

В. А. РУДНИК, Э. В. СОБОТОВИЧ

РАННЯЯ
ИСТОРИЯ
ЗЕМЛИ

В. А. РУДНИК, Э. В. СОБОТОВИЧ

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

4270



МОСКВА «НЕДРА» 1984



Рудник В. А., Собонович Э. В. Ранняя история Земли.— М.: Недра, 1984, 349 с.

Приведен анализ современных представлений о формировании Солнечной системы и Земли, а также о строении и эволюции планеты Земля. Предложена космогеологическая модель формирования Земли и ее главнейших оболочек, которая не противоречит имеющимся космохимическим, геофизическим и геологическим данным и в то же время приводит к ряду важных геологических следствий. На основе обобщения данных о составе и возрасте космического вещества и горных пород Земли, новейших сведений по космологии и планетологии, результатов геологических исследований докембрийских комплексов рассмотрены закономерности ранней истории геологического развития земной коры.

Для геологов самых различных специальностей.

Табл. 85, ил. 68, список лит.— 50 назв.

Рецензент — канд. геол.-мин. наук А. А. Ярошевский (ГЕОХИ АН СССР)

ПРЕДИСЛОВИЕ

Реконструкция ранней истории Земли с целью создания модели молодой Земли в настоящее время представляется не столь фантастической задачей, как, скажем, это было еще 15 или 20 лет назад. Подобное изменение в мировоззрении исследователей произошло благодаря осознанию своих возможностей в восстановлении геологической истории Земли, записанной на нуклидно-атомном уровне в космическом и геологическом веществе. Результаты исследований метеоритов, космической пыли, лунного вещества, глубинных земных пород, данные спектральных наблюдений атмосфер планет, звезд, хвостов комет и т. д. явились теми составными частями, из которых и на базе которых стала создаваться общая космогеологическая теория происхождения Земли.

Возникновению общей космогеологической теории формирования Земли предшествовала разработка целого ряда гипотез происхождения Солнечной системы и Земли, ставших уже давно классическими, в основу которых были положены главные принципы небесной механики. В противоположность этим гипотезам модели образования оболочек Земли (ядра, мантии и коры) строились на физико-химической основе, не учитывающей данных космогонии Солнечной системы. Подобные модели формирования Земли и ее оболочек (ранней Земли), как правило, не согласуются с космогоническими данными, подчас противоречат друг другу и поэтому так же не выходят за рамки гипотез.

Исторически сложилось положение, при котором для решения проблемы строения и состава Земли помимо непосредственных геологических и геофизических наблюдений привлекались данные по метеоритам, до последнего времени являвшимися единственными представителями внеземного вещества, доступного петролого-геохимическому исследованию. Однако в результате полученных новых данных по тем же метеоритам установлено, что предположение о том, что метеориты разных классов образуют ту или иную зону нашей планеты, оказалось некорректным. Тем не менее справедливым остается утверждение, что вещество метеоритов — современник того вещества, из которого складывалась Земля во время своего образования. Не вызывает сомнений и тот факт, что пути эволюции земного и метеоритного вещества разошлись 4,5 млрд. лет назад. Остается неясным — сходно или отличается первоначальное вещество Земли от того, которое попадает к нам из пояса астероидов в виде метеоритов.

Проблема определения состава первоначального вещества, как и выявления закономерностей его эволюции, далеко не бесцельна. Решение ее значительно облегчит понимание условий образования геосфер, ядра, мантии и коры. Если рассматривать лишь ту область Земли, в пределах которой находится человечество и кото-

рая кормит его, т. е. земную кору, то очень важно знать — где, почему и как концентрируются руды, можно ли управлять процессами рудообразования, что такое землетрясения и как с ними бороться? Вопросы задаются самой жизнью, а ответить на них можно далеко не всегда и с различной степенью полноты и достоверности.

Нет ни одной гипотезы «саморазвития» Земли, которая удовлетворительно объясняла бы совокупность явлений, протекавших и протекающих на земной поверхности, в земной коре и в верхней мантии без привлечения космогонических данных. В. И. Вернадский подчеркивал: «В своей научной работе геолог часто забывает, что он имеет дело не просто с Землей, а с одним из индивидуально-различных естественных тел — с одной из «земных планет» Солнечной системы... Земля материально и энергетически непрерывно в ходе времени связана с Солнечной системой и с Млечным путем» [6, с. 13].

Во всех науках о Земле вообще и во многих их разделах, в частности, ученые постоянно сталкиваются с энергетическим и вещественным влиянием космического окружения на Землю. Это — электромагнитные поля, опутывающие Землю и взаимодействующие с аналогичными полями Солнечной системы и Галактики, космическое вещество (метеориты, пыль, тяжелые ядра низкоэнергетической компоненты космического излучения), космические лучи (солнечного, галактического и метагалактического происхождения) и, наконец, гравитационное взаимодействие тел Солнечной системы и всего звездного населения Галактики. До недавнего времени солнечной радиации приписывалась львиная доля в количестве связей Земли с космосом. В. И. Вернадский [6] относил к космическим факторам и такие, как явление радиоактивности и планетогенез. Известно, что подавляющая часть имеющейся в Земле радиоактивности досталась ей в наследство от первоначального протопланетного вещества и не производится в самой Земле; во время планетообразования были заложены также основы ее строения и последующего развития. Немалую роль при этом играл вещественный состав протогоеосфер.

Вопрос о формировании нашей планеты уже давно перестал быть интеллектуальным развлечением определенного круга исследователей. Установлена не только теоретическая, но и практическая значимость правильного представления о первоначальном составе Земли, первичном распределении элементов в теле Земли в вертикальном, а на периферии ее и в горизонтальном измерениях, о путях эволюции земного вещества.

То, что Земля никогда в своей истории не проходила огненно-жидкой стадии, сейчас не вызывает никаких сомнений, точно так же, как уже давно забытое представление о том, что земная кора является «накипью» на поверхности Земли наподобие доменных шлаков.

Полностью восторжествовала модель образования Земли путем аккреции пыли и газа протопланетного облака при относи-

тельно невысоких температурах. Poleмика разгорелась в настоящее время в основном о том — была ли Земля гомогенна или гетерогенна к концу своего формирования как планета, образовались ли геосферы (ядро — внешнее и внутреннее, мантия — нижняя и верхняя, протокора) в результате гетерогенной аккреции в ходе «строительства» нашей планеты или же Земля формировалась из гомогенного материала, который подвергался дифференциации во время последующей геологической истории ее развития. Тот или иной ответ на этот вопрос позволяет по-разному подойти и к решению главнейших геологических проблем нашей планеты — условий формирования земной коры, направленности и закономерности геологической, петрологической и геохимической эволюции земной коры и верхней мантии, основных определяющих закономерностей магматизма, метаморфизма и рудообразования.

В настоящей работе авторы ставят задачу — изложить и увязать новейшие данные по космогонии, геологии и геохимии в ранней истории формирования и развития Земли, создав такую модель ранней Земли, которая не противоречит всем этим данным и достаточно правильно их объясняет. Значение подобной модели ранней Земли определяется тем, что именно в этот период закладывался фундамент тех явлений, которые в последующую геологическую историю Земли формировали ее современный облик. И в то же время «...выводы геологии не менее важны для планетной астрономии, чем выводы этой последней для геологии, ибо Земля есть единственная планета, которую мы можем изучать во всеоружии с той огромной мощностью, которой обладает методика современного естествознания» [6, с. 26].

Предлагаемая книга — одна из первых попыток обобщения глобальных космохимических процессов и общей геохимической эволюции Земли с точки зрения ее происхождения и поэтому, конечно, еще содержит много дискуссионных и нерешенных вопросов. Авторы будут благодарны всем читателям, которые выскажут конструктивные критические замечания.

Подготовка настоящей работы к изданию потребовала обобщения и обработки огромного фактического материала, которые были бы невозможны без помощи Г. М. Беляева, П. А. Ваганова, С. Д. Великославинского, Е. В. Гапошиной, Б. Д. Дворкиной, П. И. Пивня и Е. В. Толмачевой, предоставивших материалы своих исследований. Г. М. Беляевым, кроме того, были систематизированы оригинальные данные по петрохимической эволюции ультраметаморфогенных гранитоидов Алданского щита и РТ-условиям их формирования. С. Д. Великославинский обобщил все петрохимические и геохимические материалы по исследованию палеовулканизма докембрия Алданского щита, проводимому в последнее десятилетие коллективом отдела геохимических методов исследований (ОГМИ) Всесоюзного ордена Ленина научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) им. А. П. Карпинского. Им же обработаны результаты количественных анали-

зов метабазальтоидов и метавулканитов среднего и кислого состава. Е. В. Гапошина и Б. Д. Дворкина обобщили и систематизировали данные по петрохимии и геохимии зеленокаменных поясов архея, изучив и критически осмыслив сотни публикаций зарубежных исследователей.

При оформлении работы большую помощь оказали Т. И. Аверкиева, С. П. Гамолина, Н. М. Кузнецова, Ю. А. Ольховик, В. П. Семенов, Г. П. Сидоренко и Г. Д. Григорьева. Всем указанным лицам авторы выражают свою искреннюю благодарность.

СОКРАЩЕНИЕ НАЗВАНИЙ И ПРИНЯТЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Сокращения названий минералов, употребляемые в тексте и на рисунках

Ан — анортит
 Би — биотит
 Бр — бронзит
 Ги — гиперстен
 Гр — гранит
 Ди — диопсид
 Дис — дистен
 Жа — жадеит
 Ил — ильменит
 Ка — камазит
 Кв — кварц
 Кл — клинопироксен
 Кпш — калиевый полевой шпат
 Кр — корунд
 Мт — магнетит
 Ол — оливин
 Опн — ортопироксен
 Ор — ортоклаз
 П — пироп
 Пи — пироксен
 Пл — плагиоклаз
 Ро — роговая обманка
 Се — серпентин
 Тр — троилит
 Тэ — тэнит
 Фл — флогопит
 Фо — форстерит
 Ш — шрейберзит
 Шп — шпидель
 Эп — энстатит

Принятые обозначения

а. ед. — расстояние, проходимое светом за один год
 d_v — объемная плотность, г/см³
 c — содержание элемента, %
 H — глубина нижней границы геосферы, км
 h — мощность геосферы, км
 r — радиус тела
 $Fe, Fe_m, Fe_c, Fe_T, Fe_{сф}$ — содержание железа соответственно в целом, металлического, силикатного (приведенного к FeO), в форме троилита (FeS) и сульфидов, %
 M, m — масса геосферы, $n \cdot 10^{25}$ г
 n — величина выборки
 $P_{общ}$ — пористость общая, %
 Co_m, Ni_m — содержание в металлической форме соответственно кобаль-

та и никеля, %
 $P, P_a, P_{H_2O}, P_r, P_d$ — давление соответственно общее, литостатическое, парциальное воды, генерации и дифференциации магмы, Па
 T — температура, °С, К
 t — время аккреции, млн. лет
 t^i — ориентировочное время формирования геосферы, млн. лет
 V — удельная скорость аккреции, г/год·км²
 δ — минералогическая (удельная) плотность, г/т
 ρ, ρ', ρ_c — минералогическая плотность геосфер, соответственно общая, рассчитанная по геофизическим данным и средняя, г/см³
 v — общая скорость аккреции, т/сут
 Ach — ахондриты
 Au — аубриты (обриты)
 C, CI, CII, CIII — углистые хондриты соответственно в целом и типов I, II, III
 Cho — хондриты
 Di — диагениты
 Fm — железные метеориты
 Fm-Sm — железо-каменные метеориты
 H — хондриты бронзовые
 Hh₀ — хондриты обыкновенные
 Ho — говардиты
 E — хондриты энстатитовые
 Eu — эвкриты
 L, LL — хондриты гиперстеновые, амфотеритовые
 Sm — каменные метеориты
 Ss, Ss_f, Ss_m — вещество Сверхновой соответственно в целом, его фельзитическая и мафическая составляющие
 U — уреилиты
 A, pA — земная кора и протокора ($A \neq pA$)
 B, pB — верхняя мантия и протомантия ($B \neq pB$)
 C, pC — средняя мантия и протомантия ($C \neq pC$)
 D, pD — нижняя мантия и протомантия ($D \approx pD$)
 E, pE — внешнее ядро и протоядро ($E \approx pE$)
 F — переходная зона
 G, pG — внутреннее ядро и протоядро ($G = pG$)
 ГПЭ — гравитационная потенциальная энергия, кал/г

ЛФМА — лаборатория физических методов анализов
ВМК — виртуальный метеоритный компонент, %
ВТК — высокотемпературный компонент
ИНАА — инструментальный нейтронно-активационный анализ
МВС — метод внешнего стандарта

РЗЭ — редкоземельные элементы
СIPW — американская нормативная система пересчетов
ДП, ДП_{пр} — доля падения метеоритов, наблюдаемая и приведенная к 100%
ДГ — доля геосферы, приходящаяся на данный тип метеорита, массовая доля (%)

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРОИСХОЖДЕНИИ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И ЗЕМЛИ

Все построения гипотез о происхождении Земли вплоть до XX в. опирались главным образом на умозрительные заключения, в лучшем случае на законы механики. Начало нашего столетия ознаменовалось грандиозными открытиями в области физики и химии, крупными достижениями в астрономии и философии, возникновением таких новых разделов наук, как геохимия, геофизика и космохимия. Соответствующим образом увеличилось и число гипотез о происхождении Земли, причем в каждой из них трактовалась эта проблема по-своему, зачастую не учитывая данных других областей знания, хотя все науки об окружающем нас мире в конечном итоге опираются на представление о происхождении Солнечной системы и Земли.

На тесную связь наук о Земле с космогонией серьезное внимание обратил еще в 1949 г. О. Ю. Шмидт. За прошедшие более чем 30 лет космогония обогатилась выдающимися открытиями и многочисленными новыми данными. Однако теория происхождения Земли заметно изменилась лишь в самые последние годы.

Установлено, что происхождение Земли теснейшим образом связано с происхождением Солнечной системы, законы скопления и концентрирования веществ во Вселенной едины, едины и законы образования твердых тел, в том числе и планет. Современные представления о происхождении Солнечной системы берут начало от воззрений И. Канта (1755 г.) и П. Лапласа (1796 г.), которые считали, что Солнце и планеты возникли одновременно путем сгущения некоей первоначальной туманности. Согласно представлениям И. Канта первоначальная туманность была холодной (газово-пылевой), а П. Лапласа — горячей. В результате ее медленного развития образовалось центральное сгущение — Солнце, а затем планеты. И по И. Канту, и по П. Лапласу, образовавшиеся планеты первоначально представляли собой огненно-жидкие тела.

Напомним основные положения гипотез этих крупных философов, опираясь на высказывание в 1966 г. В. Бронштэйна. Гипотеза Лапласа, так же как и Канта, имела чисто механический характер. Он полагал, что при охлаждении вращающейся туманности происходит ее сжатие, а следовательно, и ускорение вращения (эффект «балерины»). Вращение туманности происходило все быстрее и, наконец, на экваторе центробежная сила уравнивалась с силой притяжения к ядру туманности. Частицы экваториального кольца уже не участвовали в сжатии туманности, и от экватора отделялось тонкое газовое кольцо. Действие центробежных сил приводило и к изменению формы туманности: она становилась все более сжатой у полюсов. По мере дальнейшего сжатия и ускоре-

ния вращения от экватора туманности продолжали отделяться новые кольца. Все они лежали почти в одной плоскости, имели кругообразную форму и были концентрическими по отношению друг к другу. Кольца разделялись на отдельные сгустки, которые вращались в ту же сторону, что и центральное тело — Солнце. В большинстве случаев один из сгустков был настолько массивен, что собирал своим притяжением всю или почти всю материю кольца. Так образовались планеты, бывшие вначале газообразными. Дальнейшая история планет напоминала историю Солнца: они тоже охлаждались и сжимались, отделяли кольца, и из этих колец образовались спутники планет.

Несостоятельность гипотезы Лапласа общеизвестна. Доводом против гипотезы Лапласа была совершенно невероятная величина количества движения. Из общего количества движения относительно центра Солнца на долю планет приходится 98%, а на долю самого Солнца — едва 2%, а ведь планеты составляют 1/745 долю массы Солнца. Если Солнце и планеты образовались из единой туманности, то почему же столь ничтожная масса «захватила» себе такой огромный момент движения, оставив основной массе — Солнцу — всего 2%? Иначе говоря, почему у планет оказались такие большие орбиты? Ведь с удалением от Солнца удельный момент движения (приходящийся на единицу массы) растет пропорционально \sqrt{R} . Согласно закону сохранения момента количества движения при отсутствии внешних сил полный момент количества движения системы измениться не может.

В книге «Общая естественная история и теория неба», вышедшей в 1775 г., Иммануил Кант писал, что первоначальным состоянием мира был «хаос». На месте Солнечной системы был рой пылевых частиц, беспорядочно двигавшихся в различных направлениях. Частицы сталкивались друг с другом, обменивались энергией и импульсом движения, притягивались друг к другу, объединялись в более крупные сгустки. Большая часть из них устремлялась к центру туманности: именно туда была направлена равнодействующая всех сил притяжения, влиявших на каждую частицу. Так в центральной части туманности сформировалось ее ядро — будущее Солнце. Другие частицы и их сгустки переходили к упорядоченному движению в том направлении, в котором двигалось большинство частиц и из них сформировались планеты.

Гипотеза Канта не выдерживает критики даже с позиций механики, ибо: 1) вращательное движение системы не может возникнуть без воздействия извне — внешней силы, 2) положение центра тяжести масс системы не может измениться под действием одних только внутренних сил.

В 1905 г. два профессора Чикагского университета геолог Т. Чемберлин и физик-теоретик Ф. Мультион утверждали, что громадный орбитальный момент планет привнесен извне. Когда-то мимо Солнца на близком расстоянии прошла другая звезда, которая вызвала на поверхности Солнца столь мощные приливы, что часть вещества была выброшена из Солнца по направлению

к звезде. Из этой солнечной материи после ее остывания образовались сгустки — планетозимали, которые впоследствии сконцентрировались в планеты. Данная гипотеза не учитывала законов газовой динамики, из которых следует, что выброшенные массы газа типа солнечных протуберанцев не могли сами сгуститься в плотные планетозимали. Лишь при значительно больших массах, чем у предполагаемых планетозималий, газовые облака могли бы сконцентрироваться в твердые или жидкие тела.

В 1919 г. астроном Джеймс Джинс опубликовал работу «Проблема космологии и звездной динамики», в которой нашли отражение результаты исследований по астрофизике, небесной механике и математическому анализу от времен Лапласа. По мнению Джинса, проходящая звезда привела к выбросу с Солнца газовой струи сигарообразной формы. Струя разбилась на достаточно массивные сгустки, чтобы конденсироваться в плотные тела — планетвергаясь приливному воздействию Солнца, в свою очередь, выбраты. После того как планеты пришли в жидкое состояние, они, подсывали вещество, создававшее спутники планет. Одной из слабых сторон этой гипотезы является малая вероятность прохождения двух звезд настолько близко друг к другу, настолько аккуратно (не далеко, не близко, массы звезд должны различаться раз в 30 и др.), чтобы родились планеты. Сам Джинс оценивал эту вероятность в 10^{-12} , т. е. один случай на триллион звезд. Отсюда следовало, что планетные системы, а следовательно, и жизнь во Вселенной чрезвычайно редки. Джинс невольно возрождал религиозные идеи об исключительности Земли, жизни и человека во Вселенной. Но другой приемлемой с физико-химической точки зрения гипотезы не было, и гипотеза Джинса вошла во все учебники астрономии 30-х и 40-х годов, хотя данная гипотеза не совсем точно объясняла большой угловой момент вращения Урана и Нептуна, происхождение спутников, комет и др.

В 1929 г. английский геофизик Гарольд Джефрис отверг утверждение о тесном сближении звезды с Солнцем и объяснял данное явление касательным столкновением, не приведшим, однако, ни к гибели звезды, ни к гибели Солнца, но вызвавшим выброс газобразной струи, которая затем уже в соответствии с гипотезой Джинса отклонялась проходящей звездой, получая от нее необходимый момент количества движения. Возникшая в этой струе турбулентность после разрыва ее на части, привела к вращению планет.

В 1935 г. против гипотезы Джинса — Джефриса выступил американский астроном Г. Н. Рессел. Простой расчет его показал, что при наилучших условиях прохождения звезды, при которых возможно извержение, необходимо либо «отодвинуть» звезду на большее расстояние (раз в 500), либо увеличить массу (раз в 100). Между тем увеличивать расстояние нельзя — не получается извержения, а звезд с такими большими массами не бывает. Американский ученый Р. Литльтон в 1936 г. пытался спасти эту гипотезу, предположив, что у Солнца был спутник ($\sim 0,1$ солнечной массы),

который был выброшен проходящей звездой из Солнечной системы, оставив часть вещества.

В 1938 г. шведский астроном Эрик Хольмберг открыл первые планетоподобные спутники звезд. Тщательные исследования пулковского астронома А. Н. Дейча, американца К. Странда и других показали, что из 55 звезд, расположенных ближе 16 световых лет от нас, пять имеют планетные системы, а две находятся «под подозрением». Если это так, то примерно 10% звезд окружены планетами. Это было катастрофой катастрофических гипотез происхождения Солнечной системы. Окончательным провалом гипотезы Джинса — Джеффриса явился расчет, выполненный в 1942 г. московским астрономом Н. П. Парийским, из которого следовало, что планетные системы (имеются в виду существующие траектории планет) никоим образом не могут образоваться из газовой струи вещества, выброшенной с Солнца. Джинс умер в 1946 г., так и не разрешив проблемы происхождения Солнечной системы, а Джеффрис спустя два года публично отказался от своей гипотезы.

Все «здание» ранее создаваемой космологии рухнуло. За его новую постройку взялись ученые Москвы, Ленинграда, Стокгольма, Геттингена, Оксфорда и Кембриджа. Так, гипотезу Джинса — Джеффриса чуть было «не спас» советский ученый К. П. Станюкович, который в 1948 г. установил, что в результате расширения газовой струи, выброшенной с Солнца, часть газа может двигаться по орбитам, не пересекающим орбиту Солнца, т. е. не может упасть на него обратно. Поскольку Солнце вращается, эта масса получит преимущественное движение в направлении его перемещения. Она будет очень невелика, но зато удельный момент количества движения у нее будет большой. Эта меньшая часть вещества с большим моментом количества движения из-за центробежных сил остается на периферии и может образовать планеты.

В 1960 г. В. А. Крат привел весьма существенный аргумент против гипотезы П. Лапласа, а именно: по Лапласу, орбиты всех планет должны лежать в одной плоскости. В действительности же плоскости орбиты Меркурия и Венеры наклонены относительно орбиты Земли на 7° и $3^\circ 4'$ соответственно, а сама орбита Земли наклонена по отношению к небесному экватору на $7^\circ 2'$.

Но не только затруднения при объяснении небесной механики подорвали гипотезу Канта — Лапласа. Термодинамические расчеты показали, что Земля и планеты не могли проходить огненно-жидкой стадии развития. Они никогда не были целиком расплавлены. Имея это в виду, американские ученые в 1904 г. Т. Чемберлин и в 1905 г. Ф. Мультион разработали гипотезу, предполагавшую холодное первоначальное состояние планет. Идею о первоначальном холодном состоянии планет развил О. Ю. Шмидт, который в 1944 г. сначала представлял себе первоначальную туманность в виде роя метеоритов, а позже — в виде газа, льдистых частиц и метеоритов [48]. Небесная механика, предложенная О. Ю. Шмидтом, объясняла распределение момента количества движения тем, что туманность была захвачена Солнцем во время

его путешествия в просторах Галактики. За это он подвергался очень строгой критике, поскольку захват звездой газо-пылевого облака — событие чрезвычайно маловероятное, примерно столь же невероятное, как и столкновение звезд между собой.

Поскольку столкновение звезд и захват ими какого-либо тела (без участия третьего тела) событие практически невероятное, а планетные системы вокруг звезд — явления довольно обыденные, приходится отказаться от всех так называемых катастрофических гипотез, предполагающих процессы захвата или столкновения.

Таким образом, вопрос о распределении момента количества движения в Солнечной системе опять оказался открытым. В 1950 г. Г. Койпер попытался найти выход из этого положения, обратив внимание на то обстоятельство, что почти половина звезд в Галактике объединена в кратные системы. Если, как предполагал Г. Койпер, Солнце имело когда-то напарника, из которого не получилось звезды и который рассеялся, то материал этой второй компоненты и мог пойти на «строительство» планет. Вероятность такого механизма образования пылевого облака вокруг Солнца Г. Койпер обосновывал тем, что, во-первых, большие полуоси орбит двойных звезд в Галактике лежат на расстоянии от 0,01 до 100 астрономических единиц, а среднее значение около 20 а. е.; последняя величина близка к таковой для расстояния внешних планет от Солнца; во-вторых, примерно у 20% двойных звезд масса меньшей звезды составляет около 10% от большей. Масса планет Солнечной системы составляет лишь 0,001 массы Солнца. Примерно стократный излишек массы Г. Койпер рассеивает в межзвездном пространстве и этим объясняет обогащение планет тяжелыми элементами по сравнению с Солнцем.

Очень близкую к взглядам Г. Койпера концепцию предложил в 1953 г. В. Г. Фесенков. Любопытно, что представления В. Г. Фесенкова трансформировались от вихревой гипотезы образования планет (20-е годы) до гипотезы отделения горячих сгустков от Солнца за счет центробежных сил (30-е годы), причиной чего он считал сжатие Солнца и ускорение его вращения (по-видимому, сказалось влияние гипотезы Дж. Джинса).

Слабым местом гипотезы Койпера является то обстоятельство, что если бы конструируемые им процессы планетообразования в действительности имели бы место, то межзвездное пространство должно было бы быть насыщено газом и пылью. Однако известно, что пыль и газ в Галактике составляют всего около 1% массы звезд*. То, что протопланетное облако при уже существующем

* Еще 40 лет назад Ф. Цвикки, изучавший галактику в созвездии Волосы Вероники, удивился тому, что оценки масс галактик, входящих в скопление, явно занижены. Динамическая масса, т. е. масса, определяемая из применения закона всемирного тяготения к движению галактических объектов, оказывается во много раз больше той, которую вычисляют по светимости галактик. Эстонский астроном Ян Эйнасто подтвердил подобный «парадокс массы» сначала на примере ближайшей к нам галактики Андромеды, а затем еще на 100 с лишним системах. Идея «скрытой массы», может быть, когда-нибудь и поможет воскресить гипотезу Койпера, но на настоящий момент она не является сколько-нибудь серьезно обоснованной.

Солнце должно быть раз в 100 больше по массе, чем то количество, которое пошло на образование планет, следует из предположения приливной неустойчивости. В том объеме пространства, в котором расположены сейчас планеты Солнечной системы, плотность газовой-пылевой облака с массой, равной массам планет, составила бы не более $2 \cdot 10^{-9}$ кг/м³. Чтобы могли начаться процессы формирования планет при наличии центрального тела, эту плотность надо увеличить по крайней мере на два порядка. Расчеты Г. Койпера лишней раз свидетельствуют о малой вероятности образования планетной системы при наличии уже готового Солнца.

Поэтому все современные гипотезы следуют кантовской концепции о единовременном образовании Солнца и планет. При этом трудности с моментом количества движения преодолеваются разными способами.

Шведский физик и астроном Х. Альвен в 1954 г. основал новую отрасль науки — космическую электродинамику. Он доказал, что магнитные силовые линии вращаются вместе со звездой. Ионизованный газ, отрывающийся от звезды, движется преимущественно вдоль силовых линий, которые уходят далеко в пространство. Там, где электромагнитное поле ослабляется с расстоянием, силовые линии уже не могут удерживать ионы, и они срываются, унося с собой соответствующий момент количества движения. Данную концепцию в 1960 г. развил английский астрофизик Фред Хойл. Планеты образовались из газовой-пылевой туманности, но после отделения диска от Солнца магнитное поле последнего было сцеплено с этим диском и ускорило его вращение наподобие спиц в велосипедном колесе. Тем самым передавался момент количества движения от центрального тела протопланетному диску. Эта весьма перспективная гипотеза тем не менее находит и противников. Так, В. С. Сафронов полагает, что звезда на стадии своего образования не может обладать столь сильным магнитным полем, чтобы обеспечить передачу 98% всего момента количества движения, оставив в своем владении всего 2% от имевшегося. Кроме того, гипотеза Хойла совершенно не объясняет, почему химический состав планет различен между собой (внутренние и внешние планеты), а в целом отличен и от состава Солнца.

Другой вариант гипотезы совместного образования Солнца и планет предложен в 1962 г. А. Камероном. Согласно А. Камерону, магнитное поле не играло существенной роли ни в начале эволюции туманности, ни в процессе ее коллапса. Во время сжатия туманности локальный момент количества движения сохраняется, и при $R > 100$ а. ед. начинается ротационная неустойчивость, в результате которой в диск переходит почти все вещество туманности, и лишь потом закручивающееся в диске магнитное поле передает момент движения изнутри наружу, и внутренние части диска перемещаются к центру, образуя Солнце. Дифференциальное вращение усиливает магнитное поле, в результате чего большая часть массы диска движется внутрь, образуя Солнце, и лишь малая часть массы, приобретая момент, движется наружу. Конденсирую-

щееся в ней твердое вещество образует планеты. Позднее, в 1968 г., А. Камерон стал связывать перенос вещества и момента движения в диске с турбулентностью, поддерживаемой тепловой конвекцией. При температуре ниже 2000 К диск становится непрозрачным, и в направлении, перпендикулярном плоскости диска, устанавливается сверхadiaбатический градиент. Около половины массы диска диссипирует, поэтому его начальная масса принимается в $2 M_{\odot}$.

Согласно А. Камерону, для того чтобы диск стал непрозрачным и в нем началась конвекция, его поверхностная плотность должна быть $10^6 - 10^7 \text{ кг/м}^2$. Конвекция порождает турбулентные движения не только вдоль оси вращения, но и в радиальном направлении. Вследствие турбулентной вязкости момент количества движения передается наружу и диск диссипирует, что приводит к уменьшению его поверхностной плотности до 10^{-4} кг/м^2 . Энергетическая эффективность этого механизма пока неясна. Кроме того, гипотеза Камерона встречает затруднения при объяснении дальнейшей эволюции диска. После снижения температуры диска до нескольких сотен градусов и уменьшения поверхностной плотности до 10^6 кг/м^2 в нем должна возникнуть гравитационная неустойчивость, в результате которой образуется большое число массивных газовых сгущений с общей массой, во много раз превышающей массу планет. Превращение такой системы тел в современную систему планет, как показал И. С. Сафронов [37], невозможно. А. Камерон считает, что вследствие молекулярного поглощения диск, по-видимому, может остаться непрозрачным и конвективно неустойчивым при поверхностной плотности $10^5 - 10^6 \text{ кг/м}^2$, но для того чтобы после охлаждения диска в нем не возникла гравитационная неустойчивость (в газе), поверхностная плотность должна стать меньше 10^5 кг/м^2 [37].

В 1967 г. французский астрофизик Э. Шацман предложил еще один вариант гипотезы совместного образования Солнца и планет, который очень близок к гипотезе П. Лапласа и использует достижения А. Камерона. По его мнению, сжатие туманности происходило не путем коллапса со скоростью свободного падения, а вследствие вековой неустойчивости. Огромная энергия, освобождающаяся при сжатии, могла быть удалена из туманности лишь с помощью конвекции и турбулентности. Вследствие большой вязкости в туманности все время сохранялось однородное вращение (в модели Камерона непрозрачность и конвекция возникают лишь после сжатия туманности и образования диска; во время сжатия вязкость мала, и момент количества движения сохраняется). Согласно Э. Шацману истечение вещества с экватора вследствие ротационной неустойчивости происходило непрерывно при сжатии туманности от размеров орбиты Плутона до размеров орбиты Меркурия. На последней стадии сжатия прото-Солнце эффективно теряло свой момент количества движения вследствие электромагнитной активности на его поверхности и выброса вещества из активных областей. Улетевшие частицы увлекались магнитным

полюс Солнца и двигались с его угловой скоростью до больших расстояний, замедляя тем самым его вращение.

Дальнейшая эволюция протопланетного облака, сформированного в соответствии с представлениями Ф. Хойла, А. Камерона или же Э. Шацмана, принимается такой, какая была принята для теории Шмидта, — конденсация в облаке твердых частиц, их объединение в более крупные тела и образование из этих тел планет.

Среди советских ученых наибольшей популярностью пользовалась гипотеза О. Ю. Шмидта. Академик О. Ю. Шмидт заимствовал у И. Канта идею о пылевом облаке и холодном происхождении Земли. Одна из первых работ О. Ю. Шмидта так и называлась «О метеоритном происхождении Земли». У П. Лапласа он заимствовал представления о конденсации горячего газа, его сжатии и уплотнении. Не оставил без внимания он и гипотезу Мультона и Чемберлина об образовании планетозималий. Наконец, от Дж. Джинса он воспринял идею о том, что момент количества движения планет мог быть привнесен извне, например при встрече туманности с Солнцем. Итак, Солнце встретилось с весьма протяженной газо-пылевой туманностью и захватило ее. Поскольку Солнце двигалось относительно этой туманности с некоторой скоростью, в ней был создан момент количества движения, не связанный с вращением Солнца. Вращаясь, туманность уплощалась, в ней начали происходить процессы аккреции, сначала образовались планетозимали, которые затем объединились в планеты.

О. Ю. Шмидт разделил процесс планетной космогонии на три этапа: 1) образование околосолнечного облака (туманности), 2) образование планет, 3) эволюция планет (главным образом Земли) от их начального состояния до современного. Гипотеза О. Ю. Шмидта, переименованная вскоре в теорию, была с энтузиазмом воспринята советскими геологами и геофизиками (но не космогонистами), поскольку в то время, т. е. 30 лет назад, не было никакой другой альтернативы.

К настоящему времени от гипотезы О. Ю. Шмидта сохранило свою актуальность только лишь математическое обоснование возможности формирования планет из каким-то образом возникшего протопланетного газо-пылевого холодного облака, вращающегося по эллиптическим орбитам вокруг Солнца. О. Ю. Шмидт доказал, что вращающиеся вокруг Солнца частицы пыли или газа неминуемо сольются в планетозимали, агломерация которых приводит к образованию планет, движущихся по круговым орбитам вокруг центрального светила. В областях протопланетного облака, близких к Солнцу, происходило испарение летучих веществ — в первую очередь водорода и гелия. Оставшиеся твердые частицы оказывались обогащенными труднолетучими элементами и соединениями. В более далеких от Солнца частях протопланетного облака, куда почти не проникало тепловое излучение, водород и гелий «вымерзали» на твердых частицах. В этой зоне образовывались планеты-гиганты, обогащенные летучими элементами.


О. Ю. Шмидт считал, что поскольку Земля складывалась из неоднородного вещества, то по мере накопления радиогенного тепла и расплавления более легкое вещество «всплывало» на поверхность, а более тяжелое «тонуло». Так как о составе такого вещества ничего не говорилось, то в общем гениальное предвидение О. Ю. Шмидта о первичной гетерогенности Земли было подвергнуто строгой критике, и даже последователи О. Ю. Шмидта постарались забыть об этой детали его гипотезы.

ГОМОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ

Во всех изложенных выше гипотезах предполагалось наличие гомогенного в химическом и физическом отношении протопланетного облака и, соответствующим образом, первичной гомогенности твердых тел Солнечной системы — планет. Последние получили свое оболочечное строение лишь в ходе их дальнейшей, уже геологической эволюции. Наличие метеоритов различных классов (железных, железо-каменных, каменных) объяснялось их магматическим генезисом в пределах некоторых крупных тел (например, планета Фазтон) с последующим их развалом.

4270
Следует отметить, что О. Ю. Шмидт в 1944 г. предсказал захват Солнцем космической пыли, представляющей собой некий метеорный рой, аккумуляция которого в планеты и привела в конечном итоге к образованию Солнечной системы. Математическому аппарату теории Шмидта было безразлично, какого размера и состава были консолидирующиеся фрагменты, поэтому в дальнейшем представлении О. Ю. Шмидта [48] об исходном составе вещества, из которого образовались планеты, несколько изменились: он предположил существование газо-пылевого облака, состоящего из роя льдистых частиц, загрязненных пылью. Астероиды, по его мнению, образовались из газо-пылевой среды, а метеориты являются обломками астероидов.

Надо отдать должное Гарольду Юри, который в 1952 г. впервые ввел в обиход космогонических построений представления о химическом составе протопланетного облака, о химической и физической сущности твердых тел Солнечной системы и, в частности, планет. Г. Юри подчеркивал важность изучения метеоритов, полагая, что их состав является ключом к познанию состава планет, что фракционирование химических элементов в протопланетном облаке являлось решающим фактором формирования планет различного типа от маленького Меркурия до громадного Юпитера. Г. Юри, как и многие современные ученые, считал, что хотя планеты образовывались из материала того состава, который был присущ данной области окосолнечного пространства, каждая планета оказывалась химически однородной в своем объеме. Подобное представление, получившее впоследствии название гипотезы гомогенной аккреции, недалеко ушло от гипотез происхождения планет Солнечной системы, развивавшихся И. Кантом, Г. Джеффрисом и О. Ю. Шмидтом.



Существует целый ряд геохимических и геофизических данных, которые не могут найти объяснения с позиций гипотезы о разделении Земли на оболочки во время ее геологической истории за счет каких-либо процессов дифференциации вещества планеты.

Например, рассмотрим вероятность выделения железного ядра в процессе дифференциации гомогенной Земли. Для этого мы должны предположить достаточно высокие температуры молодой Земли, с тем чтобы относительно небольшая добавка радиогенного тепла могла бы вызвать образование магматических очагов. При этом железо как более легкоплавкое и более тяжелое стекло бы к центру Земли. А. Е. Рингвуд — сторонник гомогенной аккреции Земли, отмечая слабости этой гипотезы, в 1979 г. указывал на то обстоятельство, что, если бы Земля и другие планеты земного типа первоначально состояли бы из смеси металлической и силикатной фаз, которые впоследствии дифференцировались за счет постепенного нагрева земных недр, должно было бы установиться космохимическое равновесие между этими фазами. Тем не менее мы наблюдаем распространенность Ni, Co, Cu, Au и других сидерофильных элементов в пиролите в 10—100 раз выше, чем это можно было бы объяснить равновесием между металлом и силикатом. Отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} в верхней мантии в 10 раз выше, чем можно было бы ожидать в равновесных условиях, если бы металлическое железо «стекло» в ядро.

По расчетам Ф. Бэрча (1965 г.), процесс «стекания» железа к центру Земли сопровождался бы значительным повышением температуры (около 2500 Дж на 1 т вещества, что эквивалентно поднятню температуры на 2000° С) за счет превращения потенциальной гравитационной энергии в тепловую. Учитывая, что запуск механизма дифференциации мог произойти при температуре от 1000 до 2000° (в зависимости от глубины залегания магматического очага), суммарная температура составляла бы 3000—4000° С. Не существует кристаллической породы, которая выдержала бы такую катастрофу. Глубины Земли были бы пластичными, а не твердыми, тем более, что нет достаточно приемлемого механизма теплоотвода*. Как считает Ж. Гогель (1969 г.), в твердом теле теплопроводность осуществляется столь медленными темпами, что за 4 млрд. лет практически никакая часть скрытой тепловой энергии внутренних слоев, расположенных ниже глубин в несколько сотен километров, не могла бы достигнуть поверхности. Э. Андерс убедительно доказал, что тело радиусом более 1000 км не успеет заметно остыть даже за 5 млрд. лет [50]. Что же говорить о Земле с ее радиусом в 6370 км?

Чтобы обойти это затруднение, ряд исследователей предложил различные конвекционные модели тепло-массопереноса. Однако, расчеты Ф. Вайнинг — Мейница (1945 г.) показывают, что глубина конвекционных течений не может превышать 1200 км, а другие

* По мнению С. В. Маевой, Земля могла бы затвердеть в этом случае лишь до глубины 50 км.

исследователи — Ж. Гогель (1969 г.) — ограничивают зону их действия глубиной 475 км. Дж. Карр в 1968 г. на основании изучения физических свойств мантии, природы границы Мохо и других данных пришел к выводу вообще о несостоятельности гипотезы о современных процессах конвекции в мантии. Сравнение тектонической истории ряда континентов привело его к заключению о том, что по крайней мере в течение последних 900 млн. лет конвекция в мантии отсутствовала (этот вывод, естественно, не распространяется на потоки вещества незначительной мощности).

С развитием гипотезы тектоники плит развивалась и гипотеза конвективного тепло-массопереноса, ибо иначе трудно объяснить движение плит друг относительно друга. При этом предполагается, что, например, глубокофокусные землетрясения происходят в холодных погружающихся плитах литосферы. Однако, если бы эффект погружения плит в глубины мантии существовал на самом деле и этот процесс был характерен для континентальных плит и постоянно имел бы место на протяжении геологической истории Земли, то вряд ли могли бы сохраниться на земной поверхности породы с возрастом в миллиарды лет, а тем более почти ровесники Земли, установленные в 1972 и 1975 гг. С. Мурбахом в Гренландии — 3,7 млрд. лет — и авторами в Антарктиде — 3,7 млрд. лет [45]. Кстати, столь древние образования земной коры однозначно свидетельствуют и о том, что Земля на заре своего существования в целом была достаточно холодной и что земная кора образовалась практически сразу же после формирования Земли как планеты.

Образование атмосферы и гидросферы вообще не может происходить по гипотезе гомогенной аккреции. Согласно этой гипотезе летучие компоненты, такие, как H_2O и CO_2 , находились в адсорбированном состоянии на поверхности твердых частиц или входили в качестве их составных частей (углистые хондриты). Если происходила медленная аккреция в холодных условиях, то все эти летучие компоненты оставались бы в пределах Земли. И только последующий разогрев земных недр, согласно представлениям А. П. Виноградова [8], привел бы к дегазации H_2O , CO_2 , N_2 и, как следствие, к образованию гидросферы и атмосферы. Однако, даже если атомы и молекулы указанных газов и были захвачены объемом Земли, они должны были бы прореагировать с металлическим железом, поскольку смесь железа и силикатов должна была бы быть нагрета до температуры $1000^\circ C$, необходимой для плавления и образования ядра Земли. При этом из земных недр не могли выделяться на ее периферию ни вода, ни углекислота, поскольку водород и углерод должны были бы вместе с железом уйти в ядро Земли. В этом случае никакой атмосферы и гидросферы не могло сформироваться бы вообще.

О том, что земная кора не является продуктом выплавления из мантии, свидетельствуют наблюдаемые данные о распространенности в ней ряда элементов. Например, по расчетам А. А. Смыслова [39, 40], для того чтобы объяснить современную распростра-

ненность радиоактивных элементов в земной коре, следовало бы извлечь их из мантии до глубины 5000 км *, а мантия, как известно, кончается на глубине 2900 км. При этом мощность коры должна была бы превысить существующую в 7—10 раз. Но, во-первых, извлечение радиоактивных элементов из мантии было бы возможным, если бы последняя была расплавлена или размягчена, а этого в действительности нет. Во-вторых, чтобы земная кора имела мощность, близкую к наблюдаемой, следует допустить соответствующее увеличение содержания радиоактивных элементов в мантии, что привело бы к ее расплавлению.

Доказательством того, что земная кора не есть продукт глобальной дифференциации земного шара, являются наличие пород (в том числе гранитоидов) с возрастом, близким к 4 млрд. лет, а также совпадение возраста древнейших лунных пород (4,5—4,6 млрд. лет) с возрастом метеоритов и Земли. В то же время поверхностные лунные породы содержат значительные количества урана и тория, даже большие, чем земные базальты **. Учитывая, что возраст Солнечной системы не может быть существенно больше, чем 4,7 млрд. лет, не остается времени для процессов глобальной дифференциации Земли, если она первоначально была в целом относительно холодной. Таким образом, объяснить глобальную дифференциацию, в результате чего образовались основные геосферы, затруднительно из-за: 1) очень больших значений возраста пород Земли и Луны, 2) отсутствия эффективного процесса отвода тепла.

Попытки в 1975 г. В. Н. Ларина и Н. П. Семеново приписать водороду роль теплоносителя из центральных частей Земли к поверхности (без потери водородом энергии на пути следования в тысячи километров) остаются проблематичными, да они и не решают проблемы, ибо процесс отвода тепла таким механизмом в эпоху ранней Земли должен был бы быть катастрофичным. К сожалению, вопрос о возможности дифференциации именно в этот период пока еще не решен.

Следовательно, дифференциация первоначально гомогенной Земли, в результате чего образовались геосферы, с точки зрения геологии — процесс весьма маловероятный, на что указывали К. Л. Донн в 1966 г., Э. В. Собонович в 1970 г., У. М. Каула в 1971 г., В. А. Рудник в 1975 г., Р. С. Кларк и др. в 1976 г.

ГЕТЕРОГЕННАЯ АККРЕЦИЯ

В 1967 г. Э. В. Собонович, указав на внутреннюю противоречивость представления о первично гомогенной Земле и опираясь на экспериментальные данные по вещественному и изотопному составу

* По мнению А. П. Виноградова и А. А. Ярошевского (1970 г.), минимальная глубина, с которой должны были бы извлекаться радиоактивные элементы, составляет 1900 км.

** Наличие такого же количества радиоактивных элементов в недрах Луны невозможно, ибо тогда она была бы в огненно-жидком состоянии.

ву метеоритов различных классов, обосновал представление о том, что геосферы образовались в ходе формирования Земли [41]. В последующих работах авторов было дано всестороннее обоснование модели формирования нашей планеты путем гетерогенной аккреции [34, 42, 43, 44, 46] и произведена увязка ее с данными о геологическом развитии земной коры в раннем докембрии [39, 34, 46]. Такого же мнения придерживались К. Турекян и С. П. Кларк. К подобным выводам в 1972 г. пришел Д. Л. Андерсон, в 1974 г.—А. П. Виноградов, в 1981 г.—В. Л. Барсуков и Г. В. Войткевич.

Для обоснования сингенетичного формирования Земли и ее геосфер прежде всего необходимо было доказать, что протопланетное облако не было гомогенным. Помогли в этом изотопные исследования метеоритов. Со времени окончательного формирования понятия явления изотопии Ф. Астоном в 1913 г. и вплоть до конца 50-х годов существовало убеждение, что все стабильные химические элементы, слагающие нашу Землю и метеориты, да и всю Солнечную систему, обладают одинаковым изотопным составом. Наблюдаемые изотопные сдвиги у некоторых элементов объяснялись либо кинетическими факторами (легкие элементы), либо ядерными превращениями (накопление радиогенных атомов). Этот постулат довлел над геологами, геофизиками, геохимиками и космохимиками, заставляя все гипотезы, касающиеся происхождения элементов Солнечной системы, Земли и метеоритов, «втискивать» в рамки представлений о одновременном образовании всех элементов, первичной гомогенности протопланетного вещества, первично гомогенной Земле и т. д. Да и в наше время школьные и даже некоторые вузовские учебники трактуют «сотворение мира» именно с этих позиций. И это несмотря на то, что астрономы давно уже доказали, что наше Солнце является звездой третьего поколения, а успехи астрофизики растянули процесс творения элементов в пределах нашей Галактики на 12—15 млрд. лет.

И все-таки первую «брешь» в представлениях о первичной гомогенности вещества протопланетного облака пробили исследования изотопного состава свинца в метеоритах, проведенные в 1955—1965 гг. в лаборатории И. Е. Старика. Наблюдавшиеся вариации в изотопном составе свинца исследованных метеоритов невозможно было объяснить какими-либо ядерными превращениями или процессами фракционирования изотопов в протопланетном облаке. Разные метеориты и разные минералы в метеоритах содержат свинец различного изотопного состава, который ни в одном случае не поддержан наличным ураном, что было показано И. Е. Стариком и другими исследователями в 1959 г. и Э. В. Соботовичем в 1964 г. Это обстоятельство дало возможность предполагать, что к началу формирования Солнечной системы уже существовали тела, содержащие свинец с различным изотопным составом и представлявшие собой, следовательно, реликты нашей Солнечной системы [41].

Те исследователи, которые доверяли этим результатам, считали, что метеориты имеют «составное» строение, т. е. что они пред-

ставляют собой остатки тел, «слипшихся» из неких готовых фрагментов, а не есть продукт магматической дифференциации крупных тел. А отсюда был уже лишь один шаг до утверждения о том, что протопланетное облако состояло из фрагментов различного происхождения и состава, вплоть до представлений о гетерогенной аккреции Земли [42]. Но далеко не все признают эти данные по изотопному составу свинца метеоритов корректными. Так, В. Оверсби, практически повторив в 1970 г. результаты И. Е. Старика и Э. В. Собоновича, сама в них не поверила, посчитав, что в обоих случаях имело место загрязнение метеоритных проб земным свинцом. Следует отметить, что в 1980 г. Л. В. Овчинникова и Л. А. Неймарк, используя все имеющиеся данные по изотопному составу свинца в метеоритах и лунных пробах, подтвердили вывод о двойственности первоначального свинца в этих системах.

Следующим ударом по концепции гомогенного (в изотопном смысле) протопланетного облака явились исследования изотопного состава благородных газов. Так, Л. К. Левский в 1972 г. доказал, что гелий в метеоритах также имеет по крайней мере двойственную природу. С начала 70-х годов подобные открытия изотопной неоднородности метеоритного и лунного вещества стали появляться одно за другим. Венцом их явились детальные исследования различных минеральных составляющих углистого хондрита Альенде. Одна из первых работ Л. Клайтона в 1973 г. по метеориту Альенде в этом направлении была посвящена исследованию изотопного состава кислорода. В метеорите типа СIII аномалия по ^{16}O достигала 1%, причем избыток распределялся весьма неравномерно в пределах каждого метеорита. Очевидно, эти изотопные аномалии являются результатом гетерогенности зерен досолнечной пыли, имеющей различную нуклеосинтетическую историю. Л. Клайтон и его коллеги (1978 г.) единственное объяснение выявленным аномалиям в изотопном составе кислорода в исследованных метеоритах (углистых хондритах) и различных включениях Альенде находят в том, что такие высокотемпературные конденсаты, как шпинель и корунд, имеют досолнечную природу, т. е. они являются «реликтами» вещества Солнечной системы.

Т. Ли и Д. Папанастасиу в 1974 г. доказали отсутствие корреляции аномалий изотопного состава магния с величиной отношения Al/Mg во включениях метеорита Альенде и считали, что изотопные аномалии магния связаны с изотопной гетерогенностью протопланетного облака. Причем трудно объяснить найденные сдвиги в изотопном составе добавкой только одного компонента к хорошо перемешанному протопланетному веществу, что хорошо видно на примере кислорода, поскольку обнаружены аномалии как в положительную, так и отрицательную сторону от нормального магния. На основании дальнейших исследований других углистых хондритов установлено, что аномалии изотопного состава магния присущи метеоритам СIII.

М. Татсумото и его коллеги в 1980 г. выявили вариации в изотопном составе урана в различных минеральных составляющих,

а особенно в различных фракциях выщелатов из метеорита Альенде. Отношения $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ варьируют от $89,88 \pm 2,79$ до $163,50 \pm 1,26$. Повышенное содержание ^{235}U авторы объясняют добавкой этого нуклида за счет распада ^{247}Cm , а пониженное содержание мы склонны объяснить наличием «реликтового», более древнего материала в этом метеорите, на принципиальную возможность которого обращалось внимание ранее Э. В. Собоновичем.

На рис. 1 суммированы практически все более или менее достоверные данные о найденных вариациях изотопного состава элементов в метеоритах, лунных и земных образцах. При этом в лунных пробах изотопные сдвиги выявлены в меньшем количестве элементов, а в земных — и того меньше. Возможно, это объясняется изотопной гомогенизацией при многократной переработке вещества земной коры в ходе различных геологических процессов. В данном случае, по-видимому, химическая дифференциация земной коры способствовала изотопной гомогенизации первично гетерогенных фрагментов. Факторы, приводящие к изотопным аномалиям, можно подразделить на первичные и вторичные. Первичные могут быть связаны с дискретностью процессов нуклеосинтеза во времени и пространстве или с какими-то особенностями одновременного нуклеосинтеза, а вторичные обуславливаются физико-химическими процессами дифференциации вещества в облаках космической пыли и газа под действием магнитных и гравитационных сил, а также накоплением радиогенных нуклидов, в том числе

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			I	II	III	IV	V	VII	VII	O
1	H																	He
2	Li	Be	B										C	N	O		F	Ne
3	Na	Mg	Al										Si	P	S	Cl	Ar	
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rb	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
6	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn
7	Fr	Ra	Ac	Ku														
8				Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	
9				Th	Pa	U	Np	Pu	Am	Cm	Bk	Cf	Es	Fm	Md	(No)	Lr	

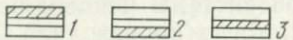


Рис. 1. Элементы, в которых найдены изотопные сдвиги. По Э. В. Собоновичу (1981 г.): 1 — в метеоритах, 2 — в земных породах, 3 — в лунных породах

путем захвата медленных нейтронов, реакций скалывания под действием альфа-излучения или космических лучей и т. д.

Самой распространенной гипотезой формирования изотопных аномалий является предположение о существовании неких «реликтовых» фрагментов относительно нашей Солнечной системы. В свое время мы связывали изотопные аномалии в метеоритах со вспышкой Сверхновой звезды в окрестностях будущей Солнечной системы [42, 43]. Примерно о том же говорит и более поздняя гипотеза О. К. Мануэля и его коллег (1972 г.), предполагающая, что изотопные аномалии ксенона в углистых хондритах обусловлены смесью *r*- и *p*-продуктов, которые добавились в Солнечную систему от ближайшей Сверхновой. Позднее, в 1977 г. установлено, что изотопные аномалии по Не и Ne коррелируют с изотопными аномалиями по Ag, Kг и Xe, а сама гипотеза была несколько модернизирована. Сверхновая была помещена в центр будущей Солнечной системы. Солнце, таким образом, — остаток Сверхновой, а различные ее слои пошли на строительство конденсатов и метеоритов различных типов. Получив корреляцию между изотопными аномалиями ксенона и теллура в углероде метеорита Альенде, Р. Баллард со своими коллегами в 1978 г. отмечает, что наблюдается большое обогащение нейтронно-богатыми и нейтронно-дефицитными изотопами в обоих элементах. По-видимому, в этом «виновен» способ нуклеосинтеза, а не накопление продуктов деления трансуранов. Эти исследователи приходят к выводу, что планетарный материал конденсировался из облака, состоящего из гетерогенного материала последовательно сбрасываемых оболочек Сверхновой.

Смысл различных способов нуклеосинтеза одного и того же элемента в звездах весьма проблематичен. Тем более рискованно конструировать синтез элементов с различным изотопным составом в пределах одной Сверхновой звезды, как это делает О. К. Мануэль. Наблюдаемые вариации изотопного состава стабильных элементов в метеоритах с этой точки зрения не показательны. Они с таким же успехом, например, могут быть объяснены физическим и химическим масс-фракционированием как при охлаждении первичной плазмы, так и во время роста пылевых частиц в протопланетном газовом облаке.

Другое дело, если наблюдается изотопное смещение в радиоактивных или радиогенных элементах (уран, свинец, стронций, аргон) или отмечаются избытки стабильных продуктов распада «вымершей» радиоактивности (в палладии, ксеноне, магнии и т. д.). Для многоизотопных элементов невозможно придумать механизм масс-фракционирования, который приводил бы к обогащению каким-либо одним изотопом, оставляя остальные в покое; в этом случае мы не можем не принять во внимание возможное сохранение в пределах Солнечной системы некоего реликтового вещества.

Возникает вопрос, когда происходила конденсация элементов? Только ли в период образования Солнечной системы или подобные процессы имели место и раньше. Иными словами, содержала ли

первоначальная туманность вещество в консолидированном состоянии? Многие ученые реконструкцию процессов образования Солнечной системы ведут с момента конденсации газовой фазы (иногда солнечной плазмы), игнорируя возможность наличия консолидированного материала в первоначальной туманности. Однако мы не можем предполагать, что материнская туманность Солнечной системы чем-то отличалась от наблюдаемых в настоящее время в просторах Галактики. Наличие же в них пылевой составляющей весьма четко доказано, при этом считается, что в любой туманности доля консолидированного вещества составляет примерно 1% от общей массы [15, 37], а массы отдельных консолидированных тел невелики (максимум до 100 км диаметром), иначе туманность не была бы устойчивой [15]. Все остальное — газ, главным образом водород.

Вероятно, масса протосолнечной туманности составляла 1—2 солнечных масс, т. е. $(2-4) \cdot 10^{33}$ г, ее радиус был $(4-8) \cdot 10^{14}$ см, достигая, таким образом, примерно орбиты Нептуна — афелия Плутона; плотность конденсации газа, из которого возникло Солнце, — 10^{-18} кг/м³, к тому же эта протосолнечная часть первоначальной туманности должна была быть более холодной, чем окружающее облако [15]. Низкая температура образования планет земной группы необходима для того, чтобы объяснить наличие в них, в частности в Земле, Луне и метеоритах, достаточно большого количества летучих элементов, таких, как H, C, N, O, Te, Na, Cl, Hg, Pb и др. Низкая температура важна для образования льда, который облегчает процесс конденсации вещества и образование гидрокربонатов в углистых хондритах, а также способствует значительному окислению металлов во всех планетах, кроме, возможно, Меркурия, и большинства хондритов. В 1950 г. Дж. Латимер впервые установил, что реакция $Fe_3O_4 + 4H_2 \rightleftharpoons 3Fe + 4H_2O$, константа которой $K = p_{H_2O}/p_{H_2} = 0,002$, идет справа налево при температуре ниже 390° К и слева направо при температуре выше 1120° К, а реакция $FeO + H_2 \rightleftharpoons Fe + H_2O$ идет справа налево при температуре ниже 590° К. Поскольку отношение космической распространенности воды к водороду составляет $5 \cdot 10^{-4}$, т. е. значительно меньше константы реакции 1, то эта последняя реакция должна протекать в восстановительном направлении, т. е. слева направо.

Степень и последовательность конденсации элементов и их соединений определяются их физико-химическими и, в частности, термодинамическими свойствами. У. М. Каула [15] рассматривает 30 веществ, которые могли образоваться из восьми самых распространенных в космосе элементов: H, O, C, N, Mg, Si, S, Fe. Наиболее вероятный набор соединений, которые могли образоваться при существующей космической распространенности составляющих их элементов, следующий: C (твердый), CH₄, CO, CO₂, COS, Fe (твердое), FeS, Fe₂SO₄, H₂, H₂O, H₂S, Mg₂SiO₄, N₂, NH₃, O₂, S (твердая). S₂ (газ), SO₂, SO₃. Дж. Латимер в 1950 г. рассмотрел возможность конденсации газа в твердые частицы, полагая, что этот процесс протекал во время образования палео-Солнечной системы. Во вре-

мя процесса конденсации частицы «падали» на плоскость эклиптики через газ значительной концентрации. По закону Стокса, скорость падения $V=2r^2(d-d_m) \cdot G/gy$, где r — радиус частицы, d — плотность частицы, d_m — плотность среды, G — ускорение силы тяжести, y — коэффициент вязкости. Плотность частиц варьирует от 8 для железа и никеля до 3,5 для оливина и 2,9 для базальта. Из-за различия плотности железо-никелевые частицы будут «падать» в два-три раза быстрее, чем силикатные материалы. Кроме того, железо-никелевые частицы, обладая наиболее простой решеткой, будут конденсироваться в единицу времени до гораздо большего размера, чем более сложные силикаты. А так как скорость «падения» пропорциональна квадрату радиуса, то это приводит к еще большему различиям величины V . Железная частица размером 10^{-2} см будет падать в три миллиона раз быстрее, чем сосуществующая с нею в облаке силикатная размером 10^{-5} см. Подобные рассуждения привели Дж. Латимера к выводу о том, что в процессе аккреции металлы должны конденсироваться в центре Земли первоначально, а тяжелые ортосиликаты и более легкие составляющие, возможно базальтового состава, — образовывать последующие слои Земли*.

Все рассмотренные выше явления могли происходить во времена, более отдаленные, чем образование Солнечной системы, в других частях Галактики, да они происходят и сейчас. Как известно, Солнце относится к звездам третьего поколения. Это означает, что пошедшее на его образование вещество (имеется в виду вся Солнечная система) фактически должно представлять собой по крайней мере смесь вещества трех генераций. На самом деле — это более сложная смесь, поскольку происходит постоянный обмен веществом между различными частями Галактики, перемешивание всего этого вещества. О том, что каждая последующая звезда усваивает материал своих предшественников, свидетельствует накопление тяжелых элементов в Галактике со временем. Чем моложе звезда, тем больше в ней тяжелых элементов. При этом в Галактике за 6 млрд. лет содержание тяжелых элементов увеличивается на порядок. В 1969 г. В. М. Вдовенко и Э. В. Собоновичем установлено, что в составе тяжелой компоненты галактического космического излучения отношение тяжелых ядер (урана и тория) к более легким (железо) почти на порядок превышает таковое на Солнце. Это означает, что Солнечную систему бомбардируют частицы, исторгаемые более молодыми звездами, чем Солнце, а также и то, что обновленный космический субстрат («пепел» Сверхновых) становится исходным материалом звезд следующего поколения. Очевидно, в эволюции звезд четко выявляются цикличность и направленность: цикличность выражается в кругообороте вещества, направленность — в том, что в каждом новом цикле участвует все меньшее количество вещества (в нашей части Вселенной), так как субстрат белых карликов, нейтронных и коллапсировавших до

* Это первая попытка объяснить современное облочечное строение Земли условиями ее формирования.

«гравитационной ямы» звезд надолго, если не навсегда, выпадает из кругооборота. Главным же фактором является неуклонное возрастание доли тяжелых элементов.

Существует и альтернативная гипотеза. Она возникла в последние годы, высказана В. А. Амбарцумяном в 1968 г. и отстаивается его школой. Согласно этой гипотезе звезды (так же, как и галактики) образуются в результате перехода материи из некоторого сверхплотного состояния в наблюдаемые формы вещества и энергии. Эта гипотеза основывается на тенденции рассеяния вещества и энергии во время звездной эволюции, а также на астрономических наблюдениях, на основании которых можно сделать вывод о совместном одновременном образовании двух, трех и более звезд или галактик. Образование их мыслится как результат взрыва некоего сверхплотного и не наблюдаемого тела. Звезды возникают в выброшенных из ядра Галактики спиральных рукавах, которые содержат очень плотные и массивные тела. При делении этих тел могут образоваться не только звезды, но и вещество в рассеянном (диффузном) состоянии — газ и пыль. В связи с этим существование горячих (молодых) звезд в тех же областях Галактики, где имеется много пыли и газа, не обязательно может служить доводом в пользу происхождения звезд в результате консолидации диффузного вещества. Рождения звезд из «протозвезд», выброшенных в спиральные рукава ядром Галактики, никто не наблюдал, впрочем, так же как не наблюдали рождение звезд путем уплотнения диффузной материи. С точки зрения гипотезы «протозвезд» окружающее каждую образовавшуюся звезду диффузное вещество (газ и пыль) должно принадлежать только данной звезде, в том числе и вещество, пошедшее на образование планет, коль скоро таковые образуются. Неясного у гипотезы «протозвезд» как массивных, сверхплотных и ненаблюдаемых тел очень много; по-видимому, не последнее место следует отвести таким фактам, как различный химический состав звезд, обогащение звезд более поздних поколений все более тяжелыми элементами, причем независимо от их макросостава, массы и температуры.

Принятие гипотезы В. А. Амбарцумяна влечет за собой коренную смену воззрений на образование Солнечной системы и аналогичных систем в звездном мире. Космогонисты пока еще эту гипотезу не приняли. Поэтому и мы пока остаемся на старых позициях одновременного образования Солнца и планет Солнечной системы путем конденсации первоначальной туманности, состоявшей из пыли и газа и являвшейся своего рода «звездным прахом» предшествующих поколений звезд. С этой точки зрения вещество, слагающее Солнечную систему, должно быть старше самой системы. Более того, в пределах Солнечной системы могло остаться в первозданном виде то консолидированное вещество, которое пошло на ее строительство и избежало переработки. О том, что это возможно, говорят изотопные данные, рассмотренные ранее.

Остановимся на «обновлении» космического вещества в процессе звездной эволюции. По современным оценкам основная мас-

са вещества нашей Галактики заключена в звездах. Масса межзвездного газа — всего несколько процентов от общей массы Галактики. И это количество постепенно уменьшается за счет постоянного создания звезд. Лишь 1—2% звездной материи возвращается в диффузное состояние в результате звездных катастроф типа взрывов новых и сверхновых звезд и менее энергичных выбросов. Возникает вопрос, все ли вещество той или иной Солнечной системы, погибшей во взрыве, полностью обновляется? И затем — связано ли образование новых солнечных систем с полной переработкой некогда консолидированного вещества, с полнейшей гомогенизацией его и последующей конденсацией из плазмы? Практически все современные космогонические гипотезы опираются в своих построениях именно на те или иные механизмы конденсации элементов из плазмы.

По-видимому, этот вопрос связан с проблемой наличия планетных систем и их распространенностью в звездном мире. По современным, очень осторожным оценкам по крайней мере несколько процентов от 100 миллиардов звезд нашей Галактики должны иметь планетные системы. Во время звездных катастроф — взрывов в виде Новых или Сверхновых звезд, а их было на протяжении 12—15-миллиардного существования Галактики порядка миллиарда случаев (учитывая экспоненциальный рост звездной активности по мере продвижения в глубь веков) — консолидированное вещество планет не обязательно должно превратиться в плазму. Не этим ли объясняется тот факт, что газовые скопления содержат до 1—2% пыли? «Пылинки» по космическим масштабам могут иметь массу от ничтожных долей миллиметра до многих миллион тонн; однако последние встречаются чрезвычайно редко.

Масса консолидированного материала, существовавшего до начала образования Солнечной системы в первоначальной газовой пылевой туманности, могла составлять $(2—4) \cdot 10^{31}$ г (масса Солнца $2 \cdot 10^{33}$ г). Суммарная масса всех планет Солнечной системы составляет едва ли тысячную долю первоначальной массы туманности и на порядок меньше массы первично консолидированного материала. Учитывая, что значительная часть водорода была удалена из Солнечной системы в момент ее образования, можно полагать, что планеты, особенно планеты земной группы, на свое строительство использовали значительную долю первично консолидированного материала.

Г. Юри в своей гипотезе образования планет отстаивает точку зрения о том, что образованию планет предшествовала стадия протопланет примерно лунных размеров, которые, по его мнению, сконденсировались в плотной солнечной туманности и были окружены большими по объему скоплениями газа. Масса этого окружающего газа могла в 1000 раз превосходить массу самой протопланеты, т. е. составлять примерно $7,5 \cdot 10^{28}$ г. Г. Юри вводит стадию протопланет главным образом для того, чтобы был обеспечен механизм отделения металлической и силикатной фаз магматическим путем, чтобы можно было объяснить существование алмазов

в метеоритах (высокие давления), а также некоторые другие фактические данные (например, распространенность некоторых элементов в метеоритах). Однако следует подчеркнуть, что магматическая дифференциация — это не единственный и далеко не самый лучший способ образования металлической и силикатной фаз. Формирование алмазов также не требует тел лунного размера; с таким же успехом они могут образовываться и шокowym механизмом. Тем не менее идея существования протопланет, только, конечно, меньшего размера, не лишена смысла.

То, что эволюция первоначального протосолнечного облака шла путем возникновения многих мелких сгущений (центров конденсации), принимается почти всеми космогонистами. Очевидно, на первых этапах эволюции первичного облака «зародышами» протопланет могли быть главным образом уже существовавшие «пылинки». Вероятно также, что доля первично консолидированного вещества в планетах оказалась гораздо большей, чем в Солнце. Как известно, последовательность «вычерпывания» вещества протопланетного или протосолнечного облака «зародышами» планет или зарождающимся Солнцем подчиняется закону Ньютона, гласящему, что сила тяготения прямо пропорциональна произведению притягивающихся масс и обратно пропорциональна квадрату расстояния между ними. Если одна из притягивающихся масс значительно больше другой, то эта большая масса начинает захватывать все вещество из своей гравитационной зоны, независимо от размеров тел или частиц.

Планеты, особенно земной коры, не доросли до того, чтобы могли относиться безразлично к массе притягивающейся частицы. По крайней мере даже на конечном этапе своего формирования Земля не в состоянии была захватывать газы с молекулярным или атомным весом менее 40, а зародыш Солнца по достижении определенной массы начал захватывать все вещество. Поскольку газа было в первоначальном облаке раз в 100 больше по массе, чем консолидированной материи, то, естественно, Солнце в основном и формировалось за счет газовой составляющей. Для планет же имела место избирательность процесса: захватывался главным образом консолидированный материал. Последний представлял собой как пыль и фрагменты первоначального облака — первичное («реликтовое») вещество Солнечной системы, так и сгущения, образовавшиеся во время ее формирования, так сказать, вторичное вещество. Отличия в химическом составе этого генетически различного вещества должны быть, по-видимому, слишком незначительны, чтобы можно было их заметить при помощи современной аналитической техники. Единственным надежным репером следует считать содержание радиоактивных элементов, поскольку «реликтовое» вещество должно включать значительно меньше урана и тория, чем материя с примесью вещества Сверхновой. Это обусловлено тем, что «реликтовое» вещество сформировалось задолго до Солнечной системы, которая к моменту своего образования в соответствии с законом постепенной «структуризации» Вселенной со-

держала и меньше радиоактивности, а та, которая была, в значительной степени успела распасться, пока туманность находилась в стационарном состоянии.

Опираясь на это положение, была предложена модель образования Солнечной системы и Земли [33, 34, 42, 43, 46], которая может быть названа моделью полихронно-гетерогенной аккреции Земли, существование которой заключается в следующем.

Первоначальная протосолнечная газо-пылевая туманность, содержащая 1—2% консолидированного материала, была выведена из равновесного состояния вспышкой Сверхновой звезды, которая, согласно данным Д. Бербиджа (1964 г.), В. Г. Фесенкова (1964 г.), Ф. Хойла и В. Фаулера (1964 г.), Э. В. Собоновича (1968 г.), произошла 4,7 млрд. лет назад (рис. 2). Сверхновая во время своего взрывного состояния (примерно первые 100 с) синтезировала ощутимые количества тяжелых радиоактивных ядер, в том числе ядра урана и тория. Первоначальная туманность получила дополнительно около 2—3% нового вещества, обогащенного этими элементами. Если эта оценка верна и если допустить равномерное расширение вещества Сверхновой звезды без направленных выбросов, то усвоенное протосолнечной туманностью 2% вещества Сверхновой может иметь место в случае, если взрыв Сверхновой произошел в окрестностях первоначальной туманности на расстоянии (r) от нескольких месяцев до нескольких световых лет в зависимости от возможной сброшенной массы Сверхновой (от $1 M_0$ до $10 M_0$) и протяженности туманности. Действительно, если радиус первоначальной туманности (R) составлял один световой год при массе $1 M_0$, а Сверхновая сбросила также $1 M_0$, и протосолнечная туманность усвоила 2% нового вещества, то из простого соотношения $1/3\pi R^2 r = 0,2, 4\% 3\pi r^3$ получаем: $R = r \sqrt{0,08}$, или $r = 3,5$ световых года. С момента взрыва Сверхновой прошло 4,7 млрд. лет, поэтому трудно сейчас искать ее остатки — «труп звезды» — в виде, скажем, нейтронной звезды [41]. Вторгшееся в пределы первоначальной туманности вещество Сверхновой могло представлять собой плазму или атомы, движущиеся со скоростью от нескольких сотен до нескольких тысяч километров в секунду. Возможно, вещество Сверхновой вместе с ее электромагнитным излучением явилось тем энергетическим источником, который необходим, например, для образования хондр или фрагментов металлического железа, так сказать, «нового издания», которые в дальнейшем слагали «вторичные» каменные или железные метеориты.

Вследствие оптического эффекта вторжение высокоэнергетической плазмы Сверхновой в протосолнечную туманность не привело к ее полной переработке — сохранились ассоциации атомов, пыль, крупные фрагменты — «реликтовое вещество». При этом мелкая составляющая туманности получила дополнительно значительно большее количество радиоактивных изотопов на единицу массы, чем крупные фрагменты, а наибольшее количество радиоактивности осталось в газовой фазе. Результатом воздействия на протосолнечную туманность взрыва Сверхновой явилась консолидация

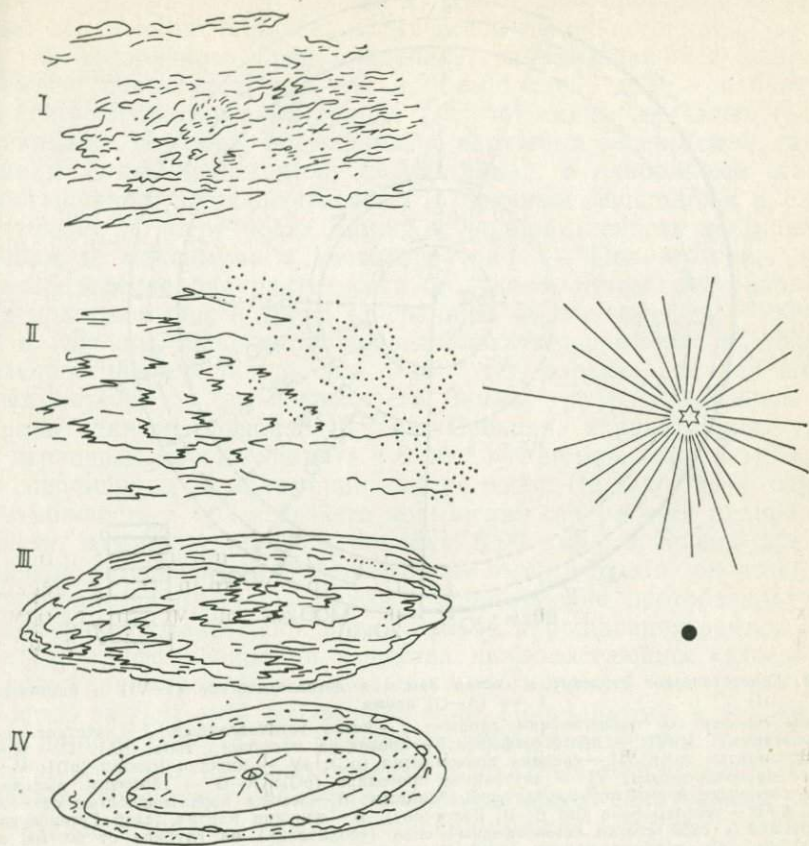


Рис. 2. Главнейшие этапы эволюции протосолнечного газопоылевого облака

I этап — первоначальная протосолнечная газопоылевая туманность и звезда, впоследствии ставшая Сверхновой (более 4,7 млрд. лет назад); II этап — протосолнечная туманность попала в сферу действия Сверхновой (4,7 млрд. лет назад); III этап — в выведенной из равновесного состояния протосолнечной туманности начались процессы упорядочения, аккреции «реликтового» вещества туманности и несколько позже конденсации вещества Сверхновой и «вторичного» вещества (4,7 млрд. лет назад); IV этап — центральное сгущение превратилось в Солнце, началось формирование Солнечной системы и, в частности, планеты Земля, завершившееся примерно 4,6—4,5 млрд. лет назад

в его пределах новых сгущений и тел, так сказать — «вторичного вещества», — которые вместе с реликтовыми в конечном итоге и пошли на строительство Солнечной системы. При этом, чем больше реликтовой пыли и (или) фрагментов захватывалось этими консолидировавшимися телами, тем меньше в них содержалось радиобактивных элементов.

Геосферы, представленные ядром, мантией и корой, образовались в результате последовательного поглощения растущей Землей протопланетного материала различного происхождения, различного физического состояния, с различным содержанием тепловыделяющих элементов (рис. 3) [42, 46]. Центром конденсации Земли

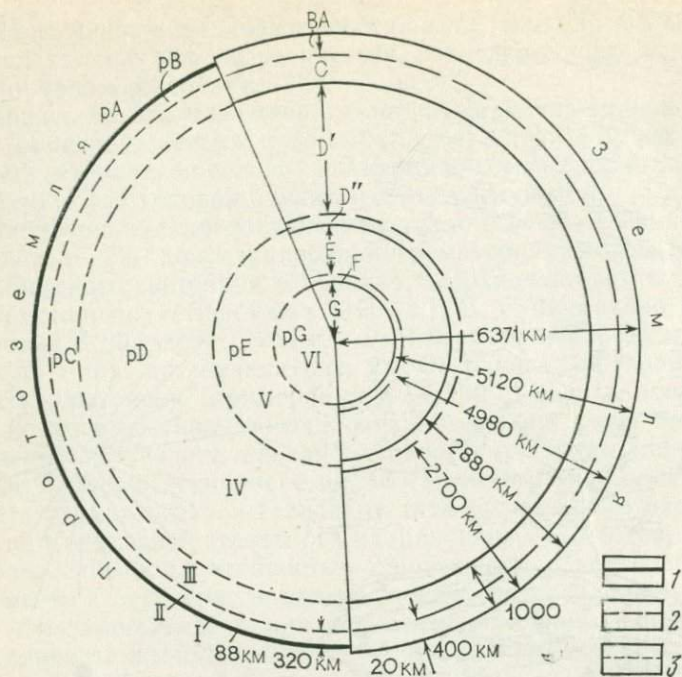


Рис. 3. Гипотетическое строение и состав Земли в догеологическое (I—VI) и настоящее (A—G) время

Границы геосфер по геофизическим данным: 1 — четко установленные, 2 — нечеткие, 3 — предполагаемые; I—VI — протогоеосферы: I — протокора насыщенного типа (pA), II — верхняя протомантия (pB), III — средняя протомантия (pC), IV — нижняя мантия (pD); V — внешнее протоядро (pE); VI — внутреннее протоядро (pG); A—G — геосферы, выделяемые в настоящее время по геофизическим данным: A — земная кора мощностью от 6 до 80 км, A+B — тектоносфера (по Б. В. Белоусову), B — верхняя мантия (слой Гутенберга), включающий в свой состав астеносферный слой («волновод») на глубине от 50—100 до 200—400 км, C — средняя мантия (слой Голицына, по А. Рингвуду — переходная зона); D=D'+D'' — нижняя мантия (D' — основной слой, D'' — переходный слой мощностью порядка 200 км); E — внешнее «пластичное» ядро; F — переходная зона; G — внутреннее твердое ядро

служили крупные реликтовые фрагменты типа железных астероидов*, содержащих от 5 до 20% никеля (возможна также и некоторая доля металлических фрагментов «второго издания», образовавшихся путем конденсации железа и материала остывавшей плазмы), и «слипания» этих фрагментов, практически не содержащих радиоактивности. В самом начале процесса консолидации удельный вес крупных реликтовых тел был значительно больше «вторичных», поэтому центральные части Земли и, по-видимому, других планет складывались главным образом из фрагментов,

* Возможность образования металлического ядра Земли в качестве ее зародыша в настоящее время признается такими исследователями, как У. Каула [15], А. П. Виноградов [9], Г. В. Войткевич [10], которые рассматривают ее как более вероятную альтернативу модели формирования ядра по типу магматической дифференциации в процессе геологического времени или во время аккреции, либо очень скоро после ее завершения.

не содержащих тепловыделяющих элементов. По мере расходования крупных реликтовых тел в околоземном пространстве удельный вес мелких частичек, космической пыли, ассоциаций атомов и тел «вторичного происхождения», захватывавшихся растущей Землей, повышался, так как и повышалась доля силикатного и алюмосиликатного материала (за счет смены железных тел каменными). Наконец, формирование наружных слоев Земли, так же как и Луны, происходило из материала, в наибольшей степени обогащенного радиоактивностью (вторичным веществом), и, следовательно, по мере роста Земли ее радиоактивность повышалась, дойдя до максимума в протокоре (рис. 4). При этом начальное распределение радиоактивности получено путем экстраполяции распространенности урана от границы ядра с мантией — 3000 км, т. е. глубины, ниже которой предполагается примерно постоянная распространенность урана в $n \cdot 10^{-11}$ г/г, характерная для железных метеоритов, до поверхности Земли, где распространенность урана принята равной $8 \cdot 10^{-7}$ г/г. Средняя концентрация урана в первичной мантии принята в $8 \cdot 10^{-9}$ г/г; земной коры в это время в современном ее понимании еще не было. Не исключена, однако, возможность и более резкого повышения содержания радиоактивности, начиная с глубины порядка 1000 км, отвечавшей времени начала интенсивного «вычерчивания» пыли и газа из околоземного пространства растущей Земли. Распределение протобазальтового слоя фиксировало собой время начала наращивания земной коры за счет дифференциации вещества нижезалегающих «слоев», сопровождавшегося дополнительным обогащением ее радиоактивностью за счет этой дифференциации. По-видимому, в это же время происходила также и дифференциация вещества пластичного внешнего ядра, имевшего железо-силикатный состав, которая привела к обогащению его периферических частей салическими компонентами, а также в какой-то степени ураном и торием, устанавливаемая также и явлениями разуплотнения вещества. Современное распределение радиоактивности характеризуется обогащением ее коры почти на два порядка по сравнению с первоначальным со-

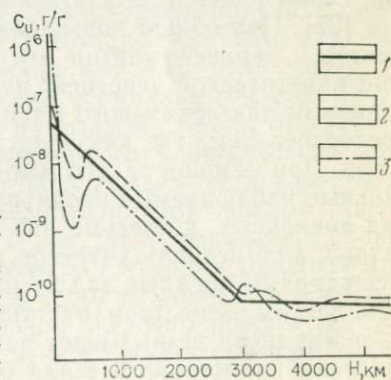


Рис. 4. Распределение радиоактивности в земных глубинах на примере урана. По В. А. Руднику, Э. В. Соботовичу (1971 г.)

1 — начальное распределение радиоактивности (4,6—4,5 млрд. лет назад); 2 — распределение, отвечавшее времени формирования протобазальтового слоя во время глобального основного — ультраосновного магматизма (вулканизма) — 4,2—3,7 млрд. лет назад; 3 — современное распределение

держанием, когда концентрация урана достигает $2 \cdot 10^{-6}$ г/г. В то же время распространенность урана в верхней мантии уменьшается до $3 \cdot 10^{-9}$ г/г за счет его выноса в земную кору в результате функционирования процессов магмообразования, очаги которого опустились до глубины порядка 400 км, редко достигая больших глубин. Процессы дифференциации вещества внешнего ядра могли приводить также к повышению содержания радиоактивности, которое в результате этого на его периферии должно было превысить таковое в нижней мантии.

Максимальная обогащенность протокры радиоактивными элементами, ее «насыпной» характер (см. рис. 3), создававший термоизоляционную покрывку, которая обеспечивала аккумуляцию тепла, позволили довольно быстро — уже через десятки или первые сотни миллионов лет — привести к дифференциации вещества протокры и верхней протомантии. Эта дифференциация обусловлена была либо процессами кристаллизационного фракционирования расплава, либо зонной плавкой, либо за счет того и другого вместе, но по направлению не от внутренних слоев Земли к наружным, а наоборот — от периферических вглубь. Так начала формироваться земная кора, представляющая собой продукт преобразования вещества протокры и верхних частей верхней протомантии под действием многократно повторявшихся процессов магмообразования и обусловленного им вулканизма и магматизма, палингено-анатектической дифференциации, регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и т. д. [33]. Можно полагать, что к настоящему времени процесс дифференциации Земли, связанный с формированием глубинных магматических очагов, достиг нижней границы верхней мантии на глубине 700—800 км (слой Голицына). Что касается нижней мантии и центрального ядра Земли, то эти геосферы вообще могли не нагреться радиогенным теплом за любое мыслимое время.

В процессе образования Земли независимо от нее формировались и крупные вторичные тела. Очевидно, к тому времени, когда наращивалась верхняя протомантия, масса вторичных тел, обогащенных радиоактивностью, была уже достаточно велика, чтобы при своем падении вызвать локальный разогрев отдельных участков [37]. При общем повышенном содержании радиоактивных элементов в верхней мантии эти падающие тела, обладавшие большой кинетической энергией, могли служить как бы спусковым механизмом для локального магмообразования в пределах наружных протослоев Земли и, как следствие, дифференциации ее наружных слоев. При помощи такого механизма легко объяснить экспериментальные наблюдаемые неоднородности в верхней мантии. В пределах локальных, но весьма различных по площади (до сотен квадратных километров) участков протокры и верхов мантии, нагретых ударами крупных тел и сразу же термонезолированных насыпным легким веществом растущей Земли (как указывалось выше, аккреция пыли не вызывает повышения температуры), за счет накопления радиогенного тепла образовывался расплав, часть кото-

рого изливалась на поверхность. Подобные метеоритные тела и остывавшие продукты вулканических излияний уже не обеспечивали хорошей изоляции от потерь тепла, в связи с чем происходило общее остывание расплавов очагов со всеми признаками магматической дифференциации вещества. По истечении определенного времени при прочих равных условиях глубина магмообразования возрастала, поскольку с увеличением глубинности содержание тепловыделяющих элементов уменьшалось и, соответственно, требовалось больше времени для накопления радиогенного тепла, достаточного для расплавления субстрата.

По мере выветривания и денудации первично магматических пород, обогащенных радиоактивностью, по сравнению с насыпным веществом протокры, за счет процессов магматической дифференциации образовывался осадочный чехол, который мог служить термоизолятором, обеспечивавшим накопление тепла и образование новых близповерхностных — вторичных магматических очагов (по А. А. Смыслову) [39, 40]. Отсутствие первоначального повышения температуры за счет кинетической энергии падающих тел в этом случае компенсировалось повышенным содержанием радиоактивности в магматических породах за счет процессов дифференциации, а также в осадочных породах, возникших за счет разрушения указанных магматических пород. При этом общая направленность развития процесса магмообразования в истории ранней Земли — сверху вниз, но каждый раз все более легкоплавкие составляющие изливались и интродировали в периферические части Земли, наращивая земную кору [33, 34, 46].

Зародыш Земли, как отмечалось выше, складывался из крупных реликтовых фрагментов, обладавших ничтожной относительно друг друга скоростью и не содержащих радиоактивности. При достижении зародышем Земли определенной критической массы начали захватываться тела с такой орбитальной скоростью, которая обеспечивала выделение тепла, достаточное для расплавления близповерхностного для того времени слоя верхнего ядра (см. рис. 3). Таким образом, наиболее вероятной причиной пластического состояния внешнего ядра может быть аккумуляция кинетической энергии падавших тел в соответствии с механизмом, предлагаемым В. С. Сафроновым [37] для верхней мантии, а нами [42, 43, 46], К. К. Турекяном и С. П. Кларком — также для зародыша Земли. По мере вычерпывания крупных реликтовых тел уменьшался вызывавшийся ими общий термальный эффект на поверхности растущей Земли. Над расплавом, почти отвечавшим в пространстве верхней части современного пластического ядра, образовывалась термоизоляционная покрывка, роль которой играли существенно силикатные и алюмосиликатные породы (каменные метеориты) нижней мантии (см. рис. 3). В результате образовались твердое холодное внутреннее ядро и твердая холодная нижняя мантия, между которыми, как в термосе, сохранялся и сохраняется до сих пор расплав существенно железо-никелево-кремнивого состава с примесью Mg, Al, Ca, S и кислорода и признаками

его дифференциации за счет повышения температуры в переходной зоне, примыкающей к нижней мантии, и понижения таковой в зоне, прилегающей к центральному ядру. На рис. 4 (кривая 3) показано гипотетическое обогащение радиоактивными элементами переходной зоны между нижней мантией и внешним ядром, возникшее в процессе магматической дифференциации вещества внешнего протоядра. Очевидно, и внутреннее и внешнее ядра имеют близкий химический состав и представляют собой смесь железо-никелевых и железо-магнезиальных силикатных реликтовых тел с увеличением доли последних во внешнем ядре. Вещество внутреннего ядра находится, по-видимому, в наиболее плотной упаковке за счет давления, обусловленного веществом пластического ядра. Возможно, поэтому не наблюдается слой разуплотнения на границе внешнего и внутреннего ядер; это же обстоятельство представляет собой косвенное доказательство того, что оба ядра не являются продуктами дифференциации гипотетического праядра, а возникли в процессе аккреции [46]. В то же время на границе нижняя мантия — внешнее ядро сейсмограммы фиксируют слой разуплотнения, который может быть обусловлен разогреванием вещества внешнего ядра и эффектом «свода» вещества вышележащей твердой нижней мантии*. Не исключено, что слой разуплотнения представляет собой своеобразную кору внешнего ядра — «слой» более легких продуктов гравитационной дифференциации расплавленного вещества этого ядра, который по сравнению с нижележащим веществом пластического ядра обогащен салическими элементами, в том числе ураном и торием (см. рис. 4).

Изложенные выше основные положения о формировании Земли из неоднородного вещества протопланетного облака, обусловленного неполнотой переработки материала протосолнечной газо-пылевой туманности, не могут быть удовлетворительно объяснены конденсационной моделью гетерогенной аккреции Земли, развиваемой С. П. Кларком и его коллегами [16], предусматривающей физико-химическую дифференциацию остывающей плазмы протопланетного облака. Предполагается, что при охлаждении планетарной туманности первыми конденсировались магнезиально-силикатные и железо-никелевые расплавы, которые и образовали центральную часть Земли, а поскольку силикатный и металлический расплавы — жидкости несмешивающиеся, то возникла резкая граница между ядром и перекрывающей его мантией.

Важной особенностью модели С. П. Кларка и его коллег является то, что последний поверхностный слой, который в настоящее время охватывает земную кору, верхнюю мантию и, возможно, часть переходной зоны, никогда не контактировал с ядром. Это яв-

* Ф. Д. Стейси считает, что нижняя мантия сейсмически однородна и геохимически почти не содержит атомов, не находящихся в плотно упакованных структурах. При этих условиях нижняя мантия представляет собой большой кристалл хорошего качества. А внутри хорошо образованного кристалла вряд ли следует ожидать литостатического давления, отвечающего по характеру гидростатическому.

ляется прямым следствием предположения о коротком периоде времени главной фазы аккреции, вследствие чего у ядра появилась возможность обосноваться в центре планеты и окружить себя нижней мантией, прежде чем произошло существенное прибавление вещества внешних слоев [16]. Учитывая, что на все время аккреции Земли отводятся максимум 100 млн. лет* (10^5 — 10^6 лет, по Т. Хенксу и Д. Л. Андерсону), остается непонятным, как могла бы нижняя мантия («шлак» над металлическим ядром) успеть затвердеть до того времени, когда она перекрылась термоизоляционной «покрышкой», представлявшей собой низы нынешней верхней мантии. Если принять, что подобная модель соответствовала действительности, то следовало бы значительно увеличить время аккреции, допустив по крайней мере перерыв в «росте» Земли где-то после того, как она набрала около 50 % своей современной массы, который необходим для того, чтобы будущая нижняя мантия смогла бы остыть при помощи лучеиспускания. А этот процесс даже в условиях отсутствия термозоляционного слоя занял бы не одну сотню миллионов лет.

Д. Л. Андерсон и др. [16] рассматривают две модели гетерогенной аккреции Земли: 1) аккреция планеты началась после окончания процесса конденсации, т. е. когда протосолнечная туманность достаточно остыла; при этом зародышем Земли могла бы явиться твердая фракция космического вещества, а ее рост обусловливался только тугоплавкими соединениями, 2) аккреция планеты происходила одновременно с процессом конденсации вещества, и химическая зональность планеты обусловлена накоплением соответствующих веществ. Так, центральная часть планетарного тела состояла бы из таких соединений, конденсация которых происходит при температурах выше 1620 К, например CaTiAl_3 , MgAl_2O_4 , Al_2SiO_5 , $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ и Mo . В температурном интервале 1600—1160 К конденсируются Ca_2SiO_4 , CaSiO_3 , $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, KAlSi_3O_8 , MgSiO_3 , SiO_2 и Ni . Оставшаяся часть наиболее важных минералов мантии, например Mg_2SiO_4 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и $(\text{Na}, \text{K})_2\text{SiO}_3$, должны были конденсироваться между 1420 и 1120 К. Дальнейшее охлаждение привело бы к накоплению таких металлов, как Cu , Ge , Ag , Ca , Sr , Au , Pb , сульфидов цинка, железа и кадмия и, наконец, Fe_3O_4 (400°K), гидросиликатов (300 К), H_2O (210 К) и благородных газов (табл. 1).

Однако ни одна из этих моделей не может быть приложена к объяснению имеющихся фактов и наблюдений о составе, строении и космогеологическом развитии Земли. И тем не менее они входят как составные элементы в развиваемую авторами настоящей работы космогеологическую модель полихронно-гетерогенной аккреции Земли.

* В раннем варианте гипотезы К. К. Турекяна и С. П. Кларка (1969 г.) время аккреции принималось в 10 000 лет. Это было необходимо для создания за счет гравитационной энергии аккреции таких температур, которые привели бы к плавлению вещества ядра и мантии.

Устойчивые поля равновесных конденсатов протопланетного облака*
По Л. Гроссману (1975 г.)

Компонент	Формула	Температура конденсации, К
Рассеянные	Os, Se ₂ O ₃ , Re, Ta	1931—1768
Тугоплавкие	ZrO ₂ , W, Nb, Y ₂ O ₃	
Корунд	Al ₂ O ₃	1758
	HfO ₂	1744
	Mo	1698
Перовскит	CaTiO ₃	1647
	Ru	1634
Мелилит	Ca ₂ (Mg, Al)(Si, Al)SiO ₇	
Геленит	Ca ₂ Al ₂ SiO ₇	1625
Окерманит	Ca ₂ MgSi ₂ O ₇	
	ThO ₂	1517
Шпинель	MgAl ₂ O ₄	1513
Мервинит	Ca ₃ MgSi ₂ O ₈	1475
Металлическое железо	(Fe, Ni)	1473*
Диопсид	CaMgSi ₂ O ₆	1450
Форстерит	Mg ₂ SiO ₄	1444
	Ti ₃ O ₅	1393
Анортит	CaAl ₂ Si ₂ O ₈	1362
Энстатит	MgSiO ₃	1349
Эсколаит	Cr ₂ O ₃	1294
Алабандин	MnS	1139
Рутил	TiO ₂	1125
Щелочной полевой шпат	(Na, K)AlSi ₃ O ₈	1000
Троилит	FeS	700
Магнетит	Fe ₃ O ₄	405
Лед	H ₂ O	200

* При 98 07 Па общего давления. Относительное место Fe—Ni в конденсационном ряду зависит от давления в облаке и степени отклонения от равновесия, т. е. облако может быть перенасыщено парами железа до начала конденсации. Железо конденсируется после форстерита и, вероятно, диопсида при давлении, меньшем, чем 9,8 Па.

Названием «полихронно-гетерогенная аккреция» подчеркивается, что аккреция происходила достаточно длительное время, а вещество было различным как по составу, так и по генетической природе. Один генетический тип сформировался путем конденсации элементов при остывании газовой фазы во время образования Солнца, а другой — представлял собой агрегаты (металлические и силикатные тела) более ранних (досолнечных) стадий конденсации элементов. Данные изотопных исследований метеоритов указывают на то, что «реликтовое» вещество в протосолнечной туманности, по-видимому, в свою очередь, имеет генетически различную природу и было сформировано не в одну, а в большее количество стадий конденсации и аккреции. Твердая фракция по нашей модели — это реликты протосолнечной туманности, и именно в основном ими сложены ядро и нижняя мантия. Вещества же, конденсирующиеся из плазмы (газа) протосолнечного облака в процессе

понижения его температуры (см. табл. 1), представляют собой «вторичное» вещество как простой природы — вещество распавшейся Сверхновой (с возрастом около 4,7 млрд. лет), так и сложной природы — переработанное и «оплодотворенное» ее взрывом реликтовое вещество протосолнечной туманности (с возрастом древнее 4,7 млрд. лет) — см. рис. 2. Это конденсирующееся вещество двойственной природы входило в состав растущей Земли (рис. 5), поскольку радиоактивные элементы и в первую очередь уран и торий являются типичными представителями вещества Сверхновой, конденсируясь при температуре газа (плазмы) протопланетного облака, большей 1400—1500 К, когда большинство силикатов и алюмосиликатов еще находилось в газообразном состоянии, практически не входя в состав растущей Земли (см. табл. 1). Следовательно, большинство веществ вторичного происхождения, особенно стоящих в температурном ряду равновесных конденсатов ниже ThO_2 и U_3O_8 (см. рис. 5), должно было аккумулироваться растущей верхней протомантией и протокорой в пределах современной верхней мантии и земной коры (см. рис. 3). Гипотетическая схема распределения элементов в теле Земли, исходя из модели полигенно-гетерогенной аккреции, приведена на рис. 6, а на рис. 7 показано распределение элементов, исходя из модели Кларка — Турекяна — Гроссмана, называемой нами в отличие от первой моделью конденсационно-гетерогенной аккреции Земли. Рис. 6 и 7 однозначно свидетельствуют о различии указанных моделей. Таким образом, рис. 6 показывает распределение главнейших элементов, обусловленное космогенными факторами — космохимическое распределение, еще не осложненное геологическими процессами (см.

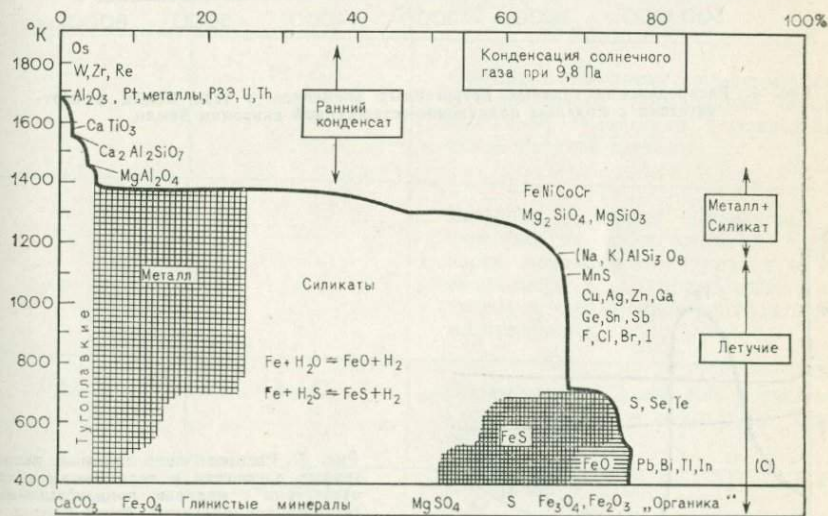


Рис. 5. Последовательность конденсации солнечного газа («вторичного» вещества солнечной туманности). По Дж. Ларимеру, Э. Андерсу (1971 г.)

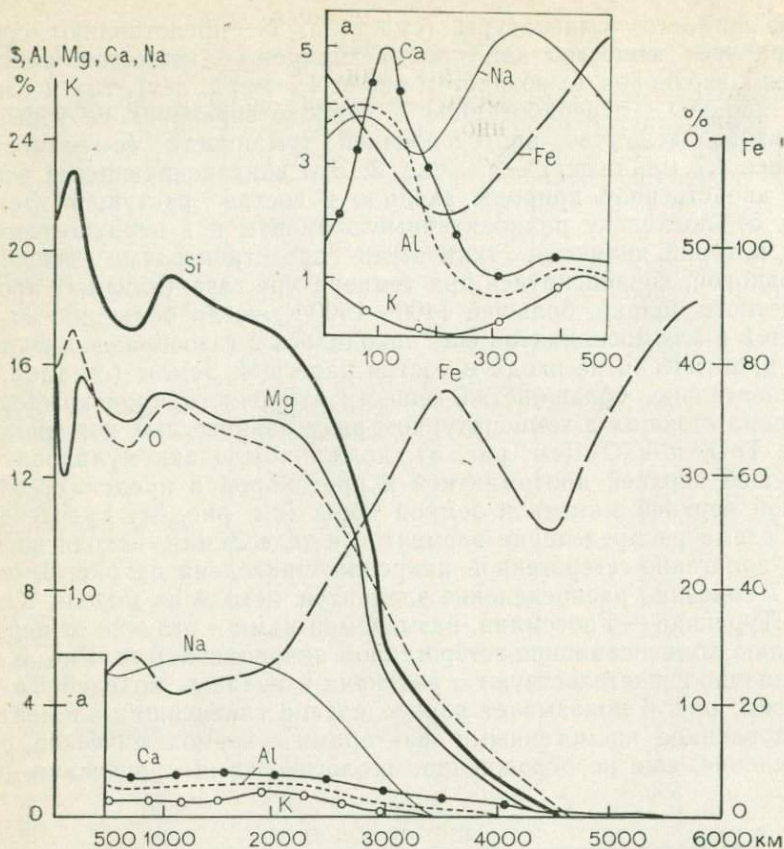


Рис. 6. Распределение главных петрогенных элементов в теле Земли в соответствии с моделью полихронно-гетерогенной аккреции Земли

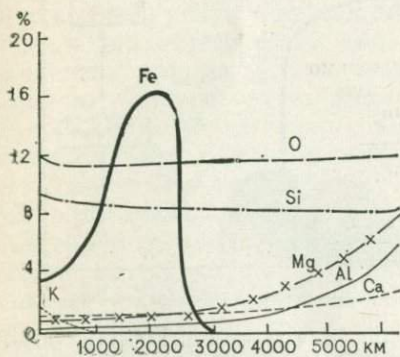


Рис. 7. Распределение главных петрогенных элементов в теле Земли в соответствии с моделью конденсационно-гетерогенной аккреции Земли Кларка — Турекяна — Гроссмана (до процесса отделения металлического ядра посредством гравитационной дифференциации материала ядра и мантии)

рис. 6 и 32). Следовательно, космохимическое распределение отражает гипотетическое накопление элементов только в процессе аккреции Земли на планетарной стадии ее формирования.

В табл. 2 приведена космохронология событий, предшествовавших полихронно-гетерогенной аккреции Земли из протопланетной туманности. Этот тип аккреции характеризуется космохимическим распределением элементов в теле планеты, представленным на рис. 6, которое, в свою очередь, привело к формированию первичной догеологической зональности Земли, показанной на рис. 3 (протогеосферы I—V). На рис. 8 показаны динамика аккреции Земли и температура поверхности растущей Земли в процессе формирования этой догеологической зональности.

Таблица 2

Космохронологическая последовательность событий, приведших к образованию Земли

Астрономические данные, млрд. лет	Данные ядерной астрофизики и космохимии, млрд. лет	Событие
$18,0 \pm 1,8$	—	Образование Вселенной путем «большого взрыва»
12 ± 3	15 ± 3	Образование Галактики, формирование звезд первого поколения
—	14,2—9,5	Начало синтеза тяжелых и сверхтяжелых нуклидов, в том числе урана и тория в сверхновых звездах I-го типа за счет г-процессов*. Начало формирования звезд второго поколения
—	12—5,0	Формирование звезд второго и третьего поколений, образование протосолнечной туманности и реликтовых тел Солнечной системы
—	5,0—4,7	Вспышка последней Сверхновой в окрестностях протосолнечной туманности, придание этой туманности необходимого для упорядочения импульса и «заражение» радиоактивными нуклидами
$5,0 \pm 0,5$	4,8—4,6	Образование Солнечной системы, Солнца, планет и некоторых более мелких тел
—	$4,6 \pm 0,1$	Образование Земли

* г-процесс—это процесс быстрого захвата нейтронов.

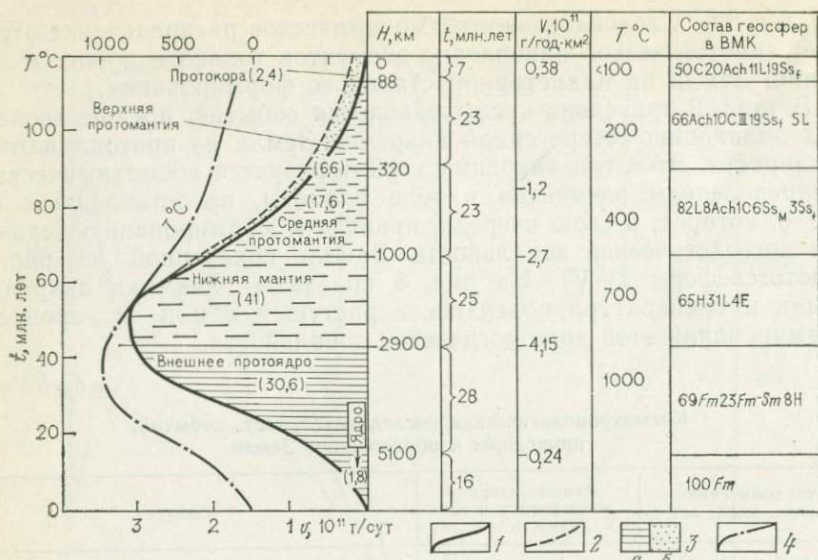


Рис. 8. Схема наращивания Земли согласно модели полихронно-гетерогенной аккреции (в основу расчета скорости аккреции и температуры поверхности аккрецируемого тела положены данные Б. Ю. Левина, 1973 г. и В. С. Сафронова, 1969 г., а доли вещества Сверхновой и «вторичного» вещества — Э. В. Собоновича 1968 г.)

1 — динамика аккреции (v и t) реликтовых тел; 2 — смесь «вторичного» (включая вещество Сверхновой) и реликтового вещества протосолнечного облака; 3 — количество вещества в объеме каждой из протогеосфер Земли, соответственно реликтового (a) и смеси реликтового и вторичного (b), в котором доля вещества Сверхновой составляет 2—3% от массы всего вещества Земли; в скобках указана примерная доля вещества протогеосферы от общей массы Земли (%); 4 — температура поверхности Земли за счет гравитационной энергии аккреции в $^\circ\text{C}$ (T). ВМК — состав протогеосфер в виртуальных метеоритных компонентах дан без учета поправки за завышение содержания кислорода в протомантии и на дефицит калия в современной верхней мантии

Следовательно, идея неоднородности веществ первоначальной туманности и по крайней мере двойственной природы вещества протопланетного облака гносеологически более оправдана, чем отрицание этого положения. Мы не можем предполагать, что протосолнечная туманность представляла собой нечто исключительное. По-видимому, она ничем принципиально не отличалась от наблюдаемых в настоящее время туманностей в просторах Галактики. А наличие в них пылевой составляющей доказано вполне однозначно.

Против гипотезы гетерогенной аккреции выдвигается ряд возражений: одно из них — что с позиции гетерогенной аккреции нельзя объяснить существующее строение и состав мантии и ядра [31]. Подобные возражения относятся и к модели, развиваемой С. П. Кларком, К. К. Турекяном, Л. Гроссманом, Д. Л. Андерсоном [28, 29], т. е. к модели конденсационно-гетерогенной аккреции Земли. Но относительно развиваемой авторами модели полихронно-гетерогенной аккреции Земли подобные возражения отпадают сами собой, что видно из сравнения рис. 6 и 7.

Существует мнение против модели конденсационно-гетерогенной аккреции Земли Кларка — Турекяна — Гроссмана и из-за несовме-

стимости длительности аккреции по этой модели (10^3 — 10^4 млн. лет) с динамикой Солнечной системы. Но этот довод также отпадает, поскольку в этом случае вначале аккреция обеспечивалась ранее аккумулярованными телами (планетозималиями) и лишь затем веществом, конденсировавшимся из газа. В связи с этим время формирования Земли растягивается на 10^7 — 10^8 млн. лет (см. рис. 8), т. е. на время, согласующееся с динамикой Солнечной системы.

Таким образом, в настоящее время мы не видим альтернативы модели полихронно-гетерогенной аккреции Земли. Модель конденсационно-гетерогенной аккреции Земли не согласуется ни с космогоническими, ни с геологическими данными о строении и развитии Земли, возвращая нас, как и модель гомогенной аккреции А. Е. Рингвуда, фактически к представлениям об огненно-жидкой Земле.

КОСМОХРОНОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ

Моделирование космогеологических условий формирования Земли немислимо без наличия четких реперных данных, позволяющих реконструировать главнейшие этапы догеологического развития Земли и ее вещества и увязать их воедино с геологической историей нашей планеты. Выявление подобных данных относится к такому разделу космохимии, как нуклидная, или ядерная, космохронология, основанная на тех же принципах, что и ядерная геохронология, но предметом ее исследования являются космические объекты, в том числе и Земля в целом как космическое тело. Исторически ядерная космохронология возникла при установлении определенных этапов в истории метеоритов. Появились и некоторые специфические методы, использующие космогенные изотопы не только для определения космического возраста, т. е. времени облучения метеоритных тел космическими лучами во время их движения по околосолнечной орбите, но также для определения доатмосферных размеров метеоритов. Широко распространенное понятие «возраст метеоритов» не имеет физического смысла до тех пор, пока не определен нулевой момент отсчета или этап эволюции, с которого начинается отсчет времени. Так, например, свинцовый метод установления возраста может дать оценку времени консолидации свинцово-урановой системы (родительского тела), аргоновый и гелиевый — времени охлаждения метеоритных тел после последнего прогрева, но с такой же степенью вероятности и на время консолидации вещества, если последняя происходила из газовой фазы при относительно низких температурах. По-видимому, лишь два этапа жизни метеоритов не вызывают существенных разногласий, а именно время их существования в космическом пространстве в виде индивидуальных осколков — космический возраст и время падения на Землю — земной возраст.

Время возникновения элементов оценивается в значительной степени исходя из принятия той или иной гипотезы нук-

леосинтеза. В настоящее время принимается, что нуклеосинтез в районе нашей Галактики окончился 4,7 млрд. лет назад. Он был связан со вспышкой Сверхновой, стимулировавшей образование нашей Солнечной системы. Возраст земного урана и, соответственно, пределы возраста поверхностного земного вещества были оценены в 4,4—6,5 млрд. лет [42]. Во время нуклеосинтеза были образованы все ныне существующие радиоактивные нуклиды и еще большее количество распавшихся к настоящему времени. Относительно короткоживущие нуклиды с периодами полураспада до 1 млн. лет успели распасться еще до момента консолидации космической пыли в твердые тела, поэтому трудно найти следы их былого существования. Более долгоживущие нуклиды, распадаясь в сформировавшихся твердых телах, могли оставить в качестве своих отпечатков дочерние стабильные или еще более долгоживущие нуклиды. Эти отпечатки можно заметить при соблюдении следующих условий: 1) дочерние нуклиды резко отличаются по своим физико-химическим свойствам от материнских, 2) первоначальная относительная распространенность материнского нуклида была достаточно высокой, 3) дочерний продукт содержит хотя бы один стабильный изотоп. Не считая изотопов свинца, в настоящее время известны всего шесть нуклидов ^{244}Pu , ^{247}Cm , ^{205}Pb , ^{129}I , ^{182}Hf , ^{107}Pd , для которых наблюдается вышеуказанное благоприятное сочетание обстоятельств [43].

Если допустить гомогенность досолнечного вещества и принять, что консолидация его происходила достаточно быстро после нуклеосинтеза, то, найдя элемент с избытком того или иного изотопа по сравнению с земной или космической распространенностью, можно приписать этот избыток вымершему материнскому нуклиду. Можно оценить и время, прошедшее с момента окончания нуклеосинтеза до момента прекращения обмена с окружающей средой. В 1960 г. Дж. Рейнольдс впервые нашел избыточное количество ^{129}Xe в хондрите Ричардтон. При определении интервалов времени Δt между последним нуклеосинтезом и моментом, начиная с которого вещество метеоритов оказалось способным удерживать благородные газы, получены значения от нескольких десятков до сотен миллионов лет. Другой метод определения Δt основан на измерениях количества треков спонтанного деления вымерших тяжелых нуклидов. Возраст метеорита Толука— время консолидации, т. е. образования металлической фазы, по данным стронциевого метода равен 4600 млн. лет. Результаты по трекам указывают, что Δt в среднем равно 660 ± 100 млн. лет. Следовательно, время нуклеосинтеза можно оценить в $4600 + 660 = 5260 \pm 100$ млн. лет. Это значение выше полученного для времени окончания нуклеосинтеза — $4,7 \pm 0,1$ млрд. лет. Но и вещество метеорита Толука могло образоваться раньше и сохраниться во время взрыва последней Сверхновой.

Время образования конденсированной (твердой) фазы космических веществ (метеоритов) обычно оценивается по данным свинцового, стронциевого и осмиевого методов. При этом прини-

мается, что после образования твердой металлической или силикатной фазы космическое вещество (метеориты) не претерпевало существенных изменений. Существует две концепции существа датируемого процесса, когда: 1) силикатная и металлическая фазы образовались в результате магматической дифференциации некоего родительского тела метеоритов, 2) эти фазы образовались раздельно в ходе конденсации первичной плазмы. Независимо от принятой концепции время образования фаз датируется весьма уверенно. Первые такие определения свинцовым методом для трех каменных метеоритов, принимая в качестве первоначального свинца свинец железного метеорита Каньон Дьявола, были выполнены К. Паттерсоном в 1955 г. В 1961 г. И. Е. Старик и Э. В. Собонович установили свинцово-изохронный возраст девяти каменных метеоритов (хондритов) в пределах 4,4—4,5 млрд. лет, который был отождествлен с возрастом Земли — временем ее формирования как планеты. Свинцово-свинцовая изохрона, вычисленная для всех без исключения исследованных хондритов, отвечала возрасту в $4600 \pm \pm 50$ млн. лет. Данные по содержанию рубидия и изотопов стронция в каменных метеоритах позволяют определить изохронный возраст их силикатной фазы в 4,5 млрд. лет. Уникальные анализы железных метеоритов на рений и изотопный состав осмия выполнил в 1961 г. В. Герр с коллегами, что позволило определить рениево-осмиевый изохронный возраст в $4,0 \pm 0,8$ млрд. лет.

В настоящее время установлено, что вещество каменных метеоритов претерпевало значительный прогрев, в результате которого произошла практически полная их дегазация. Полученные данные по содержанию гелия и аргона, урана, тория и калия в метеоритах свидетельствуют о накоплении и радиогенных газов и являются показателем времени охлаждения метеоритов. Существует и другое мнение, что каменные метеориты, в частности хондриты, никогда не были целиком расплавлены; они могли подвергаться частичному прогреву, чем вызывается иногда наблюдаемая перекристаллизация. Газы могли накапливаться в диспергированном материале, затем в пределах родительского тела и, наконец, в метеоритах. Частичный и неравномерный прогрев каменного материала приводит к потере неопределенной части накопившихся газов. Возможно, часть гелия терялась еще на стадии космической пыли, так как пробег α -частицы сравним с радиусом частичек космической пыли. Что касается атомов аргона, то явление стдачи могло привести к несущественным его потерям. Максимальные значения возраста, получаемые аргоновым методом, можно, таким образом, трактовать как минимальное время образования космической пыли, которая в дальнейшем образовала крупные тела.

Возраст почти половины всех образцов хондритов (196) — от 3,6 до 4,6 млрд. лет. Аналогичным образом — по времени — группируются данные по ахондритам. В последнем случае максимум сдвинут в сторону меньших значений возраста (2,8—4,2 млрд. лет), и всего два образца оказываются моложе 1 млрд. лет. Следует, однако, отметить, что аргоновый метод в применении к метеоритам

чреват большими погрешностями. Расхождения в экспериментальных результатах разных авторов иногда достигают 100 %. Это объясняется как чисто методическими трудностями получения необходимых данных, так и объективными факторами, к которым относятся неравномерность прогрева метеоритов при их полете вблизи Солнца, неопределенность поправки на образование аргона (и гелия) за счет реакций скалывания под действием космического облучения, возможное составное строение метеоритов из материала различного состава и генезиса.

Данные по гелиевому возрасту малонадежны вследствие большой вероятности низкотемпературных потерь гелия. Кроме того, для большинства метеоритов нет данных по содержанию урана (и тория), и вычисление возраста выполнялось, исходя из средних концентраций. Тем не менее данные, полученные гелиевым методом, группируются так же, как и результаты аргонового метода. Отличие состоит в том, что оба максимума сдвинуты в сторону более молодого возраста.

Определенной зависимости установленного времени кристаллизации от класса хондритов не обнаруживается. Интересно отметить, что возраст железных метеоритов, определенный аргоновым методом, оказывается чрезвычайно древним (в среднем 6—7 млрд. лет). Насколько эти данные соответствуют истине,— сказать трудно. Средние содержания калия в различных частях одного и того же железного метеорита могут различаться в 3—5, а иногда и 10 раз. Содержание радиогенного аргона, однако, в общем соответствует содержанию калия, что подтверждается относительно небольшими вариациями вычисленного возраста. Последний, как правило, превышает принятый возраст метеоритов в 4,5 млрд. лет. Несмотря на то что металлическая фаза во многих случаях показывает аномально высокие значения возраста, определенный аргоновым методом, возраст минеральных включений ряда железных метеоритов по данным как аргонового, так и стронциевого метода не превышают 5,0 млрд. лет.

Космический возраст метеоритов, как правило, рассчитывается по группе стабильных или радиоактивных нуклидов. Космический возраст каменных метеоритов различных классов, полученный по изотопам He^3 — H^3 , колеблется от 365 до 0,1 млн. лет (большинство данных варьирует в пределах от 2 до 25 млн. лет), а возраст этих же метеоритов, полученный по изотопам ^{39}Ag — ^{38}Ag , оказывается более древним на 100—300 %. Подобные расхождения можно объяснить различиями в значениях истинного поперечного сечения ядер и сечения, определяемого лабораторным путем. Как правило, космический возраст железных метеоритов значительно выше каменных. По времени экспозиции железные метеориты образуют почти непрерывный спектр в пределах от 100 до 600 млн. лет. Три метеорита имеют возраст от 9 до 30 млн. лет, а 15 % всех метеоритов показывают значения, превышающие 1000 млн. лет, в том числе 2240 и 2100 млн. лет. Таким образом, родительские тела каменных метеоритов распались отно-

сительно недавно, а тела, давшие начало железным метеоритам,—значительно раньше. Наличие группировок по времени облучения среди каменных и железных метеоритов указывает на дискретность процесса разлома крупных тел во времени.

Земной возраст метеоритов, т. е. время падения метеоритов на Землю, оценивается также на основе результатов изучения космогенных нуклидов. В качестве исходного предположения принимается, что активность каждого космогенного нуклида в метеоритах, близких по составу и расположению в первоначальном метеорном теле, одинакова при постоянстве потока космических лучей во времени. Тогда отношение величин активностей этих нуклидов будет строго определенным. После падения метеоритов на Землю образование новых ядер прекращается и их количество начинает уменьшаться с соответствующим периодом полураспада. Для определения времени падения, т. е. земного возраста метеорита, использовались нуклиды ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{44}Ti и ^{45}Sc . Исследовано около 500 каменных и железных метеоритов с известной и неизвестной датами падения. Установлено, что отношение $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Cl}$ более или менее постоянно и в среднем составляет 0,98. Значительная часть метеоритов была датирована по одному изотопу ^{14}C . Эти данные не совсем точны, однако дают представление о времени падения.

Возраст пород лунной поверхности оказался древнее, чем на Земле. Во всех местах посадок лунных модулей наблюдается следующая закономерность в значениях возраста: лунный грунт и брекчии имеют возраст в пределах 4,4—4,7 млрд. лет, возраст магматических пород 3,2—4,4 млрд. лет, в том числе и лунных базальтов. Поскольку грунт представляет собой смесь частиц различных пород, можно утверждать, что его древний возраст (4,6 млрд. лет) свидетельствует о древности поверхности Луны.

Возраст, определенный аргоновым методом, отвечает времени с момента последнего переплавления и дегазации исследуемых пород, т. е. со времени их затвердевания. Следовательно, удерживание аргона является весьма важным показателем, поскольку может свидетельствовать о процессах термального метаморфизма. Значения возраста пород базальтового типа в стекловидных фрагментах (тип А и В) варьирует от 2,2 до 3,9 млрд. лет, а возраст брекчий и пыли (тип С и Д) достигает 4,4 млрд. лет. Эти результаты, несмотря на значительные расхождения между данными разных лабораторий, в общем соответствуют данным, полученным при помощи свинцового и стронциевого методов. Некоторое занижение аргонового возраста можно объяснить потерями аргона во время транспортировки импактным механизмом. Данные, полученные аргоновым методом, так же как свинцовым и стронциевым, свидетельствуют о том, что проявление вулканизма на Луне окончилось 3,7—3,5 млрд. лет назад.

Гелиевый возраст лунных проб типа А, В, С варьирует от 1,7 до 3,0 млрд. лет. Известно, что гелий очень легко теряется из природных образований даже при самых незначительных прогревах.

Тот факт, что возраст лунных пород, определенный гелиевым методом, лишь немного меньше определенного аргоновым, свидетельствует о том, что за последние 3 млрд. лет исследованные породы не претерпевали даже незначительных изменений.

Возраст Земли правильнее всего исчислять с момента ее формирования как планеты. Проблема состоит в том, чтобы найти на поверхности Земли материал, который образовался в момент окончания ее формирования. Породы, слагающие земную кору, являются продуктом переработки первоначального вещества. Поэтому возраст древнейших пород является нижним пределом возраста Земли. Как видно из табл. 3, 4 млрд. лет назад земная кора уже существовала. Б. Ю. Левин и С. В. Маева полагают, что поскольку для радиоактивного разогрева Земли (когда начались процессы ее дифференциации) должно пройти 1—2 млрд. лет, то, прибавляя это время к возрасту древнейших пород, можно получить возраст Земли. В то время, когда считалось, что самые ранние породы образовались около 3 млрд. лет назад, возраст Земли оценивался примерно в 5 млрд. лет (табл. 4).

Другие исследователи, полагая, что земная кора сформировалась вскоре после образования Земли и что рудные свинцы имеют своим источником вещество мантии на глубину до 300 км, создавая геологические и математические модели, определили время, когда изотопный состав свинца был первичным, т. е. когда он еще не был разбавлен свинцом, накапливающимся в результате распада изотопов урана. Это время оказалось равным в среднем $4,5 \pm 0,5$ млрд. лет (см. табл. 4).

До недавнего времени считалось также, что мерилom возраста Земли может служить возраст метеоритов, поскольку допускалась единая ранняя история земного и метеоритного вещества. Однако отождествление данных по времени проявления того или иного этапа существования вещества метеоритов с возрастом Земли принципиально некорректно, что следует из ранее изложенного материала.

Рассмотрим верхний предел возраста Земли. Вскоре после появления первых результатов изотопного анализа свинца И. Е. Старик в 1937 г. вычислил возраст Земли, исходя из отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, предположив, что оба эти изотопа свинца целиком являются радиогенными. В пересчете на современные константы распада изотопов урана возраст Земли оказывается равным 5,3 млрд. лет. Поскольку часть изотопов свинца образовалась вместе со всеми элементами и, возможно, накопилась в досолнечный период существования элементов, это значение, безусловно, является завышенным. Примерно аналогичную работу проделал А. Холмс в 1948 г., только он использовал отношение кларка урана к содержанию ^{207}Pb , считая последний полностью радиогенным. Он получил значение возраста Земли в 5,4 млрд. лет, который должен рассматриваться как его верхний предел.

Возраст элементов начали оценивать после исследований в 1947 г. Ф. Гаутерманса, который определил возраст земного ура-

Древнейшие земные породы с достоверным изотопным возрастом (большим 3 млрд. лет)

Серия, комплекс, район	Порода	Возраст (в млн. лет), метод	Автор, год
Алдано-Становой щит:			
Верхнеалданская серия	Кристаллические сланцы	≥ 3500 (Pb-Pb изохр.)	А. Д. Искандерова и др. (1977 г.)
Федоровская серия	То же	$\geq 2600-2800$ (U-Pb-Th изохр.)	В. А. Рудник и др. (1969 г.)
Иликанская серия	Амфиболиты и гнейсы	3300 ± 100 (Pb-Pb изохр.)	Л. А. Неймарк и др. (1981 г.)
Никиткинская серия	Гранито-гнейсы	3600 ± 200 (Pb-Pb изохр.)	А. Д. Искандерова и др. (1977 г.)
Курультино-гонамский комплекс	Гнейсы, амфиболиты	≥ 3300 (Pb-U изохр.)	
Курультинская серия (зверевская свита)	Чарнокиты	$3800-3900$ (Pb-Pb изохр.)	Э. В. Собонович, Ю. А. Ольховик (1982 г.)
Олекминская серия, хойкинская свита	Кристаллические сланцы	$\geq 2600-2800$ (Pb-Pb изохр.)	А. Д. Искандерова и др. (1977 г.)
Становая зона	Амфиболиты	≥ 2900 (Pb-Pb изохр.)	
	Кристаллические сланцы	$3100-3300$ (Pb-U изохр.)	
Енисейский кряж:			
Канская серия (кузеевская толща)	Гнейсы	4100 ± 200 (Pb-Pb изохр.)	М. И. Волобуев и др. (1980 г.)
Восточно-Саянская область:			
Шарыжалгайская серия	Гнейсы	3000 (Pb-Pb изохр.)	Э. В. Собонович и др. (1963 г.)
Бирюсинская серия (ензинская свита)	Мраморы	3050 ± 300 (Pb-Pb изохр.)	М. И. Волобуев и др. (1980 г.)
Охотский массив	Кристаллические сланцы	3700 ± 500 (Pb-U-Th изохр.)	В. К. Корольков и др. (1974 г.)

Серия, комплекс, район	Порода	Возраст (в млн. лет), метод	Автор, год
Омолонский массив:			
Авековский комплекс	Тоналитовые гнейсы (по цирконам)	3400±150 (Pb-U-Th изохр.)	Е. В. Бибикова и др. (1978 г.)
Тайгоносский массив:	Кристаллические сланцы	3250±300 (Pb-Pb изохр.)	Э. В. Собонович и др. (1977 г.)
Косовская серия	То же	3100±120 (Pb-Pb изохр.)	
Балтийский щит:	—		
Мончегорский плутон	Перидотиты (по минералам)	3340±680 (Rb-Sr изохр.)	Х. Дж. Липполт, Г. Дж. Вассербург (1973 г.)
Юго-восточная часть щита	Перидотиты, габбро	3150±50 (Pb-Pb изохр.)	Э. В. Собонович (1970 г.)
	Метаандезиты	3020±10 (Pb-Pb изохр.)	А. Ф. Лобиков (1982 г.)
Украинский щит:	Эндербиты (по цирконам)	3600 (Pb-U изохр., модель 2)	Е. В. Бибикова и др. (1982 г.)
Побужье	То же (по полевым шпатам)	3500—3600 (Pb-Pb изохр.)	Э. В. Собонович, Ю. А. Ольховик (1982 г.)
Среднее Приднепровье	Пироксениты (по цирконам)	3600—3800 (U-Th-Pb изохр.)	Н. П. Щербак и др. (1982 г.)
	Граниты	3000 (Pb-Pb изохр.)	Э. В. Собонович (1970 г.)
Антарктида:			
Земля Эндерби	Чарнокиты (по цирконам)	~ 4000 (Pb-Pb)	Т. Г. Ловеринг (1979 г.)
То же	То же	3700—3800 (U-Pb изохр.)	Л. П. Блекк (1982 г.)
»	Чарнокиты и эндербиты	3640±100 (Pb-U-Th изохр.)	Э. В. Собонович и др. (1982 г.)
Южная Африка:	Базальт	3230±30 (Pb-Pb изохр.)	А. К. Синха (1972 г.)
Серия Онвервахт (нижняя толща)	То же	3500±200 (Rb-Sr изохр.)	То же (1974 г.)
	»	3540±30 (Sm-Nd изохр.)	П. Дж. Хамильтон (1979 г.)

Серия, комплекс, район	Порода	Возраст (в млн. лет), метод	Автор, год
Пояс Лимпопо Вредефорт Архейское основание (верхний уровень)	Кварцевый порфир (по циркону)	3360±100 (U-Pb изохр.)	Ц. В. Неккерк, А. Г. Буржер (1969 г.)
	Серый гнейс	3190±30 (Pb-Pb изохр.)	Дж. М. Бартон и др. (1978 г.)
	Серый гнейс (по циркону)	3100 (Pb-Pb по цирконам)	
	Серый гнейс	3727±57 (Rb-Sr изохр.)	
Лейкократовый гнейс	~2800 (Pb-Pb изохр.)	С. Р. Харт и др. (1981 г.)	
То же	3776±97 (Rb-Sr изохр.)		
Гранито-гнейсы	3080±20 (Pb-Pb изохр.)	С. Р. Харт и др. (1981 г.)	
То же	3060±50 (Pb-Th изохр.)		
»		3000±30 (Rb-Sr изохр.)	
Архейское основание (нижний уровень)	Мафические породы	3470±30 (Rb-Sr изохр.)	Х. Велк и др. (1981 г.)
Родезия (комплекс основания Машаба)	То же	3860 — расчетный	То же
	Гнейсы	3600 (Rb-Sr изохр.)	П. Дж. Хавкесворт и др. (1975 г.)
Родезия (гранит Мушандайк, Каанвальский кратон)	Гранитоиды	3000 (Rb-Sr изохр.)	Дж. П. Вильсон, Р. К. Харрисон (1973 г.)
Центральная Африка:	Гранит	3520±260 (Rb-Sr изохр.)	М. Х. Хикман (1974 г.)
	Гнейсы	3500—3800	Д. Р. Хантер и др. (1978 г.)
Щит Касан	Гранитоиды	≥3100	Д. Р. Хантер и др. (1978 г.)
Западная Африка:	Биотитовые гнейсы	3000—3500	Л. Кахен, Н. Дж. Снеллинд (1966 г.)
Сьерра-Лионе	Гранитные гнейсы	2959±50 (Pb-Pb изохр.)	Р. Д. Веккинсел и др. (1980 г.)
	То же	2753±61 (Rb-Sr изохр.)	
	Гранулитовые гнейсы	3400—3700 (Pb-Pb расчетный)	С. В. Монтгомери, П. М. Харлей (1978 г.)

Серия, комплекс, район	Порода	Возраст (в млн. лет), метод	Автор, год
Гвианский щит (Западная Иматако)	Гнейсы	3770±200 (Pb-Pb изохр.)	С. В. Монтгомери (1979 г.)
	То же	3740±100 (Rb-Sr изохр.)	П. М. Харлей и др. (1972 г.)
Западная Австралия:	Гранито-гнейсы и гранодиориты	~ 2950 (Rb-Sr и Pb-Pb изохр.)	В. М. Оверсби (1976 г.)
Блок Пилбара	Дациты (по цирконам) Вулканические и ассоциирующие с ними плутонические породы	3452±16 (U-Pb) 3560—3570 (Sm-Nd и Rb-Sr изохр.)	Р. Т. Пиджен (1978 г.) Р. Т. Пиджен (1981 г.)
Блок Илгарн	Полосчатые гнейсы	3348±43 (Pb-Sr изохр.) 3510—3630 (Sm-Nd модельный)	Д. Летер и др. (1981 г.)
Мадагаскар:			
Андройский комплекс	Граниты	3200±50 (Rb-Sr изохр.)	
Канада:			
Унвак	Гнейсы (по циркону) Гранодиоритовые и тоналитовые гнейсы	3485 (Pb-Pb изохр.) 3622±72 (Rb-Sr изохр.)	Х. Баадсгаард и др. (1979 г.) Р. В. Харст и др. (1975 г.)
Хеброн	Гнейсы (по циркону) Гнейсы	3760±150 (U-Pb изохр.) 3618±106 (Rb-Sr изохр.)	Р. К. Ванлесс и др. (1979 г.) Дж. М. Бартон и др. (1978 г.)
США:			
Мортон и Монтевидео	Гранитные гнейсы Гнейсы (по цирконам)	3800 (Pb-Sr изохр.) 3550 (Pb-U изохр.)	С. С. Голдиш и др. (1974 г.) С. С. Голдиш и др. (1970 г.)

Серия, комплекс, район	Порода	Возраст (в млн. лет), метод	Автор, год
Гренландия:	Амфиболовые гнейсы	3760±150 (Pb-Pb изохр.)	С. Мурбах и др. (1975 г.) Х. Баардстаард и др. (1976 г.)
	Гнейсы (по цирконам)	3650±50 (U-Th-Pb)	
Амитсок	Гнейсы	3620±100 (Pb-Pb изохр.)	Л. П. Блекк и др. (1971 г.) С. Мурбах (1975 г.)
	То же	3800±120 (Pb-Pb изохр.)	
	»	3780±130 (Rb-Sr изохр.)	
Исуа	Супракристалльные породы	3710—3620 (Pb-Pb изохр.)	То же
	То же	3840±240 (Rb-Sr изохр.)	
	Железистые кварциты	3760±70 (Pb-Pb изохр.)	С. Мурбах и др. (1973 г.)
	Гнейсы	3700±140 (Pb-Pb изохр.)	
	Гранулитовые очковые гнейсы	3625±125 (Pb-Pb изохр.)	В. Л. Гриффин и др. (1981 г.)
	То же	3650±140 (Rb-Sr изохр.)	
	Основные и кислые метавулканиды	3770±42 (Sm-Nd изохр.)	П. Дж. Хамилтон и др. (1978 г.) Петтинжилл, П. Дж. Патхетт (1981 г.) А. Михард-Витрак и др. (1977 г.)
	То же	3550±220 (Lu-Hf)	
	Гнейсы (по циркону)	3830±10	
Нук	Гнейсы (по циркону)	3065 (Pb-U изохр.)	Х. Баардстаард, Мк. Грегор (1981 г.) Р. Дж. Панкурст и др. (1973 г.)
	Гнейсы	3076±27 (Rb-Sr изохр.)	
	То же	3040 (Rb-Sr изохр.)	

Примечание. Кристаллические сланцы представлены породами основного состава; определение радиологического возраста производилось по породе, если не оговорено дополнительно. Таблица составлена А. Д. Искандеровой и Ю. А. Ольховиком.

Возраст Земли по данным разных исследователей

Объект	Возраст, млрд. лет	Автор, год
^{206}Pb и ^{207}Pb радиогенные	5,3	И. Е. Старик (1937 г.)
Уран (кларковый) и ^{207}Pb	5,4	А. Холмс (1948 г.)
То же	5,4	А. П. Виноградов (1952 г.)
»	4,5	Ф. Гаутерманс (1953 г.)
Свинцовые руды земной коры	3,5	К. Коллинз и др. (1953 г.)
То же	3,9	Р. Фаркуар (1958 г.)
»	4,76	Дж. Тилтон (1965 г.)
»	4,6	Б. М. Найденов, В. В. Чердынцев (1967 г.)
Свинцовые руды	4,5±0,5	Э. В. Собонович (1970 г.)
Каменные метеориты	4,5±0,1	И. Е. Старик, Э. В. Собонович (1961 г.)
Метеориты	4,5	К. Паттерсон (1956 г.)
Калий земной коры	4,5—5,3	Ф. Гаутерманс (1957 г.)
Уран земной коры	4,4—6,6	Э. В. Собонович (1968 г.)
Элементы химические	5—6	В. И. Баранов (1955 г.)
Продукты последнего нуклеосинтеза	4,7±0,1	У. Фаулер, Ф. Хойл (1961 г.)
Атмосфера Земли	3,1—5,3	Г. Шлибер, Р. Рассел (1955 г.), К. Чэккет (1951 г.)
Древнейшие участки суши	3,0—3,7	А. Д. Искандерова и др. (1977 г.) (см. табл. 3)

на в 2,9 млрд. лет. В настоящий период время образования элементов рассчитывают либо на основе систематики ядер (Ф. Гаутерманс, 1957 г.), либо из данных по распространности изотопов свинца (В. И. Баранов, 1955 г.; В. В. Чердынцев, 1956 г.), либо используя достижения ядерной физики и астрофизики. Так, У. Фаулер и Ф. Хойл в 1961 г. довольно убедительно доказали, что последний нуклеосинтез, внесший свой вклад в протосолнечное вещество, имел место не менее 4,7 млрд. лет назад. Э. В. Собонович, опираясь на теорию нуклеосинтеза У. Фаулера и Ф. Хойла, в 1968 г. установил, что возраст урана земной коры с современным отношением $^{231}\text{U}/^{235}\text{U}=139$ лежит в пределах 4,4—6,6 млрд. лет при различных допущениях: отсюда следует, что минимальный возраст Земли равен 4,4 млрд. лет*.

* По последним данным наиболее вероятный возраст Земли $4,6\pm 0,1$ млрд. лет.

КОНСОЛИДИРОВАННОЕ ВЕЩЕСТВО СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Правильно понять и тем более реконструировать раннюю историю Земли с наибольшей достоверностью можно лишь, обладая достаточными знаниями о наших «братьях» и «сестрах» по ближайшему космосу — Солнечной системы, одной из составляющих которой и есть наша планета.

Главнейшими носителями вещества и энергии в нашей системе являются Солнце и планеты; последние делятся на внутренние (Меркурий, Венера, Земля, Марс) и внешние (Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон). Внутренние планеты от внешних отличаются и плотностью, и размерами, и составом и другими признаками. Любые гипотезы происхождения Солнечной системы должны объяснить эти отличия, в том числе и такие, казалось бы, «мелкие», как различия в содержаниях примесей тяжелых элементов, или почему, например, Галилеевы спутники Юпитера более плотные, чем сам Юпитер, а радиоактивность поверхности «мертвой» Луны значительно выше таковой для «живой» в тектоническом отношении Земли и т. д.

Все планеты земной группы, как считает А. П. Виноградов [9], имеют оболочечное строение; при этом Земля, Венера и Меркурий имеют внутреннее тяжелое железо-никелевое ядро с примесью некоторых сидерофильных элементов. Планеты земной группы прошли определенный путь эволюции: одни в большей степени, другие в меньшей, но следы вулканической деятельности видны на всех, хотя, например, на Меркурии и Марсе они сильно маскируются метеоритными кратерами. Что касается внешних планет, то об их внутренних источниках тепла, о составе, рельефе поверхности сведений очень мало, несмотря на вояжи нескольких «пионеров» в их окрестности. Уточнились лишь данные о составе атмосферы Юпитера и несколько больше мы стали знать о его спутниках.

Из всех небесных тел проще всего определяется распространенность элементов в атмосфере Солнца. Благодаря спектроскопическим исследованиям из 92 элементов на Солнце обнаружено 67; распространенность главных из них дана в табл. 5. Однако такие элементы, как Ne, Cl, Ar, As, Se, Br, Kr, Te, I, Xe, Tb, Ho, Re, Au, Hg, Tl, Bi, Th, U, пока не найдены из-за ограничений в применении спектрального анализа, которые заключаются в том, что некоторые линии имеют длины волн менее 2900 Å и поглощаются атмосферой Земли. Насколько состав атмосферы Солнца реально отражает его состав в целом, неизвестно, поскольку мы не знаем эффективности процессов конвекции, благодаря которым солнечное вещество перемешивается.

Распространенность химических элементов в атмосфере Солнца,
Si = 10⁶ атомов

По Э. А. Мюллеру (1968 г.), с изменениями

Порядко- вый номер	Элемент	Распространен- ность	Порядко- вый номер	Элемент	Распространен- ность
1	H	3,2·10 ¹⁰	32	Ge	9,8
3	Li	0,25	37	Rb	9,5
4	Be	6,9	38	Sr	33
5	B	1,2·10 ²	39	Y	50
6	C	1,0·10 ⁷	40	Zr	14
7	N	3,6·10 ⁶	41	Nb	6,3
8	O	2,1·10 ⁷	42	Mo	6,3
11	Na	6,3·10 ⁴	44	Rh	2,0
12	Mg	7,2·10 ⁵	45	Rn	0,74
13	Al	5,0·10 ⁴	46	Pd	10
14	Si	1,0·10 ⁶	47	Ag	0,18
15	P	6,9·10 ³	48	Cd	1,1
16	S	6,3·10 ⁵	49	In	0,89
19	K	1,6·10 ³	50	Sn	20
20	Ca	3,5·10 ⁴	51	Sb	0,48
21	Sc	22	56	Ba	4,0
22	Ti	1,6·10 ³	57	La	3,4
23	V	4,6·10 ²	58	Ce	1,9
24	Cr	3,6·10 ³	59	Pr	0,89
25	Mn	2,3·10 ³	60	Nd	2,6
26	Fe	2,0·10 ⁵	62	Sm	1,3
27	Co	1,6·10 ³	63	Eu	0,29
28	Ni	2,9·10 ⁴	64	Gd	0,43
29	Cu	8,9·10 ²	66	Dy	0,32
30	Zn	1,0·10 ²	70	Yb	1,1
31	Ga	17	82	Pb	1,3

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАНЕТ ЗЕМНОЙ ГРУППЫ

Главные характерные особенности планет Солнечной системы определяются их расстоянием от Солнца, периодом обращения вокруг Солнца, диаметром, массой и объемом.

Меркурий — ближайшая к Солнцу и самая малая планета Солнечной системы. По величине радиуса он уступает спутникам Юпитера — Каллисто и Ганимеду, спутнику Сатурна — Титану и спутнику Нептуна — Тритону. Меркурий вращается вокруг своей оси с периодом, в 1,5 раза меньшим периода его обращения по орбите. На освещенном полушарии Меркурия температура достигает 700 °К, а на неосвещенной, ночной стороне может опускаться до 220 °К. Телевизионная съемка, проведенная «Маринером-10», показала, что поверхность Меркурия во многом сходна с поверхностью Луны. По данным оптических и фотоклинометрических измерений Меркурий испещрен кратерами ничуть не в меньшей степени, чем Луна, если не в большей. Точные размеры Меркурия

еще не установлены. Радарные диаметр и масса дают среднюю плотность Меркурия $5,46 \text{ г/см}^3$, фотоэлектрический метод Гершпрунга — на 1% больше радарного значения. Полученные данные свидетельствуют о значительной роли металлической фазы в его недрах.

Многочисленные исследования отражательной способности поверхности Меркурия свидетельствуют о большой вероятности содержания в его грунте значительных количеств FeO. Это заключение противоречит принятым гипотезам об условиях конденсации Меркурия. Однако, если эти данные подтверждаются, то придется считать вынос FeO на поверхность в составе пироксена за счет базальтового вулканизма. Грунт Меркурия близок к таковому на лунных возвышенностях ($\sim 5,5\% \text{ FeO}$), в которых, как известно, содержится ортопироксен. Самая большая депрессия, обнаруженная на Меркурии, имеет диаметр 1300 км. Она заполнена веществом, аналогичным веществу лунных морей. Образований, аналогичных структурам земной тектоники, плит или крупномасштабных разломов не заметно. Предполагается, что процессы дифференциации планеты, а она имеет железное ядро, закончились еще на стадии ее аккреции.

Венера по своим размерам и средней плотности наиболее близка к Земле. Масса планеты, вычисленная после полета межпланетной станции «Маринер-2», составляет 0,81485 земной массы. Радиолокационные измерения позволили прийти к заключению, что Венера в отличие от других планет вращается в сторону, противоположную направлению ее движения вокруг Солнца. По данным радиолокационных измерений твердая часть Венеры представляет собой неровную поверхность. Сведения о микрорельефе получены со спускаемых аппаратов «Венера-8» и «Венера-14». В целом поверхность Венеры гораздо более ровная, чем у других планет земной группы. Наблюдаются отдельные возвышенности и отдельные пики гор. Примечателен один из районов (вблизи экватора) диаметром около 700 км с депрессией в средней части $60 \times 90 \text{ км}$, возвышающийся над соседними районами на 10 км. Интерпретируется это поднятие как большая вулканическая конструкция, аналогичная земным и марсианским континентальным вулканам. На Венере есть и каналоподобная депрессия длиной 1400 км, шириной 150 км и глубиной 2 км, которую можно сравнить с аналогичными и весьма распространенными «каналами» на Марсе и частично с Африкано-Аравийской рифтовой системой в Восточной Африке. Эта депрессия или трог в 850 км к востоку проникает в плато континентального размера, где встречается со слабо выраженной, очень узкой, волнообразной депрессией. «Венерой-10» была оценена плотность венерианской породы в $2,8 \pm 0,1 \text{ г/см}^3$, типичная для Луны или Земли. Фотографии Венеры, полученные «Венерой-9» и «Венерой-10», показали, что поверхность в местах посадок характеризуется плитовидными и округлыми матово-серыми массивными гальками. Гальки тонкозернистые с темной матрицей реголита или грунта.

Для Венеры характерно: 1) уникальная топография с рельефом, контрастным по более высокой пространственной частоте, но более низкой магнитуде, чем у других земных планет (нельзя сказать, что магнитуда рельефа не похожа на земную, так же как неровности поверхности сравнимы с теми, которыми характеризуются лунные моря), 2) ландшафтное разнообразие — кратероподобные формы, встречаемые группами, отделенными от районов горных плато большим экваториальным разломом (изолированные горы, по-видимому, встречаются повсеместно в районах, обследованных земными локаторами), 3) наличие трех типов вулканов: одни образуют большие единичные структуры, сравнимые с вулканом Тарсиса на Марсе, другие — меньшие пики, которые встречаются поодиночке или группами, третьи — равнины, подобные таковым на Марсе и Луне, 4) наличие горной местности и грубо определенных линеаментов, свидетельствующих, очевидно, о проявлении компрессионной тектоники, 5) наличие большого трога на экваторе, говорящего о растягивающей тектонической активности, 6) радиоактивность, которая указывает, что ее породы сходны с земными. «Венера-9» и «Венера-10», по-видимому, встретились с базальтовыми породами, а «Венера-8» — с породами гранитного состава (первые подтверждают предположение о развитии вулканизма, в то время как последние дают основание считать наличие более сложной тектоно-вулканической истории), 7) наличие двух участков, которые подвергались геометрическим изменениям (отличия между ними могут быть объяснены особенностями протекавших в них процессов, которые различались либо по времени, либо по скорости протекания или комбинацией обоих; однако во всех случаях эти процессы были достаточно активными, чтобы отделить большие обломки от маленьких, окатать одни гальки и не затронуть другие и перемешать весь этот экзотический материал; такими процессами могли быть как баллистические импактные, так и золотые процессы; Венера окружена мощной газовой оболочкой).

Земля является наиболее крупной из всех внутренних планет, имеет наиболее крупный спутник — Луну. По составу азотно-кислородная атмосфера Земли резко отличается от атмосферы других планет. О Земле мы знаем баснословно много по сравнению с другими планетами.

Луна — естественный спутник Земли, составляющий 1/81 часть ее массы идвигающийся по орбите со средней скоростью 1,02 км/с, или 3680 км/ч. Поверхность Луны состоит из светлых участков, образованных горными системами и возвышенностями, и темных участков — так называемых «морей». Наиболее крупные «моря» имеют произвольные названия: Море Дождей, Море Ясности, Море Изобилия, Море Нектара, Океан Бурь и др. Вся поверхность ($3,8 \cdot 10^7$ км²) Луны покрыта множеством воронок различного размера, наиболее крупные из которых получили название лунных цирков. По плотности Луна представляет собой почти однородное тело. Она слегка асимметрична. Ее центр тяжести примерно на 2 км ближе к Земле, чем ее геометрический центр. На

Луне встречаются нагорья, неправильные и кольцевые морские бассейны, линеаменты и борозды, кратеры диаметром от тысяч километров до миллиметров. Луна обладает очень слабой сейсмичностью. Очевидно, слабые толчки, зафиксированные сейсмографами на поверхности Луны, вызваны скорее падающими метеоритами, чем тектонической активностью. Тем не менее на основании сейсмических данных выделяются четыре или пять зон. Первая сейсмическая граница проходит на глубине 50—60 км, вторая — 250 км, третья — 500 км, четвертая — 1400—1500 км. Соответствующие зоны приписываются коре, верхней, средней и нижней мантии, а в центре Луны, возможно, располагается ядро диаметром 170—350 км. Эти подразделения довольно условны, поскольку отмечаемые различия в скоростях прохождения сейсмических волн находятся на грани разрешающей способности сейсмографов, установленных на Луне.

Марс из всех внутренних планет наиболее удален от Солнца, масса его составляет 0,108 часть массы Земли, сжатие $1/190,9$, т. е. оно больше, чем у Земли. Это свидетельствует о том, что его масса меньше сконцентрирована около центра, чем на Земле. Вокруг Солнца Марс обращается с периодом 1 год 322 собственных суток, ось вращения имеет наклон 67° к плоскости орбиты. Это вызывает смену времени года на различных широтах аналогично тому, что происходит на Земле. Марс имеет два спутника — Деймос и Фобос — с периодами вращения соответственно 30,30 и 7,65 часа; спутники движутся почти точно в плоскости экватора планеты: Фобос на расстоянии 9400 км, а Деймос — 23 500 км. По данным «Маринера-9» спутники имеют неправильную форму, размеры Фобоса 25×21 км, а Деймоса $13,5 \times 12$ км; оба имеют низкое альbedo (0,05), которое по своему значению близко к альbedo углистых хондритов и базальтов. Фобос и Деймос покрыты многочисленными кратерами ударного происхождения.

Атмосфера планет и их спутников — плотность и состав ее определяются диаметром и массой планет, расстоянием от Солнца, особенностями их формирования и развития (табл. 6). Чем дальше планета расположена от Солнца, тем больше летучих компонентов входило и входит сейчас в ее состав; чем меньше мас-

Таблица 6

Атмосферы планет земной группы
По К. П. Флоренскому и др. (1981 г.)

Планета	Давление, Па	Масса, г	Состав
Венера	$9,7 \cdot 10^6$ на нулевом уровне	$5,066 \cdot 10^{23}$	CO_2 (99,12), N_2 (0,87), H_2O (0,03)
Земля	$9,8 \cdot 10^4$	$5,117 \cdot 10^{21}$	N_2 (75,44), O_2 (23,13), Ar (1,28), H_2O (0,1), CO_2 (0,046)
Марс	549	$2,025 \cdot 10^{19}$	CO_2 (96,62), N_2 (1,75), Ar (1,47), O_2 (0,10), CO (0,05), H_2O (0,01)

са планеты, тем меньше ее способность удерживать эти летучие и т. д. Вероятно, планеты земной группы давно уже утратили свою первичную атмосферу. Ближайшая к Солнцу планета Меркурий при своей относительно малой массе (не способной удерживать в поле тяготения молекулы с атомным весом менее 40) и высокой температуре поверхности практически не имеет атмосферы ($\text{CO}_2 = 2000$ атм-см) *. Имеется некоторая атмосферная корона, состоящая из инертных газов — аргона, неона и гелия. По-видимому, аргон и гелий являются радиогенными и постоянно попадают в атмосферу за счет своеобразного «эманирования» горных пород, слагающих Меркурий, и, возможно, эндогенных процессов. Наличие неона представляет собой загадку. Трудно предположить, что в первоначальном веществе Меркурия могло присутствовать столь много неона, чтобы он мог до сих пор выделяться из недр этой планеты, тем более, что веских доказательств плутонической активности у этой планеты не обнаружено.

Венера обладает наиболее теплой и мощной атмосферой из всех планет земного типа (см. табл. 6). Атмосфера планеты на 97 % состоит из CO_2 , в ней обнаружены O_2 , N_2 и H_2O . Температура у поверхности достигает 747 ± 20 К, давление $(8,83 \pm 0,15) \cdot 10^6$ Па. Атмосфера Венеры — скорее всего результат ее внутренней активности. А. П. Виноградов считал, что весь CO_2 атмосферы Венеры обусловлен дегазацией всех карбонатов при высокой температуре ее поверхности. По-видимому, это не совсем так, ибо непонятно, как же тогда могли образоваться эти карбонаты? Вряд ли температура поверхности Венеры была в прошлом существенно ниже, вряд ли на ее поверхности когда-то была гидросфера, и, следовательно, карбонаты образоваться не могли. Существовало мнение о том, что вся вода Венерой была утрачена за счет диссоциации ее молекул в атмосфере на водород и кислород с последующей диссипацией водорода в космос. Кислород же вступал в химические реакции с углеродистым веществом, что приводило к обогащению атмосферы углекислотой. Может быть, это было и так, но тогда мы должны предположить на Венере наличие плутонизма, обеспечивающего подвод все новых порций вещества из ее глубины в зону реакции с кислородом, т. е. на поверхность, что как будто находит подтверждение данными, полученными в результате исследований «Венеры-13» и «Венеры-14».

На Марсе имеется небольшая атмосфера (см. табл. 6), давление которой у основания в зависимости от условий находится в пределах $(2,9—8,8) \cdot 10^2$ Па. В районе посадки станции «Викинг-1» давление атмосферы составляло $7,6 \cdot 10^2$ Па. Масса марсианской атмосферы в северном полушарии несколько больше, чем в южном. В атмосфере обнаружены небольшие количества паров воды и следы озона. Температура поверхности Марса изменяется в зависимости от широты и на границе полярных шапок достигает $140—150$ К. Температура на поверхности экваториальных областей

* 1 атм-см = $2,69 \cdot 10^{19}$ молекул в 1 см³.

днем может быть 300 К, а ночью падает до 180 К. Максимальное охлаждение происходит в высоких широтах Марса за долгую полярную ночь. При падении температуры до 145 К начинается конденсация атмосферной углекислоты, однако перед этим из атмосферы вымерзает водяной пар. Полярные шапки Марса состоят, вероятно, в нижнем слое из водяного льда, который покрывается сверху твердой углекислотой.

Атмосферы больших планет Юпитера, Сатурна и Урана состоят из водорода, гелия, метана; атмосфера Юпитера наиболее мощная среди других внешних планет. На основании анализа фото- и ИК-спектров, различных моделей отражения света в атмосферах внешних планет помимо преобладающих H_2 , CH_4 , N_2 и He , обнаружены также такие компоненты, как C_2H_2 , C_2H_6 , PH_3 ; не исключена возможность и наличия более сложных органических веществ. Отношение H/He — около 10, т. е. близко к солнечному, отношение изотопов водорода D/H , например, для Юпитера равно $2 \cdot 10^{-5}$, что близко к межзвездному отношению, равному $1,4 \cdot 10^{-5}$. На основании сказанного можно сделать вывод, что вещество внешних планет не испытывает ядерных превращений и со времени образования Солнечной системы легкие газы не удалялись из атмосферы внешних планет. Весьма примечательно также и такое явление, как наличие атмосфер у спутников внешних планет. Даже такие спутники Юпитера, как Ио и Европа, с массами, близкими к массе Луны, тем не менее имеют атмосферу, а спутник Ио, в частности, окружен натриевым облаком. Атмосферы Ио и Титана имеют красноватый оттенок, при этом установлено, что эта окраска вызвана разными соединениями.

МЕТЕОРИТЫ

Состав метеоритов очень важен для объяснения закономерностей формирования нашей планеты и ее строения и особенно с позиции развиваемой модели полигенно-гетерогенной аккреции Земли.

В настоящее время известно около 6000 метеоритов, из них около 4000 найдено во льдах Антарктиды. Число находок железных метеоритов значительно преобладает над числом падений, а в случае каменных метеоритов, наоборот, число падений больше числа находок. Это объясняется хорошей сохранностью железных метеоритов и относительной легкостью их распознавания. Количественная оценка падения и находок метеоритов выполнена в 1965 г. А. П. Виноградовым: из общего числа железных метеоритов (598 образцов) лишь в 45 случаях наблюдались падения, а среди каменных метеоритов из общего числа 1082 — случаи падения составляют 704, при этом среди каменных метеоритов первое место по числу падения и находок занимают гиперстеновые хондриты — их около 84 %.

Классификация метеоритов основана на их разделении по значению отношения металл/силикат, позволяющего разделить все из-

вестные метеориты на три больших класса: каменные, железо-каменные и железные (табл. 7). Каждый класс делится на подклассы, группы и подгруппы.

Класс каменных метеоритов составляет 92 % всех падений и делится на два подкласса: 1) хондриты, характеризующиеся включениями силикатных шариков — хондр диаметром в несколько миллиметров, 2) ахондриты, в которых этих шариков — хондр нет и которые отличаются по текстуре и составу. Каждый из этих подклассов подразделяется на группы по различным вторичным признакам, таким, как структура, содержание никеля, кальция или двухвалентного железа и др.

Подкласс хондритов включает не только наиболее распространенные (84 % всех известных падений), но и наиболее примитивные по составу каменные метеориты. В составе хондритов, исключая углистые, около 40 % оливина, 30 % пироксена, 10—12 % железо-никелевого сплава, 10 % плагиоклаза и 6 % троилита. По всей массе хондритов рассеяны хондры — округлые образования (одни в виде стекла, другие раскристаллизованы). Хондры не встречаются в земных породах, поэтому являются отличительным признаком хондритов. Цементирующая масса хондритов состоит из мелкоизмельченных кристалликов различных силикатов: оливина, ортопироксена, плагиоклаза, никелистого железа, троилита. Все хондриты содержат 20—30 % железа, распределенного между металлом (Ni, Fe), троилитом (FeS) и силикатами — оливином и пироксеном. Хондриты могут быть разделены на три группы: углистые, обыкновенные и энстатитовые. В состав довольно редкой группы углистых хондритов входят графит, карбонаты, энстатит. Высокоокисленные углистые хондриты содержат очень мало троилита и ничтожное количество металла, а основная масса содержащегося в них железа представлена двухвалентным, входящим в силикаты, или даже трехвалентным (Fe_3O_4 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Отличительной особенностью всех углистых хондритов (их известно около 30) является повышенное содержание летучих и углерода, присутствующего в виде карбонатов и соединений типа CO_2 , CH_4CS_2 , CSO — вплоть до высокомолекулярных и ароматических углеводородов. Среди углистых хондритов могут быть выделены четыре подгруппы — неклассифицированные, тип I, тип II и тип III (см. табл. 7).

Группа обыкновенных хондритов подразделяется на три подгруппы (типа), которые различаются по степени окисления железа и его общему содержанию, повышающемуся в ряду $\text{LL} < \text{L} < \text{H}$ от 3 до 19 %. Группа энстатитовых хондритов (около 20) — это наиболее восстановленные хондриты, содержащие железо главным образом в виде металла или троилита, а их главный силикат — энстатит — включает менее 0,1 моль % двухвалентного железа в виде твердого раствора. Энстатитовые хондриты могут быть разделены на две подгруппы, или два типа: I — слегка перекристаллизованные хондриты, характеризующиеся высоким общим содержанием железа, серы и летучих рассеянных элементов; содержат

Классификация метеоритов

Класс, подкласс, группа, подгруппа (тип)	Доля падения	FeO:(FeO+MgO)	Основные составляющие (массовая доля, %)
I. Каменные			
1. Хондриты			
а) углистые:	(0,837)	0,33—1,00	Ол, Ка, Тэ, Тр, Се, С
тип I	0,007		Нет Ол, преимущественно Се
тип II	0,019		Равные количества Ол и Се
тип III (или оливин-пироксенитовые, или оранситы)	0,022		Преимущественно Ол
б) неклассифицированные	0,003		
в) обыкновенные (обычные):			Ол, Ги, Бр, Ка, Тэ, Тр, Пл, Кл
амфотеритовые	0,056	0,44	Ги, Ол, Пл, Тр; Fe (0,19-0,22)
гиперстеновые	0,392	0,20—0,33	Fe (0,20-0,23)
бронзитовые	0,323	0,10—0,20	Fe (0,27-0,30)
г) энстатитовые:			Эн, Пл, Ка, Тэ, Тр
тип I	0,004	0,00—0,05	Fe (0,32-0,35); много S
тип II	0,016	0,00—0,10	Fe (0,24-0,30); мало S
2. Ахондриты			
а) богатые Са (базальтовые):	(0,085)		СаО (0,5-0,25)
эвкриты	0,037	0,48—0,66	Кл, Пл
говардиты	0,017	~ 0,55	Ги, Кл, Пл

Класс, подкласс, группа, подгруппа (тип)	Доля падения	FeO:(FeO+MgO)	Основные составляющие (массовая доля, %)
б) бедные Са:			СаО < 0,03
диогениты	0,011	0,22—0,33	Ги, Кл
уренлиты	0,003	0,16—0,20	Ол, Кл, Ка
обриты или оубриты	0,010	0,00—0,07	Эн, Кл
II. Железо-каменные	(0,017)		
Палласиты	0,006	~0,25	Ка, Тэ, Ол, Тр; Ni—Fe (0,25-0,63)
Мезосидериты	0,010	~0,50	Ги, Пл, Ол, Ка, Тэ, Тр; Ni—Fe (0,40-0,70)
III. Железные	(0,062)		
1. Октаэдриты:	0,050		Ка, Тэ, Тр, Ш
а) крайне грубоструктурные			Ni (0,055-0,065)
б) очень грубоструктурные			Ni (0,06-0,07)
в) грубоструктурные			Ni (0,07-0,09)
г) среднеструктурные			Ni (0,075-0,9)
д) тонкоструктурные			Ni (0,08-0,10)
е) очень тонкоструктурные			Ni (0,10-0,14)
2. Гексаэдриты	0,010		Ка, Ш, Тр; Ni (0,04-0,06)
3. Атакситы:			Тэ, Ка
а) богатые Ni	0,001		Ni (0,12-0,38)
б) бедные Ni	0,001		

преимущественно клиноэнстатит (марганецсодержащий), камасит с высоким содержанием кремния, найнингерит ($[\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}]\text{S}$), бедный марганцем, часто свободный SiO_2 и т. д.; II — высокопекрексталлизованные хондриты, характеризующиеся низким общим содержанием железа, серы и летучих рассеянных элементов; содержат преимущественно ортоэнстатит, лишенный марганца, камасит с низким содержанием кремния, найнингерит ($[\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}]\text{S}$), богатый марганцем, синоит ($\text{Si}_2\text{N}_2\text{O}$) вместо свободного SiO_2 и т. д.

Подкласс ахондритов объединяет метеориты, состоящие из осколков отдельных минералов; по минеральному составу и структуре они наиболее близки к земным горным породам (см. табл. 7). Ахондриты разделяются на две группы: 1) бедные кальцием (обриты, диогениты, шассиньиты, уреилиты), 2) богатые кальцием (ангриты, наклиты, говардиты, эвкриты); чаще всего встречаются говардиты и эвкриты.

Класс железо-каменных метеоритов включает в себя метеориты, которые по структуре и минеральному составу делятся на два подкласса — палласиты и мезосидериты (в качестве единичных находок известны лодранит и сидерофир). Палласиты представляют собой железо-никелевую губку, заполненную стеклообразным оливином. Мезосидериты — это каменные метеориты со значительно большим содержанием железа, чем в обычных хондритах, которое находится в них в виде крупных включений (см. табл. 7).

Класс железных метеоритов объединяет метеориты, состоящие из твердых растворов железа, никеля и кобальта в среднем 90,5; 8,7 и 0,5 % соответственно. В никелистом железе содержание никеля колеблется от 4 до 40 %. По структуре железные метеориты делятся на три подкласса: октаэдриты, гексаэдриты и атакситы. Октаэдриты имеют, как правило, крупнокристаллическую видманштетовую структуру в виде «балок» различной ширины, расположенных вдоль плоскостей октаэдра и окаймленных тонкими лентами; балки состоят из железа, бедного никелем (камасита), ленты — из железа, богатого никелем (тэнита); по ширине камаситовых балок октаэдриты подразделяются на пять групп, или структурных типов (см. табл. 7). Гексаэдриты представляют собой монокристаллы кубической сингонии, целиком сложенные из камасита. Атакситы обладают мелкозернистой (плеситовой) структурой, представляют собой механическую смесь камасита и тэнита и делятся на подгруппы, богатые и бедные никелем.

Для метеоритов характерно присутствие как окисленного, так и металлического железа. Первое входит в железо-магnezиальные силикаты, составляющие основу каменного вещества метеоритов, а второе представлено никелистым железом, встречающимся в виде включений. Окисленное и металлическое железо сосуществует в самых различных пропорциях: наряду с железными метеоритами, состоящими практически из чистого металла, встречаются метео-

риты, содержащие до 10—20 % ферросиликатов; железо-каменные метеориты содержат металл и ферросиликат примерно в равных количествах. Наряду с каменными метеоритами, совсем или почти совсем не содержащими металла (хондриты и некоторые типы хондритов), имеются хондриты, в которых только металлические включения составляют 30 % их массы. В хондритах наблюдается следующая закономерность (закон Прайора): чем меньше в них металлических включений, тем эти включения богаче никелем и тем богаче железом железо-магнезиальные силикаты. Установленные закономерности могут быть обусловлены различной термальной историей металлических зерен до агломерации хондритового вещества в метеоритное тело. Очевидно, мелкие частицы металла были преобразованы в крупные до образования единых тел хондритов.

Не вызывает сомнения, что падающие на Землю метеориты являются осколками более крупных тел. Большинство исследователей считает, что метеориты приходят из пояса астероидов, расположенного между орбитами Марса и Юпитера, что подтверждено вычислениями орбит метеоритного тела Пшибрам и Сихотэ-Алинского метеорита. Число астероидов очень велико: около 55 000 из них имеют диаметр более 1 км, наибольший — Церера — в поперечнике 770 км. Общая масса астероидного кольца оценивается примерно в 1/10 массы Луны или 1/100 массы Земли. Астероиды, двигаясь по пересекающимся орбитам, дробятся; при этом их дроблению и разлету осколков, ставших впоследствии метеоритами, зачастую предшествовали столкновения, которые не сопровождались разлетом, но следы которых сохранились в структуре вещества. Последняя свидетельствует об ударном давлении более 10^{10} Па, приведенном, в частности, к образованию в некоторых метеоритах алмазов. Расчеты показывают, что за время существования Земли (4,5 млрд. лет) примерно 30 % астероидов превратилось в мелкие фрагменты и пыль — примерно 10^{10} т в год. Из этого количества на Землю падает ежегодно несколько тысяч тонн в виде метеоритов и космической пыли.

Химический состав метеоритов складывается из тех же элементов, что и земные горные породы, правда, соотношения их часто необычны с «земной» точки зрения (табл. 8). Однако в метеоритах, как и на Земле, наиболее распространенными являются первые девять элементов, которые, соединяясь между собой в различных соотношениях, образуют основные минералы метеоритов. При этом кислород присутствует в метеоритах в виде химических соединений с другими элементами, образуя главным образом безводные силикаты, а вода в заметных количествах содержится только в углистых хондритах. В целом же метеоритная материя характеризуется тремя главными фазами: силикатной (74,7 %), троилитовой (5,7 %) и железо-никелевой (19,6 %). Эти значения получены из анализов обычных хондритов, которые являются наиболее распространенными метеоритами и наименее дифференцированными по сравнению с другими типами метеоритов. Поэтому многие иссле-

Средний состав Земли, каменных и железных метеоритов (%)
По А. К. Лаврухиной и Г. М. Колесову (1965 г.)

Элемент	Земля в целом	Метеориты		Элемент	Земля в целом	Метеориты	
		каменные	железные			каменные	железные
Железо	36,9	15,5	90,85	Титан	0,50	0,12	—
Кислород	29,3	41,0	—	Калий	0,29	0,07	—
Кремний	14,9	21,0	0,01	Фосфор	0,15	0,10	0,17
Магний	6,7	14,3	0,03	Марганец	0,14	0,16	0,05
Алюминий	3,0	1,56	—	Хром	0,13	0,40	0,01
Кальций	2,9	1,80	0,02	Кобальт	0,18	0,08	0,60
Никель	2,9	1,10	8,5	Углерод	0,06	0,16	0,03
Натрий	0,9	0,80	—	Медь	0,01	0,01	0,02
Сера	0,7	1,82	0,004				
Сумма					99,66	99,98	99,444

дователи, следуя Г. Юри, полагают, что хондриты в наибольшей степени отвечают среднему составу метеоритного вещества. Насколько различаются группы каменных метеоритов по составу, дает представление табл. 9, отражающая вариации лишь групп хондритов. Аналогичным образом различаются между собой и группы ахондритов железных и железо-каменных метеоритов [43].

Следует иметь в виду, что метеориты чрезвычайно негомогенны по фазовому составу; в пределах каждой из их главных фаз существует большое число различных минералов, а распределение микроэлементов весьма неравномерно даже в пределах зерен одного и того же минерала. Так, если в обычных хондритах не хватает очень многих элементов, иногда в 10—1000 раз, сравнительно с их космической распространенностью и содержанием в Земле в целом, то в энстатитовых и углистых хондритах I типа тех же самых элементов (Hg, Tl, Pb, Bi и др.) оказалось как раз столько, сколько требуется (табл. 10). В табл. 10 включены те элементы, распространенность которых меняется от группы к группе более чем в два раза. Дефицитные элементы в углистых хондритах II и III типов, как правило, встречаются реже, чем I типа. В обычных хондритах картина фракционирования более сложная по сравнению с углистыми: марганец и щелочные металлы, за исключением цезия, не показывают ощутимой нехватки; распространенность таких элементов, как Cu, Au, Ga, Ge, Sn, Sb, F, Sn, Se, в четыре раза меньше, чем в углистых хондритах I типа, а 13 элементов — Cs, Te, Ag, Cl, Br, Y, Zn, Cd, Hg, Pb, Bi, Tl и Tm — в 10—500 раз меньше. Во многих случаях энстатитовые хондриты I типа сходны с углистыми, но в среднем распространенность летучих в них составляет примерно 2/3 их распространенности в углистых I типа. Исключение составляют ртуть и атмосферные элементы, что объ-

Химический состав различных групп хондритов (%)

Компонент	E	H	L	LL	C
Fe	23,70	15,15	6,27	4,02	0,00
Ni	1,78	1,88	1,34	1,43	0,00
Co	0,12	0,13	0,046	0,09	0,00
FeS	8,09	6,11	5,89	5,12	3,66
SiO ₂	38,47	36,55	39,93	34,82	27,81
TiO ₂	0,12	0,14	0,14	0,15	0,08
Al ₂ O ₃	1,78	1,91	1,86	2,18	2,15
MnO	0,02	0,32	0,33	0,20	0,21
FeO	0,23	10,21	15,44	24,34	27,34
MgO	21,63	23,47	24,71	23,57	19,46
CaO	1,03	2,41	1,70	2,17	1,66
N ₂ O	0,64	0,78	0,74	0,69	0,63
K ₂ O	0,16	0,20	0,13	0,23	0,05
P ₂ O ₅	Следы	0,30	0,31	0,20	0,30
H ₂ O	0,34	0,21	0,27	0,10	12,86
Cr ₂ O ₃	0,23	0,52	0,54	0,58	0,36
NiO	0,11	—	—	0,00	1,53
CoO	—	—	—	0,00	0,07
C	0,32	—	0,03	0,19	2,48
Сумма	99,89**	100,29	99,67	100,08	101,01**

* Энстатитовые хондриты содержат 0,86 % CaS и 0,29 % Cr₂S₃.

** Углистые хондриты содержат серу в виде FeS (0,46 %), S (3,19 %) SO₃ (0,85 %) и S₂O₂ (0,12 %).

ясняется их чрезвычайно большой летучестью. Энстатитовые хондриты II типа ведут себя аналогично обыкновенным хондритам. На рис. 9 приведена периодическая таблица Д. И. Менделеева, на которой штриховкой отмечены те элементы, которых не хватает в обычных хондритах по сравнению с их космической распространенностью или их концентрация очень сильно варьирует от образца к образцу. «Нормальными» оказываются все элементы переходных групп, за исключением марганца: объединяет же все «ненормальные» элементы лишь одно общее свойство — все они в той или иной степени летучи.

Известный американский космохимик Э. Андерс полагает, что типичными представителями солнечной материи являются углистые хондриты (в частности, I типа), содержащие наибольшее количество летучих элементов, а все остальные метеориты, в том числе и углистые хондриты II и III типов, возникли в результате дифференциации этого протовещества. Согласно развиваемой модели полигенно-гетерогенной аккреции Земли и в соответствии с имеющимися данными [34, 42, 43, 46] все типы углистых хондритов являются конденсатами «вторичного» вещества взрыва Сверхновой 4,7 млрд. лет назад, а все остальные метеориты могут иметь

Распространенность следовых элементов в хондритах различных групп
(по Е. Андерсу, 1964 г.) и в земной коре (по К. Ранкама и Т. Сахама, 1950 г.) $Si=10^6$ атомов

Элемент	Хондриты						
	углистые			обычные	энстатитовые		Земная кора
	I тип	II тип	III тип		I тип	II тип	
H	$5,49 \cdot 10^6$	$3,04 \cdot 10^6$	$4,07 \cdot 10^5$	$9 \cdot 10^4$	—	—	—
N	$4,86 \cdot 10^4$	$2,61 \cdot 10^4$	7480	802	—	—	—
F	363	2500	1370	1130	1600	1270	3730
Na	$6,32 \cdot 10^4$	$4,13 \cdot 10^4$	$3,31 \cdot 10^4$	$4,49 \cdot 10^4$	$5,25 \cdot 10^4$	$3,71 \cdot 10^4$	$1,15 \cdot 10^5$
S	$5,06 \cdot 10^5$	$2,27 \cdot 10^5$	$1,27 \cdot 10^5$	$1,02 \cdot 10^5$	$3,05 \cdot 10^5$	$1,68 \cdot 10^5$	$1,65 \cdot 10^3$
Cl	1970	2140	1830	41,3	3130	721	570
K	3240	2050	1690	342	3670	3290	$6,7 \cdot 10^4$
Mn	8,80	6800	5600	7360	8460	6545	2950
Cu	919	567	475	254	666	444	104
Zn	1500	634	242	126	1020	121	78
Ga	45,5	27,7	19,8	11,8	50,4	28,6	22
Ge	126	75,6	37,6	19,6	113	65,5	5,6
Se	70,1	26,8	17,8	14,6	38,0	31,4	0,11
Br	20,6	624	6,08	0,494	8,52	2,96	3,9
Rb	5,95	4,06	2,78	5,16	—	—	370
Ag	0,954	0,334	0,287	0,091	0,704	—	0,094
Cd	2,12	1,21	0,560	0,064	3,66	0,121	0,13
In	0,217	0,100	0,043	$9,53 \cdot 10^{-3}$	0,139	$3,0 \cdot 10^{-3}$	0,097
Sn	4,22	1,66	—	0,643	1,22	—	34
Sb	0,381	0,292	0,202	0,142	0,302	0,232	0,83
Te	6,76	3,14	1,59	0,75	3,95	0,54	$1,4 \cdot 10^{-3}$
I	1,41	0,631	0,253	0,058	9,389	0,102	0,24
Cs	0,367	0,206	0,060	0,053	—	—	5,3
Au	0,232	0,393	—	0,143	0,309	—	$2,6 \cdot 10^{-3}$
Hg	16,2	5,28	1,44	1,14	0,384	0,622	0,039
Tl	0,182	0,125	—	$3,18 \cdot 10^{-4}$	0,089	—	0,64
Pb	2,90	1,26	0,81	0,060	1,72	—	8,0
Bi	0,164	0,186	—	$9,09 \cdot 10^{-4}$	0,063	—	0,1

IA	IIA	IIIB	IVB	VB	VIB	VII B	VIII	IB	IIB	IIIA	IVA	VA	VIA	VIIA	Инертные газы		
H															H	He	
Li	Be									B	C	N	O	F	Ne		
Na	Mg									Al	Si	P	S	Cl	Ar		
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi			

Рис. 9. Положение недостающих элементов (заштрихованы) в обычных хондритах относительно их космической и земной распространенности в таблице Д. И. Менделеева

полигенную природу и быть сложными как конденсатами вещества последней Сверхновой, так и реликтовым веществом, а также смесью этих двух типов вещества. Исходя из природы углистых хондритов, согласно модели полигенно-гетерогенной аккреции Земли верхняя протомантия и особенно протокора нашей планеты в наибольшей степени были сложены веществом именно углистых хондритов.

Углистые хондриты содержат много O, H, S, H₂O, повышенное количество относительно легколетучих элементов-примесей (F, Cd, In, Hg и др.), а также первичных редких газов. Содержание этих компонентов и другие особенности углистых хондритов коррелируются с содержанием в них углерода и органического вещества, которыми особенно обогащены эти метеориты. Содержание углерода в углистых хондритах колеблется от 0,1 до 6 %. В 1967 г. американские ученые К. Мур и К. Льюис определили содержание общего углерода в разных классах хондритов: в оливин-бронзитовых хондритах — 0,09 %, оливин-гиперстеновых — 0,08 %; энстатитовые хондриты обогащены углеродом и содержат его в среднем 0,40 %. В отличие от всех метеоритов в углистых хондритах присутствует взвешенная вода в виде группы OH (вода обогащена дейтерием).

Содержание органического вещества, извлекаемого из углистых хондритов органическими растворителями, по данным Г. П. Вдовыкина (1969 г.), достигает 0,5 % массы метеоритов. Органическое вещество характеризуется высокой степенью окисленности и повышенным содержанием гетероатомов, среди которых особый интерес представляет хлор. На основании исследований Р. Хайатса и Е. Андерса в 1981 г. углистых хондритов всех типов установлено, что в их состав входит органическое вещество как углеводородного, так и неуглеводородного (битуминозного) характера (от бен-

зола через алкилбензолы и нафталины до полиядерных углеводородов, аминокислоты, пирины, пиромидины и др.), близкое к органическим соединениям, входящим в докембрийские сланцы. Измерения оптического вращения углеродистого вещества показали, что оно оптически нейтрально, что является доказательством его абиогенного происхождения.

Г. Юри неоднократно отмечал, что летучие элементы, входящие в состав хондритов (например, Hg, Cd), могут служить «космотермометрами» — указывать температуру, при которой происходила консолидация первоначального протосолнечного облака. Он считал, что аккреция имела место при температуре порядка 300 К, т. е. фактически при комнатной температуре. Редкие элементы в интервале — от 0,1 до 1 атома на 10^6 атомов кремния (например, распространенность Mn, Na, K, Rb, Cs, Cu, Au, Ga, Ge, Sn, Sb, FeS, Se и др.). Между тем давление паров у этих элементов различается очень сильно. Следовательно, никакой единой температуры конденсации или последующего прогрева не могло быть. По-видимому, метеориты одной генетической природы представляют собой смесь по крайней мере двух фракций: высокотемпературной и низкотемпературной (II типа — на 55 % и III типа — на 32 %).

Дж. Лаример рассчитал степень конденсации тех или иных элементов и их соединений в зависимости от температуры (см. рис. 5). Верхняя часть диаграммы отражает положение элементов или их соединений в виде собственной фазы. Система в целом оказывается неравновесной. Поскольку в процессе конденсации имеет место диффузия, образуются твердые растворы и происходит частичное перемешивание, то вряд ли следует ожидать неравновесного процесса, что, собственно, и подтверждается исследованиями метеоритов. Нижняя часть диаграммы отражает систему компонентов в полном равновесии за счет интердиффузии; это также нереально, поскольку в метеоритах часто содержатся довольно чистые минералы, или самородные элементы. Диаграмма, приведенная на рис. 5, рассчитана для общего давления паров 10 Па. А. Камерон полагает, что в центральных частях пояса астероидов, откуда и поступают к нам метеориты, давление газа именно такое. При температурах, близких к 2000 К, конденсируются такие тугоплавкие вещества, как платиновые металлы, силикаты и шпинели, при 1340—1240 К; по-видимому, две главные фазы метеоритов — железо-никелевая и магнезиальных силикатов (вместе они составляют около 90 % всего конденсирующегося материала). Затем происходит конденсация редких металлов от меди до серебра, а также щелочных металлов. При 680 К металлическое железо начинает реагировать с сероводородом, давая FeS в виде твердой главной фазы. В эту стадию могут частично конденсироваться Cd, Zn, Se и Te. Четыре элемента — Pb, Bi, Tl, I — конденсируются при температуре от 400 до 600 К из-за низких теплот парообразования. При 400 К начинаются реакции с парами воды, при этом образуется Fe_3O_4 . Наконец, при 300—350 К оливин превращается в гидратированные силикаты, а образование $Mg(OH)_2$ дает нижнюю грани-

цу температуры конденсации (около 300 К). Неравновесная диаграмма подобна равновесной при конденсации главных метеоритных фаз. Однако благодаря образованию твердых растворов редкие элементы конденсируются более постепенно и при более высоких температурах.

Из сказанного следует, что различия в составе хондритов определяются также сдвигами окислительно-восстановительного равновесия. Г. Юри еще в 1952 г. доказал, что первичное нелетучее вещество в присутствии газов солнечного или космического состава при низких температурах должно быть полностью окисленным. Поэтому различия в составе хондритов в настоящее время связывают с различной степенью восстановления первоначально окисленного вещества главным образом углеродом и углеводородом. Следует, однако, подчеркнуть, что, связывая происхождение Солнечной системы со вспышкой последней Сверхновой (4,7 млрд. лет назад — см. рис. 2) и предполагая при этом водородную атмосферу протосолнечного облака, приходится констатировать противоположную закономерность, а именно что первоначальное вещество как протосолнечного облака, так и протопланетной туманности было восстановленным.

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВНУТРЕННИХ ПЛАНЕТАХ И СОСТАВ ЗЕМЛИ

Планеты земного типа по составу резко отличны от Солнца и внешних планет. Все они обогащены железом и сидерофильными элементами. Мантия планет, т. е. их силикатная часть, более похожа на нелетучую солнечную составляющую. Это ультраосновное вещество, близкое к каменным метеоритам, хотя и имеет весьма резкие отличия. О сходстве состава мантии планет говорит их ландшафт. По-видимому, на всех планетах происходили магматические процессы, сопровождавшиеся излиянием основных пород, подобных земным толеитовым базальтам, имеются или имелись проявления тектонических и вулканических процессов (на Марсе существуют горы вышиной 26 км). Более или менее сглаженный рельеф на Венере скорее всего объясняется мощными процессами эрозии — результат совместного действия агрессивной углекислоты и высокой температуры (+475°C).

О среднем составе планет Солнечной системы мы можем лишь догадываться, строя те или иные модели их образования. Даже средний состав Земли нам почти неизвестен, хотя именно о нашей планете имеется наибольшая информация по геолого-геофизическим и петрогеохимическим параметрам различных ее оболочек (табл. 11).

Приведенные данные позволяют судить о трудностях в моделировании средних составов внутренних планет нашей Солнечной системы. И если о составе Луны мы можем говорить приблизительно на основании данных, полученных для образцов с поверхности Луны, а для Венеры и Марса — по результатам исследований авто-

Химический состав Земли в целом (%)

[Элемент	Г. Вашингтон (1925 г.)	П. Ниггли (1931 г.)	А. Е. Ферсман (1932 г.)	Б. Смит (1936 г.)	Н. Мейсон (1958 г.)	Р. Мурти и Г. Хом (1970 г.)	Б. Мейсон (1966 г.)	О. Г. Соррохтин (1971 г.)	О. Г. Соррохтин (1974 г.)	В. Н. Ларин (1975 г.)	Р. Ганапати, Э. Андерс (1974 г.)	Дж. Морган, Э. Андерс (1980 г.)	В. А. Рудник, Э. В. Соболевич (1982 г.)*	
													а	б
Fe**	39,76	36,9	37,04	34,83	38,80	29,30	34,63	34,44	31,82	12*	35,87	32,07	41,69	41,91
O	27,71	29,3	28,56	29,56	27,17	30,75	29,53	33,58	34,15	1,0	28,50	30,50	27,28	26,81
Si	14,53	14,9	14,47	14,67	13,84	14,73	14,20	15,10	14,58	45	14,34	15,34	12,24	12,47
Mg	8,69	6,73	11,03	11,28	11,25	15,70	12,70	12,91	15,90	31	13,21	13,90	10,68	10,59
Ni	3,16	—	2,96	—	2,70	1,65	2,39	0,51	0,28	—	2,04	1,82	3,14	3,28
Ca	2,52	2,99	1,38	1,40	1,07	1,54	1,13	1,13	0,96	3	1,93	1,54	1,06	1,14
S	0,64	0,73	1,44	3,29	2,74	4,65	1,93	0,22	0,22	0,03—0,3	1,84	2,92	1,41	1,41
Al	1,79	3,01	1,22	1,24	1,07	1,29	1,09	1,43	1,38	2	1,77	1,41	1,02	0,94
Cr	0,20	0,13	0,26	0,26	0,19	—	0,26	0,27	0,27	—	0,48	0,412	0,28	0,27
P	0,11	0,15	0,12	0,15	0,08	—	0,10	—	—	—	0,215	0,192	0,09	0,09
Na	0,39	0,90	0,52	0,56	0,51	0,30	0,57	0,30	0,15	1,5	0,16	0,125	0,41	0,41
Ti	0,02	0,54	—	0,07	0,06	—	0,05	0,12	0,06	—	0,103	0,082	0,06	0,06
Co	0,23	0,18	0,06	0,17	0,20	—	0,13	—	—	?	0,094	0,084	0,20	0,20
Mn	0,07	0,14	0,18	0,22	0,13	—	0,22	0,08	0,08	?	0,059	0,075	0,16	0,17
C	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03—0,3	0,035	0,0446	0,16	0,15
K	0,14	0,29	0,15	0,14	0,06	—	0,07	0,07	0,07	—	0,017	0,0135	0,07	0,07
H	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,5	0,0078	0,0033	0,04	0,03
Cu	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,0057	0,0031	0,01	0,01
U (10 ⁻⁷ %)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18	14,3	(12,2)	(12,2)
Th (10 ⁻⁷ %)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	65	51,2	(39,0)	(39,0)

* а — расчетные данные, б — состав, исправленный за избыток расчетного кислорода в протомантии.

** (содержание Si, Ca и Al в таблице, в соответствии с [1]).

матических посадочных аппаратов, то для Меркурия — только по оптическим наблюдениям. Тем не менее некоторое представление о химическом составе планет земной группы имеется, в определенной степени нашедшее отражение в работе «Очерки сравнительной планетологии» (1981 г.).

С помощью гамма-спектрометра на межпланетной станции «Венера-8» была определена радиоактивность пород поверхности Венеры и вычислено среднее содержание радиоактивных элементов, которое оказалось следующим (в %): урана — $2,2 \cdot 10^{-4}$, тория — $6,5 \cdot 10^{-4}$, калия — 4. По данным Ю. А. Суркова и Г. А. Федосеева, венерианская порода близка к кислым магматическим породам Земли. Калий-урановое отношение также близко к отношениям, которые характерны для большинства земных пород. Если Венера в основном представлена металлическим и силикатным материалом, то, исходя из ее средней плотности, нетрудно рассчитать, что она на 1/3 состоит из металлической части (ядра) и на 2/3 из силикатной, образующей мантию.

Рентгеновский флюоресцентный спектрометр, установленный на «Викинге-1», показал состав марсианского грунта (в %): Fe = 12—26, Mg = 13—15, Ca = 3—8, Al = 7, Ti = 0,2—2; возможно присутствие полевых шпатов, пироксенов, оливина, ильменита; красный цвет песков указывает на наличие гидратов окиси железа — гётита и лимонита.

Не считая Земли, наиболее детально исследована Луна. Первые образцы лунных пород были доставлены на Землю «Аполлоном-11», совершившим посадку в районе Моря Спокойствия в 1969 г. К настоящему времени исследованы породы из девяти участков лунной поверхности, доставленные советскими автоматическими станциями «Луна-16», «Луна-20», «Луна-24» и американскими пилотируемыми кораблями «Аполлон». Все станции и корабли совершали посадки, как правило, в лунных морях, расположенных вдоль экваториального «морского» пояса Луны, с рельефом, более ровным, чем в пределах «материков». Отобранные пробы представлены морскими и неморскими базальтами, титанистыми и крип-базальтами, анортозитовыми породами, микробрекчиями, механически перемешанными с лунным грунтом (реголитом) и самим реголитом и многими другими породами.

Лунный грунт — это смесь различных кристаллических, металлических фаз метеоритного происхождения и стеклянных фрагментов, которая образовалась в результате своеобразного выветривания коренных пород под действием на поверхностные слои Луны космического излучения, непрерывной метеоритной и микрометеоритной бомбардировки и температурных колебаний примерно в 200° . Пределы колебаний в содержании элементов каждой группы лунных пород достаточно широки, зачастую достигая 1—2 порядков. При этом грунт по сравнению с базальтами обогащен никелем, золотом, платиноидами и рядом летучих элементов (Cd, Zn, Ag, Tl, In, Pb), что характерно для углистых хондритов и в какой-то степени связано с наличием метеоритного материала в грунте.

На основании отношения К/La в лунных пробах и, зная концентрацию К и La в высокотемпературном компоненте (ВТК) белых включений метеорита «Альенде» и в обычных хондритах, Х. Венке в 1974 г. рассчитал средний состав Луны до глубин 500 км (табл. 12). В табл. 13 приведен химический состав Луны, который так же, как и состав Земли (см. табл. 11), значительно различается.

Из всех моделей петрогеохимического состава Земли и планет земной группы, включая и Луну, наиболее достоверной следует считать распространенность элементов в Земле, Венере, Меркурии, Луне и Марсе, рассчитанную в 1979—1980 гг. Дж. Морганом и Э. Андерсом, которая приведена в табл. 14. Остальные модели химического состава, даже Земли, на современном уровне знаний не выдерживают конкуренции с результатами указанного моделирования распространенности элементов. Малая надежность таких расчетных данных химического состава Земли связана и с тем, что в основе их лежат такие представления о закономерностях формирования нашей планеты, которые или давно изжили себя

Таблица 12

Элементный состав Луны
По Х. Венке (1974 г.)

Элемент	ВТК	0,69-ВТК	Хондриты	0,31-хондритный компонент	Состав Луны
Mg	6,5	4,5	14,2	4,4	8,9
Al	17	11,7	1,0	0,3	12,0
Si	14	9,7	17,1	5,3	15,0
Ca	18	12,4	1,2	0,4	12,8
Ti	0,91	0,63	0,21	0,07	0,70
Fe	—	—	27,6	8,6	8,6
Na	—	—	5700	1770	1770
K	—	—	800	250	250
Rb	—	—	2,8	0,87	0,87
Cs	—	—	0,107	0,033	0,033
Mn	—	—	2260	700	700
Sr	130	90	10	3,1	93
Ba	47	32	3,5	1,1	33
Sc	114	79	7,5	2,3	81
Y	33	23	2,2	0,7	24
La	4,9	3,4	0,35	0,1	3,5
Eu	1,14	0,79	0,078	0,02	0,81
Zr	93	64	10	3,1	67
Hf	3,3	2,3	0,2	0,06	2,4
Nb	6,6	4,6	0,5	0,16	4,8
Ta	0,3	0,2	0,025	0,008	0,2
Mo	6	4	1,7	0,5	4,5
W	1,84	1,30	0,15	0,05	1,35
U	0,12	0,083	0,011	0,003	0,086

Примечание. Массовое содержание первых шести элементов дано в %, остальных в г/т.

Химический состав Луны (%)

Компонент	Дж. Морган, Э. Андерс (1979 г.)	Р. Ганapati, Э. Андерс (1974 г.)	С. Тейлор, П. Якеш (1974 г.)	С. Тейлор, А. Бенс (1975 г.)	А. Рингвуд (1976 г.)
SiO ₂	43,29	42,7	44,0	45,9	44,6
TiO ₂	0,39	0,42	0,3	0,3	0,3
Al ₂ O ₃	7,58	8,22	8,2	6,0	3,7
Cr ₂ O ₃	0,30	0,16	—	—	0,4
FeO	12,96	13,21	10,5	10,5	13,9
MgO	29,09	30,7	31,0	32,4	33,4
MnO	0,15	0,04	0,1	—	—
CaO	6,13	7,68	6,0	4,9	3,4
Na ₂ O	0,1	0,11	0,3	0,1	—
K ₂ O	0,01	0,012	0,01	0,01	0,05
Сумма	100,00	98,25	100,41	100,11	99,75

(огненно-жидкая Земля), или недостаточно обоснованы (гомогенная аккреция), или, наконец, чрезвычайно гипотетичны. К последним относятся модели «гидридной Земли», не соответствующие действительности, поскольку, если бы Земля «складывалась» из протопланетно-гидридного вещества, то хоть какие-нибудь признаки гидридов были бы найдены на Луне, где водорода в горных породах вообще не имеется, кроме привнесенного солнечным ветром.

Большая достоверность результатов моделирования элементного состава Земли и планет земной группы, выполненного Дж. Морганом и Э. Андерсом, обусловлена тем, что их расчеты исходят из обоснованных данных о закономерностях конденсации вещества в протосолнечной туманности и гетерогенной аккреции Земли.

Достоинством данных о распространенности элементов, рассчитанных Дж. Морганом и Э. Андерсом, является и то, что в основу моделирования химического состава планет земной группы положены единые космохимические представления, однотипные для всех планет, и наиболее достоверные геологические и геохимические параметры. Большинство величин табл. 14 основано на значениях распространенности элементов в Солнечной системе по А. Камерону (1973 г.). Данные о распространенности водорода, углерода и азота основаны на отношениях их содержаний к таллию в углистых хондритах СIII. Распространенность цезия и элементов, находящихся между двумя главными группами летучих (рис. 10 и 11), были приняты на основе экспериментально установленного Б. Масоном (1979 г.) отношения Rb/Cs в земной коре. Для Земли распространенность F, Cl, Вг, Pb, Ва, Ni, Ge принята такой, какая обычно указывается для мантии. На основании всех этих посылок рассчитаны величины содержаний элементов в Земле, приведенные в графе 1 табл. 14. Проведенные в последнее время вычисления

Распространенность элементов в Земле, Луне, Меркурии, Марсе и Венере

Элемент	Земля		Луна	Меркурий	Марс	Венера	Земля (модель 1982 г.)													
	Модель 1980 г.	Модель 1974 г.					в целом	мантия и кора	тектоносфера											
										1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
H																				
⁴ He	33	78	0,8	0,4	1,22	35	385	558	2085	2087										
Li	111	—	7400	—	—	11000	—	—	—	—										
Be (10 ⁻³)	1,85	2,7	2,4	0,87	1,94	1,94	—	—	—	—										
B (10 ⁻³)	45	56	126	34	88	47	—	—	—	—										
C	9,6	470	1,5	0,11	2,26	10,0	—	—	—	—										
N	446	350	11	5,1	16,3	468	1571	1555	4042	3976										
O*	4,1	9,1	0,10	0,046	0,148	4,3	51,5	75,2	284,1	281,1										
O*	30,12	28 50	42,0	14,44	34,1	30,90	27,27	37,15	41,76	41,77										
F	13,5	53	24	2,2	19,1	15	83,9	119,4	80,8	65,8										
²⁰ Ne	0,50	2,5	—	—	—	49	—	—	—	—										
Na	12,50	1580	710	200	574	1390	4097	5787	4824	4821										
Mg*	13,90	13,21	17,79	6,50	14,55	14,54	10,68	14,18	13,25	13,25										
Al*	1,41	1,77	3,92	1,08	2,73	1,48	1,02	1,26	2,40	2,41										
Si*	15,12	14,34	19,22	7,05	15,74	15,82	12,23	16,75	19,77	19,76										
P	1920	2150	690	390	1608	1860	912	584	659	659										
S*	2,92	1,84	0,0572	0,24	0,666	1,62	1,41	1,95	1,31	1,31										
Cl	19,9	25	0,47	0,23	0,71	20,9	93,7	133,7	116,3	110,6										
³⁶ Ar	2,20	13,3	—	—	—	210	—	—	—	—										
K	135	170	3,68	22	62	150	700	997	613	613										
Ca*	1,54	1,93	3,68	1,18	2,89	1,61	1,06	1,47	2,81	2,81										
Sc	9,6	12,1	27	7,4	19,0	10,1	—	—	—	—										
Ti	820	1030	2300	630	1580	850	561	767	1411	1412										
V	82	103	230	63	162	86	43	61	53	53										
Cr	4120	4780	1700	7180	3620	4060	2759	3499	3407	3407										
Mn	750	590	1140	150	940	460	1648	2275	2091	2090										
Fe*	32,07	35,87	11,48	64,47	26,72	31,17	41,67	24,23	16,16	16,16										
Co	840	940	300	1690	702	820	1989	598	259	259										
Ni*	1,82	2,04	0,65	3,66	2,52	1,77	3,14	1,28	0,53	0,53										

Элемент	Земля		Луна	Меркурий	Марс	Венера	Земля (модель 1982 г.)			
	Модель 1980 г.	Модель 1974 г.					в целом	мантия и кора	тектоносфера	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Cu	31	57	6,4	5,1	210	35	94	83	48	48
Zn	74	93	3,1	12,1	33,9	82	41	55	55	55
Ga	3,1	5,5	0,61	0,50	1,97	3,4	12,4	4,8	2,7	2,7
Ge	7,6	13,8	1,53	1,24	5,00	8,4	37,3	10,5	7,7	7,8
As	3,2	3,6	1,15	6,4	2,68	3,1	2,8	1,0	0,7	0,7
Se	9,6	6,1	0,20	0,79	2,22	5,4	5,4	7,7	4,4	4,4
Br (10 ⁻³)	106	134	2,6	1,2	3,83	111	780	1129	695	693
⁸⁴ Kr	0,0236	0,066	—	—	—	2,30	—	—	—	—
Rb (10 ⁻³)	458	458	226	75	209	509	1382	1990	939	937
Sr	14,5	18,2	41	1,11	28,4	15,2	—	—	—	—
Y	2,62	3,29	7,4	2,01	5,19	2,74	—	—	—	—
Zr	7,2	19,7	44	5,5	30,8	7,5	—	—	—	—
Nb (10 ⁻³)	800	1000	2200	610	1570	840	—	—	—	—
Mo	2,35	2,96	6,6	1,81	4,65	2,47	2,56	1,34	0,71	0,71
Ru	1,18	1,48	3,3	0,91	2,32	1,23	—	—	—	—
Rh (10 ⁻³)	252	320	710	194	500	265	—	—	—	—
Pd	0,89	1,00	0,32	1,79	0,74	0,87	1,37	0,73	0,35	0,35
Ag (10 ⁻³)	44	80	8,9	7,2	37,9	49	89	120	67	67
Cd (10 ⁻³)	16,4	21	0,39	0,19	0,60	17,2	32,0	44,8	86,5	86,6
In (10 ⁻³)	2,14	2,7	0,052	0,024	0,077	2,24	7,77	8,46	11,66	11,68
Sn (10 ⁻³)	390	710	79	64	258	430	17	25	134	134
Sb (10 ⁻³)	35	64	7,0	5,7	23,4	39	97	84	55	55
Te (10 ⁻³)	1490	940	31	122	23,8	830	8504	12517	70081	70121
I (10 ⁻³)	13,6	17	0,32	0,16	0,48	14,3	43,9	61,7	117	86
¹³² Xe	0,0168	0,048	—	—	—	1,61	—	—	—	—
Cs (10 ⁻³)	15,3	59	26	2,5	21	17,0	91,0	132,4	76,1	76,0
Ba	4,0	5,1	11,4	3,1	8,0	4,2	—	—	—	—
La (10 ⁻³)	379	480	1060	291	750	397	—	—	—	—
Ce (10 ⁻³)	1010	1280	2800	780	1990	1060	—	—	—	—

Pr (10^{-3})	129	162	360	99	250	135	—	—	—	—
Nd (10^{-3})	690	870	2000	530	1380	723	—	—	—	—
Sm (10^{-3})	208	260	580	160	410	218	—	—	—	—
Eu (10^{-3})	79	100	220	61	1570	83	—	—	—	—
Gd (10^{-3})	286	370	800	220	560	300	—	—	—	—
Tb (10^{-3})	54	67	150	41	105	56	—	—	—	—
Dy (10^{-3})	364	450	1010	280	710	382	—	—	—	—
Ho (10^{-3})	80	101	220	61	156	84	—	—	—	—
Er (10^{-3})	231	290	650	177	455	242	—	—	—	—
Tm (10^{-3})	35	44	98	27	68	37	—	—	—	—
Yb (10^{-3})	229	290	640	176	451	240	—	—	—	—
Lu (10^{-3})	386	49	1080	297	76	405	—	—	—	—
Hf (10^{-3})	230	290	640	177	451	241	—	—	—	—
Ta (10^{-3})	23,3	219	65	17,9	45,5	24,4	—	—	—	—
W (10^{-3})	180	250	510	139	356	189	—	—	—	—
Re (10^{-3})	60	76	169	46	118	614	158	51	21	21
Os (10^{-3})	880	1100	240	670	1710	920	1432	583	282	282
Ir (10^{-3})	840	1060	240	650	166	890	1224	484	247	247
Pt	1,67	2,1	4,7	1,29	3,28	1,76	3,21	1,05	0,53	0,53
Au (10^{-3})	257	290	92	516	214	250	392	183	80	80
Hg (10^{-3})	7,9	9,9	0,19	0,09	0,28	8,3	686,7	963,6	1089,6	1091,9
Tl (10^{-3})	3,86	4,19	0,092	0,044	0,14	4,05	15,95	20,90	20,44	20,46
^{204}Pb (10^{-3})	1,58	1,97	0,037	0,018	0,056	1,66	225	323	538	538
Bi (10^{-3})	2,94	3,7	0,070	0,034	0,106	3,08	9,67	14,93	17,83	17,85
Th (10^{-3})	51,2	65	142	39,4	101	53,7	38,84	52,93	114,94	110,39
U (10^{-3})	14,3	18	40	11,0	28	15,0	12,17	16,51	32,45	30,78
Сумма	100,0	100,8	99,5	99,6	100,9	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0

Примечание: Состав Земли (1), Венеры (6), Меркурия (4) — по Дж. Моргану и Э. Андерсу (1980 г.), Земли (2) — по Р. Гаппати и Э. Андерсу (1974 г.), Луны (3) и Марса (5) — по Дж. Моргану и Э. Андерсу (1979 г.), Земли (7) и ее геосфер (8, 9, 10) — по В. А. Руднику и Э. В. Соболевичу (1982 г.); 8 — мантия и кора в целом (до глубины 1900 км), 9—10 — тектосфера (до глубины

400 км); 9 — без учета дефицита в современной верхней мантии калия, 10 — исправленная за дефицит калия в составе современной верхней мантии. Звездочкой даны содержания в % по массе, а остальные — в г/т. Содержание благородных газов даны в единицах 10^{-8} см³/г.

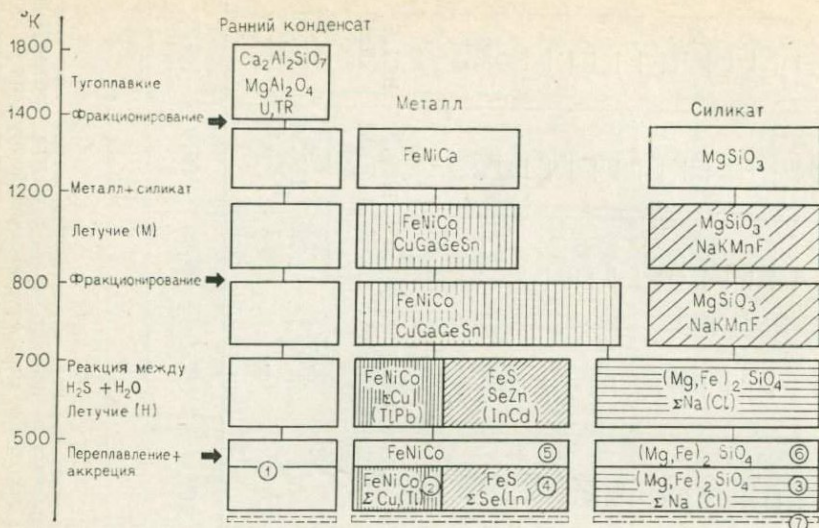


Рис. 10. Эволюция планетарного вещества в солнечной туманности. По Дж. Моргану, Э. Андерсу (1980 г.)

Стрелками обозначены процессы фракционирования при неизвестной физико-химической природе при 1400° и 800 К. Наличие средне- и высокотемпературных конденсатов отмечено слабой и густой штриховками, незаштрихованное — высокотемпературные конденсаты. Элементы, частично конденсирующиеся, заключены в скобки. Цифры в кружках: 1 — ранний конденсат, 2 — железо-никелевая фаза; 3—6 — удвоение основных компонент за счет дифференциации при переплавлении до и во время аккреции [3 — магнезиальные силикаты, 4 — переплавление приводит к образованию FeS и обогащению сидерофильными летучими элементами, 5—6 — переплавленные металл (5) и силикат с образованием хондр (6)]; 7 — компонент, богатый летучими элементами, конденсирующийся ниже 600 К. Н, М — соответственно высоко- и среднелетучие компоненты

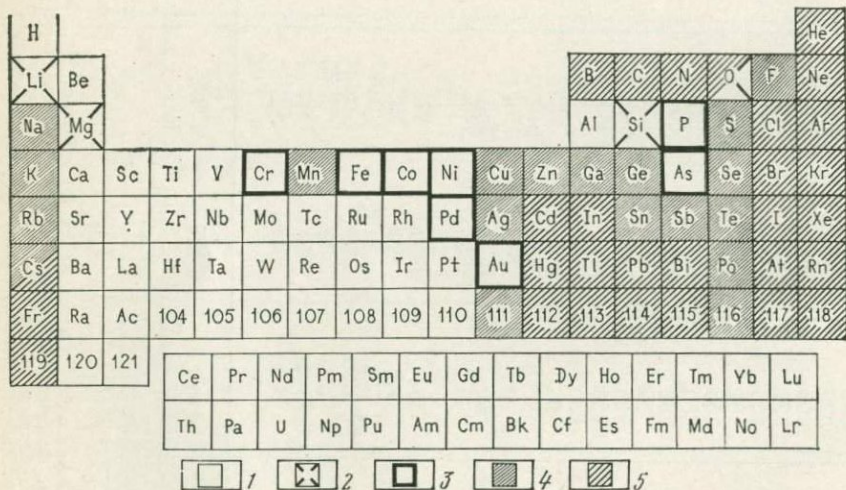


Рис. 11. Группы элементов в последовательности их конденсации из газа протосолнечной туманности при 10⁻¹⁰-10⁻³ Па. По Дж. Моргану, Э. Андерсу (1980 г.)

1 — ранний (высокотемпературный) конденсат; 2 — силикаты; 3 — металл; 4 — среднелетучие компоненты (в интервале 1300—600 К); 5 — высокотемпературные компоненты (ниже 600 К)

полного химического состава Земли, Венеры и Меркурия основывались на допущении, что вещество, которое пошло на строительство этих планет и хондритов, подвергалось идентичным процессам фракционирования в солнечной туманности и что элементы сходных свойств должны вести себя одинаково в этих процессах. Это, в свою очередь, позволило предложить в качестве определяющих общий вещественный состав планет земной группы пять главных параметров (табл. 15).

Первые два параметра оцениваются непосредственно по геофизическим данным, таким, как тепловой поток, плотность и др. (см. табл. 15). Таким образом, количество железа во всех трех планетах определяется с точностью $\pm 10\%$, урана — с точностью $\pm 20\%$ для Земли и довольно неопределенно для Венеры и Меркурия. Однако, если предположить увеличение его содержания с увеличением размера планеты, что в общем-то не характерно для Луны, а также некоторую зависимость планет от расстояния от Солнца, то оценки Дж. Моргана и Э. Андерса, возможно, недалеко от приемлемых. Следующие два параметра — содержание К и Тl — оцениваются из их отношений к урану, которые имеют тенденцию оставаться постоянными в этих планетах. Для Земли отношение Тl/U можно считать известным, для Венеры — проблематичным, а для Меркурия, где непосредственных измерений радиоактивности поверхности не проводилось, принимается средняя величина, характерная для поверхности Луны. Содержание К и Тl определялось с учетом последовательности и конденсации солнечного газа, а также распространенности углерода и азота в Земле и Венере сравнительно с ничтожной их распространенностью в малых планетах — Марсе и Луне. Последний параметр — FeO — является мерой степени окисления железа в солнечной туманности; отношение FeO/(FeO+MgO) принято таким, какое оно в мантийных силикатах, хотя даже для Земли его значение неизвестно. Тем не менее некоторые геофизические модели дают для этой величины зна-

Таблица 15

Параметры для вычисления состава планет
По данным Дж. Моргана, Э. Андерса (1980 г.)

Конденсат	Т конденсации, °К	Параметр	Величины параметра		
			Земля	Венера	Меркурий
Ранний Металл (Fe)	> 1400 1400—1300	U · 10 ⁻⁹ г Ядро (% от массы планеты)	14,3 32,4	15 32	11 68
Непереплавленный Богатый летучими	1300—600 < 600	K/U (массовое) Tl/U (массовое)	9440 0,27	10 000 0,27	2000 0,004
Железо силикатное	≈ 900—500	FeO/FeO+MgO (молярное)	0,12	0,07	0,03

Примечание. Выделенные цифры неопределенны.

чение, равное $0,12 \pm 0,2$, которое, по-видимому, увеличивается с расстоянием от Солнца.

Дж. Морган и Э. Андерс рассчитали распространенность 83 элементов в Земле, Венере и Меркурии (см. табл. 14, графы 2, 4, 6). В этой же таблице помещены и более ранние данные Э. Андерса, Р. Ганапати и Дж. Моргана, рассчитанные ими для Марса (графа 5) и Земли (графа 1) примерно на основании тех же рассуждений, но за основу был взят практически один параметр, а именно отношение калия к урану. При исследовании химического состава метеоритов и Земли было установлено, что отношение калия к урану является весьма важным показателем генетической принадлежности исследуемых объектов и на этом основании был сделан вывод, что наблюдаемые в них вариации вызваны космохимическими причинами на стадии дифференциации первоначального протосолнечного облака [43]. К сожалению, мы обладаем весьма скромными сведениями о распространенности калия и урана в планетах земной группы. Тем не менее можно предполагать, что периферические части этих планет обогащены этими элементами. Так, П. Б. Гаст в 1976 г. рассмотрел отношение K/U в метеоритах различных классов, в земных и лунных породах (табл. 16). Любопытно, что данные, полученные автоматическими межпланетными станциями «Венера-8», «Марс-5», соответствуют данным для земных кислых пород, что свидетельствует о наличии продуктов магматической дифференциации на этих планетах и существовании коры, обогащенной литофильными элементами. Закономерности, показанные на рис. 12, подтверждают справедливость одной из главнейших предпосылок моделирования вещественного состава планет земной группы — о единстве для них процессов конденсации, космохимической дифференциации элементов и аккреции. Выявляется тенденция уменьшения величины отношения $FeO : (FeO + MgO)$ по направлению к Солнцу, свидетельствующая об увеличении в этом же направлении в составе планет тугоплавкого компонента космической составляющей протопланетного облака. Согласно четырем другим параметрам, положенным в основу рис. 12, внутренние планеты четко разделяются на две группы: большие — Земля и Венера и малые — Меркурий, Луна, Марс. Таким образом, состав планет определяется, с одной стороны, их расстоянием от Солнца, а с другой — массой планет.

Таблица 16

Среднее содержание урана, тория и калия в Земле, Луне и хондритах
По П. Гасту (1976 г.)

Объект	U · 10 ⁻⁹ , г/г	Th · 10 ⁻⁹ , г/г	Th/U	K/U
Земля	18	65	3,61	9440
Луна	59	210	3,56	1625
Хондриты	12	43	3,58	70800

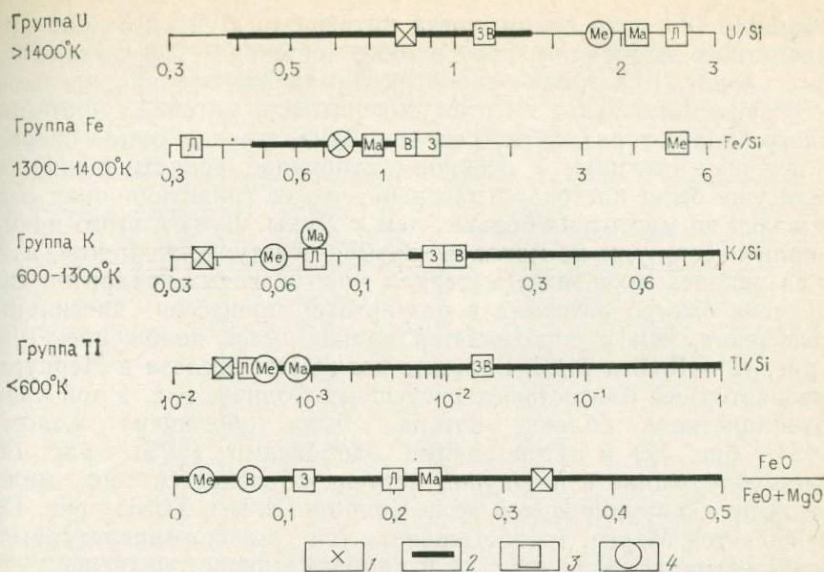


Рис. 12. Химический состав планет. По Дж. Моргану, Э. Андерсу (1980 г.)

Слева — космохимические группы элементов, конденсирующихся при различных температурах (см. рис. 11), справа — отношения содержания числа атомов элементов соответствующей группы к миллиону атомов кремния (10^6 Si — шкала Si), а FeO и MgO — в молек. %. З — Земля, В — Венера, Ма — Марс, Ме — Меркурий, Л — Луна, 1 — родительское тело хондритов (эвкритов), 2 — пределы состава хондритов, 3 — данные достоверные, 4 — данные малодостоверные

Кроме этих особенностей выявляются и интерферирующие факторы в составе хондритов различных групп, в сходстве состава Земли и Венеры с хондритами. В то же время значения соответствующих параметров для малых планет часто находятся за пределами величин, экспериментально установленных для хондритов (см. рис. 12). Выявляемое на основе трех параметров (U/Si, K/Si, Ti/Si) сходство составов малых планет, несмотря на различные условия их образования (расстояние от Солнца, масса планет и т. д.) и различные величины FeO/(FeO+MgO) и особенно Fe/Si, не находит объяснения с позиции конденсационно-гетерогенной аккреции планет Солнечной системы, но становится понятными, исходя из модели полихронно-гетерогенной аккреции. Действительно, то, что в Луне содержится наименьшее по сравнению с другими планетами земной группы количество железа, объясняется тем, что ее зародышем служило реликтовое тело силикатного или железо-силикатного состава. Нарращивание стало более медленным из-за быстрого вычерпывания сначала металлической составляющей, а затем и всего остального материала соседним первоначально металлическим зародышем Земли, что объясняет крайне левое положение Луны на рис. 12 Fe/Si. По той же причине Луна захватила относительно много высокотемпературного конденсата, на что указывает крайне правое ее положение (на рис. 12 Fe/Si). Это

произошло еще в то время, когда питающего Луну и Землю протопланетного материала было вполне достаточно для зародышей обеих планет. Как только зародыш Земли значительно превысил массу зародыша Луны, он стал вычерпывать материал протопланетного облака гораздо быстрее, чем Луна, а когда дошла очередь до летучих, имеющих в основном вторичное происхождение, то Земля уже была настолько массивна, что ее гравитационная зона оказалась во много раз больше, чем у Луны. Луна с этого времени практически уже не могла захватывать летучие элементы, а то, что ей удалось захватить (материал типа углистых хондритов CI), она очень быстро потеряла в результате процессов диссипации и дегазации, чем и определяется крайне левое положение Луны на рис. 12 — K/Si и Tl/Si . Большое количество железа в Меркурии объясняется его близостью к растущему Солнцу, т. е. к той части протопланетного облака, которая была обогащена железом (Fe/Si — рис. 12) и тугоплавкими элементами (U/Si — рис. 12). Малое содержание в Меркурии летучих объясняется его малой массой при конкурирующей роли Солнца (K/Si и Tl/Si — рис. 12). Что касается Марса, то обогащение его высокотемпературными конденсатами (U/Si — рис. 12) и проблематичное обеднение летучими (K/Si и Tl/Si — рис. 12) находят свое объяснение в том, что его аккреция происходила в относительно разряженной области протопланетного облака. Металлический зародыш Марса мог собрать не столь много металла, как, например, зародыши Земли или, тем более, Меркурия. Да и другого материала было слишком мало, чтобы обеспечить рост зародыша до массы, которая могла бы обеспечить захват и удержание летучих компонентов, представлявших собой в соответствии с моделью полихронно-гетерогенной аккреции смесь вещества Сверхновой с переработанным реликтовым — вторичным — веществом Солнечной системы. Это вещество стало способным принимать участие в строительстве крупных тел несколько позже, чем реликтовое вещество протопланетного облака.

Дж. Морган и Э. Андерс на основе рассчитанных составов планет земной группы (см. табл. 14) и развиваемых ими представлений об эволюции планетарного вещества в Солнечной системе (см. рис. 5, 10, 11) определили модельный петрохимический состав таких протогосфер Земли, Венеры и Меркурия, как суммарная кора и мантия и ядро (табл. 17). В табл. 18 приведен нормативный минеральный состав таких протогосфер, как мантия и ядро. Состав мантии рассчитан для петрогенетических условий реализации модельного петрохимического состава (см. табл. 17) при общем давлении, большем $3 \cdot 10^9$ Па, т. е. для условий существования гранатового лерцолита. Для Меркурия подобные условия характерны лишь для небольшой части его тонкой мантии, а для ее периферии — минеральный парагенезис, соответствующий плагиоклазовому лерцолиту ($1,02 \cdot 10^{-5}$ Па). Для Земли моделирование нормативного состава произведено для условий общего давления $3 \cdot 10^9$ Па, соответствующих устойчивости природного гранатового лерцолита, но с пониженным содержанием оливина. Для Венеры

Модельный петрохимический состав геосфер Земли, Венеры и Меркурия
По данным Дж. Моргана, Э. Андерса (1980 г.)

Сфера, компонент	Венера	Меркурий	Земля
Мантия+кора	68,0	32,0	67,6
SiO ₂	49,8	47,1	47,9
TiO ₂	0,21	0,33	0,20
Al ₂ O ₃	4,1	6,4	3,9
Cr ₂ O ₃	0,87	3,3	0,9
MgO	35,5	33,7	34,1
FeO	5,4	3,7	8,9
MnO	0,09	0,06	0,14
CaO	3,3	5,2	3,4
Na ₂ O	0,28	0,08	0,25
H ₂ O	0,22	0,016	0,21
K	221	69	200
U	0,022	0,034	0,021
Th	0,079	0,122	0,076
Ядро	32,0	68,0	32,4
Fe	88,6	93,5	88,8
Ni	5,5	5,4	5,8
S	5,1	0,35	4,5
Co	0,26	0,25	0,27
P	0,58	0,57	0,62

Примечание. Массовое содержание дано в %, кроме калия, урана, тория, приведенных в г/т.

эти характеристики приняты близкими к земным, но в составе мантии Венеры ортопироксена будет несколько меньше, чем оливина.

Соответствие модели полихронно-гетерогенной аккреции Земли данным, полученным Дж. Морганом и Э. Андерсом (см. рис. 12), позволяет рассчитать состав Земли с большей степенью достоверности, чем на основании каких-либо других моделей (см. табл. 14, графы 7—10). Отличие валового состава Земли от модели Дж. Моргана и Э. Андерса (см. табл. 11) обусловлено в основном представлениями о начальных стадиях аккреции Земли. Так, на стадии формирования внутреннего ядра Земли происходила аккреция тел протопланетного облака главным образом железо-никелевого состава; содержание элементов в них принимается таким же, которое наблюдается в железных метеоритах. На стадии формирования внешнего ядра повышалась роль высокотемпературных конденсатов в основном металлического и в меньшей степени силикатного состава и еще в меньшей степени ранних конденсатов вторичного происхождения (см. рис. 5, 10, 11, табл. 2). Это обусловило наличие в составе внешнего ядра наряду с металлом силикатов магния и железа, в какой-то мере алюмосиликатов, глинозема и ряда других компонентов (см. рис. 6). Таким образом, в состав

Нормативный минеральный состав Земли, Венеры и Меркурия

По Дж. Моргану, Э. Андерсу (1980 г.)

Сфера, компонент	Земля	Венера	Меркурий	
	($3 \cdot 10^9$ Па)	($3 \cdot 10^9$ Па)	($3 \cdot 10^9$ Па)	($1,02 \cdot 10^{-5}$ Па)
Мантия	67,6	68,0	32,0	32,0
Хромит	0,94	0,88	3,34	3,34
Ильменит	0,24	0,27	0,42	0,42
Жадит	1,78	1,95	0,61	—
Плагиоклаз	—	—	—	16,52
Щелочной полевой шпат	—	—	—	0,76
Анортит	—	—	—	15,76
Пироксен, богатый Са	11,76	12,14	18,97	6,37
Геденбергит	1,45	0,86	0,60	0,20
Диоксид	10,31	11,27	18,37	6,17
Пироксен, бедный Са	33,22	39,90	24,02	36,01
Ферросилит	4,10	2,84	0,76	1,14
Энстатит	29,12	37,06	23,26	34,87
Оливин	37,82	30,30	27,43	37,35
Фаялит	4,67	2,16	0,87	1,19
Форстерит	33,15	28,14	26,56	36,16
Гранат	14,22	14,56	25,21	—
Альмандин	1,75	1,04	0,80	—
Пироп	12,47	13,53	24,41	—
Ядро	32,4	32,0	68,0	—
Металл	75,33	86,10	99,05	—
Железо	68,86	79,74	92,85	—
Никель	5,61	5,52	5,38	—
Кобальт	0,26	0,26	0,25	—
Фосфор	0,59	0,58	0,57	—
Тройлит	24,68	13,90	0,96	—
Железо троилитовое	15,68	8,83	0,61	—
Сера	9,00	5,07	0,35	—

Примечание. Содержание компонентов в мантии дано в % молярной доли и в ядре — в % массовой доли. Плотность ядра может быть обеспечена смесью S и O даже лучше, чем одной S. Одной из возможных комбинаций может быть: S=4,51% (соответственно космическому соотношению S/K) и O=4,49%, оставляя Fe_{металл}=61,01%, Fe_{троилит}=7,58% и Fe_{оксид}=15,68%.

внешнего ядра вошли кремний и связанные с ним магний, закисное железо, кислород и алюминий. Вычерпывание из протопланетного облака крупных реликтовых тел и переход к стадии аккреции в основном силикатного и алюмосиликатного материала (как реликтового, так и тел вторичного происхождения) знаменуют собой начало формирования протомантии (см. рис. 2, 5, 10, табл. 2).

ДВИЖУЩИЕ СИЛЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Земля как продукт космогеохимической эволюции вещества протопланетной туманности сформировалась и развивается при взаимодействии космических и геологических факторов, соотношение которых на разных стадиях ее эволюции менялось. Но при всех обстоятельствах по мере изучения ранней истории Земли значение космических факторов неизменно повышается. Не вызывает сомнения, что основным космогенным фактором является первоначальное вещество Земли и метеоритов, постоянно падающих и еще в неизмеримо большей степени падавших в ранние стадии ее развития.

Достоверно о среднем составе Земли нам известно гораздо меньше, чем о составе некоторых звезд, не говоря уже о Солнце. Химический состав планет определяется конденсационными режимами в различных участках первоначального газо-пылевого облака, в которых наряду с гравитационными эффектами главную роль играли температура, а затем потенциалы ионизации атомов и электромагнитные поля. Влияние этих факторов в конечном итоге привело к наблюдаемому разнообразию химического состава в различных консолидированных телах Солнечной системы. Даже хондриты, место которых в Солнечной системе находится между Марсом и Юпитером, т. е. достаточно фиксированной гравитационной зоной Солнечной системы, делятся на определенные группы — от углистых I типа, содержащих максимальное количество летучих элементов, до энстатитовых хондритов, богатых высокотемпературными конденсатами (см. табл. 9, 10).

МЕТЕОРИТНОЕ ВЕЩЕСТВО И СОСТАВ ЗЕМЛИ

В соответствии с данными Г. Юри большинство исследователей отождествляло средний состав Земли с составом обычных хондритов. Однако хондритная модель среднего состава Земли завышает содержание в ней летучих элементов (см. рис. 11), урана и тория. Несоответствие в содержании летучих элементов устранено гипотезой Э. Андерса, а затем Дж. Ларимера и Э. Андерса, принявших состав углистых хондритов в качестве среднего состава Земли. Однако дальнейшие исследования привели к затруднению в отождествлении химического состава метеоритов с составом как земных, так и лунных горных пород (рис. 13). Подобное несоответствие связано с различной эволюцией метеоритного материала и вещества земной коры, о чем свидетельствует и тот факт, что из 150 минеральных видов, найденных в метеоритах, 28 известны на Земле, а из 3600 земных — около 3500 не известны в метеоритах. Чисто метеоритные минералы указывают на восстановительные условия их образования. Это в основном металлическое же-

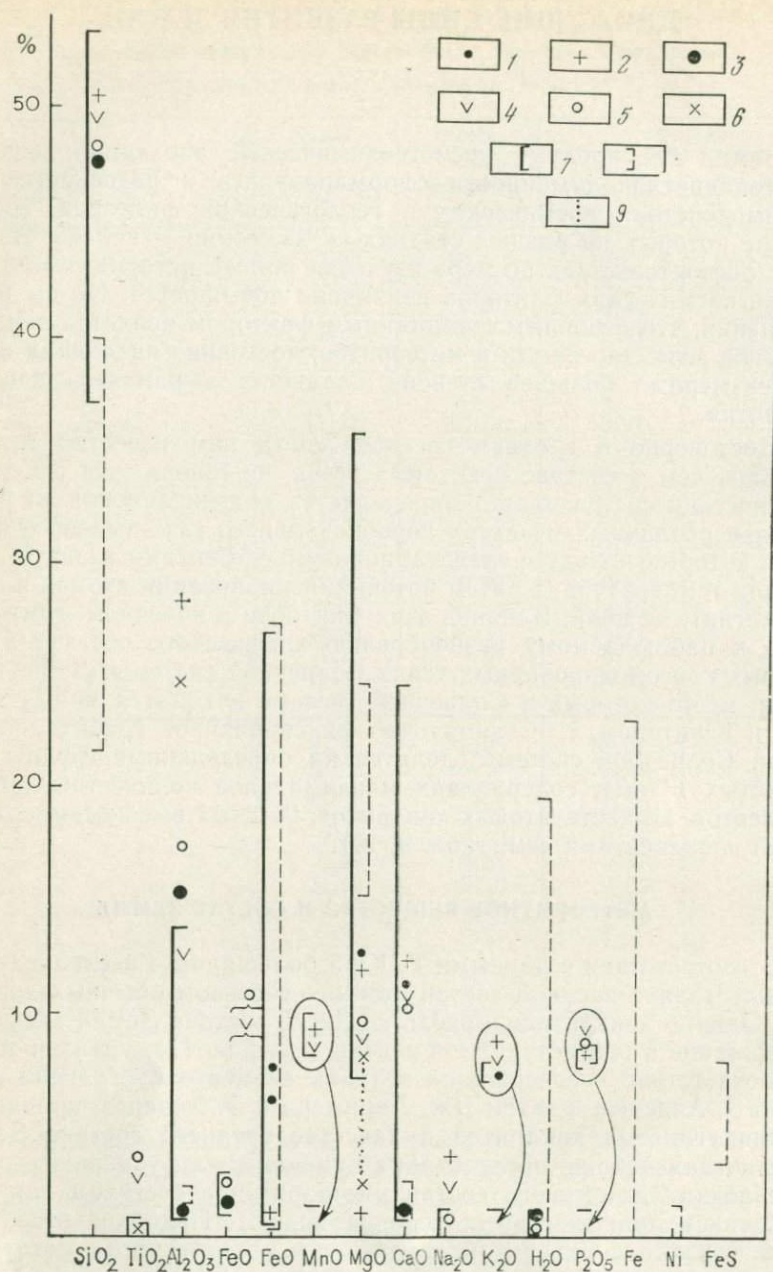


Рис. 13. Диаграмма состава земных и лунных пород и каменных метеоритов.
По Э. В. Соболевичу и др. (1977 г.)

1 — гарцбургиты (ультраосновная порода); 2 — анортозиты; 3 — земной эвкрит; 4 — базальты; 5 — лунные породы; 6 — лунный анортозит; 7 — ахондриты; 8 — хондриты; 9 — колебания в содержании

лезо, сульфиды и как акцессорные микропримеси — карбиды, нитриды, силициды, фосфиды.

В космосе наиболее распространены элементы H, C, N, O, Mg, S, Si и Fe (см. табл. 5). Земная кора на 87,5 % состоит из O, Si, Al, Fe, а ультраосновные земные породы — более чем на 90 %. Эти же элементы в сумме или отдельно слагают более 90 % массы любого метеорита. В зависимости от содержания железа и степени его окисленности метеориты четко разделяются на классы, подклассы и группы (см. табл. 7), среди которых хондриты по содержанию общего железа в силикатной, сульфидной и металлической фазах образуют совершенно отличные друг от друга группы (см. табл. 7, 9, 10). Из рис. 13 видно, что хондриты отличаются от земных и лунных пород по содержанию почти всех главных элементов, за исключением железа. К земным породам по своему составу ближе всего ахондриты, во всяком случае содержания в них Si, Fe, Mn, Ca, K перекрываются содержаниями этих элементов в земных породах. Однако по содержанию Al, Ti и частично Mg и Na земные горные породы значительно отличаются от ахондритов. Тем не менее сопоставления химического состава всех типов метеоритов с таковым земных и лунных горных пород позволяют считать, что Земля и Луна должны состоять из тех же химических компонентов, что и хондриты, но в иных пропорциях. Поскольку группы хондритов дискретны, то, по-видимому, столь же дискретными были области космического пространства, где формировались «родительские» тела этих хондритов, а следовательно, такое могло случиться уже в дифференцированном протопланетном облаке.

Дж. Лаример и Э. Андерс в 1967 г., приняв, что составу протосолнечного облака ближе всего отвечают углистые хондриты CI, путем теоретического моделирования РТ-условий в газовой туманности и, основываясь на данных по распространенности элементов в метеоритах других групп и классов, пришли к выводу, что все другие метеориты, как и планеты Солнечной системы, образовались в результате дифференциации вещества типа CI в пределах облака и последующей его аккреции при различных температурах в зависимости от расстояний до Солнца.

Полученные экспериментальные данные полностью подтвердили положение о том, что состав метеоритов и других тел Солнечной системы был обусловлен процессами конденсации элементов и их соединений из остывающего солнечного газа. Не утрачивая ценности представлений о солнечной природе этого газа, следует отметить, что подобная конденсация могла происходить и задолго до образования Солнечной системы во время каких-то других звездных катастроф [43]. При всем этом важно знать, что понижение температуры газовой смеси приводит к последовательной конденсации различных температурных фракций (см. табл. 2 и рис. 5, 10, 11). Железо и никель конденсируются далеко не первыми. Вначале выделяются тугоплавкие окислы и силикаты, которые в метеоритах встречаются довольно редко, что приводит к затруднению при объяснении наблюдающейся зональности свойств Зем-

ли по геофизическим данным и в первую очередь в изменении скорости продольных и поперечных волн, и, как следствие плотности соответствующих геосфер, выявляемых по результатам геофизических исследований. Если бы происходила конденсация из остывающей плазмы, то согласно термодинамике образовалась бы планета с резко выраженными химическими зонами, где ядро должно было состоять из корунда, мелилита, геленита, металлического железа и диоксида со шпинелью (диоксид и шпинель могут реагировать, образуя анортит), что привело бы к понижению плотности ядра сравнительно с экспериментально устанавливаемой. Для объяснения зональности Земли сторонники конденсационно-гетерогенной аккреции К. Турекян и С. Кларк (1969 г.) допускают возможность ее формирования в течение 10000 лет, не принимая во внимание, что выделяющаяся при этом гравитационная энергия аккреции привела бы к полному расплавлению Земли. Однако как сторонники гетерогенной, так и гомогенной аккреции вынуждены принимать во внимание дифференциацию вещества Земли или по крайней мере ядра и нижней мантии, допуская переплавление этого вещества с целью объяснения способа образования ядра Земли и его состава, соответствующего геофизическим данным.

Так, согласно одностадийной модели гомогенной аккреции Земли А. Е. Рингвуда [28] в ее последнем варианте, которая должна была бы быть названа по крайней мере двухстадийной, допускается разогревание вещества Земли до 1500°C и затем его остывание. Эти предположения весьма далеки от реальной возможности Земли приобрести за прошедшие 4 млрд. лет после ее образования современные геофизические параметры и температурный режим. Целый ряд других несоответствий модели гомогенной аккреции Земли А. Е. Рингвуда геохимическим и геофизическим данным о ее составе и строении геосфер рассмотрены в работах Д. Л. Андерсона, Д. Гаста, Н. Л. Добрецова, О. Г. Сорохтина и других исследователей. Принятие модели А. Е. Рингвуда или иных гипотез гомогенной или гетерогенной аккреции, которые можно объединить под названием конденсационно-аккреционных моделей, в качестве достоверных приводит к неразрешимым проблемам, например к допущению о повышении температуры всей Земли до 1200°C , т. е. до температуры, которая обеспечила бы плавление всей мантии с выделением из нее металлического ядра [28]. Результатом проявления подобного процесса явилось бы принципиально иное сравнительно с современным состоянием Земли, в частности другие геофизические параметры нижней мантии и внутреннего ядра, которые не смогли бы ни остыть, ни затвердеть к настоящему времени. Это было бы и зафиксировано геофизическими исследованиями. Следовательно, проблемы, связанные с составом первоначального вещества Земли и пониманием ее зонального строения, лежат в основе любой геохимической модели нашей планеты.

Так, Д. Л. Андерсон [27], рассматривая аккрецию Земли и Луны, высказал соображения о процессах, которые привели к существующему положению Земля—Луна и разнице в их глубинном

строении и составе. Очевидно, аккреция Земли осуществлялась в плотной части облака, т. е. в меридианной плоскости, а аккреция Луны — в менее плотной области. Если по какой-то причине Земля опередила Луну в начальный момент формирования (например, зародыш был крупнее), то она имела большее сечение захвата космического вещества в последующие времена формирования. Став достаточно большой, чтобы удержать атмосферу, Земля начала захватывать и неконденсированный материал.

Д. Л. Андерсон [27] отмечает, что Земля, по-видимому, с самого начала располагалась в центральной части диска облака. Если лунная орбита была вначале сильно наклонена, то аккреция Луны осуществлялась, по-видимому, в среднем в менее плотной части облака, несмотря на то, что процесс происходил на том же расстоянии от Солнца, как и в случае Земли. Земля непрерывно захватывала материал в центральной плоскости, в то время как прото-Луна пересекала ее лишь дважды в год. Это привело к тому, что Луна не только отстала в своем развитии от Земли, но и оказалась богатой ранними конденсатами и бедна поздними. Ко времени зарождения Луны Земля уже вычерпала большую часть железа, да и потом она захватывала его в больших количествах, чем Луна. Таким образом Луна и получила состав высокотемпературного (дожелезистого) конденсата.

Принимая утверждение Д. Л. Андерсона об одновременности начала аккреции Луны и Земли, нам представляется более вероятным другой механизм, объясняющий разницу как в скорости роста, так и в вещественном составе этих планет. Зародыш Земли представлял собой реликтовые железные тела, а Луны — каменные. Согласно закономерности, установленной в 1950 г. В. Латимером, металлические фрагменты значительно быстрее «слипались», чем силикатные и алюмосиликатные. Поэтому зародыш Земли очень быстро обогнал в своем росте зародыш Луны, и последняя после достижения Землей примерно 0,1 своей массы уже вообще не могла конкурировать с Землей в захвате материала из протопланетного диска.

Подтверждением предлагаемой гипотезы формирования Луны, тесно генетически взаимосвязанной с моделью полихронно-гетерогенной аккреции Земли, являются данные В. Марти о наличии на Луне слоя, обогащенного сидерофильными элементами (Fe, Ni, Co, Cu, Au, Re и др.) по крайней мере до глубин в 65 м. Для Земли предполагается наличие подобного материала аккреции в качестве составной части вместе с такими высокотемпературными тугоплавкими конденсатами, как Al, Ca, Ba, U, редкие земли, до глубин в несколько сотен километров [28].

Это также соответствует модели полихронно-гетерогенной аккреции Земли, согласно которой протокора «насыпного» типа мощностью порядка 400 км почти полностью, а верхняя протомантия мощностью около 600 км в значительной степени были сложены «вторичным» веществом, аккумуляция которого растущей Землей подчиняется закономерностям конденсационной модели Дж. Ла-

примера и Э. Андерса (см. рис. 10 и 11). В пользу данной модели свидетельствуют и материалы Э. Андерса (1970 г.), Р. Ганапати и др. (1970 г.), С. Синжера и Л. Бандерманна (1970 г.) о том, что содержания летучих элементов (см. рис. 11) в лунном материале должны быть в 100 и более раз меньше, чем в Земле.

В. Марти [28] рассмотрена модель среднего состава Земли и ее ядра. Эта модель основана на предположении о «пиролитовом» составе мантии и ядра (10—15 % S и C), конденсационной эволюции протосолнечного облака и соответствии состава ядра и мантии смеси метеоритов. Последняя состоит примерно из 40 % углистых хондритов CI, 45 % обыкновенных хондритов и 15 % железных метеоритов (табл. 19). Подобные соотношения метеоритов были предложены в 1972 г. Д. Л. Андерсоном и другими исследователями, исходя из геофизических соображений. Однако согласиться с таким составом Земли нельзя, учитывая высокое содержание в хондритах, в том числе в углистых, U и Th. Наличие большого количества этих элементов в CI может привести к резкому повышению общего содержания тепловыделяющих элементов в Земле, которое 4,7 млрд. лет назад было еще в три раза выше. При этом генерация радиогенного тепла такова, что Земля не смогла бы прийти к современному тепловому режиму, особенно, если учитывать тепловыделение гравитационной энергии при формировании металлического ядра, что предусматривается моделью В. Марти. Это заключение иллюстрируется рис. 14, верхняя ось абсцисс которого, отвечающая глубине диффузии, указывает, на какую глубину распространяется разогрев за время, соответствующее нижней оси абсцисс.

Таблица 19

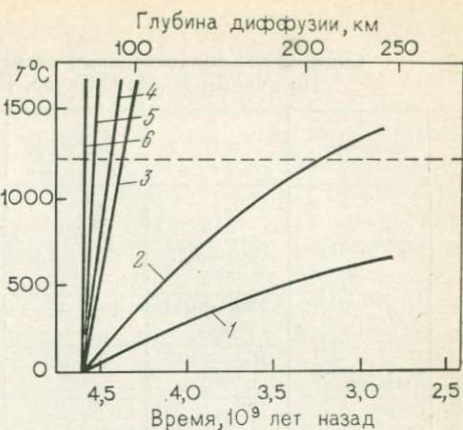
Геохимическая модель Земли (%)
По Р. Марти (1980 г.)

Геосфера	Компонент	Обыкновенные хондриты	Углистые хондриты (CI)	Железные метеориты	Смесь
Мантия	SiO ₂	51,6	47,2	—	49,6
	MgO	32,3	31,8	—	32,1
	FeO	16,1	21,0	—	18,3
	Сумма	100,0	100,0	—	100,0
Ядро	Fe	81,2	63,8	91,5	80,8
	S	11,5	36,2	1,3	14,0
	Ni	7,3	0,0	7,2	5,2
	Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Смесь представлена обыкновенными, углистыми (CI) хондритами и железными метеоритами в отношении 45:40:15; Fe и FeS пересчитаны на Fe и S.

Рис. 14. Изменение температуры, обусловленное различным содержанием радиоактивных элементов в типичных горных породах на ранних этапах эволюции Солнечной системы. По Дж. Везериллу (1975 г.)

Пунктирная линия — примерная температура плавления. 1 — хондрит, содержащий в три раза меньше калия; 2 — хондрит; 3 — базальт лунных морей; 4 — базальт толеитовый; 5 — щелочной базальт; 6 — грунт Луны (обр. 12032)



Так, первично горячей расплавленной области глубиной 100 км соответствует время до $4,3 \cdot 10^9$ лет назад, а слой глубиной 200 км не начнет остывать вплоть до $3,4 \cdot 10^9$ млн. лет назад. Таким образом, слой мощностью 50 км со средней радиоактивностью базальтов лунных морей не мог поддерживать на ранних этапах лунной истории температуру выше 700°C , между тем как аналогичный слой щелочных базальтов мог поддерживать у своей подошвы температуру выше точки плавления. Дж. Везерилл [27] считает, что при той же концентрации в породах Луны радиоактивных элементов, что и в хондритах, потребовалось бы всего 1,5 млрд. лет, чтобы Луна целиком разогрелась до плавления. Следовательно, при имеющихся место концентрациях в хондритах, в том числе в углистых, радиоактивных элементов (табл. 20) Земля также должна была бы быть к настоящему времени в расплавленном состоянии (см. табл. 19). Дж. Везерилл возможный выход из неизбежности разогрева Луны до состояния плавления видит в допущении химической неоднородности космического вещества и аккреции материала с низкой радиоактивностью (содержащего в три раза меньше радиоактивных элементов, в частности калия). А именно наличие подобного вещества, именуемого реликтовым, и предусматривает модель полихронно-гетерогенной аккреции (см. рис. 3 и 8), в связи с чем принятие ее устраняет и подобные термические несоответствия в формировании как Луны, так и Земли.

Другие серьезные возражения против аккреции Земли по модели В. Марти детально рассмотрены А. Е. Рингвудом [30]. Моделирование среднего состава Земли при соотношении метеоритного вещества, отраженного в табл. 19, не представляется возможным ни с энергетической, ни с физико-химической точек зрения.

На современном уровне знаний наиболее приемлемыми оценками по распространенности элементов являются данные, полученные Дж. Морганом и Э. Андерсом. Однако и они нуждаются в пересмотре с точки зрения правомерности принятия гипотезы формирования вещества планеты в последовательности, предусмотренной

Содержание радиоактивных элементов в каменных метеоритах
По данным Ю. А. Суркова, Г. Д. Федосеева (1975 г.)

Метеориты	K, г/т	U · 10 ⁻³ г/т	Th · 10 ⁻³ г/т	Th/U	K/U · 10 ⁴	
Хондриты	Углистые CI	510	11,0	39	3,5	4,8
		380—580	8,7—14,0	29—59	2,8—4,2	3,9—6,7
	То же CII	415	12,6	44	3,5	3,0
		130—1100	10,8—15	38—61	3,1—4,3	1,5—4,1
	» » CIII	500	18	85	4,4	2,3
		100—1400	14—24	57—120	4,0—5,0	1,6—2,8
	Амфотеритовые	840	16,5	45	3,6	5,2
		700—1240	10,5—25,5	43—50	3,0—3,9	3,3—8,1
	Гиперстеновые	900	16	42	3,4	5,3
		640—1660	8,6—25	38—49	2,5—3,9	3,5—11,6
	Бронзитовые	850	13,6	40	3,4	6,5
		500—1580	9,0—24,5	36—42	2,9—3,8	4,4—9,1
Энстатитовые	850	10	34	3,7	8,4	
	500—1740	6,0—16	29—42	2,6—7,0	4,4—11,2	
Ахондриты	Эвкриты	360	93	350	3,8	0,4
		150—650	15,9—200	53—590	2,9—6,1	0,37—0,76
		250	52	167	3,1	0,4
	Говардиты	170—400	23—89	64—312	2,6—3,45	0,34—0,48

порядком конденсации веществ из протопланетного облака (см. рис. 10), а также послеаккреционного образования ядра Земли и принимаемого его состава.

Как было показано ранее, модель полихронно-гетерогенной аккреции больше соответствует модели строения и состава Земли и планет земной группы, чем модели гомогенной и конденсационно-гетерогенной аккреции.

АККРЕЦИЯ КОСМИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЗЕМЛЕЙ

Современная скорость поступления космического материала на Землю (скорость аккреции) оценивается различными методами — по интенсивности зодиакального света, по числу метеоритов, метеоров, метеоритных кратеров на Земле и Луне, по числу и размерам частиц, регистрируемых спутниками, и, наконец, наиболее объективно — химическим и нуклидным методами. Последние основаны на различиях распространенности в метеоритах и земных породах ряда элементов и космогенных радиоактивных нуклидов.

Анализ яркости зодиакального света и ореола вокруг Солнца *

* Рассеяние света на пылинках и частицах создает ореол вокруг Солнца, называемый фраунгоферовой короной.

позволил определить, что общая масса пыли, вращающаяся внутри земной орбиты, составляет около 10^{15} т, что эквивалентно сотне астероидов диаметром около 10 км. Очевидно, во всей Солнечной системе, простирающейся примерно на 100—150 тыс. а. ед. (столько расстояний от Земли до Солнца), этой пыли намного больше.

Значительная часть выпадающего на Землю космического вещества при пролете через земную атмосферу проходит стадию нагревания, что вызывает заметное морфологическое, минералогическое и химическое его изменение. Образующиеся при этом сферические оплавленные микрочастицы являются единственным идентифицируемым морфологическим типом мелкодисперсного космического вещества. Они несут внешние признаки космогенности (оплавленность при прохождении через атмосферу) и могут быть выделены из земных осадочных пород. В настоящее время поиски космических шариков производятся в самых разнообразных земных объектах, древних осадочных отложениях, особенно соляных, ледниковых взвесах, океанических донных осадках, атмосферной пыли, ледниковых покровах Антарктики и Гренландии и т. д.

Предельные значения массы выпадающих черных магнитных шариков, по данным различных исследователей, колеблются от $n \cdot 10^2$ до $n \cdot 10^5$ т/год. Несомненно, что различные методы определения количества шариков имеют ошибки как систематические, так и случайные. Считают, что наиболее достоверной величиной, полученной по атмосферным выпадениям и по многолетним снеговым отложениям Гренландии и Антарктиды, является значение $1-2 \cdot 10^5$ т/год. Следует учесть, что черные магнитные шарики составляют едва ли четверть всего космического материала с размером частиц 1—500 кмк, выпадающего на Землю. Следовательно, эта величина скорости выпадения должна быть увеличена до 1 млн. т/год. Чем меньше частица, тем больше ее встречаемость, тем больше общая масса таких частиц. Установлено, что шариков с массой 10^{-4} г примерно в 50 раз меньше, чем шариков с массой 10^{-5} г.

Местами скопления атмосферной космической пыли являются ледники и ложа океанов. Океан занимает 2/3 поверхности Земли и является идеальным аккумулятором космического материала, выпадающего в виде атомов, пыли и более крупных фрагментов.

Скорость аккреции космического вещества Землей (т/год) определяется по содержаниям Ni, Co, Ir, Os и ряда космогенных нуклидов в океанических осадках, ледниках и атмосферной пыли. Критерием степени космогенности атмосферной пыли, осаждающейся на ледниках или в глубоководных осадках, являются радиоактивные изотопы ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al . Якаяма в 1968 г. по ^{10}Be определил скорость седиментации космических силикатных частиц в Тихом океане в 0,3—0,4 мм за 1000 лет. Верхний предел скорости осаждения силикатного материала на гренландский лед, установленный по ^{26}Al тем же автором, составляет примерно такую же или несколько большую величину. Таким образом, по этим данным скорость аккреции космических пылинок от 1 до 500 мкм на-

ходится в пределах 100—1000 т в день, т. е. не более 0,36 млн. т в год.

Э. Андерс с коллегами в 1973 г. на основании анализа лунного грунта, доставленного «Аполлоном-11», «Аполлоном-12», «Аполлоном-15», а также «Луной-16», на содержание сидерофильных (Ir, Re, Au, Ni) и летучих (Sb, Ge, Br, Bi) элементов установил, что выпадение космического материала на лунную поверхность составляет 24 г/км² в год. На земную поверхность выпадает на 1—2 порядка больше. Действительно, если принять, что на всю поверхность Земли (5,1·10⁸ км²) выпадает 1 млн. т (10¹² г) космического вещества в год, то на 1 км² приходится 200 г/год. Дж. Л. Баркер и Э. Андерс в 1967 г. на основании данных по распространенности осмия и иридия в глубоководных красных глинах Тихого океана рассчитали скорость (*R*) поступления космического вещества на Землю — скорость аккреции по формуле $C = (A \cdot R / \rho_s \cdot S) \times \times 1/r_s + T$, где *C* — общее содержание иридия или осмия в образце, *A* — содержание осмия или иридия в космическом материале, *T* — земной фон (распространенность осмия или иридия в земной коре), *r_s* — скорость осадконакопления, *ρ_s* — плотность глины, *S* — поверхность Земли. Они получили скорость аккреции космического материала Землей по иридию — 1,0·10⁵ т/год, по осмию — 5·10⁵ т/год.

Обобщение всех известных по состоянию на 1978 г. данных по скорости аккреции, полученных при изучении самых различных объектов химическими и изотопными методами, т. е. теми методами, которые дают суммарные величины поступления космического вещества безотносительно к его физико-химическим, морфологическим, объемным и прочим характеристикам, показало, что ежегодно на земную поверхность выпадает около миллиона тонн космического вещества. На ранних этапах существования Земли его выпадало значительно больше. Можно полагать, что за 4,5 млрд. лет — время существования Земли как планеты — «напылились» слои общей мощностью минимум в несколько километров, а возможно, и значительно больше. Поскольку периферийные части земной поверхности, обогащавшиеся космической составляющей, постоянно вовлекались в различные процессы седиментогенеза, метатогенеза и метаморфизма, перекрывались вулканическими породами, то следы подобного «космоседиментогенеза» трудновыявляемы, а подчас и вообще не диагностируемы.

Изложенные данные по аккреции космического вещества, непосредственно доступные исследованию, позволяют представить и процессы аккреции, происходившие в далеком прошлом на стадии формирования Земли из протопланетного облака, когда она была несоизмеримо более активной. Следует отметить, что аккреционные гипотезы допускают газо-пылевую туманность (облако) и затем изыскивают те или иные механизмы ее преобразования в Солнечную систему. Первоначально такая туманность могла занимать область пространства вплоть до ближайших звезд. Можно, однако, полагать, что протяженность туманности измерялась световыми

месяцами или 1—2 световыми годами. В результате взрыва Сверхновой, находившейся в окрестностях туманности на расстоянии от нескольких месяцев до 10 световых лет (см. рис. 2), внесшей огречделенный энергетический импульс и 2—3% нового вещества, туманность начала сжиматься, и, когда ее радиус достиг $(4-8) \cdot 10^{14}$ см, начались процессы конденсации (см. рис. 10 и 11) и аккреции вещества. При этом в зависимости от скорости сжатия туманности в соответствии с данными А. Камерона (1973 г.) температура области аккумуляции вещества, могла быть самой различной — от ниже 0 до 1000—1700° С.

Если исходить из того, что современная масса Земли была распределена в области, находящейся на расстоянии 0,95—1,5 а. ед. от Солнца, то средняя плотность материи в этой области должна была бы составлять порядка 10^{-10} г/см³, а срок аккреции Земли и Луны, согласно расчетам Дж. Везерилла [27], был бы порядка 10^7-10^8 лет. Это время аккреции согласуется с ранее проведенными расчетами (в 1969 г. — В. С. Сафроновым и в 1973 г. — Б. Ю. Левиным) и обуславливает наиболее оптимальные температуры разогревания планет за счет гравитационной энергии аккреции, при которых не произойдет полного расплавления их вещества.

Как указывалось ранее, А. Камерон и его коллеги предложили гипотезу образования Солнечной системы из вращающегося дискотподобного облака посредством его сжатия с такой скоростью, которая при массе облака, вдвое превышавшей солнечную, приводит к нагреванию его вещества в области существования планет земной группы до 1000—1700° С. В этих условиях находящиеся до этого частицы, в том числе и планетозимали, должны были полностью испариться. Последующее остывание газовой фазы облака создавало условия сложного физического и химического фракционирования посредством конденсации вещества в определенной последовательности (см. рис. 5 и 11). Именно эти результаты были положены в основу конденсационно-гетерогенной модели формирования Земли Турекяна — Кларка — Гроссмана.

А. Е. Рингвуд [30] приводит целый ряд фактов, не укладывающихся в развиваемую А. Камероном концепцию высокотемпературной модели аккумуляции вещества в протосолнечной туманности, а также аргументы в пользу аккреции планет в холодном протопланетном облаке. Это представляется обоснованным и потому положено в основу развиваемой нами модели полихронно-гетерогенной аккреции Земли.

Согласно современным данным период аккреции Земли оценивается в 10^3-10^8 лет. При этом формирование планет в указанных граничных условиях сопровождается выделением огромного количества гравитационной энергии аккреции, которая, в свою очередь, контролирует химическое равновесие в аккумулирующемся материале. Гравитационная потенциальная энергия (ГПЭ), выделяемая в процессе аккреции массы M в тело радиу-

сом r из рассеянного пылевого облака, описывается уравнением: $ГПЭ = 3/5 GM^2/r$, а температура T на расстоянии R от центра растущего тела при условии, что темп аккреции пропорционален площади, на которую она распространяется, будет отражаться уравнением: $(\sigma/dR) \cdot T^4 + c(T - T_0) = G \cdot M_R/R$, где G — гравитационная постоянная, T — начальная температура аккрецируемого тела, σ — постоянная Стефана — Больцмана, t — продолжительность аккреции тела радиусом R , d — плотность, c — удельная теплоемкость, M_R — масса тела, заключенного в сферу радиусом R .

Для Земли величина ГПЭ достигает 9000 кал/г, что достаточно для испарения всей ее массы. Реализация этой энергии для нагревания Земли обусловлена временем ее лучеиспускания в космическое пространство: чем меньше время t , тем большая часть величины ГПЭ идет на нагревание Земли. Как правило, в течение большей части процесса аккреции ее скорость резко увеличивается с ростом радиуса R , но в начале и в конце аккреции она приближается к нулю. При длительности t аккреции Земли менее 10^5 млн. лет температура ее поверхности составляет более 1500°C , а для Луны $T = 1500^\circ\text{C}$ при $t = 1000$ лет. В моделях конденсационно-гетерогенной аккреции Кларка — Турекяна — Гроссмана первоначально принималось, что $t = 10\,000$ лет — Земля в этом случае полностью расплавлялась. В более позднем варианте этой модели начальное время аккреции таково, что происходило расплавление вещества ядра и мантии с испарением и удалением летучих, а наружный слой Земли массой около 20% от массы Земли рос в течение дополнительного периода времени $t = 10^5 - 10^7$ лет, так что его $T \leq 400\text{ K}$ [27]. При этом допускается, что температура планетарной туманности к началу роста Земли превышала 1200 К, с тем чтобы объяснить быстрый рост температуры Земли, еще не обладавшей в силу малой величины M первоначально твердого ядра достаточно высоким выделением ГПЭ.

В модели гомогенной аккреции Земли А. Е. Рингвуда [30] время аккреции t принимается столь коротким (допускает даже $t = 1$ млн. лет), чтобы температура поверхности планеты превышала 1000°C , повышаясь на последних стадиях до 1500°C и больше — во внешней мантии до 2200°C . А. Е. Рингвуд дальнейшее наращивание Земли «осуществляет» путем медленной аккреции, называя ее «хвостом аккреции», в течение 4,6—3,9 млрд. лет назад с тем, чтобы нарастить поверхностные слои Земли холодным материалом. «Хвост аккреции» отрывается от быстрой начальной аккреции временем формирования ядра — от 10^5 до 10^3 лет (с нагреванием недр Земли до температур 3500°C , а поверхностных слоев Земли и ее протоатмосферы до 2000°C) — и временем остывания поверхностных слоев примерно до 1400°C .

Гипотеза формирования Луны, развиваемая Дж. Везериллом [27], также предусматривает аккрецию вещества в течение 1000 лет с повышением за счет ГПЭ температуры у поверхности до 1500 К, приводящей к плавлению Луны на глубине, большей 200 км.

Все гипотезы быстротечной аккреции, как уже отмечалось, представляются малореальными, так как будучи расплавленным веществом ядра и мантии не остыло бы до настоящего времени, а перекрывающие их верхняя мантия и кора только лишь за счет тепла внутренних областей нагрелись бы до температур, неприемлемых с устанавливаемым термическим режимом Земли и Луны (и это все, не считая вклада радиогенного тепла). Расчеты Э. Андерса свидетельствуют о том, что тело хондритового состава радиусом более 1000 км не может остыть за 5 млрд. лет при наличии начальной температуры в центре 1500°C и у поверхности 170 K (рис. 15, а) или при термическом метаморфизме 600°C (рис. 15, б). А ведь в модели А. Е. Рингвуда начальная температура поверхности уже достигала 2200°C , а к моменту образования

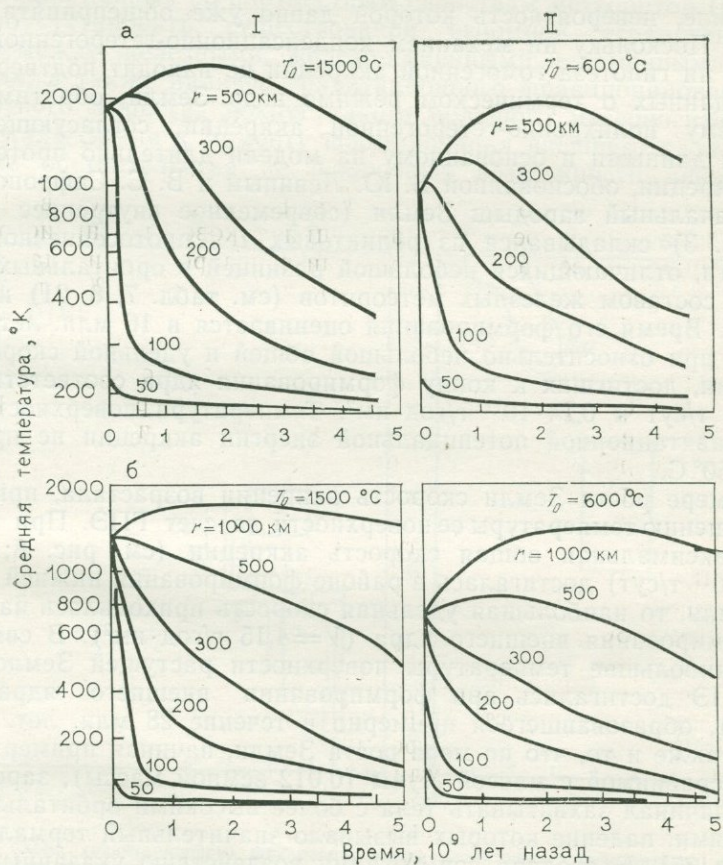


Рис. 15. Скорость охлаждения астероидов различного радиуса:

а — 600 км и б — 1000 км, когда: I — начальная температура в центре достаточна для плавления (1500°C), II — имеет место интенсивный термический метаморфизм (600°C). По Э. Андерсу (1964 г.). Температура поверхности 170 K , теплоемкость $8,296 \div 170\text{ K } 4,11 \times 10^{-4}\text{ Дж (г} \cdot \text{град)}$, теплопроводность $0,021\text{ Дж (с} \cdot \text{см} \cdot \text{град)}$, содержание радиоактивных элементов: $U=0,011$, $\text{Th}=0,040$, $^{40}\text{K}=0,01\text{ г/т}$

ядра была 1400°C ; к тому же радиус тела, нагретого до таких температур, составлял больше 6000 км, а не 1000 км, как в расчетах Э. Андерса. Следовательно, никакие возможные механизмы теплоизлучения не смогли бы привести Землю к существующему термическому режиму недр, и, более того, как мантия, так и ядро вообще должны были бы находиться в расплавленном состоянии. Непреодолимые трудности, возникающие при изначально гомогенном составе Земли в распределении тепловыделяющих элементов в земной коре, были рассмотрены авторами ранее. Те же затруднения в решении вопроса о термической истории Земли свойственны и модели конденсационно-гетерогенной аккреции Земли Турекяна — Кларка — Гроссмана. Таким образом, рассмотренные модели конденсационно-гетерогенной и гомогенной аккреции Земли возвращают нас к первоначальному представлению о расплавленной Земле, невероятность которой давно уже общепринята геологами. Поскольку ни механизм конденсационно-гетерогенной аккреции, ни гипотеза гомогенной аккреции не находят подтверждения в данных о термическом режиме недр Земли, обратимся к механизму полихронно-гетерогенной аккреции, согласующемуся с этими данными и основанному на модели длительно протекающей аккреции, обоснованной Б. Ю. Левиным и В. С. Сафроновым.

Изначальный зародыш Земли (современное внутреннее ядро, см. рис. 3) складывался из реликтовых тел протосолнечной туманности, отличающихся небольшой разницей в орбитальных скоростях, составом железных метеоритов (см. табл. 7, 8, 21) и размерами. Время его формирования оценивается в 16 млн. лет (см. рис. 8) при относительно небольшой общей и удельной скоростях аккреции, достигших к концу формирования ядра соответственно $0,5 \cdot 10^{11}$ т/сут и $0,24 \cdot 10^{11}$ г/год·км². Температура поверхности за счет гравитационной потенциальной энергии аккреции не превышала 250°C .

По мере роста Земли скорость аккреции возрастала, приводя к повышению температуры ее поверхности за счет ГПЭ. При этом, если максимальная общая скорость аккреции (см. рис. 8; $v = 3,4 \cdot 10^{11}$ т/сут) достигалась в районе формирования нижней мантии Земли, то наибольшая удельная скорость приходилась на время формирования внешнего ядра ($V = 4,15$ г/год·км²). В связи с этим наибольшие температуры поверхности растущей Землей за счет ГПЭ достигались при формировании внешнего ядра (до 1000°C), образовавшегося примерно в течение 28 млн. лет. Учитывая также и то, что по мере роста Земли, начиная примерно от массы, сравнимой с массой Луны (0,012 земной массы), зародыш Земли начинал захватывать тела с более высокими орбитальными скоростями, падение которых вызывало значительный термальный эффект [37]. Благодаря совместному воздействию указанных видов энергии температура растущего внешнего ядра, по-видимому, могла достигать $1500\text{—}1750^{\circ}\text{C}$. По мере вычерпывания крупных реликтовых фрагментов железного состава термальный эффект за счет ударного воздействия снижался, так же как снижался и теп-

ловой баланс, вносимый ГПЭ в результате уменьшения скорости роста Земли и, как следствие, резкого увеличения доли теплоизлучения ГПЭ в космическое пространство. Этот переход, по-видимому, обусловлен сменой аккреции вещества типа железных метеоритов на аккумуляцию материала, отвечающего по составу каменным метеоритам (см. табл. 8 и 21).

Такая смена аккрецируемого материала была, по-видимому, достаточно быстрой, на что указывает наличие резких изменений геофизических параметров на границе мантия—ядро. Причиной ее может быть закономерность, установленная В. Латимером на основании закона Стокса, объясняющая несравненно более быструю аккрецию металлического материала по сравнению с силикатным. Действительно, даже на основании простой систематизации данных по плотностным свойствам метеоритов (рис. 16) можно установить существование огромной «гравитационной ямы» между железными, железо-каменными и каменными метеоритами, а также наличие гравитационного фракционирования метеоритного вещества вокруг такого большого массоносителя, каким стала Земля к моменту формирования внешнего ядра. Все же другие обстоятельства не исключают возможности аккреции в

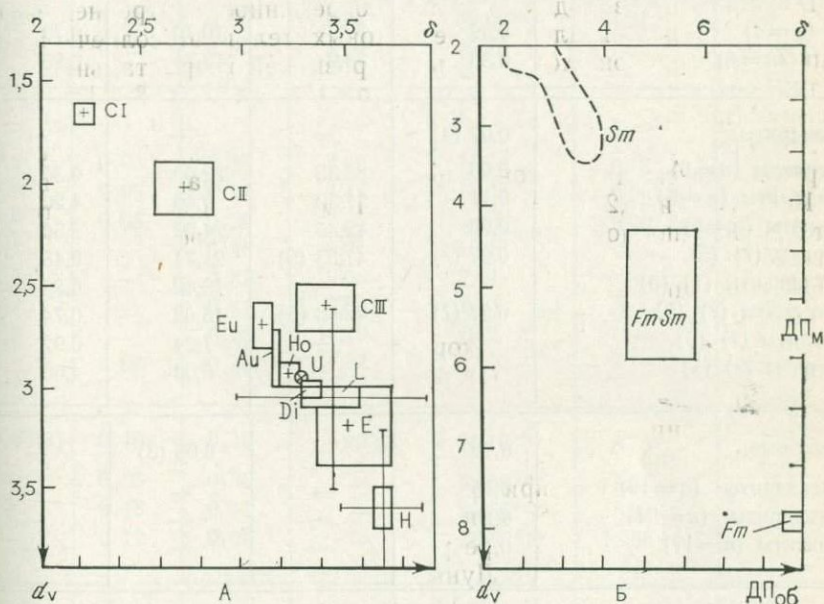


Рис. 16. Схема гравитационного фракционирования реликтового метеоритного вещества, обусловившего первичную гетерогенность состава и строения Земли в процессе ее аккреции

А — каменные метеориты, Б — все типы метеоритов. По оси ординат — слева — величины объемной плотности (d_v) в г/см^3 , справа — величины распространенности падения (в %) по массе (ДП_m); по оси абсцисс — сверху — величины удельной (минералогической) плотности (δ) в г/см^3 , внизу — величины распространенности, в % ($\text{ДП}_{об}$) от общего количества падений. Стороны прямоугольника — соотношение объемной и удельной плотности метеоритов, кресты — объемная и массовая распространенность в теле Земли

Распределение элементов в метеоритах

Метеорит	C	O	Mg	Al
Углистые хондриты:	1,88 (4)	—	—	—
CI (n=3)	3,1	46,0	9,56	0,85
CII (n=4)	2,06	41,5	11,80	1,08
CIII (n=10)	0,50	36,5	14,53	1,37
Обыкновенные хондриты:	0,11 (4)	—	14,75 (7)	1,35 (7)
H (n=35)	0,10	35,1	14,20	1,01
(n=12)	0,10	39,0	15,19	1,10
(n=12)	0,12	38,8	15,29	1,12
Энстатитовые хондриты:	0,04 (4)	—	—	—
E4 (n=4)	0,39	27,0	10,70	0,79
E5, 6 (n=6)	0,38	34,0	13,31	0,85
Ахондриты:	0,07 (4)	—	—	—
Уреилиты (n=6)	3,00	38,35	22,60	0,30
Говардиты (n=5)	0,11	57,30	9,40	4,20
Эвкриты (n=5)	0,06	42,45	4,29	5,50
Обриты (?) (5)	0,07 (?)	47,53 (5)	21,71	0,48
Шассиньиты (?) (5)	—	—	19,42	0,28
Диогениты (?) (5)	0,07 (?)	42,86 (5)	15,62	0,74
Наклиты (?) (5)	—	—	7,24	0,92
Ангриты (?) (5)	—	—	6,03	4,60
Железные:	0,18	—	0,03 (3)	—
Гексаэдриты (n=19)	0,15	—	—	—
Октаэдриты (n=51)	0,20	—	—	—
Атакситы (n=17)	0,10	—	—	—
Железо-каменные:	0,03	22,94	7,04	0,78
Палласиты (n=10)	0,08	17,60	11,9	2,01
Мезосидериты (n=4)	0,13	25,90	3,82	2,16(5)
Сидерофир (n=1)	0,13	23,30	6,05	0,1
Лодранит (n=1)	0,13	27,50	14,0	2,17

различных классификационных групп

	Si	P	S	Ca	Fe	Ni	H
—	—	—	—	—	—	—	1,23 (4)
10,3	0,11	5,90	1,06	18,40*	0,98	2,21 (5)	
13,1	0,12	3,42	1,34	21,90*	1,23	1,43 (5)	
15,5	0,14	2,19	1,70	25,15*	1,33	0,23 (5)	
18,24(7)	—	—	1,43 (7)	25,74 (7)	—	0,02 (4)	
14,10	0,1	1,93	1,19	27,61***	1,63	0,023 (1)	
18,7	0,10	2,22	1,28	21,87***	1,10	0,03 (1)	
18,8	0,11	2,26	1,25	20,03***	0,91	0,011 (1)	
—	—	—	—	—	—	—	
17,0	0,22	5,85	0,84	32,96***	1,81	—	
18,0	0,12	3,90	0,90	25,46***	1,58	0,038 (1)	
—	—	—	—	—	—	—	
19,1	0,03	0,50	0,62	14,45	0,13	—	
22,9	0,05	0,27	4,47	13,93	0,0013	—	
23,0	0,05	0,20	7,65	14,42	0,0013	—	
25,3	—	0,46	0,94	12,1	—	—	
17,5	—	0,32	0,08	22,4	—	—	
24,4	—	0,41	0,003	14,0	—	—	
22,8	—	0,06	10,79	16,2	—	—	
20,5	0,06	0,46	17,32	7,5	—	—	
0,01(3)	0,19	0,10	0,02 (3)	90,10***	8,76	—	
—	0,25	0,06	—	92,62***	6,07	—	
—	0,18	0,11	—	90,66***	8,27	—	
—	0,12	0,08	—	79,63***	18,85	—	
9,03	0,10	—	1,29	53,50***	4,75	—	
7,96	0,11	0,19(5)	0,2	54,56***	4,89	—	
9,10	0,11	1,03(5)	2,06	53,58	4,70	—	
16,15	0,9	—	2,77	49,44	4,74	—	
13,51	0,9	—	0,13	38,48	4,05	—	

Метеорит	Na	K	Tl	V	Cr	Mn	Co	Cu
Углистые хондриты:	—	—	—	—	—	—	—	—
CI (n=3)	5100	510(6)	430	49	2400	1900	480	127
CII (n=4)	3800	432	540	64	3100	1630	570	116
CIII (n=10)	3500	500(6)	870	88	3500	1490	620	108
Обыкновенные хондриты:	7500(7)	1400(7)	—	—	—	—	—	—
H (n=35)	5700	1065	620	61	3400	2260	810	90
(n=12)	6500	1080(1)	660	65	3800	2460	560	94
(n=12)	6600	1580(1)	840	74	3700	2560	450	80
Энстатитовые хондриты:	—	850(6)	—	—	—	—	—	—
E4 (n=4)	8200	870	570	83	3210	3200	990	193
E5, 6 (n=6)	5200	710	620	82	3300	1800	800	110
Ахондриты:	—	—	—	—	—	—	—	—
Уреилиты (n=6)	300	—	880	—	4900	2890	114	11
Говардиты (n=5)	1900	250(6)	2200	86	4600	3900	19	3
Эвкриты (n=5)	2800	360(6)	4600	75	2300	3900	2	6
Обриты (?) (5)	890	—	1319	—	958	465	—	—
Шассиньиты (?) (5)	816	} 10(8)	420	—	4995	1239	—	—
Диогениты (?) (5)	30		60	—	2189	1471	—	—
Наклиты (?) (5)	2967	} 300(8)	2278	—	2258	697	—	—
Ангриты (?) (5)	1929		14388	—	—	—	—	—
Железные:	—	—	—	—	61	0,05(3)	6100	155
Гексаэдриты (n=19)	—	—	—	—	61	—	6100	124
Октаэдриты (n=51)	—	—	—	—	55	—	5700	157
Атакситы (n=17)	—	—	—	—	119	—	10100	200
Железо-каменные:	—	—	—	—	3108	1200	2750	—
Палласиты (n=10)	519(5)	—	480(5)	—	4650	620	3000	—
Мезосидериты (n=4)	1558(5)	—	—	—	2460	1700	2800	—
Сидерофир (n=1)	—	—	2,77	—	4130	1240	1500	—
Лодранит (n=1)	—	—	—	—	1160	1240	3700	—

Zn	Ga	N(2)	F(2)	CL(2)	Sn(2)	J(2)
—	—	732 (4)	107 (4)	391 (4)	—	0,28 (4)
302	8,56	2500	26	260	2	0,7
180	7,1	1700	220	360	1	0,4
106	6,3	585	150	360	—	0,2
—	—	—	—	—	—	—
51	5,5	} 25 (4)	} 129 (4)	} 137 (4)	—	} 0,05 (4)
58	5,0					
66	4,6					
—	—	—	—	—	—	—
390	15	} 416 (4)	190	680	0,8	0,3
27	10,5		160	170	—	0,1
—	—	9 (4)	39 (4)	15 (4)	—	0,08 (4)
186	2,5	—	—	—	—	—
37	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
9,12	37,5	—	—	—	—	—
0,85	52	—	—	—	—	—
11	37,8	—	—	—	—	—
6,1	7	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—

Метеорит	Ge	As	Se	Br	Rb	Mo	Hg	Pb	Pd	Ag
Углистые хондриты:	—	—	—	1,9(4)	—	—	—	—	—	—
CI ($n=3$)	31,1	1,8	20,0	1,58	1,8	1,4	0,32	3,0	500	185
CII ($n=4$)	22,8	2,0	11,3	0,71	1,24	1,6	2,33	2,3	660	115
CIII ($n=10$)	22,1	1,9	8,8	1,7	1,18	1,9	6,4	0,9	1300	114
Обыкновенные хондриты:										
H ($n=35$)	11	1,0	8,3	0,69	1,6	1,7	1,45	0,24	1040	92
L ($n=12$)	11	1,1	8,5	1,8	3,0	1,4	0,33	0,37	580	177
LL ($n=12$)	9	1,2	8,3	1,4	2,3	1,2	1,7	—	540	137
Энстатитовые хондриты:										
E4 ($n=4$)	48	4,2	26	4,1	2,1	—	0,48	2,6	800	296
E5,6 ($n=6$)	25	3,0	13,4	1,2	1,4	—	0,44	—	1500	108
Ахондриты:										
Уреилиты ($n=6$)	—	—	0,77	0,072	0,035	—	—	—	—	21
Говардиты ($n=5$)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Эвкриты ($n=5$)	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—
Железо-каменные	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Массовое содержание первых 11 элементов дано в %, следующих 23 — в г/т, а последних 16 — в $n \cdot 10^{-3}$ г/т. Обозначения соответствуют классификации табл. 7, n — величина выборки. Данные, заимствованы из работы Э. В. Соболева и др. [48] с дополнениями, отмечены: (1) — согласно табл. 9, (2) — табл. 10, (3) — табл. 8, (4) — табл. 37, (5) — по данным работы «Очерки сравнительной планетологии» (1981 г.), (6) — табл. 20, (7) — по А. А. Янвело, М. И. Дьяконовой (1958 г.), (8) — по Е. Джели и Дж. Оро (1970 г.), по Э. М. Галимову и др. [11], (9) — данные условные [46].

Cd	In	Sb	Te	Cs	Re	Os	Ir	Pt	Au	Tl	Bi	Th	U
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
590	82	150	3,06	191	35,4	503	507	930	142	146	136	38	9,1
470	49	165	1,86	131	46,1	730	632	1400	154	92	76	42	13,3
193	32	141	1,09	81	56,6	814	715	1700	183	53	43	87	16
26	4,3	94	1,1	59	78	820	680	1500	225	32,8	14,2	40	13
41	6,75	87	0,49	231	42	510	420	830	187	10,7	12,3	42	14,5
37	11,3	108	2,6	202	25	380	330	800	160	9,3	16,5	46	13
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
828	87	232	2,1	232	53	760	290	1300	220	109	129	34(9)	10(9)
61	91	81	0,59	81	65	740	580	2200	380	4,8	7,7	30	11
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38	9
14	1,34	14,3	0,055	3,5	200,4	—	250	—	24	24,4	2,2	3	2,5
—	—	—	160	—	—	—	—	—	—	—	—	94	30
—	—	—	310	—	—	—	—	—	—	—	—	430	120
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	30(9)	10(9)

* Железо в форме FeO, а в CIII — в форме FeO и FeS.

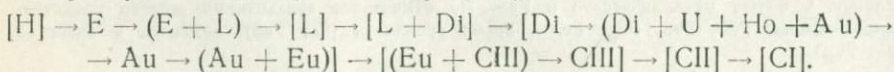
** Железо в форме FeO+Fe₂O₃.

*** Железо в форме FeO, FeS и Fe_M, кроме железных метеоритов, где железо целиком в форме металлического и FeS. Не отмеченное звездочками железо представлено в форме FeO, FeS, Fe_M, Fe₂O₃, кроме уреилитов (нет FeS), наклитов и ангритов (нет Fe_M).

область растущего внешнего ядра и каменных метеоритов, особенно из области составов с наибольшими плотностными свойствами. Количество такого материала неизвестно, но согласно расчетам (см. с 16) масса аккрецированного внешним ядром вещества каменных метеоритов (включая и силикатную часть железо-каменных) могла составлять 20—25 % от массы всего вещества внешнего ядра.

Увеличивавшаяся общая скорость аккреции привела к перекрытию вещества внешнего ядра мощным слоем материала каменных метеоритов (см. табл. 8 и 21), характеризующегося пониженной по сравнению с железным веществом ядра теплопроводностью благодаря меньшим плотностным свойствам слагающих его минеральных компонентов — железо-магнезиальных силикатов [40]. Благодаря подобным термоизолирующим свойствам вещества нарастающей мантии тепловая энергия, аккумулированная в материале внешнего ядра за счет ГПЭ и энергии падавших тел, была законсервирована в этой оболочке Земли. Первоначальные температуры 1500—1750°С при сохранении тепловой энергии в недрах внешнего ядра позволяют довольно быстро перевести частично или полностью металл ядра в расплавленное состояние. По определению Т. Ханкса и Д. Андерсона (1969 г.) время, необходимое для такого расплавления, составляет 10⁹ лет. Время же аккреции внешнего ядра оценивается в 28 млн. лет (см. рис. 8). Следовательно, процесс расплавления вещества ядра со всеми присущими ему признаками магматической дифференциации происходил или в последующие почти 100 млн. лет аккреции, или частично в раннюю геологическую стадию развития Земли.

Дальнейшая аккреция материала из протопланетного облака после аккумуляции растущей Земли материала ядра какое-то время происходила с нарастающей быстротой, но при уменьшении удельной скорости аккреции (см. рис. 8) и практически полным изъятии из окружающего пространства растущей планеты железной составляющей. Оставшееся вещество протооблака, отвечавшее преимущественно каменным метеоритам, не могло не подчиняться законам гравитационного фракционирования, поскольку, как уже отмечалось, при всех прочих равных условиях скорость вычерпывания аккрецируемого материала пропорциональна массе аккрецируемых тел, а последняя в реальных природных условиях определяется объемной плотностью объектов (см. рис. 16). Следовательно, не будет большой ошибкой, если мы примем за основу аккреции принцип гравитационного фракционирования, согласно которому должна была реализоваться следующая последовательность вычерпывания протопланетного реликтового материала телом растущей земли (табл. 22, рис. 16):



Этот идеализированный ряд отражает взаимосвязь последовательности гравитационного фракционирования метеоритного ве-

Соотношение реликтового вещества различного состава каменных метеоритов, аккрецирующего протомантию и протокору растущей Земли (без учета вещества Сверхновой) *

Тип метеоритов	Метеориты и их параметры					Содержание метеоритных компонентов								
	δ	δ**	ДП	ДП _{пр}	ДГ %	п · 10 ²⁵ г					Массовая доля, %			
						М+К	НМ	СПМ	ВПМ	ПК	НМ	СПМ	ВПМ	ПК
Углистые хондриты:														
CI	2,2—2,3	2,25	0,7	0,82	0,52	2,10	—	—	—	2,10	—	—	—	14,81
CII	2,6—2,9	2,75	1,9	2,22	1,73	7,00	—	—	—	7,00	—	—	—	49,37
CIII	3,3—3,6	3,45	2,2	2,56	2,51	10,15	—	—	5,08	5,08	—	—	12,88	39,82
Ахондриты	3,1—3,4	3,2	[7,5]	8,74	7,94	32,11	—	—	32,11		—	—	81,39	—
Хондриты:														
Гиперстеновые	3,4—3,6	3,5	39,2	45,69	45,38	183,53	75,45	105,8	2,26	—	30,80	100	5,73	—
Энстатитовые	3,5—3,8	3,65	2,0	2,33	2,41	9,75	9,75	—	—	—	3,98	—	—	—
Бронзитовые	3,6—3,8	3,7	32,3	37,64	39,52	159,83	159,79	—	—	—	65,22	—	—	—
Сумма	δ _{св} *** = 3,524		85,8	100,00	100,00	404,44	245,00	105,8	39,45	14,18	100,00	100,00	100,00	100,00

* Составлена без учета железо-каменных и железных метеоритов, ушедших на строение ядра, без поправки на отличие массы Земли от прото-Земли (0,02%), без учета перекрытия типов метеоритного вещества по плотности и экзотических разностей метеоритов (11,2%).

** Принятая в расчетах.

*** Средневзвешенная (с учетом ДП метеоритов). Цифры в квадратных скобках — ассоциации метеоритного материала без учета экзотических разностей метеоритов. М+К — мантия и кора, НМ, СПМ, ВПМ и ПК — соответственно нижняя мантия, средняя, верхняя протомантия и протоко́ра.

щества растущей Земли в зависимости от объема космического вещества того или иного типа и дискретности его объемно-плотностных свойств. Объем того или иного вида вещества можно оценить через его распространенность, которую, естественно, в самом первом приближении можно коррелировать с долей падения метеоритов (ДП) — см. табл. 7 и 22. Следовательно, космическое вещество с меньшей плотностью в статистически значимом количестве не начнет аккрецировать, пока не будет вычерпано вещество с большими плотностными характеристиками. При анализе распределения аккрецирующегося реликтового материала учтены следующие допущения: 1) аккрецировавшее вещество в подавляющей массе (97%) соответствовало составу каменных метеоритов (железные и железо-каменные не рассматриваются, так как в статистически значимом количестве были вычерпаны из протооблака растущей Земли на стадии формирования ядра), 2) аккреция космического вещества растущей Земли проходила по принципу гравитационного фракционирования (см. рис. 16), 3) количество поступающего вещества коррелируется с долей падения каменных метеоритов, 4) в каждом метеоритном типе вещества могут присутствовать и другие типы, но в подчиненном значении с резким преобладанием ближайших более плотных (по d_v) разностей, 5) доля «вторичного» вещества, отвечающего по составу реликтовому, остается неопределенной, но его поступление увеличивается на заключительных стадиях аккреции, 6) доля вещества Сверхновой составляла 2—3% от всего аккрецирующегося материала, но поступление его в заметных количествах происходило также на заключительных стадиях.

Для простоты моделирования процесса аккреции вклад вещества Сверхновой рассматривается независимо от реликтового и затем анализируются их пространственно-временные соотношения.

В табл. 22 приведено соотношение состава аккрецировавшегося вещества. Аккреция вещества, сложившего протомантию, произошла после небольшого подъема общей скорости, обеспечившей быстрое перекрытие высоконагретого ядра, на фоне спада как общей, так и удельной скорости V от 4,15 до $2,7 \cdot 10^{11}$ г/год·км² в течение порядка 25 млн. лет. Температура поверхности в результате более полного лучеиспускания ГПЭ снизилась примерно от 900 до 500°С. Состав аккрецировавшегося материала, первоначально отвечавшего бронзитовым хондритам, сменялся смесью энстатитового и гиперстенового состава (см. рис. 16А, табл. 21 и 22). В конечную стадию аккреции, по-видимому, могло начаться выделение какой-то доли вторичного вещества, роль которого заметно повышалась на последующих стадиях. Средняя протомантия формировалась в течение примерно 23 млн. лет при резком снижении как общей, так и удельной скорости аккреции (последней с 2,7 до $1,0 \cdot 10^{11}$ г/год·км²) и понижении температуры поверхности примерно от 500 до 250°С. Состав средней протомантии практически полностью определялся метеоритным веществом состава гиперстеновых хондритов. Роль вторичного вещества, по-

видимому, также повышалась, но наибольший его вклад, вероятно, проявился на стадии аккреции верхней протомантии и протокоры. Последняя, внесшая массовое содержание порядка 10%, имела особое значение для ее последующей истории.

Во-первых, в силу гравитационной разнородности аккрецируемого материала и значительной дискретности его плотностных свойств (см. табл. 22, рис. 16А) эта стадия обусловила вещественную неоднородность протокоры как по вертикали, так и, по-видимому, по горизонтали. Аккумулированный Землей материал представлен следующими типами метеоритного вещества, входившего в состав растущей Земли: ахондритами, углистыми хондритами — последовательно СIII, СII, СI.

Во-вторых, на фоне замедляющегося темпа аккреции и уменьшения размера фрагментов и массы реликтового космического вещества (см. рис. 16А) повышалась доля вторичного вещества (в том числе и вещества Сверхновой), ранее почти не входившего в состав Земли. Последнее, можно думать, было обусловлено тремя обстоятельствами: 1) вторичное вещество, возникшее в результате перехода его в плазму из реликтового вещества прототуманности под воздействием энергии взрыва Сверхновой, как и само вещество Сверхновой, находившееся в плазменном состоянии, отставало в своем развитии от реликтового и начало конденсироваться из газа (не считая металлической фазы) тогда, когда большая часть реликтового материала, находившегося в твердой минеральной фазе и в метеоритных телах самых различных размеров, аккрецировала ядро, образовав большую часть протомантии Земли и других планет земной группы; в связи с этим вторичное вещество приобрело возможность вхождения в состав растущей Земли лишь на стадии формирования внешних протооболочек, агломерировавшись и образовав твердые тела, в том числе и планетозимали различного размера; 2) вторичные тела обладали значительно большей орбитальной скоростью, чем реликтовые, поскольку конденсировались из атомов и их ассоциаций, которые приобрели большие скорости вследствие ударного воздействия плазмы Сверхновой; реликтовые тела значительных размеров, не переработанные взрывом и плазмой Сверхновой, в силу их больших масс обладали и большей инерционностью; поэтому Земля могла стать способной захватывать подобные вторичные тела только тогда, когда приобрела массу, близкую к современной, и именно тела и планетозимали вторичного вещества на стадии аккреции Землей вещества внешних протооболочек падали на нее с большими скоростями (20—100 км/с), приводя к локальным повышениям температуры (по В. С. Сафронову) и незакономерной неоднородности состава протокоры; 3) вносилось наибольшее количество вещества Сверхновой, например радиоактивности; определенное количество вещества Сверхновой могло «прилипнуть» к поверхности реликтовых тел, конденсируясь в неравновесных условиях, как на затравках; но количество его по сравнению с веществом, выделявшимся в виде самостоятельных конденсатов и сложенных ими тел, ко-

которые пошли на строительство внешних протооболочек, было ничтожно малым; наибольшее количество тепловыделяющих элементов — урана, тория, калия — вносилось именно в верхнюю протомантию и протокору, что определяло значение внешних протооболочек как носителей потенциальной активности, проявившейся в ходе геологического развития Земли.

Как уже неоднократно указывалось, вторичное вещество Солнечной системы на 2—3% по массе обогащено веществом Сверхновой звезды. Согласно модели полигенно-гетерогенной аккреции это вещество должно было поступать на формирующуюся Землю с некоторым запазданием по сравнению с реликтовым и, следовательно, обогащать ее периферийные части. Нельзя учесть доли вещества Сверхновой во вторичном веществе в целом, но оценить его минимальный вклад возможно, если провести некоторое моделирование при условии, если: 1) вещество Сверхновой по основному составу соответствовало средней космической распространенности, 2) участие его в наращивании Земли началось с момента формирования средней протомантии, 3) конденсация элементов и соединений вещества Сверхновой происходила закономерно [поскольку железо-никелевая фаза консолидируется значительно быстрее силикатной и обладает наибольшей плотностью, то она будет «выводиться» на Землю гораздо быстрее силикатной и, следовательно, образовывать на растущей Земле вторую зону, обогащенную железом (первая, как было показано ранее, это — ядро Земли)], 4) так как участие непосредственно вещества Сверхновой в общем количестве вторичного вещества Солнечной системы неопределенно, а от всей массы вещества (реликтового и вторичного) его доля 0,02—0,03, минимально возможная величина содержания материала Сверхновой во вторичном веществе будет 3%, что составит для Земли $17,94 \cdot 10^{25}$ г.

Такое моделирование сильно идеализировано, поскольку материал Сверхновой, конечно, будет захватываться реликтовым консолидированным веществом на всех стадиях роста Земли. Однако в целом запаздывание поступления вещества Сверхновой на растущую Землю неизбежно из-за необходимости дополнительного времени для охлаждения и конденсации этого вещества, вплоть до образования собственных консолидированных фаз (напомним, что реликтовое вещество начало аккрецировать очень быстро по получению протопланетным облаком импульса взрыва Сверхновой). На основании указанных допущений можно рассчитать отдельно состав вещества Сверхновой, исходя из данных по космической распространенности главных элементов (на 10^5 Si): Fe=8,90, Ni=0,457, Si=10, Mg=10,3, O=236, Al=0,851, Ca=0,736, Na=0,632, Cr=0,124, K=0,032, U= $2,34 \cdot 10^{-7}$ — см. табл. 5. Летучие элементы, такие, как водород, углерод, сера, азот, благородные газы из этого расчета исключены, так как они преимущественно остаются в газовой фазе, и лишь небольшая доля их входит в состав Земли. Если бы они входили в состав Земли, то ее масса должна была бы быть на два-три порядка больше со-

временной. Кислород оставлен лишь в том количестве, которое необходимо для окисления металлов, в том числе 10 % от всего железа до FeO. Это количество составляет $33,71 \cdot 10^5$ атомов на 10^6 атомов Si или 8,9 % от его космической распространенности.

Можно допустить, что первоначальная резко восстановительная обстановка, обусловленная наличием почти стократного превышения числа атомов водорода над всеми остальными элементами, в процессе охлаждения протопланетного облака, нагретого взрывом Сверхновой, постепенно изменялась на окислительную. Водород «отсасывался» на Солнце и Юпитере, отношение H/O в протооблаке уменьшилось до такой степени, что начались реакции окисления Mg, Ca и Al; частично окислилось железо, хотя основная его масса (~90 %) успела до смены обстановки консолидироваться до металла и выйти из реакционной смеси, образовав крупные родительские тела.

Исходя из этого предположения, рассчитан нормативный состав массового содержания вещества Сверхновой звезды (10^{24} г), вошедшей в состав Земли (10^{24} г): Fe=18,8, N=0,98, Si=10,27, Mg=9,16, O=138,09, Al=0,84, Ca=1,08, Na=0,53, Cr=0,24, K=0,046, U= $2,04 \cdot 10^{-6}$ — см. табл. 23.

Значительная часть радиоактивных элементов, в том числе урана, тория и калия, была привнесена плазмой Сверхновой, поэтому мы в табл. 23 указываем распространенность урана такой, как она была оценена в 1964 г. Ф. Хойлом и В. Фаулером, а именно в 0,034 на 10^6 атомов Si. Эта величина по крайней мере в четыре раза выше распространенности урана в хондритах и подтверждает правильность принятого допущения об отставании выпадения на Землю вещества Сверхновой (отставало от аккреции реликтового вещества). Напомним, что масса вторичного веще-

Таблица 23

Вклад вещества Сверхновой звезды ($17,94 \cdot 10^{25}$ г) в состав протогоеосфер Земли

Протогоеосфера	Компонент	Массовая доля, %	Элемент	Массовая доля, %
Протомантия	Fe _м	94,28	Fe _м	94,28
	Ni _м	5,72	Ni _м	5,72
Протокора и верхняя протомантия	SiO ₂	50,06	Si	23,40
	Al ₂ O ₃	3,61	Al	1,91
	Cr ₂ O ₃	0,78	Cr	0,53
	FeO	5,87	Fe	4,56
	MgO	34,60	Mg	20,87
	CaO	3,44	Ca	2,46
	Na ₂ O	1,63	Na	1,21
	K ₂ O*	0,13	K*	0,11
			O	45,05
	Сумма	99,99	Сумма	99,99

* Содержание космохимически летучего калия, не включенное в общую сумму.

ства должна значительно превышать массу вещества Сверхновой. При этом вторичное вещество, также отстающее в своей аккреции от реликтового, а по составу в целом отвечающее составу реликтового, должно аккрецировать по закономерностям вещества Сверхновой. Следовательно, оценки внесенного дополнительного космического материала в растущую Землю (см. в табл. 23) являются минимально допустимыми, а в действительности доля вторичного вещества в составе протокры (окисленная составляющая) и протомантии (металлическая компонента), по-видимому, значительно превышала $17,94 \cdot 10^{25}$ г. Но во сколько раз? На современном уровне знаний ответить на этот вопрос пока не представляется возможным. Вернемся ко времени вхождения вещества Сверхновой в аккрецируемый Землей материал. Ответить на заданный вопрос могут помочь геофизические данные, согласно которым на глубине 620—780 км фиксируется зона повышенной плотности, обусловленная не фазовым переходом, а скачкообразным повышением отношения Fe/Mg с последующим его снижением [27]. Эта зона может быть интерпретирована как область дополнительного вхождения металлической компоненты вещества Сверхновой в процессе и во время аккреции реликтового вещества состава гиперстеновых хондритов. Дальнейшее вхождение вещества Сверхновой, по-видимому, несколько запаздывало и могло начаться вместе с массовым выделением реликтового вещества ахондритового состава (см. рис. 16).

Следует обратить внимание на зональность распределения вещества. Нижняя ее граница проводится по началу аккреции хондритового материала и на 80 км по протяженности отличается от ныне устанавливаемой (400 км, см. рис. 3 и 8). Это свидетельствует о совпадении результатов моделирования с наблюдаемыми фактами и, следовательно, о правомерности принятого предположения об аккреции вещества по законам гравитационной дифференциации. Восьмидесятикилометровое расхождение между выявленной палеограницей и современным ее положением можно объяснить: 1) изменением в процессе геологической эволюции геосфер, 2) недостаточной надежностью исходных данных (d_v , δ , λ). Необходимо учитывать и тот факт, что границы верхней протомантии с нижележащей средней (320 км) и с вышележащей протокры (88 км) выделялись по дискретности вещественного состава. Четкое выделение этих двух верхних протогоосфер опять-таки свидетельствует о правомерности предположения о вторичном характере слагающего их материала, поскольку и ахондриты, и углистые хондриты являются наиболее низкотемпературными конденсатами.

Наконец, выделение вещества Сверхновой оправдано и с точки зрения допущения дискретного характера аккреции материала по законам гравитационной дифференциации. Среднеколичественный состав с изъятием металлической фазы в какой-то степени заменяет математическое моделирование состава «слоев» по принципу слоеобразования в бассейне с неоднородным по объему и

плотности терригенным материалом, которое является делом будущего, т. е. в этом случае мы как бы вносим в верхнюю протомантию составляющую хондритового типа, а в протокуру — и хондритового, и ахондритового.

Рассмотрение закономерностей аккреции космического вещества будет неполным и не позволит достаточно исчерпывающе объяснить их с позиции геологической истории земной коры на ранних стадиях ее формирования и эволюции без анализа данных о падении метеоритных тел. Они выражаются в: 1) переработке поверхности планеты, достигающей значительных глубин (на Луне до 25 км); 2) образовании метеоритных кратеров — ударного и взрывного типа; 3) метаморфизме вещества мишени (ударяемой планеты) и самого метеорита; 4) дифференциации вещества за счет селективного испарения одних элементов соединений и в обогащении пород мишени другими; 5) разбросе вещества, достигающем значительных расстояний (на Луне до 1000 км); 6) тепловом воздействии на вещество мишени, способном существенно поднять температуру окружающей среды. И не случайно в последнее время особый интерес вызывают ударные структуры на Земле — метеоритные кратеры — как современные, так и древние (астроблемы). Они имеют много общих черт с метеоритными кратерами на Луне и Марсе. В астроблемах зона нарушенных пород имеет форму воронки, вложенной в основание пологой блюдцеобразной выемки.

Падение больших метеоритов вызывает необычный для земных пород тип метаморфизма — ударный метаморфизм, который сопровождается механическим, минералогическим и химическим изменением пород. Если размеры метеоритного кратера измеряются десятками или сотнями километров, то энергия их образования соизмерима с энергией геологических процессов. А это означает, что удары крупных метеоритов о Землю могут служить своего рода запалом для возбуждения вулканической деятельности, поднятия мантийного материала на земную поверхность и т. д. Однако падения больших тел чрезвычайно редки. Установлено, что в течение последних 2 млрд. лет на Землю выпало всего около 100 000 кратерообразующих метеоритов, которые могли бы создать кратеры поперечником около 1 км, 600 кратеров диаметром более 5 км и около 20 кратеров диаметром около 50 км. Это значит, что падение одного гигантского метеорита происходило в среднем раз в 20 000 лет. Метеориты поменьше или взорвавшиеся в атмосфере выпадают значительно чаще, но заметных «рубцов» на земной поверхности они не оставляют. Их кратеры ударные, а не взрывные. Однако и крупных ударных кратеров не так уж много. За последнее тысячелетие произошло лишь одно падение крупного кратерообразующего метеорита — Сихотэ-Алинского (12 февраля 1947 г.).

Поскольку последний распался в воздухе, кратеры, образованные его осколками, произвели лишь механическое разрушение грунта. Другим таким событием могло бы явиться Тунгусское

тело (30 июня 1908 г.), если бы оно взорвалось от удара о Землю, а не в атмосфере. Судя по энергии взрыва, масса взорвавшегося над тунгусской тайгой космического тела могла достигать 1 млн. т при плотности до $0,1 \text{ г/см}^3$.

Если бы «шрамы» от ударов метеоритов о Землю не залечивались процессами эрозии, то поверхность Земли была бы покрыта кратерами в 26 раз больше, чем Луна. На Луне же срок жизни кратера диаметром 10 м около 25 млн. лет, а размером 250—350 м, по данным Е. П. Флоренского и др. (1975 г.), может сохраняться до 1 млрд. лет. Срок разрушения аналогичных форм рельефа на Земле примерно в 1000 раз больше. Наибольшее количество достоверных кратеров на земной поверхности имеет средние размеры 2—16 км. Это, по-видимому, объясняется тем, что мы очень плохо можем идентифицировать как маленькие кратеры, так и очень крупные. За сотни миллионов или даже миллиарды лет крупные астроблемы потеряли свои первичные признаки. Тем не менее выявляется определенная тенденция к увеличению диаметра кратера с его возрастом, которая, возможно, частично объясняется тем, что чем больше кратер, тем дольше он сохраняется.

К. П. Станюкович рассчитал, что при скорости метеорита, не превышающей 100 м/с, у поверхности Земли на месте удара в мягком грунте образуется лунка или яма, по своим размерам сравнимая с размерами метеорита. При скорости 500 м/с будет происходить дробление как метеорита, так и грунта, и осколки того и другого разлетаются в разные стороны. При скорости более 500 м/с размер воронки быстро возрастает с увеличением скорости, но механизм образования воронки качественно не меняется. Однако при скорости удара свыше 3—4 км/с картина резко меняется. От места удара, как из центра взрыва, распространяется ударная волна, разрушающая и метеорит, и окружающую среду. При такой скорости твердое тело приобретает свойства сильно сжатого газа, который стремится расшириться, образуя мощную взрывную волну. При скорости удара около 5 км/с действие всей разрушаемой массы метеорита и грунта эквивалентно действию такой же массы динамита.

Сверхскоростной удар приводит к резкому, уникальному в своем роде, повышению давления и температуры как в самом метеорите, так и в окружающих породах. Максимальная величина ударного давления достигает $5 \cdot 10^{11}$ Па при температуре 3000—4000 °С. При обычном метаморфизме максимальное давление и температура значительно ниже — соответственно 10^9 Па и 1000 °С. Энергия мгновенного метеоритного удара в 10^{22} раз превышает энергию, возникающую при тектонических процессах, и порождает совершенно особый тип деформаций — ударный метаморфизм. При этом в породах, испытавших воздействие удара силой свыше $2,5\text{—}3,6 \cdot 10^{10}$ Па, появляются стеклоподобные минеральные зерна, сохранившие очертания первичного кристалла — «тетоморфные» стекла. При давлении около $5 \cdot 10^{10}$ Па и температуре 1100 °С на-

ряду с расплавленными кварцем и полевыми шпатами присутствуют кристаллические слюды, амфиболы или пироксены. Когда же давление и температура при ударе достигают уровня, при котором породы начинают плавиться ($6 \cdot 10^{10}$ Па, 2000°C), образуется гомогенный расплав. В зависимости от условий последующего остывания расплавленный материал может превратиться либо в стекло, либо в кристаллическую породу, лишь с трудом отличимую от обычных вулканитов. Такие испытавшие плавление породы — импактиты — присутствуют в виде небольших стекловатых включений в брекчиях или образуют самостоятельные тела, подобно комплексу в Маникуагане — Канадском кратере диаметром 65 км, возрастом 210 млн. лет и объемом 400 км^3 . По составу импактиты, как правило, близки к породам, за счет которых они образовались.

При ударах метеоритов, образовавших взрывные кратеры, возникают максимальные давление и температура, способные расплавить сам метеорит или даже превратить его в пар. Расплавленный материал внеземного происхождения и испытавшая удар расплавленная порода тесно перемешиваются, и никакими методами, за исключением детального геохимического анализа микроэлементов, не удается выявить первичное метеоритное вещество. При этом, если в ударном кратере находятся тело метеорита или его осколки, то в кратерах взрывного типа, как правило, метеоритного материала почти нет.

До настоящего времени достоверно открытыми считаются только те метеоритные кратеры, которые были образованы при падении железных метеоритов, поскольку в их окрестностях были обнаружены осколки металла. Есть масса «подозрительных» кольцевых структур на земной поверхности, в окрестностях которых, однако, не находят железных осколков. Вполне вероятно, что эти структуры были образованы падением и взрывом гигантских каменных метеоритов. Однако найти осколки каменных метеоритов, упавших тысячи или миллионы лет назад, — дело практически безнадежное, так как они довольно быстро разрушаются.

Наиболее крупным кратером взрывного типа является Аризонский метеоритный кратер, образовавшийся в штате Аризона (США) при падении гигантского железного метеорита Каньон-Дьябло 50 тыс. лет назад. Диаметр кратера 1220 м, глубина 184 м. Многочисленные оценки энергии взрыва дают величину порядка 10^{16} Дж. Аризонский кратер со всех сторон окружен валом, состоящим из грубых осколков горных пород, который поднимается на высоту до 67 м над окружающей равниной. Метеоритное вещество, раздробившееся при взрыве на различные многочисленные осколки (общая масса найденных осколков 30 т), было выброшено радиально на расстояние до 9 км от границ кратера. Часть метеоритного вещества при взрыве превратилась в пар, при конденсации и фракционировании которого образовались Fe—Ni-магнитные сферулы размерами до десятков микрон. Общая масса таких сферул определена в 8—12 тыс. т. Для Аризонского кра-

гера характерно еще одно явление, достаточно четко пока необъяснимое. Еще в 1961 г. в его юго-западном углу выявлены гравиметрическая (0,20 миллигал), а также магнитная (45 гамм) аномалии. Не является ли гравиметрическая аномалия по своей природе миниатюрным аналогом лунных масконов? Исследование продуктов ударного метаморфизма показало, что метеоритное вещество при взрыве импрегнировалось в импактиты. Действительно в импактитах и сферулах присутствует повышенное количество Ni, Ir, Re, Au, Se, Sb, Sc, по содержанию которых установлен привнос в импактиты до 10 % метеоритного вещества.

На основании исследования лунного реголита установлено, что локальный разогрев при высокоскоростных ударах даже мелких частиц приводит к дифференциации его вещества посредством испарения до 30 % относительно первоначально содержащегося кремнезема, а также значительного количества железа, не говоря уже об «уходе» из них легколетучих элементов, в том числе щелочей и фосфора. В то же время реголит в силу наличия в нем свободных объема и поверхностности является своеобразным аккумулятором летучих элементов метеоритного (Ag, Bi, Br, Sb, Te и др.) и эндогенного (Zn, Pb, Cd, S, Cl и др.) происхождения, которые концентрируются на поверхности частиц реголита.

Как уже отмечалось, в отличие от Луны и Марса на поверхности Земли кратеры практически не сохраняются. Кратер, если он не перекрыт осадочным чехлом, очень быстро разрушается, осколки метеоритов уносятся, приподнятый вал сглаживается, кольцевая депрессия заполняется продуктами денудации. Последующие оледенения и тектонические перестройки могут привести к полному исчезновению округлой формы. Поэтому распознать древний кратер (астроблему) очень трудно. Очевидно, древние гигантские кратеры лучше всего сохранились на устойчивых континентальных платформах, где внезапные геологические изменения за протекшие миллионы лет были не столь разрушительны. В Канаде с 1950 по 1972 г. было открыто и изучено 19 предполагаемых метеоритных кратеров диаметром от 2 до 100 км и возрастом от 1 до 1700 млн. лет.

На территории Советского Союза чрезвычайно перспективными в этом смысле представляются Балтийский, Воыно-Подольский, Алданский и Анабарский щиты. Как известно, на Анабарском щите В. Л. Масайтисом в 1971 г. был обнаружен и изучен один из самых больших в мире древних метеоритных кратеров — Попигайский. Он имеет возраст около 38 млн. лет. Кратер вскрывает породы архейского, протерозойского и палеозойского возраста. Кратер заполнен аллогенной брекчией и импактитами, ранее относившимися к вулканическим породам мелового возраста. Находки в кратере стишовита и коэсита указывают на то, что отдельные участки его подвергались удару в первом случае силой $(1,2-1,5) \cdot 10^{10}$ Па, а во втором — $(3-5) \cdot 10^{10}$ Па. Характер преобразования пород и отдельных минералов в Попигайском кратере позволяет предположить энергию взрыва 10^{16} Дж, ударное

давление 10^{11} Па, температуру 1800—2000 °С, хотя в эпицентре взрыва давление и температура, согласно данным В. Л. Масайтиса (1975 г.), должны были быть еще выше. Именно в веществе импактитов — тагамите — зафиксировано природное воздействие сверхвысоких давлений при взрыве.

В СССР обнаружены и другие крупные метеоритные кратеры. Пучеж-Катунский кратер — диаметр около 80 км и глубина 600 м (вблизи г. Горького) — заполнен взрывной брекчией, перемешанной с небольшим количеством импактитов. В брекчии центрального поднятия раздробленного фундамента обнаружены ударно-метаморфизованные гнейсы и амфиболиты с диаплектовым кварцем (планарные элементы), биотитом и диаплектовым стеклом по плагиоклазу (макселинитом). Радиологический возраст стекол составляет 183 ± 3 млн. лет. На Украине под слоем осадков находится 25-километровая округлая Болтышская котловина, которая углубляется в кристаллический фундамент на 300—500 м; время ее образования около 70 млн. лет назад. Недалеко от нее обнаружена еще одна погребенная депрессия — Ротмистровская впадина. В районе Калуги под километровым осадочным чехлом захоронен древний ископаемый кратер поперечником около 15 км и глубиной 800 м. Возраст импактных стекол определяется в 400—430 млн. лет.

На поверхности Земли имеется много структур, которые обладают признаками и вулканического, и метеоритного происхождения, что послужило основанием для предположения о взаимосвязи вулканизма с метеоритным ударом. Обычно существование извергаемой лавы объясняется либо полным или частичным расплавлением твердого вещества в локальных местах, либо выходом магмы из постоянно существующего жидкого слоя. Последнее предположение, однако, никак не увязывается с данными сейсмологии, которая утверждает, что недра Земли твердые. Значит, первое объяснение более верное, тем более, что энергия для такого плавления имеется. Тепловой поток, идущий из недр ($4,19 \cdot 10^{-6}$ Дж/см².с), вполне достаточен, чтобы расплавить породы в определенном месте и в определенное время. Проблема заключается не в том, чтобы найти источник тепла, а в том, чтобы сконцентрировать тепло в настолько малом объеме вещества, чтобы возникла возможность его плавления. В случае метеоритных ударов концентрированная энергия воздействует на ограниченный объем вещества. Поверхностный слой Земли нагревается, а образовавшаяся рыхлая масса брекчированных пород служит хорошей термозащитной крышкой. Все это резко снижает потери тепла за счет теплопроводности и лучеиспускания, и создаются условия для накопления тепла и возникновения магматического очага. С другой стороны, удар метеорита может вызвать образование зоны разломов, что приведет к локализации будущей активности, если геотермический градиент повысится. Возникшее в конечном счете образование будет иметь облик и ударной и вулканической структуры.

На основании исследования Луны установлено, что метеоритные удары, с одной стороны, гомогенизируют состав пород посредством смешивания, с другой — дифференцируют их, вызывая частичное плавление и магматическую дифференциацию расплавов [16].

Георетические расчеты показывают, что появление на Земле ударных кратеров диаметром порядка 300 км может сопровождаться проявлением вулканизма сразу же после их образования. Образование же кратеров меньшего диаметра может сопровождаться проявлением вулканизма позднее — после накопления дополнительного тепла из недр Земли. Доказательства метеоритного удара, сопровождавшегося вулканизмом в кратере Седбери (Канада), были подробно описаны Р. С. Дитцем в 1964 г. Первоначальный кратер имел диаметр порядка 50 км и глубину 3,2 км. Основным доводом, подтверждающим удар в Седбери, является наличие брекчии и конуса разрушения. Согласно Р. С. Дитцу, последующий вулканизм проявился в форме экструзивного лополита. Дно кратера было покрыто лавой, и, кроме того, лава была поднята в виде кольцевой дайки, расположенной концентрически с кратером.

В период от 4,4 до 4,1 млрд. лет назад происходило интенсивное «кратирование» консолидированной лунной поверхности, в результате чего она стала насыщена кратерами диаметром от 50 до 100 км. Размеры насыщающих кору кратеров и накопленные сейсмические данные указывают, что общая нарушенность коры отмечается вглубь по крайней мере на 25 км [16]. Г. Г. Шмидт [16] полагает, что все крупные лунные бассейны, сейчас заполненные базальтами, образовались за счет мощных ударных явлений до рубежа 4 млрд. лет назад. Дж. Везерилл [16] считает, что за период в 500 млн. лет после заключительной стадии аккреции на поверхность Луны поток метеоритных тел составил 10^{22} — 10^{23} г, а общий их размер мог быть в 100 раз крупнее, чем более поздние метеориты.

Дж. У. Хед [16] указывает, что в районе Имбрийского бассейна Луны базальты и выбросы составляют покров мощностью менее 1 км, а под ним до глубины 25 км залегают отложения палеореолита с крупными (100—200 км в диаметре) кратерами. Образование кратеров диаметром 100—200 км, как он полагает, должно было изменить физические свойства вмещающих пород до глубины порядка 25 км. В. С. Сафронов [16] считает, что тела диаметром в сотни километров составляли значительную долю массы всех планет земной группы, а при их ударе значительные области с поперечником до 1000 км оказывались с самого начала на сотни градусов теплее окружающей среды. И именно с ними он связывает основные черты эволюции Земли на ранних этапах, так как в подобных термических областях на первом миллиарде лет ее жизни происходило частичное расплавление вещества, включавшее два конкурирующих и противоположно направленных процесса: конвекцию и дифференциацию.

Есть веские основания полагать, что метеоритные удары стимулировали образование не только магматических пород, но и осадочного чехла земной коры. Известно, что древнейшие слои осадочных пород с возрастом до 3,7 млрд. лет представлены кластическими породами и содержат хорошо окатанные гальки и валуны. Это свидетельствует о том, что эрозия и седиментация на ранних этапах геологической истории Земли имели место так же, как и в настоящее время. О столь же древней природе осадкообразования говорит и наличие железо- и марганецсодержащих формаций, образованных главным образом в период от 3400 до 1800 млн. лет назад. Присутствие гнейсов Амитсок в Гренландии с возрастом 3,7—3,8 млрд. лет, не говоря уже о хемогенных кварцитах с возрастом 3,5 млрд. лет (см. табл. 3), однозначно указывает на то, что к этому времени уже существовал мощный осадочный чехол [28].

В настоящее время ряд исследователей считает, что многие стратифицированные гранулитовые комплексы фундаментов древних платформ имеют первично осадочную природу. Особенности строения и состава гранулитовых комплексов, в том числе их кольцевой структурно-тектонический план и близость химического и минерального состава космической пыли к таковым в гранулитовых комплексах, позволяют предполагать, что многокилометровые архейские осадочные толщи могли накапливаться и в результате эрозии поверхности Земли ударами метеоритов.

Другое предположение о влиянии ударов метеоритов на формирование осадочного чехла основано на большом содержании в осадочных породах ряда элементов, не способных мигрировать в зоне гипергенеза. Один из таких довольно распространенных элементов — титан — в значительной степени обогащает глины, каолины, почвы и т. д. (иногда его содержания достигают до 5—10 %) при отсутствии заметных примесей детритных кристаллов — ильменита, рутила или сфена. Предполагаются два способа образования залежей бокситов: 1) посредством сноса и переотложения латеритных залежей покровов и 2) путем отложения глинозема из коллоидных растворов. На последнее указывает то обстоятельство, что салитовые зерна бокситов, представленные диаспором и шамозитом, образовались *in situ*. Но, с другой стороны, перенос Al и особенно Ti, Si водами в зоне гипергенеза практически невозможен, а следовательно, и невозможно образование истинных коллоидов в тех количествах, которые необходимы для формирования месторождений. Для переотложения латеритных покровов с тем, чтобы могли образоваться бокситы хемогенным путем, необходимо измельчить материнскую породу по крайней мере до коллоидного состояния. Столь тонкое измельчение в широких масштабах могут обеспечить падающие на Землю крупные метеориты. При сверхскоростном ударе крупного тела о Землю выделяется огромное количество энергии. Часть породы испаряется, часть превращается в «муку», в результате образуется материал, легко переносимый водами частично в растворенном, ча-

стично в псевдоколлоидном состоянии. Форма нахождения этого материала первоначально практически не зависела от химических свойств исходного вещества. Поэтому алюминий, титан, железо могли в дальнейшем осаждаться из бассейнов седиментации, образуя залежи бокситов. Аналогичные рассуждения можно применить и ко многим другим осадочным породам.

Следует отметить, что исследование Луны показало большую роль реголитного материала, мощность которого колеблется от 3—4 м (материки) до 10—20 м (океаны). Размер частиц варьирует от 100 до 60—70 мкм (зрелый реголит имеет размер менее 1 мм), плотность 2—4 г/см³ [16]. По микропримесям выделяют два типа реголита: первый (в основном в морском реголите) близок к углистым хондритам C1 (до 1—2 % по массе в тонкой фракции) и второй (только в материковом реголите) отличается от известных классов метеоритов. Г. Г. Шмидт [16] полагает, что мощность мегареголита к рубежу катастрофической метеоритной бомбардировки Луны составляла по крайней мере 10 км, играя, по образному выражению Б. Ю. Левина и С. В. Маевой, роль своеобразной «шубы», обеспечивавшей аккумуляцию тепловой энергии, что в условиях Земли выполняют осадочные породы [39, 40]. В настоящее время в результате исследований Ф. Херца и др. [16] увеличение мощности реголита зависит от числа кратеров, диаметр которых колеблется примерно от 10 до 1000 м. Для зрелого реголита С. Тейлор в 1975 г. определил интенсивность привноса вещества следующими величинами: около 50 % вещества поступало с расстояния не более 3 км, 5 % — более 100 км и 0,5 % — более 1000 км.

Таким образом, к установившимся представлениям об образовании осадочных пород гипергенными процессами следует добавить такой существенный экзогенный фактор, как метеоритная бомбардировка поверхности Земли, которая была особенно интенсивной на ранних стадиях жизни Земли. С этой точки зрения традиционные факторы выветривания представляются в качестве наложенных, а первопричиной могли быть космогенные.

Изложенные данные свидетельствуют не только о значительной роли энергии падающих космических тел в формировании геологических структур и своеобразных типов пород, но также и об их большой роли в стимулировании таких геологических явлений, как магматизм, в том числе вулканизм. При этом следует иметь в виду, что это надежные, наблюдаемые факты, которые не могут не быть учтены в реконструкции ранних стадий развития планеты.

ВЛИЯНИЕ КОСМИЧЕСКОГО ОКРУЖЕНИЯ НА ЗЕМЛЮ

В настоящее время не вызывает сомнений тот факт, что энергия Земли определяется множественностью источников, которые могут быть сгруппированы следующим образом: 1) гравитационная энергия аккреции Земли, 2) энергия падения крупных косми-

ческих тел на Землю на протяжении ее эволюции, 3) энергия изменения гравитационного поля и ротационного режима Земли, 4) энергия космического излучения и солнечной радиации, 5) энергия гравитационной дифференциации планеты, 6) энергия радиогенного распада ядер радиоактивных элементов.

Из всех перечисленных видов энергии лишь последние два могут быть причислены к внутренним источникам тепла. Тем не менее В. И. Вернадский [6] относил даже энергию радиоактивности к космическим факторам. С этим можно было бы согласиться, поскольку мы знаем, что подавляющая часть имеющихся в Земле радиоактивных элементов досталась ей в наследство от протопланетного вещества и не производится в самой Земле, а во время планетообразования были заложены основы строения Земли и ее последующего развития. В еще большей степени это касается энергии аккреции и падения метеоритов на ранней стадии эволюции Земли, поскольку «законсервированная» в ее недрах энергия продолжает вносить существенный вклад в тепловой баланс планеты и поныне. Поэтому, если строго придерживаться гипотезы В. И. Вернадского, то практически все источники энергии следует отнести к сфере космических проявлений активности нашей планеты. Поскольку некоторые аспекты формирования Земли как планеты были рассмотрены ранее, а вопросы радиоактивности будут освещены ниже, остановимся на современных представлениях о влиянии космических факторов на тектоно-магматическую активность планеты и формирование осадочной оболочки земной коры. Напомним, что космическое окружение нашей планеты влияет на развитие последней в тесной взаимосвязи с ее «саморазвитием», обусловленным внутренней энергией Земли, состоящей главным образом из радиогенного тепла, а также в определенной степени из химических превращений слагающего ее вещества и изменений физических характеристик планеты. В. Е. Хаин в 1973 г. отмечал, что односторонность тектонических гипотез проявляется уже в том, что в большинстве из них отрицается роль в развитии Земли внешних, астрономических факторов, а с другой стороны, некоторые приверженцы ротационной гипотезы, придавая этим факторам решающее значение, игнорируют роль эндогенных процессов. Последователи гипотезы глубинной дифференциации не замечают, что дифференциация и фазовые превращения вещества в недрах Земли должны вести к определенным изменениям объема Земли, а следовательно, и скорости ее вращения и т. п.

В связи с этим естествоиспытатели, занимающиеся историей нашей планеты и пытающиеся понять движущие силы ее развития, в той или иной степени ищут объяснение в космосе. Нет ни одной гипотезы «саморазвития» Земли, которая удовлетворительно объясняла бы совокупность явлений, наблюдавшихся на земной поверхности и в земной коре, объясняла бы образование верхней мантии и более глубинных частей Земли. Во всех науках о Земле вообще и в геологии в частности исследователи постоянно стал-

квиваются с влиянием космического окружения на Земле. Это — электромагнитные поля, опутывающие Землю и взаимодействующие с аналогичными полями Солнечной системы и Галактики, это космическое вещество — метеориты, пыль, тяжелые ядра, низкоэнергетический компонент космического излучения, космические лучи солнечного, галактического и метагалактического происхождения и, наконец, гравитационное взаимодействие тел Солнечной системы и всего звездного населения Галактики. При этом до недавнего времени солнечной радиации приписывалась львиная доля в количестве связей Земли с космосом.

В 50—60-х годах многими исследователями отмечалось, что сейсмическая активность Земли коррелируется с ее ротационным режимом, относительным расположением светил (Земли, Луны, Солнца), солнечной активностью, колебаниями в положении магнитных полюсов Земли, инверсией магнитного поля Земли и, наконец, галактическим годом.

Так, Г. П. Тамразян в 1967 г. обобщил имеющиеся наблюдения о том, что цикличность тектогенеза по крайней мере главных мегациклов, разделенных между собой интервалами в 150—200 млн. лет, совпадает с продолжительностью галактического года. По Г. П. Тамразяну, гравитационный потенциал Галактики на единицу массы Земли по мере ее движения по галактической орбите непрерывно изменяется: так, в перигалактии он на 27 % больше, чем в апогалактии. Вместе с изменением гравитационного потенциала изменяется и расстояние от Земли до Солнца, а следовательно, и количество солнечной радиации, поступающей на Землю. В связи с этим перигалактический участок орбиты Г. П. Тамразян называет галактической зимой, а апогалактический — летом. В настоящее время мы переживаем галактическую зиму, когда уменьшается сжатие Земли, что ведет к развитию близмеридиональных дислокаций; в галактическое лето сжатие возрастает и преобладают субширотные дислокации. Пульсационной гипотезе развития земной коры и ее складчатых сооружений придерживается большинство исследователей. Многие из них считают, что геотектонические явления — следствие последовательного расширения и сжатия Земли. Еще В. А. Обручев, отдавая дань М. А. Усову и его гипотезе эволюционного развития Земли, сопровождающегося ее последовательным расширением и сжатием, а следовательно, соответственно чередованием магматической деятельности и складкообразования, отмечал, что действие такого механизма может быть обусловлено различными причинами, о которых мы можем высказать только некоторые предположения ввиду слабой изученности земных глубин.

Само изменение гравитационного поля Галактики Г. П. Тамразян, очевидно, связывает с наличием облаков космической пыли. Такие действительно имеются. Вполне логичным в связи с этим представляется объяснение Г. П. Тамразяна похолоданий климата (оледенений) на поверхности нашей планеты за счет уменьшения солнечной радиации. Однако, как отмечает в 1970 г.

Л. А. Пухляков, эта гипотеза, выдвинутая еще в 1909 г. Ф. Пельке, не объясняет прежде всего длительности плейстоценовой эпохи оледенения. При скорости движения Солнечной системы, равной 250 км/с, что в 1200 раз меньше скорости света, она должна пройти облако космической пыли протяженностью в несколько световых лет за тысячи или в крайнем случае за несколько десятков тысяч лет. Последнее же оледенение длилось около 1 млн. лет. Кроме того, имеются бесспорные данные, что в плейстоцене на Землю поступало значительно больше космической пыли, чем в настоящее время.

Основное же положение Г. П. Тамразяна о последовательных сжатиях и расширениях Земли за счет изменения гравитационных потенциалов сходно с гипотезой А. А. Лаврова о пульсационном изменении массы Земли в соответствии с теорией относительности за счет изменения скорости ее движения: в перигалактики скорость движения Солнечной системы составляет 250 км/с, а в апогалактики — 207 км/с. Исходя из этого, в соответствии с теорией относительности масса Земли должна то увеличиваться, то уменьшаться на $2,55 \cdot 10^{-7}$ начальной массы. А это обстоятельство, в свою очередь, приводит к увеличению или уменьшению силы тяжести на поверхности планеты и, соответственно, к уменьшению ее объема и увеличению скорости вращения, сменяющихся затем обратной тенденцией — увеличением объема и уменьшением скорости вращения и т. д.

Существует также гипотеза увеличения объема Земли за счет уменьшения гравитационной постоянной. Если стоять на позициях расширяющейся Вселенной, а стало быть, и нашей Галактики, то, как показал английский физик П. Дирак, за время существования Земли (4,5 млрд. лет) гравитационная постоянная должна была бы уменьшиться в два — три раза. В результате должна была бы уменьшиться сила тяжести на нашей планете (так же, как должна была бы увеличиться и скорость распада радиоактивных ядер), а сама Земля расширяться. Б. Хизен, исходя из этого, считал, что за последние 3,25 млрд. лет окружность Земли увеличилась на 1771 км.

В 1962 г. Е. Н. Люстих, совершенно справедливо полагая, что уменьшение гравитационной постоянной должно сопровождаться увеличением расстояний между Солнцем и планетами, отмечает, что в таком случае в прошлом Земля должна была бы получать гораздо больше солнечной радиации, чем теперь. Л. А. Пухляков в 1970 г. рассчитал, что если бы гравитационная постоянная уменьшалась в два раза, то еще в кембрии Земля должна была бы получать в 1900 раз больше солнечной радиации, чем сейчас. Наоборот, предположение об уменьшении гравитационной постоянной от кембрия до наших дней на 0,1 % требует поступления на Землю солнечной радиации в 2,25 раза больше. Однако установленные факты о наличии как в кембрии, так и в докембрии ледников не позволяют принять в качестве достоверных подобные рассуждения.

Пробным камнем физики Земли является проблема дрейфа континентов. Сейчас не возникает вопроса о том, смещаются ли крупные блоки земной коры друг относительно друга или нет. Они, несомненно, смещаются. Об этом свидетельствуют многочисленные измерения, в том числе, например, и измерения между определенными точками Европы и Америки, производимые посредством космических аппаратов. Остается вопрос — на сколько смещаются?

Большинство морей и океанов сторонники гипотезы мобилизма считают, образно говоря, «гигантскими трещинами» в земной коре, которые, постепенно расширяясь, достигли современных размеров. Один из основоположников гипотезы дрейфа континентов — А. Вегенер полагал, что тормозящая сила приливных волн, которые создаются притяжением Луны и Солнца, влияет в первую очередь на верхнюю оболочку и заставляет ее медленно перемещаться относительно нижних частей Земли, «подобно тому, как ветер заставляет двигаться лед по воде». При этом одни льдины способны отрываться от других и, двигаясь вперед, образовывать впереди себя нагромождение льда, а позади — свободное ото льда пространство. Аналогичным образом, по мнению А. Вегенера, под действием тормозящей силы приливов одни материки способны отрываться от других и, перемещаясь в западном направлении, образовывать впереди себя горные сооружения, а позади — обнажение магмы (будущие океаны). Однако, как признает сам А. Вегенер, подобная движущая сила составляет не более одной десятимиллионной массы глыбы, а горные сооружения, которые она способна создать, не могут превышать высоту 5 м. Кордильеры и Анды в отдельных случаях по крайней мере в 1000 раз превосходят эту величину. Даже если бы А. Вегенер был прав, то возникает вопрос, почему нет мощных сооружений по побережью Европы и Африки и почему, наоборот, они возникли по их восточным обрамлениям?

Конечно, предлагаемая А. Вегенером аналогия между земной корой и плавающим льдом несостоятельна. Одни льды способны отрываться от других и обгонять их лишь в силу различия действующих на них сил (например, за счет разной парусности). Тормозящая же сила приливной волны должна действовать на материю равномерно, т. е. если они и будут перемешаться на запад, то равномерно и никак не относительно друг друга. Кроме того, как отмечал в 1959 г. Ф. Махачек, если бы Земля сокращала скорость своего вращения на протяжении всей своей истории и за счет этого двигались бы материки, то перемещение континентов должно было начаться в далеком прошлом, а не в раннем карбоне, когда, как, например, считают сторонники плейтектоники, отделился Старый свет от Нового. Впрочем, анализ гипотезы дрейфа континентов — не является задачей работы, хотя и нужно напомнить, например, что еще Н. С. Шатский в 1947 г. приводил доводы об отсутствии перемещения Южной Америки на запад.

Существует множество объяснений современного облика Зем-

ли с космических позиций. Например, еще в 1907 г. В. Пиккеринг предполагал, что уменьшение массы Земли и образование Атлантического океана были связаны с отрывом Луны от Земли, а в 1970 г. Л. А. Пухляков, наоборот, допускает расширение Земли за счет присоединения одного или даже двух спутников лунного размера, причем последний (Перун) «пропахал» всю Землю примерно 70 млн. лет назад, увеличив ее массу на 6,4 %. При этом остается совершенно непонятным, как могла сохраниться на земной поверхности фауна, которая существовала раньше 70 млн. лет назад, не говоря уже о других малообоснованных положениях этой гипотезы. Однако имеются и более фантастические представления. Так, И. В. Кириллов предполагает расширение Земли за счет поглощения ею космических лучей, а В. Б. Нейман и Н. Е. Мартынов — за счет самозарождения химических элементов в недрах Земли. Л. И. Панкуль считает, что основой всех процессов динамики Солнечной системы является периодическая потеря массы Солнцем и увеличение в связи с этим планетных орбит, а каждая фаза деформации планетных орбит и в первую очередь фаза перехода планеты на новую увеличенную орбиту должна быть связана с выделением планетной энергии, изменением радиуса и скорости осевого вращения планеты. Последнее же увеличение радиуса планеты он связывает с выделением планетарной энергии и разуплотнением ее наружных зон. Такие явления наиболее активны на рубежах мегациклов, которых им выделено пять по 860 млн. лет каждый.

Можно привести и несколько менее фантастические данные воздействия космических факторов, как, например, предположение Б. А. Трошичева (1971 г.) о том, что тесное сближение крупных космических тел типа больших комет с Землей, возможно, способствует зарождению и формированию складчатых структур. В этом случае гравитационное воздействие крупных космических тел типа комет, спорадически приближающихся к гравитационной зоне Земли, используется для обоснования преобладающего значения вертикальных движений в складкообразовании. Предполагается, что при быстром прохождении такого космического тела вблизи Земли последняя не успевает отреагировать должным образом всей своей массой, в то время как ее пластические компоненты (вода, газы, нефтебитумы, соли, легкоплавкие компоненты магматических очагов) могут испытывать быстрые перемещения, приводя к воздыманию целые регионы. Лишь впоследствии вступают в действие силы изостазии, которые очень медленно восстанавливают нарушенное равновесие. В силу содержания наибольших количеств легкоподвижных компонентов в геосинклиналях мощное кратковременное гравитационное воздействие будет как бы «взрывать» их за счет перепадов температур и давлений.

По-видимому, не попадая «в плен» маловероятностных космогонических концепций о влиянии космического окружения на формирование и эволюцию Земли как планеты, следует подчеркнуть

влияние гравитационного потенциала Галактики на формирование глобальных разрывных структур и активизацию магматизма на ранних стадиях развития Земли. Значение гравитационной энергии аккреции и ударной энергии падения космических тел, как и роль последних в вещественном балансе Земли на ее ранних стадиях развития, также трудно переоценить. Такой вид постоянно действующей (в течение последних 3,5—4 млрд. лет) энергии, как коротковолновое излучение Солнца, оказывает решающее влияние на развитие биологических, химических и других процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере и литосфере. А. С. Джамаловым и другими исследователями в 1970 г. установлено, что 99,98 % из общего притока энергии на поверхность планеты приходится на солнечную радиацию ($3,4 \cdot 10^2$ Вт/м²), обуславливая ежегодное поступление $1,72 \cdot 10^{17}$ Вт/м², в то время как плотность теплового потока на поверхность Земли за счет космического излучения составляет всего $1,0 \cdot 10^{-5}$ Вт/м². Однако, согласно данным Н. М. Сваткова, непосредственно энергия Солнца не проникает глубже 10—20 м от дневной поверхности на континентах и 150—500 м — в морях и океанах. Значение солнечной энергии по сравнению с другими видами энергии для геологической жизни планеты имеет особое значение [40]. Накопление ее осуществляется в результате физической, физико-химической и биохимической аккумуляции [6]; физическая интеграция выражается в дезинтеграции кристаллических пород, их химическом и механическом преобразовании при выветривании с формированием тонкодисперсных систем и минералов с высокой поверхностной энергией. Всего на денудацию расходуется примерно 0,1 % солнечной энергии (около $6,33 \cdot 10^4$ Вт/м²), но тем не менее расчеты показывают, что это значение на порядок превышает современную внутреннюю энергию Земли [40]. Очевидно, А. А. Смыслов был прав, утверждая множественность энергетических источников, роль и соотношения которых менялись на разных стадиях развития планеты. В начальный, догеологический этап ведущая роль принадлежала гравитационной энергии аккреции и энергии падающих космических тел. С течением времени среди внешних источников повышалась роль гравитационного потенциала Галактики, а с развитием атмосферы решающим для континентальных блоков Земли оказалось коротковолновое излучение Солнца, с которым связана широкая гамма эндогенных, экзогенных и биогенных процессов. Взаимосвязь геологической ритмичности и цикличности космогенных факторов и, в частности, с их циклическим характером была рассмотрена в 1966 г. Н. Ф. Балуховским.

ВНУТРЕННИЕ ИСТОЧНИКИ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

Причины внутренней активности Земли следует рассматривать в сравнении с другими планетами Солнечной системы и в рамках развиваемой модели полихронно-гетерогенной аккреции, ибо только подобное рассмотрение позволяет ввести более стро-

гие ограничения и допущения при анализе данной проблемы. Действительно, ограничение, вводимое моделью полихронно-гетерогенной аккреции Земли, практически снимает с обсуждения такой вид возможной внутренней ее энергии, как гравитационная дифференциация. Естественно, допускается выделение энергии за счет процессов гравитационной дифференциации в пределах магматических очагов, астеносферной зоне верхней мантии, в пределах внутреннего ядра. Но это не та безумно огромная энергия гравитационной дифференциации ($8,09 \cdot 10^{13}$ Вт/м²), которая выделяется при «стекании» гипотетического железного вещества из всего объема Земли к ее центру (гравитационное отделение ядра из материала мантии), что предусматривается как в моделях первоначально горячей Земли, так и в моделях гомогенной и конденсационно-гетерогенной аккреции [12]. Допущения, вводимые моделью полихронно-гетерогенной аккреции, наоборот, позволяют придавать первостепенное значение наряду с гравитационной энергией аккреции, сжатия и дифференциации отдельных структурных элементов также энергии падающих тел и радиоактивного распада. Значение радиогенной составляющей в общем балансе внутренней энергии Земли резко возрастает с принятием основных положений модели полихронно-гетерогенной аккреции, согласно которой радиоактивные элементы — продукты вещества Сверхновой — концентрировались на заключительных стадиях аккреции в пределах протокоры (см. рис. 3 и 8). Этим определяется высокое содержание тепловыделяющих элементов именно в верхней части Земли, а «насыпной» характер протокоры обуславливал быстрое введение в действие механизма аккумуляции тепла под такой «шубой», роль которой установлена на примере осадочных пород А. А. Смысловым [39], а реголитов Луны — Б. Ю. Левиным и С. В. Маевой [16].

Земля постоянно излучает тепло в пространство, причем больше, чем его поступает с солнечной радиацией. Этот избыток подается из ее недр. Г. Джефрис подсчитал, что доля тепла, поступающего на поверхность из глубин, составляет $3 \cdot 10^{-4}$ доли тепла, поступающего с солнечной радиацией. В различных районах Земли значение теплового потока колеблется в значительных пределах, что обусловлено геологическим строением и геологической историей исследуемых районов [40]. Значение теплового потока для всей земной коры принимается равным $6,03 \cdot 10^{-6}$ Дж·см²·с. Поскольку поверхность Земли равна $5,0 \cdot 10^{18}$ см², то в год потеря тепла Землей составит $9,6 \cdot 10^{20}$ Дж. При разных вариантах радиоактивных моделей Земли (Г. Вассербург, Г. В. Войткевич, Е. А. Любимова, А. Е. Рингвуд и др.) количество радиогенной энергии Солнца превышает потерю тепла Земли в результате теплопроводности. Исключение представляют хондритовые модели Г. Юри и Д. Шоу, наименее радиоактивные — наблюдается примерное равенство генерируемого и излучаемого тепла.

В прошлом Земля получала значительно больше радиогенного тепла, чем сейчас, а именно: 2 млрд. лет назад в два раза больше

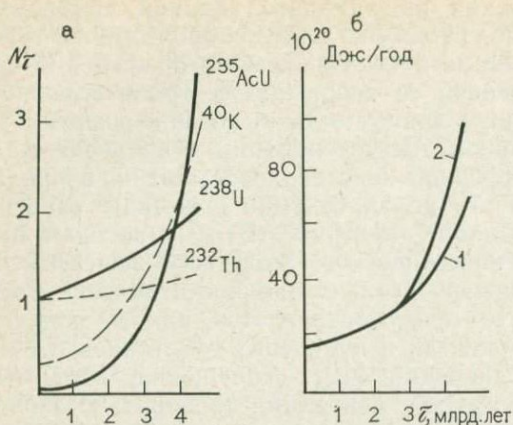


Рис. 17. Выделение радиогенного тепла (тепловой мощности) в геологическом прошлом. По Г. В. Войткевичу (1961 г.) и Е. А. Любимовой (1968 г.), с изменениями а — для отдельных элементов (тепловыделение урана — 238 и тория — 232 принято за единицу); б — суммарное тепловыделение. 1 — уран, торий и калий; 2 — уран, торий, калий и возможные короткоживущие тяжелые элементы типа плутония — 244, курья — 247 и др.

благодаря радиоактивному распаду, а 3 млрд. лет назад в пять раз больше (рис. 17). Повышенное выделение тепла в прошлом определялось главным образом изотопами ^{40}K и ^{235}U , имеющими более непродолжительные периоды полураспада, чем ^{238}U и ^{232}Th . Следует иметь в виду, что объяснение гомогенного распределения радиоактивных тепловыделяющих нуклидов во всем объеме Земли затруднено как с термодинамических, так и геологических позиций. В этом случае температура в центре Земли 3 млрд. лет назад составляла бы 2000°C , а 4,6 млрд. лет — более 7000°C . В то же время тело радиусом более 1000 км, имеющее начальную температуру в центре 1500°C , не успело бы остыть за 5 млрд. лет вообще (см. рис. 15).

Поскольку поверхностные зоны Земли в процессе ее аккреции обогащались не только тяжелыми радиоактивными элементами, но и недолгоживущими нуклидами, также входившими в вещество Сверхновой (см. рис. 8), то появляется дополнительный кратковременный источник тепла, который в условиях хорошо теплоизолирующей протокоры «насыпного» типа вносил существенный вклад в первые 500 млн. лет существования Земли в дополнение к теплу, генерируемому тяжелыми элементами (см. рис. 17 б, кривая 2). В связи с этим генерация радиогенного тепла на ранних стадиях развития Земли — в раннем докембрии окажется значительно выше (см. рис. 17а) и будет способствовать процессам раннего магмообразования. На рис. 18 показаны изменение температуры в литосфере Земли и размещение радиогенных источников тепла в совокупности с другими типами источников, а на рис. 19 — вклад радиогенной составляющей в общий поток тепла в сравнении с мантийной, включающей тепло, генерируемое другими внутренними источниками энергии; последними могут быть как тепло астеносферного слоя различной природы, так и другие виды энергии планеты.

Все планеты земной группы обладают гидростатически неравновесной фигурой. Ф. Р. Стэйси считает, что фактическое сжатие

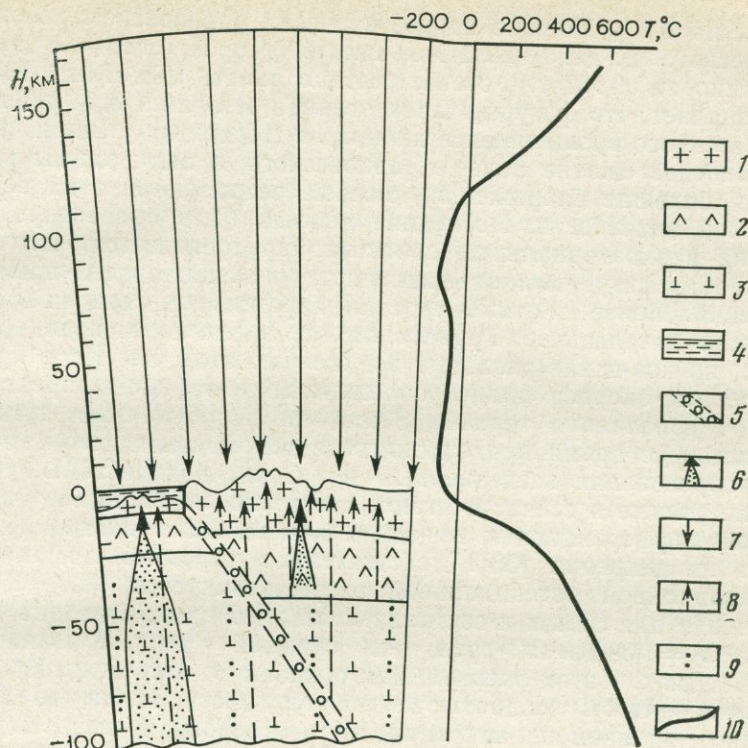


Рис. 18. Схема изменения температуры в литосфере и атмосфере Земли и размещение внешних и внутренних источников тепла. По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)
 1-2 — слои [1 — гранито-гнейсовый и осадочный, 2 — гранулитобазитовый (базальтовый)]; 3 — верхняя мантия; 4 — гидросфера; 5 — зона Бенюфа (разгрузки механической энергии); 6 — приток глубинного тепла в рифтовых зонах в результате конвективного переноса (расплавами, растворами, водородом и другими газами); 7-9 — энергия (7 — солнечная, 8 — радиогенная, 9 — гравитационная); 10 — температурная кривая

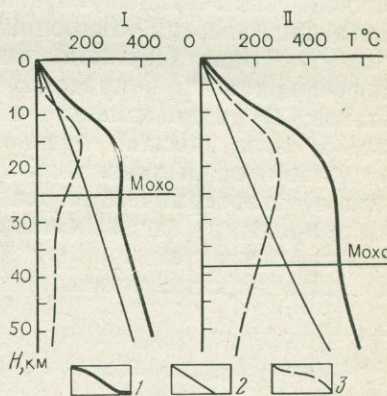


Рис. 19. Изменение геотермического градиента в стабилизированных блоках земной коры, обусловленное радиогенной составляющей. По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)

Блоки: I — глубоко эродированный (Кольский), II — с полным профилем земной коры (Забайкальский); температура: 1 — общая, 2 — обусловленная мантийной составляющей теплового потока, 3 — обусловленная генерацией радиогенного тепла в земной коре

Земли на 0,5 % больше гидростатически равновесного. Величина оптического и динамического сжатия Марса, согласно данным С. Ранкорна (1967 г.), соответственно равны 1/85,47 и 1/190,4. А это означает, что фигура Марса отлична от эллипсоида вращения, свойственного вращающейся жидкости. Поскольку у Земли и Марса полюсное сжатие больше равновесного, в них должны наблюдаться большие напряжения, которые реализуются в виде тектонической активности. Последняя должна быть более сильно выражена в экваториальных областях. Предполагается, что неравновесность фигур планет — явление, унаследованное с времен их аккреции. Более плотные участки наращивали свои массы значительно интенсивнее. Гравитация все время сглаживает это явление, но кое-какие различия все же остаются. Вопрос о природе внутренней энергии планет осложнился из-за смены представлений от изначально горячей Земли до первоначально холодной. В настоящее время придерживаются теории холодного изначального образования всех твердых тел Солнечной системы. Однако многие ученые и сейчас считают, что тепло, необходимое для первичной дифференциации вещества планет, было запасено ими во время их аккреции [30]. Действительно, огромная цифра общей гравитационной потенциальной энергии аккреции (GM^2/R), вычисленная для Земли и составляющая $2 \cdot 10^{32}$ Дж, «завораживает». При $c_p = 1,3 \cdot \text{Дж} \cdot 2^{-1} \cdot \text{град.}$ и скрытой теплоте плавления $4,2 \cdot 10^2 \text{ Дж} \cdot 2^{-1}$ этой энергии, как показал В. Марти в 1980 г., достаточно, чтобы поднять температуру всей Земли до 2500°C . Однако при времени аккреции 10^8 лет основная часть выделяющейся гравитационной энергии переизлучится в пространство, что и положено в основу модели полигенно-гетерогенной аккреции Земли, допускающей ее формирование в течение примерно 120—130 млн. лет (см. рис. 8).

Таким образом, вклад в общий внутренний энергетический баланс Земли значителен, не считая экзогенно-биогенной составляющей и смешанных типов энергии (ротационной, гравитационно-галактической, приливной и др. — см. рис. 18* за счет: 1) остаточной, включающей главным образом гравитационную потенциальную энергию аккреции и энергию падающих метеоритных тел, 2) гравитационной, включающей энергию гравитационной дифференциации в пределах астеносферного слоя магматических очагов; 3) радиоактивного распада, 4) метабенеза и метаморфизма, 5) экзотической, проявляющейся в определенных процессах и составляющей лишь долю от затраченной на эти процессы энергии: а) экзотермических реакций, б) теплоточков, независимо от их природы, в) фазовых превращений под воздействием факторов, повышающих температуру и (или) давление, г) диапиризма, д) тектонических движений и т. д.

* Энергия, выделяемая деятельностью человека — техногенная — не рассматривается.

СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМНЫХ ОБОЛОЧЕК

Как известно, в пределах земного шара установлена определенная зональность (неоднородность) в виде ряда оболочек, выделяемых по характеру и скорости прохождения через них сейсмических волн, отражающих их физические свойства. Наиболее близко отвечает действительному строению Земли модель Гуттенберга — Буллена (см. рис. 2, табл. 24). В ее пределах выделяется земная кора (геосфера А) средней мощностью 33 км. Однако нами принята в качестве наиболее достоверных глубина до 20 км — последние данные А. Б. Ронова и А. А. Ярошевского [31]. Ниже идет мантия, единодушного разделения которой на геосферы не имеется. В. В. Белоусов в 1966 г. разделяет ее на верхнюю (геосферы В+С) и нижнюю (D). При этом им предложено земную кору и верхнюю мантию выделять в качестве самостоятельной геосферы — тектоносферы (А+В), слой В мощностью порядка 300—380 км выделяется под названием слоя Гуттенберга, но сам Б. Гуттенберг и А. Е. Рингвуд [30] выделяют его под названием верхней мантии. Именно в его пределах выделяется астеносферный слой, или волновод предполагаемого пластического состояния вещества, который локализован в континентальной коре на глубине от 50 до 100 км, а в океанической — от 200 до 400 км. Ниже расположенный слой Голицына (слой С) мощностью порядка 600 км выделяется А. Рингвудом под названием переходной зоны, Б. Гуттенбергом — средней мантии (нами в дальнейшем используется последнее понятие). Средняя мантия на глубину сменяется нижней мантией (слой D), в пределах которой выделяется собственно нижняя мантия (слой D') мощностью около 1700 км, а затем переходный слой (D'') мощностью около 200 км. Ниже находится ядро, которое разделяется на внешнее — слой E, мощностью около 1700 км и внутреннее — слой G, радиусом около 1250 км, между которыми заключена переходная зона (F) мощностью порядка 140 км. Подобная зональность Земли по вертикали, выявленная в основном по результатам сейсмических исследований К. Буллена (1966 и 1978 гг.), Д. А. Панькова и В. Н. Жаркова (1967 г.), свидетельствует о наличии четкой вертикальной зональности. Эту зональность связывают главным образом с наличием фазовых переходов в слагающем геосферы минеральном веществе, кроме границы ядро — мантия. Последнюю определяют как границу, обусловленную сменой состава вещества недр Земли. На рис. 20, а приведено схематическое изменение плотности вещества Земли с глубиной, заимствованное у Д. Л. Андерсона и др. [27], хотя имеются и другие, не принципиально отличающиеся модели распределения плотности по геофизическим данным (значительные расхождения имеют место лишь в оценке плотности

Размеры и массы внутренних оболочек Земли
 По Б. Гутенбергу и К. Буллену (1978 г.), с дополнениями

Геосфера		Интервал мощно- сти, км	Интервал плот- ностей, г/см ³	Объем, 10 ³ км ³	% от общего объема	Масса, 10 ²⁴ г	Массовая доля, %
Кора	Осадочная оболочка	2,2	2,5	11,1*	0,10	0,27**	0,05
	Гранитный слой	14,0	2,7	30,4	0,28	0,82	0,14
	Базальтовый слой	21,7 (7,3)	2,9	60,4	0,56	1,75***	0,29
	В целом	20	2,5—2,9	≈ 102	0,94	2,84	0,48
Мантия	Верхняя	20—400	2,9—3,65	1813	16,73	64,16	10,73
	Средняя	400—1000	3,65—4,68	2427	22,41	92,44	15,46
	Нижняя	1000—2880	4,68—5,69	4740	43,76	245	40,97
	В целом	2880	4,5	8980	82,90	401,6	67,16
Ядро	Внешнее (E)	2880—4980	9,40—11,5	1638	15,12		
	Переходная зона	4980—5100	11,5—12,0	26	0,24	182,8	30,56
	Внутреннее	5100—6371	12,0—12,3	86	0,8	10,8	1,80
	В целом	3471	11,0	1750	16,16	193,6	32,36
	Земля в целом	6371	5,52	10832	100,00	598,04	100,00

* Из них 9,1 — на континентах и субконтинентах, 2,0 — в океанах.

** Из них 0,22 — на континентах и 0,05 — в океанах.

*** Из них 1,1 — на континентах и 0,65 — в океанах.

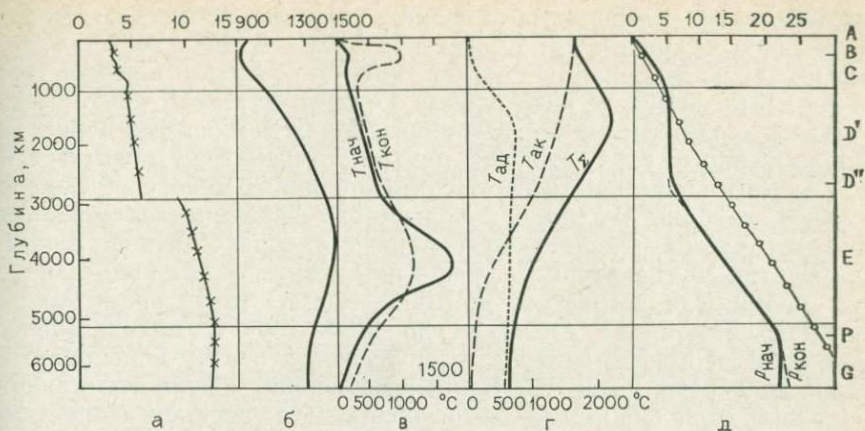


Рис. 20. Распределение плотности — ρ в г/см^3 (а), количества атомов элементов в стандартном объеме массы вещества 1 куб. нанометр

$F_i v$ (б), температуры — $T^\circ\text{C}$ (в, г) и давления p в $\text{л} \cdot 10^{10}$ Па (д) в недрах Земли в момент конца ее формирования (сплошные линии — $T_{\text{кон}}, p_{\text{кон}}$) и в настоящее время (все другие линии); а — по Д. Л. Андерсону и др. (1975 г.); б, в — модель полихронно-гетерогенной аккреции В. А. Рудника и Э. В. Соболевича; г — модель гомогенной аккреции А. Е. Рингвуда (1981 г.) (точками отражена $T_{\text{ад}}$ адиабатического сжатия, пунктиром — $T_{\text{ак}}$ аккреции, сплошной линией — $T_{\text{с}}$ суммарная); д — модель по принципу гидростатического сжатия (с кружками линия) и полигенно-гетерогенной аккреции (сплошная и пунктирная линии)

внутреннего ядра). Однако следует отметить, что наличие фазовых переходов в мантии не исключает изменений вещественного состава, которые, однако, как правило, исключаются из рассмотрения. На основании обработки сейсмических данных, наблюдений гравитационного эффекта приливов и наклонных измерений приливов в твердой Земле В. А. Магницким (1965 г.), Е. Ф. Саваренским (1940 г.), Н. Н. Парийским (1963 г.) было высказано мнение о неоднородностях Земли и в горизонтальном направлении. В последнее время оно подтверждено вычислениями Г. А. Мещерикова (1970 г.) внешнего гравитационного потенциала средних плотностей вещества внутри Земли, убедительно показавшими наличие в теле нашей планеты достаточно больших широтно-долготных неоднородностей. Об этом свидетельствуют геофизические данные и, в частности, теоретическое моделирование на базе глубинных сейсмических наблюдений; более того, подобные исследования, проведенные Ф. Прессом, показали резкое изменение плотности на глубине около 3500 и 3850—3900 км [27]. На рис. 20, помимо распределения величины плотности (см. рис. 20а) отражено изменение в содержании количества атомов в стандартном объеме массы вещества в 1 куб. нанометр ($F_i v$), рассчитанных на основе атомно-объемного метода — см. рис. 20б [33], а также ориентировочное распределение температуры (в) и давления (д) в недрах Земли на конец ее формирования как планеты и современное, следующее из развиваемой авторами модели полигенно-гетерогенной аккреции. Для сравнения представлено

распределение температур в недрах планеты, исходя из модели гомогенной аккреции (А. Е. Рингвуд [30], см. рис. 20г) и литостатического давления в соответствии с гидростатической моделью. Как видно из рис. 20, все параметры теряют свою монотонность в одних и тех же глубинных зонах Земли. Так, в районе астеносферного слоя верхней мантии температура повышается, но в модели полигенно-гетерогенной аккреции ее всплеск (незначительный в «ранней» Земле и большой в современной) сменяется резким спадом в районе средней мантии, и, только начиная с нижней мантии, температура медленно повышается к границе с внешним ядром, где возрастает до 1000—1200 °С (в то время как в «ранней» Земле она достигала до 1500—1800 °С, правда, более локально), и плавно снижается, опускаясь к центру ядра практически до первых сотен °С. В представленной модели гомогенной аккреции, если она могла бы осуществиться, распределение температур совершенно иное (см. рис. 20, г). Принципиальное различие устанавливается и с другими моделями термического режима недр, отраженными на рис. 21 [40], на который нанесено в том же масштабе распределение температур согласно развиваемой модели. Такое различие и должно иметь место, поскольку ни одна из гипотез распределения температур не исходит из тех принципов, которые положены в модель полихронно-гетерогенной аккреции.

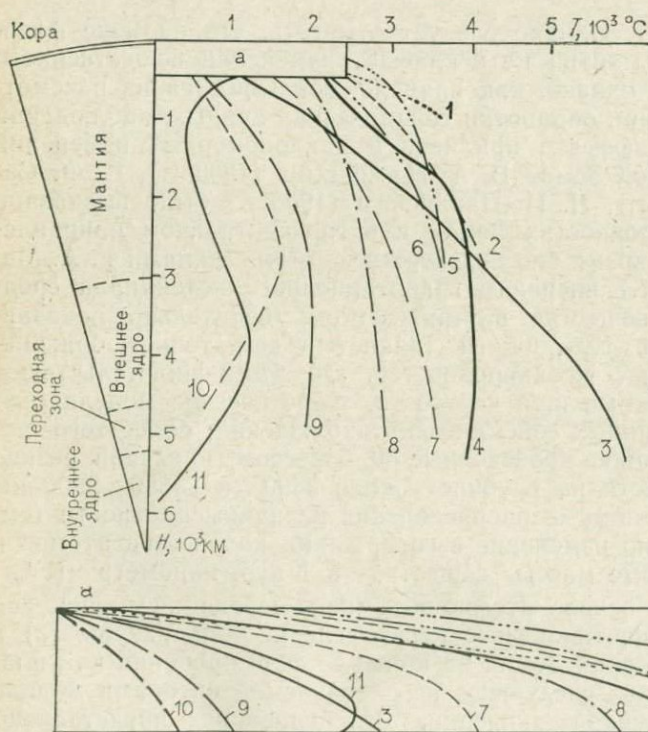


Рис. 21. Распределение температуры в недрах Земли по данным различных исследователей:

- 1 — Г. Джеффрису (1960 г.), 2 — Дж. Джекобсу и др. (1964 г.), 3 — Дж. Гильварри (1956 г.), 4 — Е. А. Любимовой (1958 г.), 5 — Ф. Стейси (1972 г.), 7 — Дж. Ферхугену и др. (1974 г.), 8 — Б. Гуттенбергу (1963 г.), 9 — А. Ф. Капустинскому (1956 г.), 10 — В. И. Вернадскому (1954 г.), 11 — В. А. Руднику и Э. В. Соболевичу (1982 г.)

Термический режим Земли в последнем случае интегрирует в себе энергию: 1) аккреции, 2) ударов метеоритного материала, 3) радиоактивного распада при условии изначально гетерогенного распределения тепловыделяющих элементов (см. рис. 3) и возможного в связи с этим вклада короткоживущих нуклидов (см. рис. 17,б). В настоящее время вклад радиогенного тепла определяется распределением урана (см. рис. 4). Распределение давления также отличается от гидростатического (см. рис. 20г), совпадая с ним лишь в области первых 800 км, не говоря уже о других моделях сверхадиабатического сжатия. Давление в нижней мантии принимается постоянным, т. е. то, которое достигнуто на границе фазового перехода в 800 км (см. рис. 20д). И, лишь начиная с границы внешнего ядра, оно начинает возрастать, подчиняясь законам гидростатики, до границы с внутренним ядром, где замедляет свое приращение. Интегральное распределение атомов в геосферах отражает как увеличение плотности, так и состава геосфер (см. рис. 20б). В этом принципиальное отличие предлагаемой модели строения геосфер от других моделей. В основу выявления состава геосфер положены допущения и ограничения, согласно с которыми моделировалась аккреция Земли (см. рис. 8). В частности, расчет числа атомов базировался на данных о содержании элементов в метеоритном веществе (см. табл. 21), об аккрецировании этого вещества по законам гравитационного фракционирования (см. рис. 16), допущении привноса вещества Сверхновой (см. табл. 23) и соответствии объемного распределения метеоритного материала в теле Земли доле его падения (см. табл. 22). Последнее положение распространяется на три четко дискретных сообщества метеоритного вещества (см. рис. 16): каменные, железные и железо-каменные метеориты. Это обусловлено различным поведением указанных сообществ при аккреции. Поэтому для расчета состава ядра использовались последние космохимические и геохимические данные и термодинамические разработки по теории ядра, но в преломлении к идее и принципам модели полигенно-гетерогенной аккреции с проверкой на соответствие полученных результатов расчетные данные по методике, использованной для анализа распределения элементов в вышерасположенных геосферах.

Результаты моделирования состава протогоеосфер, проведенное, исходя из указанных положений и допущений, отражены в табл. 25. Последняя рассчитана из предположений: 1) о сохранении общего объема Земли и ее ядра постоянными с момента образования и до сегодняшнего дня, 2) о сохранении общей массы Земли без изменения, начиная примерно с 4 млрд. лет назад (хотя мы знаем, что в настоящее время масса Земли за счет выпадения космического вещества ежегодно увеличивается на 1 млн. т), 3) о соответствии плотности ротогеосфер плотности современных геосфер, устанавливаемой по геофизическим данным.

Химический состав протоеосфер ранней Земли (%)

Протоеосфера		<i>h</i>	<i>m</i>	Fe	O**	Si	Mg	Ni	Ca	S	Al	Cr	P	Na
Земля в целом		6371	598,04	41,91	26,81	12,47	10,59	3,28	1,14	1,41	0,94	0,27	0,09	0,41
Протокора		88	14,2	19,23	41,39	15,45	14,08	1,00	1,63	2,73	1,30	0,25	0,10	0,31
Протомантия	Верхняя	232	39,5	13,82	41,58	22,42	12,79	0,19	3,84	0,53	3,34	0,33	0,04	0,43
	Средняя	680	105,74	25,66	35,39	17,46	14,18	1,34 _м	1,19	2,08	1,03	0,35	0,10	0,62
	Нижняя	1900	245	26,40	35,14	16,04	14,84	1,50 _м	1,24	2,14	1,06	0,37	0,04	0,61
Ядро	Внешнее (E*)	2220	182,8	77,24	8,67	4,14	2,20	5,80 _м	0,39	0,75	0,51	0,10	≤ 0,10	—
	(pE)	200	—	77,10	7,89	3,14	2,71	7,31 _м	0,40	0,22	0,25	0,10	0,15	0,04
	Внутреннее	1271	10,8	89,83	0,29	0,01	0,03	8,73 _м	0,02	0,10	< 0,01	< 0,01	0,19	—
Кора + протомантия в целом		2980	404,44	24,73	36,05	17,01	14,44	1,31	1,50	1,99	1,28	0,36	0,06	0,58
Ядро в целом		3471	193,6	77,81	7,47	2,97	2,56	7,39 _м	0,38	0,21	0,24	0,09	0,15	0,04

Протогеосфера		Ti	[Co	Mn	K	H	C	Fe _c	Fe _T /Fe _{cф}	Fe _M	Fe/Mg	Fe/Si
Земля в целом		0,06	0,20	0,17	0,07	0,03	0,15	13,02	2,46/0,05	26,37	3,96	3,36
Протокора		0,05	0,05	0,13	0,04	0,91	1,35	16,65	0,00/2,38	0,20	1,37	1,24
Протомагния	Верхняя	0,20	0,01	0,22	0,05	0,02	0,18	8,80	0,01/0,20	4,81	1,08	0,62
	Средняя	0,07	0,05 _M	0,23	0,11	0,03	0,10	15,11	3,62/0,00	6,98	1,81	1,47
	Нижняя	0,06	0,07 _M	0,24	0,11	0,02	0,11	19,86	3,73/0,00	2,81	1,78	1,65
Ядро	Внешнее (E*)	—	0,22 _M	—	—	—	≤ 0,10	6,00	1,31/0,00	69,93	35,11	18,66
	(pE)	0,004	0,49 _M	0,04	0,01	0,002	0,14	6,49	0,38/0,00	70,23	28,45	24,55
	Внутреннее	—	0,61 _M	0,01	—	—	0,18	—	0,17/0,00	89,66	2994	8983
Кора + протомагния в целом		0,08	0,06	0,23	0,10	0,05	0,16	16,90	3,47/0,08	5,17	1,71	1,45
Ядро в целом		0,004	0,50 _M	0,04	0,01	0,002	0,14	2,16	0,37/0,00	75,28	30,39	26,20

Примечание. *h* — мощность, км; *m* — масса; $h \cdot 10^{25}$ г; буква „*m*“ справа от цифры в (в индексе) указывает на содержание элемента целиком в металлической форме; Fe_c, Fe_T, Fe_M, Fe_{cф} — содержание железа соответственно силикатного (приведенного к FeO), в форме троилита, металлического, сульфидного; прочерк указывает, что содержание менее 0,01%.

* Нормативный состав внешнего ядра, полученный теоретическими расчетами (см. табл. 26).

** Содержание кислорода уменьшено на величины, превышающие связываемые в окислах для Земли в целом, на 0,47%, коры и протомагнии в целом — на 1,12% (сравнить с табл. 14), для верхней протомагнии — на 1,61, средней — 0,63 и нижней — 1,28%.

Вопрос о составе и фазовом состоянии внутреннего и внешнего ядер чрезвычайно важен для понимания процессов формирования Земли и ее эволюции, включая и геологический этап, а также для объяснения самого факта существования магнитного поля Земли и закономерностей его эволюции.

С момента опубликования в 1897 г. работы Э. Вихерта и обобщений Э. Зюсса в 1909 г. в науке утвердилось представление о железном ядре Земли, которое безоговорочно принималось большинством исследователей независимо от предлагаемой ими модели строения и формирования Земли и самого ядра, а Л. В. Альтшуллером и др. (1968 г.), Ф. Бирхом (1965 г.), А. П. Виноградовым (1962, 1975 гг.) принимается и сейчас. Первоначально подобных представлений придерживался и О. Ю. Шмидт.

Расчеты, проведенные в 1948 г. Е. Н. Люстих, а затем в 1952 г. Г. Юри, показали, что при формировании железо-никелевого ядра из первоначально однородного материала в результате гравитационной дифференциации высвобождается потенциальная энергия, переходящая в тепловую в количестве порядка $2 \cdot 10^{31}$ Дж, которой достаточно для дополнительного разогревания Земли на 2000—3000 °С, результатом которого явилось бы полное ее расплавление. Для проявления подобной дифференциации (за счет конвекции) требуется предварительное расплавление или размягчение вещества Земли, невероятность чего была показана ранее. Следует принимать во внимание также, что освобождающаяся потенциальная энергия опускающихся включений должна превращаться в тепло во всем теле Земли и не создавать преимущественного нагревания ядра по сравнению с оболочкой. Железное ядро, обедненное радиоактивными элементами, в дальнейшем не могло стать горячее нижней мантии. Это приводит к трудностям в объяснении магнитного поля Земли, которое обычно связывается с конвективными движениями в жидкой наружной части ядра [37]. На основании соответствующих расчетов Е. В. Артюшков в 1970 г. пришел к заключению о том, что преимущественно железный состав ядра* совместим с современным состоянием мантии, только если первичная Земля была сильно неоднородной. Но так как большинство исследователей в настоящее время принимают за основу своих построений модель первично гомогенной по составу и строению Земли, то они вынуждены искать какой-то иной материал ядра, обладающий повышенной плотностью (плотность пород внешнего ядра составляет 8—10 г/см³, а внутреннего — 10—12,5 г/см³).

Еще в 1939 г. В. Н. Лодочников, а затем в 1948 г. В. Рамзей высказали предположение о том, что ядро Земли не железное, а состоит из тех же пород, что и мантия, но находящихся в метал-

* Масса железа, содержащегося в настоящее время в ядре, составляет порядка 26% от массы Земли, что соответствует 10—15% содержания железа в первично гомогенной Земле.

лизированном состоянии за счет огромного давления, а следовательно, обладающих резко повышенной плотностью. Затем в 1949 г. В. Рамзей, опираясь на данные физики высоких давлений, установил, что при давлении $1,4 \cdot 10^{11}$ Па силикаты должны переходить в металлизированное состояние и условия на границе ядра Земли как раз соответствуют таковым, в результате чего происходит резкое изменение плотности горных пород. Это изменение является следствием фазового превращения их вещества под давлением, которое сопровождается изменением характера упаковки атомов, вызывающим, в свою очередь, двойное увеличение плотности пород и установление температуры порядка $10\,000^\circ\text{C}$ (температура плавления железа при таких давлениях должна составлять около $4000\text{--}5000^\circ\text{C}$).

Основываясь на этих представлениях*, С. В. Маева в 1967 г. показала, что ядро Земли, состоящее из металлизированных силикатов, к современному моменту может оказаться расплавленным**. При этом для концентрации тепловыделяющих элементов в ядре, соответствующей таковой в хондритах ($U=1,1 \cdot 10^{-8}$ г/г и $K=8 \cdot 10^{-4}$ г/г), частичное плавление наступает лишь при повышении начальной температуры вещества до 1000 K через 1,9 млрд. лет, а полное — до 1500 K — через 1,1 млрд. лет. Подобное повышение температуры, согласно расчетам И. С. Сафронова, может быть достигнуто за счет кинетической энергии падающих крупных тел на формирующуюся Землю, которая высвобождается на больших глубинах, не успевая в силу этого излучиться в пространство. Допускалось повышение температуры до $1000\text{--}1500\text{ K}$ и ее более или менее равномерное распределение от центра до глубин $500\text{--}600$ км от поверхности. Для рассматриваемой модели характерно возникновение теплового потока в направлении из мантии в ядро через его поверхность. Обратное же направление теплотока, как показала в 1967 г. С. В. Маева, будет иметь место в случае, если теплоемкость вещества ядра будет меньше таковой для мантии.

В последнее время получила популярность гипотеза формирования ядра Земли из металлизированных силикатов в результате гравитационной конвекции, которая исходит из того, что существование жидкого ядра, более плотного, чем мантия, означает, что происходит (или происходила) интенсивная дифференциация первичного вещества Земли и все вещества, более тяжелые, чем вещество внешнего ядра, должны тонуть в нем, а все вещества, более легкие, чем первичное вещество Земли, должны поднимать-

* Предполагалось, что ядро состоит из металлизированных силикатов, имеющих металлическую теплопроводность, не зависящую от температуры и давления и равную $0,42$ Дж/см·с·град; теплоемкость ядра — $0,838$ Дж/г·град (соответствует теплоемкости мантии), теплота плавления — 293 Дж/г при температуре, постоянной для данной глубины.

** При условии, что отток тепла из центра Земли был пренебрежимо мал и что температура в центре Земли возросла в 1,5 раза в результате сжатия вещества под давлением растущих снаружи слоев в соответствии с проведенными в 1955 г. расчетами Е. А. Любимовой.

ся во внешние слои. Однако, как следует из расчетов В. Н. Жаркова и В. А. Магницкого (1970 г.), процесс дифференциации вещества Земли может происходить лишь при наличии области, где происходит разделение вещества с разной плотностью. Дифференциация любой породы по плотности оказывается возможной только после ее эффективного разжижения. Это означает, что должно быть расплавлено примерно от нескольких десятков процентов до половины объема породы. При меньшей концентрации жидкости основная доля частиц лишена возможности двигаться в твердой среде, и скорость их движения в поле силы тяжести мала. Таким образом, и эта гипотеза не находит объяснения предварительному расплавлению вещества Земли, а только лишь декларирует его. Более того, в силу установленной твердой природы нижней мантии конвекция вещества через всю оболочку Земли идти не может.

Следует иметь в виду, что вычисления В. Рамзея, допускающие металлизацию силикатов, не подтверждены экспериментально и противоречат температурам, рассчитанным другими исследователями на границе ядра. Как показали в 1970 г. В. Н. Жарков и В. А. Магницкий, гипотеза металлизации силикатов не может быть принята по следующим причинам: а) в экспериментах с мощными ударными волнами большинство силикатов было сжато до давлений, намного превышающих давление на границе земного ядра ($1,4 \cdot 10^{21}$ Па), а соответствующий фазовый переход обнаружен не был; если даже этот переход «медленный», то все равно он должен был произойти, так как фактор, определяющий неравновесность $\Delta V \Delta p$ (ΔV — скачок объема, Δp — передавление), столь велик, что он практически «занулит» любое конечное время перехода; б) металлизация силикатов в условиях земного ядра не может сопровождаться уменьшением объема примерно в два раза, как того требуют геофизические данные; в) свойства железа (по лабораторным данным) очень близки к свойствам земного ядра (по геофизическим данным), что дает возможность предполагать существенно железный состав ядра с добавкой некоторых достаточно распространенных легких элементов (например, кремния).

Наконец, допущение столь значительных давлений на больших глубинах Земли (порядка $1,5 \cdot 10^{11}$ Па) геологически совершенно не обосновано, так как все расчеты об увеличении давления с глубиной основаны на гидростатическом законе, т. е. на предположении, что никаких боковых давлений не существует и что верхние слои давят на нижние своим полным весом. То, что это предположение не соответствует действительности, вытекает даже из факта существования сверхглубоких шахт и скважин и, в частности, Кольский сверхглубокой (эффект «свода»). Энергия связи в кристаллической решетке при относительно низких температурах достаточна для того, чтобы противостоять давлению со всех сторон в $n \cdot 10^{11}$ Па, на что в 1930 г. указали П. Н. Чирвинский и В. К. Черкас, согласно данным которых следует, что если отдель-

ные зоны Земли (геосферы) на большой глубине отвердели, то вообще не будет никакого градиента давления, а геосферы Земли в этом случае подобны стальным сферам*. К выводу об отсутствии сверхвысоких давлений в пределах, в частности, нижней мантии в 1968 г. пришли В. А. Магницкий, а в 1969 г.—и Ф. Ста-си. С определенностью можно говорить о гидростатическом давлении лишь в отношении внешнего ядра, поскольку оно находится в пластичном состоянии, но давление пластичного ядра на твердое внутреннее никак не может превысить $1,5 \cdot 10^{11}$ Па, в связи с чем гипотеза металлизированных силикатов не находит подтверждения и с этих позиций.

Б. Ю. Левин и Е. А. Любимова полагают, что фазовый переход на границе внешнего и внутреннего ядер обусловлен повышением плавления с давлением; однако этот механизм приемлем лишь при допущении внутри Земли температуры порядка 3000—5000 °С, что труднодопустимо, исходя из модели гомогенного состава прото-Земли. Подобный сверхадиабатический градиент, необходимый для объяснения пластичного (расплавленного) состояния вещества внешнего ядра, Я. И. Френкель, У. Эльзассер, Е. У. Буллард, С. К. Ранкорн и др. объясняли на основе предположения об увеличенной первоначальной концентрации радиоактивных тепловыделяющих элементов в веществе внешнего ядра по сравнению с нижней мантией. Нереальность подобного явления как с космохимических, так и с геохимических позиций была показана ранее.

Выход из создавшегося порочного круга, как отмечали В. Н. Жарков и В. А. Магницкий, был найден в модели металлического ядра с добавкой легких элементов, понижающих его плотность на 10—20 % по сравнению с плотностью никелистого железа в тех же условиях, в качестве которых Г. Мак-Дональдом, Л. Кнопфом и А. Рингвудом был предложен, в частности, кремний. При таком железо-никелевом ядре с содержанием кремния порядка 18 % температура верхних слоев ядра определялась В. А. Магницким (1965 г.) в 3500—4000 °С. Термодинамические расчеты, проведенные О. Л. Кусковым и Н. И. Хитаровым [16], подтвердили такую возможность. Эти исследователи предполагали два возможных варианта вхождения кремния в состав железо-никелевого ядра: 1) восстановление стишовита (SiO_2), входящего по гипотезе Бёрча—Магницкого в состав нижней мантии вместе с окислами FeO и MgO (со структурой NaCl), с последующим образованием железо-кремниевого сплава, который вследствие неустойчивого равновесия в гравитационном поле планеты опускается к центру, 2) современное взаимодействие ядра и мантии, в результате которого кремний экстрагируется из мантии и растворяется в материале ядра.

Однако имеется еще один вариант вхождения кремния в состав железо-никелевого ядра, а именно в составе железо-магнези-

* Это утверждение особо подчеркивал в 1968 г. Н. Е. Мартынов, хотя многие другие его представления вызывают серьезные возражения.

ального материала каменных и железо-каменных метеоритов, при- мешивавшегося к металлическому материалу железных метеори- тов. Подобный процесс проходил особенно интенсивно на послед- них стадиях аккреции внешнего ядра в зоне, примыкающей к ниж- ней мантии (каменные метеориты по составу отвечают составу нижней мантии). И что особенно важно, что проведенное термо- динамическое моделирование условий вхождения кремния в сос- таве магнезиальных и железо-магнезиальных минералов в желе- зо-никелистое ядро не противоречит возможности нахождения в нем этих силикатов и их составных частей ($MgSiO_3$, $FeSiO_3$). По- добный вариант вхождения кремния и отвечает модели полигенно- гетерогенной аккреции. Земли. При этом следует отметить, что характер формирования ядра не требует столь высоких темпера- тур (больше 3900 К при $p=10^8$ Па), поскольку плавление мате- риала ядра началось в процессе формирования Земли, когда дав- ления не достигали подобных величин. Таким образом, в незави- симости от генетического аспекта проблемы ядра подавляющее число исследователей считает, что состав ядра Земли в основном железный, при этом внутреннее ядро — твердое, а внешнее — пла- стичное, что достаточно надежно устанавливается результатами геофизических исследований К. Е. Буллена (1958, 1978 гг.), С. И. Субботина (1968 г.), Д. А. Андерсона (1975 г.) и др. О. Л. Кус- ков [17] приходит к выводу, что невозможно придумать такое сос- тояние вещества, когда бы ядро состояло из легких металлов или из кислородных соединений, как недопустимо и существование мантии из тяжелых металлов. Плотность ядра требует наличия в его составе металлов переходной группы, а среди последних наи- большее распространение имеет железо. Следовательно, внутрен- нее ядро Земли должно состоять практически из чистого железа.

О. Л. Кусков в 1974 г. рассчитал, что повышение температуры увеличивает растворимость никеля в железе, а повышение дав- ления снижает. При давлениях до $5 \cdot 10^{10}$ Па никель растворяется (до 25 молярных %) при всех температурах, а при давлении в $1,4 \cdot 10^{11}$ Па, которое предполагает О. Л. Кусков [17], никель мо- жет растворяться только при температурах, превышающих 2000 К. Допуская в ядре существование подобных условий, он приходит к заключению об устойчивости железо-никелевого сплава в пределах внешнего ядра. Что же касается внутреннего ядра, то там устой- чивость Fe-Ni сплава становится проблематичной, если справед- ливо общепринятое суждение о температурах ядра.

Однако, если допустить, что Fe-Ni сплав, так же как и троил- лит (FeS), существует во внутреннем ядре Земли со времени ее формирования как планеты и никогда не проходил стадии расплав- ления, то ограничения, накладываемые химической термодинами- кой, в данном случае не имеют никакой силы. Поэтому мы впра- ве считать, что внутреннее ядро состоит из железных метеоритов (см. табл. 21).

Расчеты показывают, что чисто железное внешнее ядро имело бы слишком высокую плотность и слишком низкую скорость зву-

ка по сравнению с наблюдаемыми геофизическими данными. Поэтому внешнее ядро должно содержать более легкий компонент в смеси с железом. О. Л. Кусков [17], полагает, что такими примесями могли бы быть кислород, углерод, сера и кремний.

При конструировании состава ядра авторы исходили из известного предположения, что состав железных метеоритов (см. табл. 21) должен в точности отвечать составу внутреннего ядра. Допустимы лишь небольшие примеси никеля и магнезиальных силикатов.

С внешним ядром дело обстоит сложнее. Теплопроводность железа настолько велика, что если бы не было какой-то теплоизолирующей прослойки между внутренним и внешним ядрами, то температура выравнилась бы уже через несколько десятков тысяч лет после образования ядра. Но этого мало. Необходимо, чтобы материал самого внешнего ядра обладал достаточной теплонасыщенностью, а это, учитывая его пластичное состояние, могут обеспечить только теплоизолирующие слои, которые, «остывая» на поверхностях раздела геосфер, препятствуют свободному переходу тепла пластичного ядра во внутреннее ядро, так же как и в нижнюю мантию. Что касается последней, то она сама по себе представляет прекрасный теплоизолятор.

Внутреннее ядро складывалось из первоначально холодных (по оценкам Э. Андерса, с температурой 170 К), металлических фрагментов. «Слипание» тел, обладавших близкими орбитальными скоростями, происходило достаточно медленно (см. рис. 8), гравитационной энергии почти не выделялось, а та, что приводила к повышению температуры (главным образом адиабатический эффект), успевала переизлучаться в пространство. И с тех пор внутреннее ядро оставалось твердым. По расчетам Л. Гроссмана, проведенным в 1975 г., при конденсации газа солнечного состава первый металлический сплав будет содержать (в молярных %): 15,1 Ni, 0,76 Co, 0,35 Cr и 83,8 Fe. По мере уменьшения температуры уменьшается отношение Ni/Fe, доходя при 1350°К до 0,06. Конечно, такого содержания Co и Cr в железных метеоритах, как это следует из конденсационной теории (кобальта несколько меньше, а хром практически отсутствует), нет.

Формирование внешнего ядра происходило во все нарастающем темпе. И если первые порции аккрецируемого вещества, граничащего с внутренним ядром (примерно первые 500 км), еще не вызывали существенного нагрева, то затем гравитационная потенциальная энергия начала повышать температуру нарастающих слоев очень интенсивно, что привело к их расплавлению (см. рис. 8). Ж. Гогель в 1969 г. указывал, что за счет теплопроводности никакая теплота из недр Земли с глубины более 400 км не могла бы достичь ее поверхности за 4,5 млрд. лет существования планеты. Поскольку трудно себе представить геологические процессы, в том числе существенную конвекцию, на тех глубинах, где располагаются внешнее и внутреннее ядра, то слоя в 500 км, в состав которого входят, например, силикаты, окажется совер-

шенно достаточно, чтобы температура внутреннего и внешнего ядер не успела бы выравняться до настоящего времени. О существовании такой границы свидетельствует наличие переходной зоны (на глубине 4980—5100 км) между внешним и внутренним ядрами (см. табл. 24). Состав переходной зоны может существенно не отличаться от состава, например, нижней мантии. На переходный слой пластичное ядро давит своей массой по всем законам гидродинамики. Поэтому именно в этом слое могут быть реализованы те фазовые превращения, которые часто приписывались породам, слагающим и не столь глубокие зоны Земли.

Каков же должен быть состав внешнего ядра, чтобы отвечать тем граничным условиям, о которых упоминалось выше? О. Л. Кусков [17] рассматривает несколько схем образования ядра, удовлетворяющего геофизическим требованиям в отношении плотности и скорости прохождения сейсмических волн, и отклоняет следующие гипотезы:

1) металлизация низкоокисных соединений железа типа Fe_2O , Fe_3O , поскольку наличие таковых не доказано;

2) фазовый переход в FeO (переход из структуры $NaCl$ в структуру $CsCl$), поскольку это связано с уменьшением объема (на 20 %) и значительным увеличением модуля сжатия, что также не согласуется с экспериментальными данными;

3) смесь металла с FeO — если бы внешнее ядро состояло из смеси металлического железа с FeO , то наличие кислорода неминуемо привело бы к расслоению расплава (разница плотностей двух жидкостей Fe и FeO), что противоречит в целом гомогенному состоянию внешнего ядра;

4) внешнее ядро — смесь — Fe , K и S — вхождение калия противоречит данным о смешиваемости K_2S и Fe ; в каменных метеоритах и сульфидной фазе хондрита Альенде также не найден калий; значит, калий в ядре в существенных количествах быть не может. Сера прекрасно растворяется в железе, образуя FeS (в метеоритах троилит). Д. Кинг и Т. Арнс в 1973 г. установили, что массовое содержание смеси $Fe+FeS$ (до 10—12 % \dot{S}) удовлетворяет значению плотности на границе ядро — мантия. О. Л. Кусков полагает, что в рамках гипотезы гетерогенной аккреции вхождение серы в ядро вполне возможно, а в случае гипотезы гомогенной аккреции весьма проблематично;

5) смесь углерода с железом не может представлять собой состав внешнего ядра, так как если взять необходимое количество углерода (до 20 %), исходя из наблюдаемой плотности, то при давлении, имеющем место в пластичном ядре, углерод будет превращаться в алмаз и создавать собственную фазу. А небольшое количество углерода не даст того эффекта, который необходим для соответствия геофизическим данным.

В конечном итоге О. Л. Кусков приходит к выводу, что состав внешнего ядра согласуется с химическими и физическими свойствами системы $F-Ni-Si$. При этом массовое содержание Si должно составлять 10—15 %. Учитывая, что внутреннее ядро состо-

ит из железо-никелевого сплава, границу между внешним и внутренним ядрами следует рассматривать как химическую, аналогично границе внешнее ядро — мантия.

Эта концепция, обоснованная с позиций химической термодинамики, фактически совпадает с моделью состава внешнего ядра, исходя из положений гипотезы полигенно-гетерогенной аккреции, — из смеси железа с силикатами [46]. Довольно трудно рассчитать в зависимости от РТ-условий поведение трех компонентов в смеси и практически невозможно это сделать для значительно большего их числа, особенно если это геохимически разнородные элементы. Поэтому утверждение о несостоятельности железо-кислородного или железо-углеродного ядра не означает, что в присутствии кремния эти элементы не могут составить определенную долю в общей массе ядра. Естественно, что для углерода вероятность вхождения в состав ядра, по-видимому, меньшая, чем для кремния, хотя бы потому, что он является гораздо более легким элементом. То, что кислород, железо, магний, алюминий могут быть геохимически тесно связаны между собой, следует из наличия железо-магнезиальных силикатов и минералов, включающих в свой состав железо и алюминий и входящих в том числе и в железо-каменные метеориты.

Изложенные соображения позволяют конструировать состав внешнего ядра при приемлемых РТ-условиях и с учетом ограничений, накладываемых геофизическими данными, а также космохимическими и геохимическими закономерностями поведения элементов и их соединений.

В табл. 26 приведены составы внутреннего и внешнего ядер для главных элементов, которые были рассчитаны на основе изложенных принципов. Внутреннее ядро по составу отвечает среднему значению из данных по составу 28 железных метеоритов, отражая реальное соотношение между существующими их группами: октаэдритов, гексаэдритов и атакситов. Примеси в железных метеоритах редко превышают в сумме 2 %, входя в состав таких ми-

Таблица 26

Состав внутреннего и внешнего ядер (%)

Элемент	Ядро		Элемент	Ядро	
	внутреннее	внешнее		внутреннее	внешнее
Fe	90,20	77,24	Ca	≤ 0,01	0,39
Ni	9,04	5,80	Co	0,54	0,22
O	≤ 0,01	8,67	S	0,01	0,75
Si	≤ 0,01	4,14	P	0,19	≤ 0,1
Mg	≤ 0,01	2,20	C	0,01	≤ 0,1
Al	≤ 0,01	0,51	Cr	≤ 0,01	0,1

Примечание. Железо ядра представлено на 61% металлом железных метеоритов, на 9% — металлом хондритов, на 7% — FeO хондритов и на 1% — трояллитом хондритов.

нералов, как троилит, когенит, шрейберзит, графит и добреелит. Во внешнем ядре ведущими элементами также являются железо и никель, однако они в значительной степени «разбавлены» кремнием, серой и кислородом. Так, массовое содержание состава внешнего ядра в пересчете на химические компоненты будет представлено (в %): Fe_M —69,80, Ni_M —5,80, SiO_2 —8,87, MgO —3,68, FeO —8,27, CaO —0,54, Al_2O_3 —0,98, FeS —2,06.

А. П. Виноградов [9] при обосновании изначального образования металлических ядер планет указывал на характерную повышенную (в тысячи раз) для металлического метеоритного железа по сравнению с силикатной фазой концентрацию определенного набора элементов-примесей, в частности таких, как Ni, платиноиды, Co, Au, Mo, Ga, Ge и др. (15—20 элементов). Эта закономерность свойственна как металлическому сплаву железных метеоритов, так и металлической фазе каменных метеоритов, что свидетельствует в пользу идентичности их происхождения. При этом, хотя в железе и способны растворяться многие химические элементы, в метеоритном железе повышенной концентрации характеризуется ограниченный набор указанных выше элементов-примесей. Эту особенность метеоритного железа А. П. Виноградов объясняет зависимостью окисления элемента от парциального давления кислорода при H_2O/H_2 в протопланетном облаке. Например, такие элементы, как Ti, V, Mn, Cr и др., легко окисляющиеся уже при малом парциальном давлении кислорода, не входили в Fe-Ni сплав, а Ga, Ge и др., окисляющиеся при давлении кислорода, более высоком, чем необходимо для окисления металлического железа до FeO, концентрировались в металлическом сплаве железа. Все это свидетельствует о том, что Fe-Ni сплав конденсировался непосредственно из протопланетного облака, растворяя при этом в своих парах или жидкости определенные сидерофильные элементы.

В. Латимер установил, что железо-никелевые частицы кроме самой быстрой конденсации имели также и явное преимущество в отношении своего роста, вплоть до образования зародышей планет (ныне их металлических ядер). При высоких температурах капли железа легко сливались между собой, а при более низких — слипались за счет неупругих столкновений. Как показал в 1952 г. Х. Юри, при температуре ниже точки Кюри (1043 К для Fe и 598 К для FeS) частицы железа и троилита могли легко намагничиваться в магнитном поле молодого Солнца и в дальнейшем объединялись силами магнитного притяжения; последний процесс, специфический только для намагниченных частиц, выгодно отличает скорость «слипания» металла от силиката. При этом, в соответствии с данными П. Гарриса и Д. Тозера (1967 г.), эффективное сечение захвата взаимно намагниченных частиц в $2 \cdot 10^4$ раза больше их истинного сечения.

Изложенные данные с большой долей вероятности позволяют принять в качестве достоверного такой состав внутреннего ядра Земли, который отвечает железо-никелевому сплаву, отождествля-

емому с железными метеоритами, исходя из положения о захвате железо-никелевыми метеоритами при их «слипании» фрагментов более высокотемпературных конденсатов, успевших агрегатироваться ко времени начала конденсации металла. Из табл. 1 и рис. 5, 10 можно видеть, что таковыми могут быть все конденсаты, более высокотемпературные, чем железо. Именно эти конденсаты могли входить в качестве составных частей железо-никелевой матрицы. Пример тому — существование железо-каменных метеоритов. Однако при аккреции Земли, когда она уже приняла массу, достаточную для захвата более мелких тел или с большими, чем раньше, орбитальными скоростями и когда металлической фазы в чистом виде в гравитационной зоне Земли становилось все меньше и меньше, повысился удельный вес каменного материала. Этот каменный материал был в значительной степени реликтовым.

Из табл. 1 мы видим, что такие минералы, как корунд, перовскит, мелилит, галенит, окерманит, шпинель, диопсид и форстерит, вполне могли принять участие в формировании внешнего ядра, по крайней мере с большей вероятностью, чем минералы, конденсирующиеся при температурах ниже 1400 К. Учитывая, что внешнее ядро по составу должно отличаться от внутреннего, чтобы обеспечить необходимые геофизические параметры, мы вправе ожидать конденсирования такого состава из довольно ограниченного числа соединений (см. табл. 1 и рис. 5 и 10). Нас интересуют прежде всего алюмо- и магнезиальные силикаты: мелилит, геленит, окерманит, шпинель и мервинит, пироксены, оливин, диопсид и форстерит. Если их сумма внесет в состав металлической матрицы внешнего ядра массового содержания около 10 % кремния, что по расчетам О. Л. Кускова достаточно для обеспечения необходимых геофизических характеристик, то будут добавлены и соответствующие количества кислорода, магния, алюминия и кальция в виде ферросиликатов, таких, как пироксены — $(Mg, Fe) SiO_3$, $(Ca, Mg, Fe)_2 Si_2O_6$ и оливины — $(Mg, Fe)_2 SiO_4$, что с точки зрения конструирования состава железо-кислородного внешнего ядра гораздо предпочтительнее одного кремния. Если предположить, что практически весь первоначальный кремний входил в состав ферромагнезиальных силикатов, то легко рассчитать отношение кремния ко всем сопутствующим ему элементам. Установлено, что на 1 г кремния приходится 5—6 г Ca, Mg, Fe, O. Учитывая, что железо входит в общий баланс и его можно вычесть, тогда окажется, что на 1 г кремния приходится ~3 г Mg, Ca и O. Вес отношения Si к этим элементам лежит в пределах соответственно 0,5—1; 0,7 и 0,4—0,6. Как видим, соотношение, не очень выгодное для образования сплава Fe—Si, но, по-видимому, достаточное для получения необходимых геофизических параметров внешнего ядра. 10 %-ное содержание кремния во внешнем ядре повлечет за собой 30 %-ное содержание суммы Mg, Ca и O. Тогда на кремний, магний, кальций и кислород придется содержания около 16 % внешнего ядра, а около 84 % остается на железо, никель, серу и ничтожные примеси других элементов. Количество серы можно определить по

аналогии с ее распространенностью в железных и каменных метеоритах. В сумме это составит около 1 % от всей массы ядра.

Силикаты, по-видимому, образовали зону разуплотнения между внешним ядром и нижней мантией. Получившийся первоначальный состав внешнего ядра очень близок к составу металлических сферул, постоянно выпадающих из космоса на Землю. В них содержание в среднем 60—70 % Fe, 3—4 % Ni, до 1 % Si, до 3 % в сумме S, P, Ca, Cr, Co и других примесей, остальные 20—30 % приходится на кислород. В отдельных случаях содержание Si и Al поднимается до 2,7 %, а Ca — до 1 %. Мы далеки от мысли, что поступающие в настоящее время на Землю космические магнетитовые шарики (а магнетитовыми они стали, по-видимому, при прохождении атмосферы и пребывании в осадках гидросферы) представляют собой материал пластичного ядра какой-то «развалившейся» планеты. Нас интересует другое, а именно: раз есть космические шарики такого состава, значит, природа может «производить» подобные сплавы, а следовательно, и рассчитанный первоначальный состав пластичного ядра не столь уж фантастичен и может отвечать действительности.

При этом содержание железа во внешнем ядре складывалось из металла, поступавшего как в виде отдельных железных тел, так и вместе с каменными телами, в которых содержание металлического железа достигает 10—20 % (обычные хондриты). Правда, при этом снижается содержание ферросиликатов согласно закону Крайора: чем меньше в хондритах металлических включений, тем эти включения богаче никелем и тем богаче железом железо-магнезиальные силикаты. Содержание 61—77 % железа во внешнем ядре, таким образом, складывается из металла железных метеоритов (~61 %), металла хондритов (~9 %), FeO ферросиликатов хондритов (~7 %) и 1 % железа троилита. В этом случае на долю Si, Mg, Al, O, Ca, Cr приходится остальные 16 % вещества внешнего ядра. Хондриты в основном состоят из орто- и клинопироксенов и оливина, в которых отношение железа к общей массе лежит в пределах 25—44 %.

Плотность подобного состава внешнего ядра (см. табл. 26) около 6,34 г/см³, что соответствует расчетным данным Ф. Берча (1952 г.) о плотности внешнего ядра, приведенного к нормальному давлению и составляющего $6,4 \pm 0,5$ г/см³. Эта плотность близка к той, которую получили в 1970 г. В. Марти и Г. Холл для состава ядра с содержанием в нем серы 14 %.

Предполагаемая вещественно-генетическая модель ядра объясняет и наличие внутренних неоднородностей, в частности резкое изменение его плотностных свойств, выявленное Ф. Прессом на глубине около 3500 и 3850—3900 км [27]. Возможно, на этих глубинах имеет место смена (снизу вверх) вещества существенно железо-метеоритной природы на материал, представленный преимущественно железо-каменными метеоритами и затем в значительной степени обогащенный каменным материалом.

Модель внешнего ядра, сформированного на ранней стадии аккреции, в лучшей степени объясняет и такое явление, как магнитное поле Земли, и существование во времени неустойчивых режимов магнитного поля, т. е. частых инверсий его знака, с изменением тектонической деятельности на Земле, что связано с изменением характера распределения и интенсивности тепловых потоков. Поле одного знака существовало десятки миллионов лет в позднем карбоне и перми, частично юре и мелу; плиоцен, поздняя пермь и ранний триас характеризовались равномерным чередованием прямого и обратного полей, каждое из которых существовало около 1 млн. лет; были эпохи, когда магнитное поле меняло знак каждые 100 000 лет, при этом в каждом таком промежутке времени отмечались значительные возмущения и кратковременные изменения полярности.

Сам факт существования магнитного поля, а также асимметрия его по направлению и напряженности указывают на движения* в ядре и их асимметричный характер, имеющий постоянно действующую причину возникновения как самих движений, так и их асимметричности. Они проявлялись столько времени, сколько существует магнитное поле Земли, т. е., согласно палеомагнитным данным Г. Н. Петровой и А. Н. Храмова, не меньше 1000 млн. лет. Такой причиной несимметричности движений в ядре может быть асимметрия самого ядра, на которую указывают и сами геомагнитные явления ядра Земли. А подобная асимметрия ядра наиболее просто может быть объяснена с позиций модели полихронно-гетерогенной аккреции.

В течение нескольких десятилетий (с момента предложения Я. И. Френкелем в 1947 г. модели земного динамо) считалось, что движения вещества в ядре Земли осуществляются путем тепловой конвекции. Однако К. И. Брагинским в 1967 г. было доказано, что при всей своей физической безупречности тепловой механизм конвекции не выдерживает количественной оценки. Им была предложена модель теплогравитационной конвекции, являющаяся на сегодняшний день одной из наиболее состоятельных. Согласно этой модели в пределах внешнего ядра существует критический уровень, где происходит распад железо-силикатных твердых растворов с опусканием железистого компонента на твердое железное ядро и с подъемом силикатного компонента к границе ядра с мантией. На границе ядра и мантии образуются новые твердые железо-силикатные растворы как результат взаимодействия этого силикатного компонента с железом, осаживающимся из мантии. Таким образом, в результате этого процесса происходит возрастание твердого (внутреннего) железного ядра при относительном постоянстве железо-силикатного состава внешнего пластичного ядра за счет притока железа из нижней мантии.

Исследование «вековых» вариаций направления главного магнитного поля Земли показало, что они являются нормой его сос-

* В настоящее время предложены три различные модели движения в ядре Земли.

тояния (а не отклонением от нормы) с главным периодом порядка 600 лет*, хотя тем не менее имеются периоды как порядка 1000 лет, так и 350 лет и даже более короткие. Эти «вековые» вариации, так же как и более короткие возмущения направления магнитного поля («шумы»), связываются с указанными процессами на границе жидкого ядра и мантии. В результате палеомагнитных исследований было установлено, что за последние 1000 млн. лет величины напряженности магнитного поля Земли и его магнитного момента в целом оставались на уровне одного порядка. Имеющие место их изменения в различные геологические эпохи не закономерны, так же как отсутствует какая-либо систематичность в частоте инверсии магнитного поля Земли и в продолжительности существования поля одного знака. Результаты этих исследований позволили в 1970 г. Г. Н. Петровой и А. Н. Храмову прийти к выводу, что за последние 1000 млн. лет внутреннее ядро могло увеличиться за счет осаждения железа не более чем на 10 %.

В то же время на основании установленного западного направления дрейфа магнитного поля со скоростью порядка $0,23^\circ$ в год сделан вывод об отставании скорости вращения ядра от таковой мантии под воздействием электромагнитного торможения ядра со стороны последней, а не под влиянием тормозящего действия приливов, как считалось ранее. Однако Г. Барта в 1964 г. на основании предположения неоаксиальности твердого ядра по отношению к жидкому приходит к заключению о неустойчивости такого твердого неоаксиального вращающегося ядра и возникновении гравитационных, приливных и тепловых вековых изменений в процессе достижения им устойчивого состояния.

Предлагаемая модель формирования Земли и ее ядра позволяет допустить, что при плавлении вещества внешнего ядра (см. табл. 26) плотность его снижается примерно на 5 % [27]. Известно, что образование железо-кремниевых сплавов, так же как и железа с углеродом и серой, ведет к понижению их плотности. Возможно, подобное явление имело место на определенной стадии развития внешнего ядра, приводя, как следствие, к образованию мощного магнитного поля Земли, например, по механизму динамо Э. Буллара [27]. В этом случае нет необходимости для образования геомагнитного динамо обращаться к флуктуациям при распределении вихрей жидкого ядра, предложенным в 1969 г. Е. Паркером, ибо динамо будет осуществляться процессом «прокручивания» ядра (с его неоднородностями как по вертикали, так и по горизонтали, что допускается моделью его полихронно-гетерогенной акреции). Более того, можно предположить, что частичное расплавление металла на стадии продолжавшейся аккре-

* В последнее время установлены вариации магнитного момента с первым (главным) периодом порядка 7000 лет и вторым около 1000 лет (величина его составляет 0,5—1,5 современного значения магнитного поля). Напряженность древнего магнитного поля составляет для различных эпох 0,2—1,2 от современного его значения. Однако для докембрия напряженность магнитного поля превышала современную не менее чем в два раза.

ции нижней мантии (см. рис. 8) происходило в условиях литостатического давления, которое было намного меньше современного (возможно, даже меньше $5 \cdot 10^{10}$ Па). По-видимому, разогревание внутреннего ядра под воздействием теплоты внешнего приводило к постепенному, но закономерному увеличению его объема. Это заключение подтверждается, в частности, данными Д. Л. Андерсона о выявляемых и другими исследователями во внутреннем ядре неоднородностях [27], которые находят объяснение в проплавлении его вещества. Такое явление неизбежно в силу высокой теплопроводности железо-никелевого сплава. И только принятие допущения о существовании переходной зоны, обогащенной изначально силикатным материалом, поможет понять, почему внутреннее ядро до сих пор не перешло в пластичное состояние. Однако неизбежное повышение его температуры (см. рис. 20, в) должно приводить к расширению и внутреннего ядра и, как следствие, к общему повышению объема всего ядра в целом. А это явление, совершающееся постепенно, но неуклонно, должно было приводить к уменьшению скорости «проскальзывания» ядра относительно нижней мантии в процессе постоянно действующих центробежных сил вращения Земли. Исходя из механизма геомагнитного динамо, это должно приводить к ослаблению общего магнитного поля Земли, что и имеет место в ее истории.

Из рис. 20 и 21 следует также, что термическая эволюция ядра Земли, обусловленная моделью полихронно-гетерогенной аккреции Земли, принципиально отличается от принятых представлений. Также по-иному может рассматриваться и литостатический режим внутренних сфер Земли. Давление на периферии внешнего ядра должно соответствовать давлению в нижней мантии, принимаемому постоянным (порядка $5 \cdot 10^{10}$ Па), и только далее распределяться согласно законам гидростатики, оставаясь в целом для ядра ниже давления адиабатического сжатия примерно на $5 \cdot 10^{10}$ Па. При этом первоначальное распределение давления отличалось от современного, которое во внутреннем ядре вначале могло быть порядка $2,2 \cdot 10^{11}$ Па, и лишь по мере его нагревания (и, возможно, частично проплавления) давление повышалось под действием $p_{\text{л}}$ внешнего ядра (см. рис. 20 д).

Правильность рассчитанного состава внешнего ядра подтверждается и близостью его к составу, моделируемому из соотношений доли падения железных и железо-каменных метеоритов (см. табл. 25) при допущении дополнительно 1—2 %-ного содержания каменных метеоритов, скорее всего хондритов (см. рис. 16), неизбежно в каком-то количестве захватывавшихся ядром в процессе его аккреции.

НИЖНЯЯ МАНТИЯ ЗЕМЛИ

Нижняя мантия, находящаяся на глубине от 900—1000 до 2900 км (см. рис. 2, табл. 25), согласно последним геофизическим данным В. Н. Жаркова и В. А. Магницкого (1970 г.), Ф. Пресса

(1975 г.), К. Буллена (1978 г.) и др., сложена веществом в твердом состоянии, плотность которого возрастает с глубиной. Однако данные о распространении волн от землетрясений позволили в 1970 г. Л. П. Виннику и А. В. Николаеву установить в ее пределах значительные области неоднородностей. Сейсмические исследования, проведенные Л. П. Винником и Г. Г. Дашковой, указывают также на существование неоднородности в плотности пород нижней мантии и в области ее перехода к ядру (см. рис. 3, слой D''), которая на основании определенных геофизических параметров может интерпретироваться как область разуплотнения вещества. В пользу подобной неоднородности нижней мантии говорят и результаты исследований Г. Н. Петровой и А. Н. Храмова вековых вариаций направления магнитного поля Земли. Результаты моделирования РТ-условий мантии провели С. Ванга и других исследователей также к необходимости признания изменений в ее химическом составе на глубину (по крайней мере изменения в содержании железа).

Состав нижней мантии на основе сопоставления данных о строении Земли с составом метеоритов предполагается близким к составу хондритов [8]. На основании «закона соответственных состояний», экспериментальных данных о физических параметрах вещества нижней мантии (например, модуля сжатия — K) и результатов исследования вещества при высоких давлениях установлено, что нижняя мантия, по-видимому, состоит из плотноупакованных минералов типа шпинели, гранатов, периклаза, корунда [27, 30]. Для вещества верхней части нижней мантии — на глубине порядка 1200 км рассчитанная средняя атомная масса (m) составляет 21,9, у ее подошвы — 23,1, а в среднем по слою D — 22,5. Это хорошо согласуется как с результатами сейсмологических исследований, так и с соответствующими данными по минералогии: для силикатной фазы хондритов m составляет 21,8, для перидотитов — 21,6, для дунита — 21,5, а для эклогита — 22,1. Незначительный прирост средней атомной массы ($\Delta m = 1,2$) свидетельствует об увеличении плотности в нижней мантии с глубиной на величину порядка $0,14 \text{ г/см}^3$, а близость рассчитанных значений m к средней атомной массе хондритов и эклогитов противоречит представлениям о сверхвысоких давлениях в нижней мантии. В. А. Магницким в 1968 г. с учетом наблюдаемого замедления вращения Земли была оценена вязкость нижней мантии. Полученное значение вязкости нижней мантии в $10 \text{ Па}\cdot\text{с}$ позволяет рассматривать нижнюю мантию как упругое тело, что согласуется и с данными сейсмологии о том, что модуль твердости мантии Земли везде очень велик (не меньше, чем у лучших сортов легированной стали).

В то же время А. Е. Рингвуд — сторонник изначально гомогенной Земли — разработал модель фазовых переходов в условиях сверхвысоких давлений, согласно которой изменение плотности с глубиной объясняется структурными превращениями минеральных составляющих нижней мантии без изменения химического

состава. Однако и он вынужден писать: «Плотность минеральной ассоциации, представленной в нижней мантии, возможно, на 2—5 % выше по сравнению с изохимической смесью окислов пиролитового состава. В принципе это приращение плотности может быть обусловлено появлением дополнительных фазовых переходов в небольшом масштабе на глубинах более 800 км или увеличением содержания железа с глубиной, либо комбинацией этих факторов. Имеющиеся данные, полученные на нескольких направлениях исследований, пока не являются окончательно доказательными...» [30, с. 487]. И несмотря на это, он все же принимает модель фазовых превращений, указывая, что «...в настоящее время отсутствуют серьезные основания для утверждения, что средний атомный вес нижней мантии выше, чем верхней, или что величина отношения MgO/FeO для нижней мантии меньше, чем для верхней» [30, с. 487], что противоречит изложенным выше данным, в том числе глубинному моделированию Ф. Пресса [27]. Следовательно, не отрицая возможных фазовых превращений, мы не можем обойти те фактические данные об изменении химического состава с глубиной и отсутствии сверхадиабатических давлений в нижней мантии, которые А. Е. Рингвуд попросту не рассматривает. Тем более, что модель А. Е. Рингвуда требует таких высоких давлений, реальность которых в нижней мантии сомнительна (см. рис. 20).

Между кровлей и основанием нижней мантии Е. А. Любимовой предполагается адиабатическая разность температур в пределах порядка 1500—2200 °С. По расчетам Дж. Ферхугена (1955 г.), основанным на теории твердого состояния вещества и сейсмических данных, температура на границе ядра не должна превышать 2500 °С (см. рис. 21), а С. Ванга (1972 г.) — не больше 2700 °С (адиабатическая модель). Однако по расчетам В. А. Магницкого (1968 г.), температура в верхней части нижней мантии нарастает быстрее, чем по адиабатическому закону; значительный сверхадиабатический градиент порядка $1^\circ\text{C}/\text{км}$ ($dT/dp = (2,5-3,6) \times 10^{-8}$ град/Па) предполагается им и для нижней мантии в целом. Таким образом, в противовес адиабатической модели распределения температуры в пределах нижней мантии (1500—2200 °С) представления о сверхадиабатическом градиенте предполагают наличие разности температур между кровлей и основанием нижней мантии в пределах порядка 1500—3500 °С. Другие температурные модели показаны на рис. 20 и 21. Большинство из них исходят из адиабатического или даже сверхадиабатического распределения давлений в теле нижней мантии (поскольку все они исходят из первично гомогенной модели Земли, требующей ее охлаждения от ядра к коре). Это и определяет при всех равных условиях столь высокие градиенты температур, неизбежно полученные в этих моделях. На рис. 20 в приведены начальные и конечные распределения температур в нижней мантии, исходящие из ее первично относительно холодных температур (см. рис. 8) и с учетом последующего воздействия на нее температурного режима ядра и мантии. Таким образом, модели гомогенной Земли требуют допущения

в ее недрах таких температур и давлений, которые плохо увязываются между собой и с результатами геофизических наблюдений. В то же время они не могут объяснить и выявляемой неоднородности в составе нижней мантии, в частности в изменении ее вещественного состава, и поэтому попросту исключают сам факт их существования. В табл. 27 приведен модельный состав мантии по разным исследователям, а в конце ее (I—IV) — модельный состав нижней мантии, рассчитанный авторами на основе космогеохимических предпосылок. Нижняя мантия, хотя в ее название и не введена приставка «прото» из-за предполагаемого почти полного отсутствия изменения в процессе геологической эволюции Земли (не считая переходной зоны к внешнему ядру), является, как и внутреннее ядро, наиболее консервативным носителем ее догеологической истории.

Как указывалось ранее, моделирование ее состава наиболее правильно может быть осуществлено, исходя из полигенно-гетерогенной аккреции вещества в протопланетном облаке по принципу гравитационного фракционирования (см. рис. 6, 8, 16, 20). В табл. 25 отражен ее общий химический состав, вычисленный на основе указанных принципов. В табл. 28 приведены данные расчета состава рассматриваемых геосфер в виртуальных метеоритных компонентах (ВМК). В основу ВМК положены статистически значимые данные о содержании химических элементов в соответствующих типах метеоритов, приведенные в табл. 21. Последовательность консолидации геосфер обусловлена фракционной дифференциацией метеоритного вещества в протопланетном облаке в соответствии с данными табл. 29 и рис. 16. Распределение вещества каждого из метеоритных типов осуществлялось на основе данных о перекрытии объемных плотностей (d_v , см. рис. 16). Расчет объема массы соответствующего метеоритного вещества осуществлялся на основе среднего значения плотности геосфер (ρ , см. табл. 24), отвечающих каждому из рассматриваемых слоев. Выявилось достаточно закономерное дискретное распределение метеоритного вещества. В соответствии с преобладанием массы того или иного ВМК слою придавалось значение в определенных индексах ВМК. В пределах нижней мантии проявилось четкое распределение ВМК. Бронзитовые хондриты в виде слоя Н — в 1363 км сменяются маломощными «слоями» энстатитовых хондритов (слой L_E , см. табл. 29, рис. 16), которые сменяются гиперстеновыми хондритами с промежуточным слоем L_v (см. табл. 28). Логично было бы границу нижней протомантии проводить по подошве этого слоя. Однако данные геофизических исследований Ф. Пресса свидетельствуют о наличии изменения физических свойств на границе 1000 км, которые интерпретируются как повышение содержания железа [27] и дают основание эту границу проводить выше: именно с этой границей связывается изменение состава за счет вхождения в него вещества взрыва Сверхновой (см. табл. 23, рис. 8). Поэтому к нижней протомантии отнесен слой гиперстен-хондритового состава под индексом L_v .

Химический состав мантии (%)

Элемент	Верхняя мантия									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
FeO	7,23	6,22	6,07	6,40	8,05	7,49	7,18	8,57	5,93	9,79
O	44,96	44,27	46,03	44,03	43,29	43,88	44,00	43,47	44,83	43,17
Si	23,15	21,00	20,58	20,66	19,22	21,08	20,03	21,27	22,53	20,11
Mg	24,66	23,40	23,40	24,91	27,94	22,13	21,53	20,14	19,48	21,11
Ni	—	0,20	0,21	0,16	0,35	0,16	—	—	—	—
Ca	—	2,32	1,79	1,72	0,12	1,64	3,12	2,89	2,29	2,19
Al	—	1,85	1,69	1,43	0,30	2,17	3,70	2,20	3,23	2,30
Cr	—	0,28	0,29	0,21	0,24	0,21	0,12	—	0,21	0,21
Na	—	0,21	0,38	0,19	0,17	0,45	0,33	0,45	1,63	0,48
Ti	—	0,054	0,124	0,06	0,05	0,30	0,20	0,22	0,20	0,36
Co	—	—	0,012	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	0,085	0,10	0,12	0,12	0,15	0,11	0,12	—	0,14
K	—	0,029	0,056	0,017	0,025	0,017	0,025	0,066	0,06	0,083
Сумма	100	99,92	100,73	99,91	99,88	99,68	100,32	99,40	100,39	99,94

1 — по Д. Андерсону (1975 г.); 2 — по Р. Хатчиссону (1974 г.); 3 — под континентами, по Б. Лутцу (1975 г.); 4 — «нейстошенная» гранат-лерцолитовая, по Р. Гarrisу и др. (1967 г.); 5 — «нейстошенная», по Р. Гarrisу и др. (1967 г.); 6 — без летучих, по Г. Нихер, по Х. Кино и К. Аоки (1970 г.); 7 — под Нью-Мексико, по Картеру и др. (1970 г.); 8 — под Драйзер-Вайхер, по Т. Врайту (1972 г.); 9 — под Колорадо, по М. и Р. Вильноен (1969 г.); 10 — под Гавайями, по Т. Врайту (1972 г.); 11 — под Гавайями с учетом дезингеррированных ксенолитов, соответственно континентальная и океаническая по В. А. Кутолину и Л. В. Агафонову (1978 г.); 12 — под складчатыми образованиями Сибирской платформы, по Глазунову (1973 г.); 13 — по Д. Андерсону (1975 г.); 14 — под складчатыми образованиями Сибирской платформы, по Глазунову (1973 г.); 15 — по Д. Андерсону (1975 г.); 16 — пиролитовая, по Дж. Грину и А. Рингвуду (1967 г.); 17 — пиролитовая из 83% гарцбургита и 17% толеита, по А. Рингвуду (1975 г.); 18 — средний состав пиролитовой мантии, по А. Рингвуду (1981 г.); 19 — 22 — пиролитовые модели мантии [30] из расчета составов: океанического толеита КД-11 (19), 67% оливина и 33% ромбического пироксена (20), 17% КД-11 и 87% гарцбургита (21); 22—25 — по Л. В. Дмитриеву (1969 г.) из расчета составов: 0,909 гарцбургита по Дэли и 0,091 толеита по Ноккольдс (22), 0,83% гарцбургита и 0,17% толеита (23), 0,83% гарцбургита и 0,17% высокоглиноземистых базальтов Индоокеанского хребта (24), 0,83% гарцбургита и 0,17% высокоглиноземистого базальта (25); 26 — мантия и кора, по Дж. Моргану и Э. Андерсу (1980 г.). I — IV — по В. А. Руднику и Э. В. Соболевичу (1982 г.); I — мантия в целом; II — верхняя, III — средняя, IV — нижняя (а — без исправления за избыток кислорода, б — с исправлением за избыток кислорода, в — с поправкой на дефицит калия).

Элемент	Верхняя мантия				Нижняя мантия	Мантия в целом			
	11	12	13	14		15	16	17	18
Fe	7,62	6,01	6,85	6,77	16,33	6,35	6,33	6,08	6,56
O	42,83	44,42	43,88	43,61	43,07	44,08	44,22	43,23	44,42
Si	21,22	22,25	22,16	20,52	23,8	21,11	21,55	22,16	23,51
Mg	16,09	19,12	14,78	23,21	16,8	22,60	22,68	22,98	5,01
Ni	—	—	—	—	—	0,16	—	0,16	—
Cu	5,90	4,57	6,58	1,97	—	2,20	2,23	2,22	8,79
Al	4,53	2,83	4,15	2,14	—	1,87	2,28	2,43	8,73
Cr	—	—	0,21	—	—	0,29	—	0,21	—
Na	0,52	0,30	0,70	0,27	—	0,42	0,32	0,30	1,93
Ti	0,22	0,15	0,30	0,19	—	0,43	0,13	0,12	0,72
Co	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mn	0,12	0,12	0,12	0,10	—	0,11	—	0,08	—
K	0,04	0,02	0,04	0,10	—	0,11	0,025	0,017	0,17
Сумма	9,09	99,77	99,77	98,88	100,00	99,91	99,77	99,99	99,78

Элемент	Мантия в целом						
	20	21	22	23	24	25	26
Fe	6,26	6,33	7,18	7,33	6,04	5,93	6,87
O	44,45	44,42	44,13	44,10	44,93	44,94	44,27
Si	21,18	21,55	20,35	20,67	21,23	21,37	22,39
Mg	26,30	22,68	24,72	23,04	22,58	22,14	20,57
Ni	—	—	—	—	—	—	—
Ca	0,86	2,22	1,57	2,07	1,50	2,14	2,29
Al	0,95	2,28	1,27	1,80	2,01	2,70	2,06

Продолжение табл. 27

Элемент	Мантия в целом						
	20	21	22	23	24	25	26
Cr	—	—	—	—	—	—	0,62
Na	—	0,30	0,37	0,52	0,30	0,37	0,19
Ti	—	0,12	0,18	0,24	0,18	0,18	0,12
Co	—	—	—	—	—	—	—
Mn	—	—	0,15	0,15	0,15	0,15	0,11
	—	0,025	0,083	0,083	0,083	0,083	0,02
Сумма	100,0	99,93	100,003	100,003	99,103	100,003	99,51

Продолжение табл. 27

Элемент	По данным авторов									
	I		II			III			IV	
	а	б	а	б	в	а	б	в	а	б
Fe	24,97	25,44	17,74	17,28	19,15	26,61	26,92	26,91	26,48	27,03
O	37,27	36,82	39,63	41,48	40,74	36,52	35,81	35,81	37,26	35,98
Si	17,14	17,34	21,10	20,29	19,48	17,54	17,74	17,75	16,09	16,42
Mg	14,64	14,86	14,77	14,22	14,57	14,25	14,41	14,40	14,88	15,19
Ni	1,32	1,35	0,58	0,56	0,76	1,40	1,41	1,41	1,50	1,54
Ca	1,49	1,49	2,89	2,79	2,30	1,20	1,21	1,21	1,25	1,27
Al	1,78	1,27	2,35	2,27	1,84	1,03	1,04	1,05	1,06	1,08
Cr	0,36	0,37	0,30	0,34	0,35	0,36	0,35	0,36	0,37	0,38
Na	0,55	0,59	0,25	0,40	0,43	0,62	0,63	0,63	0,61	0,62
Ti	0,07	0,07	0,13	0,13	0,10	0,07	0,07	0,07	0,06	0,06
Co	0,06	0,06	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07
Mn	0,25	0,26	0,24	0,21	0,22	0,23	0,24	0,24	0,25	0,25
	0,09	0,09	0,01	—	0,01	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Сумма	99,99	100,01	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00

Зональность прото-Земли в виртуально-метеоритных компонентах (ВМК)

Протогеосферы, "слои"		Масса, $п \cdot 10^{25}$ г	ρ зоны, г/см ³	Объем, $п \cdot 10^8$ км ³	Мощность h , км	Глубины подошвы H , км	R , км		Состав в целом, массовая доля (%)	
							R_{\max}	R_{\min}	ВМК	ВМК + Ss
Протокора ($h=88$) $m=14,2$	CI	2,10	2,70	77,8	15	15	6371	6356	100 CI	81,2 CI, 18,8 Ss _F
	CII	7,00	3,31	211,5	42	57	6356	6314	100 CII	81,2 CII, 18,8 Ss _F
	CIII	5,10	3,36	151,8	31	88	6314	6283	100 CIII	81,2 CIII, 18,8 Ss _F
Верхняя прото- мантия ($h=232$) $m=39,5$	Ach ₁	12,7	3,46	367,1	75	163	6283	6208	40 CIII 60 Eu	48,7 Eu 32,5 CIII, 18,8 Ss _F
	Ach ₂	22,2	3,60	616,7	130	293	6208	6078	34,5 Eu 31,5 Ho 18,5 Au 10,3 Di 5,6 U	81,2 Ach* 18,8 Ss _F
	Ach ₃	4,60	3,63	126,7	27	320	6078	6051	50 Di 50 L	40,6 Di 40,6 L 18,8 Ss _F
Средняя прото- мантия ($h=680$) $m=105,74$	L _p	13,3	3,66	363,4	80	400	6051	5971	100 L	100 L
	L ₁	33,80	(3,68) _p	918,4	213	613	5971	5758	100 L	96 L + 4 Ss _F
	L ₂	41,46	(3,91) _p	1060,4	266	879	5758	5492	100 L	89,9 L + 10,1 Ss _M
	L ₃	17,18	(3,83) _p	448,6	121	1000	5492	5371	100 L	96,3 L + 3,7 Ss _M
Нижняя прото- мантия $m=245$ ($h=1900$)	L _v	68,05	4,79	1420,7	425	1425	5371	4946	100 L	100 L
	L _E	17,15	5,08	337,6	112	1537	4946	4834	57 L 43 E	57 L 43 E
	H	159,8	5,36	2981,3	1363 _г	2900	4834	3470	100 H	100 H

Протогеосферы, «слои»		Масса, $\mu \cdot 10^{25}$ г	ρ зоны, г/см ³	Объем, $\mu \cdot 10^8$ км ³	Мощность H , км	Глубины подошвы H , км	R, км		(Состав в целом, массовая доля (%))	
							R_{\max}	R_{\min}	ВМК	ВМК + Ss
Внешнее протоядро $m=182,8$ $(h=2200)$	$H + Fm +$ $+ Fm = Sm$	79,9	10,49	761,7	602	3502	3470	2868	17,67 H 37,37 Fm = = Sm 44,96 Fm 37,37 Fm = = Sm 62,63 Fm 100 Fm	
	$Fm + Fm =$ $= Sm$	30,3	10,97	275,8	297	3799	2868	2572		
	Fm	72,61	11,59	626,5	1301	5100	2572	1271		
Внутреннее ядро $(R=1271)$ $m=10,8$	Fm	10,8	12,56	86	1271	6371	1271	0	100 Fm	
В целом		598,04	5,52	10832	6371	6371	6371	0		

Примечание. Состав геосфер, зон и слоев дан без добавки интегрального ВМК — смеси метеоритного вещества неопределенного состава и в неопределяемых количествах, выпадавших в пределах каждой из геосфер, не сообразуясь с принципом гравитационного фракционирования. Вещество Сверхновой дано в соответствии с табл. 23 в составе протокры и верхней протомантии (Ss_P) в про-

порциональном распределении в аккрецирующем реликтовом веществе, а в составе средней протомантии (Ss_M) в произвольном логарифмическом распределении (без слоя L_P) с максимумом на глубине 1345 км. В основу последовательности распределения различного метеоритного вещества и доли его перекрытия положены данные о величине объемной плотности (см. рис. 16, табл. 29), мощности — доля от состава геосфер — ДГ (массовая доля, %) в соответствии с табл. 22. Значение (ρ)_р рассчитанное с учетом добавки Fe; все данные в скобках рассчитаны из массы объема каждого слоя; остальные значения ρ получены путем линейной интерполяции данных табл. 24.

* Состав Ach представлен: 27,91 Eu+25,48 Ho+14,96 Au+8,31 Di+
+4,54 U.

Плотностные и вещественные характеристики главнейших типов метеоритов

Метеориты и их параметры				Масса, 10^3 г/м ³		ДП _{пр}	Содержание элементов, 10^3 г/м ³		
Тип	δ	$P_{\text{общ}}$	d_V	вещества	тела		Fe	O	Si
Углистые хондриты	2,2—3,6 [3,0]	(25)	(2,25)	3,0	2,25	4,8	527 696	893 1179	319 421
CI	2,2—2,3; 2,25	(26)	1,63—1,70; (1,7)	2,25	1,7	0,7	314 416	785 1040	175 232
CII	2,6—2,9; 2,75	(25)	1,95—2,18; (2,1)	2,75	2,1	1,9	460 602	872 1141	275 360
CIII	3,3—3,6; 3,45	24,4	2,5—2,7; 2,6	3,45	2,6	2,2	653 866	946 1256	403 535
Ахондриты	3,1—3,4; 3,2	(14)	2,63—3,25; (2,8)	3,2	2,8	8,5 [7,5]	444 520	1208 1422	756 887
Хондриты:	3,4—3,8; 3,6	(12,5)	2,98—3,32; (3,15)	3,6	3,15	83,7 [73,5]	831 950	1143 1307	486 555
Гиперстеновые	3,4—3,6; 3,5	10,5	3,0 —3,2; 3,1	3,5	3,1	39,2	663 749	1184 1337	567 641
Энстатитовые	3,5—3,8; 3,7	(13)	3,05—3,31; (3,22)	3,7	3,22	2,0	920 1057	1008 1158	570 655
Бронзитовые	3,6—3,8; 3,7	13,1	3,1 —3, 3; 3,2	3,7	3,2	32,3	899 1039	1142 1321	459 531
Железо-каменные	4,3—5,8; 5,1	3	4,09—5,51; 4,9	5,1	4,9	1,7	2617 2724	1122 1168	442 460
Железные	7,8—8,0; 7,9	2	7,7	7,9	7,7	6,2	6938 7118	—	1 1

	Содержание элементов, 10 ³ г/м ³													
	Mg	Ni	Ca	S	Al	Cr	P	Na	Ti	Co	Mn	C	K	H
Углистые хондриты:	$\frac{295}{389}$	$\frac{28}{38}$	$\frac{34}{45}$	$\frac{69}{91}$	$\frac{27}{36}$	$\frac{7}{10}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{9}{11}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{31}{40}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{20}{26}$
CI	$\frac{163}{216}$	$\frac{17}{22}$	$\frac{18}{24}$	$\frac{101}{133}$	$\frac{14}{19}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{9}{11}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{53}{70}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{38}{50}$
СII	$\frac{248}{324}$	$\frac{26}{34}$	$\frac{28}{37}$	$\frac{72}{94}$	$\frac{23}{30}$	$\frac{6}{8}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{8}{10}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{43}{57}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{30}{39}$
СIII	$\frac{377}{500}$	$\frac{35}{46}$	$\frac{44}{59}$	$\frac{57}{76}$	$\frac{36}{47}$	$\frac{9}{12}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{9}{12}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{13}{17}$	$\frac{1}{2}$	$\frac{6}{8}$
Ахондриты	$\frac{369}{429}$	—	$\frac{124}{149}$	$\frac{10}{12}$	$\frac{111}{133}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{8}{9}$	—	$\frac{9}{10}$	$\frac{7}{7}$	$\frac{1}{1}$	—
Хондриты:	$\frac{457}{522}$	$\frac{48}{54}$	$\frac{38}{44}$	$\frac{65}{74}$	$\frac{33}{37}$	$\frac{11}{13}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{19}{22}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{2}{3}$	$\frac{7}{8}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$\frac{1}{1}$

Тип	Содержание элементов, 10 ³ г/м ³													
	Mg	Ni	Ca	S	Al	Cr	P	Na	Ti	Co	Mn	C	K	H
Гиперстеновые	461	33	39	67	33	11	3	20	2	2	7	3	3	1
	520	38	44	76	38	13	4	22	2	2	8	4	4	1
Энстатитовые	397	54	28	151	27	11	5	21	2	3	8	12	2	1
	456	62	33	174	31	12	6	24	2	3	9	14	3	1
Бронзитовые	462	53	39	63	33	11	—	19	2	3	7	3	3	1
	535	61	45	72	38	13	—	21	2	3	8	4	4	1
Железо-каменные	344	232	63	—	38	15	5	—	—	13	6	1	—	—
	358	242	66	—	40	16	5	—	—	14	6	2	—	—
Железные	2	674	1	8	—	1	15	—	—	47	—	14	—	—
	2	692	2	8	—	1	15	—	—	48	—	14	—	—

Примечание. В числителе — в геометрическом объеме метеорита, в знаменателе — в объеме массы вещества его; δ , d_v — плотность соответственно удельная (минералогическая) и объемная (с учетом общей пористости — $P_{общ}$ объемной доли, %) г/см³; ДП_{пр} — доля падения (ДП), приведенная к 100; курсивом даны принятые для расчета величины; в круглых скобках указаны значения величин, полученные экстраполяцией, в квадратных — принятые без учета распространенности экзотических разновидностей. Прочерк — отсутствие аналитических данных. Значения содержаний элементов рассчитаны

по данным табл. 21, величины ДП_{пр}, δ , $P_{общ}$ — заимствованы из работы «Очерки сравнительной планетологии» (1981 г.), кроме $P_{общ}$ по *Fm*, для которого оно принято по К. А. Дэллу (1943, 1951 гг.). Для СI и СII приняты значения $P_{общ}$, близкие для СIII, хотя, по-видимому, в действительности они значительно выше. Для ахондритов учтены данные по эвкритам ($\delta=3,1-3,2$; $P_{общ}=14,5$; ДП=3,7), аубри-там ($\delta=3,2$; $P_{общ}=4,3-15,1$; ДП=1), говардитам ($\delta=3,2-3,3$; ДП=1,7), урейлитам ($\delta=3,3$; ДП=0,3) и диогенитам ($\delta=3,3-3,4$; ДП=1,1).

Нижняя граница нижней протомантии, по-видимому, не была достаточно резкой с протоядром и определилась в геологическом развитии Земли за счет процессов, имевших и имеющих место во внешнем ядре.

Модельный химический состав нижней мантии приведен в табл. 25, а состав отдельных ее слоев и полный набор элементного состава могут быть легко вычислены на основании данных табл. 21 и величин ВМК, приведенных в табл. 28 (содержание петрогенных элементов приведено в табл. 27, VI).

Следовало бы в выделенные слои ввести коэффициент гетерогенности, учитывающий долю метеоритов других составов в зависимости от мощностей и «удаленности» протослоев иного состава (в основу его расчета может быть положено математическое моделирование слоеобразования). В этом случае, по-видимому, слоя Е вообще не будет в чистом виде (он будет входить в какой-то переходный состав из $L+E+H$); сейчас же условно ВМКЕ объединяются с ВМКL в слой L_E .

Предполагаемое распределение температуры и давления представлено на рис. 20. Начальные относительно высокие температуры в основании нижней мантии (около 600°C) связываются с консервацией потенциальной энергии аккреции, а их снижение — с замедлением скорости аккреции (см. рис. 8). Современное распределение температуры, вероятно, в целом несколько выше за счет теплового воздействия внешнего ядра и, возможно, фазовых превращений, если таковые имели место.

Распределение начального давления принимается постоянным, отвечающим давлению верхней протомантии и протокры с некоторым увеличением в основании за счет давления термического расширения внешнего ядра, имевшим, по-видимому, место уже к концу формирования Земли (см. рис. 8). Последующее образование расплава во внешнем ядре, особенно на его периферии, привело в результате растворения в металлической фазе кремния (в том числе и из силикатной составляющей «подошвы» мантии) к некоторому уменьшению объема. А это, в свою очередь, обеспечивало снижение давления на основание мантии со стороны внешнего ядра.

ВЕРХНИЕ ТВЕРДЫЕ ГЕОСФЕРЫ СОВРЕМЕННОЙ ЗЕМЛИ

Средняя и верхняя мантия

О строении и составе средней и верхней мантии сложились ставшие уже привычными представления главным образом благодаря работам Г. Аренса, Д. Грина, В. А. Жарикова, Д. С. Коржинского, А. А. Маракушева, Л. Миширо, А. А. Перчука, А. Е. Рингвуда, В. С. Соболева и других известных исследователей. Обстоятельные монографии Н. Л. Добрецова [12], А. Е. Рингвуда [30], «Верхняя мантия» [7], «Земная кора и верхняя мантия» [14] дают возможность не рассматривать более полно проблемы верхней мантии. Поэтому ниже анализируются положения, особенно важ-

ые для предлагаемой модели формирования Земли и состава ее геосфер. Верхняя и средняя мантия включают в себя зону Земли до глубин проявления наиболее глубокофокусных землетрясений—900—1000 км (см. рис. 3, В+С; табл. 24). Ее верхней сейсмической границей является поверхность Мохоровичича (Мохо, или М), выше которой залегает верхний твердый слой—земная кора. Верхняя и отчасти средняя мантия—это область развития основных процессов, вызывающих движение и деформацию земной коры, а также первичного магмообразования, обуславливающего магматическую деятельность Земли, и, наконец, процессов, ведущих к формированию очагов землетрясений. Средняя и особенно верхняя мантия характеризуются значительной неоднородностью как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях (см. рис. 20); в их составе выделяются два слоя—слой Голицына (см. рис. 3, слой С, на глубине от 400—410 до 900—1000 км) и расположенный выше слой Гуттенберга (слой В, на глубине от 10—50 до 400—410 км). На рис. 22—24 представлены схематические разрезы верхней мантии. Разрез—рис. 23 иллюстрирует устойчивость ассоциаций с пиролитовым валовым химическим составом на различных глубинах в пределах современной верхней мантии. Ф. Р. Бойд и И. Д. Мак-Грегори допускают изменение валового состава вещества верхней мантии под континентами в результате магматической дифференциации.

Относительно химического и минерального состава верхней и средней мантии сведений очень мало. К таковым могут относиться данные о составе перидотитовых включений в продуктах базальтовых магм и алмазонасных трубках, которые могут рассматриваться как остаток (остаточная, вторичная мантия) после выплавления из мантии базальта—см. рис. 25 [12, 30]. Одной из предпосылок к установлению состава верхней мантии является предположение о том, что она должна состоять из вещества остаточной (вторичной) мантии с добавлением тех компонентов, которые пошли на формирование земной коры, т. е. ее состав в целом должен быть такой, чтобы обеспечить выделение из нее земной коры, в особенности базальтовых магм. Другой предпосылкой является предположение о соответствии состава верхней и средней мантии составу каменных метеоритов, а также данные зонной плавки. Последние, в частности, показали, что в результате кристаллизационной дифференциации первично гомогенного вещества Земли—силикатной фазы хондритов—может происходить его фракционирование с выплавлением, согласно данным А. П. Виноградова и др. (1961 и 1970 гг.), жидкости базальтового состава до 8—10 % от исходного объема, обогащенной по сравнению с исходным составом Si, Na, K, Ca, Al, Ti, Li, Rb, Cs, Be, Sr, Y, TR, Th, U, Zr, Hf, V, Nb, Ta, и формированием минералов, образующих остаточное вещество—«тугоплавкий остаток» (оливин, пироксен ромбический, пироксен моноклинный кальциевый), который, в свою очередь, обогащен Mg, Fe, Ni, Mn, Cr.

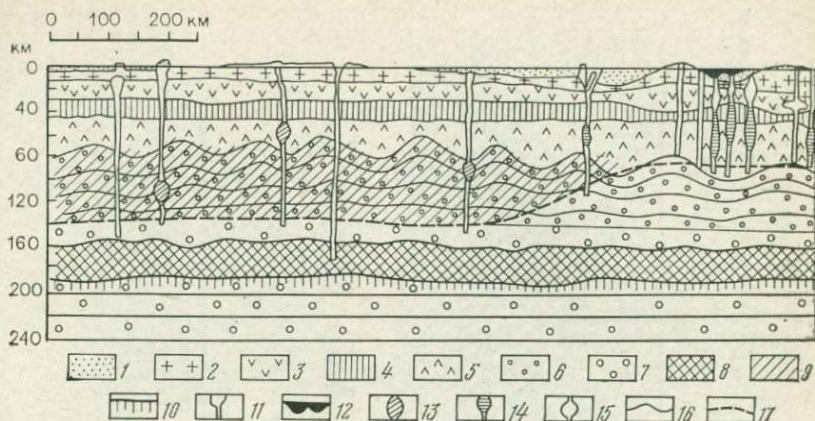


Рис. 22. Глубинное состояние платформы и геосинклинали. По В. В. Белоусову (1966 г.).
 1 — осадочные породы; 2 — «гранитный» (гранито-гнейсовый) слой; 3 — «базальтовый» (гранулито-базитовый и гранулито-эклотитовый) слой; 4 — эклотитовый слой; 5 — перидотиты верхней мантии; 6 — геосинклинальный этаж волновода; 7 — платформенный этаж волновода; 8 — зона охлаждения волновода; 9 — слой антиastenолитов внутри платформенного этажа волновода; 10 — нижний уровень неустойчивости; 11 — глубинные разломы, служащие каналами для подъема магмы; 12 — эффузии; 13 — всплывающие астенолиты платформенных (толеитовых и щелочных) базальтов; 14 — всплывающие астенолиты геосинклинальных базальтов; 15 — промежуточные резервуары, в которых происходит дифференциация глубинных магм; 16 — раздел Мохо; 17 — условная геозотерма (верхний предел выплавления базальтов)

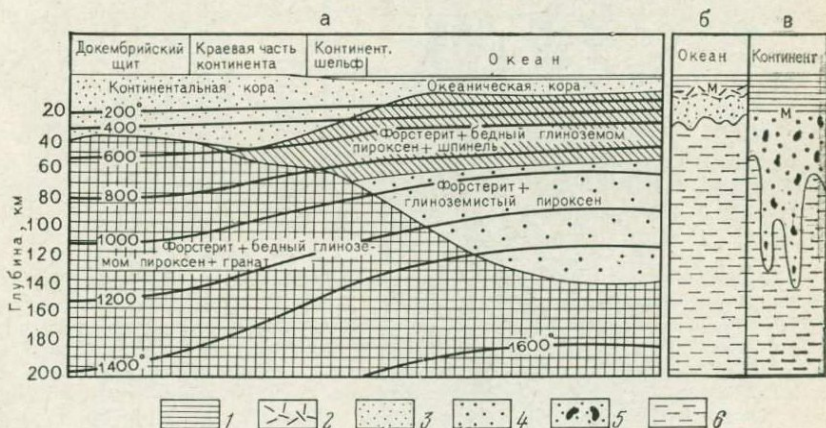


Рис. 23. Гипотетический разрез земной коры и верхней мантии:

а — в океанических областях и на докембрийских щитах, по Ф. Р. Бойду, И. Д. Мак-Грегори (1968 г.), с указанием положения изотерм в $^{\circ}\text{C}$ (тонкие линии), проведенных на основании экстраполяции геотермических градиентов, по А. Е. Рингвуду, И. Д. Мак-Грегори, Ф. Р. Бойду (1968 г.); б — в — в океане и континенте, по А. Е. Рингвуду (1981 г.), иллюстрирующий зональность химического состава: 1 — кора, 2 — гардбургит, 3 — лерцолит, 4 — перидотит, 5 — эклотитовые скопления в перидотите, 6 — пиролит. М — граница Мохо

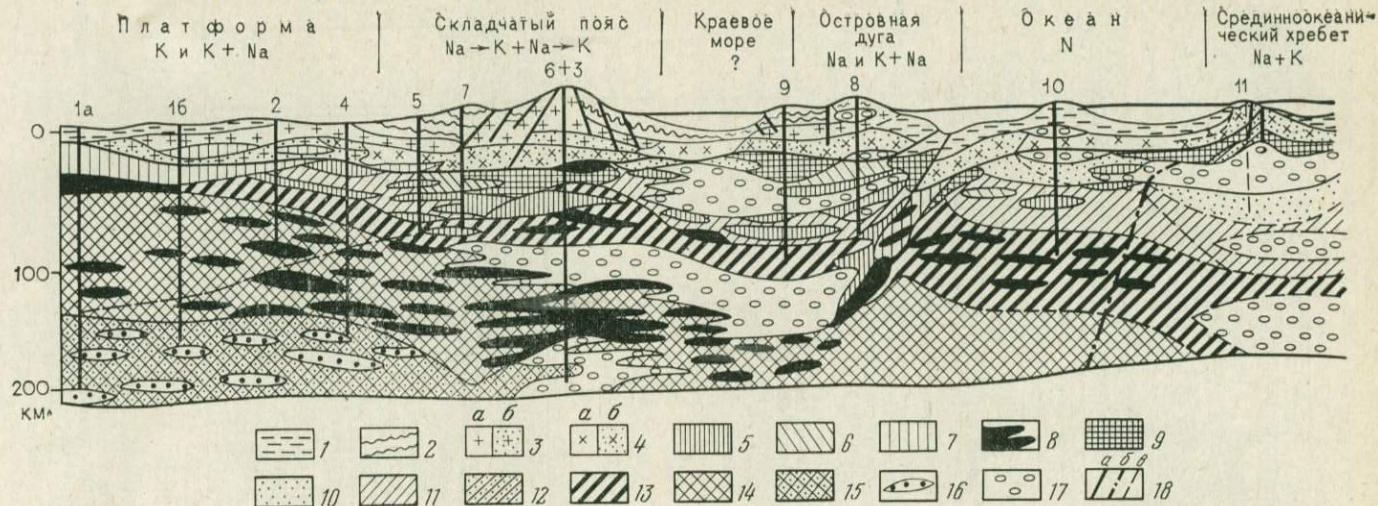


Рис. 24. Разрез земной коры и верхней мантии. По В. С. Соболеву и др. (1977 г.)

1 — вулканогенно-осадочный слой; 2 — осадочно-метаморфический слой; 3 — гранитно-метаморфический слой умеренных (а) и повышенных (б) давлений; 4 — габбро и основные гнейсы (а — слабо- и б — интенсивно амфиболитизированные); 5—6 — пироксениты (5 — «зеленые» и 6 — «черные»); 7 — эглогитоподобные породы; 8 — эглогиты (в верхней части разреза 6+3, 9 и 10 — амфиболитизированные); 9 — амфиболиты и амфиболитизированные пироксениты; 10—12 — перидотиты (10 — плагноклазосодержащие, 11 — шпинелевые, 12 — серпентинизированные); 13—15 — перидотиты (13 — гранат-шпинелевые, 14 — пироповые, 15 — алмазосодержащие); 16 — алмазосодержащие эглогиты; 17 — зоны частичного плавления в верхней мантии и промежуточные очаги; 18 — границы (а — Мохо и тектонические, б — зоны разогрева под срединноокеаническими хребтами, в — нижний предел распространения флогопита). Арабские цифры — № разрезов

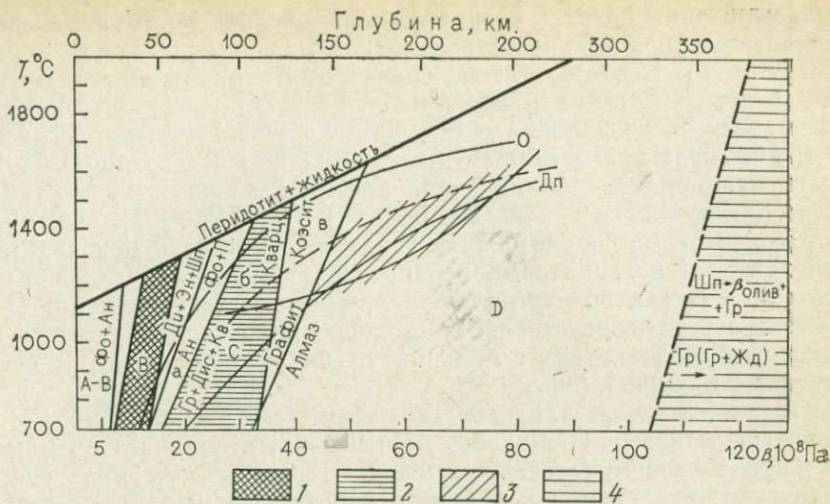


Рис. 25. Схема фаций метаморфизма верхней мантии. По В. С. Соболеву и др. (1972 г.) 1 — переход базальт — эклогит для оливиновых базальтов; 2 — поле шпинель-пироповой субфации; 3 — область кристаллизации природных алмазов; 4 — положение фазового перехода оливина и образование гранатов с дефицитом глинозема. О и Дп — геотермический градиент для докембрийских щитов; фации: А—В — анортит-форстеритовая, В — шпинель-пироксеновая, С — графит-пироповая (или гранатовых перидотитов), D — алмаз-пироповая; субфации графит-пироповой фации: а — шпинель-пироповая, б — гроститовая, в — козситовая, наиболее глубинная

А. Е. Рингвуд [7, 14, 26, 30] считает, что состав верхней мантии соответствует пиrolиту, представляющему собой смесь 75—80 % перидотитов — дунитов и 20—25 % вещества базальтового состава, который разделяется на четыре основных вида: амфиболовый, плагиоклазовый, пироксеновый и гранатовый пиrolит (см. табл. 27). При этом плагиоклазовый пиrolит может играть существенную роль лишь в областях с огромным тепловым потоком (порядка 25 °С/км), так как поле его существования лежит в области температур выше 1000 °С при глубине меньше 40 км*. Однако как по минералогическим и экспериментальным данным, так

* Наличие среди ультраосновных пород рифтовых зон лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов Л. Д. Дмитриев (1969 г.) объясняет как проявление продуктов комплементарного ряда пород, возникшие в результате постепенного уменьшающейся степени фракционирования базальта из пиrolита в самом верхнем слое мантии (от раздела Мохо до глубин 30 км). Заключение Л. Д. Дмитриева, так же как и выводы других исследователей о том, что перидотиты Аравийско-Индокоеанского хребта являются либо первичными породами мантии (пиrolитом), из которых формировались базальты, либо остаточными образованиями (вторичная — истощенная мантия) после отделения базальтов, подтверждаются на основании установления Ю. П. Непрочновым и Л. Н. Рыкуновым под дном рифтового ущелья этого хребта на глубине примерно 15 км слоя повышенных скоростей, свидетельствующего о подъеме вещества верхней мантии в рифтовой зоне.

и на основании расчета скоростей сейсмических волн гранатовые перидотиты должны залегать непосредственно под земной корой (см. рис. 23). Поэтому именно гранатовый перидотит представляется наиболее вероятной преобладающей составной частью верхней мантии. «Тугоплавкий остаток» (вторичная мантия) согласно А. Е. Рингвуду располагается непосредственно под границей Мохо до глубин порядка 400 км — для континентальной коры и 10—20 км — для океанической (см. рис. 23), будучи представленным ультраосновными породами типа дунитов, оливинитов, перидотитов, пироксенитов и гранатовых перидотитов. Однако А. П. Виноградов и др. считают, что тугоплавкие продукты дифференциации приурочены не непосредственно к подкоровым участкам мантии, а находятся на значительно больших глубинах, по-видимому, не менее чем на глубине 500 км.

Средняя мантия, или слой Голицына (см. рис. 3, слой С), — слой, где скорости продольных и поперечных волн имеют максимальную величину (соответственно 9—13,6 и 5,0—7,3 км/с, увеличиваясь от его кровли к подошве), постепенно нарастая от слоя С, но резко уменьшаясь в нижней мантии (см. рис. 3 и 20, а, слой D). Однако коэффициент динамической вязкости слоя С, согласно данным М. С. Красса и др. (1969 г.), равен порядка 10^{25} Па·с, будучи близок к таковому нижней мантии (10^{25} Па·с), но в то же время возрастает сравнительно с его величиной в слое В (при этом для слоя С предполагается чисто диффузионный механизм вязкости). Предполагается также, что средняя мантия представляет собой слой с переходным состоянием вещества в его химическом составе или в более плотной упаковке [30]. Согласно последним данным статистических и динамических экспериментов в условиях зоны С происходят фазовые изменения вещества слоя В с образованием более плотных модификаций и с частичным разделением его на окислы (см. рис. 25); нижняя граница слоя С при подобной интерпретации может рассматриваться как граница окончательного превращения силикатов в окислы плотнейшей упаковки. В. А. Галактионов и Н. В. Белов (1967 г.) предполагают также возможность соответствия верхней границы слоя С границе смены кристаллических решеток алюмосиликатов с изменением координационного числа кремния с 4 на 6 вследствие превращения кремнезема в стишовит.

В. А. Магницкий еще в 1953 г. на основании исследования отношения модуля всестороннего сжатия к модулю сдвига выделил аномальную область, соответствующую оболочке в интервале глубин примерно от 450 до 800 км, что в общем совпадает со слоем Голицына. Н. Е. Мартыанов интерпретирует уменьшение отношений модулей для этой зоны как результат разуплотнения вещества, выделяя подобные же зоны разуплотнения (растяжения, по Н. Е. Мартыанову) также и в интервалах 2700—2820 и 30—96 км. Эти же зоны устанавливаются и на основании изменения отношения модуля всестороннего сжатия и модуля сдвига к плотности горных пород.

Земная кора

К земной коре относятся образования, залегающие выше сейсмической границы первого порядка — поверхности Мохоровичича, которая отделяет ее от верхней мантии (см. рис. 3, слой А; рис. 20—24). В пределах земной коры устанавливается еще одна важная сейсмическая поверхность раздела — поверхность Конрада, отделяющая базальтовый слой от гранитного, которая, однако, устанавливается только в пределах земной коры континентального типа (см. рис. 22, 24, 26)*. На основании наличия или отсутствия границы Конрада земная кора подразделяется на материковую, или континентальную — сиалического типа и океаническую — фемического типа (см. рис. 22—24), между которыми нередко выделяется кора переходного сиалическо-фемического и фемическо-сиалического типов (табл. 30 и 31).

В пределах континентальной коры помимо базальтового гранитного и осадочного слоев выделяется еще и промежуточный — диоритовый (рис. 26). На рис. 26 показаны также возможные очаги магмообразования и его температурный режим. При этом в пределах континентальной коры проявляется четко развитая зональность регионального метаморфизма (рис. 27), необходимым условием развития которого, так же как и ультраметаморфизма, являются высокие температура ($300-700^{\circ}\text{C}$ и выше) и давление $(2\div 10) \cdot 10^8$ Па и выше, а также присутствие воды или других подвижных компонентов, существенно ускоряющих метаморфические реакции. Вопросы термодинамических условий регионального метаморфизма подробно рассмотрены в фундаментальных работах Х. Винклера, В. А. Глебовицкого, Н. Л. Добрецова, А. А. Маракушева, А. Миширо, Л. Л. Перчука, В. С. Соболева, Ф. Тернера и Дж. Ферхугена и др. Обобщенная зависимость фации регионального метаморфизма от температуры и давления, представленная на рис. 27, составленном А. А. Смысловым и др. [40] с использованием данных Н. Л. Добрецова и В. В. Ревердатто, показывает, что в платформенный период в стабильных блоках литосферы со стационарным тепловым режимом возникновение процессов регионального метаморфизма в гранитно-метаморфическом слое или чехле древних платформ практически невозможно. Вместе с тем в период сравнительно быстрого накопления мощных толщ осадочных отложений в геосинклинальных впадинах, межгорных и краевых прогибах, чехле молодых платформ происходило ускоренное нескомпенсированное погружение осадков на такие глубины (5—7 км и более), где даже при обычно наблюдаемом геотермическом градиенте для нелитифицированной части осадочного слоя ($30-40^{\circ}\text{C}/\text{км}$) температура может достигать $300-400^{\circ}\text{C}$, т. е. таких значений, при которых становится реальным проявление зеленосланцевой фации метаморфизма.

* Следует, однако, иметь в виду, что как показали исследования Кольской сверхглубокой скважины, фиксировавшаяся граница Конрада в действительности указывает лишь на мощную зону милонитов.

Химический состав земной коры (%)

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Fe	4,89	4,70	4,20	4,65	4,63	5,00	6,00	5,7	3,9	3,6	6,7	3,54	5,00	6,50
O	46,90	49,52	49,13	47,0	46,40	46,60	46,3	46,6	48,9	48,0	46,0	47,25	46,60	—
Si	26,97	25,75	26,00	29,0	28,15	27,72	26,7	27,7	24,3	30,9	26,2	30,54	27,72	25,80
Mg	2,48	1,94	2,25	1,87	2,33	2,09	3,0	2,4	2,0	1,2	3,0	1,39	2,09	3,10
Ni	0,0075	0,018	0,01	0,0058	0,0075	—	—	—	—	—	—	0,0044	0,0075	0,0080
Ca	4,61	3,29	3,25	2,96	4,15	3,63	5,0	4,3	8,0	2,5	—	—	—	—
S	0,039	0,048	0,10	0,047	0,026	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	8,14	7,51	7,45	8,05	8,23	8,13	8,1	8,1	6,0	8,0	8,1	7,83	8,13	8,10
Cr	0,01	0,033	0,03	0,0083	0,010	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P	0,098	0,12	0,12	0,093	0,105	—	0,08	0,1	0,07	0,08	0,1	0,007	0,01	0,009
Na	2,29	2,64	2,40	2,50	2,36	2,83	2,3	2,3	1,3	2,2	2,4	0,081	0,105	0,100
Ti	0,49	0,58	0,61	0,45	0,57	—	0,6	0,6	0,4	0,33	0,7	2,45	2,83	2,20
Co	0,0025	0,01	0,002	0,0018	0,0025	—	—	—	—	—	—	0,47	0,44	1,00
Mn	0,091	0,08	0,10	0,10	0,095	—	0,09	0,09	0,07	0,07	0,1	0,0012	0,0025	0,0027
C	0,47	0,087	0,35	0,023	0,02	—	—	—	—	2,64	—	0,069	0,095	0,100
K	1,66	2,40	2,35	2,50	2,09	2,59	1,6	1,8	1,8	0,12	1,5	0,032	0,020	0,100
H	0,85	0,88	1,00	—	—	—	0,1	0,1	0,3*	—	0,1	2,82	2,39	1,60
Cu	0,0055	0,01	0,01	0,0047	0,0055	—	—	—	—	—	—	0,07	0,14	—
U · 10 ⁻⁷	1800	80 000	4000	2500	2700	—	—	—	—	—	—	0,0030	0,0055	0,0070
Th · 10 ⁻⁷	—	20 000	10 000	1300	96 000	—	—	—	—	—	—	3500	1800	2400
												11 000	7200	10 000

1 — по А. Б. Ровову и А. А. Ярошевскому с поправкой на результаты Б. Г. Лутца [21], дополнениями Б. Мейсона и с учетом количества водорода атмосферы и гидросферы по В. В. Руби; 2 — по Ф. Кларку и Г. Вашингтону; 3 — по А. Е. Ферсману; 4 — по А. П. Виноградову; 5 — по С. Р. Тейлору; 6 — по В. Гольдшмиду; 7 —

11 — оболочки литосферы, по А. А. Беусу (7 — вся земная кора без осадочной оболочки, 8 — континентальная кора без осадочной оболочки, 9 — осадочная оболочка, 10 — гранитная оболочка, 11 — базальтовая оболочка континентов); 12 — по К. Г. Ведылою; 13 — по Б. Мейсону; 14 — по Д. М. Шоу.

* Без учета коровой воды.

Химический состав слоев земной коры (%)
По А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1977 г.)

Элемент	I 20 км	Континентального типа				Океанического типа			
		II 5 км	III 16,9 км	IV 21,7 км	V 43,6 км	VI 0,4 км	VII 1,2 км	VIII 5,7 км	IX 7,3 км
Fe	6,26	3,94	4,37	7,33	5,86	3,98	6,74	7,92	7,61
O	46,19	48,35	47,70	45,60	46,73	49,25	45,74	44,22	44,61
Si	25,89	22,40	29,49	25,63	26,75	18,96	21,85	23,11	22,77
Mg	3,25	2,00	1,79	3,84	2,88	1,78	3,87	4,76	4,52
Ca	5,72	9,38	2,71	5,78	4,99	11,92	9,18	8,03	8,34
Al	7,73	6,39	8,14	7,56	7,65	5,98	7,53	8,20	8,02
P	0,08	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,04	0,10	0,10
Na	1,88	1,20	2,11	1,82	1,86	0,88	1,68	2,02	1,93
Ti	0,52	0,41	0,32	0,50	0,43	0,37	0,74	0,89	0,85
Mn	0,112	$7,6 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	0,13	0,10	0,26	0,18	0,14	0,15
S _{орг}	0,07	0,50	0,05	0,02	0,08	0,34	0,10	—	0,03
C(CO ₂)	0,37	2,62	0,22	0,10	0,40	3,62	1,09	—	0,29
K	1,35	1,67	2,40	1,10	1,64	1,68	0,65	0,20	0,32
H(H ₂ O ⁺)	0,16	0,32	0,16	0,16	0,18	0,56	0,22	0,08	0,12
S(SO ₃)	$3,57 \cdot 10^{-2}$	0,23	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$1,32 \cdot 10^{-2}$	$4,61 \cdot 10^{-2}$	—	—	—	—
S _{шир}	0,077	0,183	0,064	0,077	0,083	0,025	0,048	0,058	0,055
Cl	0,033	0,310	0,021	0,007	0,043	—	—	—	—
F	0,030	0,044	0,052	0,017	0,033	0,052	0,028	0,018	0,020
Сумма	99,69	99,73	99,77	99,74	99,69	99,67	99,63	99,73	99,70

I — земная кора в целом ($2,84 \cdot 10^{25}$ г); II — осадочный ($0,22 \times 10^{25}$ г); III — гранитный ($0,82 \cdot 10^{25}$ г); IV — базальтовый ($1,1 \cdot 10^{25}$ г); V — в целом; VI — осадочный, 1-й слой ($0,05 \cdot 10^{25}$ г); VII — вулканогенный, 2-й слой; VIII — базальтовый, 3-й слой ($0,65 \cdot 10^{25}$ г); IX —

в целом под римскими цифрами указана средняя мощность (км). Содержание Cl и Fe не включено в 100% сумму анализа; в скобках к индексам элементов указана форма вхождения.

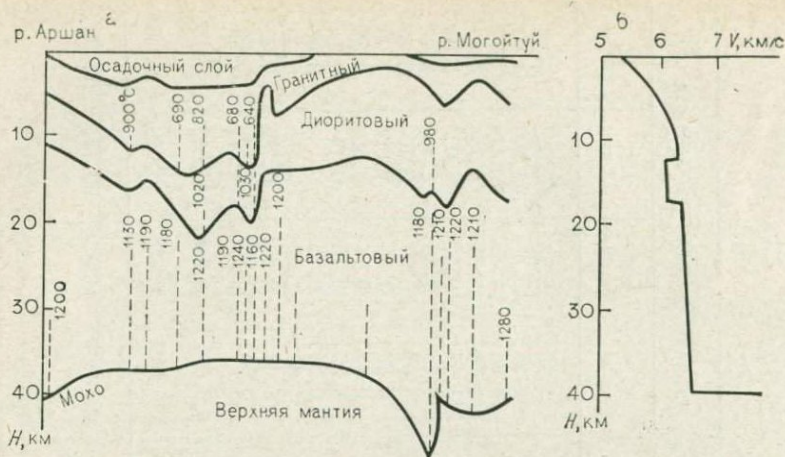


Рис. 26. Положение и мощность очагов расплава в земной коре по профилю Аршан — Могойтуй (а) и вертикальной скоростной разрез (б). По С. В. Крылову и др. (1975 г.) Пунктиром показаны мощность очагов и начальная температура плавления, рассчитанные по моделям с учетом конвективного переноса тепла как для «сухих» пород, так и содержащих 0,5–1% воды

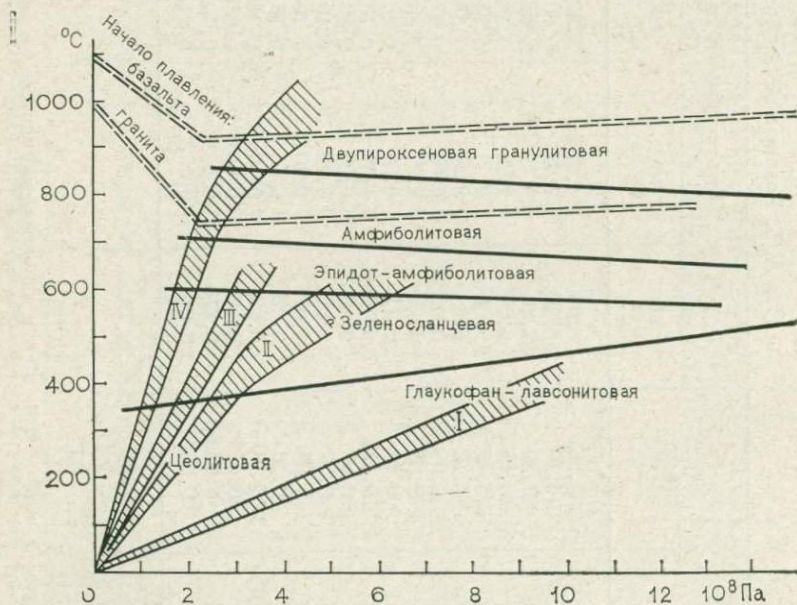


Рис. 27. Фации регионального метаморфизма в разного типа структурах. По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)

I — щиты и чехлы древних платформ; II—III — депрессионные структуры с разным тепловым потоком (II — нормальным, III — аномальным); IV — области современного вулканизма

А. А. Смыслов считает, что более 2 млрд. лет назад благодаря более высокому радиогенному тепловыделению температурные условия зеленосланцевой фации метаморфизма могли сложиться при нормальном тепловом потоке на глубине 3—4 км. По-видимому, нормальных значений геотермического градиента (25—40 °С/км) достаточно, чтобы объяснить образование и глаукофан-сланцевых поясов, для осадочных и осадочно-вулканогенных пород которых характерны глубокое погружение (7—15 км) и относительно слабый внешний конвекционный перенос тепла. Возможности проявления более высокотемпературных фаций (амфиболитовой и гранулитовой) в осадочных толщах межгорных прогибов и геосинклиналей, как справедливо полагает А. А. Маракушев [22], без дополнительного притока глубинного тепла маловероятны. При этом следует согласиться с А. А. Смысловым, который вслед за Г. Джеффрисом в ряде работ развивает положение о том, что наиболее благоприятные условия для высокотемпературного регионального метаморфизма и образования гранитов анатектического генезиса складываются, когда экранирующее действие осадков проявляется в зонах дополнительного (выше нормального) притока глубинного тепла. Следует иметь в виду, что экзогенные процессы разрушения (выветривания) горных пород и седиментации протекают в условиях нормального давления $[(1 \div 5) \cdot 10^5 \text{ Па}]$, но сравнительно широкого диапазона температуры, которая в разных широтах в современный период колеблется от -60 до $+50$ °С. Анализ изотопного состава кислорода и другие данные, относящиеся к палеотемпературному анализу климата Земли, свидетельствуют о том, что средняя температура гидросферы (среды осадконакопления) в прошлые геологические эпохи была значительно выше (табл. 32).

В среднем градиент охлаждения морской воды составляет 0,02—0,03 °С/млн. лет; для глубинного нейтрального слоя он был также достаточно высоким, а объем континентального осадконакопления сравнительно с морским имел тенденцию увеличиваться во времени [31]. Временное соотношение между главнейшими типами горных пород в истории развития континентов отражено на рис. 28. При этом в пределах верхних частей континентальной коры широ-

Таблица 32

Температура среды осадконакопления в прошлом Земли
По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)

Геологическое время	Температура нейтрального слоя, °С	Температура морской воды, °С	Геологическое время	Температура нейтрального слоя, °С	Температура морской воды, °С
Палеоген	20	20—30	Силур	40	55
Мел	24—30	40	Кембрий	40—45	70
Пермь	30	45	Рифей	48—50	75
Карбон	35—40	50			

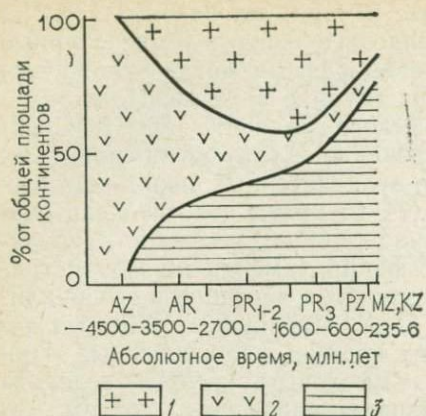


Рис. 28. Изменение во времени пропорций важнейших групп пород областей эрозии материков. По А. Б. Ронову (1972 г.)
 1 — гранитоиды и ортогнейсы; 2 — лавы преимущественно основного состава; 3 — осадочные породы

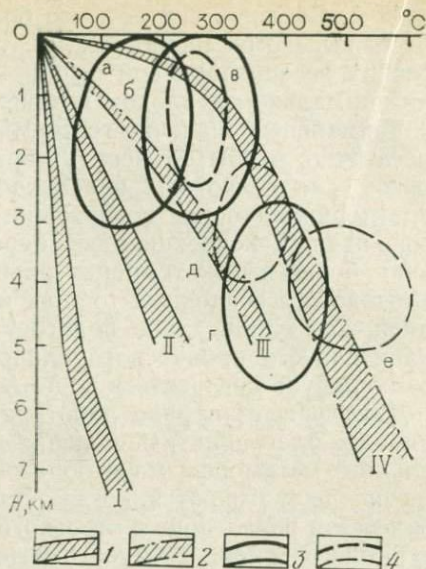


Рис. 29. Распределение температуры в некоторых геологических структурах и температурных областях развития гидротермально-метасоматических процессов. По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)

I — древние платформы; II — чехлы молодых платформ с максимальной мощностью осадков и мезо-кайнозойские краевые прогибы; III — геосинклинальные бассейны доинверсионной стадии; IV — области современной гидротермальной деятельности. 1-2 — температура (1 — измеренная, 2 — рассчитанная); 3, 4 — метасоматизм (3 — кислотный, 4 — щелочной); а-г — процессы метасоматизма: а — аргиллизация, б — березитизация, в — пропилизация и низкотемпературная альбитизация, г — грейзензация, д-е — альбитизация (д — среднетемпературная, е — высокотемпературная)

кое развитие имеют продукты различных гидротермально-метасоматических процессов, отображение закономерностей распространения которых дано на рис. 29.

Анализ геохимической специализации геологических структур с разным уровнем эрозионного среза и изучение химического состава магматических пород глубинного происхождения позволяют охарактеризовать вертикальную зональность земной коры по содержанию петрогенных и редких элементов разных ассоциаций. Весьма показательны в этом отношении распределение и широкий диапазон содержания радиоактивных элементов (урана, тория, калия) в горных породах земной коры, уровень радиоактивности которых на несколько порядков превышает радиоактивность метеоритов и продуктов дифференциации верхней мантии. Наиболее радиоактивная зона в земной коре приурочена к верхней части гранитно-метаморфического слоя и низам осадочного слоя в чехлах платформ [39].

При этом в гранитно-метаморфическом слое положение радиоактивной зоны с высоким содержанием урана, тория, калия и повышенной генерацией радиогенного тепла контролируется областью проявления зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма и развитыми в их пределах высоко радиоактивными гра-

нитоидами. По мере проявления более молодых тектоно-магматических циклов, в частности в геосинклинально-складчатых областях происходило постепенное увеличение мощности радиоактивной зоны и ее перемещение в более верхние горизонты земной коры. С учетом поведения радиоактивных элементов в процессах корового цикла, в особенности в ходе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, можно представить вещественную эволюцию континентальной земной коры по последовательной смене ее радиологических типов в зависимости от проявления геологических процессов с противоположными тенденциями: осадконакопления, регионального метаморфизма и гранитоидного магматизма, с одной стороны, и денудации — с другой. Седиментогенез, метаморфизм и магматизм обеспечивали формирование зрелой силикатной земной коры с четко выраженной зоной обогащения ураном, торием и калием; денудация приводила к разрушению высокордиоактивных структурно-формационных комплексов и вскрытию образований с низким содержанием урана, тория и калия [39].

Исходя из анализа петрохимической специализации структурно-формационных комплексов и блоков земной коры, геологические тела по вещественному (химическому) составу могут быть классифицированы на четыре основные группы: 1) силикатную, 2) силикатно-фемическую, 3) фемическую, 4) хемогенно-карбонатную. Силикатный и силикатно-фемический типы специализации (максимальные содержания кремния и калия) связаны с проявлением широкой гаммы коровых процессов дифференциации вещества: регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, магматической дифференциации и терригенного осадконакопления. Хемогенно-карбонатный тип отражает специфическое кальциево-углеродистое направление развития вещества в седиментационном цикле химического выветривания горных пород и последующего осаждения карбонатов из водных растворов. В осадочной оболочке Земли в качестве специализированных по петрогенным компонентам могут быть выделены галогенные (K, Na, Cl), а также углеродные структурно-формационные комплексы (СФК) и другие образования с высоким содержанием $C_{орг}$ (битумы, нефть, газ). Эти комплексы и образования подчеркивают специфику направленного геохимического развития осадочной оболочки планеты, где с особой интенсивностью проявляются факторы коровой дифференциации вещества на границе нескольких геосфер (литосферы, гидросферы, атмосферы и биосферы). Данные о латеральной и вертикальной зональности распределения химических элементов в верхних СФК континентальной земной коры свидетельствуют о существовании четко выраженных геохимической гетерогенности и градиентности геологических структур земной коры, связанных с процессами коровой дифференциации вещества в результате осадконакопления, метаморфизма и гранитообразования и с мантийной (мантийно-коровой) дифференциацией — проявление основного, ультраосновного и ультраосновного — щелочного магматизма [40].

Первый тип дифференциации и связанная с ним геохимическая зональность земной коры наиболее полно проявлены в полигональных блоках с разным уровнем эрозионного среза, второй тип дифференциации — мантийно-коровой более характерен для линейных структур глубинных разломов и шовных зон раздвигов (офиолитовых поясов). В пределах блоков с коровой дифференциацией вещества осуществлялось постепенное концентрирование рудных элементов в ходе исторической последовательности геологических событий, включающих осадконакопление, метаморфизм, гранитоидный магматизм и эпигенетическое преобразование пород. Эти процессы приводили к формированию салических СФК и блоков земной коры с четко выраженной тенденцией накопления кремнезема и калия, что особенно ярко проявилось в складчатых областях многократного проявления процессов кремне-кальцевого метасоматизма (гранитизации). Типичными примерами таких блоков являются салические блоки срединных массивов и гнейсогранитовых структур (куполов) щитов с интенсивными и неоднократно проявленными процессами гранитизации и гранитообразования. Геохимические системы подобного типа А. А. Смыслов называет унаследованными. В этих системах процессы формирования геохимически специализированных комплексов пород и эпигенетических рудных концентраций наследуют геохимическую специализацию фундамента и генетически тесно связаны с преобразованием осадочного (в миогеосинклиналиях) или гранитно-метаморфического слоев земной коры. Важной особенностью этих литофильных дифференцированных блоков литосферы является их геохимическая градиентность, выражающаяся не только в повышенном против кларка уровне накопления ряда редких и рассеянных элементов, но и в резком увеличении неоднородности (контрастности) их распределения. В подобного рода блоках каждый последующий тектоно-магматический цикл приводил к дальнейшему увеличению геохимической гетерогенности и металлогенической специализации СФК.

Формирование салическо-фемических и фемических блоков литосферы с преимущественно халькофильно-сидерофильной специализацией обусловлено двумя причинами: 1) интенсивным проявлением основного вулканизма в эвгеосинклинальных зонах или на платформах, 2) вскрытием глубокометаморфизованных в условиях гранулитовой фации осадочных и вулканогенных пород, литофильные элементы которых были вынесены в более верхние горизонты земной коры.

Геохимическая зональность чехлов платформ связана с развитием в первую очередь процессов осадочного цикла; на древних платформах существенное влияние на формирование зональности оказал магматизм, а на молодых плитах — геологическая деятельность подземных вод [40]. Латеральная геохимическая зональность чехлов платформ характеризуется следующими основными чертами: 1) большей гетерогенностью в распределении ассоциаций рудных элементов в чехле древних платформ по сравнению с мо-

лодыми, что с позиций общей эволюции осадочного чехла можно было бы объяснить тенденцией к гомогенизации, 2) преобладанием ассоциаций элементов с сидерофильными свойствами в чехле молодых платформ, в то время как на древних платформах распространены ассоциации лито-халькофильных и халько-литофильных элементов, 3) наличием отчетливо выраженной асимметрии геохимических свойств на древних платформах, в то время как молодым платформам более свойственно симметричное распределение ассоциаций химических элементов, обусловленное более отчетливо выраженным влиянием процессов седиментогенеза.

Как известно, граница Мохо, отделяющая земную кору от верхней мантии, фиксируется сейсмическими методами — обнаруживается скачок скоростей упругих продольных и поперечных волн в веществе Земли на глубине 10—50 км от ее поверхности. При этом считалось, что чем больше высота земной поверхности, тем больше мощность континентальной коры от этого уровня до раздела Мохо, т. е. горные образования имеют «корни», глубина которых примерно пропорциональна высоте гор. И наоборот, как показали исследования Р. М. Деменичкой (1961 г.), П. Н. Кропоткина (1956 г.) и др., чем глубже морские впадины, тем тоньше под ними кора. Наличие корней под молодыми горными сооружениями дает возможность предполагать, что современный рельеф поверхности Мохо определяется направленностью и интенсивностью новейших (неотектонических) движений, а увеличенная мощность коры под горными сооружениями — результат недавнего ее утолщения. При этом наличие прогибов в рельефе поверхности Мохо под горными хребтами рассматривается многими исследователями как доказательство увеличения мощности земной коры в процессе роста гор. Эти представления являются основой изостатической гипотезы и концепции о наличии вещественного раздела на границе земной коры и верхней мантии, фиксируемой поверхностью Мохо.

Однако вывод о том, что на Земле всюду существует определенная зависимость между мощностью земной коры, ее рельефом и аномалиями силы тяжести, а также, что рельеф поверхности Мохо является зеркальным отражением рельефа Земли, основанные на анализе карты аномалии силы тяжести и на данных определения мощности земной коры методами сейсмологии, верны лишь в первом приближении*, как, например, при сопоставлении континентов и океанов. Новейшие результаты глубинного сейсмического зондирования земной коры существенно изменяют прежние, ставшие уже традиционными представления. Так, образование прогибов в рельефе Мохо под горными хребтами рассматривается как результат главным образом прогибания земной коры в предшествующий горообразованию геосинклинальный период. В связи с

* Одним из наиболее существенных противоречий изостатической гипотезы является несогласуемость срока жизни горных систем и материков в целом со скоростью их эрозии: континенты существуют более 2000 млн. лет при наличии процессов эрозии, которые по данным Д. Кеннеди (1961 г.), могли бы их с nivelировать за 26 млн. лет.

этим подобные «прогибы» не могут рассматриваться как доказательство увеличения мощности земной коры в процессе орогенной стадии. Установлено также, что рельеф поверхности Мохо в основном сформировался до неотектонического этапа.

И. А. Резанов в 1970 г. доказал, что в большинстве случаев величина «корня» примерно соответствует мощности накопившихся вулканогенно-осадочных пород; возникший в эпоху прогибания «корень» в рельефе Мохо обычно сохраняется в течение 100—200 млн. лет, в том числе и в случае формирования на месте геосинклинального бассейна горного сооружения. При этом не исключается некоторое увеличение «корня» в эпоху горообразования, но оно рассматривается как процесс, далеко не повсеместный и незначительный в сравнении с ростом «корня» в геосинклинальную стадию. И. А. Резанов приводит убедительные данные, свидетельствующие о подъеме границы Мохо вследствие погружения «корня» в мантию*, происходящего, однако, значительно медленнее, чем процесс опускания этой сейсмической границы (иногда даже в течение всего геологического периода развития Земли). Иногда в ряде случаев процесс подъема поверхности Мохо приближается по времени к скорости ее погружения, например в «корнях» некоторых срединных массивов, расположенных в непосредственной близости от участков прогибания в альпийских геосинклиналях. О подъеме границы Мохо, как показал И. А. Резанов (1970 г.), свидетельствуют следующие факты: 1) несогласное положение рельефа границы Мохо по отношению к сейсмическим границам внутри коры, 2) неоднородность строения верхней части мантии, которая, как теперь выясняется, в значительной степени сохранила первичную структуру, свойственную коре до ее погружения в мантию, 3) уменьшение мощности коры при переходе от области архейской складчатости к палеозойской, а затем альпийской. Энергетическая причина подобного подъема границы Мохо, очевидно, заключается в переходе пород базальтового слоя в эклогиты, метасоматическом преобразовании под воздействием железо-магnezиальных растворов мантийного происхождения, дегранитизации пород гранитного слоя и затем остаточно-замыкающей базификации пород базальтового слоя [32].

Наряду с областями четкой фиксации границы Мохо, каковыми являются абиссальные равнины океанов (глубина залегания ее достаточно устойчива и составляет 6 км) и континенты (глубина от поверхности варьирует в широких пределах — от 10 до 50 км), имеют место области Земли, в которых кора отделена от мантии зоной пород с неотчетливо выраженным разделом Мохо. В таких областях упругие волны распространяются со скоростью 7—8 км/с, т. е. при переходе от мантии к коре не обнаруживают никаких признаков скачка скоростей. К таким областям относятся океанические хребты и некоторые океанические поднятия, островные дуги,

* К подобному же выводу о нахождении корней крупнейших платформенных структур в пределах верхней мантии, но выше астеносферного слоя пришли в 1969 г. И. Г. Клушин, В. Д. Наливкин, Н. В. Шаблинская.

окраины континентов, районы рифтовой тектоники на континентах и участки, где сравнительно недавно развивались процессы складчатости и горообразования. Существование подобных переходных зон в строении литосферы К. Л. Кук объясняет наличием зон, в которых механически перемешан материал мантии и коры, фон Герцен — существованием необычайно высокой температуры мантии, Л. Ц. Пакизер — преобразованием габбро в эклогиты, А. Е. Рингвуд и Д. Х. Грин — преобразованием базальтоидов вначале в гранатовые гранулиты, а затем в эклогиты. Для континентов наряду с неоднородностью положения раздела Мохо вблизи его поверхности устанавливаются большие колебания температуры, составляющие от 150 °С для одних районов до 1000 °С для других (на подавляющей части площади в пределах 150—400 °С), и давления — от 1 до 20 · 10⁸ Па, чаще в пределах (1—10) · 10⁸ Па.

Предполагалось, что граница Мохо, по которой производится разделение литосферы на земную кору и верхнюю мантию, является границей фазового перехода базальта в эклогит в результате повышения температуры, что нашло выражение, в частности, и в представлениях В. В. Белоусова (1966 г.) — см. рис. 28, 33. Г. Мак-Дональд и Н. Несс еще в 1960 г. доказали, что изменение температуры в земных недрах может приводить к изменению условий фазового перехода в районе границы Мохо, что влечет за собой изменение объема вещества в зоне перемещения границы от базальта к эклогиту. Подобное изменение объема глубинных пород может привести к смещению всей массы коры в районе изменения температуры, чем могут быть объяснены вертикальные перемещения участков коры.

Согласно представлениям А. Е. Рингвуда, верхняя мантия континентов непосредственно под поверхностью Мохо по составу близка к дунитам и альпийским перидотитам, представляющим собой тугоплавкий остаток, сформированный в результате фракционного плавления и последующих процессов дифференциации пиrolита верхней мантии, а выплавляющаяся при этом базальтовая магма шла на формирование земной коры (см. рис. 23, а). В океанических же районах верхняя мантия не подверглась существенной переработке и дифференциации, в силу чего первичный пиrolит располагается вплоть до раздела Мохо (см. рис. 23) [26, 30].

П. Уайл в 1963 г. показал, что граница фазового перехода, имеющая место в литосфере, совпадает с поверхностью Мохо только на континентах (переход базальта в эклогит), а под океанами разделяет различные фазовые состояния перидотита верхней мантии (плагноклазовый — гранатовый). Таким образом, граница базальт — перидотит является нижней границей земной коры, но под океанами она фиксирует лишь химическое изменение пород, а в пределах материков, опускаясь на значительную глубину и отделяя эклогит верхней мантии от нижележащего перидотита, совпадает как с фазовыми, так и химическими изменениями пород.

С. М. Стишов в 1962 г. также пришел к заключению, что характер поверхности Мохо на континентах и в океанах различный,

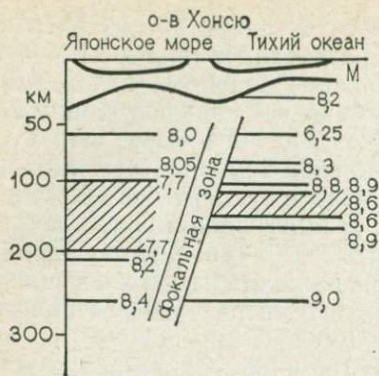


Рис. 30. Геофизический разрез литосферы океана и континентальной окраины островной дуги. По А. С. Алексееву (1980 г.)

Цифрами показаны скорости продольных сейсмических волн (км/с)

однако он считает, что под океанами раздел Мохо представляет собой границу химическую, отделяющую основные породы коры от ультраосновных пород мантии, а на материках является границей раздела фаз, имеющих одинаковый химический состав, но находящихся в различном физическом состоянии. В то же время, согласно представлениям Г. Буларда (1959 г.) и Л. Кинга (1962 г.), поверхность Мохо скорее фиксирует изменение пород по минеральному составу, чем по физическому состоянию. Гипотеза формирования земной коры из первично гомогенного вещества мантии хондритового состава в результате ее термической дифференциации по механизму зонного плавления в принципе не противоречит представлениям о разделе Мохо как о химической границе, особенно если учитывать результаты моделирования этого процесса в пределах астеносферного слоя Земли, проведенного в 1970 г. Е. А. Любимовой, А. М. Тихоновым и др. Однако авторы модели дифференциации мантии по механизму зонного плавления, основываясь на закономерностях распределения элементов в его процессе, подчеркивают, что тугоплавкие продукты дифференциации приурочены не непосредственно к подкорковым участкам мантии, а находятся на значительно больших глубинах, что находит, в частности, отражение на рис. 22 и также не противоречит указанной химической природе раздела Мохо.

Наиболее существенной особенностью раздела Мохо является его кристаллохимическая сущность, выражающаяся в смене кристаллических решеток минералов с изменением координационного числа алюминия с 4 на 6 и обратно, что согласуется как с моделью фазового (базальт — эклогит), так и химического изменения пород (базальт — ультраосновная порода), а также не противоречит представлениям об одновременном существовании в глубинах планеты слоев с разным химическим составом и гомогенных зон, подвергающихся фазовой перестройке.

В последнее время установлена новая форма существования земной коры — системы рифтовых зон, разбитых как в пределах океанической (см. рис. 24), так и материковой коры, а также в их переходных частях (рис. 30) и занимающих лишь в пределах океа-

нов площадь, равную континентам (см. рис. 26). Для рифтовых зон выявляются подчас сложные специфические взаимоотношения мантии и коры, которые нередко характеризуются отсутствием границы Мохо, а интерпретация их природы не вышла еще из области дискуссии, в том числе и в вопросе их типизации. Это надо иметь в виду в отношении выделяемых типов рифтовых систем в соответствии с данными М. И. Кузьмина, рассчитавшего в 1982 г. для магматических пород этих систем естественные геохимические стандарты (табл. 33 и 34):

1) океанические рифтовые зоны, приуроченные к срединноокеаническим хребтам (см. рис. 24), образующим единую систему океанических поднятий протяженностью до 60 тыс. км с наличием в их пределах в большинстве случаев узких рифтовых долин глубиной 1—2 км (в Восточно-Тихоокеанском поднятии — центральное горстовое поднятие). Формируются основные породы из примитивной толентовой магмы малых глубин генерации — 15—35 км (см. табл. 33);

2) континентальные рифтовые зоны представляют собой грабены, генетически связанные с разломами типа сбросов, будучи часто приуроченными к осевым частям крупных сводовых поднятий, мощность коры под которыми уменьшается до 30 км, а подстилающая мантия нередко разуплотнена. В рифтовых долинах появляются толентовые базальты, а в удалении — породы щелочно-базальтовой и бимодальной серий, а также щелочно-ультраосновные породы с карбонатитами (см. табл. 33 и 34);

3) островные дуги, состоящие из четырех элементов: глубоководного желоба, осадочной террасы, вулканической дуги и окраинного моря. Мощность земной коры от 20 км и более, магматические камеры на глубине 50—60 км. Имеет место закономерная смена низкохром-никелевых толентовых серий на натровые известково-щелочные серии, а в самом тылу островных дуг проявляются вулканы шошонитовых серий (см. табл. 33, 34);

4) активные континентальные окраины андийского типа, характеризующие «наполнение» континентальной коры на океаническую, как и островные дуги, сопровождаются сейсмофокальной зоной Заварицкого — Беньофа, но с отсутствием окраинных морей и развитием вулканизма в пределах окраины континента при увеличении мощности земной коры до 60 км, а литосферы — до 200—300 км. Магматизм обусловлен как мантийными, так и коровыми источниками, начинаясь с формирования пород известково-щелочных (риолитовых) серий, сменяющихся на породы андезитовой формации — латитовая серия (см. табл. 33, 34);

5) активные континентальные окраины калифорнийского типа в отличие от островных дуг и активных континентальных окраин андийского типа не сопровождаются глубоководным желобом, а характеризуются сонахождением зон сжатия и растяжения, возникших в результате надвига Североамериканского континента на всю систему срединноокеанического хребта. Поэтому происходит одновременное проявление магматизма, свойственного как рифтоген-

Геохимические типы вулканитов позднекайнозойских активных зон земного шара
По М. И. Кузьмину (1982 г.) *

Компонент, отношение	I			II		III		IV		V	
	1	2	3	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO ₂	50,14	48,80	51,57	47,56	46,84	52,69	53,74	59,50	57,2	58,2	59,27
TiO ₂	1,40	2,38	0,80	2,71	2,75	2,10	1,05	0,70	0,9	1,2	0,56
Al ₂ O ₃	15,65	14,21	15,91	14,07	14,98	14,55	15,84	17,20	16,8	15,30	15,90
FeO+Fe ₂ O ₃	9,84	11,74	9,52	11,90	11,40	9,82	7,79	6,10	6,7	6,8	5,20
MgO	7,87	7,75	6,73	7,31	6,18	5,64	6,36	3,42	4,2	3,1	5,45
CaO	11,66	10,74	11,74	9,71	8,72	7,61	7,90	7,03	6,7	5,2	5,90
Na ₂ O	2,61	2,29	2,41	3,44	3,43	3,82	2,38	3,68	3,8	4,0	2,67
K ₂ O	0,17	0,37	0,44	1,30	3,53	1,76	2,57	1,60	2,1	3,1	2,69
Kb	1,5	7,2	5,0	26,0	85,0	25,00	75,0	31,0	56,0	80,0	100,0
Ba	22,0	127,0	75,0	380,0	970,0	495,00	1000,0	270,0	643,0	1575,0	850,0
Sr	129,0	288,0	200,0	580,0	1300,0	625,00	700,0	385,0	600,0	1190,0	850,0
Zr	95,0	161,0	70,0	295,0	353,0	305,00	50,0	110,0	225,0	330,0	150,0
Hf		4,9	1,0	4,4		3,70	1,0	2,3	4,9	5,5	3,2
La	3,5	13,0	1,1	34,0	80,0	30,00	14,0	11,9	35,0	74,0	18,0

Компонент, отношение	I			II		III		IV		V	
	1	2	3	1	2	1	2	1	2	1	2
Ce	11,1	29,0	2,6	92,0	167,0	55,00	28,0	24,0	58,0	136,0	35,0
Yb	3,3	3,2	1,4	2,6	3,1	2,45	2,1	1,9	1,9	2,7	1,2
Y	33,0	50,0		31,0	36,0	28,00		21,0	20,0	29,0	
Cr	302,0	160,0	50,0	200,0	307,0	78,00	30,0	56,0	100,0	93,0	
Ni	113,0	92,0	30,0	127,0	98,0	107,00	20,0	18,0	38,0	55,0	7,2
Co	41,0	50,0	30,0	48,0	38,0	45,00	32,0	25,0	20,0	19,0	11,2
V	312,0	455,0	270,0	295,0	265,0	220,00	200,0	175,0	131,0	108,0	
K/Rb	940,00	426,00	731,00	415,000	345,000	584,00	284,00	428,00	328,00	320,00	222,00
Rb/Sr	0,01	0,02	0,01	0,045	0,065	0,04	0,11	0,08	0,09	0,07	0,12
La/Yb	1,06	4,10	0,80	13,100	25,800	12,20	6,70	6,30	18,40	27,40	15,00
Ni/Co	2,75	1,84		2,600	2,600	2,40	0,62	0,72	1,90	2,90	0,64

I — толеитовые базальты: 1 — примитивные срединноокеанических хребтов ($n_1=416$, $n_2=300$); 2 — океанических островов, континентальных рифтовых зон и рифтогенных структур ($n_1=426$, $n_2=370$); 3 — низкохром-никелевые фронтальных зон островных дуг (по П. Якишу и А. Уайту, 1972 г.); II — базальты щелочно-базальтовой серии: 1 — натровые океанических островов и континентальных рифтовых зон ($n_1=254$, $n_2=87$), 2 — калиевые континентальных рифтовых зон ($n_1=44$, $n_2=27$); III — андезитово-базальты: 1 — собственно щелочно-базальтовой серии океанических островов и континентальных рифтовых зон ($n_1=$

$=23$, $n_2=23$), 2 — шощонитовой (щелочно-базальтовой) серии тыловых зон островных дуг (по П. Якишу и А. Уайту, 1972 г.); IV — андезиты: 1 — натровой известково-щелочной серии островных дуг (по С. Тейлору, 1972 г.), 2 — собственно известково-щелочной серии активных континентальных окраин (среднее по двум регионам); V — латиты (трахиандезиты): 1 — латитовой серии активных континентальных окраин и обстановки монголо-охотского типа (среднее по двум регионам), 2 — шощонитовой серии островных дуг (по П. Якишу и А. Уайту, 1972 г.).

* Массовые содержания петрогенных компонентов даны в %, им в г/т, им соответствуют величины выборок n_1 .

соответствуют величины выборок n_1 ; содержания редких элементов —

Геохимические типы гранитоидов современных позднекайнозойских активных зон Земли
По М. И. Кузьмину (1982 г.) *

Компонент, отношение	I	II	III		IV		V	VI
			1	2	1	2		
SiO ₂	73,40	62,60	67—72	62—68	67,20	73,10	73,90	73,00
TiO ₂	0,30	0,60	—	—	0,40	0,30	0,20	0,30
Al ₂ O ₃	13,30	16,10	—	—	15,40	13,70	13,30	11,60
FeO+Fe ₂ O ₃	2,70	5,90	—	—	3,20	2,20	1,90	3,60
MgO	0,80	2,60	—	—	1,30	0,40	0,80	0,30
CaO	2,30	4,20	—	—	2,70	1,10	0,70	0,60
Na ₂ O	5,23	3,95	—	—	3,75	3,70	3,72	4,96
K ₂ O	0,41	2,16	—	—	3,90	4,36	4,37	4,58
Rb	4,3	67,0	140,0	125,0	147,0	232,0	380,0	200,0
Li	3,2	18,0	27,0	21,0	50,0	40,0	140,0	80,0
Ba	131,0	910,0	1550,0	1700,0	1000,0	420,0	195,0	85,0
Sr	163,0	475,0	650,0	700,0	340,0	145,0	75,0	20,0
Zr	164,0	137,0	(410,0)	200,0	160,0		130,0	1600,0
Hf	2,9	3,0			4,4		6,0	45,0
Nb	1,6	3,0	22,0	10,0	15,0		34,0	70,0
Ta	0,2	0,7	1,4	1,0	9,0		6,4	6,0

Компонент, отношение	I	II	III		IV		V	VI
			1	2	1	2		
Pb	3,8	12,5	29,0	23,0	25,0	20,0	26,0	35,0
Zn	49,0	70,0	64,0	70,0	57,0	33,0	47,0	190,0
Mo		1,2	1,5	1,7	1,4		1,9	1,9
Cr	10,0	60,0	18,0	14,0	28,0		6,0	15,0
Ni	14,0	22,0	7,0	7,0	12,0		5,0	7,0
Co	9,0	16,0	8,0	3,0	9,0		8,0	6,0
V	50,0	90,0	24,0	45,0	55,0		12,0	6,0
Be	0,3	1,9	2,8	2,2	3,2	3,9	9,0	6,8
Sn	3,2	3,6	3,8	5,0	4,7	5,1	16,0	10,2
B	7,4	15,0		23,0	20,0	19,0	26,0	8,0
F	225,0	640,0	500,0	600,0	850,0	700,0	2100,0	1410,0
K/Rb	790,000	270,00	290,00	280,00	220,00	160,0	100,0	190,0
Rb/Sr	0,026	0,14	0,22	0,18	0,43	1,6	5,0	10,0
Ba/Sr	0,800	1,90	2,40	2,40	2,90	2,9	2,6	4,2

I — плагиограниты толеитового ряда гипабиссальных островных дуг и офиолитовых поясов ($n=7$); II — гранитоиды андезитового ряда островных дуг ($n=6$); III—IV — гранитоиды монзонитового ряда активных континентальных окраин андийского и невадинского типов, а также обстановки монголо-охотского типа; III — латитового (диорит-монзонитового) ряда, данные Л. В. Таусона, 1977 г. (I — мезо-

абиссальные, 2 — гипабиссальные), IV — известково-щелочного ряда (I — мезоабиссальные, $n=6$, 2 — гипабиссальные, $n=1$); V—VI — гипабиссальные гранитоиды континентальных рифтовых зон, рифтогенных структур обстановок монголо-охотского типа, тыловых зон активных континентальных окраин; V — плюмазитовые редкометалльные лейкограниты ($n=4$), VI — апаитовые граниты ($n=4$).

* Массовое содержание петрогенных компонентов дано в %, редких элементов — в г/т, n — количество комплексов, участвующих в усреднении.

ным структурам (океанического и континентального типов), так и зонам сжатия (глубинные сейсмофокальные зоны) — см табл. 33 и 34.

Рассчитанные М. И. Кузьминым петрогеохимические стандарты (типы) магматических пород, характерные для указанных зон, имеют большое научное значение, независимо от плейтектонических взглядов их автора, в том числе и для типизации характера докембрийского магматизма. В. М. Кузьмин полагает, что особенности этих геохимических типов магматических пород (см. табл. 33 и 34) определяются не возрастом, а геодинамическими условиями формирования, поэтому эти типы могут являться основой для реконструкции на месте подвижных поясов прошлых активных зон, сопоставимых с современными. Примером подобных реконструкций является отождествление мезозойского Монголо-Охотского пояса с рифтовой системой активных окраин калифорнийского типа. Этому представлению, отрицающему существование геосинклинальных систем по крайней мере в фанерозое и распространяющему закономерности рифтогенного пороодообразования на далекое прошлое Земли, противостоит представление, также основанное на исследовании геохимических закономерностей магматизма, о том, что островные дуги не указывают на наличие коры переходного типа, а тем более рифтогенных структур, а являются типичными молодыми геосинклиналями [20].

Для реконструкции ранней истории Земли важны исследования молодого океанического и континентального магматизма, проведенные Б. Г. Лутцем. Характерной особенностью океанической коры в отличие от континентальной являются [20]: 1) удивительное ее однообразие и молодой послемезо-кайнозойский возраст, 2) огромные объемы продуктов магматизма, характерные представители которых — толеитовые океанические базальты на значительных пространствах сохраняют свои особые черты, 3) малоглубинное выплавление при высоком геотермическом градиенте, не достижимом на континентах ($p = 1 \div 3 \cdot 10^8$ Па), и высокой температуре — 1244—1260 °С, исключающей возможность их выплавления в присутствии достаточного количества воды (менее 2%), 4) исключительная бедность океанических толеитов флюидной и газовой составляющими. Все это свидетельствует об образовании океанических базальтов в малоглубинных, относительно сухих условиях без притока флюидного вещества. Океанические острова, часто представляющие собой вершины подводных вулканов, в основании сложены теми же толитами, а вершины — щелочными оливиновыми базальтами, являющимися представителями более глубоких магм.

Островодужный вулканизм Б. Г. Лутц считает типично геосинклинальным, который в отличие от океанического рифтового является исключительно эксплозивным, пересыщенным газовыми составляющими, стимулировавшими генерирование магм, представленных сериями — известковистой (толеитовой), известково-щелочной (преобладают) и щелочной. Особенности состава каждой се-

рии определяются глубиной генерации магмы, минимальной для толентовой и максимальной для щелочной высококальциевой магмы. Зона Заварицкого — Беньюфа рассматривается не как зона надвига океанической плиты на континентальную, а как канал проницаемости для потоков нитрателлурических флюидов дегазации очень глубоких горизонтов мантии.

На основании геохимического анализа вулканитов древних зеленокаменных поясов установлено, что они достаточно уверенно определяются как химические аналоги геосинклинально-островодужного (а не океаническо-рифтогенного) вулканизма: 1) наиболее типично наличие толентовой и известково-щелочной серий; 2) большинство фигуративных точек вулканитов попадает на соответствующих диаграммах на островодужный, а не на океанический тренд, хотя имеются точки и промежуточного положения. Однако в архейских вулканитах выше содержание элементов группы железа, чем в островодужных базальтах.

Петрохимический анализ офиолитовых комплексов свидетельствует об их существенном различии: 1) нижний гипербазитовый комплекс океанов представлен лерцолитами и гарцбургитами, а в континентальных сериях — дунитами, гарцбургитами, верлитами и пироксенитами; 2) океанические гипербазиты всех петрохимических типов близки к среднемантийному веществу (хондриту или гранатовому перидотиту) и не обеднены литофильными элементами, тогда как континентальные — это предельный остаток после выплавления габброидной магмы, очень сильно обедненный литофильными элементами; 3) верхние базальтовые части офиолитовых океанических разрезов — завершающее звено химически взаимосвязанной гипербазит-габбро-базальтовой серии пород, тогда как в континентальных разрезах они значительно оторваны по времени формирования от гипербазит-габбровой серии, не попадая на их тренд дифференциации. Океанические офиолитовые комплексы формируются на фронте разогретого мантийного диапира с очень слабо выраженной дифференцированностью, а для континентальных характерна гораздо большая дифференцированность — от дунитов и гарцбургитов до анортозитов и диоритов — плагиогранитов. Офиолиты континентов — это локальные образования, «выдвинутые» на малую глубину (в большинстве случаев давление меньше $7 \cdot 10^8$ Па). Офиолиты океана имеют региональное распространение, его верхняя базальтовая часть формирует второй слой океанической коры, а нижняя — габброидная, не переходящая в остаточные гарцбургиты, слагает третий слой океанической коры.

Главное отличие континентального рифтового магматизма от океанического заключается в большей глубине генерации магмы, с которой возрастают калиево-ультраосновность и насыщенность летучими компонентами. В силу этого для него характерны вулканиты щелочных оливиновых базальтов, несколько меньше по объему — вулканиты щелочных базальтов, наконец, могут быть представители и наиболее глубокой магмы щелочных калиевых

базальтов. Для океанических же рифтов, как указывалось, характерны малоглубинные толентовые базальты.

Платформенные платобазальты близки к океаническим по повышенному содержанию всей группы когерентных элементов, в том числе и группы железа, а с геосинклинальными их сближает повышенное содержание некогерентных элементов. На многих петрохимических диаграммах вулканические породы попадают в промежуточное пространство между океаническими и геосинклинальными. Для платформенного магматизма характерно: 1) преобладание эффузивных форм вулканизма над эксплозивными, что сближает его с океаническим; 2) отсутствие самостоятельного кислого магматизма; 3) перемещение очагов генерации магмы вглубь и уменьшение объемов магматизма при усилении мафической тенденции со временем (прямо противоположно геосинклинальной тенденции, для которой характерна ассоциация ультраосновных лав с малоглубинными толентами, а в более глубинных и более щелочных магмах с увеличением щелочности увеличивается и кремнекислотность).

Б. Г. Лутц считает, что нет оснований параллелизовать платформенный вулканизм с океаническим, а платформенная стадия — это индивидуальный режим развития континентальной коры, в которую сиалическая направленность геосинклинальных и орогенных режимов сменяется симатической тенденцией. Орогенный режим, который может следовать с некоторым перерывом как за геосинклинальной, так и за платформенной стадией развития коры, указывает на мантийный, а не внутрикоровый источник гранитоидного магматизма. Это утверждение справедливо, по-видимому, лишь частично и в большей степени к фанерозойским гранитоидным формациям, особенно габбро-плагиогранитовым и диорит-гранитовым. Относительно же мигматитовых формаций гранитоидов докембрия, как и части собственно орогенных батолитов гранитных плутонических серий, с этим утверждением нельзя согласиться, поскольку имеются убедительные свидетельства полигенности, т. е. генетического многообразия подобных пород [3, 32].

В результате указанных петрогеохимических исследований продуктов магматизма Б. Г. Лутц [20] пришел к заключению о том, что изначально исходное вещество продуктов магматизма континентальных и океанических сегментов одинаково, но дифференцировано оно (также изначально!) разными способами: 1) для континентов предполагается механизм дегазации глубинных частей планеты с обогащением внешней оболочки литофильными сиалическими элементами, 2) для океанов — медленное накопление тепла мантийными глубинами и массовое плавление, охватывающее огромные территории с формированием новой вулканической коры. При этом ее формирование, как установлено в 1976 г. Е. Е. Милановским, в 1979 г. В. В. Белоусовым и другими исследователями, началось с мезозоя и особенно кайнозоя. Б. Г. Лутц признает наличие двух противоборствующих тенденций: 1) островные дуги и современные геосинклинали накладываются на океаническую кору,

2) «океанические процессы» наступают на континентальные массы. К такому же выводу, но с позиций «активных окраин» приходит и М. И. Кузьмин (1982 г.), противопоставляя невадийскому типу калифорнийский.

Следует обратить внимание на заключение Б. Г. Лутца [20] о том, что сиалическая докембрийская эпоха планеты дальше сменяется симатической спецификой корообразования в фанерозое, которая проявлялась в мезозое и усилилась в кайнозое, с которым в целом можно согласиться. Однако, как было показано ранее [24], закономерности петрохимической эволюции магматизма, тесно связанные с формированием базальтового и гранитного слоев и развитием подкорового субстрата, позволяют наметить в истории геологической эволюции литосферы два глобальных этапа с выделением в пределах каждого из них нескольких петрохимических эпох.

I этап — формирование первичной земной коры. Начинается он с эпохи образования протобазальтового слоя [$(4200-3700) \pm \pm 200$ млн. лет], которая сменяется в пределах континентов эпохой становления протогранитного слоя, сопровождаемой эволюцией протобазальтового слоя в направлении собственно базальтового слоя [$(3700-2100) \pm 200$ млн. лет]. Этап формирования первичной земной коры заканчивается эпохой эволюции протогранитного и протобазальтового слоев в направлении усиления их контрастности [примерно $(2100 \pm 200) - (1300 \pm 100)$ млн. лет], результатом проявления которой является становление земной коры с полностью развитыми гранитным и базальтовым слоями.

II этап — формирование вторичной земной коры. Начинается он с эпохи образования вторичного базальтового слоя, идентифицируемого (по продуктам, но не по геодинамическим условиям формирования) с корой океанического типа в результате развития массового основного и ультраосновного магматизма, а также увеличения основности продуктов гранитоидного магматизма и гранитного слоя в целом [$(1300 \pm 100) - (230 \pm 50)$ млн. лет]. Эта эпоха гранитофобности сменяется эпохой формирования вторичного гранитного слоя в пределах островных дуг [$(230 \pm 50) - 0$ млн. лет], которое сопровождается в пределах континентальной коры увеличением кислотности и щелочности продуктов магматизма и гранитного слоя в целом. Однако формирование вторичного гранитного слоя в различных частях земного шара начинается разновременно и сопровождается противоборствующими тенденциями (островные дуги, островной магматизм океанов и срединноокеанических рифтов, активные окраины континентов невадийского и калифорнийского типов). Указанная граница в 230 ± 50 млн. лет является наиболее ранним проявлением начала этой гранитофильной тенденции.

Указанные тенденции проявляются по-разному в пределах океанической и континентальной коры и первопричина их, так же как и многих геологических явлений, в том числе и формирования этих двух типов земной коры и различного их развития, связывается с первичными неоднородностями Земли. Эти неоднородности, как

указывалось ранее [34, 46], обусловлены как условиями формирования Земли, т. е. ее догеологической — планетарной историей, так и в ранние стадии ее развития — в раннем азое.

ВЕРХНИЕ ПРОТОГЕОСФЕРЫ РАННЕЙ ЗЕМЛИ

Учитывая закономерности распределения вещества в пределах внешних геосфер ранней Земли (см. табл. 25, 28, 34), нами принята трехслойная модель мантии (см. рис. 3). Границы средней протомантии с верхней, так же как и верхней с протокорой, обусловлены сменой вещественного состава, которая происходила на глубинах соответственно 320 и 88 км от поверхности Земли (см. табл. 25, 28). Нижняя граница средней протомантии с нижней проводится по общепринятому рубежу — 1000 км (см. рис. 20), хотя он и не фиксирует смены в составе реликтового метеоритного вещества, представленного гиперстеновыми хондритами, целиком слагающими среднюю протомантию общей мощностью 680 км (см. табл. 25). Несколько выше рубежа 1000 км, а именно в интервале 613—879 км от поверхности устанавливается на основании геофизических данных (слой L_2) повышение отношения Fe/Mg. Именно к этой зоне можно приурочить «сбрасывание» металлической составляющей вещества Сверхновой — Ss_M (см. табл. 23), распределив его в пределах ρC в логарифмическом масштабе с максимумом на отметке 745 км и 60%-ным содержанием в «слое» мощностью 266 км. Это определило выделение как данного слоя в пределах средней протомантии (слой L_2), так и «слоя» L_3 между L_2 и нижней протомантией (ρD) мощностью 121 км. Поскольку нижняя граница — геофизическая, то она обусловила зону распространения этой добавки на глубину. Этим была установлена и верхняя область вхождения металлической компоненты Ss_M в среднюю протомантию из предположения о несколько более медленном спаде кривой убывающей тенденции в распределении металлической компоненты Ss_M по сравнению со скоростью начала ее вхождения в состав аккрецируемого вещества Земли в пределах средней протомантии — слой L_1 , мощностью 213 км. Эта величина мощности слоя L_1 определялась и соображениями о выделении слоя состава гиперстеновых хондритов (L_p), который в дальнейшем вошел в состав (был поглощен) верхней мантии* современной Земли (см. табл. 25 и 35). В табл. 36 приведено содержание количества атомов элементов в стандартном объеме в 1000 \AA^3 , а на рис. 20, б — общая тенденция изменения их количества в теле Земли, рассчитанные на основе атомно-объемной системы [33].

Температура средней протомантии определялась температурой аккреции, снижавшейся примерно от 600 до 250 °C (см. рис. 8),

* Другое объяснение отклонения границы средней и верхней протомантии ранней Земли от границы между геосферами С и В в современной Земле (см. рис. 3) — недостаточная точность исходных данных (δ , d_v , П, ДП; см. табл. 22 и 29), а также принятые в расчетах табл. 28 средние значения ρ геосфер современной Земли — см. табл. 24 и допущения (исключение экзотических разностей метеоритов с пересчетом ДП на 100%).

Гипотетическое распределение элементов по протогеосферам и их „слоям“ (%) в условиях идеальной модели полигенно-гетерогенной аккреции

Протогеосферы, «слои», мощность (<i>h</i>)		<i>h</i>	Fe	O***	Si	Mg	Ni	Ca	S	Al	Cr	P
Протокоора <i>h</i> =88 км	CI	15	15,91	46,14	12,85	11,77	0,81	1,33	4,82	1,06	0,19	0,09
	CII	42	18,70	42,31	15,09	13,55	1,00	1,56	2,79	1,24	0,25	0,10
	CIII	31	21,32	38,18	17,02	15,75	1,08	1,84	1,78	1,47	0,28	0,11
Верхняя прото- мантия <i>h</i> =232 км	Ach ₁	75	16,09	41,12	20,69	10,77	0,43	4,75	0,81	3,98	0,23	0,07
	Ach ₂	130	11,86	43,70	22,91	12,87	0,01	3,84	0,43	3,33	0,24	0,03
	Ach ₃	27	16,58	37,14	23,68	17,78	0,47	1,06	1,16	1,20	0,26	0,04
Средняя прото- мантия <i>h</i> =680 км	L _p	80	21,23	38,23	18,35	14,91	1,06 _M	1,26	2,18	1,08	0,37	0,10
	L ₁	213	24,09	36,72	17,63	14,32	1,24 _M	1,21	2,10	1,04	0,35	0,10
	L ₂	266	28,48	34,43	16,53	13,43	1,52 _M	1,13	1,97	0,97	0,33	0,09
	L ₃	121	23,88	36,83	17,69	14,37	1,23 _M	1,21	2,10	1,04	0,35	0,10
Нижняя прото- мантия <i>h</i> =1900 км	L _v	425	21,23	38,23	18,35	14,91	1,06 _M	1,26	2,18	1,08	0,37	0,10
	L + E	112	23,70	35,87	18,14	14,02	1,30 _M	1,10	3,08	0,98	0,36	0,12
	H	363	28,09	35,71	14,35	14,45	1,66 _M	1,21	1,96	1,03	0,35	0,01
Внешнее прото- ядро <i>h</i> =2200 км	H + Fm +	602	65,55	14,81	5,89	5,16	6,02 _M	0,70	0,39	0,47	0,18	0,12
	+ Fm Sm	297	76,38	8,57	3,38	2,65	7,26 _M	0,49	0,06	0,29	0,12	0,16
	+ Fm Sm Fm	1301	90,10	—	0,01	0,03	8,76 _M	0,02	0,10	<0,01	<0,01	0,19
Внутреннее ядро <i>h</i> =1271	Fm	1271	90,10	—	0,01	0,03	8,76 _M	0,02	0,10	<0,01	<0,01	0,19

Протогеосферы, «слои» мощность (h)		Na	Ti	Co	Mn	K	H	C	Fe _c	Fe _T	Fe _M	Fe/Mg	Fe/Si
Протокора h=88 км	CI	0,41	0,03	0,04	0,15	0,05*	1,80	2,54	11,71	4,20**	—	1,35	1,24
	CIИ	0,31	0,04	0,05	0,13	0,04*	1,16	1,68	16,27	2,43**	—	1,38	1,24
	CIИИ	0,28	0,07	0,05	0,12	0,04*	0,19	0,41	19,77	1,55**	—	1,35	1,25
Верхняя прото- мантия h=232 км	Ach ₁	0,25	0,25	0,02	0,24	0,03*	0,07	0,19	13,63	1,41	1,05	1,49	0,78
	Ach ₂	0,14	0,20	0,001	0,24	0,02*	—	0,17	9,81	0,76	1,29	0,92	0,52
	Ach ₀	0,29	0,04	0,02	0,17	0,05*	0,01	0,04	10,56	2,02	4,00	0,93	0,70
Средняя прото- мантия h=680 км	L _p	0,64	0,07	0,05 _M	0,25	0,11	0,03	0,10	11,46	3,80	5,97	1,42	1,16
	L ₁	0,62	0,07	0,05 _M	0,24	0,11	0,03	0,10	9,48	3,66	10,95	1,68	1,37
	L ₂	0,58	0,06	0,05 _M	0,22	0,10	0,02	0,09	8,97	3,43	16,08	2,12	1,72
	L ₃	0,62	0,07	0,05 _M	0,24	0,11	0,03	0,10	9,52	3,66	10,70	1,66	1,35
Нижняя прото- мантия h=1900 км	L _v	0,64	0,07	0,05 _M	0,25	0,11	0,03	0,10	9,89	3,80	7,54	1,42	1,16
	L + E	0,61	0,07	0,08 _M	0,23	0,10	0,03	0,22	4,88	5,36	13,46	1,69	1,31
	H	0,58	0,06	0,08 _M	0,23	0,11	0,02	0,10	7,05	3,41	17,63	1,94	1,96
Внешнее протояд- ро h=2200 км	H + Fm + + Fm Sm	0,10	0,01	0,39 _M	0,08	0,02	0,004	0,11	9,30	0,68	55,57	12,70	11,13
	Fm + + Fm Sm	—	—	0,48 _M	0,05	—	—	0,12	2,01	0,10	74,27	28,82	22,60
	Fm	—	—	0,61 _M	<0,01	—	—	0,18	—	0,17	89,93	3003	9010
внутреннее ядро R=1271	Fm	—	—	0,61 _M	0,01	—	—	0,18	—	0,17	89,93	3003	9010

* Содержание К занижено за счет исключения из расчетов хондритовой компоненты; при примеси ее в pA и pB порядка 20—30% содержание К в действительности будет на 25—45% больше (см. табл. 45).

** Содержание железа, целиком связанного в сульфидах.

*** Содержание кислорода дано согласно данным табл. 21, оно будет завышенным по сравнению с кислородом, связанным в окисных компонентах, в связи с чем содержание Fe_c, Fe_T, Fe_M рассчитаны по экспериментальным данным без исправления на связанный кислород.

Химический состав геосфер ранней и современной Земли, количество атомов в стандартном объеме массы вещества в 1000 Å³ (интрамилльное содержание атомов)

По В. А. Руднику (1978 г.)

Геосфера		<i>h</i>	ρ_c	Fe	O	Si	Mg	Ca	S	Al	Cr	P	Na	Ti	
Земля в целом		6371	5,52	24,9	55,7	14,8	14,5	0,9	1,5	1,2	0,2	0,1	0,6	0,04	
Протогеосфера	Протокора	88	3,238**	6,72	50,46	10,73	11,30	0,79	1,66	0,94	0,09	0,06	0,26	0,02	
	Прото- мантия	Верхняя	232	3,558**	5,31	55,70	17,11	11,28	2,05	0,35	2,65	0,14	0,03	0,40	0,09
		Средняя	680	3,792	10,49	50,53	14,20	13,32	0,68	1,48	0,87	0,15	0,07	0,62	0,03
		Нижняя	1900*	5,182	14,76	68,56	17,82	19,06	0,97	2,08	1,23	0,22	0,04	0,83	0,04
Внешнее протоядро		2200*	11,007	91,53	32,70	7,41	7,39	0,66	0,45	0,61	0,13	≤ 0,32	0,11	0,01	
Современные	Внутреннее ядро	1271	12,56	121,69	1,37	0,03	0,09	0,04	0,24	< 0,03	< 0,01	0,46	—	—	
	Кора	20	2,784	1,68	48,89	15,64	2,27	2,42	0,06	4,87	—	0,04	1,33	0,18	
	Верхняя мантия	380	3,539	6,46	(54,14)	15,08	12,22	1,45	(0,92)	1,75	0,13	0,04	0,36	0,06	
	Средняя мантия	600	3,809	10,80	(50,16)	14,16	13,29	0,67	(1,48)	0,87	0,15	0,07	0,62	0,03	
	Нижняя мантия	1880*	5,169	14,72	68,39	17,78	19,01	0,96	2,08	1,22	0,22	0,04	0,83	0,04	
	Внешнее ядро	2220*	10,986	91,53	35,86	9,75	5,99	0,64	1,55	1,25	0,13	0,21	—	—	
Исправленные за дефицит ка- лия в верхней мантин	pA	88	3,238**	6,22	50,14	12,38	11,06	1,10	1,22	1,37	0,11	0,05	0,32	0,04	
	pB	232	3,558**	6,47	54,29	15,40	12,01	1,46	0,90	1,87	0,14	0,05	0,45	0,06	
	pC	680	3,792	10,11	51,14	14,62	13,07	0,87	1,33	1,12	0,14	0,07	0,59	0,04	
	B	380	5,539	7,14	(53,00)	14,43	12,48	1,20	(1,11)	1,42	0,14	0,05	0,39	0,05	
	C	600	3,809	10,80	(50,18)	14,16	13,28	0,67	(1,47)	0,88	0,15	0,07	0,62	0,03	

Геосфера		Co	Mn	K	H	C	Ni	Сумма	Fe _c	Fe _T /Fe _{cф}	Fe _M	Fe/Mg	Fe/Si	
Земля в целом		0,1	0,1	0,06	1,0	0,4	1,9	118	7,75	1,46/0,03	15,70	1,72	1,71	
Протогеосфера	Протокора	0,02	0,05	0,02	17,57	2,19	0,33	103,2	5,82	0,83/0,00	0,07	0,59	0,63	
	Прото- мантия	Верхняя	0,004	0,09	0,03	0,42	0,32	0,07	96,04	3,38	0,004/0,08	1,85	0,47	0,31
		Средняя	0,02 _M	0,10	0,06	0,68	0,19	0,52 _M	94,01	6,18	1,48/0,00	2,83	0,79	0,74
		Нижняя	0,04 _M	0,14	0,09	0,62	0,29	0,80 _M	127,6	11,10	2,09/0,00	1,57	0,77	0,83
Внешнее протоядро		0,55 _M	0,05	0,02	0,13	≤ 0,77	8,26 _M	151,1	7,70	0,45/0,00	83,38	12,39	12,35	
Современные	Внутреннее ядро	0,78 _M	< 0,01	—	—	1,13	11,25 _M	137,1	—	0,23/0,00	121,46	1352	4056	
	Кора	—	0,04	0,59	2,82	0,63	—	81,5	1,66	0/0,02	—	0,75	0,11	
	Верхняя мантия	0,01	0,08	0,00	(4,43)	0,73	0,20	98,1	4,95	0,92/0,36	0,23	0,53	0,43	
	Средняя мантия	0,02 _M	0,10	0,06	(0,68)	0,19	0,54 _M	93,89	5,53	1,48/0,00	3,79	0,81	0,76	
	Нижняя мантия	0,04 _M	0,14	0,09	0,62	0,28	0,80 _M	127,3	11,07	2,08/0,00	1,57	0,77	0,83	
	Внешнее ядро	0,25 _M	—	—	—	≤ 0,55	6,54 _M	154,2	7,11	1,55/0,00	82,86	15,28	9,39	
Исправлен- ные за де- фицит кр- ля в верх- ней мантии	pA	0,01	0,06	0,02	10,62	1,41	0,25	96,38	4,81	0,13/0,52	0,75	0,56	0,50	
	pB	0,01	0,09	0,04	3,18	0,57	0,21	97,2	4,12	0,45/0,17	1,73	0,54	0,42	
	pC	0,02 _M	0,10	0,06	0,68	0,21	0,48 _M	94,65	6,04	1,28/0,01	2,77	0,77	0,69	
	B	0,01	0,09	0,005	(4,43)	0,71	0,27	96,92	4,36	0,56/0,23	1,99	0,57	0,49	
	C	0,02 _M	0,10	0,06	(0,68)	0,19	0,54 _M	93,9	6,43	1,47/0,00	2,90	0,81	0,76	

Примечание. Рассчитана по данным табл. 25, 45, 46 ρ_c — минералогическая плотность средняя для геосферы, г/см³.

* Предполагаемая разница в мощности с целью отразить факт поглощения нижней мантии внешним ядром.

** По-видимому, плотности протокры и верхней протомантии

были значительно меньше и, следовательно, мощности их соответственно больше, как и радиус самой ранней Земли.

и температурой за счет падавших метеоритных тел, которая могла повышаться на самых последних стадиях формирования рС в соответствии с расчетами В. С. Сафронова [37]. Современное гипотетическое распределение температур в рС (см. рис. 20 и 21) достигнуто за счет главным образом теплогенерирующей роли радиоактивных элементов в основном в пределах верхней протомантии, обеспечивших образование астеносферного слоя. Нижняя граница ограничения поднятия температур определяется глубинами самых глубоководных землетрясений — 500—700 км. Конечное давление было достигнуто после формирования ранней Земли за счет литостатического воздействия вышележащих пород (см. рис. 20).

Вышезалегающая верхняя протомантия мощностью 232 км выделена на основе смены хондритового состава на существенно ахондритовый. Нижняя граница 320 км фиксирует появление ВМК диогенитового состава, а верхняя — исчезновение ВМК эвкритового состава. Химический состав рВ в целом показан в табл. 25, а по «слоям» — в табл. 35, состав рВ в ВМК — приведен в табл. 28, из которой явствует, что в составе верхней протомантии имеется четкая зональность, обусловленная следующей последовательностью слоев снизу вверх: $(L+Di) \rightarrow (Di+U+Ho+Au) \rightarrow (Au) \rightarrow (Ho+Eu) \rightarrow (Eu+СIII)$. В состав этих зон входит в соответствующих пропорциях вещество Сверхновой (Ss_F), которое, с одной стороны, фиксирует вклад в рВ усредненного состава метеоритных тел, отклоняющихся в своем распределении от закономерности гравитационного фракционирования, а с другой — минимально возможный вклад вторичного вещества. Однако в связи с небольшим объемом указанных типов ВМК — они распределены в три слоя (снизу вверх): $Ach_3=40,6$ Di, 40,6 L, 18,8 Ss_F мощностью 27 км, $Ach_2=81,2$ Ach 18,8 Ss_F мощностью 130 км и $Ach_3=48,7$ Eu 32,5 CIII 18,8 Ss_F мощностью 75 км. В слое Ach_2 ахондритовая составляющая представлена 27,91Eu25,48Ho14,96Au10,3Di5,6U.

Температурные условия в пределах верхней протомантии определялись потенциальной энергией аккреции и составляли примерно от 300 до 150—120 °С. Дополнительный запас тепловой энергии вносился за счет падения крупных метеоритных тел, которые в целом могли поднять начальное распределение температур в недрах верхней мантии примерно до 200—300 °С. Современный высокий температурный градиент обуславливается высоким содержанием в этом слое тепловыделяющих элементов (см. рис. 7, табл. 20, 21).

Вышезалегающая протокрышка мощностью 88 км представлена существенно углисто-хондритовой составляющей с примесью вещества Сверхновой (см. табл. 25) — CIIICIII18,8 Ss_F . Она имела определенную зональность снизу вверх: CIII — 31 км, CII — 42 и CI — 15 км (см. табл. 35). Можно полагать, что в силу маломощности этих слоев их состав был в значительной степени усреднен между собой. По-видимому, на составе протокрышки не могло не сказаться сильное влияние ахондритовой составляющей, слагающей верхнюю протомантию. Однако при моделировании состава протокрышки мы воздержались от «внесения» в ее состав ВМ — компонен-

та ахондритов и в первую очередь эвкритов из-за отсутствия соответствующих расчетов доли гетерогенности, возможный характер которой отмечался ранее. Можно полагать, что доля ахондритовой составляющей не окажется ниже 25—30%, что, естественно, скажется и на общем составе протокры.

Характерными особенностями рассматриваемой протокры являются высокое содержание летучих, в первую очередь воды, углерода, серы и высокая пористость, обуславливающая повышенную ее теплоемкость. Содержание кремнезема и других компонентов таково, что оно могло обеспечивать получение соответствующих магматических расплавов.

Более того, поскольку состав летучих, их содержание и соотношения в углистых хондритах и ахондритах очень близки к веществу современной оболочки Земли (табл. 37 и 38), так же как и по изотопному составу входящих в них элементов [11, 43], то это свидетельствует о правомерности проведенного моделирования протокры. Ранее отмечалось, что в состав углистых хондритов входят разнообразное органические соединения, включая аминокислоты, нуклеиновые основания, ароматические полимеры, порфирины и др. Поскольку протокры, по-видимому, не менее чем на 60% состояла именно из углистых хондритов (допускаем, как указывалось, повышенную примесь по сравнению с рассчитанной моделью ахондритов), то, как подчеркивалось в работе Э. М. Галимова и других исследователей [11], на поверхности Земли изначально существовала достаточно высокая концентрация восстановленных форм углерода, которые могли обусловить возникновение соединений, имеющих предбиологическое значение, что устраняет необхо-

Таблица 37

Средние содержания некоторых летучих элементов в различных типах метеоритов (10^{-6} г/г, а для благородных газов 10^{-9} см³/г)

По Э. М. Галимову и др. (1982 г.)

Компонент	Хондриты						Ахондриты
	Углистые				Обыкновенные	Энстатитовые	
	С I	С II	С (III+IV)	Среднее			
H ₂ O	201000	130400	7200	110000	2000	1000	—
C	31000	22300	3300	18800	1100	400	700
N*	1476	688	32	732	25	416	9
Cl	563	338	272	391	137	511	15
F	118	68	136	107	129	190	39
Br	2,5	1,6	1,7	1,9	0,3	2,8	0,25
I	0,367	0,297	0,190	0,287	0,049	0,191	0,082
³⁶⁺³⁸ Ar	988	559	778	775	414	97	99
Ne	433	329	226	343	165	126	101
Kr	19,0	16,5	13,3	16,2	0,28	2,5	0,18
Xe	34,6	13,7	15,8	21,4	0,43	4,9	0,24

* Азот в углистых хондритах определен разными методами; в таблицу включены данные, полученные К. К. Кангом и Р. М. Клейтоном (1978 г.) методом пиролиза в вакууме.

Соотношение летучих в некоторых типах метеоритов и земной коре
По Э. М. Галимову и др. (1982 г.)

Отношение элементов	Земная кора в целом	Хондриты					Ахондриты
		Углистые			Обыкновенные	Энстатитовые	
		CI	CI	CI			
H ₂ O/C	10	6,7	5,9	2,2	1,7	0,25	25
C/N	25	21	32	103	44	9,6	77
F/Cl	0,25	0,21	0,20	0,50	0,9	0,4	2,6
Br/Cl (10 ³)	4,5	4,4	4,7	6,2	2	5,5	16
I/Cl (10 ³)	0,4	0,65	0,9	0,7	0,3	0,4	5,5
Ne/Ar	0,36	0,4	0,6	0,3	4	1,2	1
Ar/Kr	50	52	34	58	147	39	550
Kr/Xe	11,1	0,6	1,2	0,8	0,7	0,5	0,8

димось в действии каких-либо специфических механизмов образования органических соединений на поверхности ранней Земли. Необходимое для возникновения жизни условие обеспечивалось низкими температурами поверхности аккрецируемой Земли (менее 100 °С) в силу длительности этого процесса — время аккреции 88 км слоя протокоры оценивается в 7 млн. лет (см. рис. 8).

Таким образом, около 4,38 млрд. лет назад Земля как планета была сформирована с образованием свойственной ей протозональности (см. рис. 3,23; табл. 25, 28, 35, 36).

По аналогии с Луной можно допустить, что поверхностный слой земной протокоры состоял из материала типа реголита, мощность которого могла составлять от нескольких до десятков километров. Г. Г. Шмидт оценивает мощность лунного протореголита в 10 км [16]. И если поверхность Луны под слоем материковых и морских пород считается переработанной метеоритами до глубины 25 км, то для Земли, по-видимому, следует ожидать еще больших глубин. Это дает нам основание предполагать интенсивное перемешивание материала протокоры, в значительной степени состоявшей из «земного реголита» (раньше, до получения сведений о Луне, мы называли такой материал «насыпным», подчеркивая тем самым его генетическую природу). Интенсивное кратирование поверхности ранней Земли продолжалось, по-видимому, по аналогии с Луной и после формирования Земли как планеты, т. е. с 4,38 млрд. лет. Эта стадия ранее нами выделялась под названием азойской, т. е. безжизненной. Некоторые исследователи называют ее планетарной, что не совсем точно отражает смысл происходящего, поскольку Земля как планета уже сформировалась, сформировалась и первичная атмосфера, в протокоре и верхней протомантии начались процессы аккумуляции тепла, генерируемого как ураном, торием и калием, изначально содержавшимся в этих протооболочках в значительных количествах (см. рис. 3), так и короткоживущими ну-

клидами (см. рис. 17). Под воздействием этого тепла началось формирование метаморфической зональности и образование очагов расплавления вблизи поверхности, поскольку породы протокоры были высоководосодержащими и обладали хорошими теплоизоляционными свойствами.

Очевидно, накоплению тепла способствовало и продолжавшееся падение метеоритов. Поэтому процессы близповерхностного магмообразования могли носить смешанную природу, начавшись по крайней мере быстрее, чем на Луне, не обладавшей ни такой радиоактивностью, как Земля, ни теплоизолирующей крышкой, ни такой «кислой» протокорой. Вероятно, и ударный эффект на Земле вызывал большее поступление тепла, ибо, если для Луны в период 4,4—4,1 млрд. лет назад кратеры диаметром 200—50 км весьма часты, то для ранней Земли они и тем более не были меньше. При этом одновременно с близповерхностным магмообразованием могло происходить и достаточно быстрое заложение астеносферного слоя Земли как из-за высокого содержания в ахондритовой верхней протомантии радиоактивных элементов (см. табл. 20, 21, рис. 20), так и интегрального повышения температур за счет тепла аккреции (200—300 °С) и падавших в то время и отдельных захороненных («зарывшихся») метеоритов, размеры которых могли достигать десятков и сотен километров. Ударное воздействие их таково, что должно было происходить солидное фракционирование реголитового материала с улетучиванием Si и Fe и обогащением его Ca, Al и др., а также большим разбросом в сотни и тысячи километров.

АТМОСФЕРА И ГИДРОСФЕРА ЗЕМЛИ

Атмосфера и гидросфера Земли — уникальные образования. Подобных нет ни на одной планете Солнечной системы (табл. 39)*. В составе атмосферы различают две группы газов: группу постоянных и группу переменных составляющих. Первая группа газов составляет почти 100% приземной атмосферы, вторая — составляет в общем ничтожную долю, кроме воды и пара, объем которых может иногда составлять 2—3%. Ко второй группе относятся озон, метан, углекислота и др. Химический состав атмосферы приведен в табл. 40 и 41. Атмосфера содержит также значительное количество космогенных радиоактивных изотопов, т. е. тех, которые постоянно образуются на ядрах атомов атмосферы при их взаимодействии с жестким космическим излучением. Радиоактивные элементы земного происхождения постоянно присутствуют в атмосфере и гидросфере Земли. Радиоактивность вод обусловлена присутствием в водах радиоактивных веществ, поступающих из атмосферы и вымываемых из почв и горных пород. В водах присутствуют как естественные радиоактивные изотопы (^{40}K , ^{226}Ra , ^{222}Rn , ^{238}U

* Состав гидросферы дан в монографии А. П. Виноградова «Введение в геохимию океана» (1967 г.).

Масса коры, гидросферы и атмосферы Земли, Луны, Венеры, Марса и Меркурия (10^{24} г)

Планета	Кора	Гидросфера	Атмосфера	Криолитосфера
Земля	28,46	1,916	0,005	—
Луна	5,9—6,6	—	$\leq 10^{-9}$ Па	?
Венера	2,4—80	—	0,51	—
Марс	7,8—25	—	$2 \cdot 10^{-5}$	0,01
Меркурий	4,0—12	—	$\sim 4 \cdot 10^{11}$ Па	—

Таблица 40

Средний химический состав атмосферы Земли (сухой воздух)
По Ф. Панету, с изменениями

Газ	Содержание		Общая масса, 10^{29} г
	объемная доля, %	массовая доля, %	
N ₂	78,0900	75,5100	38,648
O ₂	20,9500	23,1500	11,841
Ar	0,9300	1,2800	0,655
CO ₂	0,0300	0,0460	0,0233
Ne	0,0048	0,00125	0,000636
He	0,00052	0,000072	0,000037
CH ₄	0,00022	0,00012	0,000062
Kr	0,0001	0,00029	0,000146
N ₂ O	0,0001	0,00015	0,000077
H ₂	0,00005	0,000003	0,000002
Xe	0,000008	0,000036	0,000038
O ₃	0,000001	0,000036	0,000031

Таблица 41

Среднее содержание примесей в атмосфере Земли

Газ	Объемная доля, %	Газ	Объемная доля, %
H ₂ O	0,1—2,8	N ₂ O	$5 \cdot 10^{-5}$
CH ₄	$1,5 \cdot 10^{-4}$	O ₃	$1,10^{-6} \text{—} 1 \cdot 10^{-5}$
CO	$6 \cdot 10^{-6} \text{—} 1 \cdot 10^{-4}$	NO ₂	$5 \cdot 10^{-8} \text{—} 2 \cdot 10^{-6}$
SO ₂	$1 \cdot 10^{-4}$	Rn	$6 \cdot 10^{-18}$

и др.), так и искусственные (в основном ⁹⁰Sr и ¹³⁷Cs), возникшие вследствие ядерных взрывов.

С точки зрения полихронно-гетерогенной аккреции Земли атмосфера и гидросфера начали формироваться вместе с корой за счет процессов дегазации протокоры, максимально обогащенной летучими и радиоактивными элементами [46]. Процесс образования коры был довольно быстрым и в общих чертах закончился 4 млрд. лет назад. Значит, и атмосфера и гидросфера образовались в то

время. На заключительной стадии аккреции Земли, когда еще в полную силу не включились магматические процессы, газы атмосферы рекрутировались за счет испарения вещества падающих тел и мишени (поверхности Земли). При этом легкие газы (H_2 , H_2O , Ne , NH_3 , CH_4) непрерывно диссипировали, а такие тяжелые, как CO_2 , COH , SO_2 , HCl , CO , оставались в поле притяжения Земли. Агрессивные соединения, как, например, SO_2 , HCl , вступали в химические реакции с веществом протокоры, остальные накапливались в атмосфере.

Процессы диссипации были особенно интенсивны до тех пор, пока не включались магматические механизмы дегазации вещества протокоры, сдвинувшие равновесие в сторону накопления газов в атмосфере и, следовательно, создавшие определенный экран, несколько снижавший диссипационное воздействие солнечного ветра.

Происхождение атмосферы и гидросферы в настоящее время связывается с двумя группами гипотез: 1) захват тяжелых газов и катастрофическая дегазация вещества во время аккреции планеты, 2) постепенная дегазация вещества Земли за счет магматизма в течение всей истории Земли. Существует много вариаций этих гипотез. А. Е. Рингвуд [30] считает, что атмосфера Земли выделялась во время аккреции, начиная с того момента, когда зародыш Земли (нуклеус) стал составлять 10—15% от современной массы Земли. И когда масса нуклеуса достигла $\frac{1}{5}$ массы Земли, происходили восстановление и испарение целого ряда летучих элементов, в том числе щелочных металлов Sn , Cd , Hg , Tl , In , Ge , Pb и др. При дальнейшей аккреции в конечном итоге верхняя часть мантии испарялась, переходя в примитивную атмосферу. Эта атмосфера, богатая помимо летучих кремнием и магнием, принимала форму диска, и из нее образовался спутник — Луна. А. Е. Рингвуд — последний представитель катастрофической гипотезы, которая не выдерживает критики ни с точки зрения высоких температур на поверхности Земли (фактически океан магмы), ни с точки зрения состава Луны, ни по другим параметрам. К. П. Флоренский в 1965 г. установил, что атмосфера и гидросфера растут параллельно с ростом всей планеты, постоянно взаимодействуя с формирующимся веществом коры. Это представление, учитывающее лишь локальные горячие точки на теле планеты во время ее бомбардировки крупными телами, хотя и довольно тенденциозно, гораздо обоснованнее гипотезы А. Е. Рингвуда, которая не столь далеко ушла от давно отброшенных представлений об огненно-жидкой Земле, окруженной облаком дегазированных веществ. Последние после охлаждения Земли образовали гидросферу, а в остатке осталась атмосфера.

Представителем второй группы гипотез о постепенной дегазации Земли является В. В. Руби, который в 1957 г. писал, что геологические факты как будто бы определенно свидетельствуют о предпочтительности гипотезы постепенного накопления атмосферы и океана в результате процесса дегазации глубинных частей

Земли, которая, возможно, должна была бы протекать с более или менее постоянной скоростью в течение всего геологического времени.

Не вдаваясь в детали столь крайних точек зрения, заметим, что наибольшее распространение получила гипотеза А. П. Виноградова, рассматривающая атмосферу и гидросферу как продукт дегазации мантии первично хондритового состава. Он считал вслед за В. В. Руби, что единственным источником атмосферы и гидросферы на поверхности Земли могли быть породы мантии. С другой стороны, согласно расчетам, проведенным в 1952 г. Г. Юри, который, так же как и А. П. Виноградов, исходил из хондритовой модели Земли, на Земле к началу ее геологической истории должно было быть уже около 10% воды Мирового океана.

Независимо от деталей той или иной гипотезы, практически все исследователи сходятся на том, что современная атмосфера Земли совсем не та, что была на заре ее истории. Она по крайней мере вторичная, если не палеоген-неогеновая. Х. Д. Холланд в 1971 г. выделяет три стадии, а В. А. Соколов — целых семь. В последнем случае первые две стадии, собственно, не имеют отношения к Земле, так как речь идет о протопланетном облаке, да еще в период 5—5,5 млрд. лет назад (т. е. тогда, когда оно еще не существовало. — *Прим. авторов*). Рассмотрим факторы, контролировавшие образование атмосферы и гидросферы:

- 1) состав материала, слагающего периферийные части Земли, и его дегазация;
- 2) диссипация летучих компонентов;
- 3) преобразование атмосферы за счет физико-химических и биогенных процессов.

По-видимому, образование атмосферы и гидросферы за счет дегазации вещества, слагающего Землю, на данном этапе наших знаний является наиболее обоснованным. Действительно, Земля (и планеты земной группы) могла складываться главным образом из конденсированного материала. Последний мог содержать достаточное количество летучих (либо в связанном, либо в адсорбированном состоянии), о чем свидетельствует состав хондритов (см. табл. 37) и, в частности, углистых хондритов I типа (табл. 42). Поскольку согласно развиваемой нами модели протокора и верхние части протомантии складывались преимущественно из материала, по составу близкого к углистым хондритам (см. рис. 8), а именно они являлись источником летучих, образовавших гидросферу и атмосферу, следует остановиться на современном содержании летучих элементов в планетарных чехлах (кора + гидросфера + атмосфера) Земли и других планетах земного типа.

Как видно из табл. 43, для Луны, Марса и Венеры практически нет достоверных данных о распространенности летучих элементов и изотопов благородных газов. Обращает на себя внимание практическое отсутствие воды на всех планетах, кроме Земли, хотя водорода, как такового, на Марсе и Венере всего на порядок меньше. Мы далеки от мысли о том, что Земля во время аккреции слу-

Содержание летучих компонентов в планетарных чехлах Земли, Луны, Марса, Венеры и в CI (г/г)

По К. П. Флоренскому и др. (1981 г.)

Компонент	Земля	Луна	Марс	Венера	CI
H ₂ O	$7 \cdot 10^{-3}$	—	?	?	0,2
H	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$< 1 \cdot 10^{-7}$	$\sim 9 \cdot 10^{-4}$	$\leq 3,6 \cdot 10^{-4}$	10^{-2}
C	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$\sim 3,4 \cdot 10^{-7}$	$\sim 1 \cdot 10^{-4}$	$\sim 4,9 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-2}$
Cl	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$\sim 8,6 \cdot 10^{-7}$	$\sim 1,4 \cdot 10^{-4}$?	$7,7 \cdot 10^{-4}$
S	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-5}$	$\sim 5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-2}$
N	$2 \cdot 10^{-4}$	$\sim 3,4 \cdot 10^{-8}$	$\sim 7 \cdot 10^{-6}$	$\sim 3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
²⁰ Ne	$2 \cdot 10^{-9}$	$< 9 \cdot 10^{-13}$	$\sim 1,6 \cdot 10^{-12}$	$\sim 7 \cdot 10^{-8}$	$3,1 \cdot 10^{-10}$
³⁶ Ar	$\sim 7,6 \cdot 10^{-9}$	$\sim 1,6 \cdot 10^{-11}$	$\sim 7,1 \cdot 10^{-12}$	$\sim 9 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-9}$
⁸⁴ Kr	$\sim 3,3 \cdot 10^{-10}$	$\sim 7,5 \cdot 10^{-13}$	$\sim 5,1 \cdot 10^{-13}$	$\leq 6,8 \cdot 10^{-9}$	$3,4 \cdot 10^{-11}$
¹³² Xe	$\sim 2,7 \cdot 10^{-11}$	$\sim 5,9 \cdot 10^{-14}$	$\sim 2,7 \cdot 10^{-13}$?	$4,3 \cdot 10^{-11}$

Таблица 43

Способность планет удерживать атмосферу
По К. З. Старикову (1972 г.)

Планета	Газ	Планета	Газ
Земля	CO ₂ , N ⁺ (O ₂ , H ₂ O, CO) *	Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон, Тритон	Все газы
Луна	CO ₂ , N ⁺		
Меркурий	N ⁺		
Венера	CO ₂ , N ⁺		Все газы, за исключением H ₂ , He и CH ₄
Марс	CO ₂ , N ⁺	Титан	Все газы, за исключением H ₂

* Находятся в равновесном состоянии.

чайню захватила ледяную комету массой $2 \cdot 10^{24}$ г и поэтому в отличие от Марса и Венеры имеет мощную гидросферу. По-видимому, мы должны искать причины этого явления в условиях аккреции и эволюции планет. Судя по данным К. З. Старикова (см. табл. 43), даже Луна и Меркурий могли бы удержать своей массой тяжелые газы, такие, как SO₃, SO₂, COS. Но вряд ли они могли существовать, не реагируя с другими газами или породами. Породы Луны не обнаруживают даже намека на наличие в них воды. Мы на основании модели полихронно-гетерогенной аккреции можем это объяснить тем, что Луна складывалась главным образом из реликтовых тел и ранних конденсатов и на заключительном этапе аккреции не получила заметного количества материала типа углистых хондритов из-за влияния столь массивного тела, как Земля. Кроме того, поверхность Луны настолько переработана метеоритными ударами, сопровождавшимися испарением

вещества, его, так сказать, импактной дифференциацией и диссипацией летучих в космос, а также инициировавшими и магматическую деятельность и «высушивание» лунных базальтов, так что летучие очень быстро покидали пределы планеты.

Следует отметить, что по относительному атомному содержанию атмосферы Марса и Венеры даже более кислородны, чем Земля. Содержание атомов кислорода (главным образом в CO_2) в плотной атмосфере Венеры 72,1%, а по массе — $3653 \cdot 10^{20}$ г, что на два порядка больше, чем в атмосфере Земли ($11,9 \cdot 10^{20}$ г). Атмосфера Марса на два порядка менее плотная, чем на Земле, но содержание атомов кислорода в ней составляет 70,4% ($0,14 \cdot 10^{20}$ г). Среднее относительное содержание воды в атмосферах Венеры и Марса одинаково, но давление пара воды на Марсе составляет $\sim 2 \cdot 10^{-1}$ Па, на Земле $\sim 1 \cdot 10^2$ Па, а на Венере $3 \cdot 10^3$ Па. Последнее вполне естественно объясняется высокой температурой поверхности Венеры, поэтому вся вода находится в ее атмосфере. Заметим, что если испарить всю воду гидросферы Земли ($1,9 \cdot 10^{24}$ г), то наша Земля обзавелась бы в пять раз более плотной атмосферой, чем Венера. Венера обладает несколько меньшей способностью удерживать атмосферу, чем Земля, из-за своей меньшей массы и близости к Солнцу, но тем не менее воду в некотором равновесном состоянии она могла бы удержать. По-видимому, то давление водяных паров в $3 \cdot 10^3$ Па, которое существует сейчас на Венере, и есть равновесное состояние. Вода, выделяющаяся на Венере в результате магматической деятельности, по-видимому, вновь связывается, доводя до высших степеней окисления железо, углерод и другие элементы, поступающие из венерианских глубин (на цветных фотоснимках, полученных космическими аппаратами «Венера-13» и «Венера-14», цвет поверхности Венеры — красновато-бурый), а частично каталитически разлагается на водород и кислород. Часть испарившейся воды, попадая в верхние слои атмосферы, диссоциирует, что отмечается процессами фотодиссоциации. Водород вообще Венерой не удерживается, кислород также подвержен диссипации, хотя скорость его удаления должна быть малой и время жизни кислорода в атмосфере Венеры должно исчисляться по крайней мере миллиардом лет. Трудно оценить равновесное количество воды в атмосфере, но тем не менее та вода, которая попадает в атмосферу, все время должна поддерживаться все новыми и новыми поступлениями за счет дегазации венерианских недр.

Условия на Марсе таковы, что там вполне могла бы существовать конденсированная вода. По оценкам Р. О. Кузьмина (1977 г.) и Ф. П. Фанале (1976 г.), криосфера и полярные шапки Марса содержат $n \cdot 10^{22}$ г воды. Однако гравитационные способности этой планеты слишком малы, чтобы она могла удержать в атмосфере воду, поэтому вся испаряющаяся вода диссипирует в космос.

Анализируя содержания летучих в планетарных чехлах планет, можно заключить, что, в общем, оно зависит от массы планеты и гелиоцентрического расстояния. Тела астероидного размера

(и метеориты) не проходили стадии планетарной дифференциации (в ходе аккреции и магматических процессов), поэтому их состав в определенной степени характеризует состав той области планетарного диска, в которой они образовались. Как отмечает К. П. Флоренский и др. (1981 г.), закономерность выражается в однотипности распределения всех истинно летучих компонентов — и первичных инертных газов, и химически активных летучих. Содержание и тех и других максимально в Солнце, а по мере удаления от него понижается в чехлах планет, особенно наименьших размеров (Луны, Марса, вероятно, и Меркурия) и затем снова повышается в телах главного пояса астероидов.

Для того чтобы выделились атмосфера и гидросфера Земли, достаточно дегазировать весьма тонкий слой протокоры и далеко не полностью. Дегазация может быть вызвана как ударами метеоритных тел (до 10% воды в догеологическую стадию истории Земли), так и вулканической деятельностью и фумарольными и гидротермальными выделениями. Любопытно, что по расчетам, проведенным Е. К. Мархининым в 1967 г., из мантии за счет вулканических извержений должно было поступить $6 \cdot 10^{17}$ т воды. Учитывая, что в гидросфере Земли $16,44 \cdot 10^{17}$ т воды, этого источника явно недостаточно. Е. К. Мархилин приплюсовывает сюда воду, выносимую фумаролами и гидротермами, и этого, казалось, было бы достаточно, однако происхождение этой воды не совсем ясно. Не исключено, что она просто участвует в круговороте воды между гидросферой и земной корой.

По расчетам В. А. Соколова, проведенным в 1971 г., при температуре, вычисленной на основании классических данных для молекул в верхней атмосфере (а они на высотах 200—300 км достигают 700°C), время жизни водорода 4 года, а гелия — миллион лет. К. З. Стариков в 1972 г. рассчитал способность планет земной группы удерживать газы с учетом давления солнечного ветра, «выдувающего» газы с верхних слоев атмосферы (см. табл. 41). Он приходит к выводу о том, что практически все планеты Солнечной системы и крупные спутники способны удержать ту или иную атмосферу. Земля — наиболее массивная планета среди планет земной группы, но прочно удерживать она может газы с молекулярной массой более 30 м, т. е. практически так же, как Марс или Венера. Кислород, вода и CO_2 находятся в некоем равновесном состоянии (в табл. 43 помещены в скобках) — сколько выделяется из недр и биогенным путем, столько же и диссипирует, а молекулы CH_4 , N_2 , NH_3 , H_2 и He явно расположены к диссипации.

Луна способна удерживать N^{+5} и CO_2 , и если бы она обладала первичной атмосферой, выделившейся во время аккреции, или на ней имели бы место вулканические извержения (дегазация вещества Луны) с выделением CO_2 , то на Луне должна была бы существовать углекислая атмосфера. Аналогичные соображения можно высказать и относительно Марса. Если принимать, что атмосфера образуется главным образом за счет дегазации мантии, то мы вынуждены допустить весьма ограниченную вулканическую

деятельность на Марсе. К. З. Стариков полагает, что образовавшаяся атмосфера из CO_2 и других тяжелых газов до некоторой степени экранирует лучевое давление Солнца, и тем самым задерживается диссипация других более летучих компонентов. Поэтому атмосфера может содержать пары H_2O , азота, окиси углерода, поступающих из недр планеты. С этой точки зрения гидросфера Земли могла образоваться лишь тогда, когда атмосфера достаточно насытилась водяными парами и началась конденсация воды.

Расчеты К. З. Старикова в целом согласуются с данными, полученными в 1978 г. В. И. Морозом о том, что Марс не мог удерживать газы с молекулярной массой менее 28—30.

Г. В. Войткевич, сопоставляя в 1980 г. условия, существовавшие на заре истории Земли и Венеры, приходит к выводу, что первоначальная атмосфера Земли была практически такой же, как сейчас на Венере (см. табл. 6). Он предполагает, что первоначальный вариант состава атмосферы Земли соответствует условиям отсутствия фотосинтеза и карбонатов на Земле.

Таким образом, дегазация вещества, слагающего Землю, и диссипация газов определяли состав первоначальной атмосферы Земли. Поскольку Земля никогда не была целиком расплавлена и на ее поверхности вряд ли были температуры выше точки кипения воды (имеется в виду глобальный эффект), то состав ее первоначальной атмосферы определялся теми элементами, которые сами летучи или способны давать летучие соединения: H, O, N, C, F, S, P, Cl, Br и инертные газы. В земной коре наблюдается дефицит практически всех этих летучих элементов по сравнению с их космической распространенностью (см. табл. 5). Особенно это касается He, Ne, H, N, C. По-видимому, эти элементы были утеряны Землей еще во время ее аккреции. Другие легкие летучие элементы, такие, как P, S, Cl, во-первых, несколько тяжелее, а во-вторых, образуют весьма химически активные летучие соединения, которые реагируют с породами земной коры, в частности с осадочными породами.

Можно полагать, что состав летучих элементов, выделявшихся в атмосферу на заключительных этапах аккреции Земли и поступающих при современных явлениях вулканизма или фумарольной деятельности, остается примерно одинаковым. Е. К. Мархинин в 1967 г. приводит данные о составе вулканических газов и фумарольных выделений (табл. 44), из которых видно, что на втором месте после воды по обилию выделения стоят углеродсодержащие газы.

Если принять, что первоначальная атмосфера Земли состояла из такого набора газов (за исключением таких химических активных, как HCl, HF и некоторые другие), то, по-видимому, Г. В. Войткевич совершенно справедливо отождествляет состав первоначальной атмосферы Земли с современной венерианской и, по-видимому, марсианской. Суждения Х. Холанда, Ц. Сагана, М. Шидловского и др. о резко восстановительной первоначальной атмосфере Земли (CH_4 , H_2 , NH_3) не находят подтверждения ни с космохими-

Состав вулканических и фумарольных эксгаляций (объемная доля, %)

По Е. К. Мархинину (1967 г.)

Компонент	Вулканические	Фумарольные	Компонент	Вулканические	Фумарольные
H ₂ O	70,9—81,7	79,6	SO ₂	6,4	0,20
C ₂ O	6,2—15,3	19,6	Cl ₂	0,13—1,1	—
CO	0,04—8,2	0,006	F	3,6—14,1	?
H ₂	0,38—6,2	0,0003	HCl	0,05	0,09
N ₂	0,28—7,2	0,38	O ₂	—	0,07
S ₂	0,24—1,67	—	CH ₄	—	0,005
SO ₃	1,9	?	H ₂ S	?	0,005

ческих позиций, ни с теоретическими расчетами, касающимися времен жизни H₂, CH₄, NH₃ в атмосфере, которые не только охотно диссипируют сами по себе, но еще и очень быстро разлагаются за счет фотохимических процессов. Дж. Уолкер в 1975—1976 гг. сопоставил модели мгновенной и постепенной дегазации вещества Венеры и Земли, и ни одна из них не привела к восстановительной атмосфере.

Представления о первичных восстановительных атмосферах планет возникли на основе гипотезы гомогенной аккреции. При этом предполагалось наличие в теле Земли и на ее поверхности больших количеств металлического железа (впоследствии «стекавшего» в ядро). Это металлическое железо, реагируя с водой, превращалось в закисное, а то и в окисное, а выделяющийся при этом активный водород участвовал в синтезе CH₄, других углеводородов, а также NH₃, H₂S и т. д. Теперь мы уже твердо убеждены в том, что металлическое железо никогда не было гомогенно распределено в Земле. Действительно, например, никеля в ультраосновных породах слишком много для того, чтобы можно было предположить его бывший контакт с металлическим железом. Он бы практически весь ушел вместе с железом, образовав железоникелевый сплав. Или соображение о том, что отношение Fe₂O₃/FeO в ультраосновных породах и базальтах слишком велико для того, чтобы эти породы могли пережить контакт с металлическим железом. Нет смысла повторять аргументы против гипотезы гомогенной аккреции. С точки зрения модели полигенно-гетерогенной аккреции образование первичной восстановительной атмосферы Земли вообще невозможно. Атмосфера должна была быть не более восстановленной, чем современные вулканические газы, которые достигли равновесия с базальтовой магмой.

Таким образом, первоначальная атмосфера Земли, так же как у Марса и Венеры, по-видимому, состояла главным образом из CO₂ с небольшой примесью азота, благородных газов и паров воды. Судя по огромному количеству карбонатов на Земле (породы земной коры и Мировой океан), углекислота все время выводилась из

атмосферы, и последняя постепенно обогащалась другими компонентами. По-видимому, предположения Г. Юри в 1952 г. и К. П. Флоренского в 1965 г. об образовании существенно углекислотной атмосферы уже в ходе «строительства» Земли имеют обоснования. И действительно, когда Земля в ходе аккреции набрала массу, сравнимую с массой современного Марса, CO_2 уже не мог теряться планетой. Он мог «вымываться» из атмосферы только в результате взаимодействия с парами воды и материалом поверхности Земли, все время дробившимся и испарявшимся под действием падающих тел. Этот процесс зародился при достижении Землей примерно 0,1 своей современной массы, но в то время наращивавший Землю материал был беден летучими и, в частности, водой. Учитывая последнее обстоятельство и конкурирующие процессы диссипации, атмосфера Земли вплоть до заключительного этапа аккреции вряд ли была существенно плотнее, чем сегодня на Марсе. И лишь тогда, когда Земля стала захватывать наиболее мелкий и обогащенный летучими материал (согласно гипотезе полигенно-гетерогенной аккреции), начался интенсивный рост атмосферы и гидросферы.

Д. Э. Фишер, анализируя содержание и изотопный состав благородных газов в земной атмосфере, приходит к весьма любопытным заключениям: «современное отношение» ${}^4\text{He}/{}^{40}\text{Ar}$ в недрах Земли представляет убедительные свидетельства против того, что ранняя катастрофа была единственным источником земной атмосферы, если не переходить достаточно строгих пределов отношения K/U в мантии. Любого рода дегазация хондритовой мантии как источник атмосферы исключается» [28, с. 546]. Авторы придерживаются этой точки зрения, ибо согласно полигенно-гетерогенной модели формирования Земли основную роль в образовании атмосферы и гидросферы отводят дегазации существенно углестохондритово-ахондритовой протокры, первоначально обогащенной летучими (и радиоактивными) элементами (см. табл. 35 и 36) как за счет кинетической энергии падающих тел, так и за счет сравнительно поверхностного раннего магматизма. На общую древность атмосферы указывают определения и ее изотопного возраста. Судя по количеству ${}^{40}\text{Ar}$, определенному Д. Э. Фишером, М. Озима и другими исследователями, его накопление в атмосфере началось более 4,0 млрд. лет назад [28]. Существование гидросферы на ранних этапах истории Земли доказывается наличием на Земле огромного количества древнего отдифференцированного материала, в том числе первичных хемогенных осадочных пород и образований коры выветривания (типа глиноземистых кварцитов) с радиологическим возрастом, приближающимся к 3,5 млрд. лет. А наличие гидросферы определило мощный буферный механизм, все время поглощавший и перерабатывавший CO_2 . Поэтому вряд ли следует ожидать сколько-нибудь плотной первоначальной атмосферы на Земле, значительно превышавшей современное удельное давление CO_2 .

При дегазации вещества периферийных частей Земли в результате ударов падающих тел или вулканической деятельности выде-

ляется очень мало азота и практически совсем не выделяется кислород. И если мы еще можем допустить постепенное накопление азота в атмосфере за счет вулканических эксгаляций, то кислород мог образоваться либо за счет фотолиза — расщепления паров воды в верхней атмосфере, либо путем фотохимического эффекта (биогенный путь) расщепления CO_2 . Л. Беркнер и Л. Маршалл в 1967 г. установили, что процесс фотолиза прекращается при достижении некоторой равновесной концентрации кислорода, равной примерно 0,001 его современного уровня в атмосфере, поскольку этого количества кислорода уже достаточно для того, чтобы «защищать» пары воды конкурируемым поглощением фотохимически активное излучение Солнца (коротковолновая часть спектра: 2500—2100 Å). Существуют и другие оценки равновесного состояния фотохимического кислорода. Эти модели рассматривают фотоэффект в чистом виде, не учитывая процессов связывания кислорода атмосферы породами земной коры, имеющими относительно восстановительный характер (существование углерода и сульфидов, FeO и других недоокисленных соединений). Кроме того, как показал в 1980 г. М. Шедловский, современная утечка водорода из верхних слоев атмосферы ($2 \cdot 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ с вероятной ошибкой менее чем в два раза) не обеспечивает столь интенсивного фотолиза воды, чтобы можно было объяснить накопление кислорода в атмосфере. Наконец, последним аргументом, отвергающим спонтанное абиогенное происхождение кислорода в атмосфере, является практическое его отсутствие (0,1%) в атмосферах Венеры и Марса.

Следовательно, формирование современной (кислородной) атмосферы Земли немыслимо без живых систем, т. е. наличие кислорода является следствием развития биосферы. Гениальное предвидение В. И. Вернадского о преобразующей лик Земли роли биосферы находит все большее и большее подтверждение. Однако до сих пор нам неясны пути происхождения жизни. В. И. Вернадский говорил: «Перед нами в течение тысяч поколений стоит загадка неразрешенная, но принципиально разрешимая — загадка жизни» [6, с. 152].

Биологи считают, что спонтанное возникновение жизни возможно только в восстановительной среде, однако, по представлениям одного из них — М. Руттена, — содержание кислорода в смеси газов до 0,02% еще не мешает протеканию абиогенных синтезов. Таким образом, понятия о восстановительной и окислительной атмосфере у геохимиков и биологов разные. Назовем атмосферу, содержащую следы кислорода, нейтральной, в которой могли бы появиться первые протенновые скопления, которые в принципе могли использовать (усваивать) для своего питания абиогенные аминокислоты, возможно, по каким-то причинам только изомеры.

Однако вопрос не в том, как питались эти аминокетотрофы (организмы, использующие в качестве питания аминокислоты), а как могла образоваться самоорганизующаяся материя, эволюция которой обладает отрицательной энтропией. Последнее, правда, не так уже редко во Вселенной. Разве образование Солнечной си-

стемы и нашей Земли, в частности, не идет против хода энтропии? Еще Фалес из Мицы в своем трактате писал: «Вода — первопричина всех вещей». И действительно, сначала должна была образоваться гидросфера, чтоб стать колыбелью жизни. Об этом много говорил В. И. Вернадский и другие великие ученые современности.

В. И. Вернадскому [6] было не совсем ясно, почему живая материя представлена только левыми изомерами органических молекул и почему в любом неорганическом синтезе мы получаем примерно равную смесь левых и правых изомеров. А если и получаем обогащение (например, в поляризованном свете) теми или иными приемами, то в чистом виде выделить их не можем.

Как же могли образоваться довольно сложные органические соединения типа белков, протеинов, нуклеиновых кислот и других комплексов организованных элементов, состоящих из одних левых изомеров?

В 1976 г. И. С. Шкловский, обсуждая проблему асимметричного синтеза органических соединений в природных условиях, приходит к заключению о том, что не совсем ясно, каким образом в живом веществе молекулы имеют асимметрию только одного знака, и вряд ли асимметричный синтез в естественных условиях первобытной Земли мог происходить, но, так или иначе, а вопрос о причине асимметрии живой субстанции пока остается открытым. Мы не специалисты в этом вопросе и поэтому вместо обоснованных соображений (которых мы не могли найти в специальной литературе) выскажем некую полуфантастическую гипотезу, которая, возможно, окажется полезной. А именно: представим себе, что в предбиогеническом бульоне аминокислоты абиогенного происхождения ориентированы определенным образом в связи со своей полярностью. Этот эффект нетрудно воспроизвести, если на поверхность воды «напылить» крупные молекулы парафиновых углеводородов. Затем вступает в действие обычная радиация, которая «сшивает» те концы молекул, которые «торчат» из воды, ибо концы молекул, погруженные в воду, экранированы от воздействия коротковолнового спектра солнечных лучей. Заметим, что такой процесс мог произойти тогда, когда Земля не была еще экранирована мощным слоем атмосферы в целом и озоновым экраном, в частности. Именно тогда возникла жизнь.

Вероятность полимеризации только левых изомеров или только правых гораздо больше, чем левых с правыми, поскольку полимеры одного вида более плотно прилегают друг к другу, атомы углерода по которым главным образом и происходит радиационное «сшивание» молекул, находятся гораздо ближе друг к другу, чем в случае разных изомеров. Возникает вопрос — почему в таком случае нет отдельно «правой» и отдельно «левой» жизни? По этому поводу можно ответить словами И. С. Шкловского, что некогда в первобытном океане, представлявшем собой водный раствор химически активных органических соединений, благодаря счастливому стечению случайных и довольно маловероятных обстоятельств возникла одна молекула нуклеиновой кислоты, подобная современ-

ной молекуле рибонуклеиновой кислоты (РНК) у вируса табачной мозаики, но только значительно более простая. При этом ранее возникшая жизнь не даст возможность новому зарождению жизни. Микроорганизмы и вирусы буквально «съедают» уже первые ростки новой жизни.

Нам кажется, что высказанная нами идея о возможности асимметричного синтеза на поверхности первобытных лагун, вблизи вулканов и фумарол значительно повышает вероятность того случайного зарождения жизни, о которой говорит И. С. Шкловский. А раз возникнув, самовоспроизводящие протеиновые скопления, распространявшиеся со скоростью, прямо пропорциональной количеству питательных веществ, эволюционируя, приобрели способность к прямому синтезу органических веществ из неорганических соединений окружающей среды. Стало быть, они начали употреблять в пищу CO_2 , синтезируя при помощи солнечного излучения простейшие углеводы, например, по реакции $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}^h \xrightarrow{\quad} \text{CH}_2 + \text{O}_2$.

Все, что происходило дальше (как эти простейшие организованные скопления органических веществ эволюционировали и как это все привело к современному разнообразию жизни), описано в литературе достаточно подробно. Подсчитано и количество кислорода, которое выделялось в атмосферу за счет биологической деятельности. Его оказалось вполне достаточно не только для образования кислородной атмосферы, но и для окисления мертвой материи, в том числе многих компонентов горных пород. Учитывая сказанное, можно сделать вывод, что только первоначальное обогащение протокоры летучими могло привести к образованию гидросферы и атмосферы.

Не пытаясь рассматривать геологию отдельных регионов или даже континентов, попробуем увязать ее с главнейшими закономерностями, вытекающими из проведенного выше анализа. В качестве наиболее фундаментальных исследований по геологии докембрия следует отметить обобщения Л. И. Салопа [35, 36], хотя авторы согласны далеко не со всеми его выводами и заключениями. Определенные, правда, самые общие сведения могут быть подчерпнуты из работы Г. Рида и Д. Уотсона [29], а также из книги «Ранняя история Земли» [28] и последней обобщающей работы К. О. Кратца с сотрудниками [49]. Изложенные в этих работах данные, а также ранее проведенный анализ [32] подтверждают справедливость главнейших положений Дж. Сеттона, Ф. Фритча и Дж. Миллера о развитии длительных циклических процессов (хелогенных циклов, по Дж. Сеттону), контролировавших историю Земли, каждый из которых начинался с ранней стадии вулканизма и (или) седиментогенеза, а ближе к концу его переходил в инверсионную (инверсионно-складчатую) стадию, завершавшуюся в протогеосинклинальных системах стадией орогенеза.

Однако результаты последних исследований закономерностей эволюции земной коры в докембрии не позволяют принять в целом ни схему хелогенных циклов Дж. Сеттона, ни циклических процессов Ф. Фритча и Дж. Миллера, поскольку они в определенной степени являются возвращением к гипотезе чередования планетарных периодов растяжения и сжатия, хотя и не в том полном классическом виде, как она была развита Г. Штилле, так как каждая стадия вулканизма и седиментогенеза (доорогенный полуцикл, по Дж. Сеттону) в этих схемах совпадает с пространственно разобщенной инверсионно-складчатой стадией (орогенные полуциклы, по Дж. Сеттону). Поэтому возрастные рубежи указанных хелогенных циклов, фиксирующие вполне определенные геологические события планетарного характера, были приняты за основу периодизации как крупнейших геологических событий, так и геохронологической шкалы докембрия [32]. Рассмотренные выше закономерности в развитии Земли позволяют несколько уточнить схему периодизации докембрия 1973 г., одновременно приняв во внимание и результаты последних геолого-геохимических исследований докембрия. Еще в 1952 г. Б. Шубер на основе анализа геохронологических данных в ранней истории Земли выделил протопланетарный (4750÷4210 млн. лет) и дейтеропланетарный мегациклы (4210÷3490 млн. лет). В более поздней, геологической истории большинством исследователей выделяются четыре этапа докембрийского развития земной коры. Наиболее древний из этапов охватывает период в [3500÷2600]±100 млн. лет выделяясь под названиями архейского, раннедокембрийского, раннеархейского, катархейского, докембрий I, докембрий D. Следующий этап

([2600÷2000]±100 млн. лет) выделяется как раннепротерозойский, палеопротерозойский, среднедокембрийский, архейский, докембрий II и C₂. Этап в интервале 2000±100—570±50 млн. лет выделяется под названием позднедокембрийского или подразделяется на среднепротерозойский (2000±100—1600±50 млн. лет) и позднепротерозойский ([1600÷570]±50 млн. лет). Л. И. Салоп позднедокембрийский этап разделяет на мезопротозой ([2000÷÷1750]±100 млн. лет), неопротозой (1750±100—1050±50 млн. лет) и на эпипротозой (1050±50—510±10 млн. лет), Н. П. Семенов — на докембрий III (2000—1700 млн. лет), IV (1700—1200 млн. лет) и V (1200—550 млн. лет), а Ю. Шубер и А. Формюре — на докембрий C₁, B и A с границами соответственно 1800—1650 и 1100—900 млн. лет. Б. М. Келлер, Г. А. Казаков, М. А. Семихатов и некоторые другие исследователи поздний протерозой выделяют под наименованием «рифей», подразделяя его на ранний (1550—1350 млн. лет), средний (1350—1000 млн. лет), поздний (1000—650 млн. лет) и терминальный рифей (650—550 млн. лет), последний из которых чаще обозначается как венд.

С. В. Нужнов и В. А. Ярмолюк обосновали целесообразность выделения границы в 1300 млн. лет вместо 1750±100 млн. лет в качестве рубежа между средним и поздним протерозоем. Б. Шубер поздний докембрий разделяет на метархей (2050—1330 млн. лет) и протерозой (1330—610 млн. лет), т. е. также подчеркивает значение этой границы в 1300 млн. лет. Он же показал, что наибольшая активность магматической деятельности в земной коре приурочена ко времени в 3310—3330, 1870—1810 и 430—490 млн. лет, а С. Мурбах (1980 г.) выделяет главнейшие пороодообразующие процессы приблизительно в интервалах 3800—3500, 2800—2500, 1900—1600, 1200—900, 500—0 млн. лет назад. Стратиграфическим комитетом СССР принята общая стратиграфическая шкала докембрия СССР с выделением наиболее важных геологических рубежей: архей — ≥2600±100 млн. лет (рубежи—3500 и 3100±±100), ранний протерозой (карелий — 2600±100—1650±50 (рубежи — 2300±100, 1900±100), верхний протерозой (рифей) — 1650±50—680±20 (рубежи—1350±50, 1050±50, 700±25), венд — 680±20—570±20 млн. лет.

Таким образом, имеются вполне обоснованные рубежи усиления магматической деятельности и тектонической активности, фиксируемые в пределах различных частей Земли, но геологически обоснованных критериев разделения истории ее докембрийского геологического развития на крупные этапы дано недостаточно. При этом следует учитывать предложение Л. И. Салопа о понижении верхней границы архейской эры, основой выделения которой является положение об отсутствии органической жизни на Земле. В пользу понижения границы архея указывают данные: 1) о нахождении бактериеподобных организмов в кварцитах Австралии с возрастом, большим 2700 млн. лет, и в кремнистых сланцах Трансвааля, возраст которых порядка 3100 млн. лет, 2) установление Д. Г. Рэмом сфероидных структур, сильно напоминающих примитивные водорос-

ли, в серии Фиг-Три системы Свайленд, которая определенно древнее, чем 3000 млн. лет, 3) возраст, согласно данным Мак-Грегора, определенно древнее 2500 млн. лет для строматолитов из Булавэйэна.

Изложенные данные позволяют выделить в докембрийской истории развития Земли три зона (надэры): азой ($[4500 \div 3500] \pm 200$ млн. лет), археозой ($[3500 \div 2100] \pm 200$ млн. лет) и протерозой ($2100 \pm 200 - 570 \pm 50$ млн. лет). Главнейшие рубежи выделенных подразделений определяются появлением простейшей бактериальной жизни (азой — археозой) и более высокоорганизованной водорослевой (археозой — протерозой). Начало археозойского и протерозойского эонов характеризовалось наибольшим усилением магматической активности (первого из них — основного, второго — гранитоидного магматизма). Выделяемые рубежи в 3500 ± 200 и 2100 ± 200 млн. лет отвечают коренной перестройке структуры земной коры, а 3100 ± 100 , 2600 ± 100 и 1300 ± 100 млн. лет — появлению новых структурных форм в ее пределах.

Ранний азой соответствовал планетарно-геологическому этапу в развитии Земли, поздний азой характеризовался обособлением в пределах протокры континентальных и океанических сегментов, археозой — развитием древнейших геосинклинальных (про- и протогеосинклинальных) систем с развитием на их фоне гнейсово-купольных структур второго порядка, протерозой — развитием собственно геосинклинальных систем, наложение которых на более древние археозойские структуры приводило к образованию «ложных» оvoidных структур, фиксируемых в пределах современных кристаллических щитов. Рубеж 3100 ± 100 млн. лет определял время появления первых древних щитов*, выделяемых под названием «литоплинтов», формирования протогеосинклинальных систем, увеличения контрастности тектонических движений и смены в связи с этим преимущественно вулканогенно-хемогенного литогенеза существенно терригенно-осадочным породообразованием. Рубеж 2600 ± 100 млн. лет характеризовался первым глобальным развитием процессов гранитообразования и формированием достаточно мощной консолидированной континентальной коры; рубеж 1300 ± 50 млн. лет характеризовался полнейшей стабилизацией участков земной коры платформенного типа, заложение которых относится к 1900 ± 100 млн. лет, и развитием свойственных платформенному режиму магматизма и седиментогенеза. Несмотря на предпочтение авторами именно границе 1300 ± 50 млн. лет, которую они положили в основу разделения протерозоя на ранний и поздний в модели периодизации 1973 г., в приводимой схеме (рис. 31) принимается за основу решение МСК о выделении рифея с рубежом 1650 ± 50 млн. лет и его разделении на нижний — средний (1350 ± 50 млн. лет) и средний — верхний (1050 ± 50 млн. лет).

Все указанные выше процессы докембрийской истории развития земной коры обусловили преобразование протокры и прото-

* Согласно Е. В. Павловскому — протоплатформы, А. М. Гудвину — прото-континенты.

Мегацикл	Цикл	Эоны	Рубежи (млн. лет)		
			Эонов	Прочие	
III	7	Фанерозой (FR)	570±20		
		Протерозой (PR)	Поздний	680±20 700±25	
			Средний	1350±50	
	6	Ранний	1650±50		
		II	Поздний	2100±200	
			Средний	2600±100	2300±100
	3	Ранний	3100±100	3300±100	
		I	Азой (AZ)	3500±200	
1	Поздний		4000±100		
	Ранний	4500±100			
	?	?			

Рис. 31. Схема периодизации докембрия. По В. А. Рудинку и Э. В. Соболевичу (1982 г.) I—III — мегациклы (I — планетарно-геологический, II — про- и протогеоинклинальных систем, III — геоинклинально-сладчатых систем). 1—8 — тектоно-магматические циклы (1 — нуклеарно-геологический, 2 — протогеоинклинальный, 3—4 — протогеоинклинально-сладчатые, 5—8 — геоинклинально-сладчатые)

мантии (см. рис. 6, табл. 25, 36) в современные земную кору, верхнюю и среднюю мантию (рис. 32, табл. 36 и 45). При этом при «образовании» верхней мантии из протокры и верхней протомантии (см. табл. 25 и 35) путем изъятия из их состава современной земной коры создается «дефицит» калия. Это указывает или на неправильный расчет состава земной коры или на погрешности в расчетах составов протокры и верхней протомантии. Поскольку при расчете последних были приняты допущения о формировании этих геосфер, так сказать, в «чистом виде» без примеси ранее аккрецировавшегося метеоритного материала, а современные магматические породы верхнемантийного заложения очагов генерации магм содержат калий в достаточном количестве для формирования гранитоидных пород в послееорегенную стадию, по крайней мере, по механизму А. Б. Лутца [37] (см. примеры в табл. 33 и 34), то наиболее вероятно последнее предположение. В связи с этим может быть проведено «исправление» составов протокры, верхней и средней протомантии, современной мантии и тектоносферы путем введения поправок за дефицит в них калия.

Исправление составов протокры и верхней протомантии за дефицит калия может быть осуществлено посредством введения хондритовой составляющей в протокры порядка 10 % и в верхнюю протомантию в количестве порядка 30 %. Без особых погрешностей

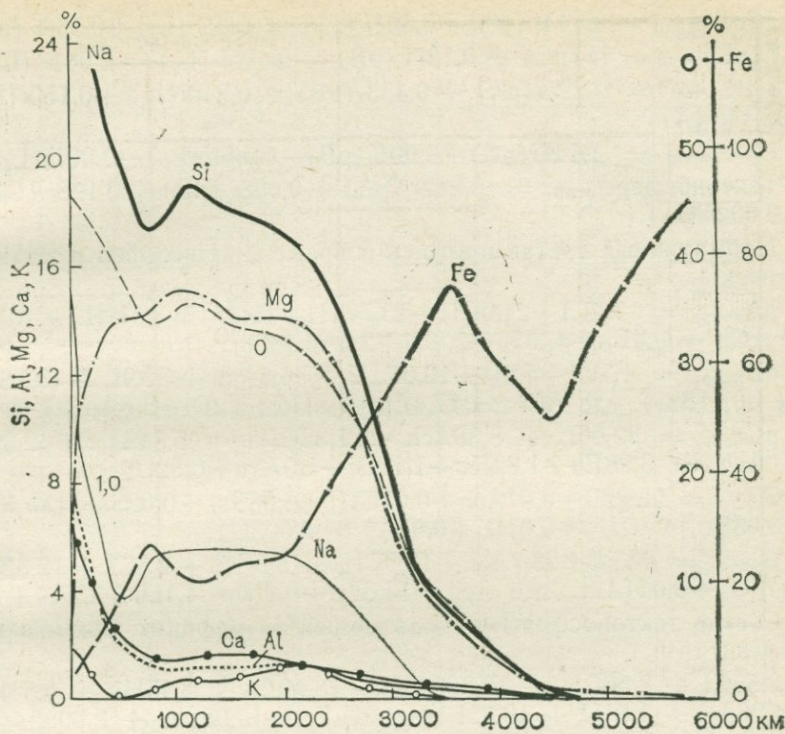


Рис. 32. Схема современного распределения элементов в Земле в соответствии с моделью полихронно-гетерогенной аккреции

для результатов хондритовую составляющую можно выразить через ВМК гиперстеновых хондритов, а последние можно заменить определенным количеством составляющей средней протомантии (ipC) — слоев L_p и L_1 , пренебрегая тем самым более редкими разностями хондритовой ВМК и, в частности, энстатитовой и бронзитовой составляющими, считая, что подавляющая их часть аккрецировала в нижней протомантии (принятые ранее допущения при моделировании протогеосфер позволяют рассматривать подобное абстрагирование как вполне корректное). Содержания как ахондритовой ВМК, так и углестохондритовой в этом случае может быть заменено также без ущерба для конечных результатов моделирования соответственно на содержания соответствующих элементов в верхней протомантии и протокорре, поскольку они учитывают долю падения различных ВМК и фельзитическую составляющую вещества Сверхновой (см. табл. 28, 35 и 45).

Рассчитанные исходя из указанных положений формулы составов прото- и современных геосфер, исправленные за дефицит в верхней мантии калия, имеют вид:

$$i \text{ (pA)}_{\text{испр}} = 0,6i \text{ (pA)} + 0,3i \text{ (pB)} + 0,1i \text{ (L}_p\text{)};$$

$$\begin{aligned}
 i(pB)_{\text{испр}} &= 0,144i(pA) + 0,301i(L_p) + 0,002i(L_1) + 0,553i(pB); \\
 i(pC)_{\text{испр}} &= 1i(pC) + 0,127i(pB) - 0,126i(L_p) - 0,001i(L_1); \\
 i(B)_{\text{испр}} &= 0,221i(pA) + 0,433i(pB) + 0,240i(L_p) + 0,150i(L_1) - \\
 &- 0,044i(A); \\
 i(C)_{\text{испр}} &= 1,144i(pC) + 0,001i(pB) - 0,144i(L_p) - 0,001i(L_1); \\
 \text{Тектоносферы}_{\text{испр}} &= 0,212i(pA) + 0,588i(pB) + 0,198i(L_p) + \\
 &+ 0,002i(L_1).
 \end{aligned}$$

Нормативный состав прото- и современных геосфер в ВМК выразится:

$$pA_{\text{испр}} = 7,2\text{CI} + 24,0\text{CII} + 20,7\text{CIII} + 19,8\text{ACh} + 11,4\text{L} + 16,9\text{S}_{\text{SF}},$$

где $\text{ACh} = 9,4\text{Eu} + 4,3\text{Ho} + 2,8\text{Di} + 2,5\text{Au} + 0,8\text{U}$;

$$pB_{\text{испр}} = 1,7\text{CI} + 5,8\text{II} + 10,0\text{CIII} + 36,5\text{ACh} + 32,9\text{L} + 13,1\text{S}_{\text{SF}} \times$$

$$\times (+0,01\text{S}_{\text{SM}}), \text{ где } \text{ACh} = 17,4\text{Eu} + 7,9\text{Ho} + 5,2\text{Di} + 4,6\text{Au} + 1,4\text{U};$$

$$pC_{\text{испр}} = 82,06\text{L} + 8,38\text{ACh} + 1,33\text{CIII} + 5,84\text{S}_{\text{SM}} + 2,39\text{S}_{\text{SF}},$$

где $\text{ACh} = 3,98\text{Eu} + 1,82\text{Ho} + 1,19\text{Di} + 1,07\text{Au} + 0,32\text{U}$;

$$C_{\text{испр}} = 93,22\text{L} + 0,07\text{ACh} + 0,01\text{CIII} + 6,68\text{S}_{\text{SM}} + 0,02\text{S}_{\text{SF}}, \text{ где } \text{ACh} =$$

$$= 0,03\text{Eu} + 0,02\text{Ho} + 0,01\text{Di} + 0,01\text{Au} (+0,003\text{U});$$

$$B_{\text{испр}} = 40,5\text{L} + 28,7\text{ACh} + 10,9\text{CIII} + 8,8\text{CII} + 2,6\text{CI} + 12,3\text{S}_{\text{SF}} +$$

$$+ 0,6\text{S}_{\text{SM}} - 0,044\text{Au}, \text{ где } \text{ACh} = 13,6\text{Eu} + 6,2\text{Ho} + 4,1\text{Di} + 3,7\text{Au} + 1,1\text{U}.$$

Состав тектоносферы, исправленный за дефицит калия в верхней мантии:

$$\begin{aligned}
 &2,55\text{CI} + 8,50\text{CII} + 12,36\text{CIII} + 18,49\text{Eu} + 8,45\text{Ho} + 5,54\text{Di} + \\
 &+ 4,96\text{Au} + 1,51\text{U} + 19,65\text{L} + 2,91\text{LL} + 15,08\text{S}_{\text{SF}} + 0,005\text{S}_{\text{SM}}, \text{ или} \\
 &26,13\text{C} + 38,9\text{ACh} + 22,56\text{L} + 15,08\text{S}_{\text{SF}} + 0,005\text{S}_{\text{SM}}.
 \end{aligned}$$

В указанных расчетных формулах состав верхней протомантии выражался следующим образом: $pB = 66,02\text{ACh} + 10,45\text{CIII} +$
 $+ 4,73\text{L} + 18,8\text{S}_{\text{SF}}$, где $\text{ACh} = 31,34\text{Eu} + 14,32\text{Ho} + 9,40\text{Di} +$
 $+ 8,41\text{Au} + 2,55\text{U}$.

На основе указанных данных в табл. 46 рассчитаны составы ранних и современных геосфер в элементной форме, а в табл. 47— в виде окислов. В табл. 36 наряду с модельным составом геосфер в количествах атомов дан также и их состав, исправленный по дефициту калия. При этом в табл. 36 для ранних геосфер, также как и для современных, использованы данные о плотности геосфер, устанавливаемой по геофизическим данным современной Земли. Можно предположить, что если плотность протогоосфер начиная со средней протомантии устанавливалась в результате эффекта гравитационного сжатия, сопровождавшего аккрецию Земли (см. рис. 8), то плотность коры и верхней мантии достигла современных значений в основном в результате геологических процессов, таких, как магмообразование с последующей консолидацией расплава на глубине или излияний и метаморфогенно-ультраметаморфогенных преобразований (определенный эффект вносило и расплавление, связанное с термическим эффектом падающих метеоритных тел, и их динамическое воздействие на окружающие породы). Все это позволяет предполагать, что первоначальный радиус

Химический состав современных геосфер (%)

Геосфера		<i>h</i>	<i>m</i>	Fe	O	Si	Mg	Ni	Ca	S	Al	Cr	P
Кора		20	2,84	5,60	46,64	26,20	3,29	—	5,79	0,12	7,83	—	0,08
Мантия	Верхняя	380	64,16	16,92	40,63	19,87	13,93	0,55	2,73	1,38	2,22	0,33	0,06
	Средняя	600	92,44	26,30	34,98	17,83	14,08	1,38 _M	1,18	2,07	1,02	0,34	0,10
	Нижняя	1880*	245*	26,40	35,14	16,04	14,84	1,50 _M	1,24	2,14	1,06	0,37	0,04
Ядро	Внешнее: (E) (pE)	2220*	182,8*	77,24	8,67	4,14	2,20	5,80 _M	0,39	0,75	0,51	0,10	≤0,10
		2220		77,10	7,89	3,14	2,71	7,31 _M	0,40	0,22	0,25	0,10	0,15
	Внутреннее	1271	10,8	89,83	0,29	0,01	0,03	8,73 _M	0,02	0,10	<0,01	<0,01	0,19
Земля в целом		6371	598,04	41,91	26,81	12,47	10,59	3,28	1,14	1,41	0,94	0,27	0,09
Мантия в целом		2860*	401,6	24,86	35,98	16,95	14,52	1,32	1,46	2,00	1,24	0,36	0,06
Кора и протомантия в целом		2980	404,44	24,73	36,05	17,01	14,44	1,31	1,50	1,99	1,28	0,36	0,06
Ядро в целом		3471	193,6	77,81	7,47	2,97	2,56	7,39 _M	0,38	0,21	0,24	0,09	0,15

Геосфера		Na	Tl	Co	Mn	K	H	C	Fe _c	Fe _T /Fe _{сф}	Fe _M	Fe/Mg	Fe/Si
Кора (А)		1,82	0,52	—	0,12	1,37	0,17	0,45	5,52	0/0,08	—	1,70	0,21
Мантия	Верхняя	0,39	0,13	0,03	0,21	0,00	(0,21)	0,41	12,98	2,40/0,94	0,60	1,21	0,85
	Средняя	0,62	0,07	0,05 _M	9,23	0,11	0,03	0,10	13,47	3,60/0,00	9,23	1,87	1,52
	Нижняя	0,61	0,06	0,07 _M	0,24	0,11	0,02	0,11	19,86	3,73/0,00	2,81	1,78	1,65
Ядро	Внешнее: (E)	—	—	0,22 _M	—	—	—	≤0,10	6,00	1,31/0,00	69,93	35,11	18,66
	(PE)	0,04	0,004	0,49 _M	0,04	0,01	0,002	0,14	6,49	0,38/0,00	70,23	28,45	24,55
	Внутреннее	—	—	0,61 _M	<0,01	—	—	0,18	—	0,17/0,00	89,66	29,94	89,83
Земля в целом		0,41	0,06	0,20	0,17	0,07	0,03	0,15	13,02	2,46/0,05	26,37	3,96	3,36
Мантия в целом		0,58	0,07	0,06	0,23	0,09	0,05	0,16	16,09	3,48/0,08	5,21	1,71	1,17
Кора и протомантия в целом		0,58	0,08	0,06	0,23	0,10	0,05	0,15	16,09	3,47/0,08	5,17	1,71	1,45
Ядро в целом		0,04	0,004	0,50 _M	0,04	0,01	0,002	0,14	2,16	0,37/0,00	75,28	30,39	26,20

Примечание. Состав коры — по А. Б. Ронову и А. А. Ярошевскому (1978 г.); h — для Земли, внутреннего ядра и ядра в целом соответствует радиусу. Содержание элементов в скобках (H и

C) в верхней мантии ниже приведенного за счет имевшей и имеющей место диссипации газов в космос.

Химический состав геосфер современной и ранней Земли, исправленный за дефицит калия в верхней мантии (%) Таблица 46

Геосфера		<i>h</i>	<i>m</i>	Fe	O	Si	Mg	Ni	Ca	S	Al	Cr	P	
Современная	Кора	20	2,84	5,60	46,64	26,20	3,29	—	5,79	0,12	7,83	—	0,08	
	Мантия	Верхняя	380	64,16	18,70	39,78	19,02	14,23	0,74	2,25	1,67	1,80	0,34	0,07
		Средняя	600	92,44	26,29	34,99	17,34	14,07	1,38	1,18	2,06	1,03	0,35	0,10
		Нижняя	1880	245	26,40	35,14	16,04	14,84	1,50 _м	1,24	2,14	1,06	0,37	0,04
	Ядро	Внешнее	2200	182,8	77,24	8,67	4,14	2,20	5,80 _м	0,39	0,75	0,51	0,10	≤0,10
Внутреннее		1271	10,8	89,83	0,29	0,01	0,03	8,73 _м	0,02	0,10	<0,01	<0,01	0,19	
Протогеосфера	Протокора	88	14,2	17,81	41,13	17,83	13,78	0,76	2,26	2,01	1,89	0,29	0,08	
	Протомантия	Верхняя	232	39,5	16,85	40,53	20,18	13,62	0,57	2,74	1,35	2,36	0,33	0,07
		Средняя	680	105,74	24,72	35,82	17,98	13,91	1,23 _м	1,52	1,87	1,32	0,34	0,09
		Нижняя	1900	245	26,40	35,14	16,04	14,84	1,50 _м	1,24	2,14	1,06	0,37	0,04
Внешнее прото-ядро	2220	182,8	77,10	7,89	3,14	2,71	7,31 _м	0,40	0,22	0,25	0,10	0,15		
Мантия в целом		2860	401,6	24,86	35,98	16,95	14,52	1,52	1,46	2,00	1,24	0,36	0,06	
Протомантия в целом		2812	390,24	24,98	35,87	16,98	14,47	1,33	1,47	1,99	1,26	0,36	0,06	
Прототектоносфера		400	67	16,46	40,87	20,13	13,49	0,53	2,85	1,33	2,45	0,32	0,07	
Кора и мантия в целом (протокора и протомантия)		2980	404,44	24,73	36,05	17,01	14,44	1,31	1,50	1,99	1,28	0,36	0,06	
Ядро в целом		3471	193,6	77,81	7,47	2,97	2,56	7,39 _м	0,38	0,21	0,24	0,09	0,15	
Земля в целом		6371	598,04	41,91	26,81	12,47	10,59	3,28	1,14	1,41	0,94	0,27	0,09	

Примечание. *h* — мощность (км), *m* — масса (10²⁵ г).

Геосфера		Na	Ti	Co	Mn	K	H	C	Fe _c	Fe _T	Fe _{сф}	Fe _M	Fe/Mg	Fe/Si	
Современная	Кора	1,82	0,52	—	0,12	1,37	0,17	0,45	5,52	0	0,08	0	1,70	0,21	
	Мантия	Верхняя	0,42	0,10	0,04	0,21	0,01	0,21	0,40	11,42	1,47	0,61	5,20	1,31	0,98
		Средняя	0,62	0,07	0,05	0,23	0,11	0,03	0,10	15,64	3,59	—	7,06	1,87	1,52
		Нижняя	0,61	0,06	0,07 _M	0,24	0,11	0,02	0,11	19,86	3,73	—	2,81	1,78	1,65
	Ядро	Внешнее	—	—	0,22 _M	—	—	—	≤0,10	6,00	1,31	—	69,93	35,11	18,66
Внутреннее		—	—	0,61 _M	<0,01	—	—	0,18	—	0,17	—	89,66	29,94	89,83	
Протогеосфера	Протоко́ра	0,38	0,10	0,04	0,17	0,05	0,55	0,87	13,78	0,38	1,49	2,16	1,29	1,00	
	Протома́нтia	Верхняя	0,48	0,14	0,03	0,22	0,07	0,15	0,32	10,73	1,16	0,45	4,51	1,24	0,84
		Средняя	0,59	0,09	0,04 _M	0,23	0,10	0,03	0,11	14,77	3,14	0,03	6,78	1,78	1,37
		Нижняя	0,61	0,06	0,07 _M	0,24	0,11	0,02	0,11	19,86	3,73	—	2,81	1,78	1,65
	Внешнее прото-ядро	0,04	0,004	0,49 _M	0,04	0,01	0,002	0,14	6,49	0,38	—	70,23	28,45	24,55	
Мантия в целом		0,58	0,07	0,06	0,23	0,09	0,05	0,16	16,09	3,48	0,08	5,21	1,71	1,47	
Протомантия в целом		0,59	0,08	0,06	0,23	0,10	0,03	0,13	17,56	3,31	0,05	4,06	1,73	1,47	
Прототектоносфера		0,45	0,14	0,03	0,21	0,06	0,21	0,40	10,99	0,77	0,62	4,08	1,22	0,82	
Кора и мантия в целом (протоко́ра и протомантия)		0,59	0,08	0,06	0,23	0,10	0,05	0,16	16,09	3,47	0,08	5,17	1,71	1,45	
Ядро в целом		0,04	0,004	0,50 _M	0,04	0,01	0,002	0,14	2,16	0,37	—	75,28	30,39	26,20	
Земля в целом		0,41	0,06	0,20	0,17	0,07	0,03	0,15	13,02	2,46	0,05	26,37	3,96	3,36	

Земли к моменту формирования ее как планеты в результате аккреции (см. рис. 8) был больше современного по крайней мере на несколько десятков километров (ростом объема Земли за счет выпадения космического вещества по крайней мере после 4 млрд. лет назад можно пренебречь, даже допуская, как было показано ранее, увеличение ее массы ежегодно не менее чем на 1 млн. т).

Характер развития земной коры в докембрии обусловлен: 1) особенностями изначального строения и состава протогеосфер, имевших четкую вещественную зональность, 2) высоким содержанием в протокодре воды, углерода, калия при возрастании содержания в верхней протомантии кремния, но уменьшении количества углерода и воды, 3) значительным содержанием в протокодре и верхней протомантии радиоактивных тепловыделяющих элементов, в том числе короткоживущих и калия, который на ранних стадиях развития Земли являлся основным поставщиком тепла, давая около 1,13 Дж/г в год, или 1/3 всего радиогенного тепла, 4) высокими теплоизолирующими свойствами реголитовой протокодры насыпного типа мощностью порядка 100 км, 5) интенсивной метеоритной проработкой протокодры, а частично и верхней протомантии в интервале 4500 ± 100 — 3500 ± 200 млн. лет с усилением на рубеже 4000 ± 50 млн. лет, результатом которой являлись дифференциация реголитового вещества и создание высокой проницаемости протокодры для летучих, 6) появлением структурно-вещественных неоднородностей, общим и локальным повышением теплового баланса в пределах протокодры и верхней протомантии, 7) ранним развитием процессов близповерхностных очагов магмообразования, метаморфической зональности и возникновением относительно высокотемпературных гидросферы и атмосферы углекислотного характера, по плотности близкой к современной.

Как отмечалось ранее, главнейшим фактором, обусловившим отличие развития коры океанов от коры материков, являлось сохранение и усиление в пределах последней теплоизоляционной покрывки первоначально реголитового, а затем и осадочного типа, которая обеспечила аккумуляцию «метеоритного» и накопление радиогенного тепла. Это, в свою очередь, обусловило: а) развитие близповерхностного магмообразования, б) проявление регионального метаморфизма различной степени, полноты зональности и мощности зон в зависимости от состава и строения протокодры, в) коровое гранитообразование, гранитизацию, кремне-щелочной и магнезиально-железо-кальциевый метасоматизм и связанные с ними глубинные процессы дегранитизации и базификации, г) сопряженный с этими явлениями седиментогенез.

При этом решающими процессами в формировании континентальной коры являлись магмо- и гранитообразование, являвшиеся причиной формирования зональности коры и верхней мантии и их возникновения за счет протокодры и протомантии [32]. Роль сопряженных с ними процессов метаморфизма, метасоматизма и седиментогенеза, естественно, не менее велика.

Химический состав геосфер современной и ранней Земли,

Геосфера		<i>h</i>	<i>m</i>	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO
Кора		20	2,84	56,05	0,87	14,80	7,10*	0,15	5,45	8,10
Мантия	Верхняя	380	64,16	41,60	0,17	3,48	15,02	0,28	24,12	3,22
	Средняя	600	92,44	37,53	0,12	1,97	20,35	0,30	23,60	1,67
	Нижняя	1880	245	34,79	0,10	2,03	25,90	0,31	24,95	1,76
Ядро	Внешнее	2200	182,8	9,39	—	1,02	8,18	—	3,87	0,58
	Внутреннее	1271	10,8	0,02	—	<0,02	—	<0,01	0,06	0,03
Земля в целом		6371	598,04	27,70	0,10	1,85	17,39	0,23	18,23	1,66
Кора и мантия в целом (протокора и протомантия)		2980	404,44	36,97	0,13	2,46	21,03	0,31	24,32	2,13
Прототектоносфера		400	67	43,75	0,23	4,70	14,37	0,27	22,73	4,05
Протокора		88	14,2	38,79	0,17	3,63	18,03	0,22	23,24	3,21
Протомантия	Верхняя	232	39,5	43,93	0,23	4,54	14,05	0,28	22,99	3,90
	Средняя	680	105,74	38,90	0,15	2,52	19,22	0,30	23,32	2,15
	В целом	2812	401,6	36,84	0,13	2,41	22,91	0,30	24,33	2,09

Примечание. *h* — мощность, км; *m* — масса, 10²³ г. В скобках даны максимальные значения в космос.

* FeO = FeO + Fe₂O₃.

** C = 0,07_{орг} — C органический.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМО- И ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

Опыт реконструкции первичного состава метаморфических образований в областях развития раннего докембрия ряда районов Восточной Сибири показал, что в составе супракристалльных комплексов важную (а в ряде случаев ведущую) роль играют метаморфизованные продукты основного, среднего и кислого магматизма. Магматические образования различного возраста и пространственного положения петрогеохимически нередко отчетливо индивидуализированы, что позволяет выявлять наиболее общие тенденции в эволюции докембрийского магматизма. Нередко черты этих тенденций сохраняются и в более поздние эпохи геологического развития земной коры. Другие свойственны только докемб-

исправленный за дефицит калия в верхней мантии (%)

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C**	CO ₂	FeS ₂	SO ₃	H ₂ O	FeS _r	Fe _M
2,45	1,65	0,18	0,07 _{орг}	1,39	0,17	0,09	1,49	—	—
0,58	0,01	0,16	0,41	—	1,34	—	(1,92)	2,36	5,32
0,85	0,13	0,23	0,10	—	—	—	0,27	5,72	7,14
0,83	0,13	0,09	0,11	—	—	—	0,18	5,95	2,85
—	—	≤0,24	≤0,11	—	—	—	—	2,18	74,43
—	—	0,47	0,20	—	—	—	—	0,30	98,90
0,57	0,08	0,22	0,16	0,007	0,11	0,0004	(0,28)	4,02	27,38
0,79	0,12	0,14	0,16	0,01	0,17	0,0006	(0,46)	5,55	5,25
0,62	0,07	0,16	0,41	—	1,35	—	(1,91)	1,23	4,15
0,52	0,06	0,18	0,88	—	3,25	—	(4,99)	0,61	2,20
0,66	0,08	0,16	0,33	—	0,99	—	(1,36)	1,86	4,59
0,80	0,12	0,21	0,11	—	0,06	—	0,27	5,00	6,86
0,80	0,12	0,14	0,13	—	0,11	—	(0,27)	5,28	4,12

ные значения, которые в действительности, по-видимому, меньше за счет диссипации га-

рийской истории ее развития. Одной из таких черт, свойственных как докембрию, так и фанерозою, является, например, многостадийность проявления в ходе развития отдельных геоструктур континентальной коры базальтоидного магматизма, в меньшей степени среднего и кислого состава. Специфической же особенностью докембрия являются малоглубинные термодинамические условия формирования вулканических пород основного и ультраосновного состава, а также широкое и многообразное развитие процессов гранитообразования [32] и связанного с ним и сопряженного между собой комплементарного процесса кремне-щелочного и Mg-Fe-Са метасоматизма, рассмотрению которых посвящена работа «Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование» (М., Наука, 1980 г.). Для выявления наиболее общих закономерностей докембрийского магматизма континентов были использованы ба-

зальтоиды, так как они: 1) в лучшей степени противостоят наложенным процессам метаморфизма и ультраметаморфизма по сравнению с породами других типов, 2) позволяют выявлять наложенные процессы гранитизации, кремне-щелочного и других видов метасоматизма как петрографическими, так и петрогеохимическими методами, 3) способствуют установлению первичной дометаморфической природы на базе разнообразных петрохимических, геохимических и минералогических критериев, 4) позволяют реконструировать РТ-условия генерации магмы по петрогеохимическим данным на основе хорошо разработанной физико-химической системы моделирования. Было собрано после соответствующей отбраковки более 2130 результатов полных силикатных анализов докембрийских базальтоидов и metabазальтоидов из различных метаморфических комплексов территории СССР (Балтийский, Украинский, Алданский щиты, Анабарский массив, фундамент Восточно-Европейской платформы, Алтае-Саянская складчатая область, докембрийские комплексы Урала, Дальнего Востока и др.). Эти данные (120 выборок, отражающие выборочные среднеарифметические результаты анализа для каждого из комплексов) были обработаны С. Д. Великославинским методом главных компонент и представлены в виде диаграммы на рис. 33. Для сопоставления докембрийских базальтоидов с известными формационными типами базальтоидов в обработку были включены данные о химическом составе базальтов архейских зеленокаменных поясов мира (более 900 результатов силикатных анализов, объединенных в 26 выборок) и ведущих типов фанерозойских базальтов — океанических (более 400 результатов, объединенных в восемь выборок), островных дуг (более 1000 результатов, объединенных в 25 выборок) и континентальных базальтов (более 700 результатов, объединенных в 11 выборок). Результаты анализа этих данных позволяют сделать следующие выводы:

1) существует вполне определенная временная направленность в изменении химического состава metabазальтоидов континентов от архея до позднего протерозоя, которая выражается в увеличении содержания титана, железа (в меньшей степени натрия, калия и кремнезема) и в уменьшении количества кальция и магния (в меньшей степени глинозема);

2) вариации химического состава докембрийских metabазальтов континентов шире вариаций химического состава фанерозойских базальтоидов, при этом:

а) metabазальты архея, так же как и metabазальты зеленокаменных поясов, по химическому составу в среднем ближе всего к современным океаническим толентам;

б) среднепротерозойские базальты в среднем соответствуют континентальным толентам фанерозоя, в то время как раннепротерозойские metabазальты занимают промежуточное по составу положение между континентальными толентами фанерозоя и современными океаническими толентами;

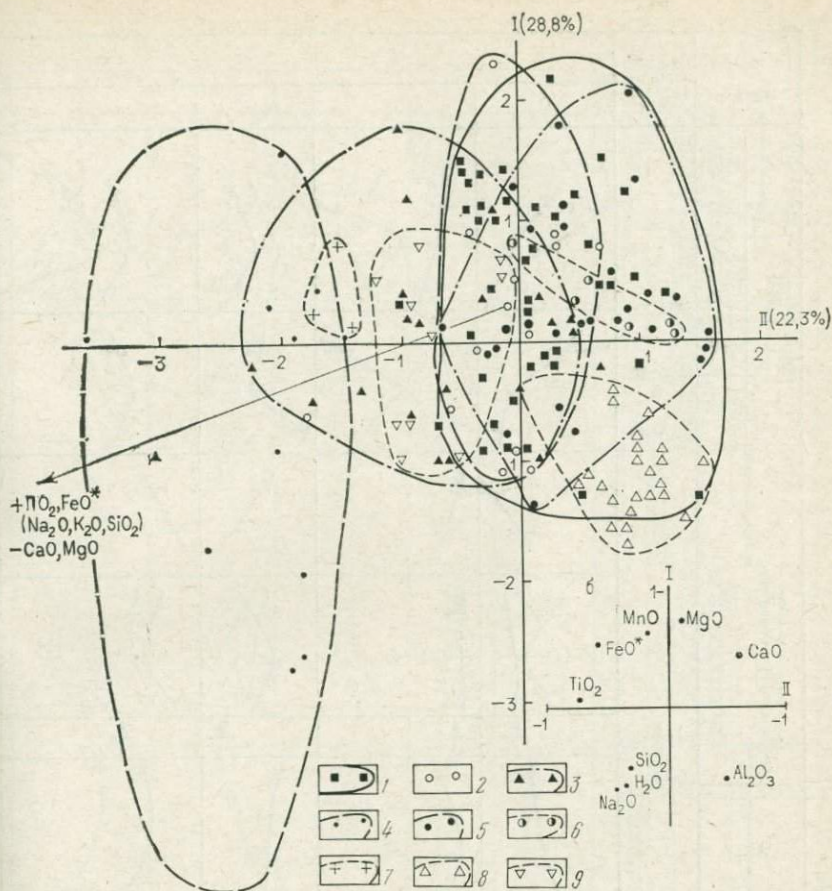


Рис. 33. Комплементарная диаграмма средних составов докембрийских метабазальтов (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

I—II — первая и вторая главные компоненты соответственно. Числа в скобках — вес компоненты; номера точек соответствуют номерам выборочных средних составов соответствующих формаций, комплексов, серий и свит, включенных в обработку (5200 частных силикатных анализов подразделены на 193 выборки). 1—5 — средние составы докембрийских метабазальтов (1 — архея, 2 — раннего протерозоя, 3 — среднего протерозоя, 4 — позднего протерозоя, 5 — зеленокаменных поясов); 6—9 — средние составы фанерозойских базальтов (6 — океанических толентов, 7 — океанических щелочных базальтов, 8 — континентальных базальтов, 9 — базальтов островных дуг). Линиями различной формы околнурены поля преимущественного распространения метабазальтов и базальтов соответствующего возраста и (или) состава

в) докембрийские аналоги современным островодужным базальтам практически отсутствуют;

3) разброс фигуративных точек более молодых базальтов больше, чем у всех более древних, что может свидетельствовать об разнообразии магматических очагов по мере созревания континентальной коры;

4) влияния региональных факторов, отражающихся на химическом составе докембрийских базальтоидов в условиях рассматриваемой генерализации, не выявлено.

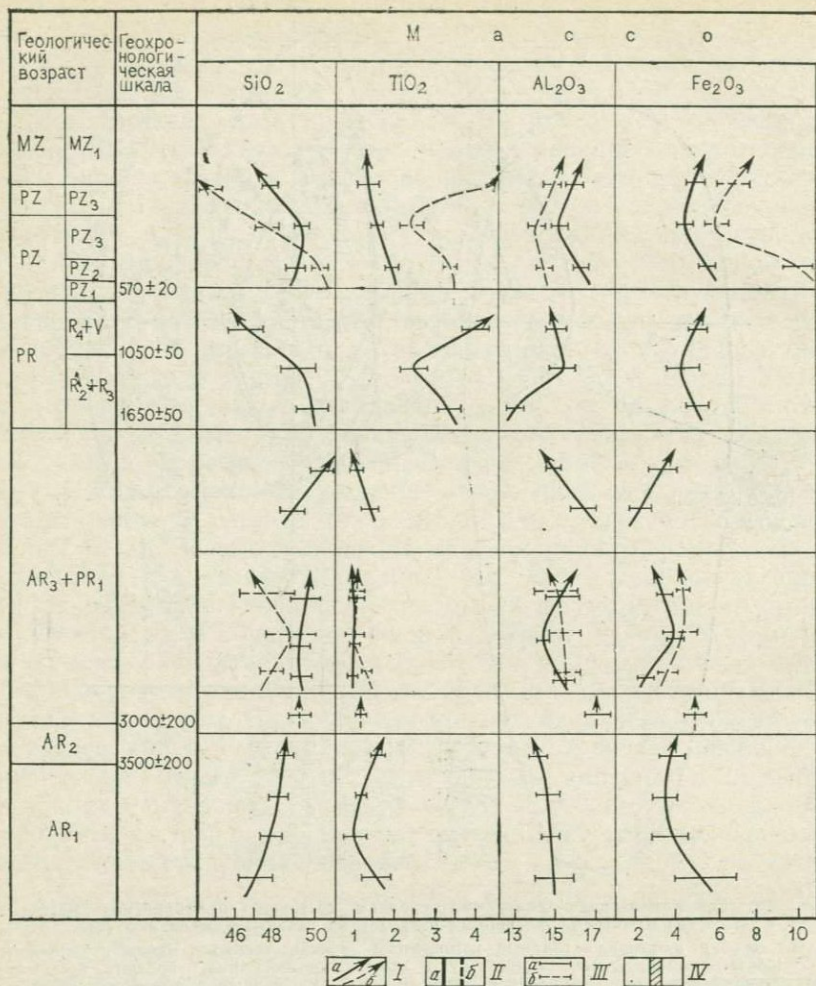
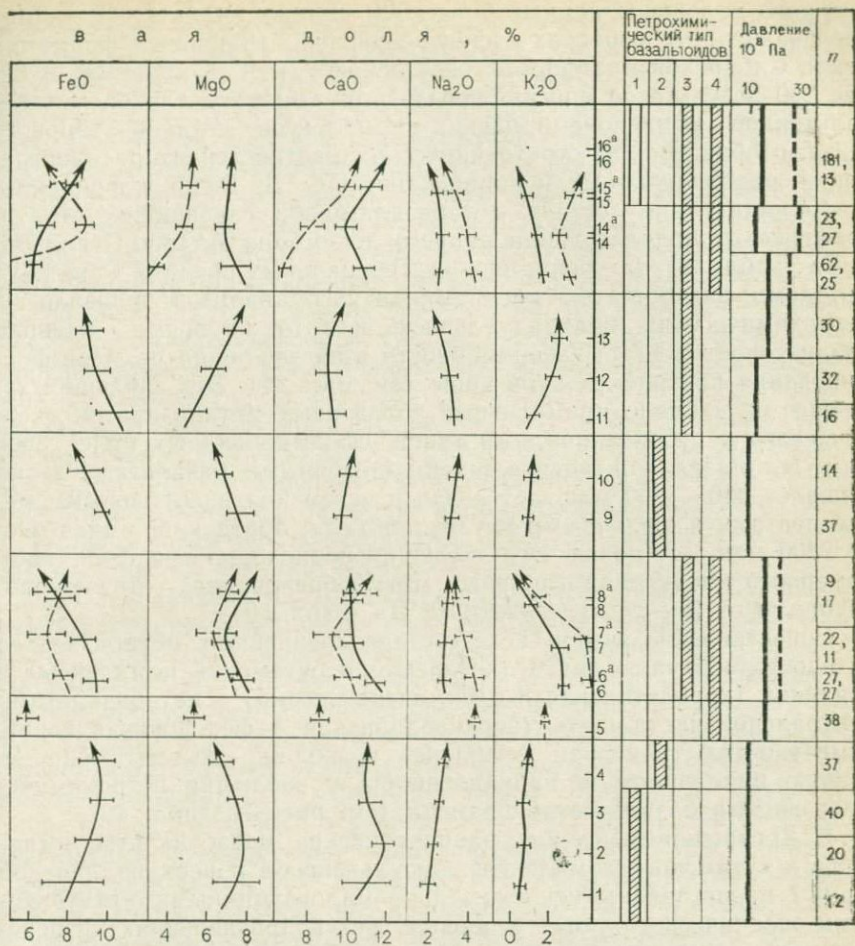


Рис. 34. Петрохимическая эволюция базальтоидного магматизма в геологической истории земной коры континентального типа (на примере Сибирской платформы)

1—3 — метатоленты океанического типа: 1 — чогарского комплекса (3500±500 млн. лет), 2 — курултинской серии (3500±500 млн. лет), 3 — сутамского комплекса (3800±200 млн. лет); 4 — континентальные метатоленты с некоторыми признаками океанических верхнеалданской серии (>3500±500 млн. лет); 5 — континентальные щелочные metabазальты федоровской серии (>2900±200 млн. лет); 6—8 — континентальные метатоленты [6 а—8а — щелочные metabазальты континентального типа, 6—6а — тимптоно-желтулинского комплекса (>2700±200 млн. лет), 7, 7а — олекминской серии (3000±100 млн. лет), 8, 8а — унгринского комплекса (2400 млн. лет)]; 9—10 — толенты с признаками континентальных и океанических базальтов троговых комплексов [9 — субанская серия (комплекс), $p_{ген}=7 \cdot 10^8$ Па, 10 — сагарская толща] (возрастное положение условно); 11—12 — континентальные кварцевые толенты [11 — кенгединского комплекса (1600±50 млн. лет), 12 — котуйско-оленьского комплекса (1250±50 млн. лет)]; 13 — континентальные толенты хорбосуонского комплекса (620±20 млн. лет); 14—15 — континентальные толенты [14 — вилуйско-ленского комплекса (245±5 млн. лет), 15 — сыверлинского комплекса (350±30 млн. лет)]; 16 — континентальные и океанические толенты пуротанского комплекса (220±10 млн. лет); 14а—16а — щелочные базальты: 14а — наманнинского комплекса (650±30 млн. лет), 15а — ергалахского комплекса (245±5 млн. лет), 16а — коготокско-дельдянского комплекса (220±10 млн. лет). I — тренды петрохимической эволюции, островерные через точки выборочных средних на фоне оценок генеральных средних содержаний компонентов в



их 5%-ном доверительном интервале а — толеитов и метатолеитов, б — щелочных базальтов и метабазальтов; II — величины давлений, полученные путем моделирования условий магмообразования по петрохимическим данным: а — для толеитов и метатолеитов, б — для щелочных базальтов и метабазальтов; III — интервалы генеральных средних содержаний петрогенных компонентов (а — для толеитов и метатолеитов, б — для щелочных базальтов и метабазальтов); IV — петрохимические типы базальтоидов: 1 — океанические толеиты, 2 — континентальные толеиты с некоторыми признаками океанических, 3 — континентальные толеиты, 4 — континентальные щелочные базальты

Проведенный анализ показал также, что обобщения ретроспективных данных не позволяют установить незначительные эволюционные различия базальтоидного вулканизма в докембрии из-за сложностей в их сопоставлении, в то время как детальные целенаправленные исследования выявляют определенную ритмично-эволюционную направленность в развитии базальтоидного магматизма, например, в пределах Восточной Сибири. На рис. 34 показана петрохимическая эволюция базальтоидного вулканизма в истории развития континентальной коры Восточной Сибири, в основу

которого положены данные более 300 полных силикатных анализов позднепротерозойских — фанерозойских трапповых формаций чехла Сибирской платформы, обобщенных Л. А. Полуниной, и более 300 результатов оригинальных силикатных анализов метабазальтоидов раннедокембрийских комплексов Алдано-Станового щита, отобранных из стратотипических местностей их распространения, разбраванных и обработанных С. Д. Великославинским.

Сопоставление состава метабазальтоидов главнейших стратиграфических подразделений раннего докембрия Алдано-Станового щита (табл. 48) на уровне оценок генеральных средних (табл. 49) методами факторного и дискриминантного анализов показало их петрохимическую индивидуальность и в то же время выявило вполне определенные закономерности в их эволюции по мере формирования континентальной коры (см. рис. 34). Эта эволюция заключается в смене примитивных толентовых метабазальтов океанического и субокеанического типов, сформированных более 3500 млн. лет назад, континентальными щелочными базальтами в интервале 3000—3200 млн. лет назад и затем континентальными метатолентами и щелочными метабазальтами, образовавшимися около 2800 млн. лет назад. Эта эволюция происходила на фоне закономерного увеличения глубины магмообразования, отвечавшего глубинам от $(2 \div 3)$ до $(15 \div 20) 10^8$ Па (табл. 50).

Сопоставление химического состава древнейших метабазальтов юго-восточной части щита (чогарский и сутамский комплексы) и западной (курультинская и олекминская серии) с метабазальтами центральной части щита (верхнеалданская и федоровская серии, тимптоно-желтулинский комплекс) позволило выявить определенную цикличность и направленность в эволюции петрохимических свойств базальтов во времени (см. рис. 34, табл. 49).

1. Древнейшие, условно раннеархейские метабазальты чогарского и сутамского комплексов, курультинской и верхнеалданской серий* представлены исключительно малоглубинными метатолентами океанического типа (в первых трех подразделениях) и переходными к континентальному типу (верхнеалданская серия) — общее давление в магматическом очаге составляло менее $7 \cdot 10^{-8}$ Па (см. табл. 50). На этом основании они могут быть включены в единый раннеархейский магматический мегацикл, в пределах которого устанавливается законсервация и последовательная петрохимическая эволюция магматизма, выражающаяся в увеличении содержания SiO_2 , Na_2O , K_2O , в меньшей степени TiO_2 и уменьшении — MgO и Al_2O_3 , что подтверждает и возрастную последовательность формирования рассмотренных стратиграфических подразделений

* Согласно данным В. М. Моралева (1983 г.), эти комплексы и серии образовались именно в такой последовательности. Свинцово-свинцовый изохронный возраст верхнеалданской серии 3500 млн. лет (см. табл. 3), курультинской — древнее 3300; для метабазальтов и замещающих их метасоматических чарнокитов — эндербитов сутамского комплекса получен надежный согласованный свинцово-свинцовый и урано-свинцовый изохронный возраст в 3800 ± 200 млн. лет (пробы М. З. Глуховского). Результаты термобарогеохимических исследований подтверждают вулканогенную природу метабазальтов (см. рис. 44).

и определяет последовательность образования базальтоидных комплексов в пределах рассматриваемого мегацикла (см. рис. 34, № 1—4). Метабазальты указанных подразделений, несмотря на некоторые различия в содержании петрогенных и «малых» элементов, достаточно уверенно объединяются в единую группу базальтов — толентов с отчетливо выраженной феннеровской тенденцией дифференциации, ведущей к незначительному понижению содержания кремнезема и резкому обогащению железом. В соответствии с данными Дж. Пирса (1976 г.) рассматриваемые раннеархейские метабазальты обнаруживают сходство с низкокальциевыми толентами островных дуг. При этом наиболее ранние базальты чогарского и сутамского комплексов и курультинской серии обнаруживают определенные сходства и с современными океаническими базальтами, что выражается, в частности, в том, что среди них выявляется достаточно высокая доля метатолентов с очень низким, типично океаническим, согласно Н. А. Румянцева (1971 г.), содержанием K_2O — 0,1 — 0,3 %. Следует отметить также тот факт, что выявленная направленность в эволюции раннеархейских базальтов ближе к эволюционным закономерностям базальтов фанерозойских подвижных поясов, чем платформ.

2. Среднеархейский мегацикл представлен только континентальными щелочными метабазальтами федоровской серии (см. рис. 34) более глубинного заложения; общее давление очага генераций магм более $9 \cdot 10^8$ Па (см. табл. 50). В качестве эволюционного тренда продуктов вулканизма среднеархейского мегацикла можно рассматривать направленность магматической дифференциации метабазальтов федоровской серии с отчетливо выраженной боуэновской тенденцией, характеризующейся увеличением содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и к обеднению FeO^* , CaO , MgO . С метабазальтами федоровской серии коррелируются кристаллические сланцы, представленные щелочными континентальными базальтами: а) Охотско-Кухтуйского поднятия Охотского массива, для которых получены сходящиеся значения свинцово-урано-ториевого изохронного возраста в 3700 ± 500 млн. лет, б) Омолонского и Тайгоносского кристаллических массивов, для первого из которых свинцово-свинцовый изохронный возраст по породе составил 3250 ± 300 млн. лет, а урано-свинцовый и свинцово-свинцовый по цирконам — 3400 ± 150 млн. лет; для второго свинцово-свинцовый изохронный возраст по породе — 3100 ± 120 млн. лет, а урано-свинцовый по цирконам — 3400 ± 200 млн. лет (см. табл. 3).

3. Метабазальты позднеархейского — раннепротерозойского магматического мегацикла включают континентальные метабазальты тимптоно-желтулинского комплекса, олекминской серии и унгринского комплекса* (возраст см. в табл. 3). Для вулканитов этого мегацикла характерно также наличие двух петрохимических

* По-видимому, метаморфические породы основного состава унгринского комплекса представлены интрузивными фациями метабазальтоидов, на что указывают результаты исследований, проведенных в 1982 г. С. Д. Великостлавинским.

Периодизация докембрия Алданского щита и зоны Становик — Джугджур
По В. А. Руднику (1975 г.)

Тектономагматический мегаикл	Тектоно-магматический цикл и стадия развития земной коры	Время вулканизма и седиментогенеза (млн. лет назад)	Относительный геологический возраст		Выделяемые комплексы и мегакомплексы				
			Принятая в СССР шкала	Предлагаемая шкала					
Байкало-становой	Монголо-охотский 1300—600	—570	Палеозой	Палеозой	Палеозойский				
						Поздний протерозой	Поздний протерозой	Верхнепротерозойский	
	Джугджуростановой 2100—1300	Гесинклинальные 2100—600	—1250—1300	Средний протерозой	Ранний протерозой	Маймакановьябомский			
							Инверсионно-складчатые 2100—600	Платформенный после 1700—1900	—1900—200
Алдано-анабарский	Олекминский 3000—2200	—2100	—2200	Тимптоно-становой 2800—1750	—2600—2800	Джелтулакско-чульманский			
							Инверсионно-складчатая 2500—2200	Протогесинклинальная 2800—2100—2000	Алдано-становой

Алдано-анабарский	Олекминский 3000—2200	Поздний архей	Борсалино-брянтинский
	Курультинская 3700—3100	Инверсионно-складчатая 3400—3000	Ранний архей
Верхнеалданский	Протогесинклинальная 3700—3400	Катархей	Курультино-гонамский
	Инверсионная 3700—3500		
	Нуклеарная 4200—3700	Верхнеалданский 4200—3700	Поздний азой
Планетарный этап		Ранний азой	Верхнеалданский
			Кабактинский (?)

Примечание. Пунктирная линия — неопределенные и различные стратиграфические взаимоотношения с породами нижерасположенного комплекса; волнистая — залегание на породах нижерасположенного комплекса со структурным и стратиграфическим несогласием при крупном временном перерыве в седиментогенезе и вулканиз-

ме; знак вопроса — неустановленные, эродированные и (или) отсутствовавшие комплексы пород. Все значения возраста даны с погрешностью ± 200 млн. лет — для значений, больших 2000 млн. лет, ± 50 млн. лет — для значений, меньших 1000 млн. лет, ± 100 млн. лет — для всех остальных значений возраста.

Химический состав докембрийских метабазальтоидов Алдано-Станового щита
из стратотипических местностей (кроме курультинской серии), %

Компонент	Чогарский комплекс * (n = 11)		Сутамский комплекс (n = 40)		Курультинская серия (n = 20)		Верхнеалданская серия (n = 35)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
SiO ₂	47,12	46,26—47,98	48,21	47,79—48,63	48,03	47,42—48,64	48,61	48,20—49,02
TiO ₂	1,47	1,17—1,77	1,16	1,07—1,25	0,99	0,74—1,24	1,40	1,23—1,57
Al ₂ O ₃	14,82	13,92—15,72	14,67	14,28—15,06	14,69	14,26—15,12	14,18	13,72—14,64
Fe ₂ O ₃	6,31	3,85—8,77	3,38	2,79—3,97	3,66	2,81—4,51	3,72	2,98—4,46
FeO	8,69	7,02—10,36	10,04	9,48—10,60	9,39	8,64—10,14	9,75	8,86—10,64
MnO	0,20	0,16—0,24	0,26	0,22—0,30	0,23	0,20—0,26	0,22	0,20—0,24
MgO	7,45	6,31—8,59	7,34	7,01—7,67	7,92	7,36—8,48	6,77	6,39—7,15
CaO	10,82	9,66—11,98	10,88	10,48—11,28	11,73	11,18—12,28	10,87	10,57—11,17
Na ₂ O	1,99	1,54—2,44	2,28	2,10—2,46	1,90	1,70—2,10	2,49	2,38—2,60
K ₂ O	0,36	0,14—0,58	0,50	0,42—0,58	0,47	0,36—0,58	0,60	0,55—0,65
P ₂ O ₅	0,11	0,07—0,15	0,11	0,07—0,15	0,07	0,04—0,10	0,13	0,11—0,15

Примечание. Все данные приведены по материалам С. Д. Великославинского, Т. А. Павловой, Г. М. Беляева, Л. В. Травина и А. С. Княжева, кроме чогарского и трогового комплексов.

* По материалам Л. Н. Корсакова (1978 г.).

Компонент	Чадоровская серия ($n = 38$)		Тимптово-желтулинский комплекс				Олекминская серия	
			метатоленты ($n = 27$)		щелочные метабазальты ($n = 27$)		метатоленты ($n = 22$)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,22}$
SiO ₂	49,17	48,53—49,81	49,24	48,67—49,81	47,84	47,15—48,53	49,24	48,71—49,77
TiO ₂	1,12	1,03—1,21	0,75	0,62—0,88	1,14	1,00—1,28	1,00	0,86—1,14
Al ₂ O ₃	17,22	16,63—17,81	15,44	14,87—16,01	15,34	14,76—15,92	14,38	14,10—14,66
Fe ₂ O ₃	5,18	4,61—5,75	2,20	1,85—2,55	3,24	2,70—3,78	4,08	3,64—4,52
FeO	5,97	5,63—6,31	9,16	8,47—9,84	7,99	7,45—8,53	9,07	8,44—9,70
MnO	0,15	0,13—0,17	0,20	0,17—0,23	0,16	0,15—0,17	0,18	0,15—0,21
MgO	5,33	4,87—5,79	7,72	7,22—8,22	7,07	6,58—7,56	6,88	6,26—7,50
CaO	8,68	8,25—9,11	10,76	10,16—11,36	10,08	9,70—10,46	10,27	9,84—10,70
Na ₂ O	3,88	3,71—4,05	2,53	2,26—2,80	3,93	3,36—4,50	2,50	2,27—2,73
K ₂ O	1,34	1,19—1,49	0,63	0,51—0,75	1,33	1,05—1,61	0,96	0,77—1,15
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,11	0,05—0,17

Компонент	Олекминская серия		Унгринский комплекс			Троговый		Субганский комплекс *** (n = 37)		Сагарский комплекс **** (n = 14)	
	щелочные метабазальты (n = 11)		метаба- зальтоиды толеито- вого состава (n = 4)	щелочные метабазальтоиды (n = 15)		неразделенный ** (n = 18)		толеиты, переходные от океанических к континентальным		толеиты	
	со щелочноземельной тенденцией дифференциации										
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
SiO ₂	48,60	47,22—49,98	49,92	47,32	45,24—49,40	49,64	48,76—50,52	49,01	48,51—49,51	50,64	49,99—51,29
TiO ₂	0,99	0,8—1,18	0,72	0,68	0,55—0,81	1,42	1,11—1,73	1,31	1,17—1,45	1,00	0,85—1,15
Al ₂ O ₃	15,39	14,47—16,31	16,74	18,22	17,73—18,71	14,66	13,62—15,70	16,36	15,84—16,88	14,70	14,40—15,00
Fe ₂ O ₃	4,36	3,60—5,12	4,32	4,21	3,62—4,80	4,50	3,55—5,45	2,05	1,67—2,41	3,10	2,31—3,89
FeO	7,29	6,29—8,29	6,72	6,23	5,60—6,86	8,83	7,36—10,30	9,42	9,06—9,78	8,61	7,75—9,47
MnO	0,21	0,16—0,26	0,17	0,13	0,11—0,15	0,18	0,15—0,21	0,17	0,16—0,18	0,20	0,18—0,22
MgO	7,10	6,00—8,20	6,64	6,25	5,25—7,25	6,55	5,57—7,53	7,21	6,67—7,75	6,78	6,47—7,09
CaO	9,22	8,15—10,29	10,58	10,27	8,90—11,64	8,76	7,86—9,66	9,37	8,95—9,79	9,54	9,23—9,85
Na ₂ O	3,28	2,75—3,81	2,44	3,73	3,22—4,24	2,92	2,44—3,40	2,63	2,36—2,90	2,85	2,60—3,10
K ₂ O	1,23	0,97—1,49	0,61	1,04	0,65—1,43	0,79	0,47—1,11	0,60	0,49—0,71	0,81	0,62—1,00
P ₂ O ₅	0,12	0,08—0,16	—	0,19	0,10—0,28	0,17	0,10—0,24	0,17	0,11—0,23	0,04	0,02—0,06

** Включены данные по олондинской, субганской, тунгурчинской и тасмизленской сериям, по Л. М. Реутову (1981 г.) и А. Ф. Петрову (1976 г.).

*** По данным С. Д. Великославинского, Е. В. Толмачевой, Л. Н. Реутова, В. И. Березкина.

**** По данным Т. А. Павловой, А. В. Ващенко, А. С. Княжева, Л. Н. Реутова.

Результаты моделирования процессов кристаллизационной дифференциации с оценкой глубинности магмообразования

По С. Д. Великославинскому (1978 г.)

Комплекс, серия		Состав фракционируемых фаз (массовая доля, %)	$P_T, 10^8 \text{ Па}$	$P_D, 10^8 \text{ Па}$
С у т а м с к и й:				
верхнеалданская		43Пл+15Кл+300пи+ +120л	Около 3	3—0
федоровская		65Пл+19Кл+130пи+ +30л	Около 3	3—0
		69Кл+160пи+150л	Около 9	9—0
Тимптоно- желтулинский	толеитовая	58Кл+290л+10Пл+ +3Фл	Более 20	Более 20—0
	щелочная	41Ро+26Кл+130пи	Более 10	Более 10—0

Примечание. Все нормативные минеральные компоненты в системе CIPW.

серий — метатолитовой и щелочно-базальтовой (см. рис. 34, № 6—8), генерация магмы первой проходила в условиях давления фракционирования, большего $20 \cdot 10^8 \text{ Па}$, при более позднем фракционировании плагиоклаза, а второй — при меньших давлениях (см. табл. 50). Для метатолитов мегацикла характерен общий тренд изменчивости состава вулканитов в направлении уменьшения содержания MgO и FeO при более сложном немономтонном поведении других компонентов (см. рис. 34, № 5—6), в то время как для щелочных метабазальтов выявляется тенденция понижения содержания не только FeO и MgO , но и титана и калия (см. рис. 34, № 6а—8а). При этом как метатолиты, так и щелочные метабазальты отличаются по своему химическому составу от соответствующих метабазальтов ранне- и среднеархейских мегациклов, обнаруживая боуэновскую тенденцию дифференциации. По результатам дискриминантного анализа по методу Дж. Пирса (1977 г.) позднеархейско-раннепротерозойские метатолиты ближе всего к базальтам известково-щелочной серии.

Таким образом, для архейских — раннепротерозойских метабазальтов высокометаморфизованных комплексов гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма в пределах континентов устанавливается наличие по крайней мере трех типов базальтоидных серий, которые последовательно сменяли друг друга во времени на фоне увеличения глубин магмообразования (метатолиты с фенеровской тенденцией дифференциации, щелочные метабазальты с боуэновской тенденцией, метатолиты и щелочные метабазальты с боуэновской тенденцией), которые резко отличаются друг от друга по химическому составу (табл. 51).

Коэффициенты дискриминантных функций, разделяющих metabазальты главнейших стратиграфических подразделений Алданского щита по данным силикатного и количественного спектрального

Кэф- фици- ент	Верхнеалданская серия					Федоровская серия				
	<i>fd</i>	$(tn-dj)_T$	$(tn-dj)_{III}$	<i>st</i>	<i>un</i>	$(tn-dj)_T$	$(tn-dj)_{III}$	<i>st</i>	<i>un</i>	
<i>a_i</i>	SiO ₂	8,596	3,083	-4,713	-1,287	-2,972	-2,615	-7,05	-0,727	0,577
	TiO ₂	35,579	-29,85	-25,071	-33,575	-0,528	23,575	-0,722	-35,012	2,957
	Al ₂ O ₃	24,748	8,018	4,084	0,511	4,520	-4,316	-6,784	-11,538	0,162
	Fe ₂ O ₃	7,204	7,555	-1,369	2,217	-3,179	-9,269	-7,649	-1,649	-0,261
	FeO	5,123	8,208	3,493	7,168	-10,297	-7,539	0,931	0,408	1,665
	MnO	148,161	73,754	86,815	24,683	156,005	-104,203	-86,649	109,980	-40,116
	MgO	31,642	0,939	-4,026	-0,452	0,258	-4,424	-5,006	-10,917	-0,026
	CaO	-2,043	4,119	4,37	1,875	-3,002	-4,478	-3,876	0,377	-3,528
	Na ₂ O	38,472	-1,680	24,576	3,706	-7,414	-13,390	3,290	-10,754	-2,469
	K ₂ O	31,564	-7,107	20,445	9,306	58,955	-6,383	6,454	22,389	8,751
	BaO	0,006	-0,026	0,042	0,004	-0,155	-0,035	0,001	-0,063	-0,038
	Sr	0,016	0,007	-0,058	-0,097	0,017	-0,008	-0,023	-0,004	0,019
	Be	-2,154	-0,690	-3,089	2,312	-11,68	-17,35	-0,993	-1,012	-11,727
	Mn	0,045	0,001	0,012	-0,006	0,004	0,022	0,005	-0,056	0,007
	V	0,03	-0,028	0,02	-0,009	0,03	-0,079	-0,019	-0,08	0,002
	Ti	0	-0,001	0,001	-0,001	0	0,003	0,001	0,002	-0,003
	Zr	0,015	0,038	-0,054	0,037	0,076	0,015	0,05	-0,317	-0,045
	Pb	1,374	0,141	-0,413	-0,15	-1,156	-0,097	0,271	-0,34	-0,911
	Cr	-0,095	0,014	0,024	-0,08	-0,15	0,005	-0,006	0,033	-0,047
	Ni	0,084	0,013	0,051	-0,013	-0,266	0,032	0,045	-0,016	0,082
Ga	-0,963	0,815	-0,095	0,160	1,365	1,447	0,518	-0,058	-0,651	
Y	0,914	0,743	0,363	0,342	-0,158	0,561	-0,22	0,426	0,489	
Zn	-0,048	-0,102	-0,043	-0,014	-0,076	-0,027	-0,039	-0,03	-0,023	
Sc	-0,142	-0,018	-0,475	-0,416	-0,348	0,464	0,211	-1,309	0,403	
Co	-1,956	-0,516	-9,11	0,271	0,702	0,394	-0,054	3,142	0,242	
<i>n₁</i>	25	25	25	25	25	25	25	25	25	
<i>n₂</i>	25	25	26	12	20	25	26	12	20	
R(%)	0	0,6	0	0,4	0	0	0	0	0,1	
D ²	11,67	5,09	7,64	5,27	8,80	8,32	7,15	8,89	6,11	
F _{9Mn}	34,1	6,46	15,2	2,83	15,2	17,3	13,3	8,07	7,34	
F _{0,01}	2,66	2,66	2,62	4,02	2,92	2,66	2,62	2,83	2,92	
C	1283,91	381,229	-82,754	-3,05	-175,374	-389,974	-534,158	-375,62	-26,408	

Коэф- фици- ент	$(tn=dj)_T$	$(tn=dj)_T$	$(tn=dj)_T$	$(tn=dj)_III$	$(tn=dj)_III$	st	Верхнеалданская серия		Федоров- ская серия	
	$(tn=dj)_III$	st	un	st	un	un	kr	d	kr	
t_p	SiO ₂	-6,635	-0,495	0,341	10,053	3,937	13,342	1,153	0,08	0,328
	TiO ₂	3,593	-11,03	-1,742	-2,754	-0,107	-11,507	-0,899	-4,188	0,504
	Al ₂ O ₃	-2,883	-8,279	6,313	12,746	13,351	24,006	2,253	0,916	-0,894
	Fe ₂ O ₃	-3,018	5,414	8,860	15,382	12,786	15,673	2,479	0,811	-0,573
	FeO	-2,124	4,486	5,295	7,612	-1,499	14,458	2,283	0,678	1,425
	MnO	-34,641	-369,683	67,018	123,118	39,763	392,149	3,722	8,933	-39,178
	MgO	0,461	-0,705	-0,595	13,280	4,483	11,706	2,365	0,028	-0,953
	CaO	0,612	13,971	3,433	5,067	5,749	39,708	1,818	0,122	0,342
	Na ₂ O	17,141	1,256	7,261	-13,758	-9,637	19,631	-2,115	0,728	-9,069
	K ₂ O	26,777	30,911	24,36	-7,209	1,145	61,933	-0,791	3,832	-6,732
	Ba	0,01	0,176	-0,039	-0,087	-0,017	-0,013	—	—	—
	Sr	-0,026	0,046	0,008	0,123	0,045	0,164	—	—	—
	Be	1,901	15,238	-4,201	4,595	-6,583	-124,353	—	—	—
	Mn	-0,002	0,002	0,013	-0,021	0,024	0,027	—	—	—
	V	0,028	0,239	0,043	0,039	0,006	-0,413	—	—	—
	Ti	0	-0,001	-0,001	-0,004	-0,001	0,019	—	—	—
	Zr	-0,004	-0,279	0,059	-0,011	0,035	0,118	—	—	—
	Pb	-0,245	0	-0,230	0,566	-0,643	0,165	—	—	—
	Cr	-0,04	-0,065	0,018	0,008	-0,005	-0,54	—	—	—
	Ni	-0,061	0,075	-0,029	-0,181	-0,03	-0,465	—	—	—
	Ga	0,362	-2,292	0,563	-2,906	-0,154	3,211	—	—	—
	Y	-1,115	0,894	-1,079	0,453	-1,229	-1,468	—	—	—
	Zn	0,032	0,168	-0,139	0,02	-0,099	0,567	—	—	—
	Sc	0,231	-2,229	-0,236	-0,541	0,152	0,419	—	—	—
	Co	0,512	0,824	0,158	0,981	0,291	0,728	—	—	—
	n_1	25	25	25	26	26	12	34	34	38
	n_2	26	12	20	12	20	20	20	33	20
	R(%)	0,1	0	0	0	0	0	12,0	16,8	0,4
D ²	6,53	8,22	6,77	8,15	9,99	14,82	2,35	1,92	5,25	
F _{эмц}	11,1	6,89	9,00	7,28	20,5	13,2	5,77	5,34	30,3	
F _{0,01}	2,62	4,02	2,92	3,78	2,86	7,31	2,77	2,66	2,72	
C	-305,561	68,922	248,94	846,553	500,579	1716,142	151,747	29,995	-32,21	

Коэффициент		Федоровская серия		$(tn=dj)$		st		kr	
		<i>ol</i>	<i>kr</i>	<i>ol</i>	<i>ol</i>	<i>ol</i>	<i>kr</i>	<i>ol</i>	
<i>t_p</i>	SiO ₂	0,025	0,251	0,564	0,5	1,028	-0,52		
	TiO ₂	-1,337	-0,798	-1,286	-3,106	0,609	-2,913		
	Al ₂ O ₃	-0,756	0,287	-0,336	0,054	1,287	-0,91		
	Fe ₂ O ₃	-0,358	1,229	1,343	0,520	1,256	-0,497		
	FeO	0,476	0,958	0,435	-0,119	0,676	-0,451		
	MnO	4,231	-8,621	5,487	1,254	-10,379	-0,406		
	MgO	-0,423	0,134	-0,327	-0,667	0,964	-1,046		
	CaO	0,279	0,997	-0,178	0,609	1,450	-0,945		
	Na ₂ O	-1,728	-1,517	-1,08	-0,621	-3,186	1,198		
	K ₂ O	-0,631	0,763	0,958	4,842	4,8	1,883		
	<i>n</i> ₁	38	54	54	40	40	20		
<i>n</i> ₂	33	20	33	33	20	33			
R (%)	11,2	15,3	18,6	16,7	20,2	15,5			
D ²	2,44	2,05	1,78	1,93	1,67	2,03			
F _{эмп}	9,11	5,36	5,82	5,88	3,14	4,21			
F _{0,01}	2,63	2,62	2,57	2,62	2,71	2,78			
C	-16,243	35,125	24,247	26,742	96,888	-61,495			

Примечание. n_1, n_2 — величины выборок дискриминируемых объектов; R — средневзвешенный эмпирический риск неправильной классификации (в %); D² — обобщенное расстояние Маханалобиса; F_{эмп} — эмпирическое значение критерия Фишера; F_{0,01} — критическое значение критерия Фишера при 99% ном уровне значимости (объекты считаются разными, если F_{эмп} > F_{0,01}); C — порог дискриминанта. Ес-

ли значение дискриминантного уравнения $\sum a_i x_i$, где x_i — концентрации соответствующих химических компонентов, меньше C, то классифицируемый объект относится к верхней группе. Массовое содержание окислов — в %, микроэлементов — г/т. Таблица рассчитана С. Д. Великославинским.

4. Метабазальты условно позднеархейского — раннепротерозойского мегацикла представлены в большей части метатолитами с признаками континентальных и океанических базальтов (см. табл. 49; рис. 34, № 9—10), входящими в состав пород, выполняющих серию узких трогов или грабенов (Субганский, Чульманский, Ярогинский, Сагарский и др.), породы которых метаморфизованы в амфиболитовой — зеленосланцевой фации. В некоторых грабенах отмечается наличие ультраосновных пород и вулканитов типа андезитов — дацитов. Рассматриваемые образования могут являться остатками регионально развитых толщ докембрия, размытых и сохранившихся в грабенах. Не исключена вероятность того, что по крайней мере некоторые троговые комплексы являются верхними слабометаморфизованными частями единых разрезов, нижние части которых представлены гранулитовыми комплексами (основание подобных закономерностей было дано в 1967 г. В. А. Рудником). А. М. Лейтис и В. С. Федоровский рассматривают указанные грабены как палеоавлакогены, а Л. М. Реутов — как троговые структуры. Основной вулканизм трогового комплекса на примере субганского и, вероятно, более молодого сагарского комплексов характеризовался излияниями толеитов с отчетливо проявленной боуэновской тенденцией дифференциации, что отличает их от раннеархейских толеитов с четко проявленным феннеровским типом дифференциации.

Петрохимическая эволюция продуктов рассматриваемого трогового вулканизма выражалась в увеличении содержаний SiO_2 , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , MnO и уменьшении MgO , CaO , TiO_2 , FeO , что свойственно, в частности, толеитам фанерозойских складчатых областей.

Дальнейшая эволюция базитового вулканизма начиная с рубежа 1600—1700 млн. лет назад до мезо-кайнозоя включительно в пределах континентальной земной коры имела две противоположные тенденции, одна из которых проявлена в пределах подвижных областей, а другая — устойчивых платформенных участков литосферы. Для последних в результате исследований В. Л. Масайтиса с соавторами в 1971 г. и Л. А. Полуниной с коллегами в 1981 г. выявлен временной петрохимический тренд толеитового магматизма трапповых формаций молодых и древних платформ, выражающийся в последовательном возрастании основности и уменьшении щелочности пород и роли литофильных элементов. При этом наиболее показательна петрохимическая эволюция траппового вулканизма устойчивых областей континентальной коры для Сибирской платформы, поскольку именно в ее пределах унаследуются и получают дальнейшее развитие ранние эволюционные закономерности базальтоидного магматизма (см. рис. 34); выявляется пять петрогеохимических этапов базальтоидного магматизма, для которых в целом характерно уменьшение содержания кремнезема, титана, железа, щелочей и сопряженное с ними уменьшение количества V, Ba, Zr при увеличении содержания Mg, Ca, Al, а также Sr, Co, Mo и др.

5. Позднепротерозойский — вендский этап траппового магматизма в чехле Сибирской платформы представлен одной петрохимической серией толеитовых базальтов континентального типа. Проявлен он в незначительных масштабах в виде трех эпох формирования преимущественно толеитовых базальтов траппов с подчиненной ролью щелочно-оливин-базальтового, трахибазальтового и ультраосновного — щелочного магматизма как в интрузивной, так и эффузивной фации (см. рис. 34, № 11—13) кенгединского, котуйско-оленьевского и хорбосуоновского комплексов. Временной петрохимический тренд в течение этого этапа обусловлен увеличением уровня глубинности генерации магм, выражаясь в увеличении содержаний MgO , Al_2O_3 , K_2O и CaO при уменьшении SiO_2 , FeO и Na_2O . При этом в интрузиях средне-позднерифейского возраста проявлен в основном боуэновский тип внутрикамерной дифференциации с накоплением в дифференциатах кремнезема, щелочей, фосфора и уменьшением содержаний железа, магния, при увеличении степени фракционирования пород. Заключительная эпоха магматизма рассматриваемого этапа — вендского возраста — характеризуется высоким содержанием Fe_2O_3 , TiO_2 , щелочей и фосфора с четко выраженным феннеровским типом внутрикамерной дифференциации.

6. Фанерозойский базальтоидный магматизм вновь характеризовался наличием двух петрохимических серий — континентальных толеитов и щелочных базальтов, а в мезозое появлением и океанических толеитов (см. рис. 34, № 14—16), сопровождаясь увеличением масштабов магматических проявлений с максимальным развитием трапповых формаций в мезозойский период. Для обеих серий четко проявлена тенденция увеличения со временем содержаний магния, кальция, и снижения — натрия и кремнезема. Среднепалеозойская эпоха, развитие которой связано с Патомско-Виллюйским авлакогеном, согласно В. Л. Масайтису с соавторами (1975 г.), характеризуется увеличением масштабов магматических проявлений и большим значением продуктов магматизма повышенной щелочности и щелочного типа, а также внутрикамерной дифференциацией по боуэновскому типу. Позднепалеозойская и раннемезозойская эпохи отличались максимальным площадным развитием продуктов траппового магматизма, представленного как вулканическими, так и гипабиссальными фациями, последние из которых в отличие от вулканических характеризуются повышенной железистостью, щелочностью и кремнекислотностью.

В целом для траппового магматизма характерно значительное площадное распространение однотипных базальтоидных пород, которые в пределах Сибирской платформы охватывают около 1,5 млн. км², проявившись в интервале от среднего протерозоя до среднего триаса (преимущественно в пермо-триасовое время), в пределах Африканской платформы — 2,0 млн. км² в интервале от позднего триаса до юры, Южноамериканской платформы — 1,2 млн. км² в интервале поздний триас — поздний мел, Индийской платформы — 0,5 млн. км² в интервале юра — палеоген и т. д. При

этом, если в северном полушарии главной эпохой проявления траппового магматизма являлся поздний палеозой — ранний мезозой, то в южном полушарии максимальное проявление базальтового магматизма платформенного режима приходится уже на поздний триас — позднюю юру.

Эволюция фанерозойских базитов подвижных областей в общем виде заключается в повышении со временем лейкократовости пород, кремнекислотности, глиноземистости и калиевости, что отражает в целом уменьшение глубинности генерации расплавов. Эволюция химического состава базальтоидов подвижных поясов, среди которых преобладают континентальные толеиты, в пределах каждого из тектоно-магматических циклов (по данным Л. А. Полунинной), проявлялась в последовательном изменении их состава от океанических толеитов (формация натровых базальтов) через базальты островных дуг (андезитовая формация) к позднеорогенным толеитам (лейкобазальтовая формация). Глубина локализации областей фракционирования вещества мантии в эвгеосинклинальных зонах континентов составляла порядка 50—60 км, уменьшаясь со временем в каждом из тектоно-магматических циклов.

Изложенные закономерности петрохимической эволюции базальтоидного вулканизма наряду с определенной направленностью характеризуются и определенной ритмичностью, которая особенно отчетливо выявляется по форме кривых рис. 35 и 36, отражающих генеральные тенденции временной эволюции базальтоидного вулканизма на всем интервале формирования и эволюции земной коры континентального типа в пределах Восточной Сибири. Эти закономерности эволюционно-циклического развития магматизма в истории развития континентальной коры подтверждаются и данными о распределении в метабазальтоидах редких элементов (табл. 52 и 53). Так, содержания редкоземельных элементов и их отношения в кристаллических сланцах центральной части Алданского щита позволили П. А. Ваганову в 1981 г. подтвердить их первично магматическую природу и отнести к толеитам океанического и континентального типов и щелочным континентальным базальтам (рис. 37). Величина никель-кобальтового отношения, варьирующая в пределах 3—4, свидетельствует о мантийной природе базальтоидных расплавов (см. табл. 53); низкое же содержание в них цезия является дополнительным свидетельством в пользу как базальтоидной природы кристаллических сланцев, так и мантийной природы их магматических очагов (см. табл. 53, рис. 39). Величина рубидий-цезиевого отношения в исследованных метабазальтах также подтверждает правомерность их разделения на толеитовые и щелочные базальты (рис. 38). В то же время четкая дискретность в распределении фигуративных точек большинства редких и редкоземельных элементов в пределах бинарных и многокомпонентных диаграмм свидетельствует как о самостоятельности магматических очагов базальтов рассматриваемых стратиграфических подразделений, так и о стратиграфической самостоятельности последних (рис. 39 и 40). Эти данные подтверждают достоверность

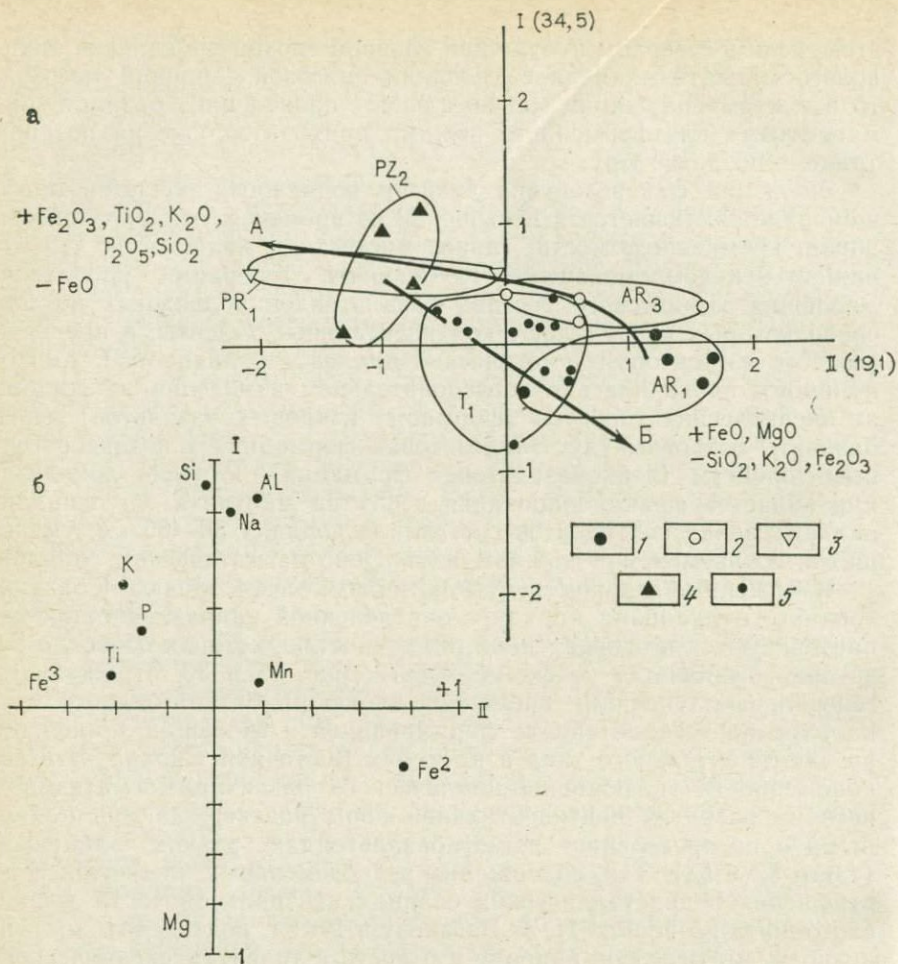


Рис. 35. Факторная диаграмма средних составов базальтов толентового ряда Сибирской платформы и ее фундамента (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

I — раннеархейские метатоленты чогарского ($n=12$) и сутамского ($n=40$) комплексов, курультинской ($n=20$) и верхнеалданской ($n=37$) серий Алдано-Станового щита, далдынской серии ($n=12$) Анабарского массива (AR₁); 2 — позднеархейские метатоленты тимпотоно-желтулинского ($n=27$) и станового ($n=5$) комплексов, олекминской серии ($n=11$) Алдано-Станового щита (AR₂); 3 — раннепротерозойские метатоленты субганского комплекса ($n=18$) и тепторгинской серии ($n=15$); 4 — среднепалеозойские толенты виллюсколенского комплекса ($n=25$); 5 — триасовые толенты пуртанского комплекса ($n=181$).
 А, Б — тренды петрохимической эволюции толентов в докембрии (А) и палеозое (Б)

сделанных выводов о закономерностях петрохимической эволюции раннедокембрийского основного вулканизма (см. рис. 34) и типизации пород главнейших магматических мегациклов по петрогеохимическим данным (см. табл. 51 и 54). При этом близость торий-уранового отношения в верхнеалданской и федоровской сериях (см. рис. 34) свидетельствует о близости составов субстрата, из

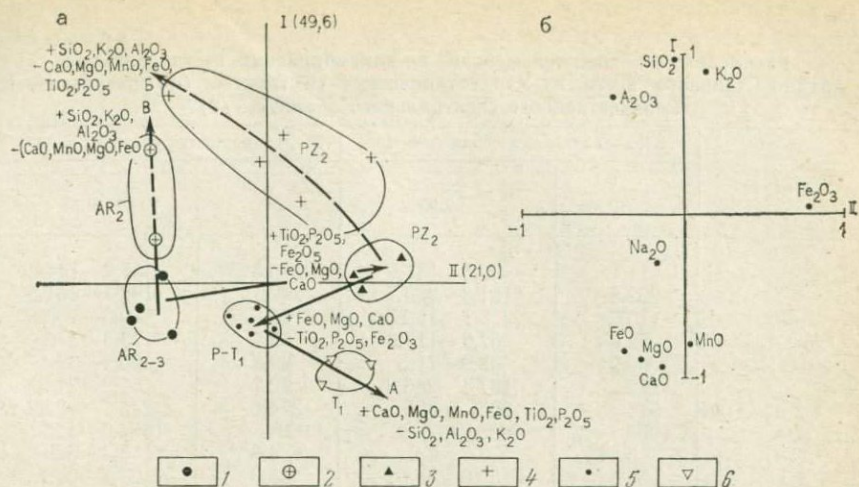


Рис. 36. Факторная диаграмма средних составов субщелочных базальтов и их коматов Сибирской платформы и ее фундамента (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

$I_{(49,6)}-II_{(21,0)}$ — первый и второй факторы и величины их дисперсий (вес фактора). 1 — метабазальты среднеархейской (AR_2) федоровской ($n=38$) и позднеархейской олекминской ($n=22$) серий и тимптоно-желтулинского комплекса ($n=27$) Алдано-Станового щита, хапчанской серии Анабарского массива ($n=15$); 2 — среднеархейские (AR_2) метаандезиты — метариолиты федоровской серии Алдано-Станового щита ($n=20$); 3 — трахибазальты и трахилипариты наманинского комплекса среднего палеозоя ($n=30$); 5 — базальты ергелакского комплекса ($n=27$) перми — триаса; 6 — трахибазальты коготско-дельканского комплекса раннего триаса ($n=13$). А, Б, В — направления трендов петрохимической эволюции (А — базальтов во времени, Б, В — дифференциации базальтоидных комплексов)

которого выплавлялись базальтоидные расплавы (см. рис. 39), а более чем двукратное его увеличение в базальтах тимптоно-желтулинского комплекса указывает на увеличение глубинности очага магмообразования. Содержания урана и тория в щелочных и толеитовых базальтах тимптоно-желтулинского комплекса соответственно одинаковы, резко отличаясь от таковых в верхнеалданской и федоровской сериях (см. рис. 40). Распределение легких лантаноидов в метабазальтах также подтверждает отнесение метабазальтов верхнеалданской серии и сутамского комплекса к толеитовым базальтам (см. табл. 53 и 55), а федоровской серии — к континентальным базальтам (см. рис. 39).

Таким образом, рассмотренные закономерности базальтоидного магматизма в пределах континентальной коры выявляют отчетливую тенденцию увеличения глубинности очагов магмообразования со временем, на фоне которого происходило ритмичное уменьшение глубинности вторичных очагов дифференциации (см. рис. 34). Проявляется также четкая ритмичность в появлении бимодальных петрохимических серий — толеитовой и щелочно-базальтовой (известково-щелочной), сменяющих существенно толеитовый тип магматизма. Для фанерозоя подобное различие в петрохимической эволюции базальтоидного магматизма связано также и с различным тектоническим режимом земной коры. Возмож-

Распределение микроэлементов в докембрийских метабазальтах
Алдано-Станового щита из стратотипических местностей (по результатам
количественного спектрального анализа, г/т) *

Элемент	Верхнеалданская серия (n = 24)		Федоровская серия (n = 33)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
Cu	111,1*	90,3—131,9	116,3***	87,8—144,8
Zn	202,5	181,3—223,7	222,1	182,7—261,5
Pb	10,6	8,1—13,1	11,8	10,6—13,0
Ni	92,6	67,9—117,3	30,2	23,3—37,1
Co	62,2	52,9—71,5	29,2	26,3—32,1
Cr	212	137,4—286,6	72,7	51,2—94,2
V	615	505—725	274,6	245—304,2
Mn	1963	1698—2228	1169	1085,6—1252,4
Sn	5,2**	3,2—8,2	4,8***	3,4—6,2
Sc	59,3	50,0—68,6	25,0	22,3—27,7
Ti	14833	11696—17970	7273	5603,3—8870,7
Nb	17,1**	13,7—20,5	15,0***	14,0—16,0
Y	45,4	40,8—50,0	33,4	29,9—36,9
Zr	173,8	128,4—219,2	112,1	87,6—136,6
Ga	23,5	21,4—25,6	23,6	22,1—25,1
Ba	215	160,4—269,6	554,4	451,8—657,0
Sr	220	175,1—264,9	640,3	489,4—791,2
Be	1,6	1,3—1,9	2,2	1,9—2,5
Yb	4,2**	3,3—5,1	2,8***	2,5—3,1

* Составлена по данным из стратотипических местностей по материалам С. Д. Великославинского, Т. А. Павловой, Л. В. Травина, М. З. Глуховского, Е. П. Миронюка и А. С. Князева. Анализы выполнены в ЛФМА ВСЕГЕИ методом внешнего стандарта.

** n=17.

*** n=30.

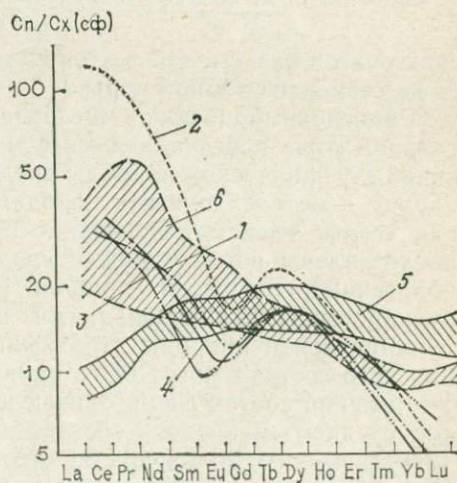
Продолжение табл. 52

Элемент	Тимптоно-желтулинский комплекс			
	метатолелиты (n = 27)		щелочные метабазальты (n = 39)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
Cu	He опр.	—	He опр.	—
Zn	160	137—183	144,4	135,9—152,9
Pb	17,9	13,8—22,0	19,6	16,5—22,7
Ni	126	96—156	119,5	88,9—150,1
Co	49,6	45,1—54,1	46,9	43,1—50,7
Cr	268	167—369	292,3	220,5—364,1
V	396	331—461	386,2	331—441
Mn	1719	1444—1994	1574,3	1429,9—1718,7
Sn	He опр.	—	He опр.	—
Sc	44,6	38,6—50,6	45,7	41,1—50,3
Ti	10518	10325—10711	13371,7	11314,1—15429,3
Nb	He опр.	—	He опр.	—
Y	40,2	36,7—43,7	42,6	39,3—45,9
Zr	166	135—197	210,6	169,4—251,8
Ga	22,9	21,3—24,5	24,6	23,4—25,8
Ba	205	164—246	530	380,7—679,3
Sr	261	159—363	500	370,6—629,4
Be	1,6	1,3—1,9	2,0	1,6—2,4
Yb	He опр.	—	He опр.	—

Элемент	Сутамский комплекс (n = 24)		Курультинская серия (n = 7)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
Cu	79,6	61,1—98,1	71,6	46,1—97,1
Zn	207	197—217	228,6	202,7—254,5
Pb	9,0	6,9—11,1	11,3	9,6—13,0
Ni	72,9	48,7—97,1	120	103,7—136,3
Co	51,1	45,9—56,3	78,6	57,3—99,9
Cr	131,2	81,9—180,5	335,7	157,7—495,7
V	440	373—507	617,1	514,7—719,5
Mn	1442	1367—1518	1457,1	1182,4—1731,8
Sn	3,6	2,1—5,1	7	7—7
Sc	34,4	32,3—36,5	62,1	49,0—75,2
Ti	8508	6770—10246	2785,7	2547,8—3023,6
Nb	15,5	13,8—17,2	15,6	14,1—16,2
Y	40,3	35,6—45,0	47,0	39,1—54,9
Zr	109,7	96,2—123,2	88,6	79,1—98,1
Ga	22,1	21,1—23,1	22,1	20,1—24,1
Ba	190,8	155,2—226,4	127,1	114,8—139,4
Sr	145,4	124,8—166,0	141,4	113,5—169,3
Be	1,4	1,1—1,5	1,1	0,7—1,5
Yb	3,9	3,5—4,4	3,9	3,4—4,5

но, выявленная бимодальность позднеархейского — раннепротерозойского базальтоидного магматизма, как и для фанерозоя, фиксирует своим появлением стабилизацию определенных областей литосферы. Наконец, выявившиеся эволюционные тренды во времени «перекрывают» стадии тектоно-магматической активности литосферы (тектоно-магматические циклы), что может свидетельствовать о превалирующей роли эволюционного развития магматиче-

Рис. 37. Содержание редкоземельных элементов в геологических объектах — C_n (1—6), отнесенное к содержанию этих же элементов в силикатной фазе хондритов $C_{x(cф)}$
 1—4 — кристаллические сланцы основного состава Алдано-Станового щита metabазальтоидной природы: (1 — верхнеалданская серия, 2 — федоровская серия, 3 — толентовые metabазальты тимптоно-джелтулинского комплекса, 4 — щелочные metabазальты тимптоно-джелтулинского комплекса); 5—6 — область средних содержаний в толентах океанического (5) и континентального (6) типов



Распределение редких элементов в кристаллических сланцах основного состава (метабазах) центральной части Алдано-Станового щита, г/т (кроме железа) *

Элемент	Верхнеалданская серия (толеитовые метабазаы, n=12)		Федоровская серия (щелочные метабазаы, n=9)		Тимптоно-желтулинский комплекс			
					толеитовые метабазаы, (n=6)		щелочные метабазаы (n=7)	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Sc	48	10	31	9	37	3	42	9
Cr	106	69	230	180	243	100	107	35
Fe, %	8,5	0,9	6,2	1,1	6,9	0,8	8,0	1,7
Co	47	7	40	11	45	5	49	7
Ni	150	72	185	145	216	76	149	59
Pb	21	6	47	45	18	4	22	6
Sr	145	48	180	55	147	21	187	100
Zr	110	58	74	40	103	33	123	25
Cs	0,46	0,20	2,2	5,6	0,27	0,07	0,24	0,13
Ba	470	130	460	160	—	—	—	—
La	13	4	43	15	—	—	—	—
Ce	31	8	120	65	32	9	35	11
Sm	4,2	1,3	8,8	3,5	2,2	0,6	3,2	0,9
Eu	0,91	0,31	1,2	0,4	1,2	0,2	1,0	0,2
Tb	1,8	0,6	1,6	0,3	1,0	0,2	1,5	0,6
Yb	1,5	0,6	1,8	0,7	1,4	0,3	2,1	0,5
Hf	1,7	0,4	1,0	0,3	1,3	0,4	2,7	0,8
Ta	0,38	0,18	0,72	0,38	0,33	0,09	0,48	0,27
Th	0,66	0,33	2,9	1,4	1,8	0,4	1,8	0,4
И	0,39	0,22	1,5	0,5	0,49	0,21	0,52	0,28

* Составлена по результатам ИНАА, выполненного П. А. Вагановым и П. И. Пивнем по материалам С. Д. Великославинского, В. И. Кипула, Т. А. Павловой.

ских очагов над сменой тектонического режима в пределах каждого из сегментов земной коры.

Раннедокембрийские метабазаытоиды в пределах континентальной коры переслаиваются с метаморфическими породами первично вулканической природы среднего — кислого состава, которые наряду с метаосадочными породами включаются в такое понятие, как «серые гнейсы». Последние в условиях гранулитовой фации представлены образованиями эндербит-чарнокитовой формации, полигенными по своей природе [3, 32], и, в частности, первично вулканогенными образованиями. В качестве доказательства метавулканической природы стратифицированных тел эндербит-чарнокитового состава могут быть приведены следующие данные: 1) их химический состав очень близок к таковому современных вулкаников среднего и кислого состава (табл. 56), контролируется стратиграфическим положением, что характерно для вулканогенных и осадочных пород, 2) химический состав различных петрографиче-

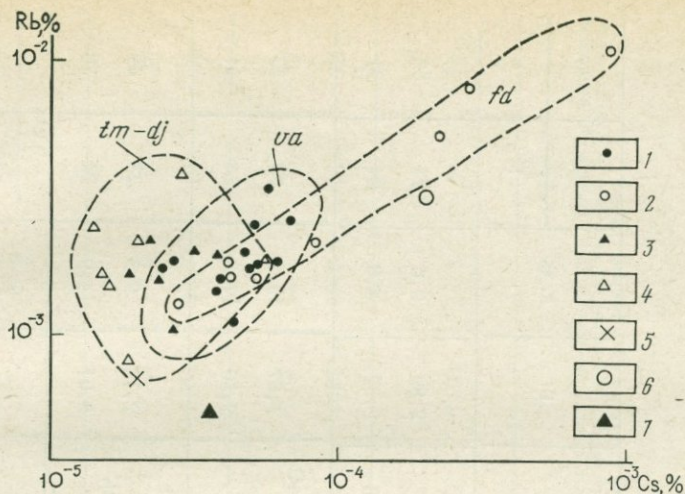


Рис. 38. Результаты сопоставления содержаний рубидия и цезия в метабазальтовых кристаллических сланцах основного состава

верхнеалданской серии — *va* (1), федоровской серии — *fd* (2), тимптоно-желтулинского комплекса — *tm-dj* (3 — толеитовые, 4 — щелочные), определенных методом ИНАА, со средними содержаниями, рассчитанными С. Р. Хартом (1970 г.) для толеитов (5), щелочных базальтов (6) и вулканитов зеленосланцевых поясов Канады (7)

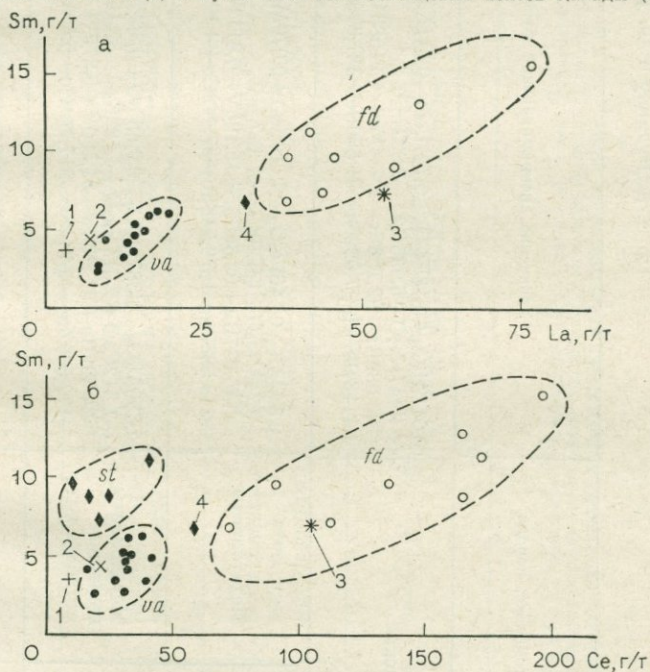


Рис. 39. Содержания самарий-лантана (а) и самарий — церия (б) в кристаллических сланцах основного состава

верхнеалданской серии (*va*), федоровской серии (*fd*) и сутамского комплекса (*st*), определенных методом ИНАА, в сопоставлении со средними содержаниями этих элементов, рассчитанными Ю. А. Балашовым (1976 г.) для океанических толеитов (1), континентальных толеитов (2), щелочных базальтов (3) и континентальных базальтов (4)

Дискриминантные функции, разделяющие metabазальты метаморфических серий центральной части Алданского щита

По В. А. Руднику и др. (1979 г.)

Серия, комплекс, порода	Уравнение дискриминантной функции	D ²	R, %	n ₁	n ₂	
				1	2	
Верхнеалданская — федоровская	0,011Al ₂ O ₃ +0,18Fe ₂ O ₃ -0,727FeO-0,241CaO+ +1,447Na ₂ O+5,935K ₂ O-3,932=0	2,89	9,6	23	32	
	-25,689Ba-92,758Sr-2,934Mn-139,583V+2,857Ti+ +1113,907Pb+7,622Ni-91,550Se-387,398Co+2,19=0	2,62	4,8	24	21	
Верхнеалданская — тимп-то-о-джелтулинский	Метатоленты	0,5Al ₂ O ₃ -0,646Fe ₂ O ₃ -0,110FeO+0,070MgO+0,307CaO- -0,743Na ₂ O+1,639K ₂ O-7,147=0	1,67	19,2	23	36
		-146,837Ba+62,368Sr+15,196V-0,611Ti+3526,936Pb+ +143,583Zn-1579,748Sc-37,449Co+4,172=0	2,56	11,3	24	31
	Метатоленты, щелочные metabазальты	0,636Al ₂ O ₃ -0,387Fe ₂ O ₃ -0,090FeO+0,362MgO+ +1,512CaO+2,015Na ₂ O+4,189K ₂ O-35,156=0	2,16	9,3	23	42
		-34,592Ba+54,265Sr-81,530V+0,876Ti+842,411Pb- -172,509Zn-42,744Sc-217,344Co-5,505=0	2,01	14,9	24	38
Федоровская — тимп-то-о-джелтулинский	Щелочные metabазальты	0,066Al ₂ O ₃ -0,445Fe ₂ O ₃ +0,705FeO+0,040MgO+ +0,372CaO-0,162Na ₂ O-0,055K ₂ O-7,736=0	1,50	24,0	32	42
		1,369Ba+10,633Sr+23,561V-0,728Ti+85,955Pb+ +154,57Zn+220,945Sc+229,773Co-4,957=0	0,84	34,8	21	38

Серия, комплекс, порода		Уравнение дискриминантной функции	D ²	R, %	n ₁	n ₂
					i	2
Фелоров- ская — тимп- тоно-жел- тулинский	Щелочные метабаза- лы — метатоленты	0,063Al ₂ O ₃ —1,211Fe ₂ O ₃ —0,411FeO—0,030MgO— —0,409CaO—2,342Na ₂ O—3,691K ₂ O—15,560=0	3,03	7,3	32	36
		—63,308Ba+14,619Sr+27,730V—2,412Ti—852,600Pb+ +288,23Zn—43,469Sc+706,939Co—3,862=0	2,05	16,7	21	31
Тимптоно- желтулин- ский	Метатоленты — щелочные метабаза- лы	—0,365Al ₂ O ₃ —0,673Fe ₂ O ₃ —0,009FeO—0,059MgO+ +0,669CaO+2,653Na ₂ O—2,045K ₂ O—13,401=0	2,17	12,1	36	42
		—3,909Ba+13,179Sr—15,168V—0,456Ti+338,045Pb— —176,691Zn+38,766Sc—216,350Co+1,476=0	1,22	19,8	31	38
Метатоленты — щелочные ме- табаза- лы		—0,085Al ₂ O ₃ +0,164Fe ₂ O ₃ —0,215FeO+0,669CaO+ +2,088Na ₂ O+2,955K ₂ O—13,857=0	1,99	13,8	59	74

Примечание. Условные обозначения см. в табл. 51. Вы-
борку метабаза-
лытондов тимптоно-желтулинского комплекса состав-
ляют метабаза-
лы иджакской, улунчинской, суннагинской и кюри-

канской свит. Если значение дискриминантной функции меньше нуля,
то классифицируемый объект относится к первому названию серии,
комплекса или породы, помещенных в первой графе.

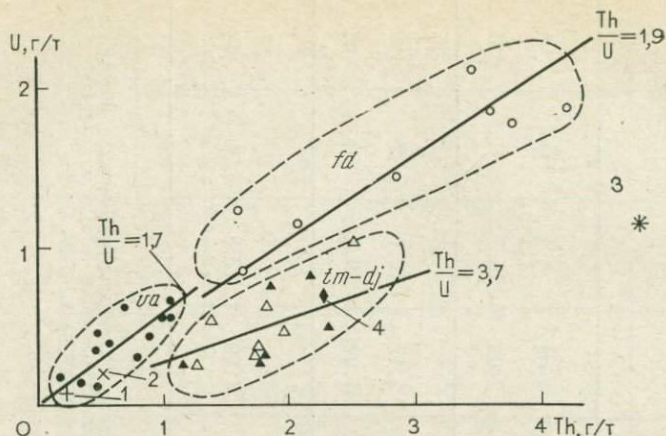


Рис. 40. Содержание урана и тория в metabазальтовых кристаллических сланцах основного состава:

метатолитах верхнеалданской серии (*va*), щелочных metabазальтах федоровской серии (*fd*) и метатолитах (черные треугольники) и щелочных metabазальтах (белые треугольники) тимптоно-желтулинского комплекса (*tm-dj*), определенные методом ИНАА, в сопоставлении с их средними содержаниями, рассчитанными М. Татсумо и др. (1965 г.), для океанических толентов (1) и континентальных толентов (2), а Б. Г. Лутцем (1975 г.) для щелочных базальтов (3) и андезитов (4)

ских типов чарнокит-эндербитов образует единый тренд дифференциации как комагматичные с metabазальтами для федоровской серии, так и не комагматичные с ними для других серий и комплексов, 3) в минералах эндербитов обнаружены расплавные включения, морфология которых характерна для эффузивных пород, а температура гомогенизации соответствует температуре расплава среднего и кислого состава и существенно превышает температуру метаморфизма (см. рис. 44).

В табл. 56—58 приведены данные по распределению петрогенных элементов, в табл. 59—60 — петрогенных и редких, а в табл. 61 — редких элементов в породах первично вулканогенной природы эндербит-чарнокитовых формаций центральной части Алданского щита. Анализ закономерностей распределения петрогенных элементов в сосуществующих с metabазальтами первично вулканогенных породах среднего — кислого состава эндербит-чарнокитовых формаций (см. рис. 34) выявляет следующие главнейшие особенности докембрийского магматизма континентальной коры Восточной Сибири:

1) раннеархейские метавулканы представлены несколькими не комагматичными между собой вулканическими сериями, принципиальные взаимоотношения между которыми для соответствующих комплексов (см. рис. 34, № 1—4) отчетливо выявляются на петрохимических диаграммах, например, с помощью факторного анализа, фиксирующего отсутствие взаимосвязи между полями распространения фигуративных точек, отвечающих для верхнеалданской серии таким породам, как metabазальты, метаандезит-трахи-

Распределение редких элементов в толеитовых метабазах (n=5) Сутамского блока Алдано-Станового щита и нейпирского комплекса Земли Эндерби Антарктиды (n=7), а также в эндербитах (метаандезитах) нейпирского комплекса (n=7), г/т*

Элемент	Кристаллические сланцы				Эндербиты	
	Сутамский блок		Антарктида		Антарктида	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Sc	45	7	35	15	11	6
Cr	41	25	111	69	71	71
Fe**	8,9	0,9	8,6	2,2	3,7	1,7
Co	72	5	51	18	21	11
Ni	69	34	145	51	85	32
Rb	14	2	20	8	68	50
Sr	108	48	—	—	136	32
Zr	105	28	105	59	172	119
Cs	0,16	0,07	0,18	0,05	0,32	0,20
Ba	—	—	360	180	—	—
La	—	—	—	—	—	—
Ge	23	12	89	65	237	239
Sm	8,9	1,6	—	—	7,4	7,7
Eu	0,99	0,39	2,3	1,0	1,85	1,30
Tb	0,8	0,3	1,9	1,8	1,2	1,0
Yb	1,0	0,6	4,6	3,8	1,8	1,3
Hf	1,0	0,3	3,3	1,3	8,6	8,0
Ta	0,41	0,28	1,2	0,4	1,3	1,1
Th	0,56	0,18	2,3	2,5	40,6	66,5
	—	—	—	—	0,81	0,81

* Составлена по результатам ИНАА П. А. Вагановым и П. И. Пивнем в ЛГУ по материалам С. Д. Великославинского и В. Н. Верхало-Узкого (Сутамский блок) и Е. Н. Каменева (Антарктида).

** Содержание железа дано в массовой доле %.

ты и метадацит-трахиты, а также независимые тренды в изменении химического состава сформированных за их счет кристаллических сланцев основного состава, эндербитов и чарнокитов (рис. 41).

На основании петрохимических исследований этих пород по методу главных компонент (см. рис. 41)* установлено, что в пределах верхнеалданской серии метавулканыты могут быть объедине-

* На рис. 41 и на других факторных диаграммах координаты фигуративных

точек рассчитаны по формуле $Y_{1,2} = \sum_{i=1}^n d_{i,2} X_i - Y_{1,2}$, где $Y_{1,2}$ — значения

первой и второй главных компонент соответственно; $d_{i,2}$ — значения коэффициентов псевдообратной матрицы при i -м окисле для первой и второй компонент соответственно; X_i — массовое содержание i -го окисла (в %); $Y_{1,2}$ — среднее значение первой и второй главных компонент соответственно.

Химический состав пород эндербит-чарнокитовой формации верхнеалданской серии Алданского щита (%) *

Компонент	Кварцевые диориты (метаандезиты), $n=7$		Сиениты и сиенито-диориты (метатрахиты и метатрахиа- ндезиты), $n=5$		Гранодиориты (метадиаци- ты), $n=30$		Граниты (метариолиты), $n=12$		Щелочные граниты (метарио- литы), $n=3$
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	
SiO ₂	59,72	57,59—61,85	61,90	58,90—64,90	66,78	66,09—67,47	71,16	69,85—72,47	71,58
TiO ₂	0,84	0,51—1,17	0,88	0,49—1,27	0,63	0,59—0,67	0,46	0,31—0,61	0,30
Al ₂ O ₃	16,01	15,39—16,63	16,21	15,21—17,21	14,19	13,75—14,63	13,60	12,94—14,26	14,24
Fe ₂ O ₃	2,77	1,84—3,70	1,73	0,01—3,25	1,57	1,36—1,78	1,16	0,68—1,64	0,95
FeO	4,97	3,61—6,33	4,58	2,58—6,58	3,87	3,50—4,24	2,26	1,66—2,86	1,32
MnO	0,10	0,07—0,13	0,05	0,02—0,08	0,10	0,08—0,12	0,05	0,03—0,07	0,14
MgO	3,85	3,37—4,33	3,50	1,63—5,37	2,96	2,65—3,27	1,41	0,93—1,89	0,76
CaO	5,59	4,74—6,44	2,82	1,46—4,18	4,64	4,15—5,13	2,59	2,00—3,18	1,41
Na ₂ O	3,98	3,03—4,93	4,95	3,72—6,18	3,27	3,03—3,51	3,38	2,90—3,86	3,76
K ₂ O	1,14	0,70—1,58	2,66	0,90—4,42	1,45	1,13—1,77	2,88	1,65—4,11	5,35
P ₂ O ₅	0,24	0,02—0,50	0,22	0,08—0,36	0,13	0,12—0,14	0,08	0,06—0,10	0,08

* Составлена по материалам Т. А. Павловой, С. Д. Великославинского, Г. М. Беляева.

Химический состав стратифицированных пород эндебитовой формации Федоровской серии (%) *

Компонент	Диориты (метаандезиты-базальты), $n=8$		Кварцевые диориты (метаандезиты), $n=16$		Гранодиориты (метадациты), $n=30$		Граниты (метариолиты), $n=6$	
	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$
SiO ₂	54,85	54,23—55,47	58,54	57,81—59,27	65,38	64,56—66,21	74,64	71,87—77,41
TiO ₂	1,00	0,27—1,73	0,76	0,61—0,91	0,55	0,51—0,59	0,31	0,15—0,47
Al ₂ O ₃	17,85	16,68—19,01	16,77	16,23—17,31	15,25	14,83—15,67	12,34	10,66—14,02
Fe ₂ O ₃	4,26	3,53—5,00	3,96	3,47—4,45	2,70	2,21—3,19	1,33	0,66—2,67
FeO	4,30	3,57—5,03	4,16	3,34—4,98	3,02	2,68—3,35	2,05	0,57—3,53
MnO	0,12	0,08—0,16	0,12	0,09—0,15	0,08	0,07—0,09	0,02	0 — 0,06
MgO	3,81	2,95—4,67	3,38	2,86—3,90	2,58	2,28—2,88	1,59	0,84—2,34
CaO	6,88	6,18—7,58	6,12	5,64—6,60	4,48	4,20—4,76	2,82	2,24—3,40
Na ₂ O	4,66	4,09—5,23	3,96	3,61—4,31	3,91	3,70—4,12	3,36	2,66—4,06
K ₂ O	1,14	0,75—1,53	1,31	1,03—1,59	1,23	1,08—1,38	1,14	0,72—1,56
P ₂ O ₅	0,32	0,14—0,50	0,18	0,13—0,23	0,14	0,13—0,15	0,02	0—0,04

* Составлена по материалам С. Д. Великославинского, Т. А. Павловой, Г. М. Беляева.

Химический состав пород эндербитовой формации тимптоно-желтулинского комплекса Алданского щита (%) *

Компонент	Диориты (метаандезитобазальты), $n=4$		Кварцевые диориты и сениито-диориты (метаандезиты), $n=10$		Гранодиориты (метадициты), $n=14$		Граниты (метариолиты), $n=13$		Щелочные граниты (метариолиты), $n=1$
	\bar{x}	$\overline{\overline{x}}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{\overline{x}}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{\overline{x}}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{\overline{x}}_{0,95}$	\bar{x}
SiO ₂	55,40	53,32—57,48	60,08	57,89—62,27	66,16	65,08—67,24	71,21	69,91—72,51	71,52
TiO ₂	0,92	0,85—0,99	0,53	0,29—0,77	0,58	0,39—0,77	0,34	0,24—0,44	0,10
Al ₂ O ₃	16,22	14,20—18,24	17,93	16,74—19,12	15,86	15,06—16,66	14,04	13,30—14,78	12,93
Fe ₂ O ₃	2,92	1,54—4,30	2,70	1,28—4,12	1,94	1,29—2,59	1,02	0,68—1,36	0,01
FeO	7,72	5,00—10,44	3,62	3,06—4,18	3,41	2,81—4,01	2,12	1,32—2,92	5,42
MnO	0,17	0,09—0,25	0,08	0,05—0,11	0,07	0,05—0,09	0,06	0,03—0,09	0,03
MgO	4,68	1,95—7,42	2,13	1,54—2,72	1,82	1,29—2,35	0,88	0,59—1,17	0,49
CaO	8,19	1,48—14,90	5,64	4,55—6,73	3,93	3,18—4,68	2,61	1,78—3,44	0,75
Na ₂ O	2,70	1,28—4,12	4,71	4,02—5,40	3,72	3,38—4,06	3,26	3,05—3,47	3,05
K ₂ O	0,66	0 —1,63	1,53	1,00—2,06	1,99	1,30—2,68	3,63	2,84—4,42	6,60
P ₂ O ₅	—	—	0,16	0,07—0,25	0,15	0,10—0,20	0,09	0,04—0,14	0,12

* Составлена по материалам Т. А. Павловой, С. Д. Великославинского, Г. М. Беляева.

Химический состав эндербитов центральной части Алданского щита по результатам силикатного (%) и количественного спектрального (г/т) анализов

Компонент	Верхнеалданская серия ($n_1=54, n_2=37$)		Федоровская серия ($n_1=60, n_2=39$)		Тимптоно-джелтулин- ский комплекс ($n_1=42, n_2=14$)	
	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\overline{x}_{0,95}$
SiO ₂	66,39	65,26—67,52	63,08	61,55—64,60	65,38	63,60—67,16
TiO ₂	0,64	0,57—0,71	0,64	0,57—0,71	0,52	0,42—0,62
Al ₂ O ₃	14,48	14,10—14,86	15,71	15,22—16,20	15,75	15,12—16,38
Fe ₂ O ₃	1,65	1,40—1,90	3,11	2,74—3,48	1,82	1,38—2,25
FeO	3,72	3,33—4,11	3,40	3,05—3,75	3,52	2,93—4,11
MnO	0,09	0,08—0,10	0,11	0,08—0,14	0,07	0,05—0,09
MgO	2,78	2,46—3,10	2,86	2,58—3,14	1,82	1,39—2,25
CaO	4,14	3,70—4,58	5,07	4,70—5,44	4,32	3,57—5,07
Na ₂ O	3,54	3,29—3,79	3,96	3,78—4,14	3,70	3,41—3,99
K ₂ O	1,84	1,47—2,21	1,23	1,12—1,34	2,37	1,88—2,86
P ₂ O ₅	0,14	0,11—0,17	0,16	0,13—0,19	0,13	0,10—0,16
Ba	567,8	437,4—661,8	671,8	553,0—790,6	686,4	526,2—846,6
Sr	242,4	197,1—287,7	422,3	278,3—566,3	312,6	162,8—462,4
V	124,1	105,8—142,4	155,9	125,0—186,8	71,6	33,9—109,3
Zr	209	156,7—261,3	203,9	167,6—240,2	217,7	136—299,4
Pb	11,9	10,7—13,1	11,1	9,7—12,5	14,4	12,8—16,0
Cr	118,4	98,3—138,5	84,0	55,5—112,5	57,5	21,4—93,6
Ni	38,5	31,5—45,5	29,7	15,7—43,7	23,0	12,3—33,7
Ga	22,8	21,7—23,9	22,8	21,4—24,2	24,2	22,4—26,0
Y	24,8	18,4—31,2	31,3	23,2—39,4	17,4	12,6—22,2
Zn	113,4	99,1—127,7	121,4	99,1—143,7	121,4	96,2—146,6
Sc	14,1	11,8—16,4	17,6	14,3—20,9	15,7	8,2—23,2
Co	16,2	14,4—18,0	18,8	14,0—23,6	14,2	8,9—19,5
Yb	3,2	1,3—5,1	2,6	1,7—3,5	1,8	1,3—2,3
Nb	13,2	11,5—14,9	13,4	12,5—14,3	10,5	8,4—12,6
Cu	37,4	28,0—46,8	43,0	26,2—59,8	25,6	12,8—38,4

Примечание. n_1, n_2 — количество результатов соответственно силикатного (квантометрического) и спектрального (по МВС) анализов. Составлена по материалам С. Д. Велкославинского, Т. А. Павловой, Г. М. Беляева.

Химический состав петрохимических разновидностей пород эндербит-чарнокитовой формации по результатам силикатного (%) и количественного спектрального (г т) анализов

Компо- нент	Верхнеалданская серия					Федоровская серия				Тимптоно-желтулинский комплекс				
	Метаандезит-трахи- товая серия		Метадацит-риолитовая серия			Метабазальт- андезитовая серия		Риолитовая серия		Метаандези- то-базальт- трахиандези- товая серия		Метадацит-рио- литовая серия		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	59,72	61,9	66,78	71,16	71,58	54,85	58,54	65,38	74,64	55,4	60,08	66,16	71,21	71,52
TiO ₂	0,84	0,88	0,63	0,46	0,30	1,0	0,76	0,55	0,31	0,92	0,53	0,58	0,34	0,1
Al ₂ O ₃	16,01	16,21	14,19	13,60	14,24	17,85	16,77	15,25	12,34	16,22	17,93	15,86	14,04	12,93
Fe ₂ O ₃	2,77	1,73	1,57	1,16	0,95	4,26	3,96	2,70	1,33	2,92	2,7	1,94	1,02	0,01
FeO	4,97	4,58	3,87	2,26	1,32	4,3	4,16	3,02	2,05	7,72	3,62	3,41	2,12	5,42
MnO	0,1	0,05	0,1	0,05	0,14	0,12	0,12	0,08	0,02	0,17	0,08	0,07	0,06	0,03
MgO	3,85	3,5	2,96	1,41	0,76	3,81	3,38	2,58	1,59	4,68	2,13	1,82	0,88	0,49
CaO	5,59	2,82	4,64	2,59	1,41	6,88	6,12	4,48	2,82	8,19	5,64	3,93	2,61	0,75
Na ₂ O	3,98	4,95	3,27	3,38	3,76	4,66	3,96	3,91	3,36	2,70	4,71	3,72	3,26	3,05
K ₂ O	1,14	2,66	1,45	2,88	5,35	1,14	1,31	1,23	1,14	0,66	1,53	1,99	3,63	6,6
P ₂ O ₅	0,24	0,22	0,13	0,08	0,08	0,32	0,18	0,14	0,02	—	0,16	0,15	0,09	0,12
Ba	574,3	580	513,5	723,3	—	648,3	607,1	565,5	480	—	—	—	—	—
Sr	237,1	214	266,1	175,0	—	520,0	563,6	270,0	245	—	—	—	—	—
V	180,0	146	120,4	73,5	—	212,5	149,1	132,0	69,0	—	—	—	—	—

Компонент	Верхнеалданская серия					Федоровская серия				Тимптоно-желтулинский комплекс				
	Метаандезит-трахитовая серия		Метадацит-риолитовая серия			Метабазальт-андезитовая серия		Риолитовая серия		Метаандезит-базальт-трахитовая серия		Метадацит-риолитовая серия		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Zr	246,0	242	177,0	291,7	—	294,7	124,6	215	215	—	—	—	—	—
Pb	12,0	10,5	12,5	10,8	—	14,3	10,7	12,4	8,3	—	—	—	—	—
Cr	130,0	88,8	136,3	67,0	—	114,3	43,9	96,3	52,5	—	—	—	—	—
Ni	45,3	36,2	45,3	21,8	—	62,5	21,7	28,8	14,0	—	—	—	—	—
Ga	23,3	25,6	22,5	21,2	—	27,7	23,1	22,2	19,0	—	—	—	—	—
Y	26,0	35,4	25,8	24,0	—	57,0	29,6	25,7	20,5	—	—	—	—	—
Zn	112,9	84,6	131,7	65,5	—	128,8	155,7	148,0	77,0	—	—	—	—	—
Sc	15,6	20,8	14,6	9,1	—	27,0	24,3	20,5	8,5	—	—	—	—	—
Co	19,6	17,6	17,1	10,3	—	34,5	20,1	15,6	11,5	—	—	—	—	—
Yb	4,5	3,1	3,1	2,2	—	3,7	2,7	2,1	1,9	—	—	—	—	—
Nb	16,6	17,8	13,2	9,5	—	25,8	15,8	14,1	10,5	—	—	—	—	—
Cu	41,4	29,6	35,7	35,7	—	33,2	33,0	41,0	17,5	—	—	—	—	—

1 — метаандезиты ($n_1=7$, $n_2=7$); 2 — метатрахитовые андезиты и метатрахиты ($n_1=5$, $n_2=5$); 3 — метадациты ($n_1=30$, $n_2=23$); 4 — метариолиты ($n_1=12$, $n_2=6$); 5 — щелочно-полевощпатовые метариолиты ($n_1=3$); 6 — метаандезит-базальты ($n_1=8$, $n_2=6$); 7 — метаандезиты ($n_1=16$, $n_2=14$); 8 — метадациты ($n_1=30$, $n_2=20$); 9 — метариолиты ($n_1=6$, $n_2=2$); 10 — метаандезит-базальты ($n_1=4$); 11 — метаанде-

зиты и метатрахитовые андезиты ($n_1=10$); 12 — метадациты ($n_1=12$); 13 — метариолиты ($n_1=13$); 14 — щелочно-полевощпатовые метариолиты ($n_1=1$); n_1 , n_2 — количество данных соответственно силикатного и спектрального (МВС) анализов. Прочерк обозначает, что анализ не проводился. Составлена по материалам С. Д. Великославинского, Т. А. Павловой и Г. М. Беляева.

Распределение редких элементов в эндрбитах (метаандезитах)
Алдано-Станового щита, г/т*

Элемент	Верхнеалданская серия (n=6)		Федоровская серия (n=9)		Тимптоно-желтулинский комплекс (n=7)	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
Sc	6,4	2,7	14,1	7,1	18,9	8,5
Cr	46	36	30	19	54	88
Fe, **	1,7	0,4	3,5	1,1	4,9	1,8
Co	5,9	2,4	10,8	4,4	19	13
Ni	21	5	37	12	57	23
Rb	25	22	41	22	40	15
Sr	177	57	387	162	550	250
Zr	160	74	281	88	310	105
Cs	0,5	0,5	1,1	1,6	2,5	4,0
Ba	409	151	511	144	621	353
La	59	9	40	9	27	14
Ce	78	24	55	17	49	25
Sm	4,1	1,3	3,8	0,6	3,7	1,4
Eu	0,75	0,15	1,55	0,24	1,85	0,63
Tb	0,8	0,5	1,7	0,4	1,9	0,7
Yb	1,2	0,6	2,6	0,8	2,9	0,6
Hf	2,4	0,7	4,8	1,4	4,1	1,7
Ta	0,33	0,15	0,66	0,86	0,55	0,32
Th	3,1	3,3	2,2	3,0	3,2	3,9
U	1,3	1,2	0,8	0,9	1,2	1,3

* Составлена по результатам ИНАА П. А. Вагановым и П. И. Пивнем по материалам С. Д. Великославинского, Т. А. Павловой.

** Содержание железа явно в массовой доле, %.

ны в три генетически независимые петрохимические серии: метаандезит-трахитовую, метадацит-риолитовую и толентовую;

2) среднеархейские метавулканыты (см. рис. 34, № 5) образуют единую непрерывную петрохимическую серию натрового ряда: щелочные базальты — андезито-базальты — андезиты — риолиты (рис. 42), наряду с которой вывеляется петрохимическая серия калиевого ряда: трахиандезиты — трахиты — щелочно-полевошпатовые риолиты (см. рис. 42). Наличие последних, отвечающих породам формации калиевых чарнокитов, может быть объяснено [32]: а) селективным анатектическим выплавлением кислых составляющих в малоглубинных условиях изначально гетерогенной и обогащенной щелочами и кремнеземом протокоры и излиянием в виде маломощных покровов вулканитов кислого состава, б) внутрислоевыми процессами метасоматического перераспределения компонентов, имевшими место в процессе регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, в) наложении процессов перекристаллизации и метаморфической дифференциации, затушевавших результаты предшествующего гранитизационного преобразования эндрбитов;

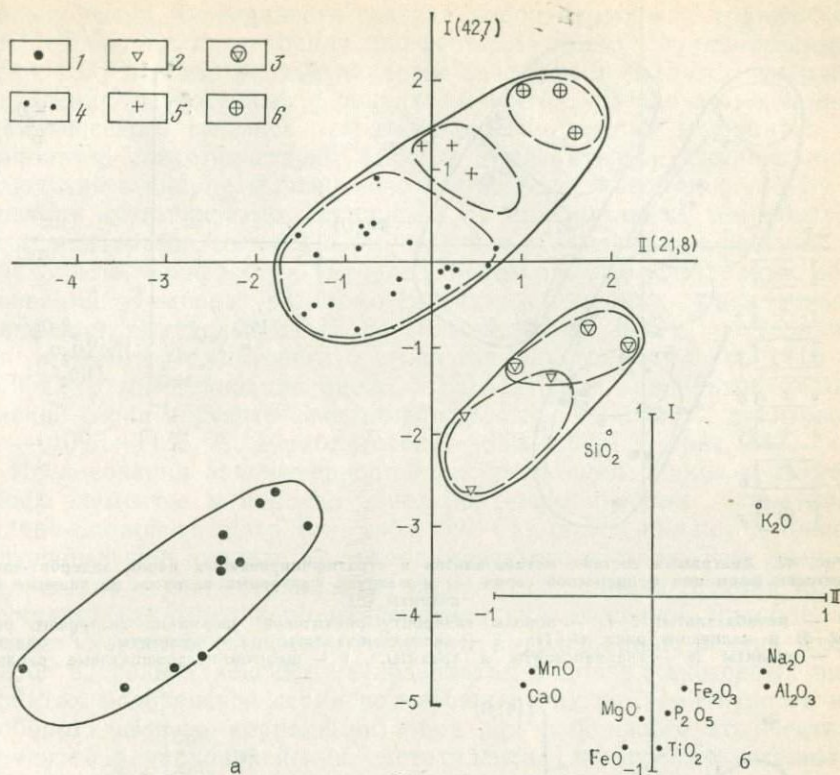


Рис. 41. Диаграмма состава metabазальтов и стратифицированных пород эндербит-чарнокитовой формации верхнеарданской серии в первично стратифицированном залежании (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

1 — metabазальты; 2—6 — породы эндербит-чарнокитовой формации (2 — андезиты, 3 — андезито-трахиты и трахиты, 4 — дациты, 5 — риолиты, 6 — щелочно-полевошпатовые риолиты). I и II — первая и вторая главные компоненты соответственно, в скобках указана их дисперсия (в %)

3) позднеархейские метавулканиды представлены тремя независимыми вулканическими сериями (см. рис. 34, № 6—7): а) щелочными малоглубинными metabазальтами, не имеющими более кислых комагматов (см. рис. 36 и 43), б) глубинной петрохимической серии метатоленты — андезито-базальты — андезито-трахиты (см. рис. 43), в) серией дацит-риолит-щелочно-полевошпатовый риолит (рис. 43), отвечающей породам формации калиевых чарнокитов и формирующейся в качестве независимых покровных излияний малоглубинных анатектических выплавов из протокоры, обогащенной щелочами и кремнеземом.

Вываемые в пределах средне- и позднеархейских образований петрохимические серии калиевого ряда (см. рис. 42 и 43) не могут быть объяснены наложенными процессами и гранитизацией, как не может быть объяснено этими процессами и существование некомагматических серий в пределах раннеархейских пород, по-

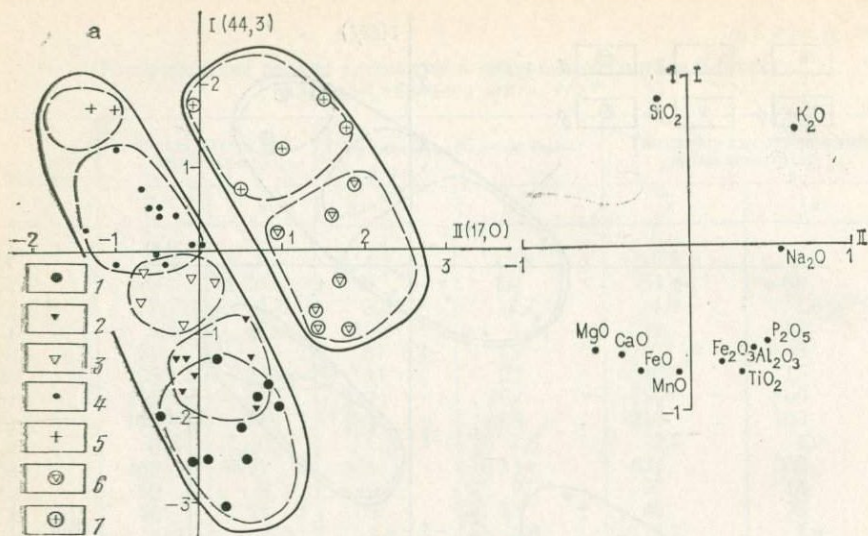


Рис. 42. Диаграмма состава метабазальтов и стратифицированных пород эндрейт-чарнокитовой формации федоровской серии (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

1 — метабазальты; 2—7 — породы эндрейт-чарнокитовой формации (натрового ряда) (2—5) и калиевого ряда (6—7): 2 — андезиты-базальты, 3 — андезиты, 4 — дациты, 5 — риолиты (6 — трахиандезиты и трахиты, 7 — щелочно-полевошпатовые риолиты)

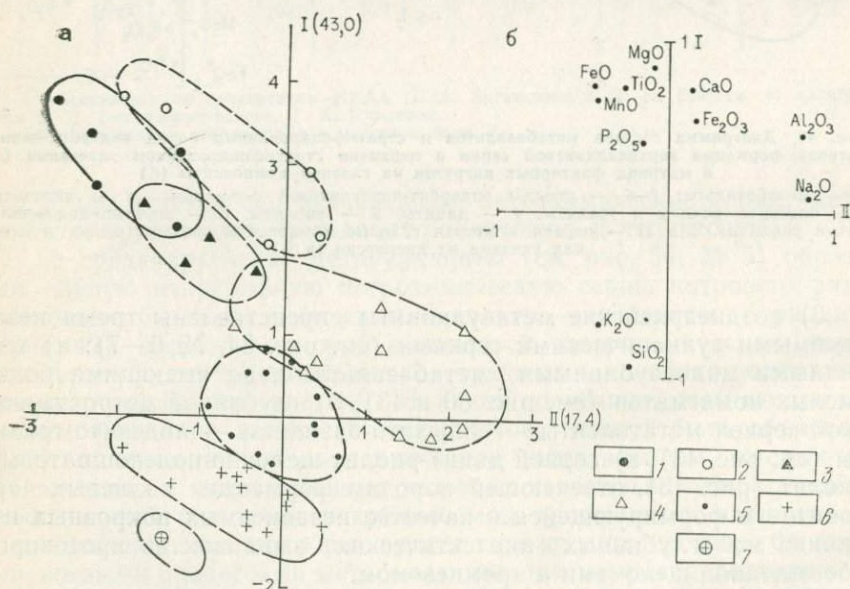


Рис. 43. Диаграмма состава метабазальтов и стратифицированных пород эндрейт-чарнокитовой формации тимптоно-желтулинского комплекса Алданского щита (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)

1 — метатолиты; 2 — щелочные метабазальты; 3—7 — породы эндрейт-чарнокитовой формации натрового ряда (3—4) и калиевого ряда (5—7) [3 — андезиты-базальты, 4 — андезиты и андезиты-трахиты, 5 — дациты, 6 — риолиты и 7 — щелочно-полевошпатовые риолиты]

сколько тренд изменчивости состава пород в процессе гранитизации перпендикулярен тренду дифференциации метавулканогенных пород [33] и легко устанавливается факторным анализом по распределению петрогенных и редких элементов. В пользу первично магматического генезиса стратифицированных тел эндербитов и чарнокитов свидетельствуют высокие температуры декрипитации включений в кварце, плагиоклазе и амфиболе, превышающие температуру метаморфизма, совпадение их максимальных температур с температурами гомогенизации, наличие расплавных включений в виде стекла, морфология которых характерна для эффузивных образований. Температура гомогенизации подобных расплавных включений, определенная Е. В. Толмачевой на ВД-4, составила: для эндербитов дацитового состава сутамского комплекса 1210—1270 °С (p гомогенизации около $5 \cdot 10^8$ Па), для эндербитов Федоровской серии андезито-базальтового состава — 1150 °С, дацитового — 1095—1135 °С, а риолитового — 960—1045 °С (рис. 44).

Исследования закономерностей распределения редких и рассеянных элементов в породах эндербит-чарнокитовых формаций Алдано-Станового щита (см. табл. 59—61) подтверждают данные, полученные при анализе их петрохимического состава. Так, низкое содержание в рассматриваемых эндербитах рубидия и цезия подтверждает заключение об их первично вулканогенной природе, а наличие хорошей скоррелированности в содержании редких элементов в среднеархейских метабазах и аповулканогенных эндербитах Федоровской серии подтверждает их комагматичность и, наоборот, наличие корреляции лишь для небольшого количества элементов в раннеархейских метатолитах и аповулканогенных эндербитах верхнеалданской серии свидетельствует об отсутствии между последними комагматичности, хотя и указывает на общность магматического источника (рис. 45). По величине железо-скандиевого отношения среднеархейские аповулканогенные эндербиты и базальты (рис. 46) близки между собой, в то время как раннеархейские эндербиты и метатолиты различаются очень сильно (рис. 46), что служит дополнительным свидетельством комагматичности первых и об отсутствии таковой для последних.

По содержанию урана, тория и величине торий-уранового отношения (рис. 47), а также по содержанию цезия аповулканогенные эндербиты близки к андезитам, в то время как по содержанию лантаноидов — к дацитам островных дуг (рис. 48). При этом раннеархейские метавулканы обогащены легкими лантаноидами (см. рис. 48), а по мере омоложения от среднеархейских (см. рис. 48) к позднеархейским возрастала роль средних и тяжелых лантаноидов. В направлении от древних к более молодым апометавулканогенным эндербитам увеличивалось и содержание железа, никеля, скандия и кобальта при уменьшении содержаний тория и урана (см. табл. 61). Сравнение данных табл. 52, 53 и 55 с табл. 59—61 свидетельствует о диаметрально противоположной тенденции в геохимической эволюции одновозрастных метабазах и аповулканогенных эндербитов, т. е. об их комплементарности в

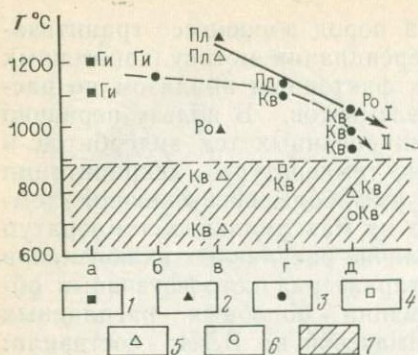


Рис. 44. Результаты экспериментального определения температуры гомогенизации расплавных включений в метавулканитах Алданского щита

1—3 — первичных расплавных включений (в metabазальтах иенгского комплекса — 1, в метавулканитах федоровской — 2 и верхнеалданской — 3 серий); 4—6 — метаморфических кристалло-флюидных включений в метавулканитах: 4 — иенгского комплекса, 5—6 — верхнеалданской и федоровской серий соответственно; 7 — температурная область метаморфических преобразований. I и II — кривые изменения температур кристаллизации пород вулканических серий верхнеалданской и федоровской стратиграфических серий соответственно. а—д — типы пород: а — metabазальты (кристаллические сланцы), б — метаандезиты-базальты, в — метаандезиты, г — метадациты, д — метариолиты (эндербиты — чарнокиты)

1—4 — по Л. Н. Хетчикову (1981 г.), остальные данные по Е. В. Толмачевой (1983 г.)

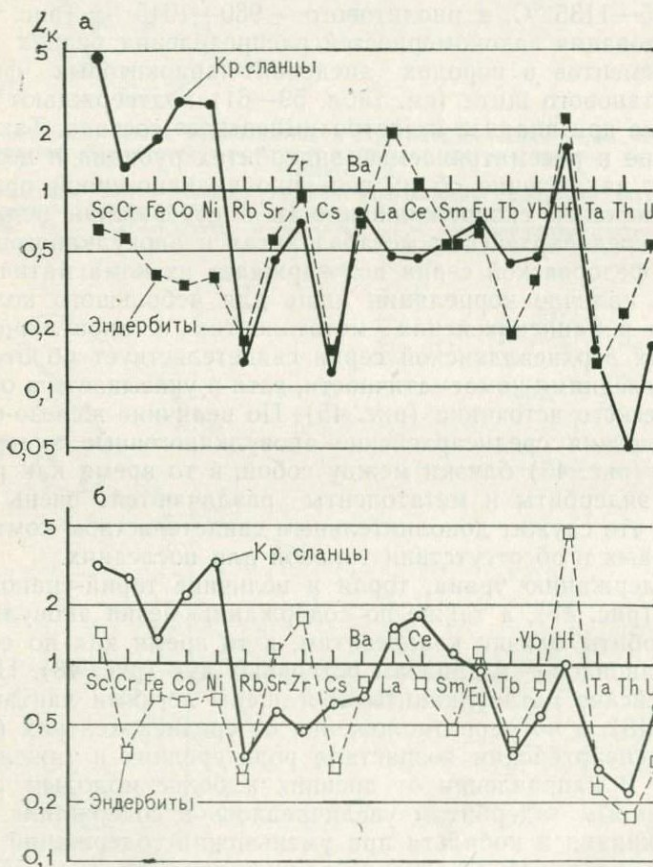


Рис. 45. Кларки концентрации (L_K) кристаллических сланцев основного состава и эндербитов верхнеалданской (а) и федоровской (б) серий.

По данным ИНАА по отношению к кларкам земной коры А. П. Виноградова

Рис. 46. Сопоставление содержания железа и скандия в кристаллических сланцах основного состава

(1 — верхнеалданской серии, 2 — Сутамского блока, 3 — федоровской серии) и в эндабитах (4 — верхнеалданской серии и 5 — федоровской серии) Алдано-Станового щита, определенными методом ИНАА, со средними содержаниями этих элементов в основных породах — 6 (по А. П. Виноградову, 1962 г.), в базальтах — 7 (по Г. В. Войткевичу и др., 1977 г.), в породах среднего состава — 8 (по А. П. Виноградову, 1962 г.), в гранитоидах — 9 (по Г. В. Войткевичу и др., 1977 г.)

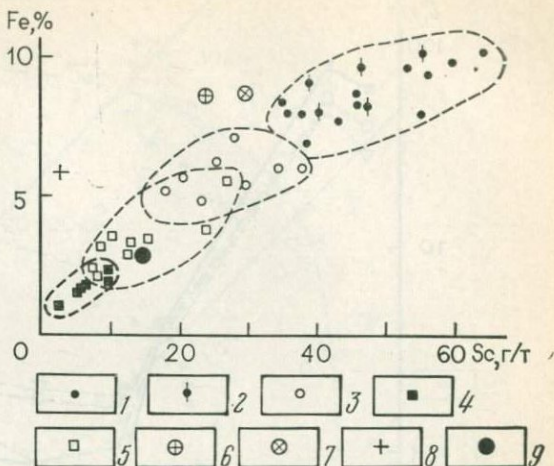
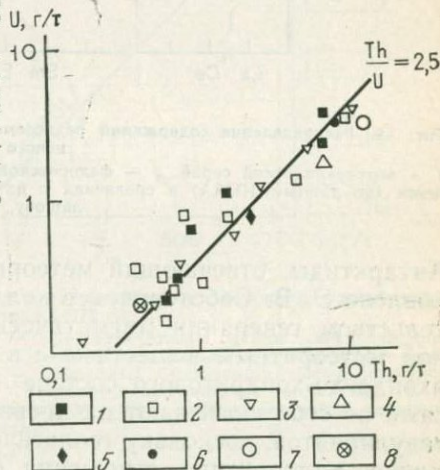


Рис. 47. Сопоставление содержания тория и урана в эндабитах Центрально-Алданского района, определенных методом ИНАА

1-3 (1 — верхнеалданская серия, 2 — федоровская серия, 3 — тимтоно-желтулинский комплекс), со средними содержаниями в породах типа диоритов и андезитов — 4 (по А. П. Виноградову, 1962 г.), андезитов — 5 (по Б. Г. Лутцу, 1975 г.), гранитоидов — 6 (по Г. В. Войткевичу, 1977 г.), сиенитов — 7 (по Г. В. Войткевичу, 1977 г.), континентальных толентов — 8 (по М. П. Татсумото и др., 1965 г.)



отношении редких и редкоземельных элементов, что также является подтверждением магматогенной природы рассматриваемых образований.

В результате петрохимических исследований базальтовых кристаллических сланцев Нейпирской зоны Земли Эндерби в Антарктиде выявляется их метатолентовая природа, позволяющая относить их к океаническому типу малой глубины генерации магмы и на этом основании коррелировать с раннеархейскими метатолентами Алдано-Станового щита (см. рис. 34, 1-4), что подтверждается результатами редкометалльных исследований, проведенных в 1981 г. П. А. Вагановым (см. табл. 53 и 55). Результаты свинцово-изотопных исследований эндабитов также подтверждают их первично вулканогенную природу, а изотопный состав свинцов эндабитов

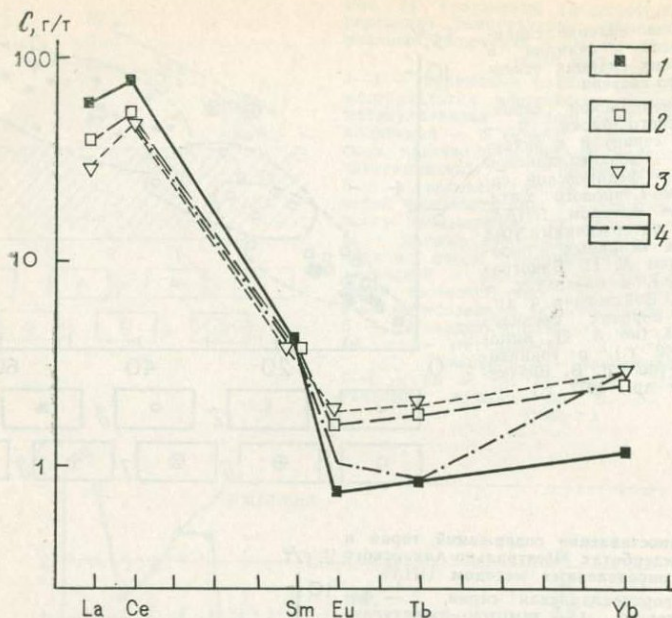


Рис. 48. Распределение содержаний редкоземельных элементов в эндрбитах Алдано-Станового щита:

1 — верхнеалданской серии, 2 — федоровской серии, 3 — тимптоно-желтулинского комплекса (по данным ИНАА) в сравнении с их содержанием в дацитах — 4 (по Ю. А. Балашову, 1976 г.)

Антарктиды, отвечающий метеоритным системам, что было установлено Э. В. Собоновичем с коллегами в 1974 г., является свидетельством генерации магматического очага в протокоре, сложной метеоритным веществом — в нашей модели углестохондрито-ахондрито-хондритового состава (см. табл. 46). Эти данные уже сами по себе указывают на древний возраст рассматриваемых метавулканитов, поскольку геологические процессы еще не успели изменить метеоритные отношения свинцов в материнском субстрате, из которого выплавлялись вулканиты, что подтверждается и уточненным согласующимся свинцово-изохронным возрастом эндрбитов, определенным Э. В. Собоновичем с коллегами в 1982 г. по породе в целом и составляющим 3640 ± 100 млн. лет назад.

Таким образом, выявляется следующая ритмично-эволюционная направленность докембрийского вулканизма на ранних стадиях развития Земли: 1) в раннеархейскую стадию очаги магмообразования среднего и кислого состава существовали независимо от базальтоидных, 2) в среднеархейскую стадию получили развитие коагматичные базальт-андезит-риолитовые серии, 3) позднеархейская стадия отличалась развитием толент-андезитовых петрохимических серий, наряду с которыми продолжали выплавляться кислые составляющие протокоры, изливавшиеся независимо, но одновременно с коагматичными породами главных петрохимических

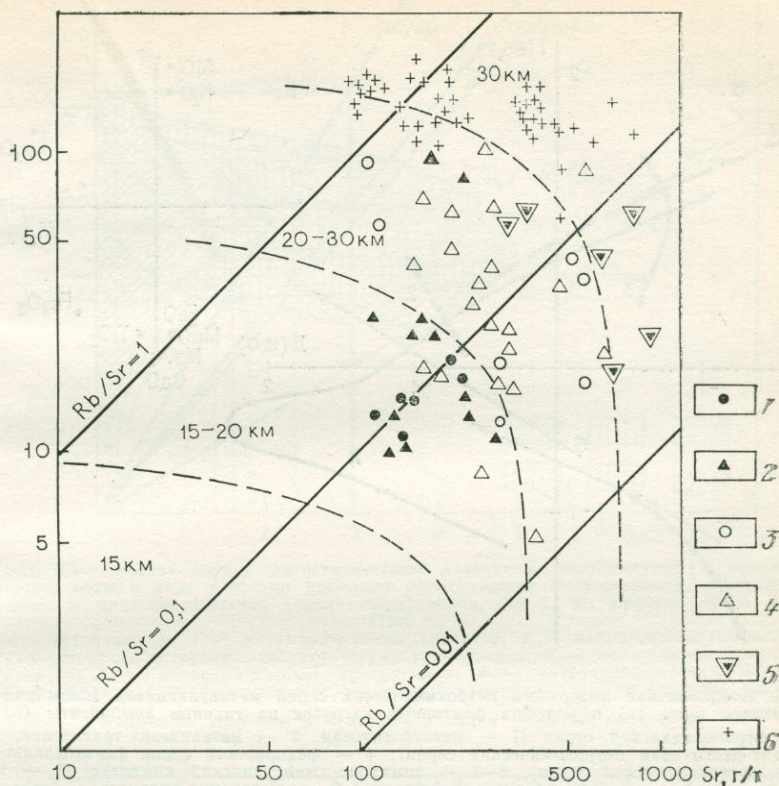


Рис. 49. Зависимость содержаний Rb и Sr в метавулканиках от мощности земной коры. По К. С. Конди (1973 г.)

1—2 — метавулканики верхнеалданской (1 — кристаллические сланцы metabазальтов, 2 — эндрбиты метаандезит-метариолитовые); 3—4 — метавулканики федоровской серии (3 — кристаллосланцы metabазальтовые, 4 — эндрбиты метаандезит-метариолитовые); 5 — эндрбиты метаандезит-метариолитовые тимптоно-желтулинского комплекса; 6 — архейские и протерозойские гранитоиды центральной части Алданского щита нерасчлененные

серий и с меньших глубин генерации магмы, 4) в среднем — позднем протерозое вновь получает широкое развитие серия комагматических пород, но опять в связи со щелочными базальтами — трахибазальт-липаритовая серия, 5) уровни образования базальтовой магмы закономерно увеличиваются от раннеархейского к позднеархейскому времени (см. табл. 50, рис. 34 и 49), 6) продукты раннедокембрийского вулканизма различного возраста имеют не только четкую петро- и геохимическую индивидуальность петрохимической изменчивости.

Наряду с рассмотренными образованиями, в раннем докембрии широко развиты породы, становление которых обусловлено гранитообразованием, являвшимся одним из ведущих петрогенетических механизмов формирования земной коры. В зависимости от РТ-условий, флюидного и тектонического режима протокры и прото-

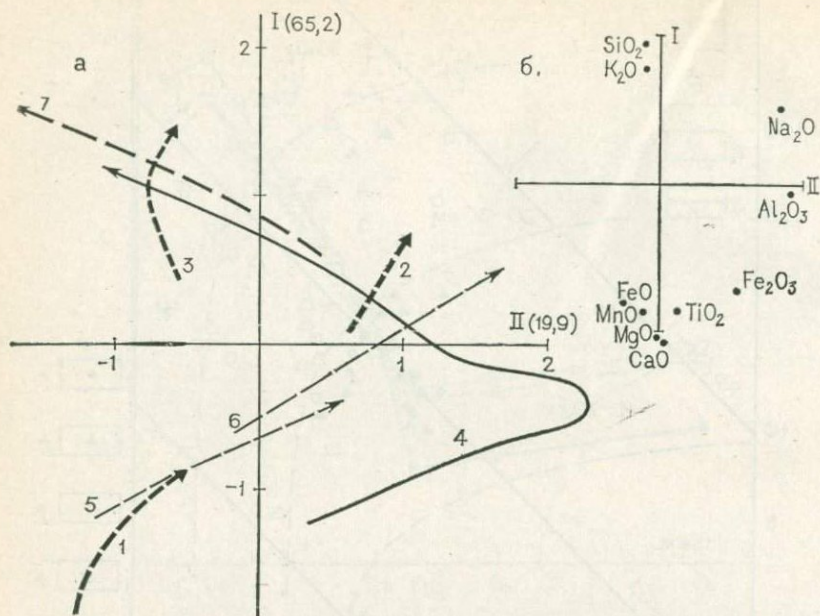


Рис. 50. Компонентная диаграмма петрохимических серий метавулканитов докембрия Алданского щита (а) и матрица факторных нагрузок на главные компоненты (б)
 1—3 — верхнеалданская серия (1 — метатолентовая, 2 — метаандезит-трахитовая, 3 — метадацит-риолитовая петрохимические серии); 4 — Федоровская серия (метабазальт-риолитовая петрохимическая серия); 5—7 — тимптоно-желтулинский комплекс (5 — метатолентовая, 6 — метаандезит-базальт-трахитовая, 7 — метадацит-риолитовая петрохимические серии)

мантии возникали генетически разнообразные типы гранитоидных пород (рис. 51). Именно с явлениями гранитообразования в раннем докембрии связано формирование зонального строения ранней коры континентов, а также в определенной степени и преобразование протокры и верхней протомантии в современные континентальную кору и верхнюю мантию — рис. 52, табл. 62 [3, 33]. Конкретные примеры проявления продуктов гранитообразования даны в работах К. А. Абдрахманова, Г. М. Беляева, В. А. Рудника, А. П. Биркиса, Ф. А. Летникова, С. Б. Лобач-Жученко, В. А. Макарыгиной, Б. В. Петрова, Ф. П. Митрофанова, Л. П. Свириденко, Ф. М. Шемякина, В. С. Шкодзинского и других исследователей, а также в трехтомном фундаментальном издании «Магматические формации раннего докембрия территории СССР» (1981 г.). Результаты этих исследований также свидетельствуют в пользу ведущей роли процессов гранитообразования и связанных с ними комплементарных процессов кремне-щелочного и Fe-Mg-Ca метасоматизма в мобилизации и концентрации рудного вещества в докембрийскую историю земной коры континентов. Многократное проявление этих процессов, связанное с циклическим развитием земной коры, приводило как к рассеянию, так и к существенной кон-

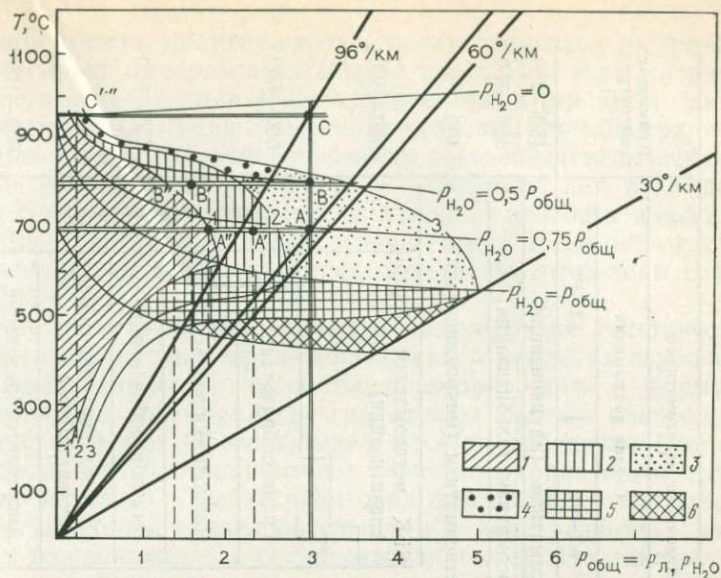


Рис. 51. Соотношение между литостатическим давлением, температурой и парциальным давлением воды в ходе развития процессов регионального метаморфизма, ультраметаморфогенного и метасоматического гранитообразования. По Г. М. Беляеву, В. А. Руднику (1979 г.)

Области устойчивости: 1 — метаморфогенных гранитов; 2 — палингено-метасоматических гранитоидов; 3 — интрузивно-анатектических гранитоидов; 4 — палингено-анатектических гранитоидов; 5 — метасоматических гранитоидов; 6 — интрузивно-реоморфических гранитоидов. Кривые 1—3 показывают всевозможные вариации P_{H_2O} в процессе ультраметаморфизма. Двойные и пунктирные линии — линии построения

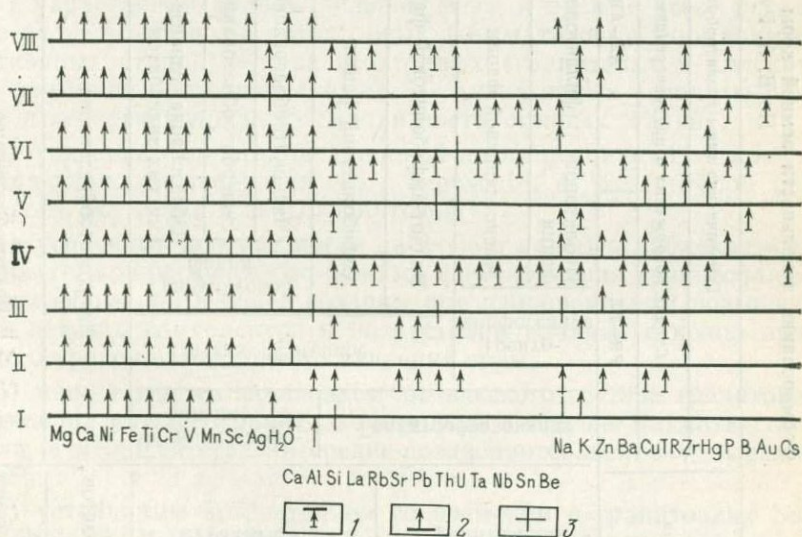


Рис. 52. Поведение элементов в процессе гранитообразования и связанных с ним процессов на разных уровнях глубинности

1 — привнос; 2 — вынос; 3 — геохимически инертны. Зоны эндогенного литогенеза: I — глиноземистых эндербитов, II — эндербитов, III — чарнокитов, IV — мигматит-гранитов, V — кварц-ортоклазовых метасоматитов, VI — кварц-микроклиновых метасоматитов, VII — кварц-альбитовых метасоматитов, VIII — кварц-адуляровых метасоматитов

Формирование зональности земной коры континентов в процессе гранитообразования
По В. А. Руднику (1978 г.)

Слой	Зона	Генетические типы гранитообразования и кремне-щелочного метасоматизма				Примерная температура (°C)
		Стадия погружения и преинверсионная		Стадия воздымания		
		PR-FZ	AZ-ARZ	AZ-PR	AZ-FZ	
Гранитный	Гранитизация	Гранитообразование	Трепто-морфогенное	Цеолитовой (филлитовой) фации	Si-K метасоматизм (адуляризация)	150—250
				Зеленосланцевой фации	Si-Na метасоматизм (альбитизация)	300—350
Переходный диоритовый	Дегранитизация	Чарнокитообразование	Метаморфогенное	Эпидот-амфиболитовой фации	Si-K метасоматизм (ортоклазитизация)	400
Базальтовый	Анортозитов	Базитообразование	Гранулитовой фации	Чарнокитообразование	Гранитообразование	600—650
				Эндербитообразование		
	Образование глиноземистых эндербитов			Эндербитообразование		
	Базитов			Образование глиноземистых эндербитов		
				Анортозитообразование	Метасоматическое	900—1000
				Базитообразование		

Палингено-анатектическое

Палингено-метасоматическое (в том числе остаточное)

центрации многих промышленно важных элементов на фоне ритмично-необратимого развития земной коры. При этом главнейшее значение в концентрации рудных элементов, в том числе промышленно интересных, имели палингенно-метасоматические гранитоиды последних стадий гранитообразования тектоно-магматических циклов в интервалах 2800—2600 и 2200—1800 млн. лет, а также связанные с ними интрузивно-анатектические разности аляскитовых щелочных гранитов, кварц-полевошпатовых и комплементарных им железо-магнезиально-кальциевых метасоматитов зоны гранитизации [33 и др.].

Нигде не встречается большего разнообразия генетических и петрохимических типов гранитоидов, как в пределах глубоко эродированных складчатых областей докембрия, хотя в формационном отношении докембрийские гранитоиды менее разнообразны, чем фанерозойские. Обычно выделяются эндербитовая (мигматит-плагиогранитовая), чарнокитовая, мигматит-гранитовая, гранитовая (аляскитовая) и лейкогранитовая формации, сменяющие друг друга в указанной последовательности в ходе развития докембрийских геосинклинально-складчатых областей. Нередко этот ряд независимо или эквивалентно дополняют формации гранитов рапакиви и щелочных гранитов. Он характеризуется:

1) последовательной сменой генетических типов гранитоидов: трептоморфогенные — палингенно-анатектические — палингенно-метасоматические — интрузивно-анатектические и интрузивно-реоморфические — ортомагматические;

2) нарастанием доли мобильной фазы и прежде всего расплава в ряду гранитоидов автохтонных (мигматитовые формации инверсионных стадий) — параавтохтонных (гранитовая и аляскитовая формации орогенных стадий) — аллохтонных (граниты рапакиви и лейкогранитовая формации посторогенных стадий);

3) усилением кристаллизационной дифференциации расплава и многоактивности внедрения его с переходом от аляскитовой (гранитовой) формации к лейкогранитовой;

4) усилением контрастности на фоне в целом ослабления параметров термодинамического режима формирования гранитоидов от ранних формаций к более поздним при одновременном повышении роли летучих компонентов и возрастании начиная с конца архея общего уровня парциального давления воды;

5) направленным изменением химического состава гранитоидов в пределах каждого раннедокембрийского тектоно-магматического цикла, в меньшей степени средне-позднепротерозойских, выражавшимся:

а) устойчивым возрастанием со временем в гранитоидах SiO_2 , K_2O , Pb , Ba , Mo , U , Th , La , Zr , Rb , Sr и некоторых других элементов,

б) устойчивым понижением со временем в гранитоидах TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , Zn , V , Mn , Co и некоторых других элементов;

б) тенденцией расширения со временем спектра рудогенных элементов, составляющих группу накопления, с одновременным возрастанием неоднородности в их распределении: в чарнокитовых гранитоидах превышают двухкларковый уровень содержания такие элементы, как Mo, Sc, Sr, в мигматит-гранитовых и аляскитовых гранитах раннего докембрия — La, Th, Sc, U, Pb, в раннепротерозойских гранитоидах — Mo, Be, La, Yb, Ba, Sr, в среднепротерозойских гранитоидах — Th, Hf, Y, Ta, Nb, Sn, Zr, Li, Rb, Mo, Yb, W, Au;

7) тенденцией повышения со временем миграционной способности относительно инертных петрогенных и рудогенных элементов как в пределах одного этапа ультраметаморфогенного гранитообразования, так и от ранних этапов к более поздним — Ti, Fe, P, Zr, Be, V, Au и др.

Такое явление Э. А. Ланда предложил называть «геохимическим резонансом», главным движущим фактором которого являются высокотемпературные растворы и флюиды, активно участвовавшие в процессах петро- и рудогенеза на заключительных стадиях каждого этапа ультраметаморфизма и как бы постепенно раскачивавшие (ослаблявшие) связи этих элементов в горных породах. Так, например, в пределах некоторых участков Алдано-Станового щита наблюдается избирательная обогащенность фосфором пород, сформировавшихся в разные этапы геологического развития региона. При этом содержание фосфора возрастает в ряду: кристаллические сланцы основного состава (федоровская серия) — эндербиты — магнезиально-железо-кальциевые метасоматиты, сопровождающие становление гранитоидов мигматит-гранитовой и аляскитовой формаций — разнотипные метасоматиты, генетически связанные с гранитоидными комплексами протерозойского этапа гранитообразования. Подобным образом были сформированы многие докембрийские и некоторые фанерозойские месторождения магнетитовых руд, бора и золота. К продуктам подобного геохимического резонанса относится Селигдарское апатитовое месторождение.

Наряду с указанными закономерностями докембрийского гранитообразования отчетливо проявляются и значительные различия в химическом составе: а) между автохтонными и аллохтонными гранитоидами, б) между различными генетическими типами гранитоидов (например, метаморфогенными, палингенно-анатектическими и палингенно-метасоматическими). Эти различия являются следствием разных термодинамических условий формирования гранитоидов, выражавшихся в определенных и сопряженных изменениях таких параметров, как p_l , p_{H_2O} и T (см. рис. 51).

Существенны также и различия петрохимических свойств продуктов гранитообразования, обусловленные разницей в пространственном положении ультраметаморфогенных гранитоидов, что, в свою очередь, обуславливалось наследованием гранитоидами особенностей химического состава:

1) отдельных тел горных пород, преобразованных в граниты, например пластов кристаллических сланцев, гнейсов и т. п., что

особенно характерно для автохтонных гранитоидов формаций эндербитов, чарнокитов, мигматит-гранитов. Так, например, гранитоиды эндербит-чарнокитовой формации отчетливо подразделяются по содержанию петрогенных компонентов на две серии: диорит-плагиогранитовую и монцитит-гранитовую. Установлено, что в пределах центральной части Алданского щита магматические расплавы, продуцировавшие гранитоиды диорит-плагиогранитовой серии, сформировались за счет плагиогнейсов или, вероятнее всего, метавулканитов среднего — кислого состава, а гранитоиды второй серии — за счет метабазальтов. Эта особенность эндербит-чарнокитовой формации достаточно устойчиво выдерживается и в других регионах развития докембрия;

2) отдельных геологических комплексов горных пород. Так, в пределах центральной части Алданского щита эндербиты и чарнокиты, развитые среди петрографически однотипных кристаллических сланцев основного состава верхнеалданской и федоровской серий, различны между собой по целому ряду петрогеохимических признаков и прежде всего по щелочности (см. рис. 41—47, табл. 55—60). Различны по химическому составу и кристаллические сланцы этих серий (см. рис. 34—40, табл. 49—55). Подобная взаимосвязь состава чарнокитов с составом вмещающих их пород позволяет предполагать первично вулканогенную природу этих ультраметаморфогенных образований. С другой стороны, состав ультраметаморфогенных гранитоидов, сформированных в процессе замещения субстрата с последующим перемещением возникшего расплава или консолидацией его *in situ*, также четко унаследует химический состав как отдельных замещаемых тел, так и комплексов в целом, что выявляется как из сопоставления данных о среднем химическом составе пород, так и в особенности по результатам дискриминантного анализа подобных гранитоидов. Это заключение имеет важное значение для возможности использования геохимических данных для целей геологического картирования как ультраметаморфогенных гранитоидов, так и докембрийских пород в целом;

3) крупных блоков земной коры в целом. Например, эндербиты Алдано-Тимптонского и Тимптоно-Учурского блоков Алданского щита заметно различаются по спектру микроэлементов при общем петрохимическом сходстве. В то же время значимы различия как в части петрогенных, так и редких элементов для ультраметаморфогенных гранитоидов Алданского щита, Енисейского кряжа, различных участков Станового поднятия. Так, гранитоиды Енисейского кряжа разного возраста и различной формационной принадлежности в целом отличаются от соответствующих гранитоидов других регионов повышенной железистостью, что может быть объяснено лишь специфическими особенностями химического состава горных пород блока в целом.

Вместе с тем соответствующие формационные типы гранитоидов разных блоков земной коры континентов похожи во многих отношениях между собой и прежде всего по условиям образования

и химическому составу. Так, например, большим сходством характеризуются эндрбиты разных блоков Алданского щита между собой и с эндрбитами Земли Эндрби Антарктиды, Анабарского массива и других районов Союза ССР и мира. Однотипны по условиям образования и химическому составу также и граниты аляскитовой формации Алданского щита и Анабарского массива. Гранитоиды других формационных типов иногда существенно различаются в зависимости от их геоструктурного положения и геологического возраста. Так, например, в пределах Алдано-Станового щита с запада на восток в гранитоидах архейской мигматит-гранитовой формации устойчиво повышается содержание SiO_2 , K_2O , Na_2O , FeO и понижается — CaO , MgO , Fe_2O_3 . Аналогичная же тенденция изменения химического состава имеет место при омоложении возраста пород мигматит-гранитовой формации от архея до раннего палеозоя.

Следует особо подчеркнуть такую важнейшую особенность докембрийского ультраметаморфогенного гранитообразования, как многостадийность и многократность преобразования минерального вещества. Так, в пределах Енисейского кряжа отчетливо устанавливается петрохимическая общность гранитоидов в ряду эндрбиты — рапакивиподобные граниты таракского комплекса — лейкограниты глушихинского комплекса. В пределах Алданского щита указанный выше формационный ряд ультраметаморфогенных гранитоидов по существу представляет собой различные производные вещества, первоначально сконцентрированного в виде пластообразных тел эндрбитовой и чарнокитовой формаций (см. табл. 55—60). Гранитоиды других формаций образуются за счет ранее сформированных гранитоидных пород и различных их комбинаций (табл. 63).

На рис. 53 отображены закономерности петрохимической эволюции продуктов гранитообразования в пределах центральной части Алданского щита в результате четырехкратного проявления процессов ультраметаморфизма двух тектоно-магматических мегациклов (табл. 63—68), детальная геолого-петрологическая характеристика которых дана в работах Г. М. Беляева и В. А. Рудника [3] и В. А. Рудника [33]*.

Среднеархейский — I этап ультраметаморфогенного гранитообразования проходил в условиях гранулитовой фации и привел к образованию метаморфогенных и палингенных гранитоидов за счет вулканитов среднего и кислого состава как минимум трех разновозрастных вулканических комплексов (см. рис. 34, табл. 55—61). Более молодые формации докембрийских гранитоидов образовывались в условиях ультраметаморфизма амфиболитовой фации

* Косвенные данные позволили предположить также наличие позднеархейского — раннепротерозойского этапа палингенно-анатектического и метаморфогенного гранитообразования в условиях гранулитовой фации, приводившего к формированию пород чарнокит-эндрбитовой формации в пределах тымптоноджелтулинского комплекса и к повторному метаморфизму пород более древних комплексов [33].

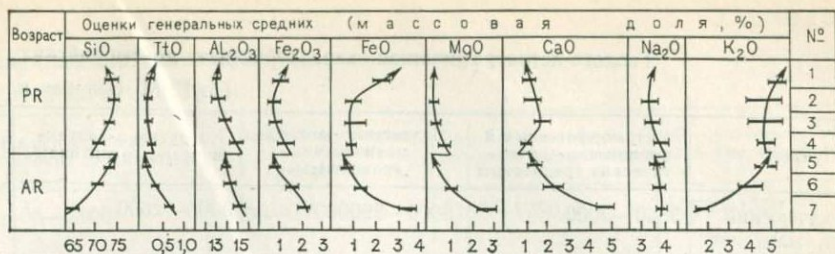


Рис. 53. Петрохимическая эволюция ультраметаморфогенных гранитоидов центральной части Алданского щита; 1—4 — протерозойского тектоно-магматического цикла, 5—7 — архейского тектоно-магматического цикла

1 — ортомагматические гранитоиды формации щелочных трахитов вулканского комплекса позднего протерозоя — IV этап гранитообразования (1000—750 млн. лет назад); 2 — интрузивно-реоморфические аллохтонные гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации ярогинского и омурского комплексов среднего протерозоя — IV этап гранитообразования (1700—1300 млн. лет назад); 3 — интрузивно-анатектические граниты гранитовой формации (гранитов рапакиви) чуйско-кодарского комплекса — III этап (2000—1700 млн. лет назад); 4 — интрузивно-анатектические аллохтонные гранитоиды гранодiorит-гранитовой формации унгринского комплекса раннего протерозоя — III этап (2000—1700 млн. лет назад); 5 — интрузивно-анатектические параавтохтонные гранитоиды аляскитовой формации нимгернского комплекса позднего архея — II этап (2900—2600 млн. лет назад); 6 — палингено-метасоматические автохтонные гранитоиды мигматит-гранитовой формации тимпотно-алданского комплекса позднего архея — II этап (2900—2600 млн. лет назад); 7 — метаморфогенные и палингено-анатектические автохтонные гранитоиды эндербитовой и чарнокитовой формаций (эндербит-чарнокитовой или чарнокитовой формации) нимгерканского комплекса среднего архея — I этап (3200—2900 млн. лет назад)

(см. рис. 53) в результате проявления двух петрогенетических процессов: а) мобилизации вещества под воздействием гранитизирующих флюидов с увеличением содержаний Pb, Ba, Sr и уменьшением — Sc, Co, Mn, V, Ti, Zn, Ni, Cr, Sn во всех более проработанных поздних продуктах, б) кристаллизационной дифференциации мобилизованного гранитоидного расплава в направлении увеличения в более поздних продуктах содержаний Y, Yb, Nb, Be, Ga, Pb, Zr и уменьшения — Ba и Sr. При этом степень дифференцированности ультраметаморфогенных гранитоидов находится в определенной зависимости от типа формации, который, в свою очередь, определяется соответствующим временным этапом ультраметаморфогенного гранитообразования — чем моложе этап гранитообразования, тем интенсивнее процесс дифференцированности гранитоидов по микроэлементному составу и, следовательно, контрастнее распределение микроэлементов в гранитоидах от более древних к наиболее молодым. Подобная геохимическая закономерность формирования гранитоидов обусловлена тем, что каждый последующий этап ультраметаморфизма мобилизует вещество гранитоидов, сформированных в предшествовавшие этапы, и, как следствие, приводит к усилению дифференциации разнотипных гранитоидов на ранних этапах (см. табл. 64—68).

Данные о закономерностях распределения в гранитоидных формациях докембрия Алданского щита петрогенных элементов подтверждают ранее выявленную вышеизложенную закономерность геохимической эволюции докембрийского гранитообразования в пределах континентальной земной коры, а именно — между ран-

Геолого-петрографическая характеристика докембрийских

По Г. М. Беляеву и

Признак	Метаморфогенные и палингенно-анатектические гранитоиды	Палингенно-метасоматические гранитоиды	Интрузивно-анатектические гранитоиды
Радиологический возраст, млн. лет	3500—3000	3000—2600	3000—2600
Этап тектоно-магматического цикла	Прогеосинклинальный предынверсионный	Инверсионный	Инверсионный
Распространение	Площадное	Площадное, контролируемое зонами разломов	Приразломное, площадное
Форма и размеры тел	Пластовые или линзовидные конкордантно-конформные тела мощностью 0,1—10 м при протяженности по простиранию до 100 м и более	Мигматит-плутоны площадью до 1000 км ² , жилы и тела сложной формы	Штоки, дайки и жилы в сложных взаимоотношениях друг с другом, мигма- и интербудинаж-плутоны площадью до 10 км ²
Петрографическая разновидность	Чарнокитовые гранодиориты, плагиограниты (эндербиты), кварцевые диориты, граниты, кварцевые монзониты	Граниты, плагиограниты, гранодиориты, граносиениты	Граниты, плагиограниты
Цвет пород	Зеленовато-бурый, табачный, темно-серый	Буровато-розовый, розовый, светло-серый	Розовый, мясо-красный, розово-серый, белый
Структура	Мелко- и среднезернистая кристаллобластовая с переходами к гипидиоморфнозернистой	Крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая, протокластическая	
Текстура	Плоско- или линейнопараллельная		Массивная
Аксессуары минералы	Магнетит,		
	Шпинель, рутил	Монацит, пирит, пирротин	Торит, уранинит
Условия формирования: P _{общ.} , Па p _{H₂O} , Па T, °C	(2÷11) · 10 ⁸ ≤ (1,5÷2,5) · 10 ⁸ 800—1000	(5÷8) · 10 ⁸ (0,5÷2,5) · 10 ⁸ 680—1000	(5÷7) · 10 ⁸ (1,5÷4) · 10 ⁸ 800—950

гранитоидных комплексов Алданского щита

В. А. Руднику (1978 г.)

Палингенно-анатектические гранитоиды	Палингенно-метасоматические гранитоиды	Интрузивно-анатектические гранитоиды	Интрузивно-реоморфические гранитоиды
2500—2100	2100—1700	2100—1750	1750—1300
Протогеосинклинальный предынверсионный	Инверсионный	Инверсионный, орогенный, посторогенный	Орогенный, посторогенный
Площадное	Площадное, контролируемое зонами разломов	Приразломное	Приразломное
Пластовые или линзовидные конкордантно-конформные тела мощностью 0,1—10 м при протяженности по простиранию до 100 м и более		Дайки и жилы мощностью 0,5—30 м при протяженности по простиранию до 10 км, а в ряде случаев и больше	
Мигматит-плутоны площадью до 10 км ² , жилы и тела сложной формы			
Чарнокитовые граниты, плагиограниты (эндербиты), гранодиориты, кварцевые диориты	Граниты, гранодиориты, граносиениты, плагиограниты	Плагиограниты, двуслюдяные, гранатовые, турмалиновые граниты, аплиты	
Белый, серый, темно-серый	Зеленовато-бурый, табачный, темно-серый	Розовато-серый, светло-серый	Белый, розовато-серый
Мелко-, средне- и крупнозернистая с переходами к гипидиоморфнозернистой		Мелко-, среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, протокластическая, порфириовидная, аллотриоморфнозернистая	
Плоско- или линейнопараллельная		Массивная, флюидальная	
ильменит, апатит, циркон, сфен			
Шпинель, рутил	Монацит, ксенотим, пирит	Ортит	Торит, уранинит
(2÷7) · 10 ⁸ (1,5÷3) · 10 ⁸ 725—950	(5÷8) · 10 ⁸ (0,5÷2,5) · 10 ⁸ 680—1000	(3÷8) · 10 ⁸ (1÷3,5) · 10 ⁸ 650—1000	(4÷7) · 10 ⁸ (0,5÷3,5) · 10 ⁸ 700—1000

Химический состав ультраметаморфогенных гранитоидов центральной части Алданского щита (%)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	64,77	70,63	73,33	69,51	72,93	69,56	70,62	74,39	65,84	70,57	72,34	71,54	63,84	69,65	74,15	68,70
TiO ₂	0,64	0,37	0,14	0,31	0,29	0,25	0,26	0,18	0,64	0,37	0,15	0,19	0,71	0,40	0,15	0,36
Al ₂ O ₃	15,14	14,31	13,99	15,07	13,78	15,43	14,91	13,23	14,42	14,80	14,03	15,02	15,14	14,22	13,78	15,09
Fe ₂ O ₃	2,03	1,55	0,72	1,21	1,12	1,33	1,26	0,76	1,59	1,27	0,89	0,68	2,57	1,70	0,71	1,42
FeO	3,52	1,25	0,68	1,25	0,82	0,93	0,90	0,86	3,81	1,38	0,97	1,07	3,36	1,36	0,45	0,32
MgO	2,77	1,04	0,41	1,00	0,42	0,79	0,67	0,26	2,89	0,95	0,47	0,60	3,12	1,38	0,37	1,16
CaO	4,68	2,25	1,40	2,47	1,63	2,00	1,84	1,20	4,09	1,83	1,30	1,83	5,15	3,02	1,37	2,73
Na ₂ O	3,81	3,60	3,56	3,80	3,55	3,87	3,77	3,31	3,75	3,37	3,67	3,73	3,87	3,83	3,55	3,82
K ₂ O	1,85	4,20	4,84	4,58	4,47	4,94	4,79	4,74	1,83	4,55	4,91	4,47	1,79	3,76	4,81	4,63
Сумма	99,21	99,20	99,07	99,20	99,01	99,20	99,02	98,93	98,86	99,09	98,73	99,13	99,55	99,32	99,34	98,23
n	99	69	48	95	23	50	73	25	32	23	15	27	40	30	22	68

1 — средний состав гранитоидов чарнокит-эндербитовой формации I этапа (3200—2900 млн. лет), развитых в виде стратифицированных тел в пределах верхнеалданской, федоровской серий и тимптоно-желтулинского комплекса; 2—4 — гранитоиды II этапа (2900—2600 млн. лет), развитые в пределах верхнеалданской и федоровской серий; 2 — мигматит-гранитовой формации, 3 — аляскитовой формации, 4 — формации кварц-полевошпатовых метасоматитов; 5—7 — гранитоиды гранитовой формации и метасоматиты III этапа (2000—1700 млн. лет); 5 — интрузивно-анатектические гранитоиды; 6 — кварц-полевошпатовые метасоматиты, 7 — среднее из 5 и 6; 8 — гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации интрузивно-реоморфических гранитов

и связанные с ними метасоматиты IV этапа (1700—1300 млн. лет); 9—12 — гранитоиды, развитые в пределах верхнеалданской серии; 9 — чарнокит-эндербитовой формации I этапа, 10 — мигматит-гранитовой формации II этапа, 11 — аляскитовой формации II этапа, 12 — кварц-полевошпатовые метасоматиты II этапа; 13—16 — гранитоиды, развитые в пределах федоровской серии; 13 — чарнокит-эндербитовой формации I этапа, 14 — мигматит-гранитовой формации II этапа, 15 — аляскитовой формации II этапа, 16 — кварц-полевошпатовые метасоматиты II этапа. 9—16 отражают эталонные типы пород. Составлена по материалам Г. М. Беляева, С. Д. Великославинского и Т. А. Павловой.

Таблица 65

Химический состав гранитоидов мигматит-гранитовой формации, развитых в пределах верхнеалданской серии Алданского щита (%) *

Компонент	Гранитоиды		Граниты	
	Граниты <i>n</i> = 2	<i>n</i> = 2	<i>n</i> = 3	Граниты <i>n</i> = 43
	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x} $\bar{x}_{0,95}$
SiO ₂	75,21	56,40	65,30	72,68 72,04—73,31
TiO ₂	0,24	0,81	0,60	0,30 0,25—0,35
Al ₂ O ₃	13,74	23,32	14,65	13,75 13,38—14,12
Fe ₂ O ₃	0,47	1,20	1,68	1,46 1,21—1,71
FeO	0,97	2,83	2,78	0,86 0,71—1,01
MnO	0,015	0,06	0,07	0,02 0,002—0,04
MgO	0,79	1,08	3,27	0,43 0,37—0,49
CaO	3,62	1,82	5,56	1,25 1,12—1,38
Na ₂ O	3,34	4,00	3,96	3,27 3,12—3,42
K ₂ O	1,01	6,86	1,38	5,11 4,88—5,34
P ₂ O ₅	0,04	0,13	0,18	0,04 0,02—0,06

* Составлена по материалам Т. А. Павловой, С. Д. Великославинского, Г. М. Беляева.

Таблица 66

Химический состав гранитоидов мигматит-гранитовой формации, развитых в пределах федоровской серии Алданского щита (%) *

Компонент	Эвтектическая часть (SiO ₂ > 66 %, <i>n</i> = 44)		Негомогенизированные гранитоиды за счет эндрейбитов (SiO ₂ < 66 %, <i>n</i> = 23)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
	SiO ₂	71,89	70,84—72,94	62,76
TiO ₂	0,27	0,22—0,32	0,69	0,61—0,77
Al ₂ O ₃	14,14	13,74—14,54	15,58	14,69—16,47
Fe ₂ O ₃	1,29	1,04—1,55	2,96	2,57—3,35
FeO	1,08	0,82—1,34	2,65	2,25—3,05
MnO	0,02	0,01—0,03	0,07	0,05—0,09
MgO	0,65	0,51—0,79	2,55	2,15—2,95
CaO	2,01	1,66—2,36	5,67	4,49—6,85
Na ₂ O	3,66	3,34—3,98	4,03	3,70—4,36
K ₂ O	3,92	3,29—4,55	2,33	1,68—2,98
P ₂ O ₅	0,09	0,05—0,13	0,19	0,14—0,19

* Составлена по материалам Т. А. Павловой, С. Д. Великославинского, Г. М. Беляева.

ним археем и средним протерозоем происходило устойчивое возрастание в продуктах ультраметаморфогенного гранитообразования и их дифференциатах содержания кремнезема и калия при закономерном уменьшении содержания магния, железа, титана и при более сложном поведении натрия, кальция и глинозема (см. рис.

Химический состав гранитов аляскитовой формации докембрия центральной части Алданского щита (%) *

Компонент	Калиевый ряд (n=51)		Натровый ряд (n=17)	
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
SiO ₂	73,89	73,25—74,54	73,11	71,88—74,34
TiO ₂	0,16	0,12—0,20	0,16	0,09—0,23
Al ₂ O ₃	13,50	13,21—13,79	14,28	13,69—14,87
Fe ₂ O ₃	0,97	0,73—1,21	0,81	0,43—1,19
FeO	0,61	0,46—0,76	0,68	0,39—0,97
MnO	0,004	0,002—0,006	0,009	0,004—0,014
MgO	0,27	0,22—0,32	0,58	0,30—0,86
CaO	1,04	0,96—1,12	2,16	1,71—2,61
Na ₂ O	3,11	2,93—3,29	4,17	3,82—4,52
K ₂ O	5,48	5,30—5,66	3,12	2,45—3,79
P ₂ O ₅	0,03	0,02—0,04	0,04	0,02—0,06

* Составлена по материалам Т. А. Павловой, С. Д. Великославинского, Г. М. Беляева.

53). Средние значения температур формирования ультраметаморфогенных гранитоидов рассматриваемых формаций, определенные Г. М. Беляевым в 1978 г. с помощью геотермометров Т. Барта, Л. Л. Перчука, А. Баддингтона и Офтелея, составляют соответственно для I, II, III и IV этапов гранитообразования — 800, 730, 685 и 615 °С.

Следует отметить, что при особом значении в мобилизации и концентрации рудных элементов продуктов и процессов палингено-метасоматического гранитообразования, метасоматической гранитизации и кремне-щелочного метасоматизма их роль в формировании гранитного слоя, а также состава и строения земной коры континентов в целом (см. рис. 51, табл. 61), по-видимому, незначительна — в целом подобные генетические типы гранитоидов составляют менее 10 % от общего объема гранитоидов. Главнейшая же роль в формировании гранитного слоя и образовании зональности земной коры принадлежала продуктам метаморфогенного и палингено-анатектического гранитообразования, которые в условиях инверсионно-складчатых стадий развития докембрия переходили в мобильное состояние, приводя в результате гравитационной неустойчивости больших масс гранитоидов к формированию обширных мигматит- и мигма-плутонов и в том числе к широко развитым явлениям диапиризма, в частности, и по механизму, отраженному на рис. 54. При этом в составе мигма-плутонов основная роль по объему перемещаемого вещества принадлежала интрузивно-анатектическим и интрузивно-реоморфическим типам гранитоидов (см. рис. 51). И именно явления интрузивного перемещения палингено-анатектических гранитоидных расплавов и диапир-реоморфизованных масс других типов гранитоидов, в том числе метаморфогенных, в стадию воздымания территорий являлись главней-

Геохимическая характеристика ультраметаморфогенных гранитоидов центральной части Алданского щита (г/г)*

По Г. М. Беляеву и др. (1982 г.)

Элемент	Гранитоиды I этапа				Гранитоиды II этапа					
	Эндербитовая формация				Мигматит-гранитовая формация		Аляскитовая формация		Формация кварц-полевошпатовых метасоматитов	
	эндербиты		чарнокиты							
	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$	\bar{x}	$\bar{x}_{0,95}$
Ba	620,8	498,6—743,0	884,7	709,0—1060,4	1017,0	892,3—1093,7	1248,3	1137,8—1325,7	921,6	807,5—993,6
Be	2,4	2,1—2,6	1,5	1,2—1,8	2,1	1,6—2,6	1,3	1,1—1,5	1,3	1,0—1,6
Cu	28,7	22,5—34,9	29,9	20,0—39,8	51,4	40,6—58,1	22,7	20,0—24,6	27,8	22,5—31,1
Co	17,1	14,7—19,5	11,2	9,1—13,3	8,6	7,5—9,7	5,8	5,1—6,5	5,9	5,0—6,5
Cr	110,9	90,0—131,8	57,9	38,5—77,3	41,4	37,9—43,6	39,6	37,3—41,2	38,2	34,7—41,7
Ga	23,6	22,3—25,0	22,3	20,7—23,9	23,9	22,6—24,7	22,5	21,8—23,0	22,7	21,0—24,5
M	851,5	741,1—962,0	527,1	372,5—681,7	263,0	235,3—280,1	212,6	188,1—229,7	301,6	224,0—350,6
Nb	13,7	11,9—15,5	8,9	7,3—10,5	10,6	9,0—11,6	11,4	8,7—13,3	6,4	5,3—7,1
Ni	37,5	29,1—46,0	21,4	14,9—27,9	18,5	15,7—20,2	19,3	16,3—21,4	30,6	24,2—34,6
Pb	11,7	10,4—13,0	12,1	9,7—14,5	16,8	15,3—17,7	18,1	15,8—19,7	18,6	18,4—20,0
Sc	21,8	11,7—31,9	7,9	4,6—11,2	5,3	4,4—5,9	2,6	1,9—3,1	5,1	3,8—6,0
Sn	2,3	0,7—3,9	4,2	2,4—6,0	4,4	3,6—4,9	1,9	1,4—2,3	2,1	1,53—2,5
Sr	337,3	147,7—527,0	511,8	240,3—783,3	373,2	312,5—410,5	475,9	398,2—530,3	361,5	283,1—411,0
Ti	5938,5	4800—7077	3282,4	2459,1—4105,7	2562,4	2223,7—2770,9	1401	1230,4—1520,4	1343,4	967,8—1580,3
Zn	116,5	108,3—124,7	66,9	37,8—96,0	32,6	24,6—37,5	14,0	9,1—17,4	12,4	6,9—15,8
Zr	220,5	157,7—283,3	202,5	145,8—259,2	233,0	205—250,3	153,0	133,2—166,9	141,7	114,9—158,6
V	148,0	114,5—181,5	77,4	55,0—99,8	45,1	38,4—51,8	34,5	31,5—36,6	29,6	23,6—33,4
V	26,3	22,1—30,5	17,3	10,0—24,6	15,5	12,7—17,2	14,0	9,4—17,2	23,9	13,9—30,2
Vb	2,2	1,9—2,5	1,5	0,9—2,1	1,2	1,0—1,3	1,6	1,1—2,0	3,0	1,6—3,9
n	26		17		33		46		38	

* Составлена по результатам количественного спектрального анализа (МВС), выполненного в ЛФМА ВСЕГЕИ. В выборку входят ре-

зультаты анализов гранитоидов, развитых в пределах верхнеалданской и федоровской серий.

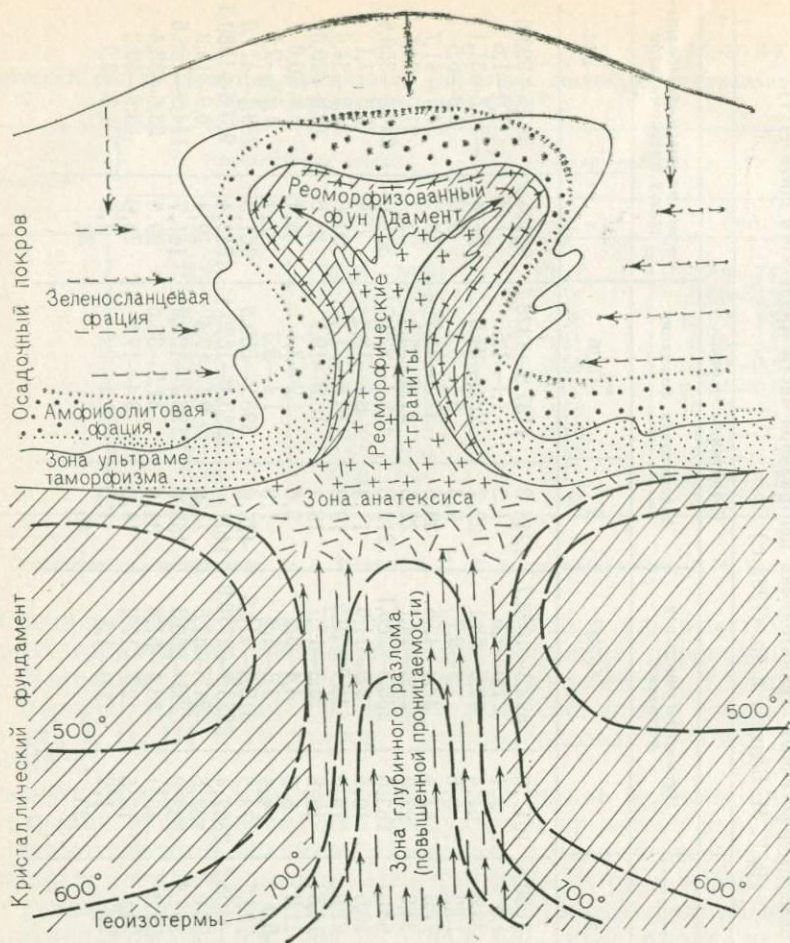


Рис. 54. Схема образования окаймления гнейсового купола. По Л. И. Салопу (1973 г.)

шими факторами в ранне-среднепротерозойской истории земной коры. Они приводили к обогащению зоны гранитизации гранитоидным веществом и к обеднению им зоны дегранитизации, будучи ведущими процессами формирования зональности земной коры в докембрии. Результатом их проявления явились образование и наращивание мощности гранитного слоя и одновременно с ним зоны дегранитизации и остаточо-замыкающей базификации с сопряженным развитием процессов соответствующего метасоматического и палингенно-метасоматического преобразования вещества (см. табл. 61 и 62, рис. 51).

Однако, если процессы палингенно-метасоматического и интрузивно-реоморфического гранитообразования наиболее характерны ранне-среднепротерозойским стадиям развития земной коры кон-

тинентов, а метасоматического гранитообразования и сопровождающих его комплементарных кремне-щелочного и магнезиально-железо-кальциевого метасоматизма — всей геологической истории земной коры сиалического типа, то явления палингенно-анатектического гранитообразования в целом характерны для раннедокембрийских стадий ее развития (см. табл. 63). Особо следует подчеркнуть при этом роль гранитоидного диапиризма, которая, как показал в 1981 г. Ф. Л. Летников, начиная с раннего протерозоя неуклонно возрастала. Этот процесс гранитоидного диапиризма посредством «всплывания» гравитационно неустойчивых масс гранитоидов различного генезиса, в том числе и очень древних, приводил и приводит к созданию бескорневых гранитоидных массивов в пределах как докембрийских, так и фанерозойских складчатых областей континентальной земной коры и окраинно-континентальных складчатых поясов на границе океан — континент.

Подчеркивая генетическое, петрологическое и петрогеохимическое разнообразие раннедокембрийских гранитоидов, следует обратить внимание как на факт унаследованности такими гранитоидами, независимо от их генезиса, как состава стратифицированных толщ в целом (см. табл. 65 и 66), так и состава вмещающих пород (см. табл. 65). С другой стороны, определенные формационные типы гранитоидов имеют свой петрохимический (см. табл. 63) и геохимический (см. табл. 68) облик.

Симатическое гранитообразование, связанное с фракционированием базальтоидных магм, а на ранних стадиях развития Земли и с непосредственным выплавлением магм среднего — кислого состава из протокры, является важным петрогенетическим процессом на протяжении всей истории формирования и развития земной коры. Особое значение оно имело на ранних стадиях развития как земной коры в целом (см. рис. 36, 41—48), так и каждой из геосинклинально-складчатых областей (рис. 55), приводя к образованию мощных вулканогенных андезито-базальтовых и риолито-андезито-базальтовых комплексов. Образование продуктов подобного симатического гранитообразования, в пределах развития которых наряду с риолито-андезитами могли иметь место и интрузивные фации гранитоидов, в том числе и граниты рапакиви, по-видимому, явилось важным фактором в формировании в среднем докембрии диоритового слоя земной коры. Последующая мобилизация гранитоидов симатического ряда в процессах ультраметаморфизма приводила к формированию гранитного слоя и вторичного переходного диоритового слоя в пределах зоны дегранитизации (см. табл. 61). Интенсивность разделения земной коры в процессе докембрийского гранитообразования на гранитный слой (зона гранитизации), переходный слой (зона дегранитизации) и базальтовый слой (зона базификации) резко возрастала по мере формирования мощных осадочных толщ песчано-сланцевого состава, усредненный состав которых все более приближался к гранодиоритовому по мере эволюции земной коры от аэоя к протерозою (рис. 56).

Начиная со среднего протерозоя ведущими процессами, опре-

Результаты дискриминантного анализа ультраметаморфогенных гранитоидов
Алданского щита, развитых в пределах верхнеалданской и федоровской серий *

Группа		Коэффициенты								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
Y _{2va}	Y _{2fd}	-57,912	-916,764	-190,668	43,114	47,197	973,767	337,828	350,228	117,68
Y _{2vnt}	Y _{3vnt}	-1,927	7,002	-0,115	-5,945	2,14	-3,852	-14,373	0,441	3,521
Y _{1va}	Y _{1fd}	-0,189	-4,399	-0,947	1,172	-0,901	5,485	0,754	0,094	-0,004
Y _{1va}	Y _{1st}	-3,659	30,061	-3,943	-6,698	-5,217	-55,217	-3,738	-2,129	-0,021
Y _{1fd}	Y _{1st}	-9,15	26,22	-2,451	-24,872	-5,726	168,982	-19,271	-7,538	-5,1
Y _{1va}	Y _{2va}	0,235	11,489	2,264	-0,731	-0,05	-13,05	-3,728	-1,811	-0,054
Y _{1fd}	Y _{2fd}	1,347	36,273	2,381	2,227	2,609	-45,33 ²	-6,913	-0,822	-2,811
Y _{1(va+fd)}	Y _{3(va+fd)}	-1,08	9,482	-0,849	-4,108	-4,561	82,646	-3,055	-0,213	-0,044
Y _{1(va+fd)}	Y _{2(va+fd)}	0,129	6,073	-0,661	0,663	-1,265	-1,818	-3,485	-0,572	-0,039

* Составлена С. Д. Великославинским по результатам силикатного и количественного спектрального анализом методом внешнего стандарта, выполненных во ВСЕГЕИ. Y₁, Y₂, Y₃, Y_{vnt} — гранитоиды соответственно эндербит-чарнокитовой, мигматит-гранитовой и аляскитовой формации эвтектического состава. Если результат расчета

меньше нуля, то объект относится к первой группе (см. первую графу, левую часть); пробы отобраны из стратотипических местностей развития серий Г. М. Беляевым, С. Д. Великославинским, Т. А. Павловой.

Группа		Коэффициенты												
		K ₂ O	P ₂ O ₅	Ba	Sr	Be	Mn	V	Tl	Zr	Pb	Cr	Ni	Ga
Y _{2va}	Y _{2fd}	191,061	-667,019	-0,149	0,457	-167,432	1,844	-5,888	-0,017	-0,19	0,413	4,115	-7,401	21,235
Y _{2ввр}	Y _{3ввр}	-2,371	-8,943	0,001	0,001	-3,713	0,010	0,223	-0,008	0,003	-0,095	-0,025	0,057	0,26
Y _{1va}	Y _{1fd}	-0,591	12,329	-0,003	0,001	0,402	-0,001	0,018	0	0	0,115	-0,013	-0,026	-0,042
Y _{1va}	Y _{1с.}	-2,475	-25,642	0,002	-0,004	-1,538	0,007	-0,088	-0,001	0,010	0,662	-0,074	0,185	0,043
Y _{1fd}	Y _{1st}	-4,946	-228,378	0,066	0,001	-3,12	-0,003	-0,002	-0,004	-0,052	-0,342	0,071	0,035	1,352
Y _{1va}	Y _{2va}	1,546	-44,482	0,005	-0,011	0,88	-0,02	-0,034	0,003	0,010	0,319	0,085	-0,054	0,064
Y _{1fd}	Y _{2fd}	3,439	-138,437	0,002	0,004	0,316	0,016	-0,075	-0,001	-0,009	0,327	-0,005	0,035	-0,232
Y _{1(va+fd)}	Y _{3(va+fd)}	0,699	-2,187	0,009	-0,001	-0,171	-0,016	-0,015	0,001	-0,019	0,501	-0,018	0,12	0,044
Y _{1(va+fd)}	Y _{2(va+fd)}	1,386	-11,878	0,002	0,001	0,14	-0,004	-0,007	0	-0,002	0,124	0,006	0,024	0,015

Группа		Коэффициенты						C	R, %	F _{Эмп}	F		D ²	n		
		Y	Zn	Sc	Co	Yb	Nb				Cu	0,05		0,02	1	2
Y _{2va}	Y _{2fd}	-5,123	1,937	-73,081	-7,227	-106,566	28,64	-2,806	-5019,12	0	18,6	4,5	9,4	20,27	19	16)
Y _{2ввр}	Y _{3ввр}	0,161	-0,046	0,722	0,818	1,033	-0,169	-0,051	-171,047	7,9	1,74	1,9	2,5	2,83	35	21
Y _{1va}	Y _{1fd}	0,014	0,005	0,013	0,067	-0,181	0,12	-0,015	-24 837	14,7	1,36	1,8	2,3	2,10	36	29
Y _{1va}	Y _{1st}	-0,018	-0,020	-0,363	0,787	-0,265	0,263	-0,089	-337,465	2,0	2,1	2,1	2,9	4,11	36	12
Y _{1fd}	Y _{1st}	1,604	-0,139	-0,021	0,131	-9,082	-0,848	0,204	-782,853	0	4,1	3,0	3,9	7,01	29	12
Y _{1va}	Y _{2va}	0,006	0,073	-0,409	-0,807	0,138	-0,058	0,004	50,018	0,2	8,5	1,85	2,4	5,88	36	23
Y _{1fd}	Y _{2fd}	0,406	-0,002	-0,468	0,333	-5,523	0,404	-0,043	144,267	0,1	7,9	1,9	2,6	6,1	29	25
Y _{1(va+fd)}	Y _{3(va+fd)}	-0,038	-0,082	0,185	-0,29	-0,0894	0,298	0,063	-95,421	0,1	14,7	1,7	2,1	6,35	65	21
Y _{1(va+fd)}	Y _{2(va+fd)}	-0,018	-0,021	-0,124	-0,010	-0,311	0,216	-0,006	16,476	0,7	17,3	1,6	1,9	4,932	65	48

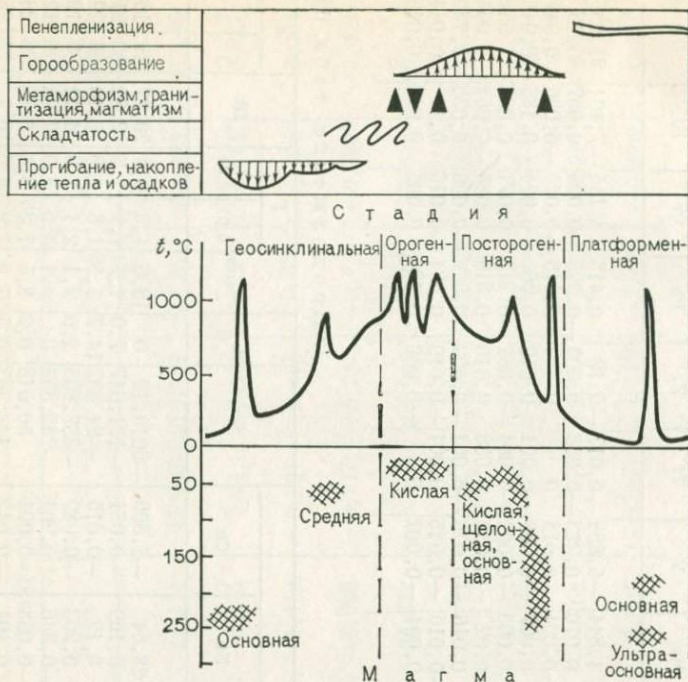


Рис. 55. Изменение температуры в земной коре и глубина зарождения магм разного состава в геосинклинально-складчатых областях. По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)

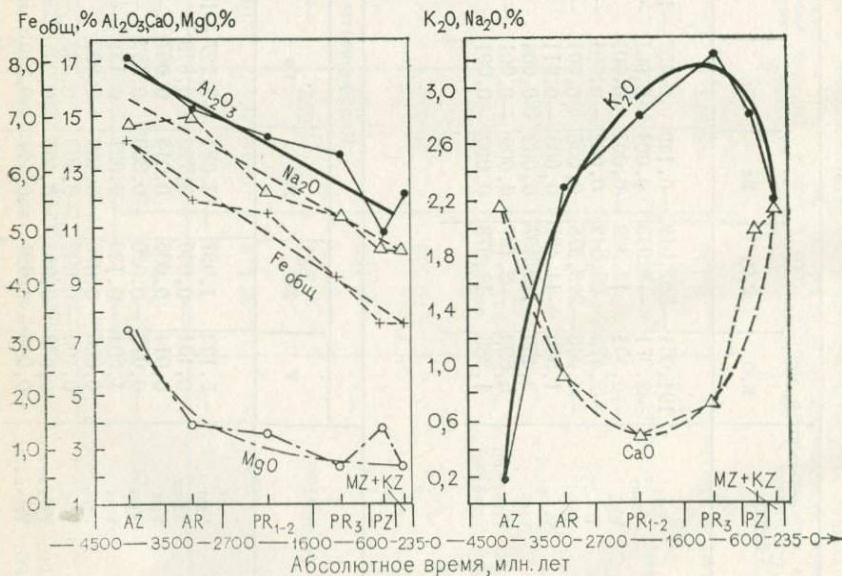


Рис. 56. Изменение во времени химического состава областей эрозии материков (справа — для K₂O и CaO в увеличенном масштабе). По А. Б. Ронову (1980 г.)

делявшими глобальные закономерности гранитоидного магматизма, являлись уже процессы кристаллизационной дифференциации, наиболее существенное влияние оказывавшие на поведение литофильных элементов, таких, как Li, Rb, Cs, Be, Nb, Ta, W, Sn, которые накапливались с летучими составляющими в остаточном расплаве, обогащая, соответственно, более поздние дифференциаты. Наименьшее влияние процессы кристаллизационной дифференциации оказывали на поведение Zr, Mo, Pb, Zn, Cu, Co, Ni, которые выделялись либо совместно с породообразующими минералами, либо в виде сульфидов. Другим фактором, определявшим геохимическую специализацию гранитоидов поздних стадий развития континентальной земной коры, являлась изначальная специализация сегментов коры (например, Среднеазиатского на бор, Северо-Восточного на олово и т. д.). Наиболее четко подобная специализация выявляется для литофильных элементов, в то время как халько- и сидерофильная специализация, как правило, выражается более локально и нередко на стадиях формирования отдельных комплексов и массивов гранитоидов. При этом выявляется определенная эволюционная направленность от ранних тектоно-магматических циклов к более поздним, выражающаяся в увеличении содержания калия и алюминия, повышении в целом литофильности гранитоидов и возрастании в пределах каждого из циклов более поздних типов гранитоидов. Хотя следует подчеркнуть, что проведенные ранее обобщения показали, что подобные закономерности в увеличении литофильности и калиевости гранитоидов начинают проявляться с мезозоя, а ранее — в позднепротерозойско-палеозойский этап развития континентальной коры гранитоидному магматизму, как и магматизму вообще, была свойственна гранитофобная тенденция [24]. Последнее заключение подтверждается и данными анализа продуктов эрозии континентов, отраженными на рис. 56.

Смена режима гранитоидного магматизма (см. рис. 55, табл. 46 и 47), характерная для позднего протерозоя — фанерозоя, была обусловлена в основном условиями зарождения гранитоидных расплавов. В зависимости от механизма генерации гранитоидных магм и места их зарождения — кора, верхняя мантия — образовывались различные генетические типы магматических (ортомагматических) гранитоидов, которые, в сущности, аналогичны геохимическим типам Л. В. Таусона и петрогеохимическим типам П. Г. Недашковского: базальтоидный, андезитовый, риодацит-гранитный, ультраметаморфический и палингенный, а также толеитового, андезитового, латитового, плюмазитового и агпайтового ряда (см. табл. 34).

Следует особо подчеркнуть роль гранитоидов орогенных стадий магматизма, связываемого Б. Г. Лутцем [20] непосредственно с мантийными источниками. Действительно, зональность верхних оболочек Земли, в частности существенно ахондритовый состав верхней протомантии (см. табл. 46, 47), явившейся основой формирования современной верхней мантии в соответствии с развиваемой моделью образования Земли, объясняет увеличение в общем

объеме гранитоидов начиная со среднего протерозоя удельного веса именно подобного генетического типа ортомагматических гранитоидов. Наиболее ранними продуктами рассматриваемого «мантийного гранитообразования» посредством выплавления из хондрит-ахондритового вещества протомантии (см. табл. 46 и 47) являлись граниты типа рапакиви.

Таким образом, процесс гранитообразования может и должен рассматриваться как комплекс сложных петрогенетических явлений, приведших к формированию земной коры. При этом на определенных стадиях развития земной коры и подвижных областей, а также в определенных структурных условиях доминирующими оказывались те или иные явления гранитообразования, которые наряду с определенной ритмичностью в истории Земли имели и четко выраженную эволюционную необратимость.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

Многие исследователи отождествляют архейские зеленокаменные пояса с древней океанической корой, занимавшей обширные территории и перекрывавшей протомантию в виде тонкого слоя (5—7 км), аналогами которой считаются мафит-ультрамафитовые породы южноафриканских зеленокаменных ассоциаций архея, характеризующиеся отсутствием сиалического фундамента. На стадии образования этих поясов, по мнению их исследователей, не существовало гранитной коры, которая создавалась в более поздние эпохи. А. Гликсон [28] считает, что обстановка формирования этих древних поясов весьма близка к обстановке современных срединноокеанических хребтов, основываясь при этом на составе толеитовых базальтов и возможной модели их выплавления. Однако, согласно данным Е. А. Долгинова, эти пояса тесно ассоциируют с подстилающими их гранулит-базитовыми комплексами, которые в пределах «...фундаментов шельфов, имеющих разную ширину, до начала образования океанов находились в областях размыва и являлись частями крупных поднятий, разделявших «истинно» континентальные области с мощным гранито-гнейсовым слоем» [13, с. 43]. К подобным же выводам приходит и А. Б. Ронов (рис. 57). Его расчеты свидетельствуют о том, что 3 млрд. лет назад вся площадь современных материков была занята геосинклиналями (рис. 58). Так, откуда же поступал терригенный материал в области прогибания, целиком «освоившие» в раннем докембрии площади наших материков?

Л. И. Красным в 1982 г. получены новые данные, свидетельствующие в пользу того, что часть областей Тихого океана обладает корой континентального типа. Реликтами крупных поднятий гранулит-базитовых комплексов, «уничтоженных» в процессе образования современных Индийского и Атлантического океанов, вероятно, являются гранулитовые плато Роккол, Мальгашское, большая часть Сейшельского возможно, о-в Кергелен. На вероятность та-

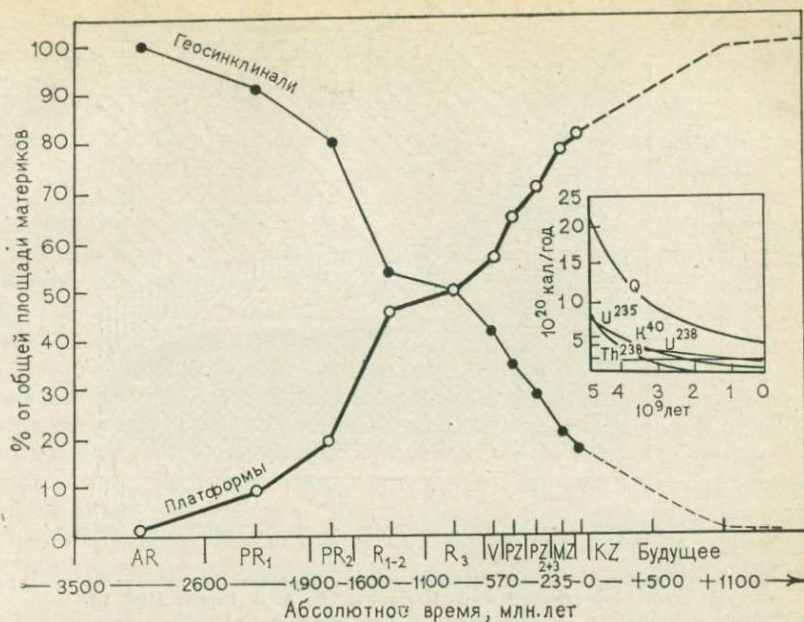


Рис. 57. Сокращение площади геосинклиналей и рост платформ в пределах современных материков. По А. Б. Ронову (1980 г.). На врезке показано выделение радиогенного тепла Земли в прошлом. По Г. В. Войткевичу (1977 г.)

ких древних поднятий, называемых Е. А. Долгиновым «межматериковыми», указывали геологи, изучавшие как древние, так и молодые структуры пассивных окраин.

Важным подтверждением наличия в докембри в пределах океанических сегментов поднятий являются факты, указывающие на поступление терригенного материала в разные эпохи геологической истории на материке с пространств, занятых сейчас водами океанов — Индийского и Атлантического. К числу этих фактов относятся огрубление и увеличение пестроты первичного состава регионально развитых парагенейсовых катархейских толщ в направлении к окраинам континентов и особенно к островным массивам (Мадагаскар и Шри-Ланка) и появление в них своеобразной углеродисто-железисто-марганценовой ассоциации (кондолитовой формации), соответствующей, видимо, наиболее мелководным условиям раннеархейской седиментации [13]. Поступление терригенного материала со стороны структур, располагавшихся за пределами современных материков, отмечено в протерозойских толщах дамарид, западных конголид Африки, каледонид Северной Америки и Великобритании, в нижнепалеозойских толщах Южной и Юго-Восточной Африки. Установлено также, что движение ледников и снос терригенного материала в каменноугольное — пермское время происходили на окраины Южной Африки и бразильскую окраину Южной Америки. Примером современного поднятия является

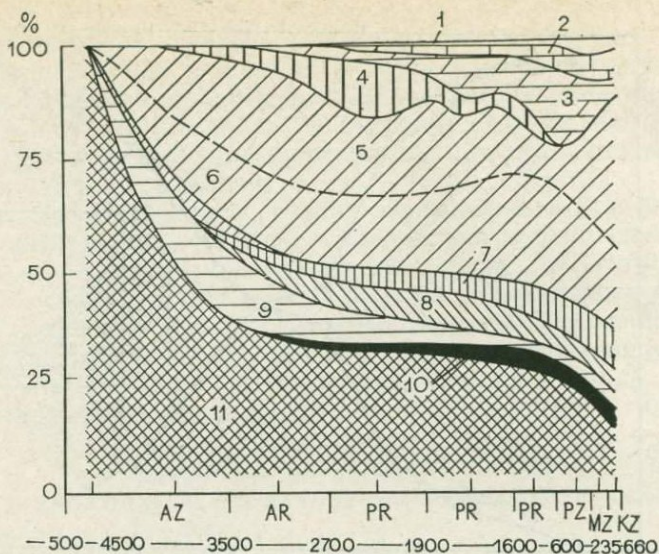


Рис. 58. Схема эволюции литологического состава осадочных и вулканических пород об-
ластей осадконакопления материков. По А. Б. Ронову (1980 г.).

Породы: 1 — эвалориты, 2 — известняки, 3 — доломиты, 4 — джеспилиты, 5 — глины
и их метаморфические эквиваленты, 6 — кварциты, 7 — кварцитовые пески, 8 — арко-
зы, 9 — граувакки, 10 — наземно-вулканогенные, 11 — подводно-вулканогенные

ся Исландия с ее глубоким (50 км) корнем «субокеанической коры». А. Ритман и Э. Польдерваарт считали подобные поднятия соизмеримыми по площади с современными океанами, что находит подтверждение и в распределении фаций древнейших метаосадочных пород [13]. С этих позиций архейские зеленокаменные пояса, локализованные в пределах шовных зон сочленения океанических и континентальных структур, могут рассматриваться как остаточные зоны «законсервированной» древней океанической коры, которая в пределах самих «океанов» или была эродирована в процессе неоднократных поднятий, имевших место в их истории развития, или перекрыта современной океанической корой. Такая «остаточная» древняя океаническая кора в пределах зон сочленения океанических и континентальных структур продолжала свою, но уже качественно иную жизнь — жизнь окраинно-континентальных поясов докембрийской складчатости рекуррентно-деструктивного типа развития со всеми присущими им закономерностями эволюции, детально рассмотренными Е. А. Долгиновым в ряде своих работ.

Б. Г. Лутц в результате анализа закономерностей современного океанического магматизма приходит к заключению, что магматическая активность в пределах океанов обусловлена необходимостью накопления достаточно мощного теплоизолирующего осадочного чехла и что таковой сформировался только к концу мезозоя. Отсюда вывод о неповторимости современной или типа современной океанической коры в прошлом. Однако, как было показано

ранее, только вклад одной лишь космической составляющей на протяжении фанерозойской жизни океанов привел бы к образованию многокилометровых толщ рыхлых пород — аналогов осадочных образований и, как следствие, к аккумуляции тепла, необходимого для развития поверхностного магмообразования в пределах океанических сегментов. Следовательно, есть основания искать следы былого глобального океанического вулканизма, наращивавшего океаническую кору и раньше, тем более, что следы ее эрозии на протяжении как докембрийской, так и фанерозойской истории развития Земли установлены достаточно точно [13]. Но так или иначе, а структуры океанов не находят удовлетворительного объяснения, хотя большинство исследователей и сходятся во мнении об их «первичном» происхождении и развитии параллельно с материками [1, 20]. Это обстоятельство заставляет более пристально рассмотреть закономерности вулканизма архейских зеленокаменных поясов с позиции его эволюции в истории развития Земли, поскольку именно в его продуктах «запечатлена» докембрийская история вулканизма архейских зеленокаменных поясов не только структур рекуррентно-деструктивного развития окраинно-континентальных поясов докембрия, но и древней коры океанического типа.

А. Гликсон [28], подытоживая накопленные данные, приходит к заключению о разделении зеленокаменных поясов архея по крайней мере на древние (3,5—3,2 млрд. лет) и молодые (2,8—2,5 млрд. лет), которое фиксируется, в частности, крупным несогласием и внедрением натровых гранитов. К «древним» зеленокаменным ассоциациям, для которых не установлено сиалического фундамента, им отнесены: 1) нижняя толща серии Онвервахт (массив Трансвааль в Южной Африке), 2) серия Себаквай (Родезийский массив в Южной Африке), 3) часть вулканитов Коларского пояса (Индийский щит), 4) пояса Кулгарди — Каргурли, нижняя толща серии Варравуна в Западной Австралии, 5) комплекс Исуа (Западная Гренландия). К более «молодым» зеленокаменным ассоциациям им отнесены: 1) верхняя толща серии Онвервахт, 2) серия Булавайо (Родезийский щит), 3) серия Дхарвар (Индийский щит), 4) верхняя толща серии Варравуна (Западная Австралия). Несмотря на большой фактический материал, положенный в основу подобного разделения, оно тем не менее дискуссионно, в частности в отношении отнесения верхней толщи серии Онвервахт к «молодым» разрезам, а также положения многих разрезов Западной Австралии, которые по строению и составу пород близки к «древним» ассоциациям, хотя по радиологическим данным и относятся к «молодым».

Для выявления закономерностей петрохимической эволюции вулканизма архейских зеленокаменных поясов было произведено обобщение всей доступной аналитической информации. Было собрано после соответствующей отбраковки более 1300 силикатных анализов вулканитов главнейших зеленокаменных поясов архея (Южная Африка, Канада, Индия, Балтийский щит и др.). Эти

Система Свазиленд зеленокаменного пояса Барбертон (Южная Африка)
По Х. Аллсоппу, М. Хикману, Б. Жану и др. (1974 г.)

Серия	Толща	Формация, свита	Радиологический возраст (млрд. лет), метод	Состав, мощность
Модис	—	—	—	Граувакки, кварциты, песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы, джеспилиты, амигдалонды (3140 м)
Фиг-Три	—	—	$2,98 \pm 0,02$ (Rb-Sr)	Граувакки, сланцы, джеспилиты, алевролиты, трахиты, кремнистые породы, туфы, агломераты (2150 м)
Онвер-вахт	Верхняя	Сварт-коппи	—	Серые и зеленые сланцы, риолиты, дациты, базальты, кремнистые породы, туфы (915 м)
		Кромберг	$3,23 \pm 0,03$ (Pb-Pb) $3,29 \pm 0,05$ (U-Pb)	Толейтовые базальты, риолито-дациты, пирокласты, кремнистые и карбонатно-кремнистые породы (1920 м)
		Хутеног	3,40 (Pb=изохр.) $3,38 \pm 0,02$ (Rb-Sr)	Толейтовые базальты, дациты, риолито-дациты, риолиты с прослоями полосчатых железистых пород, кремнистых пород, агломераты, туфы (4848 м) Мидл-Маркер горизонт кремнистых сланцев (несогласие)
	Нижняя (ультрамафитовая)	Комати	$3,50 \pm 0,02$ (Rb-Sr) $3,54 \pm 0,03$ (Sm-Nd)	Перидотитовые коматиты, базальтовые коматиты типа Барбертон и Бадплас, в подчиненной степени толейтовые базальты (3506 м)
		Тизпрут	—	Базальтовые коматиты всех типов, толейтовые базальты и перидотитовые коматиты (1890 м)
		Сандспрут	—	Перидотитовые коматиты, базальтовые коматиты всех типов, в подчиненной степени толейтовые базальты (2134 м)

Вулканическая серия Блейк-Ривер «молодого» зеленокаменного пояса Абитиби (Канадский щит)

По А. М. Гудвину (1977 г.)

Свита	Состав, мощность
Норанда	Известково-щелочные и толеитовые базальты и андезиты, дациты, риолиты (5000 м)
Мизема	Известково-щелочные андезиты и базальты с подчиненным развитием дацитов и риолитов (8000 м)
Гаррисон	Толейитовые, редко известково-щелочные, иногда железистые базальты с подчиненным развитием андезитов, в верха — дациты (13 000 м)
Боуман	Высокомагнезиальные базальты, толеитовые базальты с покровами перидотитовых коматитов, в верхах туфы — дацитов (6000—7000 м)

данные были обработаны Е. В. Гапошиной и Б. Д. Дворкиной методом главных компонент и представлены в виде факторной диаграммы (рис. 59). При этом в качестве типоморфных ассоциаций, возраст которых доказан достаточно определенно, были приняты вулканы нижней толщи серии Онвервахт с возрастом 3,5 млрд. лет и более (петротип «древних» зеленокаменных поясов — табл. 70), вулканы верхней толщи серии Онвервахт с возрастом 3,4—3,2 млрд. лет (петротип среднеархейских зеленокаменных поясов — табл. 70) и вулканы зеленокаменных поясов Канады с возрастом 2,8—2,5 млрд. лет (петротип «молодых» архейских зеленокаменных поясов — табл. 71, 72), выборочные средние химических составов которых отражены в табл. 73—75.

Несмотря на то что факторный анализ не выявил наличия значимых различий между однотипными по химическому составу, но разновозрастными породами, его результаты однозначно свидетельствуют об определенных эволюционно-генетических закономерностях формирования вулканитов зеленокаменных поясов архея. Расположение полей фигуративных точек «древних» зеленокаменных поясов имеет в целом Y-образную форму, объединяясь двумя трендами изменчивости состава пород — трендами I—I и II—II, которые расположены почти под прямым углом друг к другу, имея при этом прерывистый характер. В направлении тренда I—I происходит уменьшение содержаний MgO и Fe_2O_3 при увеличении содержаний Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O в направлении от перидотитовых коматитов к толеитовым базальтам через базальтовые коматиты. Между полями перидотитовых коматитов и базальтовых коматитов выявляется отчетливый разрыв, в то время как поля базальтовых коматитов всех типов и толеитовых базальтов сближены между собой, отчетливо пересекаясь друг с другом и фиксируя указанный тренд изменчивости состава I—I. Тренд II—II, вы-

«Молодой» зеленокаменный пояс Вермилльон (Канадский щит)
По К. Дж. Шульцу (1980 г.)

Формация (свита)	Подсвита, мощность (м)	Состав (в порядке убывающей распространенности)	Особенности химического состава
Ньютон-Лейк (более 2300 м)	Мафическая (более 1300)	Лавы основного состава, пиллоу и массивные, силлы пород основного — ультраосновного состава, туфы среднего до основного состава, железистые кварциты, кремнистые мраморы	Пять отчетливо различающихся типов базальтов
	Фельзическая (более 1000)	Туфы кислого и среднего состава, лавы кислого состава, граувакки, кремнистые мраморы, железистые кварциты	Известково-щелочной андезит-дацитовый состав
Найф-Лейк (4500 м)	(4500)	Туфы кислого и среднего состава, граувакки, сланцы, конгломераты, железистые кварциты, основные лавы	Преимущественно известково-щелочный дацит
Лейк-Вермилльон (более 3000 м)	Граувакковая (?)	Граувакки, туфы кислого и среднего состава	Пирокластический материал, в основном дацитовый
	Вулканокластическая кислая	Дацитовые туфы и агломераты, частично переработанные	

Формация (свита)	Подсвита, мощность (м)	Состав (в порядке убывающей распространенности)	Особенности химического состава
Лейк-Вермильон (более 3000 м)	Вулканокластическая (?)	Туфобрекчии кислого до среднего состава, туфопесчаники	Пирокластический материал, в основном дацитовый
	Базальтовая (?)	Покровы базальтов, подушечные до массивных	
Илай (6750 м)	Верхняя (3600)	Лавы основного состава подушечные до массивных, сопутствующие диабазы, пирокластиты среднего состава до основных, железистые кварциты, фельзиты, дациты	Толентовые базальты, базальтовый вулканизм одновременен с известково-щелочным площадного распространения
	Судан (железородная формация — 150)	Железистые кварциты, туфы среднего состава до основного, пиллоу-лавы, диабазы	
	Нижняя (3000)	Амигдолоидные пиллоу-лавы основного до среднего состава, диабазы, кварциты, пирокласты кислого состава, железистые кварциты	

Химический состав вулканических пород типоморфных архейских зеленокаменных поясов (%)*

Компонент	«Древний» (3,5 млрд. лет и более)							Переходный (?) (3,4—3,2 млрд. лет)			«Молодой» (2,8—2,5 млрд. лет)			
	Серия Онвервайт системы Свазиленд пояса Барбертон (Южная Африка)													
	Нижняя толща							Верхняя толща			Канадский шит			
	Коматиты					Толейтовые базальты	Кислые вулканы	Перидотитовые коматиты	Толейтовые базальты	Кислые вулканы	Ультрамафиты	Базальты	Вулканыты	
	Перидотитовые	Базальтовые типа											среднего состава	кислого состава
Барбертон		Бадплас	Джелук	Средний										
SiO ₂	46,29	53,98	53,83	49,64	52,32	53,53	76,28	47,34	51,95	66,40	48,67	51,07	56,04	68,97
TiO ₂	0,38	0,79	0,55	0,44	0,59	1,76	0,38	0,40	0,82	1,09	0,47	1,42	1,27	0,46
Al ₂ O ₃	3,05	9,50	5,39	9,22	8,25	13,63	15,89	5,17	13,55	14,79	7,90	14,51	15,64	15,26
Fe ₂ O ₃	5,93	1,48	0,99	1,40	1,31	1,87	0,35	3,75	2,39	1,18	2,63	2,89	2,22	1,51
FeO	5,56	9,85	8,83	9,39	9,39	9,29	0,94	8,91	8,77	5,30	8,02	9,47	7,38	2,34
MnO	0,18	0,21	0,27	0,18	0,21	0,18	0,01	0,21	0,19	0,06	0,22	0,17	0,58	0,06
MgO	33,40	10,78	15,70	20,30	15,70	6,99	0,73	27,87	8,71	2,93	23,19	7,47	5,17	2,08
CaO	4,92	10,68	13,05	8,84	10,66	9,28	0,68	5,72	10,40	2,25	8,01	10,24	8,40	3,13
Na ₂ O	0,18	2,41	1,20	0,50	1,36	3,07	2,72	0,51	2,66	2,25	0,75	2,24	2,75	4,17
K ₂ O	0,04	0,26	0,08	0,04	0,14	0,37	1,97	0,08	0,50	3,80	0,08	0,47	0,50	1,97
Сумма	99,93	99,94	99,89	99,95	99,93	99,97	99,95	99,96	99,94	100,05	99,94	99,95	99,95	99,48
n	46	15	12	16	43	13	7	5	22	7	148	561	98	187

* Составлена Е. В. Гапошиной и Б. Д. Дворкиной.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород „древних“

По Ц. Бруксу, А. Глик-

№ п/п	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1	46	42,35/46,29 0,83 (1,49)	0,35 (0,38) 0,10 (0,28)	2,80 (3,05) 0,27 (0,68)	5,40 (5,93) 0,58 (1,55)	5,1 (5,56) 0,60 (1,41)
2	43	51,15 0,96	0,60 0,06	8,80 3,18	1,31 0,18	9,23 0,64
3	15	52,36/53,98 1,63 (2,98)	0,77 (0,79) 0,10 (0,23)	9,22 (9,50) 0,69 (1,32)	1,43 (1,48) 0,33 (0,67)	9,55 (9,85) 0,73 (1,43)
4	12	52,75/53,83 0,10 (1,33)	0,54 (0,55) 0,11 (0,14)	5,28 (5,39) 0,43 (0,56)	0,97 (0,99) 0,32 (0,42)	8,65 (8,83) 0,55 (0,70)
5	16	48,75/49,64 0,90 (2,74)	0,43 (0,44) 0,04 (0,10)	5,64 (9,22) 3,73 (1,82)	1,38 (1,40) 0,26 (0,43)	9,21 (9,39) 1,82 (5,01)
6	13	52,49/53,53 1,36 (2,12)	1,76 (1,78) 1,73 (1,47)	13,35/13,63 1,0 (1,68)	1,83 (1,87) 0,55 (0,83)	9,12 (9,29) 1,47 (2,10)
7	7	74,33/76,28 8,60 (8,71)	0,37 (0,38) 0,16 (0,20)	15,39/15,89 5,30 (0,25)	0,34 (0,35) 0,16 (0,20)	0,90 (0,94) 0,52 (0,62)
8	22	50,11/51,95 0,56 (1,11)	0,79 (0,82) 0,11 (0,25)	13,07/13,55 1,13 (2,40)	2,31 (2,39) 0,35 (0,70)	8,47 (8,77) 0,57 (1,26)
9	7	63,58 (66,4) 6,28 (0,79)	1,04 (1,09) 0,84 (0,88)	14,11/14,74 2,59 (2,91)	1,13 (1,18) 0,57 (0,66)	5,18 (5,30) 5,17 (0,29)
10	35	50,96 0,35	1,13 0,29	13,17 0,38	2,14 0,14	8,70 0,30
11	14	68,95 2,60	0,70 0,19	14,75 1,20	0,74 0,16	2,96 1,21
12	8	46,85/48,05 2,03 (1,43)	0,81 (0,82) 0,24 (0,24)	12,77/13,07 2,90 (2,88)	1,71 (1,75) 0,45 (0,45)	10,63 (10,93) 1,22 (1,45)
13	11	43,99/46,98 2,55 (2,03)	1,45 (0,90) 0,30 (0,51)	6,99 (7,37) 1,73 (2,76)	2,61 (2,81) 0,70 (1,21)	8,93 (9,49) 1,89 (2,88)

1—9 — серия Онвервайт системы Свазилэнд зеленокаменного пояса Барбертон (Южная Африка): 1—7 — типоморфная толща «древних» зеленокаменных поясов [1 — перидотитовые коматиты, 2—5 — базальтовые коматиты (2 — средний базальтовый коматит, 3 — тип Барбертон, 4 — тип Баддлас, 5 — тип Джелук), 6 — толеитовые базальты, 7 — вулканиты кислого состава]; 8—9 — верхняя толща, условно включаемая в «древние» пояса (8 — толе-

(3,2—3,5 млрд. лет) зеленокаменных поясов (%)
сону (1979 г.)

Таблица 74

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
0,16 (0,18) 0,09 (0,02)	30,56 (33,4) 1,63 (4,00)	4,51 (4,92) 0,71 (1,80)	0,17 (0,18) 0,06 (0,20)	0,035 (0,04) 0,015 (0,04)
0,21 0,02	14,86 1,46	10,34 0,64	1,44 0,34	0,14 0,06
0,21 (0,21) 0,01 (0,03)	10,45 (10,78) 0,42 (0,87)	10,36 (10,68) 0,79 (1,59)	2,35 (2,41) 0,42 (0,80)	0,26 (0,26) 0,12 (0,23)
0,27 (0,27) 0,13 (0,18)	15,44 (15,7) 0,59 (0,18)	12,79 (13,05) 0,57 (0,68)	1,11 (1,20) 0,29 (0,39)	0,08 (0,08) 0,02 (0,03)
0,18 (0,18) 0,02 (0,02)	19,98 (20,3) 0,99 (2,51)	8,63 (8,84) 0,55 (1,43)	0,49 (0,50) 0,37 (0,63)	0,04 (0,04) 0,02 (0,02)
0,18 (0,18) 0,02 (0,05)	6,85 (6,99) 0,70 (1,07)	9,09 (9,28) 0,42 (0,87)	3,01 (3,07) 0,66 (0,98)	0,36 (0,37) 0,30 (0,47)
0,015 (0,01) 0,005 (0,01)	0,71 (0,73) 0,48 (0,56)	0,76 (0,78) 0,75 (0,69)	2,75 (2,72) 2,74 (2,23)	1,92 (1,97) 0,98 (1,10)
0,18 (0,19) 0,01 (0,03)	8,4 (8,71) 1,00 (2,16)	10,04 (10,40) 0,52 (1,12)	2,56 (2,66) 0,31 (0,69)	0,48 (0,50) 0,23 (0,51)
0,06 (0,06) 0,02 (0,03)	2,78 (2,93) 1,24 (1,47)	2,17 (2,25) 1,77 (2,07)	1,23 (2,25) 1,22 (2,66)	3,67 (3,80) 2,70 (3,05)
0,18 0,007	7,85 0,37	9,70 0,20	2,72 0,15	0,44 0,09
0,04 0,009	1,75 0,39	1,37 0,44	2,40 0,73	2,79 0,62
0,41 (0,41) 0,14 (0,15)	12,72 (13,11) 4,27 (4,67)	9,58 (9,82) 1,39 (1,41)	1,69 (1,72) 0,64 (0,65)	0,25 (0,26) 0,04 (0,06)
0,20 (0,22) 0,02 (0,06)	21,03 (22,8) 3,73 (7,69)	8,19 (8,61) 2,20 (3,32)	0,53 (0,56) 0,28 (0,45)	0,18 (0,20) 0,08 (0,14)

товые базальты, 9 — вулканиты кислого состава); 10 — средний толеитовый базальт серии Онвервайт; 11 — средний вулканит кислого состава серии Онвервайт; 12 — базальтовые коматиты Коларского пояса Индии; 13 — коматиты Балтийского щита. В числителе — величина выборочного среднего арифметического, в знаменателе — стандартного отклонения. Все данные рассчитаны по результатам химических анализов с учетом P₂O₅, H₂O⁺, H₂O⁻. CO₂ в скобках — величины, приведенные к 100% без учета этих компонентов.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород «молодых»

По И. И. Абрамовичу и

Порода	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Ультрамафиты	148	46,31 (48,67) 2,10 (3,32)	0,45 (0,47) 0,08 (0,21)	7,58 (7,90) 1,78 (3,68)	2,48 (2,63) 0,48 (1,19)
Базальты	561	49,54 (51,07) 0,54 (2,59)	1,38 (1,42) 0,42 (1,73)	14,08 (14,51) 0,62 (2,58)	2,91 (2,89) 1,02 (2,34)
Андезиты и андезито-базальты	98	52,78 (56,04) 0,91 (4,43)	1,20 (1,27) 0,09 (0,46)	14,72 (15,64) 0,5 (2,81)	2,11 (2,22) 0,24 (1,25)
Вулканыты кислого состава	187	67,37 (68,97) 2,61 (2,66)	0,45 (0,46) 0,10 (0,27)	14,96 (15,26) 0,55 (1,36)	1,47 (1,51) 0,44 (1,06)

Примечание. В числителе — величина выборочного среднего арифметического, в знаменателе — стандартного отклонения, рассчитанные по результатам химических анализов с учетом P₂O₅, H₂O+, H₂O-, CO₂, в скобках — приведенные к 100% без их учета.

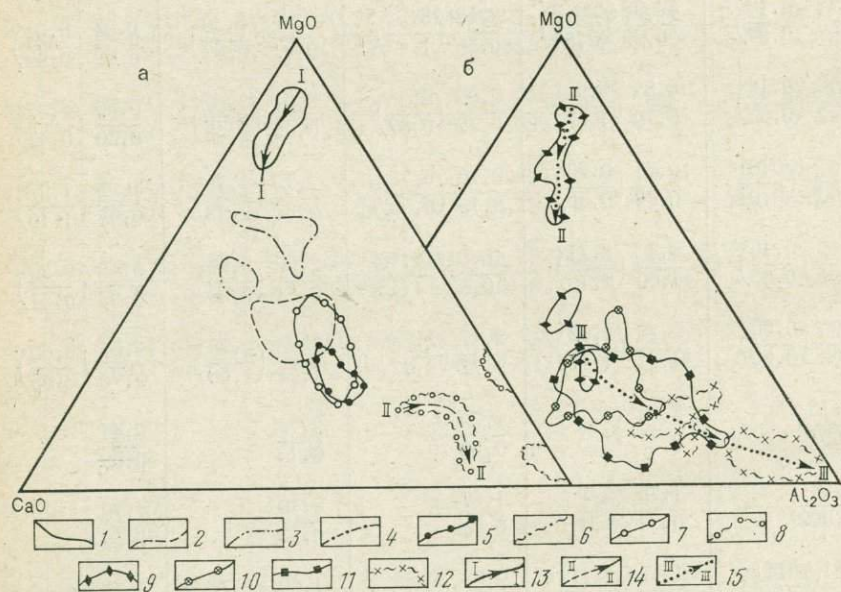


Рис. 60. Петрохимическая диаграмма CaO—MgO—Al₂O₃ для вулканогенных пород архейских зеленокаменных поясов, в основу которой положены данные 313 анализов: а — «древних» поясов, б — «молодых» поясов

1—8 — серия Онвервахт зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Америка (1—6 — нижняя толща, 7—8 — верхняя толща): 1 — перидотитовые коматиты, 2—4 — базальтовые коматиты (2 — типа Барбертон, 3 — типа Баддлас, 4 — типа Джелук), 5 — толеитовые базальты, 6 — вулканыты кислого состава, 7 — базальты, 8 — вулканыты кислого состава; 9—12 — зеленокаменные пояса Канады: 9 — ультрамафиты, 10 — базальты, 11 — андезиты, андезито-базальты, 12 — вулканыты кислого состава; 13—15 — направления изменчивости состава, интерпретируемые как тренды магматической дифференциации для вулканытов: 13 — нижней толща, 14 — верхней толща, 15 — Канады

(2,5—2,8 млрд. лет) зеленокаменных поясов Канадского щита (%)

Б. Д. Дворкиной (1974 г.)

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
7,66 (8,02) 0,73 (1,40)	0,20 (0,22) 0,04 (0,14)	21,81 (23,19) 4,31 (9,99)	7,70 (8,01) 1,68 (3,45)	0,73 (0,75) 0,35 (0,74)	0,08 (0,08) 0,02 (0,07)
9,16 (9,47) 0,60 (2,46)	0,16 (0,26) 0,06 (0,07)	7,24 (7,47) 0,48 (1,98)	9,94 (10,24) 0,46 (1,91)	2,17 (2,24) 0,20 (0,82)	0,46 (0,47) 0,08 (0,34)
6,97 (7,33) 0,44 (2,22)	0,56 (0,58) 0,14 (0,78)	4,86 (5,17) 0,33 (1,75)	7,91 (8,40) 0,40 (2,18)	2,59 (2,75) 0,14 (0,83)	0,47 (0,50) 0,08 (0,41)
2,28 (2,34) 0,65 (1,56)	0,05 (0,06) 0,02 (0,05)	2,03 (2,08) 0,63 (1,46)	3,04 (3,13) 0,96 (2,24)	4,07 (4,17) 0,65 (1,52)	1,93 (1,97) 0,81 (1,87)

знаменателе — стандартного отклонения, рассчитанные по результатам химических анали-

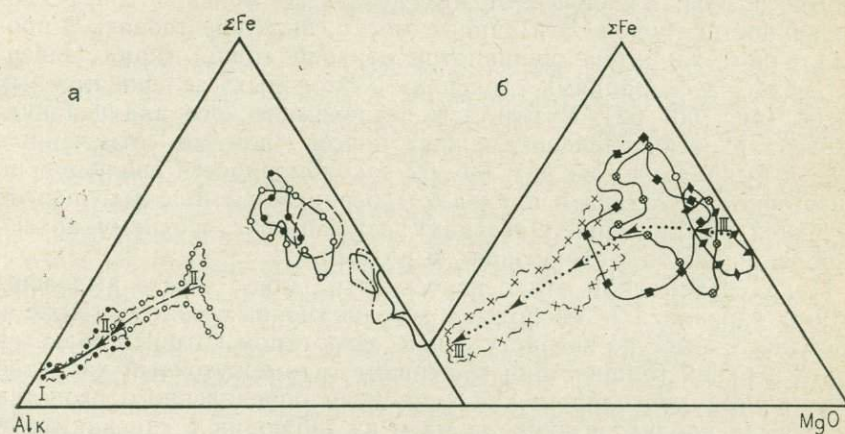


Рис. 61. Петрохимическая диаграмма для вулканогенных пород архейских зеленокаменных поясов в координатах Alk—Fe—MgO. Условные обозначения см. рис. 60. Alk — суммарное содержание Na₂O и K₂O; ΣFe — суммарное содержание Fe₂O₃ и FeO

являющий изменчивость составов базальтов и вулканытов кислого состава, может быть проведен лишь чисто условно из-за значительного разрыва между полями фигуративных точек толеитовых базальтов и кислых вулканытов. Подобная же бимодальность вулканической ассоциации наблюдается и на других петрохимических диаграммах.

Для вулканытов «молодых» зеленокаменных поясов также является общий тренд изменчивости состава пород, имеющий U-образный характер, но в отличие от «древних» поясов практи-

чески не фиксирующий разрыва в химическом составе вулканитов «молодых» ассоциаций (тренд III—III). Так, у пород «молодых» поясов разрыв между полями распространения фигуративных точек ультрамафитов и базальтов отсутствует; последние частично перекрываются между собой и, как и для образований «древних» поясов, фиксируют общий тренд изменчивости III—III, отражающий уменьшение содержаний MgO и Fe₂O₃ при увеличении — Al₂O₃, TiO₂, Na₂O. При этом, как и для «древних» ассоциаций, собственный тренд изменчивости базальтов перпендикулярен в этой части обобщенному тренду III—III. Поля распространения фигуративных точек базальтов и вулканитов кислого состава объединяются в единую полосу через промежуточное поле андезитов и андезито-базальтов, тренд которой (III—III) в этой части диаграммы отражает закономерное уменьшение содержаний FeO и CaO при увеличении содержаний K₂O и кремнезема, сопровождаемое постепенным снижением содержаний глинозема и Na₂O. Собственные тренды изменчивости вулканитов кислого состава и базальтов в целом совпадают с обобщенным трендом III—III.

Распределение полей вулканитов верхней толщи серии Онвервахт близко к распределению таковых для «молодых» зеленокаменных поясов, отличаясь от них несколько меньшей дифференцированностью пород. Эти данные могут свидетельствовать о промежуточном характере вулканитов верхней толщи серии Онвервахт между ассоциациями «древних» и «молодых» зеленокаменных поясов (рис. 60—62). Результаты петрохимического анализа вулканитов архейских зеленокаменных поясов помимо отмеченных выше и выявляемых из рис. 60—62 закономерностей эволюции их вещественного состава в пределах «древних» и «молодых» поясов и верхней толщи серии Онвервахт, относимой к среднему архею, позволяют прийти к следующим выводам:

1) на современном этапе изученности могут быть выделены помимо «древних» и «молодых» зеленокаменных поясов также и «промежуточные» по возрасту пояса, петротипом которых является разрез верхней толщи серии Онвервахт (промежуточный характер таких поясов проявляется как в наличии определенного сходства петрохимии продуктов вулканизма и их эволюции с «древними» и «молодыми» поясами, так и во времени их формирования — 3,4—3,2 млрд. лет);

2) для вулканитов «древних» поясов выявляется отсутствие комагматичности между ультраосновными, основными и кислыми по составу разностями, что сближает их с древнейшими метавулканическими образованиями кристаллических щитов (например, с Землей Эндерби в Антарктиде, верхнеалданской серией Алдано-Станового щита и др., где метабазальтоиды, метаандезиты и ультраосновные разности вулканитов не выявляют комагматичности) и может свидетельствовать в пользу множественности и недоразвитости магматических очагов;

3) формирование «промежуточных» среднеархейских зеленокаменных поясов типа верхней толщи серии Онвервахт знаменова-

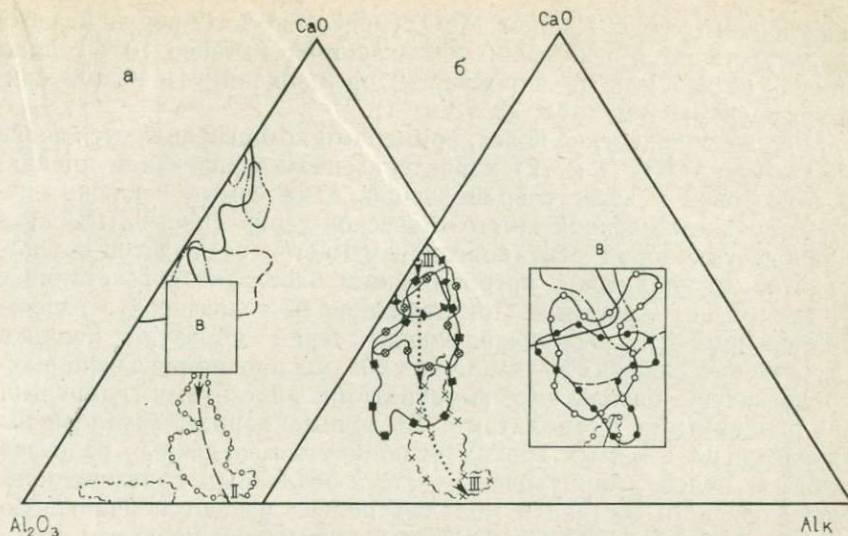


Рис. 62. Петрохимическая диаграмма для вулканических пород архейских зеленокаменных поясов в координатах Al_2O_3 — CaO — Alk .
Условные обозн. см. рис. 59 и 60.

лось «созреванием» магматических очагов, достигших наиболее полно проявленных процессов магнообразования со всеми присущими ему атрибутами дифференциации и фракционирования в стадию формирования «молодых» поясов.

Резюмируя результаты петрохимических исследований вулканических архейских зеленокаменных поясов, следует особо подчеркнуть, что их развитие от более древних к более молодым отражает сложный прерывисто-непрерывный процесс формирования древнейшей коры океанического типа. «Древние» зеленокаменные пояса (см. табл. 70) отличаются развитием продуктов двух магматических серий — коматитовой и толеитовой, проходившим в специфических близповерхностных условиях. Породы коматитовой серии представлены перидотитовыми и базальтовыми коматитами, а последние — тремя типами: Джелуп, Бадплас и Барбертон (см. табл. 73 и 74). Главными особенностями коматитов являются: 1) высокие содержания MgO (более 9%) и высокая степень окисленности железа, 2) большие величины отношений CaO/Al_2O_3 и Fe_2O_3+FeO/MgO ; 3) низкое содержание щелочей и TiO_2 — меньше 0,9%. В общем случае коматиты определяются как продукты быстрого застывания высокомагнезиальной лавы, и их выделение среди других типов ультраосновных пород базируется на следующих критериях: а) наличие скелетных структур типа спинифекс, б) существование естественной прерывистости в вещественном составе как петрогенных, так и малых элементов (см. рис. 60—62), в) принятие условных геохимических границ (см. табл. 73 и 74). Толеитовые базальты «древних» поясов отличаются от базальтовых коматитов повышенным содержанием глинозема и щелочей

и пониженным содержанием MgO (менее 8 %). В верхней части их присутствуют в небольших количествах (менее 10 %) лавы кислого состава или их пирокласты, превращенные в кварц-серпентиновые сланцы (см. табл. 70, 73 и 74).

«Молодые» архейские пояса, примерами которых являются пояса Канады (см. табл. 71 и 72) характеризовались развитием продуктов толеитовой и известково-щелочной, а на самых заключительных стадиях и щелочной петрохимической серии (рис. 63). Состав вулканических пород этих поясов изменяется от базитов — ультрабазитов до риолитов с преобладанием базальтов в сочетании с различными пирокластами. При этом породы толеитовой и известково-щелочной (щелочно-базальтовой) серий образуют порядка 94 % объема архейских вулканогенных пород провинции Сьюпириор и представлены базальтами, коматитами, андезитами, дацитами, реже риодацитами и риолитами. Щелочные породы установлены исключительно в самых верхах вулканогенно-осадочных разрезов «молодых» поясов и приурочены часто к осадочным образованиям. Породы среднего состава в молодых поясах играют подчиненную роль (см. табл. 73, 75, 76 и 78); коматиты в их пределах пользуются подчиненным распространением и не имеют четкой приуроченности (см. табл. 70 и 71), что отличает их от «древних» поясов (см. табл. 70). Тем не менее вулканические ритмы начинаются обычно наиболее мафическими образованиями — продуктами толеитовой магмы, нередко обогащенными магнием и ассоциирующими с коматитами. Это свидетельствует об определенном унаследовании закономерностей вулканизма ранних стадий развития океанической коры, но тем не менее в целом разрезы «молодых» зеленокаменных поясов знаменуют новый этап вулканизма, в ко-

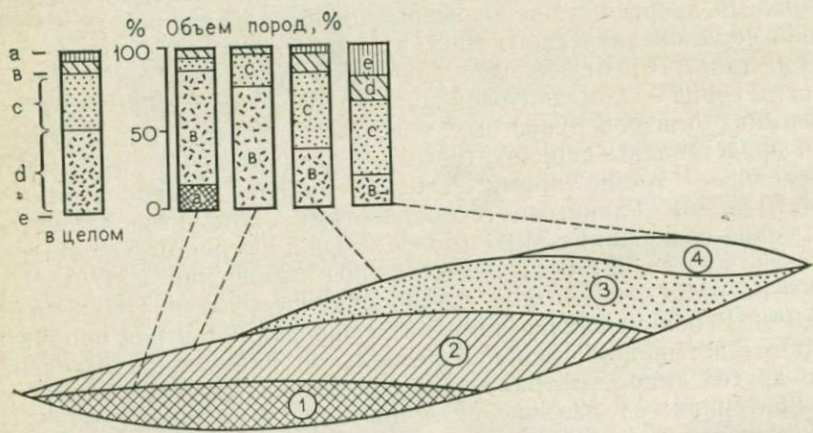


Рис. 63. Реконструкция вулканической серии Блейк-Ривер «молодого» зеленокаменного пояса Абитиби (2,8—2,5 млрд. лет назад) провинции Сьюпириор Канадского щита. По А. М. Гудвину (1977 г.).

Свиты серии Блейк-Ривер: 1 — Боуман, 2 — Гаррисон, 3 — Мизема, 4 — Норанда. а—е — петрохимические типы пород: а — риолиты б — дациты, с — андезиты, d — базальты, е — ультрамафиты

Химический состав перидотитовых коматитов и ультрамафитов «древних» и «молодых» зеленокаменных поясов (%)

По С. Блейсу и др. (1978 г.)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	43,18—41,52 (47,78—44,80)	42,85	47,34	48,41—44,21 (51,99—44,69)	47,35	45,54	49,03	43,54	50,50
TiO ₂	0,45—0,25 (0,66—0,10)	0,15	0,40	0,53—0,0 (0,72—0,24)	0,34	0,18	0,44	0,81	0,53
Al ₂ O ₃	3,07—2,53 (4,39—2,37)	3,22	5,17	9,36—5,20 (13,46—5,46)	7,46	4,11	6,18	3,99	4,10
Fe ₂ O ₃	5,98—4,82 (7,48—4,38)	4,63	3,75	2,96—2,00 (3,76—1,64)		7,93	2,50	2,51	2,44
FeO	5,7—4,5 (6,97—4,15)	6,11	8,91	8,39—6,93 (9,73—7,00)	10,74*	3,66	7,60	9,84	7,37
MnO	0,25—0,07 (0,20—0,16)	0,13	0,21	0,24—0,16 (0,21—0,17)	0,18	0,13	0,25	0,21	0,13
MgO	32,19—28,93 (34,42—32,42)	32,18	27,87	26,12—17,50 (32,89—9,73)	26,34	36,12	25,28	34,02	21,71
CaO	5,22—3,8 (6,72—3,12)	8,08	5,72	9,38—6,02 (10,66—5,32)	7,33	1,87	8,03	3,46	12,00
Na ₂ O	0,23—0,11 (0,38—0,0)	1,17	0,51	1,08—0,0 (1,95—0,01)	0,09	0,25	0,50	0,56	0,45
K ₂ O	0,05—0,02 (0,08—0,0)	0,07	0,08	0,10—0,06 (0,13—0,01)	0,06	0,10	0,10	0,25	0,21
n	24	15	5	29	6	8	9	23	

1, 2 — древние» зеленокаменные пояса: 1 — нижняя толща серии Онвервахт системы Свазиленд зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка, 2 — Индия; 3 — верхняя толща серии Онвервахт, условно относимая к «древним» поясам; 4—7 — «молодые» зеленокаменные пояса: 4 — Канадского щита, 5 — Балтийского щита (Карелия), 6 — Индии, 7 — Австралии; 1, 4 — оценки генеральных средних с

5%-ной доверительной вероятностью, рассчитанные по результатам химических анализов с учетом P₂O₅, H₂O+, H₂O-, CO₂, в скобках — приведенные к 100%, без их учета. 1 — перидотитовый коматит; 2—7 — ультрамафиты; 8—9 — соответственно средний перидотит и пироксенит; FeO* — общее содержание железа в пересчете на FeO; n — величина выборки.

тором наряду с продуктами толеитовых магм значительную роль играли уже образования известково-щелочных, щелочно-базальтовых магм, а также появлялись и вулканиты щелочной серии, а само формирование этих поясов протекало в условиях сиалической, хотя и маломощной, земной коры.

Формирование отдельных «молодых» поясов происходило в несколько последовательных стадий, которые в обобщенном виде выглядят следующим образом: а) мощные излияния базальтовых и андезито-базальтовых лав, иногда с покровами ультрамафитов, б) излияние лав кислого и среднего состава и эксплозия кислых пирокласт, в) размыв ранее сформировавшихся пород и накопление осадков. Повторение их процессов приводило к образованию груборитмичных разрезов, мощность которых достигает 10—17 км (см. табл. 71, 72 и 77, рис. 63).

И если ассоциации вулканитов «древних» поясов большинством исследователей связываются с «примитивными» ассоциациями океанического ложа, то образования «молодых» поясов с определенной долей условности сопоставляются некоторыми геологами с островодужными вулканическими ассоциациями (см. табл. 77), а часть из них — даже с такими зрелыми, как континентальные дуги новозеландского типа, хотя полная эквивалентность между ними и отсутствует (табл. 78).

Образования типа верхней толщи Онвервахт, занимающие промежуточное положение между «древними» и «молодыми» поясами (см. табл. 70, 73), по характеру вулканизма ближе к последним (см. табл. 73 и 76), что связывается некоторыми геологами с формированием их в условиях существования литосферной оболоч-

Таблица 77

Распределение вулканических пород в «молодых» зеленокаменных поясах и островных дугах Японии (%)

По В. Барагару, А. Гудвину (1969 г.) и др.

Тип породы	Зеленокаменный пояс Канадского щита					Родезийский щит	Островные дуги Японии
	1	2	3	4	5		
Ультрамафиты	0,7	0,8	0,4	0,9	—	—	—
Базальты (в том числе щелочные)	54	54,7	52,1	55,1	66	52	46
Андезиты	31,4	27,2	33,8	33,3	20	40	38
Кислые вулканиты	13,9	17,3	13,7	10,7	14	8	16
Породы толеитовой серии	56,6	68,3	57,0	44,5	—	—	—
Породы известково-щелочной серии	37,8	29,3	41,1	42,9	—	—	—
Породы щелочной серии	5,6	2,4	1,9	12,6	—	—	—

1—4 — провинции Сьюперитор (1 — в целом, среднее арифметическое из 2—4, 2—4 — соответственно пояса: Учи, Вабигув, Абитиб); 5 — пояс Иеллоунаф; 6 — пояс Мидлендс — Булавайо.

ки, хотя иногда и близкой по составу к коре океанического типа. Развитые в пределах верхней толщи вулканогенные породы представлены толеитовыми базальтами с покровами андезитов, дацитов, риолитов, роль которых возрастает к верхам разрезов. Значение ультрамафитов невелико. Одной из особенностей верхней толщи является полярность составов слагающих ее пород, представленных главным образом базальтами и риолитами (андезиты достаточно редки, — не превышают 10 % от объема вулканогенных пород). В основном — это продукты толеитовой серии; щелочно-земельные и субщелочные разности практически отсутствуют (см. табл. 73 и 74).

Высокие отношения Fe/Mg в вулканитах «древних» архейских зеленокаменных поясов, по-видимому, отражают первичную недифференцированность магмы, состав которой А. Гликсон (1971 г.) и другие исследователи связывают с составом архейской мантии. Пониженные до средних содержания глинозема препятствовали кристаллизации плагиоклаза и позволяют предполагать малоглубинный уровень магнезиообразования. Преобладание в составе разрезов кварц-нормативных толеитов (табл. 79) также указывает на то, что глубина частичного плавления, по-видимому, не превышала 60 км, а скорее всего отвечала интервалу 25—60 км при частичном плавлении субстрата (не более 25 % его объема). Все это приводит А. Гликсона к заключению о генерации магмы основного состава на глубинах, меньших даже 15 км [28]. Часто выявляемую закономерность в уменьшении содержаний сидерофильных элементов вверх по разрезам Р. Ковторн, Д. Стронг (1974 г.), А. Гликсон (1979 г.) и др. объясняют либо периодическими изменениями в составе мантии, либо наличием вертикальной зональности архейской мантии и перемещением плавления с течением времени в более нижние горизонты мантии. С этих позиций наиболее перспективны моделирование и объяснения указанных процессов имеет развиваемая модель полигенно-гетерогенной аккреции, обуславливающая определенную зональность протокоры и протомантии (см. табл. 46—47, рис. 6).

Причины сложного строения «молодых» зеленокаменных поясов (см. табл. 71 и 72) их исследователи видят в таких факторах, как изменение состава магматических источников, изменение глубины плавления, фракционирование магматического расплава, взаимодействие последнего с боковыми породами. Предполагается, в частности, что глубина магнезиообразования в процессе эволюции зеленокаменных поясов возрастала по мере формирования вулканического разреза, в результате чего происходило повышение литостатического давления и уменьшение объема частичного плавления и, как следствие, переход от толеитового типа магматизма к известково-щелочному. Изменение вверх по разрезам «молодых» поясов последовательности состава пород от основных к кислым указывает на наличие по крайней мере двух взаимосвязанных процессов: а) приводившего к образованию толеитовых и известково-щелочных магм, который был обусловлен изменением глубины фор-

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород основного и среднего титами

По Н. Армту (1977 г.), В. Барагару

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50,08—49,0 (53,66—48,48)	51,5	51,8	52,3	51,4	50,00	50,88	52,30
TiO ₂	1,80—0,88 (3,15—0,0)	1,15	1,13	1,08	0,69	1,98	0,91	0,73
Al ₂ O ₃	14,70—13,46 (17,09—11,93)	15,4	15,2	15,0	14,85	14,04	15,76	13,60
Fe ₂ O ₃	3,93—1,89 (5,23—0,55)	2,81	1,5	2,2	1,26		1,71	
FeO	9,78—8,58 (11,93—7,01)	9,14	7,8	8,3	8,55	14,94	9,75	11,40
MnO	1,65—0,01 (0,24—0,10)	0,22	0,18	0,18	0,53	0,24	0,20	0,20
MgO	7,72—6,76 (9,45—5,49)	6,50	5,3	5,6	6,36	5,63	8,40	9,30
CaO	10,40—9,48 (12,15—8,33)	9,32	8,6	8,4	12,16	8,90	9,72	10,50
Na ₂ O	2,37—1,97 (3,06—1,42)	2,60	2,60	2,54	2,19	2,81	2,24	1,80
K ₂ O	0,54—0,38 (0,81—0,13)	,49	0,32	0,53	0,56	0,37	0,48	0,19
n	561	736	130	82	50	11	9	9

1—4, 7, 8, 11 — Канадский щит: 1 — в целом, 2, 11 — провинция Сьюпернор, 3, 4 — зеленокаменные пояса (3 — Норанда, 4 — Йеллоунайф), 7 — серия Кинодтенис, 8 — серия Манзалты; 5 — Индийский щит, пояс Читальдрук; 6, 9, 10 — Балтийский щит, Карелия; 1—8 — базальты: 1 — оценки генеральных средних с 5%-ной доверительной вероятностью, рассчитанные по результатам химических анализов с учетом P₂O₅, H₂O⁺, H₂O⁻, CO₂, в скобках — без их учета и с приведением к 100%, 7—8 — магнезиальный базальт; 9—10 — ба-

мирования магматического очага или состава магматического источника, б) фракционирования магматического расплава, который обусловил повторение в разрезах вулканитов от основного до кислого состава. На основании модели, построенной по данным о распределении в породах элементов-примесей, генерация магмы основных вулканитов проходила на глубинах, меньших 50 км, при высокой степени частичного плавления, превышавшего 30% объема субстрата, а наличие относительно нефракционированных низкотитанистых базальтов, как установили Дж. Арт и Г. Хансон в

Таблица 78

состава «молодых» зеленокаменных поясов и их сопоставление со средними породами (%)

(1968 г.), С. Блейсу (1978 г.) и др.

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	50,21	50,54	58,3	50,83	49,4	49,94	51,60	51,50	46,95	54,20
	0,54	0,84	0,95	2,03	2,4	1,51	0,30	1,20	1,57	1,31
	11,77	14,80	16,3	14,07	14,4	16,69	15,90	16,30	16,0	17,17
	10,74	11,87	2,10	2,83	3,3	2,01	—	2,80	3,85	3,48
			6,15	9,06	8,2	6,90	9,50	7,90	6,08	5,49
	0,22	0,20	0,17	0,18	0,17	0,17	—	0,17	0,15	0,15
	13,91	8,06	4,25	6,34	7,8	7,28	6,70	5,90	5,10	4,36
	11,01	11,21	6,13	10,42	10,5	11,86	11,70	9,80	6,62	7,92
	1,23	2,14	3,83	2,23	2,2	2,76	2,40	2,50	4,29	3,67
	0,23	0,23	1,52	0,82	0,45	0,16	0,44	0,86	1,28	1,11
	6	19	582	137	282			946		

зальтовые коматиты (9 — пикритовые); 11 — андезит; 12 — базальт, по С. Ноккольдс (1954 г.); 13 — океанический толеитовый базальт, по В. Мансону (1967 г.); 14 — океанический толеит, по А. Энгель и др. (1965 г.); 15 — толеитовый базальт островных дуг, по П. Жакесу и А. Уайту (1972 г.); 16 — континентальный толеит, по В. Мансону (1967 г.); 17 — спилит, по Х. Уилсону (1965 г.); 18 — андезит, по С. Ноккольдс (1954 г.).

1975 г., свидетельствует в пользу глубины зоны частичного плавления, не превышавшей 35 км. Образование при этом кислых вулканитов Дж. Арт связывает с частичным плавлением толеитовых базальтов на глубинах, больших 45 км.

Наблюдаемое обеднение пород в направлении вверх по некоторым вулканогенным разрезам сидерофильными элементами (Fe, Ti, Mn, V), литофильными (Zr, Sr, P, Y), а также халькофильными, что особо четко проявляется в древнейшем разрезе серии

Нормативный состав вулканогенных пород «древних» и «молодых» зеленокаменных поясов (в системе СИРВ) *

№ п/п	Кварц	Ортоклаз	Плагиоклаз	Диопсид	Гиперстен	Оливин	Магнетит	Ильменит	Корунд	Сумма	п
1	—	0,249	8,971	13,360	34,776	33,315	8,603	0,728	—	100,00	46
2	1,014	1,577	34,760	31,507	27,469	—	2,156	1,515	—	100,00	15
3	0,250	0,490	19,236	44,783	32,746	—	1,445	1,050	—	100,00	12
4	—	0,249	27,034	16,881	39,594	13,355	20,390	0,849	—	100,00	16
5	3,134	2,190	48,332	19,456	20,850	—	2,725	3,313	—	100,00	13
6	49,925	11,671	26,460	1,839	0,830	—	0,515	0,736	8,024	100,00	7
7	—	2,971	46,078	22,869	21,242	1,792	3,476	1,572	—	100,00	22
8	26,489	22,468	29,881	—	14,393	—	1,723	2,077	2,969	100,00	7
9	—	1,559	41,755	17,530	16,092	18,947	2,545	1,572	—	100,00	8
10	—	1,208	21,752	20,465	24,780	25,988	4,082	1,725	—	100,00	11
11	—	0,520	24,328	17,350	31,535	21,486	3,826	0,894	—	100,00	148
12	2,085	2,817	47,121	18,568	22,500	—	4,204	2,705	—	100,00	561
13	10,280	2,972	52,149	10,562	18,381	—	3,230	2,426	—	100,00	98
14	26,205	11,667	50,886	—	7,600	—	2,198	0,886	0,558	100,00	187

1—10 — вулканогенные породы «древних» зеленокаменных поясов; 1—8 — серия Онвервайт системы Свазиленд, Южная Африка (1—6 — нижняя ультрамафитовая толща, типоморфная для «древних» поясов, 7—8 — верхняя толща, условно включаемая в «древний» пояс); 1 — перидотитовые коматиты, 2—4 — базальтовые коматиты (2 — тип Барбертон, 3 — тип Бадплас, 4 — тип Джелук), 5, 7 — толе-

товые базальты, 6, 8 — вулканиты кислого состава; 9 — базальтовые коматиты Коларского пояса Индии; 10 — коматиты Балтийского щита; 11—14 — вулканогенные породы «молодых» зеленокаменных поясов Канадского щита; 11 — ультрамафиты, 12 — базальты, 13 — андезиты, андезито-базальты, 14 — вулканиты кислого состава.

* Рассчитан Е. В. Гапошиной и Б. Д. Дворкиной.

Содержание микроэлементов в вулканогенных породах „древних“ зеленокаменных поясов (г/т)*

По А. Гликсону (1979 г.) и др.

Элемент	Коматиты									Толитовые базальты		
	Перидотитовые		Базальтовые									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	—	0,577	4	0,61	—	19	0,450	5,41	0,929	3	—	27
Sr	9	49,1	159	—	142	55	38,4	67,6	32,3	313	4	197
Pb	8	—	9	—	14	13	—	—	—	4	139	19
Th	—	—	—	—	5	2	—	—	—	3	4	—
U	—	—	2	—	—	2	—	—	—	2	—	—
Zr	16	—	89	—	38	46	—	—	—	177	46	40
Nb	—	—	5	—	3	7	—	—	—	19	4	5
Li	2	—	8	—	9	6	—	—	—	6	7	10
V	97	—	280	—	182	198	—	—	—	163	240	162
Cr	5110	1470	1355	3200	838	1017	1090	735	1180	196	242	314
Co	220	55	116	81	90	95	45	37	46	71	97	78
Ni	1545	2000	495	1200	229	230	690	550	850	93	140	201
Cu	33	40	52	—	67	77	13	8	92	171	120	93
Zn	56	75	88	90	70	67	77	80	100	123	102	68
Ga	—	3,8	11	3,0	—	7	9,0	9,9	7,9	14	—	—
S	—	—	184	—	—	380	—	—	—	240	—	—
Gc	—	13,4	—	16,5	—	—	37	31,4	34,2	—	—	—

Элемент	Коматиты									Толитовые базальты		
	Перидотитовые		Базальтовые							10	11	12
	1	2	3	4	5	6	7	8	9			
Cs	—	0,35	—	0,11	—	—	0,1	0,3	0,05	—	—	—
Ba	—	285	47	—	19	41	—	—	—	72	—	—
Hf	—	0,5	—	0,5	—	—	1,3	0,7	1,2	—	—	—
La	—	0,82	6	0,22	—	3	3,5	2,6	6,0	24	—	—
Ce	—	2,3	9	0,65	—	6	8,7	8,0	14,1	35	—	—
Nd	—	2,1	—	0,42	—	—	6,9	4,5	7,2	—	—	—
Sm	—	0,58	—	0,132	—	—	1,9	1,4	2,13	—	—	—
Eu	—	0,21	—	0,050	—	—	0,59	0,48	0,70	—	—	—
Gd	—	0,7	—	0,13	—	—	2,3	1,8	2,4	—	—	—
Tb	—	0,14	—	0,028	—	—	0,44	0,32	0,45	—	—	—
Dy	—	0,89	—	—	—	—	2,8	2,0	2,9	—	—	—
Ho	—	0,20	—	0,043	—	—	0,64	0,45	0,73	—	—	—
Er	—	0,50	—	—	—	—	1,6	1,0	1,6	—	—	—
Yb	—	0,49	—	0,117	—	—	1,56	1,19	1,47	—	—	—
Zu	—	0,08	—	0,0183	13	—	0,24	0,18	0,24	—	—	—
U	4	—	21	—	13	14	—	—	—	31	13	13

* Составлена по данным исследований нижней (ультрамафитовой) толщи серии Онвервайт системы Свазиленд зеленокаменного пояса Барбертон (Южная Африка).

1, 5, 11 — формация Тизпрут; 2, 6—9, 12 — формация Комати; 3, 4, 10 — формация Сандспрут. Известные величины выборки: для № 1—2, № 3—9, № 5—4, № 6—7, № 10—1, № 11—3, № 12—2.

Онвервахт (табл. 80), К. Конди (1980 г.) и С. Друри (1978 г.) связывают с периодическим обеднением мантийных магматических источников этими элементами в результате излияния базальтовых лав, возникших путем частичного плавления субстрата мантии. Этим перемещением магматических источников архейского вулканизма зеленокаменных поясов в пространстве и во времени объясняется, в частности, значительная гетерогенность содержания в мантии как петрогенных, так и малых элементов. На это указывают и данные А. Гликсона (1979 г.), свидетельствующие о том, что архейская мантия была богаче железом и, возможно, другими сидерофильными элементами, что подтверждается и результатами сравнительного анализа архейских и современных толентов (см. табл. 78, 81—83).

Геохимические данные о распределении в вулканитах «молодых» поясов щелочных и связанных с ними элементов — Rb, Sr, а также о величине отношения Rb/Sr указывают на гетерогенность верхней мантии архея (табл. 82 и 83). Накопление переходных металлов, таких, как никель, кобальт, хром, марганец, в дарварских вулканогенных образованиях С. Накви и С. Хуссейн (1975 г.) объясняют обогащением этими элементами архейской протомантии. Приведенные данные указывают также и на то, что архейская верхняя мантия была богаче многими малыми элементами, чем современная. Так, исследования в 1970 г. С. Харта и др. относительно содержания Cs и Rb в базальтах (см. табл. 82) послужили, по их мнению, доказательством в пользу обогащенности архейской мантии этими элементами. Имеющиеся данные (см. табл. 79—82), хотя редкие и не вполне однозначные, позволили К. Конди (1976 г.), С. Харту (1970 г.), Дж. Рогерсу (1978 г.) и другим геологам предположить также и то, что архейская мантия была довольно неоднородной по содержанию малых элементов, особенно в отношении щелочных и связанных с ними элементов. Гетерогенность протокоры и верхней протомантии по составу при наличии четко проявленной зональности (см. табл. 35 и 46) и высококом содержании летучих обеспечила быстрое близповерхностное выплавление слабодифференцированных образований различного состава «древних» поясов и усиление процессов дифференциации по мере перехода к вулканитам «молодых» архейских зеленокаменных поясов.

На основании дискриминантного анализа петрохимических данных эталонных типов зеленокаменных поясов архея подтверждено существенное различие между вулканитами раннеархейских («древних»), среднеархейских («промежуточных») аналогов верхней толщи серии Онвервахт и позднеархейских («молодых») разрезом древнейшей океанической коры, сохранившейся в пределах зеленокаменных поясов. Подобное разделение зеленокаменных поясов по данным силикатного анализа даже по единичным образцам весьма надежно для коматитов (не менее 96 %) и вулканитов кислого состава (не ниже 92 %), хотя для базальтов колеблется от 78 до 90 %.

Содержание редкоземельных элементов в ультрамафических-мафических вулканогенных породах
зеленокаменных поясов (г/т)

По А. Херрманну, С. Суну, Р. Несбитту (1977 г.) и др.

Компо- нент, отноше- ние	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
La	0,776	—	2,23	2,36	3,71	3,77	3,62	0,441	—	—	—	—	—	3,82	3,24	—	1,48
Ce	1,87	4,69	6,15	6,39	10,2	10,1	10,51	1,42	2,79	3,51	3,62	3,64	3,96	10,7	8,74	17,4	5,12
Nd	1,39	3,38	5,29	5,10	7,40	7,32	7,49	1,00	2,77	3,18	3,31	3,36	3,49	8,57	6,50	12,8	4,75
Sm	0,434	0,988	1,72	1,61	2,13	2,02	2,22	0,742	1,05	1,22	1,27	1,31	1,33	2,75	2,08	3,98	1,80
Eu	1,70	0,338	0,605	0,549	0,674	0,626	0,73	0,316	0,41	0,442	0,497	0,512	0,526	0,874	0,72	1,31	0,785
Gd	0,592	1,17	2,21	—	2,70	2,22	2,84	1,28	1,55	—	—	1,98	—	3,61	2,78	5,34	5,38
Dy	0,721	1,26	2,39	2,25	3,01	2,0	3,19	1,70	1,89	2,31	2,58	2,67	2,67	4,32	3,35	6,17	3,70
Er	0,462	0,755	1,39	1,36	1,85	1,04	1,98	1,10	1,20	1,48	1,56	1,60	1,60	2,75	2,15	3,87	2,49
Yb	0,446	0,681	1,24	1,24	1,73	0,885	1,84	1,04	1,13	1,42	1,39	1,53	1,53	2,66	2,07	3,54	2,43
MgO	32,2	27,7	22,8	16,0	11,5	9,82	7,93	23,5	—	—	—	—	—	7,80	9,15	6,12	10,6
La/Sm	~1	—	0,79	0,89	1,05	1,15	0,98	0,361	—	—	—	—	—	0,85	0,99	~1,06	0,50
Yb/Gd	0,94	0,72	0,69	0,72	0,80	0,49	0,80	1,01	—	—	—	—	—	0,87	0,93	0,83	1,04
Ce/Yb	—	—	—	—	—	—	—	—	2,47	2,47	2,60	2,44	2,59	—	—	—	—

1—7— «древние» зеленокаменные пояса; 1—5— Барбертон (Южная Африка), 6—7— Исуа, 3— Гренландия; 8—16— «молодые» зеленокаменные пояса Канадского щита; 8—14— Абитиби, 15—16— Вермильон; 1—3, 8, 9—перидотитовые коматиты; 1, 2, 8— со спинифекс-структурой; 4—6, 10—13— базальтовые коматиты; 7, 14—16— толеитовые базальты, (7— среднее из 2, 15— среднее из 3); 17— базальты срединноокеанического хребта.

Микроэлементный состав ультрамафитов и базальтов „молодых“ зеленокаменных поясов (1—10) для средних типов пород —11—16 (г/т)

По К. Конди (1976 г.), С. Накви, С. Хуссейну (1979 г.) и др.

Элемент, отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Cr	1415—2946	2888	775—2312	249	161	187	290	320	350	175	200	50	308	297	296	50
Zn	50—100	—	—	94	—	100	—	—	115	100	100	80	75	—	—	—
Pb	—	—	—	4,9	—	—	—	—	—	—	5	—	—	—	—	—
Cu	49—235	53	7—320	102	127	110	68	—	110	110	100	80	70	77	87	—
Ag	—	—	—	0,28	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	—
Co	87—265	94	86—144	37	19	35	66	—	60	50	48	40	32	32	—	—
Ni	623—2125	1381	878—1280	161	110	103	123	120	225	100	150	50	100	97	123	30
V	—	181	14—160	36	—	—	127	—	—	—	250	—	—	298	—	5
Rb	1—10	—	—	—	—	8	—	6,4	4	10	—	10	1	1	1,1	—
Sr	5,9—10	45	—	177	—	164	—	153	100	165	465	300	135	130	123	200
Zr	22—710	66	—	106	43	105	130	—	55	100	110	100	100	95	100	70
Ba	6,6—90	15	—	143	—	105	—	98	80	90	250	100	11	14	12	—
Sn	—	—	—	3,7	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	—
Cs	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,5	—	0,5	0,02	—	—	—
Ga	—	—	8—20	21	—	—	8	—	—	—	12	—	—	17	—	—

Элемент, отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Y	3,5—14	—	0—10	—	—	20	36	18	10	15	—	23	30	45	43	—
La	—	—	—	—	—	7	—	—	4	12	—	9,2	3,5	—	—	—
Ce	0,6—14	—	—	—	—	15	—	—	10	25	—	25	12	—	—	—
Sm	—	—	—	—	—	—	—	—	2	3,6	—	3,8	3,9	—	—	—
Eu	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8	1,1	—	1,3	1,5	—	—	—
Tb	—	—	—	—	—	—	—	—	0,5	0,7	—	0,8	1,2	—	—	—
Yb	0,29—1,45	—	—	—	—	—	—	—	1,8	2,4	—	2,5	3	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—	—	—	0,4	0,4	—	0,5	0,3	—	—	—
K/Rb	—	—	—	—	—	332	—	—	350	350	—	350	1200	—	—	—
K/Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	10	28	—	30	100	—	—	—
Sr/Ba	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	1,5	—	3	12	—	—	—
La/Yb	—	—	—	—	—	—	—	—	1,5	5	—	8	1,2	—	—	—
Ni/Co	—	—	—	—	—	—	—	—	3,8	2	—	1,3	3	—	—	—
n	14	19	8	736	82	—	50	—	32	18	—	—	—	—	—	—

1, 2, 5, 6, 9, 10 — Канадский щит: 1 — серия Манро, зеленокаменный пояс Абитибби, 2, 4 — провинция Сьюпериор, 5 — зеленокаменный пояс Йеллоунайф, 6 — в целом средний базальт Канадского щита, 3, 7 — Индийский щит (7 — зеленокаменный пояс Читальдрук). 1—3 — ультрамафиты; 4—10 — базальты; 8 — средний архейский базальт (по Б. Джану и др., 1974 г.); 9 — деплетированный, 10 — недеплетированный;

11 — средний базальт (по С. Тейлору и др., 1969 г.); 12 — базальт известково-щелочной (по К. Конди, 1976 г.); 13 — базальт океанических поднятий (по К. Конди, 1976 г.); 14 — океанический толентовый базальт (по А. Энгель и др., 1965 г.); 15 — толентовый базальт срединноокеанического хребта (по Р. Кею и др., 1970 г.); 16 — толентовый базальт островных дуг (по Р. Кею и др., 1970 г.).

Сопоставление микроэлементного состава вулканогенных пород среднего и кислого состава „молодых“ зеленокаменных поясов с современными аналогами (г/т)

По К. Конди (1976 г.), А. Гудвину (1977 г.), С. Тейлору (1963 г.) и др.

Элемент, отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Cr	111	175	125	88	40	55	153	44	9	30	12	45	12	10	2
Zn	80	95	97	81	60	80	—	72	48	—	—	—	—	—	—
Pb	79	—	—	—	—	—	7	7,7	7,7	—	—	—	—	—	—
Cu	64	76	60	36	50	30	70	37	30	—	—	—	—	—	—
Ag	0,14	—	—	—	—	—	—	0,13	0,12	—	—	—	—	—	—
Co	28	32	25	23	20	24	33	12	5	8	3	15	3	15	3
Ni	61	85	70	60	15	18	47	23	18	25	10	25	10	8	1
V	232	—	—	—	—	—	173	102	65	—	—	—	—	—	—
Rb	—	7	22	75	10	30	—	—	—	33	41	68	43	40	100
Sr	243	129	278	580	200	385	350	198	107	600	110	390	100	500	150
Zr	145	103	150	190	90	110	101	217	210	50	30	260	350	100	160
Ba	358	149	230	547	100	270	230	315	478	590	480	1090	750	400	900
Sn	2,8	—	—	—	—	—	0,6	5,4	3,7	—	—	—	—	—	—
Cs	—	0,2	0,8	1,5	0,1	0,7	—	—	—	5	2	3	0,6	1	3

Элемент, отношение	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ga	23	—	—	—	—	—	15	31	30	—	—	—	—	—	—
Y	—	87	25	35	23	20	—	—	—	2	2	8	30	30	10
La	—	12	13	34	3	12	—	—	—	13	17	52	46	15	30
Ce	—	30	31	70	6,8	25	—	—	—	30	35	100	95	26	70
Sm	—	7,3	3,6	6,7	2,5	3	—	—	—	2,4	2,3	10	9	2,9	5,5
Eu	—	2,0	1,1	1,7	1	1	—	—	—	0,7	0,5	2,3	1,6	1	1,5
Tb	—	2,0	0,6	1,2	0,5	0,7	—	—	—	0,6	0,3	0,9	0,7	0,35	1,1
Yb	—	6,1	1,8	2,4	2,7	1,9	—	—	—	0,5	0,4	1,4	5,2	1,4	3,5
Lu	—	1,1	0,3	0,3	0,3	0,4	—	—	—	0,05	0,05	0,23	0,9	0,2	0,5
K/Rb	—	296	253	210	580	440	—	—	—	503	405	330	680	400	250
K/Ba	—	14	24	29	58	49	—	—	—	28	35	21	33	35	32
Sr/Ba	—	0,87	1,2	1,1	2	1,5	—	—	—	1,0	0,23	0,36	0,13	1,3	0,2
La/Yb	—	2	7,2	14	1,1	6,3	—	—	—	26	43	37	8,9	12	10
Ni/Co	—	2,7	2,8	2,6	0,75	0,7	—	—	—	3	3	2	3	0,5	0,2
<i>n</i>	58	3	15	18	—	—	—	181	110	7	5	6	2	—	—

1, 8, 9 — Канадский щит, провинция Сьюперior; 1—7 — андезиты (2 — деплетированный, 3 — низкощелочной, 4 — высокощелочной), 5 — островных дуг, 6 — известково-щелочной, 7 — средний; 8 — дацит; 9, 11, 13 — риолиты; 10—12 — дацит-риодациты; 10, 11 — деплетированные, 12, 13 — недеплетированные 14 — дацит; 15 — риолит; *n* — число выборок; 5, 6, 14 и 15 — по К. Конди (1973 г.).

В табл. 84 приведены дискриминантные функции, построенные с помощью ЭВМ по данным о содержании петрогенных элементов, обнаруживающих значимые различия, которые с большой достоверностью различают породы типоморфных комплексов: I — «древних» и «молодых» зеленокаменных поясов; II — «молодых» зеленокаменных поясов и верхней толщи серии Онвервахт, условно относимой к «древнему» поясу; III — «древних» зеленокаменных поясов и верхней толщи серии Онвервахт; IV — «древних» зеленокаменных поясов.

При использовании рассчитанных функций следует иметь в виду, что ультрамафиты Канадского щита обнаруживают сходство с базальтовыми коматитами типа Джелук и, соответственно, с породами объединенной выборки перидотитовых и базальтовых коматитов. Кроме того, невозможна типизация с помощью этих функций для базальтовых коматитов типа Бадплас и ультрамафитов верхней толщи серии Онвервахт.

Проведенный анализ закономерностей магматизма и в особенности вулканизма в пределах континентальной и океанической земной коры, в том числе и архейских зеленокаменных поясов, выявил сходство главнейших тенденций их эволюции, несмотря на имеющие место и принципиальные различия, в частности в количестве ультраосновных разновидностей вулканитов, которых в пределах континентальной коры значительно меньше. Наличие в древнейших образованиях коматитовых вулканитов свидетельствует о близкповерхностном развитии магматических очагов, что является характерной особенностью раннего докембрия. В пределах как континентальной, так и океанической земной коры четко выделяются определенные этапы магматической деятельности, унаследующие друг друга по характеру общей тенденции магматизма, но резко различающиеся по петрохимическому и геохимическому составу их продуктов. При этом выявляются противоборствующие тенденции в эволюции вулканизма и в особенности базальтоидного в пределах континентальной коры, но находящейся в разном тектоническом режиме — это, с одной стороны, устойчивые области типа щитов, древних и молодых платформ, с другой, — геосинклинально-складчатые пояса.

Сравнительный петрогеохимический анализ базальтоидного магматизма зеленокаменных поясов и гранулит-амфиболитовых и зеленосланцевых комплексов континентов позволяет сопоставить: а) продукты раннеархейского вулканизма континентов (см. рис. 34, № 1—4) с вулканитами верхней толщи серии Онвервахт, хотя во времени последние, по-видимому, несколько моложе продуктов континентального вулканизма, б) продукты позднеархейского — раннепротерозойского бимодального вулканизма континентов (см. рис. 34, № 6—8) с вулканитами «молодых» архейских зеленокаменных поясов (см. табл. 71—73 и 77—78). В то же время аналоги «древних» зеленокаменных поясов типа ультрамафитовой толщи серии Онвервахт (см. табл. 69, 72, 73) в пределах как гранулит-

№ п/п	№ группы		h		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
	1	2	3	4						
I	1	9	24	19	-0,63	-4,12	0,96	-2,54	-0,72	12,14
	2	10	15	19	0,72	6,124	3,65	0,91	-2,25	-4,12
	3	11	8	19	-1,52	79,71	10,82	-1,54	-9,29	-14,15
	4	12	12	19	-0,61	-0,53	-0,05	1,205	-0,406	2,54
	5	13	35	19	-0,201	-0,962	-0,009	1,732	-0,486	-1,663
	6	14	59	19	-0,421	-0,546	0,007	-0,709	-0,171	1,402
	7	15	10	61	-0,86	-0,10	-0,16	0,113	-0,15	-9,07
	8	16	7	22	0,50	-5,21	0,35	3,37	4,26	-64,88
II	17	20	5	19	0,375	22,21	4,60	-3,11	-5,55	-0,68
	18	21	18	61	0,095	0,821	0,51	0,10	0,28	-11,41
	19	22	7	22	2,21	-1,79	2,07	4,90	2,09	3,44
III	23	30	24	5	-1,726	-13,07	1,98	1,10	4,28	-23,4
	24	31	15	5	1,172	2,0	0,29	-7,16	3,47	-53,00
	25	32	8	5	-9,414	-159,97	-0,84	5,47	-11,89	35,71
	26	33	12	5	-3,27	-45,81	-0,47	36,95	-5,43	-118,4
	27	34	10	18	-2,49	-0,16	-1,11	0,192	-2,08	6,76
	28	35	7	7	-0,89	61,80	-3,03	17,48	-17,851	1084,2
	29	36	59	28	-0,483	0,449	0,071	0,239	-0,339	-4,524
IV	37	41	15	8	0,23	8,55	0,27	-6,87	1,37	0,53
	38	42	15	12	-1,31	-20,14	-0,24	2,23	0,67	50,63
	39	43	8	12	-2,25	-34,45	0,048	0,429	0,95	10,06
	40	44	24	35	0,116	-20,798	0,324	-9,119	1,911	-2,665

I-IV уравнения [I — разделяющие породы типоморфных комплексов «древних» (№ 1-8) и «молодых» (№ 9-16) зеленокаменных поясов; II — разделяющие породы типоморфных комплексов «молодых» (№ 20-22) зеленокаменных поясов и верхней толщи серии Онвервайт, условно относимой к «древнему» поясу (№ 17-19), III — разделяющие породы типоморфного комплекса «древних» поясов (№ 23-29) и верхней толщи серии Онвервайт, условно относимой к «древнему» поясу (№ 30-36), IV — разделяющие породы типоморфных комплексов «древних» зеленокаменных поясов (№ 37-44)]. Цифры по вертикали: 1-8, 17-19, 22-44 — серия Онвервайт системы Свaziленд зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка (1-8, 23-29, 37-44 — нижняя ультрамафитовая толща, типоморфная для «древних» зеленокаменных поясов; 17-19; 30-35 — верхняя толща, условно относимая к «древнему» поясу; 36 — вся толщина серии Онвервайт); 9-16, 20-22 — комплекс пород Канадского щита, типоморфного для «молодых» зеленокаменных поясов. Цифры по вертикали — типы пород: 1, 23, 40 — перидотитовые коматиты, 2-5, 24-26, 37-43 — базальтовые коматиты (2, 24, 37, 38 — тип Барбертон, 3, 25, 39, 41 — тип Бадплас, 4, 26, 42.

«древних» и «молодых» архейских зеленокаменных поясов

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	C	R	F _{эмп}	F _{теор}	D ²	T ₂	
5					6	7	8	9	10	11
-0,17	0,85	-1,88	27,20	-35,61	4,00	10,1	2,14	3,48	129	
2,29	1,81	-2,15	-9,10	100,47	1,4	11,5	2,27	4,377	161	
4,58	5,66	-22,17	-38,26	70,61	0	16,4	2,49	6,746	256	
0,02	0,76	1,83	15,49	-21,49	15,7	2,06	2,35	2,016	29,9	
0,022	0,10	0,130	-0,181	-10,943	15,9	4,06	2,08	1,997	49,1	
-0,144	0,005	-0,187	-0,518	-26,197	31,8	1,13	1,99	0,946	12,9	
-0,57	-0,28	-1,11	2,21	-58,10	17,0	2,56	1,99	1,852	29,5	
-1,25	1,70	1,61	2,36	57,43	8,30	2,72	2,41	2,773	40,8	
2,40	2,57	-4,30	14,93	72,887	1,5	4,46	2,67	4,366	75,5	
-0,24	-0,18	-1,56	0,64	6,086	22,1	2,90	1,97	1,537	32,8	
-0,81	2,64	1,60	-0,256	197,3	3,20	4,84	2,41	3,697	72,6	
-0,68	-0,63	17,35	-72,24	-62,68	1,60	5,12	2,41	4,306	70,7	
5,08	3,71	-5,65	6,31	173,68	0,2	6,15	3,14	5,726	123	
-19,31	-16,64	15,45	60,49	-1128,9	0	3,89	19,39	8,334	214	
-5,37	0,96	-10,26	461,52	-244,38	0	12,6	4,06	9,460	316	
0,14	-0,96	-0,19	-2,53	-169,43	9,30	2,94	2,45	2,646	45,0	
48,0	-29,8	-2,39	11,19	12,19	0,00	10,2	2,41	2,773	40,8	
-0,680	-0,559	0,752	1,745	-38,75	7,0	14,8	1,99	2,949	165	
11,80	2,79	-2,72	18,56	207,6	0	19,3	2,75	8,03	337	
8,24	-2,53	1,68	16,71	44,76	0	36,1	2,49	9,236	569	
1,52	-11,05	-7,9	-80,47	-222,94	0	17,6	3,14	8,566	352	
-3,215	0,782	-6,800	-15,253	-94,287	0	105	2,0	9,363	1250	

43 — тип Желук, 5 — базальтовые коматиты всех трех типов; 6, 29 — перидотитовые коматиты + базальтовые коматиты всех типов; 9-14, 17, 20, 30-33 — ультрамафиты; 7, 15, 18, 21, 27, 34, 36 — толентовые базальты; 8, 16, 19, 22; 28, 35 — вулканы кислого состава. Цифры по горизонтали: 1, 2 — дискриминируемые объекты; 3, 4 — величина выборки соответственно 1 и 2 из дискриминируемых объектов; 5 — коэффициенты дискриминантных функций, соответствующие определенным химическим компонентам, в %; 6 — порог дискриминанта; 7 — Байесовский риск неправильной классификации; 8 — эмпирическая величина критерия Фишера; 9 — теоретическая величина критерия Фишера; 10 — обобщенное расстояние Махаланобиса; 11 — величина критерия Готелинга. Если F_{эмп} > F_{теор} при 95%-ной доверительной вероятности, то сравниваемые совокупности пород значимо различны. Если значение дискриминантной функции меньше нуля, то объект относится к группе № 1, а если больше нуля, то к группе № 2.

* Рассчитаны Е. В. Гапошиной и Б. Д. Дворкиной.

амфиболитовых, так и зеленосланцевых комплексов континентального докембрия отсутствуют. Этот факт указывает на специфические особенности состава древней океанической коры, которые связаны с закономерностями ранней истории Земли, не повторявшимися в более поздние этапы ее развития.

Выявленные закономерности необратимой эволюции магматизма в истории развития земной коры, осложненные определенной ритмичностью (неполной цикличностью), свидетельствуют о необратимом развитии земной коры в целом и в различных геодинамических режимах, на фоне которого проявлялась определенная повторяемость условий магматизма, но каждый раз на качественно новом уровне (новом витке спирали). Подобные закономерности, в частности связанные с миграцией очагов магмообразования на все большие глубины и развитием «вторичных очагов» (камер дифференциации) начиная с позднего архея — раннего протерозоя, указывают на необходимость пересмотра истории раннего развития земной коры для увязывания ритмично-необратимой направленности формировавшейся земной коры с моделью полихронно-гетерогенной аккреции Земли.

О РИТМИЧНО-НЕОБРАТИМОЙ НАПРАВЛЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изложенные данные о закономерностях эволюции магмообразования в пределах земной коры позволяют вновь, но уже на качественно новом уровне вернуться к проблеме ее формирования и развития на ранних стадиях эволюции Земли. В основу анализа закономерностей эволюции земной коры положена схема периодизации докембрия (см. рис. 31), согласно которой в истории Земли выделено четыре зона: азойский, археозойский, протерозойский и фанерозойский.

Азойская история земной коры

Азойский эон развития Земли (примерно $4500 \pm 100 - 3500 \pm 200$ млн. лет назад) охватывал наиболее ранние стадии ее эволюции, характеризуясь постепенным усилением на фоне космогенных факторов (падение метеоритного вещества) геологических процессов дифференциации земного вещества. В пределах азоя четко обособляются два этапа (подэона), разделенных рубежом интенсивной глобальной метеоритной бомбардировки в 4000 ± 50 млн. лет, который отделяет планетарно-геологический характер развития внешних геосфер Земли от раннего собственно геологического.

Ранний азой ($[4500 \div 4000] \pm 100$ млн. лет назад) характеризовался развитием «насыпной» протокоры реголитового типа, близкой к углестохондрито-ахондрито-хондритовому составу с хорошими теплоизолирующими свойствами, накоплением тепловой энергии распада тепловыделяющих радиоактивных элементов (см.

рис. 4), в том числе короткоживущих, и энергии метеоритных ударов. Наличие такой протокры (см. табл. 46 и 47) должно было привести к быстрому ее разогреванию (см. рис. 17) и, как следствие, формированию в ее пределах региональной метаморфической зональности, сопровождавшейся метаморфической дифференциацией вещества и, возможно, процессами ультраметаморфизма (проявление этих процессов нарушалось из-за воздействия выпадавших метеоритных тел). Вещество протокры было представлено «земным реголитом» (по типу лунного), мощность его могла составлять многие километры, а возможно, и первые десятки километров (на Луне предполагаемая мощность древнего реголита порядка 10 км). Интенсивно проявленные процессы фракционирования вещества под действием ударного и взрывного механизма падавших метеоритных тел диаметром от долей миллиметра до нескольких или первых десятков километров (по аналогии с Луной — 50 — 200 км), а возможно, и больше (по В. С. Сафронову, до тысячи километров) приводили к селективному испарению до 30 % кремния, железа, щелочей, фосфора и обогащению стеклянных частиц реголита алюминием, кальцием и др. При этом разбросы частиц достигали сотен и тысяч километров. Подобный материал при его метаморфизме, сопровождавшемся метаморфической дифференциацией, должен был приводить к формированию образований, типизируемых как кристаллические метагнейсы и сланцы. Метаморфизм мог достигать в силу высокого теплопотока, который превышал современный во много раз, самых разных ступеней — от зеленосланцевой до гранулитовой. Могли появляться целые области реголита, обогащенного за счет метеоритного фракционирования кремнеземом и железом, с одной стороны, алюминием и кальцием — с другой. Метаморфизм такого преобразованного реголита мог приводить к образованию, в частности, железистых кварцитов и метаморфических анортозитов, а также глиноземистых кварцитов, идентифицируемых в настоящее время с метаосадочными породами.

Интенсивный термический режим, усиленный разогреванием в областях падения метеоритов, обуславливал процессы магмообразования и излияние расплавов на поверхность. При этом в зависимости от интегрального действия этих факторов глубина зарождения расплавов и их составы могли варьировать в широких пределах, особенно, если учитывать и неоднородность метеоритного вещества протокры на глубину (см. табл. 28, 35). Сопоставление данных о составе лунных пород (табл. 85) и состава протокры как в целом, так и отдельных ее слоев показывает, что расплавы, близкие по составу к базальтам лунных морей, могли возникать очень быстро с минимально проявленными процессами дифференциации. Изливавшиеся расплавы образовывали покровы разных размеров и взаимоотношений между собой (имеются в виду жерловые излияния при соучастии метеоритных ударов). Они «засыпались» новыми порциями реголита и метаморфизовались вместе с ним, давая начало слоистым метаморфическим комплексам. Нет

Состав главнейших типов пород Луны

Компо- нент	Океанические											
	Базальты											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	40,4	48,10	47,1	45,50	45,00	45,0	45,50	45,03	44,30	43,20	42,95	40,20
Al ₂ O ₃	9,4	11,70	12,8	13,95	9,76	8,90	13,90	8,59	8,39	9,04	13,88	7,78
FeO	19,3	18,20	17,40	17,17	19,7	22,21	18,40	21,03	21,95	21,44	20,17	19,77
MgO	7,2	11,00	6,80	5,95	10,90	9,08	6,30	11,55	11,65	10,45	6,05	8,06
CaO	11,1	10,20	11,40	11,96	9,97	10,27	13,30	9,42	9,20	9,56	10,80	10,27
TiO ₂	10,9	0,36	3,17	4,04	2,97	2,54	0,96	2,90	2,27	5,16	5,5	12,28
Na ₂ O	0,5	0,15	0,64	0,63	0,38	0,28	0,37	0,23	0,32	0,47	0,23	0,52
K ₂ O	0,2	0,01	0,07	0,21	0,05	0,03	0,02	0,06	0,05	0,07	0,16	0,29
Cr ₂ O ₃	0,3	—	—	—	0,50	—	—	0,07	—	—	0,24	—
MnO	0,3	0,26	0,24	0,26	0,27	0,30	0,24	0,28	0,29	0,25	0,21	0,22
P ₂ O ₅	—	—	0,17	0,15	0,08	0,06	—	0,60	0,06	0,13	0,14	0,18
Сумма	—	99,50	99,7	100,42	—	—	99,03	—	99,48	99,75	—	99,57

1 — усредненные базальты, «Аполлон-11» (по Д. А. Андресону, 1975 г.); 2 — очень низкотитанистый базальт (по Д. Т. Вейнману и др., 1977 г.); 3 — полевошпатовый базальт (по Ф. Куттитта и др., 1977 г.); 4 — офитовый пиконитовый базальт В-1 (по А. Л. Альби и др., 1975 г.); 5 — базальт (по Ф. Куттитта и др., 1973 г.); 6 — базальт (по А. П. Виноградову, 1975 г.); 7 — очень низкотитанистый базальт, «Луна-24» (по В. Л. Барсукову и др., 1977 г.); 8 — оливин-пиконитовый базальт (по В. Компстону и др., 1971 г.); 9 — оливиновый базальт (по Ф. Куттитта и др., 1973 г.); 10 — ильменитсодержащий базальт (по А. Энгель и др., 1971 г.); 11 — базальт (по А. П. Виноградову, 1975 г.); 12 — интерсертальный ильменитовый базальт (по Дж. Максвеллу и др., 1970 г.); 13 — оливиновый ферробазальт (по А. Р. Дункану, 1974 г.); 14 — оливиновый базальт (по А. Р. Дун-

кану и др., 1974 г.); 15 — обогащенное пироксеном габбро (по Дж. Родесу и Н. Хаббарду, 1973 г.); 16 — неморской базальт (по С. Р. Тейлору, 1975 г.); 17 — материковый базальт (по А. П. Виноградову, 1975 г.); 18 — глиноземистый базальт (по Дж. Папику и др., 1976 г.); 19 — неморской базальт с низким содержанием KREEP — компонента (по Д. Нава, 1974 г.); 20 — материковый базальт (по А. П. Виноградову, 1975 г.); 21 — анортзит катаклазированный (по В. Жуану и др., 1974 г.); 22 — габбро-анортзит (по Дж. Розе и др., 1973 г.); 23 — анортзитовое габбро (по Х. Розе и др., 1975 г.); 24 — шпинельный троктолит (по Дж. Розе и др., 1973 г.); 25 — норит с низким содержанием KRP — компонентов (по Д. Ф. Нава, 1974 г.); 26 — норит с высоким содержанием KRP — компонентов (по Х. Б. Винк и др., 1973 г.).

Компонент	Океанические			Материковые										
	Габбро			Базальты					Габбро-анортозиты			Троктолиты	Ногиты	
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO ₂	38,38	37,91	47,81	48,50	48,00	46,60	45,70	45,40	43,97	45,30	46,38	45,16	45,70	47,90
Al ₂ O ₃	8,78	8,86	8,87	17,20	12,00	19,50	15,84	28,63	35,83	28,70	25,0	20,05	15,84	15,60
FeO	18,71	19,96	19,97	11,40	16,00	8,60	9,27	4,25	0,36	4,12	4,60	6,40	9,27	10,74
MgO	9,41	7,99	9,01	8,94	8,40	10,90	17,89	4,38	0,25	4,35	7,70	14,85	17,89	10,98
CaO	10,43	10,77	10,32	11,60	12,00	12,60	9,13	16,39	15,95	16,24	14,23	11,85	9,13	9,90
TiO ₂	12,83	13,08	1,77	0,95	1,50	0,64	1,38	0,32	0,02	0,29	0,57	0,70	1,38	1,80
Na ₂ O	0,43	0,38	0,28	0,40	0,58	0,42	0,55	0,41	0,34	0,50	0,62	0,48	0,55	0,78
K ₂ O	0,05	0,04	0,03	0,25	0,14	0,14	0,22	0,06	0,01	0,09	0,27	0,11	0,22	0,52
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,025	0,26	0,28	—	0,29	0,12	0,12	0,06	0,00	0,05	0,68	0,09	0,12	0,15
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,08	—	—	0,11	0,22	0,07	—	0,06	0,21	0,15	0,22	0,60
С у м м а	99,3	99,36	98,42	—	—	99,63	100,32	—	99,73	99,70	99,62	99,84	—	—

особых оснований отрицать возможность именно такой природы катархейских гранулит-базитовых образований с возрастом более 3500 млн. лет, выделяемых, например, Е. А. Долгиновым [13] в протоконтинентальные (инфракрустальные) комплексы окраинно-континентальных поясов, входящих из континентов в стороны шельфов — вдоль побережья Гвинейского залива, на крайнем юго-востоке Африки в районе Натал, на северо-востоке Бразилии.

Близповерхностное раннеазойское магмообразование осуществлялось в результате непосредственного выплавления магматических расплавов из вещества протокры и протомантии или в процессе его дифференциации и дегазации по типу зонной плавки, но по направлению не от внутренних слоев Земли к ее поверхности, а наоборот, — от поверхностных горизонтов протокры в глубь ее. Результатом этих процессов явились поступление на поверхность Земли легкоплавких и легколетучих веществ протокры и в какой-то степени, возможно, и верхней протомантии и обогащение глубинных частей протокры тугоплавкой фазой в виде пород типа дунитов и перидотитов. Изливавшиеся на поверхность лавы дали начало некомагматичным вулканитам типа коматитов, примитивным толеитам (по типу лунных), в подчиненном количестве эффузивам среднего и кислого состава. Излияние подобных лав происходило через посредство вулкано-метеоритных кратеров в основном центрального типа, что обусловило нуклеарный характер магматизма (вулканизма), который может быть назван метеоритно-магматическим.

Атмосфера, начавшаяся формироваться еще на стадии аккреции, носила углекислотный характер, будучи представлена в основном CO_2 , H_2O при наличии некоторого количества кислорода и азота.

Значительные выделения из протокры под действием дегазации и метеоритной проработки растворов, летучих и тепловой энергии привели на рубеже в 4000 млрд. лет назад к образованию достаточно плотной атмосферы, достигавшей, по-видимому, плотности современной, а также к образованию активной и высокотемпературной как атмосферы, так и гидросферы (однако не выше 100°C). Эта протогидросфера обладала кислотной реакцией за счет высокого содержания в ней угольной кислоты, поступавшей из протокры в результате окисления ее углерода дегазированной водой с образованием CO , CO_2 и H_2 . Подобная активная гидросфера, объем которой к 4000 млн. лет назад, очевидно, составил не менее 10 % от объема современной, приводила к интенсивным процессам химического выветривания и формированию хомогенно-осадочных образований как за счет земного реголита, так и вулканогенных пород существенно базальтоидного состава. Все это обусловило усиление дифференциации реголитового вещества, проходившей непрерывно под воздействием метеоритного кратерирования протокры.

В раннем аэрозоле заложились и основы локально-региональной неоднородности земной коры в целом, поскольку падающие метеоро-

ритные тела размером 50—100 км не являлись необычными, обладали большой кинетической энергией и могли служить как бы «спусковым механизмом» для более раннего запуска процессов дифференциации наружных слоев Земли в результате возникновения локальных очагов расплавления. Имея в виду подобный механизм, уже легко объяснить экспериментально устанавливаемые неоднородности в современной верхней мантии. В локальных участках протокры и верхов верхней протомантии, нагретых ударом крупных тел и сразу же термоизолированных реголитовым веществом (в результате «зарывания» в него подобных метеоритных тел), образовывался расплав значительно быстрее, чем в окружающих породах, часть которого могла изливаться в виде продуктов вулканической деятельности, что приводило к консолидации подобного участка протокры. Застывший монолит уже не обеспечивал хорошей изоляции от потерь тепла лучеиспусканием, что, в свою очередь, приводило к общему застыванию магматического очага со всеми явлениями магматической дифференциации вещества и, как следствие, к отличию термического и тектонического режима развития подобного участка коры от примыкающих областей. Подобный механизм, вероятность которого согласно имеющимся расчетам очень велика, обуславливал неодновременность развития указанных выше процессов плавления и дифференциации вещества протокры, которые наряду с эффектом общего термического расширения пород, по-видимому, являлись главнейшим механизмом дифференциальных движений формировавшейся коры наряду с вулкано-метеоритными структурами главным образом центрального типа.

С учетом изложенных выше данных представляется, что к периоду 4,2—4,0 млрд. лет назад в пределах протокры насыпного типа (земной реголит и мелкометеоритная составляющая вторичного вещества и вещества Сверхновой, меньше реликтовое вещество) продолжалось развитие двух противоборствующих процессов: 1) формирование вулканогенно-реголитовой, вулканогенно-реолито-переотложенной и вулканогенно-реолито-хемогенной коры с появлением сжатой, но, вероятно, достаточно полной региональной метаморфической зональности (см. рис. 27), с гораздо большим градиентом температур, вплоть до гранулитовой фации метаморфизма и магнообразования*; 2) постоянное дробление формирующейся коры ударным воздействием метеоритов, которые, в свою очередь, и сами инициировали магматическую деятельность. При этом следует иметь в виду, что, поскольку породы протокры несмотря на высокое содержание воды были насыщены углеродом и закисным железом, магматизм и метаморфизм в значительной степени могли проявляться в восстановительной обстановке с высоким мобилизующим воздействием CO_2 , CO и водорода, выско-

* С позиции реголитовой составляющей протокры находит новое объяснение и проблема «серых гнейсов», которые являются образованиями полигенной породы.

бождавшегося при окислении С, СО и FeO водой, изначально находившейся в веществе протокоры.

Поздний азой (4000 ± 100 — 3500 ± 200 млн. лет назад) характеризовался обособлением в пределах протокоры двух глобальных типов ее структур — континентальных и океанических сегментов — соответственно «протоконтинентов» и «протоокеанов», первопричиной которого явилась глобальная катаклизма в виде интенсивной метеоритной бомбардировки земной поверхности 4000 ± 50 млн. лет назад. Этот процесс привел: а) к образованию ложа океанов, б) к полной переработке — дроблению, дезинтеграции и дегазации в их пределах — протокоры и обогащению ее как чуждым — метеоритным материалом, так и труднолетучими компонентами реголитовой коры — магнием, алюминием, кальцием и др., в) к обогащению незатронутых или, вернее сказать, слабо затронутых метеоритной проработкой сегментов протокоры — будущих континентов — реголитовым материалом, выбитым и вынесенным из ложа океанов и селективно обогащенным (до 30 %) щелочами, кремнием, железом и другими легколетучими веществами; г) к интенсификации вулканизма в пределах протоокеанических сегментов, приведшей к образованию мощной ультрамафитовой океанической коры (типа разреза низов нижней толщи серии Онвервахт).

По аналогии с Луной, где-то на рубеже 4 млрд. лет назад, Земля попала в поток метеоритов, произведших интенсивное кратерирование ее поверхности. Г. Г. Шмидт [16] считает, что именно бомбардировка лунной поверхности крупными метеоритами привели в интервале 4,1—3,9 млрд. лет назад к образованию крупных бассейнов будущих лунных морей, которые в интервале 3,8—3,0 млрд. лет были залиты базальтами. Дж. Везерилл [16] еще более сужает этот интервал — до 4,05—3,95 млрд. лет назад. На основании анализа изотопных данных он приходит к выводу о смене нормального метеоритного потока в течение первых 600 млн. лет существования Луны «метеоритным катаклизмом», приведшим к формированию бассейнов лунных морей, и заключает: «Если такой поток вызвал катаклизм на Луне 3,9 млрд. лет назад, то он должен был вызвать катаклизм на всех планетах земной группы» [16, с. 423].

Таким образом, метеоритный поток небывалой до того силы обрушился на Землю 4,05—3,95 млрд. лет назад, раздробив тонкую новообразованную кору в местах расположения современных океанов. Естественно, подобное дробление коры под будущими океанами (будем называть «океаном») не было равномерным как по площади, так и на глубину. Досталось, конечно, и материкам, но в меньшей степени. Более того, по аналогии с Луной подобная бомбардировка вызвала выброс и испарение колоссального количества летучих — кремния, щелочей, фосфора, железа, перенос которых в условиях Земли мог достигать тысячи километров. Аналогами подобных конденсатов (реголит на Луне) могли бы быть тектиты и металлические шарики океана. Следовательно, метео-

ритная бомбардировка вызвала не только нарушение структуры коры океанов, создав океанические бассейны, но также: 1) обогатила менее затронутые континенты (им просто повезло!) кремнием железом, щелочами, а океаническую кору — кальцием, магнием, алюминием, 2) инициировала мощный всплеск основного — ультраосновного магматизма, продукты излияния которого могли использовать не только вулканогенно-метеоритные жерла, но и линейные каналы, вызванные другими причинами — космическим воздействием на Землю.

Подобную «гигантскую бомбардировку» Земли предположил и А. М. Гудвин [28] в интервале 4,0—3,8 млрд. лет, назад, считая, что результат ее — ускорение сиалической дифференциации верхней мантии, приведшей к образованию протокры и протоконтинентов. Поскольку А. М. Гудвин исходил из модели «гомогенной Земли», то и результатом такой бомбардировки является рост континентальной коры. Исходя из модели полигенно-гетерогенной аккреции и соответствующего состава протокры, «гигантские бомбардировки» не могли не приводить также к гигантским излияниям основной — ультраосновной магмы. Именно продукты подобных излияний в настоящее время идентифицируются как зеленокаменные пояса, локализованные в основном вдоль окраин современных континентов, а нередко и уходящие вместе с гранулит-базитовым протоконтинентальным субстратом в океанические шельфы [13]. Д. Г. Грин в 1972 г. предполагал возможность образования зеленокаменных поясов с ударами метеоритов, но не связывал это явление с глобальной бомбардировкой.

Образования древнейших разрезов типа зеленокаменных поясов сформировали первую океаническую кору в пределах океанических бассейнов. Наблюдаемые в настоящее время зеленокаменные пояса, вернее древнейшие их разрезы, составили одно целое со сформированной океанической корой, выходящей, таким образом, на поверхность. Она не была монолитна и включала множество «реликтов» своего раздробленного и переработанного основания, сохраняющегося в настоящее время в виде отмеченных выше инфракристалльных комплексов.

И именно со времени начала образования океанической коры (примерно 3700 ± 200 млн. лет назад), которую можно назвать ультрамафитовой, разделились пути эволюции земной коры континентов и океанов. А сам рубеж в 3700 ± 200 млн. лет назад является, таким образом, реперным в истории земной коры, подтверждающая разделение ее на азойский и археозойский эоны.

Земная кора континентов первоначально была представлена, как и океанических сегментов, образованиями типа базит-гранулитового слоя, подстилающего как зеленокаменные архейские пояса, так и гнейсово-гранитные комплексы континентов. Возникновение этого слоя связывается с нуклеарно-планетарной стадией развития Земли в интервале 4,5—4,0 млрд. лет назад за счет регионального метаморфизма комплексов, представленных переслаивающимися покровами вулканитов типа лунных базальтов и го-

ризонтов земного реголита, приближавшегося по составу к углестым хондритам — ахондритам (см. табл. 28 и 35 — протоко́ра со слоями СI, СII и СIII), и значительной примесью материала обычных хондритов. Гигантская метеоритная бомбардировка 4,05—3,95 млрд. лет назад, несмотря на то что континенты затронула в меньшей степени, чем океаны, но тем не менее оказала влияние и на их латеральную неоднородность. Это выразилось в разном характере развития земной коры, — так сказать, ее кратонизации — в различных частях континентов как за счет изменения термического режима, так и в результате внесения иной вещественной компоненты в виде метеоритного вещества. Однако результаты этой бомбардировки, по-видимому, в целом для континентов имели и другое важное следствие — перекрытие древнейшего гранулит-базитового слоя вторичным реголитовым материалом, селективно обогащенным кремнеземом, щелочами, железом и всей группой сидерофильных элементов, т. е. летучими элементами, испарявшимися из областей «бомбардируемых» океанических впадин и отлагавшимися в пределах континентов. Мощность этого вторичного реголитового слоя могла составить примерно за 100 млн. лет интенсивной бомбардировки, не считая предшествовавшей и более поздней, не один километр. Продолжавшиеся процессы малоглубинного магмообразования и излияния вулканических пород приводили к формированию так называемых осадочно-вулканогенных отложений. К их категории может быть отнесен и район древнейших гнейсов Амисок с возрастом 3750 млн. лет (см. табл. 3), для которых не находят объяснений с позиций «нормальной» осадочно-магматической геологии такие факты, как: 1) переслаивание метавулканических пород основного состава (амфиболиты, тальковые сланцы, дуниты, амфибол-хлорит-альбитовые сланцы) с метавулканиками кислого состава (кремнистые и карбонатсодержащие биотит-мусковитовые сланцы) и метаосадочными породами, представленными полосчатыми железистыми кварцитами и карбонатно-кремнистыми породами (гранатсодержащие биотит-плагиоклазовые сланцы и карбонатно-амфиболовые породы с биотитом и кварцем, биотитовые и биотит-мусковитовые сланцы), 2) высокое содержание в кислых метавулканиках калия, 3) широкое распространение в метаосадочных породах и в том числе в железистых кварцитах углерода, 4) низкое содержание тория, урана и свинца, 5) необычный недостаток в метавулканических породах магния по отношению к железу при низком содержании натрия и тяжелых редкоземельных элементов в обогащенных кремнеземом дифференциатах, 6) тесная ассоциация с железом таких элементов, как Mn, Nb, P, Ti, Y, Zr [28].

С развиваемых позиций формирования земной коры эти факты объясняются тем, что мы имеем дело не с типично осадочными породами, а с реголитом, обогащенным кремнеземом, железом и другими космохимически летучими элементами и обедненным труднолетучими, например U, Th, Mg и др. (см. табл. 1, рис. 5, 10 и 11), который мог переоткладываться и хемогенно преобразовывать-

ся в условиях уже имевших место высокотемпературной углекислотной атмосферы и гидросферы. Значительное содержание углерода обусловлено тем, что реголит в основном развивался за счет протокры ахондрит-хондритового состава, обогащенной углисто-хондритовым материалом, который был первоначально обогащен и железом в ущерб магнию (см. рис. 6). С рассматриваемых позиций находит непротиворечивое объяснение наличие глобальных поясов железорудных формаций посредством переноса испарявшихся за счет метеоритных ударов железа и кремния в условиях плотной первичной атмосферы с выпадением этих элементов на определенных метеорологических барьерах. Такими барьерами могли быть зоны столкновения теплых атмосферных масс с более холодными, цепи горных сооружений или еще какие-то другие факторы.

Закономерности формирования континентов в соответствии с развиваемой моделью объясняется и наличие в непосредственной близости районов с совершенно различной геологической историей, в том числе и характером метаморфизма, например для гнейсов Амитсок с возрастом 3750 млн. лет (Юго-Западная Гренландия): 1) в районе Исуа зеленокаменные ассоциации уже существовали около 3800 млн. лет назад и с этого времени избежали крупных тектоно-термальных и петрогенетических процессов; 2) в районе Готхоб — в 150 км к юго-западу от района Исуа — эти гнейсы, согласно данным Я. Аллорта, С. Мурбата и Б. Чедвика, метаморфизованы в гранулитовой фации в интервале примерно 3000—2600 млн. лет назад после отложения супракrustальных толщ Малене и внедрения крупных анортозитовых тел [28]. Термический режим района Исуа был близок к таковому, характерному для древней океанической коры, прототипом которой являлся разрез нижней толщи серии Онвервахт (см. табл. 70), а района Готхоб — для континентальной коры, в пределах которой наличие хорошего термоизолирующего слоя реголитно-осадочных пород обеспечило накопление тепловой энергии и, как следствие, развитие регионального метаморфизма.

И если в пределах древнейшей океанической коры имело место проявление преимущественно ультрамафитового вулканизма в виде перидотитовых и базальтовых коматиитов и океанических толеитов с резко подчиненной ролью более кислых разновидностей (см. табл. 73, 74, 76, 80, рис. 59, 60а—62а), то в пределах протоконтинентальных сегментов образовывались в основном толеитовые базальты океанического и переходного к континентальному типов (см. табл. 49, 52, 53, рис. 34, № 1—4) с подчиненным развитием вулканитов среднего и кислого состава (см. табл. 56, 59—63, 66, рис. 41) и резко подчиненным — ультраосновного. Вулканиты переслаивались с реголитовым и переотложенным реголитовым материалом, а также с продуктами хемогенного выветривания как реголита, так и первично вулканогенных пород. Общим для позднеазойского магматизма обоих типов сегментов земной коры являлись малая глубина очагов магмообразования и независимое (автономное) их формирование и развитие, что обусловило отсут-

стве комагматичности между разновозрастными продуктами вулканизма. При этом как в пределах протоконтинентов, так и протоокеанов выявляется определенная закономерная петрохимическая эволюция магматизма, выражавшаяся в увеличении содержания кремнезема и щелочей при уменьшении магния и глинозема.

Подобная же тенденция свойственна и эволюции вещественного состава осадочных пород континентов, а изменение литологического состава осадочных и вулканогенных пород в их пределах отражено на рис. 58. При этом, очевидно, часть из указанных на этом рисунке литологических разностей в действительности могла представлять собой как переотложенный реголитовый материал, так и продукты интенсивного химического выветривания реголита и вулканогенных пород в условиях слабо расчлененного рельефа и мелководных бассейнов. Весьма характерные образования позднего азоя — кварциты и высокоглиноземистые породы, формирование которых является отличительной особенностью этой зона в пределах протоконтинентов и в переходных к океанам областях. Эти породы могут иметь двойственную природу — продукты хемогенно-остаточных кор выветривания вулканитов и (или) переотложенный реголитовый материал, претерпевший предшествующее селективное обогащение кремнеземом и последующее хемогенное преобразование.

В силу различного тектонического и теплового режима разных участков протокры, возникших в раннем азое и усиленных как в результате метеоритной глобальной катаклизмы, так и продолжавшегося, хотя и менее интенсивного, метеоритного кратерирования коры континентов, вулканогенно-реголитово-хемогенные отложения позднего азоя в разных регионах могли претерпевать метаморфизм различной интенсивности — от зеленосланцевой фации до гранулитовой с образованием какого-то, хотя и весьма незначительного, количества метаморфогенных и палигенно-анатектических гранитоидов (см. рис. 51, табл. 64). Сформированные в таких условиях гнейсы в большинстве своем, по-видимому, имеют первично реголитовую, а не осадочно-терригенную (за счет разрушения гранитов) природу.

Увеличение со временем глубины очагов магнообразования, которое имело место в пределах земной коры с наличием термоизоляционного покрытия, сопровождалось сменой нуклеарного режима развития в пределах протоконтинентов примерно 3500 ± 200 млн. лет назад существенно линейным, контролировавшимся системами расколов, обусловленных ротационными силами Земли. Именно по подобным расколам — системам разломов — происходило дальнейшее излияние уже более дифференцированных расплавов как в пределах континентов, так и океанов.

Сформировавшаяся к концу азоя земная кора может быть идентифицирована с базальтовым слоем, который правильнее называть «протобазальтовым», а рубеж в 3500 ± 200 млн. лет можно рассматривать как время образования протобазальтового слоя Земли, между которым и ниже располагавшимся веществом протокры и

верхней протомантии (последняя в основном в пределах протоокеанов) начал формироваться слой тугоплавкого остатка типа дуни-тов и перидотитов. Имеющиеся материалы не позволяют на данной стадии изученности выделить в пределах протоконтинентов азоя более одного тектоно-магматического цикла — нуклеарно-геологического, не считая раннеазойской стадии. В пределах протоокеанов этому циклу может в первом приближении соответствовать тектоно-магматический цикл формирования ультрамафитовой океанической коры (см. табл. 55, ультрамафитовая толща).

Археозойская история земной коры

Археозойский эон развития Земли (примерно [3500÷2100] ± 200 млн. лет назад) характеризовался развитием в пределах и протоконтинентов, и протоокеанов линейно ориентированных систем, контролировавшихся крупными расколами (разломами, рифтами) земной коры, обусловленными ротационным режимом Земли и наличием кристаллической коры и пластичных подстилающих ее масс. Эти расколы служили подводными каналами для проявления все еще протокорового, но уже достаточно зрелого магматизма, приводившего к излиянию дифференцированных серий вулканитов и достигшего своего максимума в пределах континентов примерно 3300—3000 млн. лет назад, а в пределах океанов — 2800—2500 млн. лет назад. Другой отличительной чертой археозойского эона было появление и развитие «простейшей» органической жизни, кислородной атмосферы (рис. 64) и преобразование протогидросферы к 2500 млн. лет назад по составу и объему в гидросферу, близкую к современной, и, как следствие, развитие процессов седиментогенеза. При этом роль седиментогенеза, совершенно незначительная вначале, постепенно повышалась, приводя к образованию в пределах прогеосинклиналей хемогенно-переотложенных, а затем в условиях протогеосинклиналей — хемогенно-осадочных и терригенных пород в результате разрушения и переотложения более древних образований и увеличения роли карбонатообразования. В археозое предполагается развитие четырех тектоно-магматических циклов формирования континентальной коры и двух — океанической.

Основной тенденцией развития протоконтинентальной коры являлось увеличение глубинности очагов магмообразования со временем (см. рис. 34, № 5—8; рис. 35). При этом общая направленность дифференциации вещества протокоры и верхней протомантии проходила сверху вниз, осложняясь встречным движением вещества и летучих. При уменьшении содержаний тепловыделяющих элементов в веществе протокоры и верхней протомантии в результате его выноса в формирующуюся земную кору расплавление вещества могло подчиняться закономерностям, установленным Е. А. Любимовой (рис. 65), которые, однако, становятся наиболее характерными для магматизма платформенного и орогенного режимов, а также областей тектоно-магматической активизации в

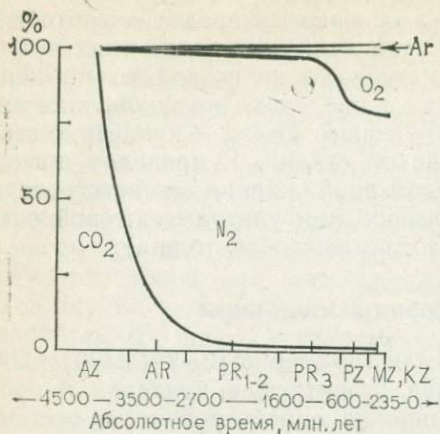
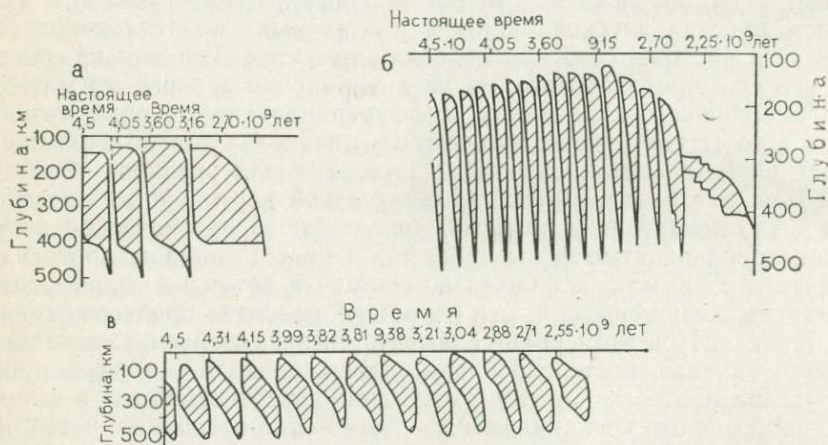


Рис. 64. Эволюция состава газов атмосферы Земли. По А. Б. Ронову (1972 г.)

Рис. 65. Цикличность и форма циклов проплавления верхней мантии в зависимости от характера и интенсивности теплопередачи. По А. М. Тихонову и др. (1969 г.)

а — при включении интенсивной теплопередачи в слое расплава конвективного характера (число циклов — 4, период каждого из них — порядка 500–300 млн. лет); б — при усилении теплопередачи в зоне плавления (число циклов — 16, период — 140 млн. лет); в — при увеличении молекулярной теплопроводности верхнего твердого слоя (число циклов — 13, период — 170 млн. лет, верхняя кромка расплава может достигнуть глубины 30 км)



протерозое и фанерозое. Для археозоя же наиболее приемлемым механизмом магмообразования, по-видимому, являлся механизм дифференциации вещества протокры и верхней протомантии по типу зонной плавки. При этом наиболее вероятным представляется механизм многократной, циклической зонной плавки, а фундаментальной характеристикой ее являлся конвекционный перенос вещества и тепла. В результате этих процессов к поверхности Земли поступали расплавы базальтоидного, среднего и кислого состава, а также растворенные в них флюиды.

Таким образом, указанный механизм в свете полигенно-гетерогенной модели формирования Земли является наиболее реальным способом формирования земной коры в археозойский эон, естественно, с теми ограничениями, которые накладываются смоделированным составом протокры и верхней протомантии и, в частности, обогащением их углеродом, металлическим и закисным же-

лезом, переводящими в значительной степени в определенных условиях H_2O в свободный водород вследствие окисления указанных компонентов. При этом формировавшаяся археозойская кора по сравнению с протокорой должна была еще в большей степени обогащаться такими тепловыделяющими элементами, как уран, торий и калий, что и имеет в действительности место. Подобная обогащенность коры тепловыделяющими элементами должна была, в свою очередь, приводить к возникновению очагов расплавления в самой коре, глубина которых и время заложения находились в зависимости от наличия или отсутствия осадочного теплоизолирующего чехла и его мощности в соответствии с моделью, отображенной на рис. 66, что наиболее характерно для позднеархеозойского и протерозойского этапов развития земной коры. По мере развития процессов выветривания и денудации ранее образованных пород в пределах континентов формировался чехол осадочных пород значительной мощности, который и обеспечивал подобную аккумуляцию тепла, являясь необходимым условием для развития прогрессивной метаморфической зональности в условиях геотермического градиента, значительно превышавшего современный (см. рис. 27). Последнее обстоятельство являлось главнейшим фактором, обусловившим в археозое впервые в истории земной коры широкое развитие процессов ультраметаморфогенного гранитообразования, а также связанного с ним диапиризма. Наряду с этим нельзя отрицать возможности широкого развития процессов магмообразования в пределах протокоры и протомантии и путем непосредственного выплавления магматических расплавов, дающих в соответствии с расчетами Ю. М. Шейнманна три главнейших петрохимических ряда магматических пород (рис. 67).

Формированию мощного теплоизолирующего чехла в пределах континентов способствовала и эрозия пород протоокеанических сегментов, которые в течение археозоя, как минимум, трижды были серьезными поставщиками продуктов для континентальных сегментов. При этом следует подчеркнуть и то, что археозой явился временем формирования нового для Земли типа глобальных геологических структур — структур окраинно-континентальных поясов. Эти структуры, с одной стороны, отделили области протооке-

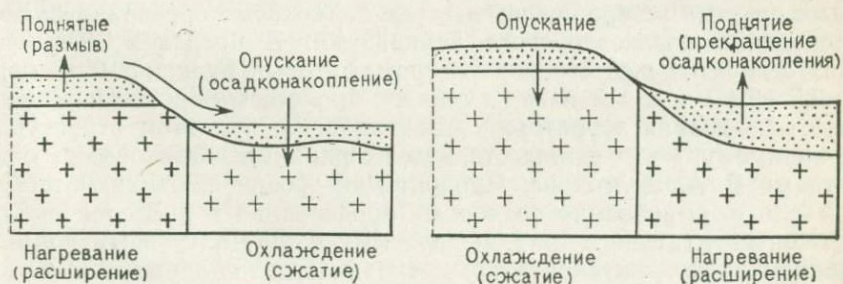


Рис. 66. Зависимость вертикальных движений блоков земной коры от режима осадконакопления и температуры. По А. А. Смыслову и др. (1979 г.)

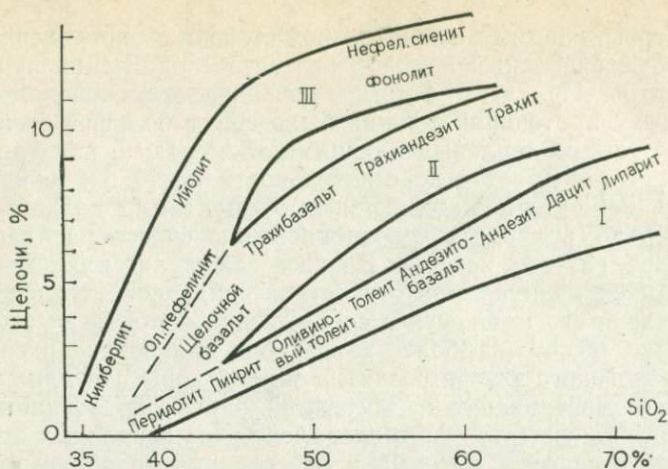


Рис. 67. Положение трех главных магматических рядов, которые могут формироваться в результате прямого выплавления из пирилотового вещества верхней мантии, последовательность формирования горных пород и остаточных расплавов в пределах каждого из которых определялась закономерностями кристаллизационной дифференциации. По Ю. М. Шейману (1970 г.)

анов от протоконтинентов, а с другой — определили свой неповторимый характер эволюции земной коры, названный Е. А. Долгиновым рекуррентно-деструктивным путем ее развития.

Ранний археозой ($3500 \pm 200 - 3100 \pm 100$ млн. лет назад) характеризовался заложением и развитием в пределах протоконтинентов прогеосинклинально-складчатых систем в условиях слабой контрастности тектонических движений, преобладания процессов вулканизма и хемогенно-осадочного литогенеза над терригенным седиментогенезом и впервые широким развитием процессов гранитообразования и связанных с ним гранитоидного магматизма и диапиризма в инверсионную стадию. При этом на смену существенно толейт-андезитовому некомагматическому вулканизму позднего азоя приходит вулканизм комагматических пород базальт-андезит-риолитовых серий (см. рис. 34), в которых базальты представлены континентальными щелочными типами с более глубинными очагами генерации магмы, чем те, которые образовались при проявлении позднеазойского вулканизма. В пределах океанических сегментов существенно ультрамафитовый вулканизм примерно 3,5—3,4 млрд. лет назад сменился процессами эрозии в результате воздымания территорий. Возникавшие при этом структуры, по-видимому, могут отождествляться с ранними «базитовыми» поднятиями Е. А. Долгинова. Продукты их эрозии служили материалом для формирования осадочных образований в пределах структур континентального типа, выделяемых Е. А. Долгиновым под названием внутриконтинентальных складчатых областей. Остатки уцелевшей от эрозии древнейшей океанической коры локализовались в пограничных с «континентами» структурах, заложив, как от-

мечалось выше, начало развития окраинно-континентальных поясов с рекуррентно-деструктивным, по Е. А. Долгинову, типом развития (см. табл. 70, нижняя толща). Эти структуры должны были уже в начальные стадии раннеархеозойского развития земной коры испытывать со стороны «океанов» покровно-надвиговые деформации.

Конец раннего археозоя фиксируется в пределах протоконтинентов образованием первых глубоко эродированных складчатых сооружений типа современных щитов, выделяемых под названием литоплинтов, протоплатформ или консолидированных ядер континентов. Близко одновременно с ними в интервале 3,4—3,2 млрд. лет назад в пределах океанических сегментов вновь начинается формирование океанической коры, но по составу уже мафитовой с наличием осадочных пород и вулканитов среднего и кислого состава, комагматичных преобладающим толеитовым базальтам. И если в пределах континентов продукты базальтоидного магматизма представлены в основном щелочными базальтами континентального типа (см. рис. 34, № 5; рис. 35; табл. 49 (fd), 52 (fd), 53), то в пределах океанических сегментов — исключительно базальтовыми коматитами и толеитами океанического типа (см. табл. 73 и 74). Залегала мафитовая океаническая коры частично на древней ультрамафитовой или гранулито-базитовой, или же непосредственно на эродированных и переработанных породах протокоры и протомантии. Исходя из состава продуктов раннеархеозойского вулканизма в пределах океанических сегментов, можно предположить, что генерация магмы могла происходить уже в пределах хондрито-ахондритовой верхней протомантии, поскольку большая часть протокоры, по-видимому, к этому времени в пределах океанов была уничтожена как азойским метеоритным катаклизмом ($4,0 \pm 0,05$ млрд. лет назад), так и глубокой ее эрозией в ранние стадии раннего археозоя (3,5—3,4 млрд. лет назад).

Средний археозой ($[3100 \pm 2600] \pm 100$ млн. лет назад) характеризовался в пределах континентов формированием зональной коры в результате уже интенсивно проявленных процессов гранитообразования (см. табл. 63), а в пределах океанов — образованием базальт-андезитовой океанической коры. При этом в пределах континентальной коры происходили консолидация прогеосинклинальных систем первой очереди с образованием на их месте глубокоэродированных складчатых систем типа щитов (литоплинтов), а с другой, — заложение новых, причленяемых к ним протогоосинклинальных систем, развивавшихся в условиях значительно усилившейся контрастности тектонических движений и, как следствие, преимущественного терригенного седиментогенеза (см. рис. 57), и, наконец, сохранение режима вулканизма и седиментогенеза в пределах внутриконтинентальных областей за счет эрозии мафитовой океанической коры примерно до 2,8 млрд. лет назад. С инверсионно-складчатыми стадиями тектоно-магматических циклов в среднем археозое связано и наиболее интенсивное и широко проявленное гранитообразование ультраметаморфизма возды-

мания и обусловленное им формирование мигма- и мигматит-плутонов (см. рис. 53, табл. 62 и 63).

Магмообразование в пределах континентов характеризовалось развитием двух базальт-андезитовых серий — метатолеитовой и щелочно-базальтовой (см. рис. 34, № 6—8 и 6а—8а, рис. 43, табл. 49, 52 и 53) тимптоно-желтулинского комплекса. При этом наряду с тенденцией развития комагматичных вулканитов продолжалось и выплавление вулканитов, в том числе и среднего — кислого состава, выплавлявшихся непосредственно из вещества протокры в условиях меньших глубин, но изливающихся одновременно с породами главных петрохимических серий.

Рубеж 2600 ± 100 млн. лет назад знаменует глубокую переработку протокры и достижение магматическими очагами в пределах континентов областей верхней протомантии, в связи с чем во многих областях протоконтинентов происходила смена «сухих» условий гранитообразования под воздействием флюидов, обогащенных CO_2 , CO , H_2 , водными и, как следствие, интенсивное развитие разногенетических процессов гранитообразования и гранитизации с формированием петрогенетической зональности земной коры (см. табл. 63, рис. 51—53).

В пределах океанических сегментов начальные стадии среднего археозоя характеризовались общим, но, по-видимому, не одновременным воздыманием территории, которое сопровождалось эрозией пород в направлении континентальных сегментов. Остатки этой мафитовой коры сохранились в пределах окраинно-континентальных структур в виде зеленокаменных поясов типа верхней толщи серии Онвервахт, которые испытали покровно-надвиговые деформации со стороны океанов, а также диапиризм гранитоидного материала и связанную с ним гранитизацию (см. рис. 54). Последние обусловлены соответствующими процессами в подстилающих и примыкающих сегментах континентальной коры, а также поступлением калийсодержащих водных флюидов по зонам разломов, уходившим своими корнями в верхнюю протомантию, в пределах которой, по-видимому, в это время произошло заложение астеносферного слоя и началась интенсивная и все возрастающая со временем ее дегазация. Не исключено, что пограничное положение древнейших окраинно-континентальных структур при наличии уточненной протокры приводило в их пределах также к гранитообразованию под воздействием флюидов и вещества верхней протомантии уже 3000 млн. лет назад.

Начиная с 2,8 млрд. лет назад в пределах океанических сегментов режим позитивных движений сменился негативными (по механизму рис. 66), что повлекло за собой новую стадию интенсификации океанического вулканизма и седиментогенеза, приведших к формированию андезит-базальтовой океанической коры, аналогом которой являются молодые архейские зеленокаменные пояса (см. табл. 71—73, рис. 63). Формирование этой коры, по-видимому, во многом было сходно с современным, сопровождаясь образованием рифтогенных структур, подобных как центрально-океаническому

типу, так и активным окраинам континентов (навадийского и калифорнийского типов), а также и островодужным системам.

Поздний археозой (2600 ± 100 — 2100 ± 200 млн. лет назад) характеризовался образованием протогранитного и эволюцией ранее сформированного протобазальтового слоев в результате наиболее полного проявления качественно нового процесса эндогенного петрогенеза — процесса корового гранитообразования и генетически связанных с ним явлений гранитизации, дегранитизации и базификации, углублявшихся начавшееся в азое формирование зонального строения «континентальной коры» (см. табл. 63, рис. 53). В пределах континентальной коры в закладывавшихся прото-, а затем и геосинклинально-складчатых зонах выявляется неизменная тенденция усиления со временем наряду с терригенным седиментогенезом интенсивности вулканизма среднего и кислого состава, а также комплементарности продуктов последних, ассоциирующих со щелочными и толеитовыми базальтами континентального типа. Продукты корового гранитообразования представлены как метаморфогенными и палингенно-анатектическими, так и в особенности палингенно-анатектического и реоморфического гранитообразования, а также метасоматической гранитизации и кремне-щелочного метасоматизма.

Каждый новый геотектонический цикл в связи с развитием новой геосинклинально-складчатой системы приводил к обогащению верхних горизонтов земной коры гранитоидным веществом как в результате процессов гранитообразования и обусловленных им гранитоидного магматизма и диапиризма, так и в связи с накоплением терригенно-осадочных пород, более кислых и обогащенных щелочами, чем отложения предшествовавшего цикла (см. рис. 56).

Рубеж 2100 ± 200 млн. лет назад может рассматриваться как время превращения протобазальтового слоя в собственно базальтовый, а также становления гранитного слоя континентальной коры в результате вначале процессов выплавления гранитной составляющей из протокры, фракционирования базальтовых расплавов, а затем и собственно ультраметаморфогенных процессов гранитообразования и комплементарных им дегранитизации и остаточноты смыкающей базификации. Последний процесс наращивал базальтовый слой со стороны коры, а затем превращал его на глубине в антиастенолитовый слой тугоплавкого остатка, приближавшегося по составу к дунитам.

Верхняя граница археозоя в пределах континентов характеризовалась началом стабилизации протогеосинклинальных систем в результате инверсионно-складчатых движений, как правило, иного, близко перпендикулярного направления, с которыми связана коренная переработка структурного плана континентов. Наложение молодых структур одного направления на более древние, имевшие иное направление, в значительной степени является причиной широкого развития в докембрии «ложных» купольных структур типа гнейсово-складчатых овалов.

В пределах океанических сегментов начало позднего археозоя совпадает с завершением формирования андезито-базальтовой коры, типизируемой с «молодыми» зеленокаменными поясами. Начиная с рубежа 2,5 млрд. лет назад, можно предполагать, что и до середины протерозоя области океанической коры испытывали позитивные движения, приводившие к эрозии пород в направлении континентальных сегментов (см. рис. 57), а также к чешуйчато-надвиговым движениям в их сторону. Зеленокаменные пояса, локализованные в пределах окраинно-континентальных структур, являясь частично реликтовыми образованиями андезит-базальтовой коры, приобретали особый характер развития в результате процессов гранитообразования, генетически связанного с подстилавшей и примыкавшей континентальной корой, а также обусловленных поступлением гранитизирующих флюидов и из области верхней протомантии по зонам глубинных расколов, а также и самого магмообразования в подобных зонах (рис. 68).

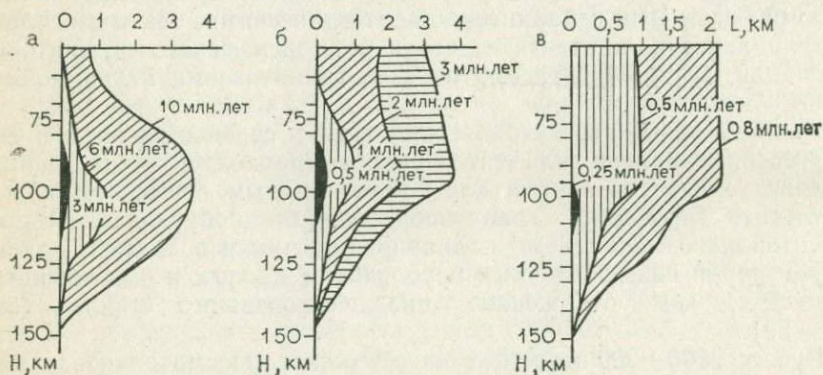


Рис. 68. Расплавление вещества верхней мантии и базальтового слоя в пределах зон глубинной проницаемости на глубину (H) и по латерали (L) в зависимости от величины теплототока, заданного в соответствии с реальными величинами теплового поля в областях современного вулканизма, а также возможное время образования магматического очага. По В. В. Велинскому (1970 г.)

Протерозойская история земной коры

Протерозойский зон развития земной коры ($2100 \pm 200 - 570 \pm 50$ млн. лет назад) характеризовался стабилизацией протогео-синклинальных систем, развитием преимущественно секущих по отношению к ним инверсионно-складчатых систем линейного характера и сопряженных с ними геосинклиналей, формированием областей субплатформенного, а затем и платформенного режима, а также первым проявлением посленинверсионно-складчатых стадий этапов орогенеза. Протерозойскому зону свойственно четыре тектоно-магматических цикла, один из которых переходит из археозоя. Началу каждого из циклов характерно проявление седиментогенеза, основного и среднего вулканизма и, наконец, гранитоидного

магматизма. Именно в протерозое совершилось резкое сокращение областей с геосинклинальным режимом в пределах континентов за счет роста платформенных. История геологического развития земной коры в протерозое по сравнению с более ранней относительно хорошо изучена Б. М. Келлером, К. О. Кратцем, Г. Ридом и Дж. Уотсоном, Л. И. Салопом, Б. С. Соколовым, М. А. Семихатовым и другими исследователями [2, 23, 29, 35, 36, 49 и др.].

Следует лишь особо подчеркнуть тот факт, что начало протерозоя характеризовалось развитием наиболее интенсивных за всю историю Земли (как предыдущую, так и последующую) процессов гранитообразования, достигших наибольшей активности в интервале 1900—1800 млн. лет назад (см. рис. 53). Начиная с этого времени ярко выраженная тенденция гранитофильности магматизма начинает сменяться гранитофобностью, свойственной как продуктам основного, так и кислого магматизма и выражавшейся со временем в увеличении их основности и уменьшении калиевости. Эта тенденция начинает проявляться в среднем и позднем протерозое, при этом в продуктах седиментогенеза она фиксируется несколько позднее — с позднего протерозоя. Расположение эволюционных трендов на рис. 34 и 36 показывает, что ритмично-необратимая эволюция магматизма, свойственная ранней истории Земли, продолжается и в более поздние стадии ее развития. Особенно отчетливо эта закономерность выявляется на рис. 34, фиксирующем еще два подобных эволюционных ритма — протерозойский (№ 11—13) и фанерозойский (№ 14—16 и 14а—16а). Подобная эволюционная ритмичность указывает и на то, что процессы магматизма связаны с явлениями фракционирования и генерации магмы в глубинных и промежуточных очагах, которые более длительны, чем проявляющиеся на поверхности континентов тектонические формы.

Начиная со среднего протерозоя процессы гранитообразования утрачивают корообразующее значение, сменяясь интрузией магматических расплавов из области верхней протомантии, осуществлявшейся посредством зон глубинных разломов, которые, в свою очередь, генерировали образование вторичных магматических очагов под воздействием тепловых потоков и флюидов из области верхней, а начиная с мезозоя — и средней мантии по механизму, разобранному В. В. Велинским (1970, 1980 гг.). Очевидно, развитые на границе раннего — среднего протерозоя интрузии гранитов рапакиви и анортозитовые массивы фиксируют своим появлением переход очагов генерации расплава в условиях орогенных режимов в область верхних горизонтов верхней протомантии существенно углестохондрито-ахондрито-хондритового состава. Образование этих верхнемантийных очагов магмообразования происходило под воздействием тепловых и флюидных потоков более глубокого заложения — из области сформировавшегося астеносферного слоя верхней протомантии. По-видимому, именно это время можно считать временем перехода протокры коры континентов в современную кору, а нижней части протокры и верхней протомантии — в современную

верхнюю мантию, которая к концу фанерозоя «поглотила» и верхний горизонт средней протомантии и истощилась калием (см. табл. 25, 35 и 46, рис. 6, 20 и 32). Обогащенность протокоры и протомантии углеродом и водой, что следует из развиваемой модели полигенно-гетерогенной аккреции Земли, также наилучшим образом объясняет закономерности карбонатного литогенеза в истории Земли и режим углерода в целом, выявленный А. Б. Роновым. Подобная обогащенность углеродом и водой, а также многими углеводородами и органическими соединениями протокоры и верхних частей протомантии свидетельствует о возможности формирования нефтяных залежей не биогенным, а эндогенным путем, а также о наличии в самом веществе протокоры необходимых органических веществ для развития органической жизни. Все это расширяет перспективы нефтегазоносности, поскольку нет никаких оснований исключать из областей поиска последних и самые древние образования земной коры, не подвергшиеся последующим процессам метаморфизма.

Океанические сегменты, служившие до середины протерозоя, по-видимому, значительным поставщиком осадочного материала на материках, во второй половине эона, очевидно, и сами стали областями седиментогенеза, а также накопления космического материала, приводя постепенно к новой аккумуляции тепловой энергии, необходимой для нового корообразования, реализовавшегося в виде толентового вулканизма лишь в мезозое [20], хотя отрицать возможность проявления корообразующих вулканических процессов на отдельных участках океанических сегментов, например, в пределах Тихого и Северного Ледовитого океанов, в позднепротерозойскую — раннефанерозойскую историю развития Земли нет оснований.

Ранняя история Земли еще в значительной степени остается загадочной и неясной. Рассмотренный вариант модели ранней Земли с позиции полихронно-гетерогенной аккреции позволяет объяснить многие явления эволюции земной коры и состава современных и ранних геосфер нашей планеты. Учитывая дискуссионность ряда развиваемых положений, авторы используют логическую стройность взаимосвязи имеющихся данных с теоретическим моделированием как космической, так и геологической истории Земли на ранних стадиях ее развития. Приняв изначальную гетерогенность оболочечного строения Земли (см. рис. 3, 6, 8, 20), оказалось возможным определить состав протогеосфер и их строение, исходя из распространенности главнейших типов метеоритного вещества и его химического состава, а также рассчитать содержания большинства элементов как в земном шаре в целом, так и в его протооболочках и современных геосферах (см. табл. 45—47). Однако следует иметь в виду приближенный характер полученных данных, поскольку во многом неопределенны исходные посылки — нет надежных статистически обоснованных сведений как о вещественном составе метеоритов, так и об их объемной и минералогической плотности, не говоря уже о распространенности. Уверенное моделирование состава геосфер, особенно таких маломощных, как протокора и верхняя протомантия, может быть проведено лишь на математической основе, обеспечивающей учет внесения в каждую из геосфер чуждого ей метеоритного вещества. Но уже и полученные результаты позволяют понять и интерпретировать такие факты, как раннюю геологическую активность Земли, наличие твердой нижней мантии, пластичного внешнего ядра и астеносферного слоя, наличие среди ранних докембрийских пород хорошо отдефицированных образований, представленных кварцитами, гнейсами и породами гранитоидного состава, а также поясов железистых кварцитов, широкое развитие среди древнейших зеленокаменных поясов ультраосновных вулканитов, практически не встречающихся в более поздних образованиях. Становятся понятными и объяснимыми неоднородности в строении ранней коры и, в частности, наличие разновозрастных, но по-разному метаморфизованных пород, эволюция во времени генетических типов гранитоидов, широкое развитие в раннем докембрии «сухой» гранитизации и в основном углекислотного и водородного режима флюидов со сменой их с конца архея в основном водными флюидами, обеспечившими глобальное гранитообразование. Полихронно-гетерогенная модель образования Земли открывает широкие возможности и в решении таких петрогенетических проблем, как проблема серых гнейсов, анортозитов, гранитов рапакиви, алмазов.

С позиции развиваемой модели находят объяснение характер взаимосвязи континентальной и океанической коры, а также по-

ложение среди них зеленокаменных поясов. Полученные новейшие петрогеохимические данные привели также к установлению закономерностей эволюционно-ритмичного развития магматизма в ранней истории Земли, подтверждающего или по крайней мере не противоречащего модели полихронно-гетерогенной аккреции Земли. Смоделированное современное строение Земли позволило выявить причины глобальных закономерностей океанического магматизма и, в частности, «сухость» толеитовых расплавов, близповерхностный характер этого магматизма, близость его продуктов к ахондритовым составам при маломощной океанической коре и сходство ее теплового режима с континентальным. Наконец, удастся обосновать механизм обогащения земной коры на ее ранних стадиях развития железорудными и марганценосными формациями, многими редкими и рассеянными элементами, углеродистыми образованиями, а также раннее развитие углекислотной атмосферы, гидросферы и самой органической жизни.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В. Л. Ранняя история планеты Земля.— Природа, 1981, № 6, с. 30—38.
2. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. М., Недра, 1978, 232 с.
3. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л., Недра, 1978, 168 с.
4. Бербидж Дж. Ядерная астрофизика. М., Мир, 1964, 217 с.
5. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., Мир, 1974, 373 с.
6. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружение. М., Наука, 1965, 374 с.
7. Верхняя мантия / Д. Грин, А. Миаширо, Т. Аренс и др. М., Мир, 1975, 312 с.
8. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.
9. Виноградов А. П. Образование металлических ядер планет.— Геохимия, 1975, № 10, с. 1427—1431.
10. Войткевич Г. В. Ранние этапы развития Земли. Ростов-на-Дону, Изд-во Ростов. ун-та, 1980, 79 с.
11. Галимов Э. М., Банникова Л. А., Барсуков В. Л. О веществе, сформировавшем верхнюю оболочку Земли.— Геохимия, 1982, № 4, с. 473—489.
12. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск, Наука, 1980, 200 с.
13. Долгинов Е. А. Докембрийские складчатые пояса индоокеанского и атлантических окраин континентов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, 46 с.
14. Земная кора и верхняя мантия / А. Е. Рингвуд, Ф. Берг, С. Р. Харт и др. М., Мир, 1972, 265 с.
15. Каула У. М. Введение в физику планет земной группы. Пер. с англ. М., Мир, 1971, 536 с.
16. Космохимия Луны и планет / А. П. Виноградов, Дж. Везерилл, Г. Г. Шмидт и др. М., Наука, 1975, 764 с.
17. Кусков О. Л. Химический состав ядра Земли.— Геохимия, 1981, № 9, с. 1267—1293.
18. Лаврухина А. Л. Ядерная реакция в космических телах. М., Наука, 1972, 256 с.
19. Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимова Т. П. Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск, Наука, 1981, 185 с.
20. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М., Недра, 1980, 248 с.
21. Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975, 240 с.
22. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979, 262 с.
23. Монин А. С. История Земли. М., Наука, 1977, 228 с.
24. Направленность петрохимической эволюции магматизма / В. А. Рудник, Г. М. Беляев, М. В. Богдаева и др.— В кн.: Проблемы геохимии (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 241). Л., 1975, с. 19—43.
25. Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М., Наука, 1973, 318 с.
26. Петрология верхней мантии / Д. Х. Грин, А. Е. Рингвуд и др. М., Мир, 1968, 335 с.
27. Природа твердой Земли / Д. Л. Андерсон, С. П. Кларк, Ф. Пресс и др. М., Мир, 1975, 276 с.
28. Ранняя история Земли / А. Гликсон, А. М. Гудвин, В. Марти и др. М., Мир, 1980, 621 с.
29. Рид Г., Уотсон Дж. История Земли.— В кн.: Ранние стадии истории Земли. Л., Недра, 1981, 240 с.

30. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М., Недра, 1981, 584 с.
31. Ронов А. Б. Осадочная оболочка Земли. М., Наука, 1980, 80 с.
32. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. Л., Недра, 1975, 416 с.
33. Рудник В. А. Объемно- и нормативноатомные петрохимические системы пересечетов. М., Недра, 1978, 268 с.
34. Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли. Л., Недра, 1973, 23 с.
35. Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977, 304 с.
36. Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., Недра, 1973, 310 с.
37. Сафронов В. С. Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М., Наука, 1969, 244 с.
38. Семеновко Н. П. Континентальная кора. Киев, Наукова думка, 1975, 199 с.
39. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., Недра, 1974, 231 с.
40. Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Гадович Т. З. Тепловой режим и радиоактивность Земли. Л., Недра, 1979, 192 с.
41. Соботович Э. В. Радиогенные и космогенные изотопы в метеоритах и космохронологии.— Метеоритика, вып. 25, 1964, с. 40—51.
42. Соботович Э. В. Изотопы свинца в геохимии и космохимии. Атомиздат, М., 1970, 350 с.
43. Соботович Э. В. Изотопная космохимия. М., Атомиздат, 1974, 208 с.
44. Соботович Э. В. Космическое вещество в земной коре. М., Атомиздат, 1976, 160 с.
45. Соботович Э. В., Бортницкий Е. Н., Цюнь О. В., Кононенко Л. В. Справочник по изотопной геохимии. М., Энергонздат, 1982, 241 с.
46. Соботович Э. В., Рудник В. А. Космогеологические аспекты формирования Земли.— В кн.: Проблемы космохимии и метеоритики. Киев, Наукова думка, 1971, с. 51—117.
47. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974, 184 с.
48. Шмидт О. Ю. Четыре лекции о происхождении Земли. Изд. 2-е, дополн. М., Изд-во АН СССР, 1950, 92 с.
49. Этапы и типы эволюции докембрийской коры древних щитов/К. О. Кратц, В. Я. Хильтов, А. Б. Вревский и др. Л., Наука, 1981, 164 с.
50. Anders E. Origin, age and composition of meteorites, Sp. Sci. Rev. *3, 1964, p. 583—714.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Азойский эон 222, 223
Аккреция 94—122
— гетерогенная 21—42
— гомогенная 17—20, 90, 98, 100
— конденсационно-гетерогенная 36—42, 93—100
— полихронно-гетерогенная
Архезойский эон 333—340
Ахондриты 63, 86, 94, 101—107
- Базальты докембрийские троговые 236—241
— — щитов 234—253
— — зеленокаменных поясов 294—321
— — фанерозойские платформы 241, 242
- Вещество вторичное 33, 34, 112—114
— реликтовое 101—110
— Сверхновой 112, 113
- Виртуальный метеоритный компонент (ВМК) 102—109, 156—165, 197, 217
Возраст Земли 48—54
— пород 49—53
- Геосферы 214, 219
Геохимическая зональность земной коры 178, 179
Геохимические блоки земной коры 177, 178
Гранитообразование 269
Гранитообразования зональность 275
- Зеленокаменные пояса 291, 297
— — позднеархейские («молодые») 290
— — раннеархейские («древние») 291
— — среднеархейские 297
- Земная кора 171—200
— — вторичная (протокора) 192—200
— — первичная 171—190
- Коматинты 292
— базальтовые 297, 305
— перидотитовые 297, 305
- Космохронология 43
- Мантия 157—170
— верхняя 165—170
— нижняя 153—159
— средняя 165—170
- Метабазальты 226—254, 291—318

- Метеоритные кратеры 115—120
Метеориты железные 65—67, 101—107
— железо-каменные 65, 101—107
— каменные 62—65, 67, 68

Нуклеосинтез 44

- Протоатмосфера Земли 263
Протогеосферы 138, 192
Протогидросфера 212
Протоко́ра 138, 193
Протерозойский эон 340—344
Протомантия верхняя 138, 157, 193
— нижняя 138, 193
— средняя 138, 193
Протосолнечная туманность 25—31
Протосолнечное облако 29—31

Реголит 118, 122

Сверхновая звезда 29—33

- Тектоно-магматические циклы докембрия 212—215, 216
Туманность газопылевая 25
Формации ультраметаморфических гранитоидов 254—282

- Химический состав** Венеры 77—79, 85, 86
— — Земли 67, 73, 77—79, 85, 86, 219, 221, 224
— — земной коры 172, 173, 219, 221, 224
— — Луны 75, 76, 77—79
— — мантии Земли 77—79, 138, 157—160, 219, 221, 224
— — Марса 77—79
— — Меркурия 77—79, 85, 86
— — метеоритов 67—69, 88, 94, 102—107, 162
— — тектоносферы 77—79
— — ядра Земли 138—152, 219, 224
Хондриты 63, 69, 86, 94, 101—107
— углистые 63, 69—71, 94, 101—107

Ядро Земли 140—152

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Сокращение названий и принятые обозначения	7
Современные представления о происхождении Солнечной системы и Земли	9
Гомогенная аккреция	17
Гетерогенная аккреция	20
Космохронология и возраст Земли	43
Консолидированное вещество Солнечной системы	55
Краткая характеристика планет земной группы	56
Метеориты	61
Распространенность элементов во внутренних планетах и состав Земли	72
Движущие силы развития Земли	87
Метеоритное вещество и состав Земли	87
Аккреция космического вещества Землей	94
Влияние космического окружения на Землю	122
Внутренние источники активности Земли	128
Строение, состав и формирование земных оболочек	133
Ядро Земли	140
Нижняя мантия Земли	153
Верхние твердые геосферы современной Земли	165
Верхние протогеосферы ранней Земли	192
Атмосфера и гидросфера Земли	200
Ранняя геологическая история земной коры	213
Эволюция магмо- и гранитообразования в пределах земной коры континентального типа	224
Эволюция магмообразования в пределах земной коры океанического типа	288
О ритмично-необратимой направленности формирования земной коры	322
Заключение	343
Список литературы	345
Предметный указатель	347

ВЯЧЕСЛАВ АЛЕКСАНДРОВИЧ РУДНИК
ЭМЛЕН ВЛАДИМИРОВИЧ СОБОТОВИЧ

РАННЯЯ ИСТОРИЯ ЗЕМЛИ

Редактор издательства *Т. А. Горохова.*
Переплет художника *Г. А. Петрова.*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская.*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректор *К. С. Торопцева.*

ИБ № 3959

Сдано в набор 19.01.84. Подписано в печать 31.05.84. Т-11448.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1
Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 22,0.
Усл. кр.-отт. 22,0. Уч.-изд. л. 24,0. Тираж 4500 экз.
Заказ 286/8294—1. Цена 3 р. 90 к.

«Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Набрано в московской типографии № 13 ПО «Периодика» ВО
«Союзполиграфпром» Государственного комитета СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли
107005, Москва, Б-5, Денисовский пер., д. 30

Отпечатано в Подольском филиале ПО «Периодика»
Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
142110, г. Подольск, ул. Кирова, д. 25.

Уважаемый товарищ!

Издательство «Недра» готовит к печати новые книги

МАРХИНИН Е. К. Вулканизм. 1985. 20 л.

Вулканизм охарактеризован как природное явление, присущее не только Земле, но и другим космическим телам (Луне, Марсу, Меркурию, Венере, спутникам Юпитера), высказано мнение, что вулканизм — это форма развития планет. Рассмотрены современные вулканические процессы на Земле, описаны продукты вулканизма, как силикатные, так и летучие. На основе метода актуализма прослежено развитие вулканизма в истории Земли от архея до новейшего времени. Освещена роль вулканизма в формировании внешних оболочек планеты (коры, гидросферы и атмосферы), его значение для образования различных типов месторождений полезных ископаемых, роль вулканических процессов в возникновении жизни на Земле.

Для геологов, геофизиков, геохимиков, океанологов и географов; может быть использована студентами соответствующих специальностей.

ОРЛЕНКО В. В. Физика и динамика внешних геосфер.— 1985. 15 л.

Отражен новый этап обобщения и синтеза научных данных о внутреннем строении и физических полях Земли. Показано, что основу тектоники внешних геосфер составляют неравномерные в пространстве и во времени проседания перисферы в освобождающуюся по мере дегазации и вулканизма зону астеносферы. Механизм вертикальной ундуляции обусловлен термогравитационной контракцией планеты, вызванной уменьшением ее объема и массы за счет диссипации летучих, уплотнения протовещества. Установлено, что в финале эволюции происходит усиление дегидратации, вулканизма и опусканий сегментов перисферы и общая океанизация Земли. Дан критический анализ геофизических полей, методик их получения и способов интерпретации.

Для геологов различных специальностей, геофизиков.

ПОПОВ В. И., ЗАПРОМЕТОВ В. Ю. Генетическое учение о геологических формациях. 1985. 34 л.

Рассматриваются фашиально-петрогенетический и историко-геологический принципы выделения формаций. Освещаются фашиальные законы образования и распространения формаций, приводится методика динамического палеофашиального и палеоформационного картирования. Характеризуются магматические и пневмогидротермальные формации, показана связь с ними полезных ископаемых. Рассматриваются условия образования осадочных формаций, принципы и методика динамического фашиального анализа, постседиментационные преобразования осадочных формаций, кратко охарактеризованы метаморфические формации. Описываются типы формационных рядов, отвечающие различным стадиям развития земной коры.

Для геологов различных специальностей, особенно для литологов.

РАМБЕРГ Х. Сила тяжести и деформации в земной коре: Пер. с англ. 1985. 30 л.

Показана возможность использования результатов экспериментальных и теоретических исследований в изучении и интерпретации явлений, в которых сила тяжести играет значительную роль: от деформации в неконсолидированных отложениях до конвекции в мантии Земли. Изложены теоретические представления о всплывании материала «легких пород», о распределении соляных куполов и расстояниях между отдельными поднятиями фундамента и между вулканическими островами в некоторых островных дугах. Рассмотрены активизация фундамента в осевых зонах складчатых областей, эволюция материковых и океанических рифтовых систем, механизм разрастания морского дна.

Для геологов и геофизиков, геологов-нефтяников, планетологов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга-почтой» магазинов: № 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59—127412, Москва, Коровинское шоссе, 20

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

Эр. Е. П. Кооп.

4270

ИЗДА