

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И
АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В.И.ВЕРНАДСКОГО

Препринт №1

В.Л.БАРСУКОВ, К.П.ФЛОРЕНСКИЙ

**ИЗУЧЕНИЕ ЛУНЫ И СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЛАНЕТОЛОГИЯ:
ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ**

Москва — 1980

Космические исследования позволяют получить разнообразные и достоверные данные о строении тел Солнечной системы. Небесные тела астрономии превращаются в объекты, которые изучаются геологическими методами, получившими развитие при изучении Земли. Земля перестала быть исключением по возможным методам исследования и может реально быть сравниваемой с другими планетами.

На стыке геологических и астрономических наук формируется по новому наука, которая еще не получила устойчивого названия. Ее называют астрогеологией, космической геологией, сравнительной планетологией. В отличие от планетарной астрофизики она имеет четко выраженный исторический уклон и охватывает весь цикл геологических наук в применении к телам Солнечной системы.

Предметом сравнительной планетологии является изучение строения планет, их истории и процессов, которые привели к современному состоянию этих тел и поддерживают их дальнейшее развитие.

Земля является единственным эталоном при изучении планет, на который мы вынуждены опираться со всей прочностью и с которым мы сравниваем все небесные тела, учитывая их специфичность. С другой стороны, уже давно стало ясным, что изолированное изучение Земли не может удовлетворить интересы науки о Земле. Достаточно напомнить, что представления о составе планеты происходят из знания среднего состава Солнечной системы и метеоритов, экзогенные процессы определяются солнечно-земными связями, а ранняя история Земли недоступна геологическим методам, но может быть понята в сравнительно-планетологическом изучении.

В эпоху космических исследований методологию изучения небесных тел целесообразно строить преимущественно по примеру цикла наук геолого-географического плана, получивших свое развитие в науках о Земле, по отношению к которой естествознание раскрывает всю свою мощь. Астрономические методы работы будут видоизменяться применительно к новым возможностям других методов.

В историческом аспекте понятие о планетах не оставалось постоянным. В геоцентрической системе планетами назывались постоянные светила, которые обладали собственным движением среди «неподвижных» звезд. К их числу относились семь планет древности: Солнце, Луна, Венера, Юпитер, Сатурн, Марс и Меркурий.

В гелиоцентрической системе планетами стали называться тела, обращающиеся вокруг Солнца как центральной звезды. Из семьи планет выпали Солнце и Луна, но вошли Земля, вновь открытые дальние планеты и «малые планеты» — астероиды.

В настоящий период центр внимания исследователя обращен не столько на орбитальные особенности планет, сколько на их внутреннее строение и историю развития, с этих позиций телами планетного типа надо считать тела, которые прошли стадию планетарной

дифференциации вещества, то есть состоят из ряда концентрических оболочек и имеют форму, близкую к шарообразной. Этим они принципиально отличаются от метеоритов и большинства астероидов, которые не прошли такого развития. Желательно избегать термина «малые планеты» по отношению к массе астероидов, хотя возможно, что Церера и несколько других крупных астероидов заслуживают это определение. С этой точки зрения Луна и галилеевы спутники Юпитера являются телами планетного типа, а «луны» Марса — Фобос и Деймос — по-видимому относятся к телам астероидальным, формирование которых связано с допланетарными процессами развития тел Солнечной системы. Изучение крупных астероидов представляет особый интерес, так как может указать на граничные условия возникновения планетарных процессов, которые отчетливо наблюдаются на телах лунного размера.

Систему сравнительной планетологии следует строить, исходя из современного состояния планет, разматывая нитку истории с конца клубка и постепенно идя к ее началу, по возможности не опираясь на гипотетические построения моделей планетной космогонии, а наоборот — создавая базу для их развития [14].

Земля занимает особое место среди планет. При сравнительном изучении Земля служит и эталоном и конечной целью и интересует нас прежде всего как место обитания человека, источник его ресурсов и условий жизни.

Однако, несмотря на колоссальное количество исследований, посвященных разным аспектам изучения Земли, полнота знаний о ней только кажущаяся. Разрозненные факты, представляющие основу знания, скрепляются гипотезами и модельными построениями, которые изменяются по мере открытия новых фактов. Значительная часть таких построений является внутренне непротиворечивыми, но

непроверяемыми системами, которые одновременно существуют в нескольких вариантах.

Строение Земли как системы оболочек, хорошо известное по геофизическим данным, гипотетично по химическому составу.

Основная масса планеты — ее мантия, составляющая около 68%, на основании космохимических данных сближается с составом хондритов или углистых хондритов [1, 7, 9], что в общем согласуется с геологическими представлениями о преобладании ультраосновных горных пород в составе мантии.

Ядро Земли (31,5%), также на основании космохимических данных, обычно рассматривается как железное, хотя сосуществует представление о силикатном ядре с вырожденными под давлением химическими свойствами, по гипотезе В.Н.Лодочникова и В.Рамзея.

Химически изученные верхние оболочки Земли составляют всего около 1% ее массы, но в их определениях существуют разногласия у разных школ геологов. Большинство геохимиков и геофизиков называют земной корой верхнюю силикатную оболочку планеты до геофизической границы Мохоровичича, выделяя гидросферу и атмосферу Земли как самостоятельные оболочки. Ряд геологов отождествляют земную кору с литосферой, старые геохимики называют земной корой Филлипса-Кларка-Фогта доступный изучению слой в 20 км от поверхности (В.И.Вернадский, А.Е.Ферсман). Н.М.Федоровский пишет, что земная кора состоит из трех слоев: литосферы, гидросферы (0,024% массы Земли) и атмосферы ($9 \cdot 10^{-5}\%$). Применительно к Земле нет нужды поднимать терминологические споры, но в сравнительной планетологии приходится сопоставлять тела разного строения и необходимо предельно четкое понимание законности такого сопоставления.

Вследствие того, что судьба летучих веществ резко меняется в зависимости от поверхностных условий на планетах (например, на

Венере CO_2 находится в свободном состоянии в атмосфере, на Земле он связан в карбонатах) и их масс (диссипация атмосфер Луны и Меркурия), наиболее целесообразно использовать расширенное понимание коры планеты, включающей в себя атмосферу и гидросферу, независимо от степени их редукции на разных космических телах. Во избежание терминологической неопределенности предлагается такой дериват мантийного вещества называть гетерофазным чехлом планеты, принимая за нижнюю его границу раздел Мохо [6].

Геологическая история Земли выделяется своей экзогенной активностью вследствие развитого чехла планеты, включающего и атмосферу и гидросферу и активизированного биосферой. Относительно крупные размеры Земли способствуют также развитию эндогенных геологических процессов. На Земле резко преобладают циклические тектоно-магматические и геохимические процессы, стирающие следы ранней истории и оставляющие большую свободу спекуляций относительно этого периода.

По контрасту с Землей маленькая Луна, обладающая всеми свойствами планетного тела, позволила прояснить многие вопросы ранней истории планет.

Главным результатом планетологического изучения Луны можно считать то, что уже на самом раннем этапе, более $4 \cdot 10^9$ лет тому назад, уже была сформирована ее тугоплавкая кора анортозитнорит-троктолитового состава. Уже в это время произошла дегазация первичного вещества планеты, и кристаллизация пород материковых брекчий происходила в восстановительных, лишенных воды условиях.

Здесь впервые в геологической практике мы видим мощное участие нового для геологов процесса, заставляющего ограничить принцип актуализма. Это процесс мощного ударного кратерообразования, который можно рассматривать как завершение

процесса аккреционного формирования вещества планеты [11]. Изучение поверхности очень похожего на Луну Меркурия и древнейших участков поверхности Марса указывают, что такой процесс является типичным планетоформирующим процессом, и следы его необходимо должны проявляться на всех планетах (рис. 1).

При этом один и тот же процесс должен приводить к разным результатам в зависимости от размера тела и скорости его роста. Ударное плавление и дегазация (испарение) вещества на небольших телах, растущих достаточно медленно, чтобы выделяющиеся летучие вещества успели диссипировать в окружающее пространство, будут с поверхности обедняться легколетучими компонентами (как это, вероятно, имело место на Луне и Меркурии). Если же тело имеет достаточную массу, чтобы противостоять процессу диссипации, то его чехол будет обогащаться летучими компонентами, с переконденсацией менее летучих и образованием атмосферы и гидросферы, как это могло быть на Земле. Это догеологическая стадия развития, которая приводит к формированию первичного планетарного чехла [6, 10].

Необходимым логическим следствием наблюдаемого процесса ударного кратерообразования на планетах типа Земли следует признать одновременность образования плотных, кристаллизирующихся из ударного расплава пород и рыхлого реголита, являющегося первичной породой осадочного типа, которые тут же вовлекаются в поверхностные процессы выветривания и нормального осадкообразования. Таким образом, возникновение первичного геохимического цикла с участием воды и атмосферы следует искать уже в последних стадиях аккреционного роста планеты, в догеологический период. Он характеризуется крайне неравновесными процессами на поверхности, которые в обычных геологических условиях развиваются в различных термодинамических зонах планеты [6, 10].

Другой важнейшей особенностью раннего периода, доказанной для Луны и, по-видимому, типичной для Меркурия и Марса, является образование коры базальтового типа, которая возникает позднее и связана с кристаллизационной дифференциацией на глубине, возможно под влиянием эндогенного тепла.

Таким образом, создается полное впечатление, что наличие двух типов коры разного генезиса является изначальным условием геологических процессов на всех планетах, и в дальнейшем они развиваются уже на этой основе.

Если появление базальтового расплава как легкоплавкой фракции ультраосновного (метеоритного) материала мантии в результате зонного плавления достаточно хорошо изучено в геохимии [1, 3, 12], то происхождение полевошпатовой (гранитной — на Земле, габбро-анортозитовой — на Луне) коры не имеет однозначного толкования. Для ее возникновения из мантийного материала необходимо пространственное разделение составляющих компонентов, и неизвестен процесс, который это обеспечивал реально.

Для Луны предложена модель «магматического океана» мощностью около двухсот километров [16], что может обеспечить флотационное обогащение расплава анортитом. Однако такая модель нам представляется маловероятной и кажется более приемлемым представлением о множественности последовательно возникающих местных очагов ударного расплава, в целом образующих тепловой фронт, через который двигается сверху вниз масса падающего на растущую Луну материала. Таким образом, процесс идет по типу зонного плавления.

При сравнении Луны с Землей остается открытым вопрос о природе ядра Земли: ядро Луны или невелико или отсутствует, что

может быть связано как с недостаточным для фазового перехода давлением, так и с иным составом Луны.

В этом плане наиболее интересно изучение Меркурия, которому приписывается крупное ядро, составляющее до 60–70% массы планеты. Это не может быть связано с фазовым переходом в гомогенной системе. Важно отметить, что формирование такого крупного ядра не отразилось заметно на строении древней поверхности Меркурия, т. е. произошло до ее стабилизации. Это представляет серьезный довод в пользу первичности ядра при гетерогенной аккреции планет, вопреки моделям постепенного отека в ядро металлического железа, рассеянного вначале по всему объему планеты при гомогенной аккреции.

Сравнение средних плотностей Меркурия и Луны дает одно из убедительных доказательств, что средний состав разных планет земной группы не остается постоянной величиной, а может колебаться в значительных пределах. Это можно утверждать по крайней мере по отношению к железу и ряду летучих элементов.

В реальности при изучении планет никогда не приходится иметь дело со средним составом всей планеты целиком, а изучается состав одной из ее внешних оболочек, которые возникли в результате процессов планетарной дифференциации вещества и могут резко отличаться от среднего состава планеты.

Таким образом, в формировании состава оболочек планет участвуют, вероятно, по крайней мере, три независимо идущих процесса, результаты которых, накладываясь друг на друга, требуют решения системы уравнений.

Первым по значимости можно поставить общее перераспределение летучих веществ, прежде всего водорода, в пределах Солнечной системы. Оно привело к появлению двух максимумов — на Солнце и планетах-гигантах с минимумом где-то в области планет

земной группы (рис. 2). Можно напомнить, что, когда говорят об идентичности состава Солнца и, например, метеоритов, реально сопоставляется Солнце, состоящее на 98% из водорода и гелия, с силикатным веществом, содержащим не более чем первые проценты водорода. На фоне этого ведущего в протопланетную стадию процесса разделение петрогенных элементов имеет ничтожное значение.

Точное положение минимума в содержании летучих элементов в протопланетном веществе в зависимости от расстояния до Солнца имеет важное значение. Так как процесс перераспределения летучих шел не только в пространстве, но и во времени, даже небольшая разница в последовательности и скорости роста планетных тел может привести к существенной переоценке результатов.

Вторым по значимости, вероятно, является процесс конденсации железа и образования ядер протопланет, физика которого имеет специфический характер.

Третьим и последним, идущим после консолидации планет, должен считаться процесс планетарной дифференциации, в результате которого формируется современный состав оболочек планет при участии известных геологических процессов.

При этом планета не остается самозамкнутой системой, а связана с окружающим космическим пространством, обмениваясь с ним энергией и веществом. Последний процесс в отдельных случаях может иметь принципиальное значение, как это допускается, например, для Венеры, если считать, что она потеряла значительную долю своего водорода диссипацией в планетарную стадию своей жизни [13, 15].

Общий масштаб и кинетика планетарной дифференциации вещества Земли и формирование ее внешнего планетарного чехла имеет первостепенное значение для ряда практических задач, в том числе и общей теории образования полезных ископаемых. Она не может быть

решена без определения начальных условий системы, заложенных в процессе самого формирования планеты.

Анализ тенденций развития современной геологии показывает, что она все теснее связывается со сравнительной планетологией, опираясь на ее данные при решении спорных вопросов, недоступных прямому геологическому изучению.

Накапливается все больше данных, говорящих о том, что основные особенности структуры и состава оболочек Земли были заложены в догеологическую стадию ее развития [8, 10]. Вместо распространенных моделей первично холодной, однородной по составу и лишенной всякой атмосферы планеты, которая разогревается радиоактивностью через 1–1,5 млрд. лет и образует первичную базальтовую выплавленную кору и вулканогенную атмосферу, сейчас более актуальной является разработка моделей гетерогенной аккреции [2, 14] с первичным разделением коры на два типа и геохимическим циклом, развивающимся параллельно росту планеты. Становится ясным значение соударений в энергетике Земли и вклад процессов дегазации, испарения и конденсации, роль которых была пропущена в геохимии.

Одновременно и в планетологии все большее значение придается изучению допланетной стадии развития Солнечной системы и процессам, происходившим в протопланетном облаке [5]. Углубленное исследование метеоритов показывает, что их вещество, рассматриваемое как первичное по отношению к планетам, само по себе пережило достаточно сложную историю многократного дробления, испарения и пере конденсации как в равновесных, так и в неравновесных условиях [4]. Изучение этой стадии протопланетного вещества обращает наше внимание на необходимость тщательного изучения малых тел — астероидов и комет и поиски внесолнечного галактического вещества в пределах Солнечной системы.

Среди чисто планетологических вопросов важное место занимает проблема истории летучих и особенно воды. Последняя предопределяет течение множества геохимических процессов; ее присутствие, характер дегазации мантийного вещества, диссипация водорода или процесс захвата протонов солнечного ветра должны изучаться особенно внимательно (рис. 3). Разнообразие соединений, возникающих в присутствии воды, ее роль в процессах вулканизма и гипергенеза общеизвестна, но история гидросферы даже на Земле рассматривается существенно по-разному. Это меняет представление об общем ходе геологических процессов и значению особенностей Земли среди других планет. Это особенно актуально в связи с проблемой возникновения и условий существования биосферы, ферментативно ускоряющей геохимические процессы в тысячи и миллионы раз и меняющей характер эволюции чехла планеты.

В заключение необходимо сказать, что здесь совершенно не рассматривалась проблема внешних планет и их спутников. Изучение галилеевых спутников Юпитера, производимое американскими учеными, открывает такие неожиданности, которые показывают возможности существенных изменений взглядов на строение окраин Солнечной системы. Здесь мы можем столкнуться с физикой и химией низкотемпературных процессов, которые только исследуются в лабораторных условиях.

Литература

1. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 43 с.
2. Виноградов А.П. Образование металлических ядер планет. — Геохимия, 1975, №10, с. 1427–1431.
3. Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — Геохимия, 1965, №7, с. 779–790.

4. Вуд Дж. Метеориты и происхождение Солнечной системы. М., Мир, 1971, 172 с.
5. Лаврухина А.К. Дифференциация химических элементов в протопланетном облаке и первичное вещество Земли. — *Геохимия*, 1978, №12, с. 1770–1781.
6. Очерки сравнительной планетологии (К.П.Флоренский и др.). Под ред. В.Л.Барсукова. М., Наука, 1980 (в печати).
7. Рингвуд А.Е. Состав и происхождение Земли. М., Наука, 1980 (в печати).
8. Сидоренко А.В., Борщевский Ю.А. Проблемы геохимической эволюции Земли в свете данных изотопной геологии докембрия. В сб.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 5. М., Наука, 1979, с. 34–44.
9. Тектоносфера Земли. М., Наука, 1978, 525 с.
10. Флоренский К.П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. — *Геохимия*, 1965, №8, с. 909–917.
11. Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Иванов А.В. Роль экзогенных факторов в формировании лунной поверхности. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М., Наука, 1975, с. 439–452.
12. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. — *Геохимия*, 1976, №11, с. 1624–1632.
13. Ходаковский И.Л., Волков В.П., Сидоров Ю.И., Борисов М.В. Минералогический состав пород, процессы гидратации и окисления внешней оболочки планеты Венера (предварительный прогноз). — *Геохимия*, №12, с. 1821–1835.
14. Alfvén H., Arrenius G. Evolution of the Solar System. — NASA, 1976. Русский перевод: Альвен Х., Аррениус Г. Эволюция Солнечной системы. М., Мир, 1979, 511 с.
15. Barsukov V.L., Khodakovsky I.L., Volkov V.P., Florensky C.P. The geochemical model of the troposphere and crust of Venus based on new data — In: COSPAR, 22 Plenary meeting, Abstracts, Bangalore, India, 1979, p.257–258.

16. Wood A.J., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N. Lunar anortosites and a geophysical model of the Moon. — Proc. Apollo II Lunar Sci. Conf., 1970, v. I, p.965–988.

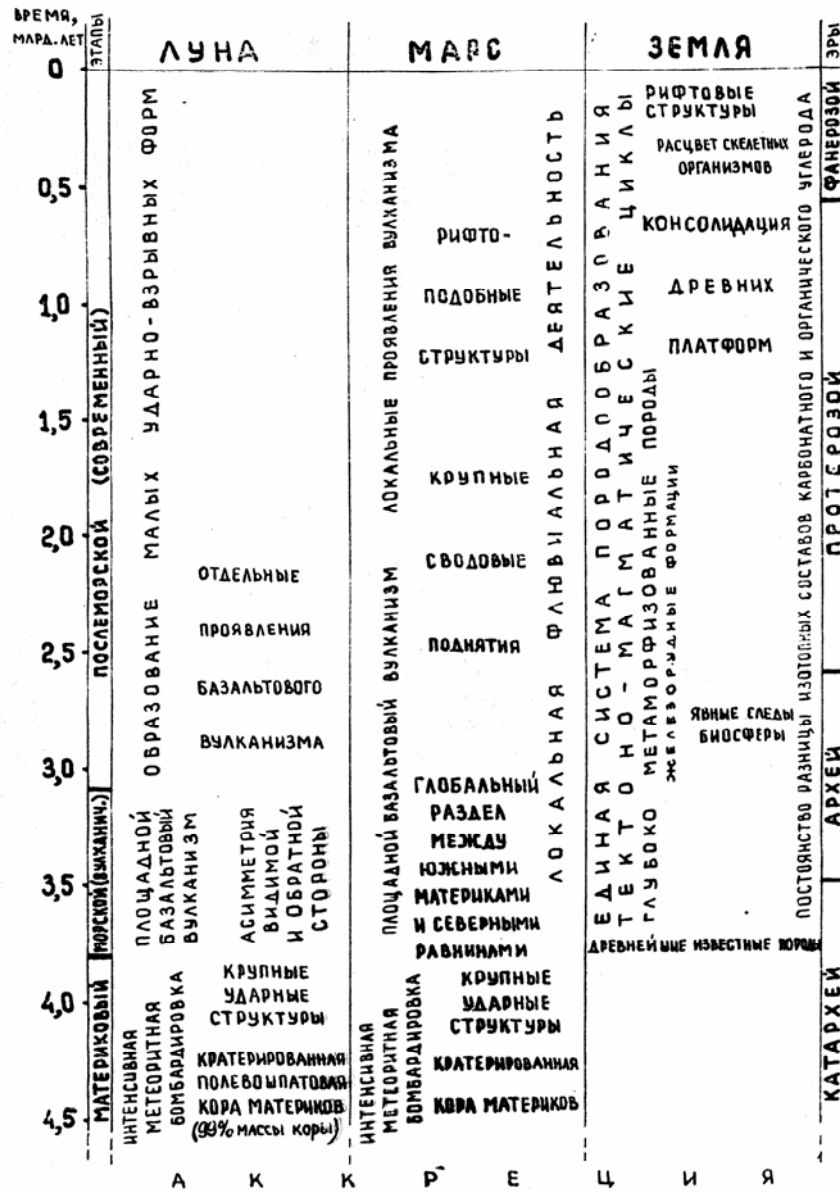


Рис.1. Геологическая история планет (по [6])

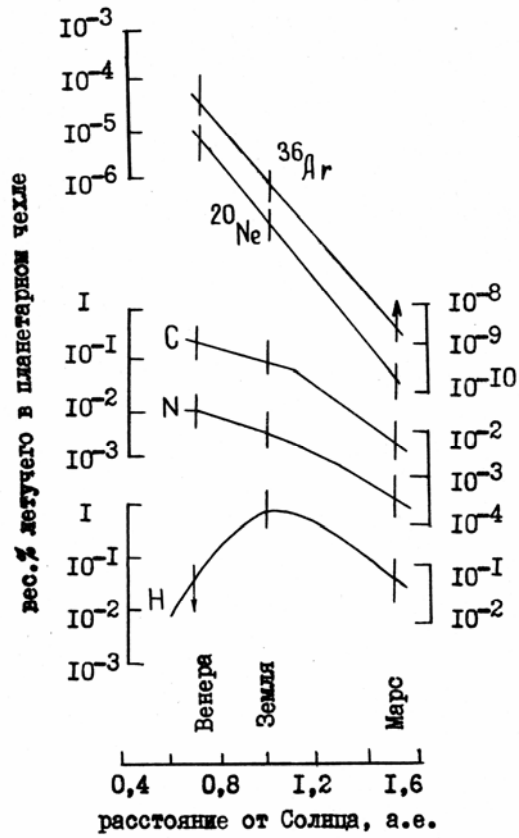


Рис.2. Расстояние от Солнца и количество летучих в чехлах планет (по [6])

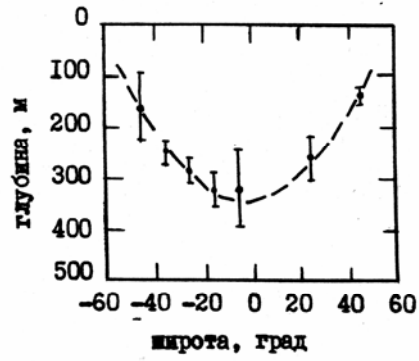


Рис.3. Глубина кровли льдосодержащих пород на разных широтах Марса (по [6])