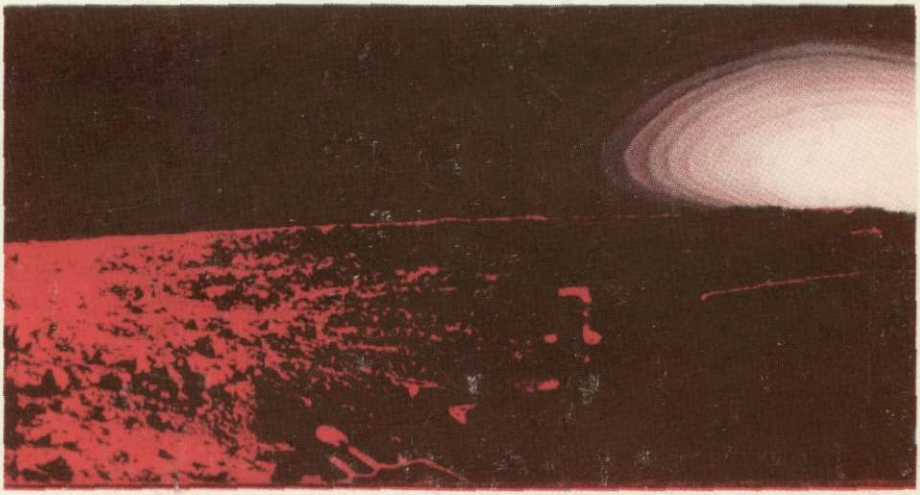
Ю. А. Сурков

КОСМОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ



ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ

В монографии Ю.А. Суркова излагаются современные представления о планетах земной группы, Луне и спутниках планет-гигантов. Подробно описаны научные методы, аппаратура и основные результаты изучения вещества Луны, Венеры, Марса с помощью космических средств. В книге с большой полнотой представлено современное состояние теоретических работ в данной области науки.

Издательство «Наука»

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

Ю. А. Сурков

КОСМОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ

1144

Ответственный редактор
доктор физ.-мат. наук
Г.А. СКУРИДИН



МОСКВА "НАУКА" 1985



УДК 523.2/523.4:520.4/520.6

С у р к о в Ю.А. **Космохимические исследования планет и спутников.** М.: Наука, 1985.

В книге кратко излагаются современные представления о планетах земной группы и Луне, которым уделялось основное внимание в истекшие два десятилетия космических полетов. Рассматриваются также спутники Марса, Юпитера и Сатурна, которые, по мнению автора, могут быть объектами исследований в ближайшем будущем. Обсуждаются главные научные задачи дальнейших исследований планет и спутников.

Основное внимание уделено космохимическим исследованиям планет и спутников с помощью космических средств. Описаны научные эксперименты, методы исследования и бортовая аппаратура, рассмотрены результаты экспериментов и их интерпретация. Приводится также описание некоторых перспективных методов и аппаратуры, которые могут быть использованы для будущих космических полетов.

Ил. 132. Табл. 55. Библиогр. 557 назв. На переплете воспроизведены снимки: Марса, сделанный КА "Викинг-1", обратной стороны Луны, сделанный со спутника "Орбитер-2".

Р е ц е н з е н т ы:

доктор хим. наук *А.К. Лаврухина*,
канд. техн. наук *В.Н. Распутный*

С $\frac{1903000000\text{-}456}{042\,(02)\text{-}85}$ 166-85—III

© Издательство "Наука", 1985г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие представлений о происхождении, эволюции и современном строении тел Солнечной системы, и в частности Земли, всегда было и остается самой привлекательной и экзотической областью науки. Долгий и извилистый путь познания процессов, происходящих в Солнечной системе, позволил исследователям накопить массу уникальной информации и создать некоторые общие представления о небесных телах. Однако, несмотря на большой прогресс в развитии наземной техники (визуальных наблюдений, оптической спектроскопии и радиолокации), возможности дальнейшего продвижения в этой области знания оставались весьма ограниченными.

60-е годы положили начало глубокому проникновению в историю Солнечной системы от момента ее зарождения до наших дней. К настоящему времени около 70 советских и американских космических аппаратов исследовали Солнечную систему от Меркурия до Сатурна. Одни из них пролетали вблизи планет, другие совершали облет на орбитах спутников, третьи проникали в плотные слои атмосферы, четвертые садились на поверхность и исследовали ее. В результате этих полетов накоплен огромный объем принципиально новой научной информации, позволившей сделать гигантский скачок в развитии представлений об истории формирования и современном строении тел Солнечной системы.

Безусловно, этот процесс явился в первую очередь следствием развития космических средств, приблизивших исследователей к объектам исследования. Однако также очевидно, что этот успех не мог быть достигнут без развития новых методов анализа и результатов развития бортового научного приборостроения.

Постановка научных задач, выбор средств их решения, накопление опыта создания бортовой аппаратуры и, наконец, результаты экспериментов, проводившихся в космосе, сделали возможным провести естественный отбор методов и средств, оказавшихся наиболее информативными и применимыми для космических исследований.

Настоящая книга является попыткой кратко изложить современные представления о планетах и спутниках и рассмотреть методы, аппаратуру и результаты экспериментов, на основе которых развиты эти представления.

Книга имеет две части. В части I весьма кратко описывается эволюционный путь Солнечной системы от самых ранних этапов (конденсации газа и аккумуляции твердой материи) до формирования планет и дифференциации их вещества. Несколько более подробно рассматривается геонаучный аспект сегодняшних представлений о планетах и спутниках,

которые являются потенциальными объектами исследований в ближайшем будущем, приводятся новые данные о спутниках планет-гигантов, полученные с помощью космических аппаратов (КА) "Вояджер-1 и -2", обсуждаются перспективные научные задачи в исследовании небесных тел.

В данном разделе не рассматривается исторический аспект теоретических и экспериментальных исследований, приведших к современным представлениям о планетах и спутниках. К минимуму сведены также предположения и дискуссионные вопросы, которые требуют дальнейших экспериментальных подтверждений, поэтому данный раздел носит, скорее, справочный характер и может быть полезен широкому кругу читателей.

В части II описываются методы и аппаратура, получившие наибольшее распространение в космохимических исследованиях, а также результаты экспериментов по определению состава и свойств внеземного вещества с помощью космических средств.

В разделе, посвященном гамма-спектрометрии, приводятся результаты исследования Луны, Венеры и Марса. Этот материал частично описывался автором в книге "Гамма-спектрометрия в космических исследованиях", поэтому в данном разделе опущены технические подробности некоторых экспериментов, но расширен научный аспект исследований. В частности, систематизированы данные по γ-излучению Луны, приведены новые данные по γ-излучению Марса, измеренному на КА "Марс-5", описываются ранее не рассматривавшиеся газоразрядные газовые детекторы на основе сжатого ксенона.

В разделе, посвященном рентгеноспектрометрии, основное внимание уделено новым экспериментам по исследованию состава пород на Венере, проводившимся на АМС "Венера-13 и 14". Рассматриваются также более ранние эксперименты по рентгенорадиометрии, проводившиеся на КА "Луноход-1 и -2", "Викинг-1 и -2" и других. Описывается газовый сцинтилляционный детектор, который может быть использован для исследования состава пород на Луне.

В одном из разделов приводятся общие сведения по нейтронометрии и дается описание приборов для анализа состава пород внеземных тел по (n, γ)- и (n, n')-реакциям. Эти приборы также еще не применялись в космических исследованиях.

Следующий раздел посвящен рассмотрению метода и аппаратуры для определения состава пород по рассеянию α-частиц. Метод ранее применялся для исследования Луны и в измененном варианте предложен для исследования Марса.

Наконец, последний раздел части II посвящен масс-спектрометрии газовой и твердой фаз внеземных тел. Особое внимание уделено новой масс-спектрометрической аппаратуре для анализа состава аэрозоля облаков Венеры, разработанной для КА "Вега".

Подготавливая книгу, автор не предполагал делать обзор всей бортовой научной аппаратуры, применявшейся для исследования тел Солнечной системы. Предполагалось изложить материалы главным образом по сравнительно новым экспериментам, причем наиболее подробно рассмотреть эксперименты, которые подготавливались при участии автора.

В нашей стране эксперименты по исследованию Луны, Венеры и Марса с помощью ядерно-физических методов и аппаратуры проводились главным образом ГЕОХИ АН СССР совместно со СНИИП ГКАЭ. Важный вклад в эти исследования внесли также ИКИ АН СССР, ФТИ АН СССР и другие научно-исследовательские институты, применявшие в космических исследованиях научную аппаратуру, созданную в сотрудничестве с рядом промышленных предприятий.

В книге рассматриваются методы и аппаратура, которые применялись или могут применяться в будущем на КА для исследования состава, структуры и свойств внеземного вещества с целью развития геонаучного аспекта представлений о планетах и спутниках. Именно это направление в настоящее время особенно важно для понимания истории Солнечной системы, и в частности геологической истории нашей планеты — Земли.

При подготовке данной книги большую помощь автору оказали коллеги по совместной работе, которым автор выражает свою благодарность. Автор благодарит также А.Т. Базилевского, Ф.Ф. Кирнозова и В.П. Волкова за ценные советы, касающиеся материала, изложенного в книге, Н.И. Кулешову и И.В. Матвееву за большую помощь при подготовке рукописи к печати.

ЧАСТЬ I

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПЛАНЕТАХ И СПУТНИКАХ

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, запуски космических аппаратов к Луне, Венере, Марсу, Меркурию, Юпитеру и Сатурну значительно расширили наши представления о происхождении и эволюции Солнечной системы, особенно в период после образования планет и их спутников. Изучение метеоритов, новые теоретические работы и некоторые лабораторные исследования акцентировали внимание на более раннем (допланетном) периоде существования Солнечной системы. Наконец, наземные наблюдения планет, астероидов и комет внесли большой вклад в развитие представлений о Солнечной системе в целом.

Многообразие источников информации значительно расширило рамки, в которых в настоящее время ведутся исследования процессов, происходивших в далеком прошлом и происходящих в настоящее время в Солнечной системе.

В данной монографии мы ограничим рамки рассмотрения данной проблемы лишь геонаучным аспектом, более того, основное внимание будет уделено рассмотрению космохимических исследований тел Солнечной системы с помощью космических средств.

Главный аспект геонаучного изучения планет предполагает изучение природы вещества, характера процессов и источников энергии, которые привели к образованию планет и их спутников и действуют в настоящее время. Однако правильное понимание, оценка и интерпретация новой информации о планетах и их спутниках требуют воссоздания эволюционной истории Солнечной системы — от протосолнечной туманности до современного состояния. Понимание геонаучного аспекта этой истории предполагает прежде всего:

1) развитие представлений о допланетной истории Солнечной системы, т. е. о природе и физических условиях в протосолнечной туманности, о процессах химического фракционирования, о конденсации и аккумуляции, приведших к формированию тел Солнечной системы;

2) изучение процессов, которые изменяли облик и внутреннее строение планет и спутников (дифференциацию их вещества, тектоническую и вулканическую деятельность, метеоритную бомбардировку и др.);

3) прогнозирование средних составов планет и спутников с целью получения информации о дифференциации вещества в протопланетном облаке и процессах конденсации и аккреции;

4) изучение атмосфер планет — их происхождения, состава и физических взаимодействий с поверхностями планет, поскольку летучие компоненты играют особенно важную роль в истории планет и спутников.

Конечно, решение этих проблем требует применения не только космических средств и наземных методов, но также лабораторных исследований и теоретических расчетов. Особое значение имеют сравнительные исследования. Для этих целей все большее внимание привлекают Земля, Луна, метеориты. Земля как крайне дифференцированный объект, который обладает ядром, мантией и корой, чьи внутренние тепловые процессы еще не завершены, является природной лабораторией для изучения эндогенных процессов, происходивших на больших телах. Луна представляет интерес, так как является единственным исследованным планетарным телом, лишенным атмосферы, которое подвергается воздействию космических лучей, метеоритов и космической пыли. Кроме того, Луна представляет собой другую (более раннюю) стадию эволюции планет. Наконец, интерес к метеоритам объясняется тем, что они дают информацию о допланетных условиях и процессах в Солнечной системе (вариации химического состава, времени жизни и частоте соударений малых тел и др.). Таким образом, разносторонние данные должны быть синтезированы для понимания процессов образования, эволюции и современного строения тел Солнечной системы.

ГЛАВА 1

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

РАННЯЯ ИСТОРИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

К сожалению, до настоящего времени нет единства взглядов на происхождение Солнечной системы и ее эволюцию в допланетную эпоху. Чтобы восстановить эту эпоху, исследователи пытаются построить линию процессов, идя от настоящего времени к моменту ее зарождения. Начало современному представлению о происхождении тел Солнечной системы положила в 40-х годах теория О.Ю. Шмидта о холодной аккумуляции Земли и планет из околосолнечного газопылевого облака [172]. В 50-х годах эти взгляды получили дальнейшее развитие в работах Юри. На основании физико-химических исследований метеоритов Юри пришел к выводу об аккумуляции планет из твердого вещества [518]. Следующим этапом в развитии этих работ явились гипотезы Камерона [215], Хойла [309], Шацмана [177] о совместном образовании Солнца и протопланетного облака из единого межзвездного облака. Наконец, глубокое детальное рассмотрение проблемы (особенно раннего, допланетного периода существования Солнечной системы) дано в работах В.С. Сафронова [122], Вуда [37], Альфвена [6], Аррениуса и Льюиса [350, 349], Гроссмана [47, 289] и др.

Сейчас мнения большинства исследователей сходятся на том, что Солнце и планеты образовались из единого межзвездного облака, хотя имеют место и другие взгляды [6], допускающие захват облака межзвездного вещества магнитным полем ранее сформировавшегося Солнца. Вследствие гравитационного притяжения облако сколлапсировалось во вращающийся уплотненный диск. При этом центральная часть оказалась достаточно нагретой, чтобы поддержать первые ядерные реакции молодого Солнца. Часть облака (туманность), окружавшая Солнце, была менее нагрета и, по-видимому, являлась негомогенной по составу в направлении от центра к периферии в силу различия физических условий. Вследствие охлаждения туманности происходила конденсация газов в смеси твердых химических соединений

и минералов, которые росли со временем, превращаясь в твердые частицы и малые тела. Наконец, в результате аккреции этих твердых частиц и малых тел образовались планетарные тела, которые продолжали расти за счет легколетучих компонентов, находившихся в окрестности формировавшегося тела. Так в простейшем виде может быть представлен "сценарий" образования тел Солнечной системы. Однако в действительности картина (как мы представляем ее в настоящее время) была значительно сложнее. Для того чтобы из межзвездного облака сформировалась звезда, в частности Солнце, необходимо, чтобы при определенных обстоятельствах его гравитационное поле преодолело действие противоположно направленных теплового, магнитного и центробежного давлений [113]. В обычном состоянии облако имеет весьма малую плотность и, следовательно, большие отношения кинетической энергии к гравитационной. Облако также имеет магнитный момент, унаследованный от магнитного поля Галактики. При сжатии облака сильно возрастает плотность магнитной энергии. Наконец, если учесть, что облако совершает вращательное движение, то оно должно иметь довольно большой момент количества движения.

Для преодоления этих трех барьеров (теплового, магнитного и центробежного) предполагаются разные потенциально возможные обстоятельства. В частности, для преодоления теплового давления допускается возможность светового давления близких молодых звезд [309], попадание облака в галактический рукав [256], что приводит к концентрации вещества (т. е. сжатию облака). Такое случайное сжатие должно ослабить и магнитный барьер, так как при сжатии облако становится непрозрачным для ионизирующих излучений (рентгеновских, ультрафиолетовых и космических лучей), исчезает ионизированная компонента и, как следствие, исчезает магнитное поле. Наконец, уменьшение количества движения (центробежного барьера) объясняется взаимодействием вращающегося облака с межзвездным магнитным полем [309]. Предполагается также возможность распада облака на сгустки, тогда начальный момент количества движения облака частично переходит в орбитальное движение компонент относительно центра и частично в собственное вращение компонент [113, 372].

Независимо от того, из единого или разных облаков происходят Солнце и планеты, остается предметом длительной оживленной дискуссии обратный процесс — отделение вещества, из которого формировались планеты, от Солнца. По-видимому, планетное вещество не было выброшено из Солнца [481]. В ряде работ отделение части облака от Солнца объясняют центробежный силой, связанной с начальным моментом количества движения [6, 170].

Масса протопланетного облака, окружавшего Солнце, составляла не менее сотой части массы Солнца (минимальная масса оценивается из общей массы планет плюс масса потерянных летучих компонент). Например, В.С. Сафронов [123] принимает начальную массу равной (0,05—0,1) M_s (где M_s — масса Солнца). Примерно то же значение принимает Шацман [170]. Однако Камерон [64] и другие авторы, принимая во внимание тот факт, что молодые звезды типа Тельца на начальной стадии гравитационного сжатия выбрасывают огромное количество "звездного ветра", уносящего часть вещества, считают более подходящей массу туманности, равную $2M_s$. Это предположение о величине первоначальной массы солнечной туманности является исходной предпосылкой для разработки проблемы происхождения планет.

В соответствии с этой исходной предпосылкой современные теории

делятся на две группы — теории минимальной и массивной солнечной туманности. В теориях минимальной солнечной туманности предполагается, что протопланетное облако, из которого сформировались планеты, образовалось как остаток межзвездного облака, большая часть которого сколлапсировала в протосолнце. Это диффузное облако вращалось вокруг протосолнца в его гравитационном поле и имело размеры, сравнимые с размерами Солнечной системы. Распределение вещества в нем было неоднородным. Вращение было правильным, но, по-видимому, также имели место вихри и турбулентность. Основными компонентами облака были водород и гелий.

В теориях массивной солнечной туманности предполагается, что вначале в своем центре она не имела протосолнца. Туманность представляла собой огромный вращающийся газовый диск. Затем часть массы сгустилась в Солнце, а часть осталась на значительном удалении. Впоследствии (на стадии Т-Тельца) Солнце выбрасывало часть своего вещества в пространство в виде "звездного ветра" с интенсивностью в 10^6 раз большей, чем в настоящее время. Это привело к потере массы облака на несколько десятков процентов. Наконец, есть и другие представления, например, в модели Альфвена и Аррениуса [6] масса первичного облака принимается чрезвычайно малой ($10^{-11} - 10^{-12}$) M_s, но затем она постоянно росла, добавляя захватываемое межзвездное вещество.

ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ СОЛНЕЧНОЙ ТУМАННОСТИ

О физических условиях и химическом составе солнечной туманности мы знаем мало. А именно они определяли процессы конденсации и аккумуляции, приведшие впоследствии к формированию планет и спутников. Среди существующих данных, которые могут дать некоторые представления о массе солнечной туманности и ее составе, наиболее важными являются масса Солнца вместе с планетами и современный состав Солнца. Дополнительную информацию дают спектральные наблюдения других туманностей, которые позволяют получить некоторые представления о их размере, составе, соотношении газа и пыли. Наконец, изотопное фракционирование, обнаруженное в метеоритах, наводит на мысль о подобном фракционировании и в среде, окружающей Солнце. Оно могло быть вызвано ядерными реакциями, происходившими под воздействием Солнца.

Наиболее правильной моделью солнечной туманности является та, которая способна объяснить возникновение всего разнообразия тел — от гигантского, богатого летучими Юпитера до земных планет и малых тел, таких, как кометы, астероиды и метеориты. Можно выделить следующие линии раздела между различными моделями: первой линией является выбор между массивной туманностью с сильной турбулентностью и динамической нестабильностью и значительно меньшей, более спокойной туманностью, которая эволюционирует значительно медленнее; второй линией — выбор между относительно холодной, богатой пылью туманностью, в которой солнечный нагрев играет небольшую роль, и, наоборот, сильно нагретой газообразной туманностью; третьей линией — была ли одинаковой температура газа и пылинок, т.е. существовало ли термодинамическое равновесие.

В первых двух случаях линия раздела обеспечивается самим выбором модели, т. е. постулированием соответствующих исходных данных. В последнем случае она в определенной мере основывается на некоторых экспериментальных данных. В частности, если газ был ионизирован и имел бо-

лее высокую температуру, тогда реакции шли не в условиях термодинамического равновесия, а должны были зависеть от потенциала ионизации газообразных компонентов. Существование ионизации как будто бы подтверждается данными анализа метеоритов [6]. Линдбланд [352] показал, что твердые пылинки, погруженные в ионизированный газ, должны сильно излучать в инфракрасной области и поэтому иметь более низкую температуру. Однако Андерс [7] в результате тщательных исследований имеющихся данных пришел к заключению, что нет оснований отказа от простой равновесной системы.

Что касается временных характеристик эволюционных процессов, пока достаточно обоснованных данных нет. Камерон и Пайн [216] сделали оценку времени жизни туманности, определяемого ее диссипацией, обусловленной внутренними циркуляционными процессами. Оно оказалось равным от 10^2 лет на расстоянии 1 а. е. до 10^4 на расстоянии 10 а.е.

Профили температуры, давления и плотности в зависимости от расстояния до центра рассчитывались в ряде работ. В частности, В.С. Сафронов [122] принимает температуру ~100 К на расстояниях внутренних планет и 30–10 К–для внешних планет, Шацман [170] – температуру ~200 К на расстоянии Земли и ~50 К – на расстоянии Урана–Нептуна. Близкие к этим температуры использует Д. Тер Хаар [155] и др.

Данные наземных наблюдений указывают на то, что межзвездные облака, подобные тому, из которого образовалась солнечная туманность, содержат не только газовую компоненту, но и зерна межзвездной пыли. Ряд теоретических рассмотрений и спектроскопических исследований в ультрафиолетовой и инфракрасной областях указывает на существование графитовых, железных, силикатных и ледяных пылевых зерен. Хойл и Викрамасинг [310], Викрамасинг и Нанди [538], изучая ультрафиолетовую область спектра, пришли к заключению, что по характеру поглощения света межзвездная среда должна содержать смесь зерен графита, железа и силиката с наиболее распространенным размером зерен $10^{-5} - 10^{-6}$ см. Интенсивный пик поглощения в инфракрасной области, отождествленный с силикатной пылью, отмечался при исследовании пылевого облака в окрестности звезды α-Ориона [356, 544]. По данным [279], пыль, окружающая звезды ξ-Змееносец и G-Скорпион, состоит из зерен графита, муассанита (SiC) и силиката в соотношении 1:4:5 соответственно.

Таким образом, данные об околозвездной пыли свидетельствуют о том, что она представляет собой тугоплавкую фракцию звездного вещества (за исключением частиц льда), окружающего звезду. Можно считать, что околозвездная пыль отражает химический состав тугоплавкой части звезд в той же мере, в какой твердые тела Солнечной системы (метеориты, астероиды и планеты земной группы) отражают состав тугоплавкой части Солнца [34].

КОНДЕНСАЦИЯ ГАЗА В ПЫЛЕВЫЕ ЗЕРНА

Когда межзвездное облако сколлапсировало во вращающийся диск и сформировало протосолнце, то оставшаяся часть облака, окружавшая молодое Солнце, содержала как газовую компоненту, так и зерна межзвездной пыли. Вероятно, вначале это протопланетное облако было гомогенным по составу твердой фазы, хотя в нем существовал градиент температуры в направлении от центра протосолнца. Примитивный материал этого облака отображал процессы, приведшие к образованию исходного межзвездного облака. Если бы формирование тел происходило непосредственно из такого протопланетного облака, то все тела имели бы приблизительно одинаковый

состав. Однако вариации плотности планет, указывающие на заметное различие в основной части их химического состава, и вариации химического состава метеоритов, исследованных в лабораторных условиях, свидетельствуют о том, что вещество протопланетного облака до того, как из него сформировались твердые тела, было дифференцировано.

Для объяснения этого факта предполагается, что на раннем этапе своего эволюционного пути солнечная туманность прошла через высокотемпературную стадию, что первичные зерна (зародыши), содержавшие железо и силикаты, частично испарились в результате сжатия и нагрева туманности, а затем снова конденсировались при ее охлаждении. В пользу этого свидетельствуют исследования метеоритов, которые показали, что эти объекты не только представляют широкую вариацию химических составов и степени дифференциации, но также указывают на одновременное присутствие двух разных продуктов конденсации (в частности, в углистых хондритах) — низкотемпературных, богатых летучими, и высокотемпературных тугоплавких конденсатов.

Наконец, существование изотопных вариаций среди разных типов метеоритов также наводит на мысль, что заметное количество досолнечной (межзвездной) пыли сохранилось до настоящего времени и обнаруживается в метеоритах.

Процесс конденсации, протекавший в газе солнечного состава, явился предметом термодинамического рассмотрения во многих работах [47, 289, 341, 349, 350]. При этом допускалось, что конденсация происходила в туманности, температура и давление в которой уменьшались с увеличением рассмотрения от центра. Предполагалось также, что каждая планета образовалась из материала, который конденсировался в достаточно узком температурном интервале (например, 100—200 К для планет земной группы). Наконец, рассмотрения проводились для системы, в которой газовая и конденсированная фазы находились в равновесии. Такие расчеты оказалось возможным выполнить лишь для небольшой группы наиболее распространенных элементов (не более 10—15 элементов); были получены конденсационные кривые для основных наиболее вероятных соединений. При расчетах равновесных моделей конденсации использовались термодинамические константы, космическая распространенность элементов и некоторые предположения о наиболее вероятных химических соединениях, чтобы вычислить температуры туманности.

В одних моделях высокотемпературной конденсации предполагается медленная скорость охлаждения, чтобы сохранить термодинамическое равновесие химических реакций между газами и твердыми зернами; в других моделях равновесие и химические реакции ограничены так, что могут образовываться слои неравновесных конденсатов; наконец, в самых крайних моделях предполагается медленный рост более холодных твердых зерен из высокотемпературного пара, который имеет низкую плотность и является частично ионизированным.

Имеют место и модели, которые предполагают низкотемпературную конденсацию. Различные модели конденсации различаются в своих предсказаниях, в частности, в отношении сульфида железа к железу и окиси железа для Земли и Венеры, сульфида железа к окиси железа для Марса, железа к силикатам для Меркурия.

В табл. 1 приведена распространенность основных элементов на Солнце, которую использовали в своих конденсационных моделях Льюис и др. [349, 350]. Вычисленные ими пределы стабильности высокотемпературных конденсатов (которые могут образовываться при охлаждении солнечной туманности) свидетельствуют о том, что первые конденсаты должны состо-

Таблица 1

Распространенность (атомная) элементов на Солнце

Элемент	Распространенность по отношению к Si	Элемент	Распространенность по отношению к Si	Элемент	Распространенность по отношению к Si
H	28000	Ne	2,1	Ar	0,15
He	1780	Fe	1,06	Al	0,071
O	16,6	Si	1,00	Ca	0,060
C	10,0	Mg	0,85	Ni	0,050
N	2,4	S	0,46	Na	0,043

Таблица 2

Конденсационная последовательность солнечного материала

Реакция	Температура, K (при $P \approx 10^{-3}$ бар)	Массовая плотность конденсата, г/см^3
Тугоплавкие окислы (*конденсация*)	1720	~ 3,5
Металлическое железо (конденсация)	1460	~ 7,0
$MgSiO_3$ (конденсация)	1420	4,4
Щелочные алюмосиликаты (образование)	1250	4,4
FeS (образование)	680	4,46
Тремолит (образование)	540	4,3
Конец окисления Fe и FeO	490	3,85
Тальк/серпентин (образование)	400	3,2
Лед H_2O (конденсация)	195	1,7
$NH_3 \cdot H_2O$ (образование)	130	1,7
$CH_4 \cdot 7H_2O$ (образование)	85	1,6
CH_4 (конденсация)	40	1,0
Ar (конденсация)	35	1,0
Ne (конденсация)	8	1,0
H_2 (конденсация)	6	0,1
He (конденсация)	1	0,1

ять из группы труднолетучих рассеянных элементов (*Os, Re, Ir*). *Они* конденсируются при температуре значительно выше 1679 K – температуры конденсации Al_2O_3, которая является первым конденсатом распространенного элемента. *При температуре* 1500 K весь Ti и большая часть Ca конденсируются в виде $CaTiO_3$. Другие тугоплавкие элементы, вероятно, в значительной мере входят в виде примесных окисей в твердый раствор $CaTiO_3$. Далее с понижением температуры идет конденсация Fe–Ni-сплава, затем твердого компонента $MgSiO_3$. Такие элементы, как Fe, Mg, Si и их соединения, преобладают на всех планетах земной группы. Щелочные алюмосиликаты образуются на 100–200 K ниже $MgSiO_3$. Конденсация летучих компонентов представлена четырьмя реакциями: *вхождение воды в тремолитовый* амфибол (который содержит один из основных компонентов – кальций), вхождение воды в тальк и серпентин, вхождение серы в образующийся FeS и *окисление* металлического железа до FeO в магнезиальных силикатах.

В табл. 2 приведена последовательность реакций, протекающих при

охлаждении вещества солнечной туманности [349]. Из таблицы видна корреляция низких температур образования конденсатов с низкой плотностью конденсата и высоким содержанием летучего компонента.

Из зависимости плотности конденсата от температуры видно, что плотность уменьшается благодаря таким процессам, как окисление железа, гидратация силикатов, конденсация льда, образование твердых газгидратов. Некоторая аномалия в общей тенденции к уменьшению плотности с понижением температуры конденсата наблюдается при образовании FeS (троилита) при 680 K. Тремолит образуется в тот момент, когда плотность конденсата уже быстро падает ввиду окисления Fe и должна бы быть значительно ниже, чем в момент образования FeS. Однако вхождение в тремолит довольно тяжелого элемента — серы поддерживает высокую плотность конденсата. Большое значение в данной модели имеет образование газгидратов ($NH_3 \cdot CH_4$ и $CH_4 \cdot 7H_2O$), в результате которого такие газы, как NH_3 и CH_4, переходят в конденсированную фазу при гораздо более высокой температуре, чем в случае конденсации этих газов в свободном состоянии. Заметим, что плотность, окисленное состояние и содержание летучих — все взаимосвязано.

АККУМУЛЯЦИЯ ПЫЛЕВЫХ ЗЕРЕН И ГАЗА В ПЛАНЕТАРНЫЕ ТЕЛА

Процесс аккумуляции пылевых зерен в большие тела и затем в конечном итоге в планетарные тела является одним из наиболее неясных моментов в истории формирования тел Солнечной системы. Когда создались подходящие условия по плотности газа, температуре и движению частиц и какие механизмы определяли аккумуляцию, особенно на начальном этапе образования тел, остается предметом дискуссий уже многие годы.

Однако, когда тела достигли достаточно больших размеров, их гравитационные поля стали притягивать твердые частицы и газ. Относительно малое число таких тел выросло за счет других и в конце концов сохранилось как планеты. Закономерности в изменении таких свойств, как массы планет, их пространственное расположение, скорость обращения, могут явиться ключом к пониманию свойств первичной системы. Даже исключение из правил может служить доказательством важности временных и статистических флуктуаций в процессе аккумуляции. Такими исключениями могут быть существование астероидного пояса, остановившийся рост Марса по сравнению с соседним Юпитером, аномальные наклонения орбит у Венеры и Урана, наличие спутников у одних и отсутствие их у других планет.

Наши представления о процессах, которые ведут к агломерации зерен, в значительной мере спекулятивны из-за большой неопределенности в условиях, существовавших в солнечной туманности.

Предполагается, что на первом (раннем) этапе, когда частицы пыли не имели собственного гравитационного поля, происходило слипание (или так называемая холодная сварка) их в процессе осаждения к средней плоскости диска солнечной туманности. В области более высоких температур возможно было слипание расплавленных капель. В результате этого процесса твердые и жидкие частицы и газ, сосредоточенные в плоскости туманности, объединялись в более крупные тела за сравнительно небольшое время. В ряде работ проводилось математическое моделирование этого процесса на ЭВМ, однако для такого моделирования пока недостаточно данных по физическим и химическим характеристикам туманности.

После того как в протопланетном облаке образовался рой допланетных тел (планетезималей), последующая аккумуляция, ее темп и характер опре-

деляли основные характеристики образовавшихся планет и закономерности планетной системы в целом.

Одной из важных характеристик роя допланетных тел является распределение их по размерам, поскольку оно определило динамику данного процесса и (как следствие) начальное состояние планет (их температуру и гетерогенность недр). Так, например, при падении на поверхность формирующегося тела малых планетезималей энергия распределяется в поверхностном слое и рассеивается в космическом пространстве. При падении крупных планетезималей энергия распределяется в большом объеме, и поэтому значительная часть ее остается в недрах планеты, что может привести к нагреву и к дифференциации ее вещества.

Для объяснения разнообразия планет и закономерностей их расположения предложено много различных моделей. При этом важным моментом являются исходные предположения о распределении сталкивающихся тел по массам, по скоростям. В частности, рассматривая модель взаимных столкновений, некоторые исследовали принимают степенной закон распределения тел по массам. Другие исследователи считают, что процесс аккреции не зависит от первоначального распределения тел по массам. По их мнению, более важны условия столкновения и дробления сталкивающихся тел. Так, например, если относительные скорости значительно больше скорости отрыва (диссипации) от планетезималей, то при столкновениях будет преобладать процесс размельчения. В противном случае планетезимали будут действовать как зародыши, собирающие оставшийся материал. Последующий рост зародыша зависит от его способности аккумулировать материал с ближайших круговых орбит. При этом возможно торможение роста зародыша, если поблизости уже сформировалось более крупное тело — планета, которая вычерпывает оставшийся материал из окружающего пространства. Время аккумуляции планет земной группы и планет-гигантов, полученное в разных моделях, основывающихся на различных предположениях, составляет 10^5–10^8 лет, время аккумуляции дальних планет, по-видимому, еще больше.

Прогресс в понимании процесса конденсации, появление новых данных о планетах, полученных в результате космических полетов и наземных наблюдений, привели к необходимости критически рассмотреть существующие модели формирования тел Солнечной системы. Такое рассмотрение, в частности, было проведено Кеннетом и Гоеттлом [324], которые прежде всего сделали критический анализ исходных данных (содержание на Солнце наиболее распространенных элементов — Fe, Si, S, Cl и др., а также тепловыделяющих элементов — K, U, Th), провели расчет состава планет земной группы, высказав при этом несколько упрощающих предположений. Во-первых, предполагалось, что каждая планета аккумулировала материал в одной области, т.е. с узким интервалом по составу, который определялся температурой и давлением в данном месте облака. Во-вторых, возможные эффекты перемешивания и фракционирования не принимались во внимание. В-третьих, предполагалось, что планеты формировались гомогенно, а затем дифференцировались на оболочки. Наконец, в-четвертых, предполагалось, что аккреция планет была медленной, так что начальные составы не были изменены из-за потери летучих от тепла, выделявшегося в процессе аккреции (хотя это предположение не кажется правдоподобным).

Рассчитанный Кеннетом и Гоеттлом состав планет земной группы приведен в табл. 3. Как видно из таблицы, чем дальше от Солнца формировалась планета, тем меньше ее ядро (для Меркурия оно составляет 65% всей массы, а для Марса — 12%) и соответственно больше мантия. Ядра ближайших к Солнцу планет Меркурия и Венеры состоят из Fe—Ni-расплава. Более

Таблица 3

Состав планет земной группы (в мас. %) по [283]

Компонент	Меркурий		Венера		Земля		Марс	
	планета в целом	мантия	планета в целом	мантия	планета в целом	мантия	планета в целом	мантия
MgO	12,83	36,89	25,74	37,82	24,25	34,79	23,07	26,20
SiO_2	11,67	33,53	36,16	53,13	34,06	48,88	32,41	36,80
Al_2O_3	5,32	15,30	2,61	3,83	2,46	3,53	2,34	2,65
CaO	4,97	14,28	2,43	3,58	2,29	3,29	2,18	2,48
Na_2O	0	0	1,12	1,64	1,05	1,51	1,0	1,14
FeO	0	0	0	0	5,58	8,00	27,06	30,72
Мантия	34,79	100,0	68,86	100,0	69,69	100,0	88,07	99,99
Компонент	планета в целом	ядро	планета в целом	ядро	планета в целом	ядро	планета в целом	ядро
Fe	61,75	94,69	30,25	94,69	24,16	79,73	6,09	51,00
Ni	3,46	5,31	1,70	5,31	1,60	5,27	1,52	12,74
S	0	0	0	0	4,54	15,00	4,32	36,25
Ядро	65,21	100,0	31,94	100,0	30,31	100,0	11,93	100,0

дальние планеты — Земля и Марс — имеют в ядрах серу в виде троилита (FeS). Мантии планет состоят из силикатов. Окисленное железо присутствует только в мантиях Земли и Марса. На Меркурии и Венере все железо находится в ядрах планет.

Эта модель [283] привлекает своей простотой, так как при расчете приняты во внимание лишь 10 основных элементов, которые составляют ~ 99% всей массы планеты (в отличие от более сложных моделей, связанных с многостадийной эволюцией планет и сложными процессами фракционирования), хотя некоторые из ее выводов, в частности вывод о присутствии всего железа на Венере в восстановленной форме и сосредоточении его в ядре, не согласуются с наблюдательными данными [36].

СТРОЕНИЕ ПЛАНЕТ. ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

Давно было обращено внимание на тот факт, что планеты (и в первую очередь планеты земной группы) имеют оболочечное строение. Однако до последнего времени шла дискуссия о том, как вначале сформировалась планета — гомогенно или гетерогенно. Долгое время господствовала точка зрения О.Ю. Шмидта [172], предполагающая гомогенную аккрецию, согласно которой образование ядра должно было происходить не в момент зарождения планеты, а впоследствии в результате процесса дифференциации вещества, обусловленного нагревом недр планеты. В качестве источников тепла рассматривались: аккреция, радиоактивный распад, гравитационное сжатие и другие. Сторонники гомогенной аккреции объясняют образование ядра в результате оседания из расплава плотного материала к центру планеты. Однако более глубокое рассмотрение, проводившееся в послед-

ние годы, дает основание сомневаться в возможности выплавления столь большого железного ядра, как, например, у Меркурия, Венеры и Земли. Точка зрения, придерживающаяся гетерогенной аккреции, была принята А.П. Виноградовым [30] и другими. Она исходит из того, что образование планеты происходило в той последовательности, в которой конденсируются элементы и соединения. В этом случае железное ядро должно было образоваться в самом начале в результате аккреции конденсированных капель железа–никеля (так как они имеют низкую летучесть). На это ядро осаждалась силикатная мантия, которая экранировала ядро от последующих реакций с H_2S и H_2O для образования сульфидов и окислов, затем летучие рассеянные элементы, органические соединения, гидратированные силикаты и редкие газы. В пользу гетерогенной аккреции свидетельствует и тот факт, что глубинная стратификация на планетах (в частности, на Земле) совпадает с порядком конденсации элементов и соединений. Кроме того, такой подход дает возможность объяснить целый ряд явлений, имевших место на раннем этапе существования Солнечной системы. В моделях негомогенной аккреции ядро могло быть с самого начала расплавленным или расплавиться на более поздней стадии. Идея негомогенной аккреции хорошо объясняет тот факт, что, чем ближе планета к Солнцу, тем более высокотемпературная аккреция имела место и соответственно большую часть планеты составляет ее тугоплавкая часть, т.е. Fe-Ni ядро. Этим можно объяснить и низкую плотность Луны, Галилеевых спутников Юпитера, спутника Сатурна – Титана и другие явления.

Говоря о гомогенной и негомогенной аккреции, мы прежде всего имеем в виду различие в формировании ядер планет. Преимущественное образование железо-никелевого зародыша планеты (ядра) следует не только из последовательности конденсации (так как металлическая фракция наиболее тугоплавка, она и конденсируется первой), но и из преимущества аккумуляции металлической фракции по сравнению с силикатной. В зависимости от того, при какой температуре образовались зародыши планет, происходила "горячая" или "холодная" сварка частиц (расплавленных или твердых) при их столкновениях. Однако частицы железа еще при достаточно высокой температуре (но ниже точки Кюри – 1043 K) уже могли быть намагничены магнитным полем Солнца и поэтому взаимодействовали более эффективно, чем силикатные частицы. Сечение взаимодействия (захвата) взаимно намагниченных частиц в $\sim 10^4$ раза больше их геометрического сечения [299]. Таким образом, весьма вероятно, что имела место негомогенная аккреция, начальной фазой которой было образование металлического ядра. При негомогенной аккреции вслед за образованием металлического ядра происходило формирование мантии в той же последовательности, в которой конденсировались элементы и соединения. Вначале первичная мантия накапливалась как смесь силикатной, металлической и сульфидной фаз, причем, вероятно, в наиболее глубинной части мантии содержание металлических частиц было выше, чем в верхней ее части. Затем на более поздних стадиях оседали гидратированные силикаты и органические вещества. Наконец, на завершающей стадии в результате гравитационного захвата осаждались газы, содержавшиеся в первичной туманности (H_2O, CO_2, CO, NH_3 и др.). Так формировалась первичная мантия планеты, которая, как мы видим, была негомогенной.

Формирование коры планеты, по-видимому, происходило на более позднем этапе в результате процесса дифференциации мантийного вещества, хотя имеются и другие мнения, сводящиеся к тому, что кора (а точнее, некоторая "протокора") образовалась в конце периода аккреции

[162]. Степень планетарной дифференциации определялась рядом фундаментальных характеристик планеты, таких, как размер планеты (что определяет величину гравитационного сжатия и скорость потери тепла), ее химический состав (особенно существенно присутствие воды и других летучих), содержание короткоживущих радиоактивных ядер и долгоживущих радиоактивных элементов (определяющих скорость выделения тепла), начальное тепловое состояние (определяемое главным образом длительностью процесса аккреции). Роль этих факторов рассматривалась во многих работах. В частности, оценка энергии гравитационного сжатия Земли рассматривалась Е.А. Любимовой [86], получившей величину $(5–9) \cdot 10^{38}$ эрг, В.С. Сафроновым [122], получившим величину $4{,}2 \cdot 10^{38}$ эрг, и другими.

Так как вклад вышеупомянутых источников тепла для разных планет был различным, то и тепловая история планет лишь в основе своей имела сходство, но в действительности она приводила к разным последствиям, что и отразилось на их внутреннем строении. Воздействие этих источников приводило к нагреву недр планет (по-видимому, в первый миллиард лет он был максимальным), при котором наиболее высокая температура была в центральной части планет и наименьшая у их поверхности. При этом на тех глубинах, где температура превышала точку плавления наиболее легкоплавких компонентов, происходил переход их в жидкое состояние. Если иметь в виду такую планету, как Земля, и состав ее первичной мантии, то наиболее низкую температуру плавления имела эвтектика Fe–FeS, которая к тому же меньше всего зависела от увеличения давления [34]. Расплавленная эвтектика из нижних горизонтов мантии стекала (проседала) в направлении к центру планеты, образуя внешнее железосернистое ядро.

4411

Однако дифференциация мантии Земли шла не только в сторону выплавления тяжелых элементов, которые, проседая к центру, образовали внешнее ядро, но и в сторону выплавления легкоплавких, обогащенных летучими силикатных фракций, которые, будучи наиболее легкими расплавами, перемещались вследствие центробежной миграции к внешней части планеты, образуя базальтовую кору планеты. По-видимому, процесс образования внешнего ядра шел раньше во времени, чем процесс образования коры планеты. Таким образом, сидерофильные и халькофильные элементы опускались вниз к ядру, а литофильные и атмофильные химические элементы поднимались вверх в кору. В результате плавления и дегазации верхней мантии, помимо выплавления базальтовой магмы, выделялось большое количество растворенных в ней воды и газов, которые образовали гидросферу и атмосферу Земли[1].

Процесс дифференциации первичной мантии Земли, по-видимому, был гетерогенным. Об этом свидетельствуют данные по сопоставлению изотопного состава некоторых элементов в породах земной коры с мантийными породами и каменными метеоритами. В частности, это было показано на изотопах углерода З.М. Галимовым [38], на изотопах свинца и стронция – Хатчесоном [62] и другими.

Так выглядел процесс формирования и дифференциации вещества недр Земли. Что касается других планет, то различие их по первоначальным характеристикам (по размеру и составу) привело к соответствующим различиям и в строении планет, прежде всего по размеру и составу их ядра, мантии и коры.

[1] Однако вместе с таким представлением есть мнение, что атмосфера и гидросфера могли образоваться и непосредственно в процессе роста планеты [28].

АТМОСФЕРЫ ПЛАНЕТ И ИХ СПУТНИКОВ

В настоящее время по атмосферам планет и спутников накоплен большой материал, развиты представления о их происхождении и эволюции [62, 71, 82, 315, 432, 468, 532]. Луна, Меркурий, Ио имеют крайне разреженную атмосферу; Земля, Венера, Марс — более массивную; планеты-гиганты — чрезвычайно плотную. Состав их атмосфер также резко различается: в основном инертные газы у Луны и Меркурия, азотно-кислородная или углекислая атмосфера — у планет земной группы, водородно-гелиевая — у планет-гигантов. Столь большое разнообразие атмосфер отражает различие в эволюционных путях этих тел. Современный состав атмосфер характеризует лишь определенный этап эволюции планет и не отражает относительную распространенность данных летучих компонентов на планетах и спутниках. Основными источниками газов, составляющих атмосферы, являются следующие: первичная солнечная туманность, солнечный ветер, метеориты, кометы и другие небесные тела, пересекающие орбиты планет, и само вещество планеты. Все эти источники были наиболее активными в ранний период существования планет и спутников.

Первичная солнечная туманность, состоявшая из газа и пыли, имела элементный состав, близкий к тому, который в настоящее время характеризует внешние части Солнца. После того как планеты и спутники сформировались в основной своей массе, их гравитационные поля вызывали концентрацию газов солнечной туманности вблизи поверхности тел. Часть этой атмосферы сохранилась, а часть диссипировала. Характер этого процесса зависел от соотношения скорости образования тела, скорости исчезновения туманности и скорости диссипации. Для планет-гигантов солнечная туманность является практически единственным источником атмосфер.

Солнечный ветер представляет собой источник намагниченного и ионизированного газа из верхних частей атмосферы Солнца. На орбите Земли солнечный ветер имеет температуру $2 \cdot 10^5$ К, скорость ~ 500 км/с, плотность ~ 5 част./см^3 и поток $\sim 2 \cdot 10^8$ част. $\cdot$ см$^{-2} \cdot$ сек$^{-1}$ [532]. При падении на поверхность, не защищенную атмосферой, заряженные частицы солнечного ветра нейтрализуются и через некоторое время могут вновь уйти или остаться в зависимости от гравитации тела и кинетической энергии, определяемой температурой поверхности. При падении на тело, защищенное атмосферой, частицы солнечного ветра могут оставаться в течение длительного времени в атмосфере. Наличие магнитного поля и ионосферы у планеты или спутника может быть причиной защиты тела от солнечного ветра. Солнечный ветер был наиболее интенсивным на раннем этапе существования солнечной туманности.

Кратерированные поверхности Луны, Меркурия и Марса свидетельствуют о том, что на них выпадало огромное количество малых блуждающих объектов — главным образом астероидов и комет. Некоторые астероиды содержат большое количество летучих (как в углистых хондритах), а кометы все богаты летучими. При больших скоростях (~ 10 км/с) в результате соударения все летучие практически выделяются в атмосферу соударяющегося тела. Однако соударяющиеся тела не являются важным источником планетных атмосфер. Например, если подсчитать кумулятивную массу вещества, выпавшего на лунную поверхность, пересчитать ее на земную поверхность и принять содержание в данной массе летучих, как в углистых хондритах (вещество, наиболее богатое летучими), то можно оценить максимальное количество летучих, принесенное соударяющимися телами на Землю. Такая оценка для воды и углерода была сделана Турекя-

Таблица 4

Химические соединения в метеоритах, содержащих элементы, образующие летучие вещества, по [432]

Летучие соединения	Летучий элемент	Химические соединения	Температура образования, K
Вода	H	Органические соединения	$\lesssim 750$
		Гидратированные минералы (вода кристаллизации и гидроксильные группы)	~ 150—450
Двуокись углерода	C	Органические соединения	$\lesssim 750$
Метан	C, H	Графит	
Окись углерода	C	Карбонат	
Азот	N	Органические соединения	$\lesssim 750$
Аммиак	N, H	Соли аммиака	
		Нитриды	
Двуокись серы	S	Троилит (FeS)	500—700
Сероводород	S	Сульфаты	
		Свободная сера	
		Органические соединения	$\lesssim 750$
Хлористый водород	Cl	Апатит ($Ca_5(PO_4)_3Cl$)	
		Лавренсит ($FeCl_2$)	
		Органические соединения	$\lesssim 750$
Редкие газы	Редкие газы	Окклюдированные газы	
		Радиоактивные элементы	

ном и Кларком [510], показавшими, что количество этих летучих на Земле на 3 порядка меньше, чем содержание воды в Мировом океане и углерода — в карбонатах осадочных пород.

Внутренние источники являются основным поставщиком атмосферных компонент. Твердые или жидкие частицы газопылевого облака, из которого формировались планеты и спутники, содержали летучие вещества. Впоследствии в результате вулканической и тектонической активности происходило выделение некоторых из накопленных летучих веществ. Определенные классы метеоритов, которые претерпели относительно незначительную тепловую или химическую эволюцию, дают возможность представить химический состав вещества, из которого формировались планеты земной группы. В табл. 4 приведены основные химические соединения, обнаруженные в метеоритах, которые содержат элементы, образующие летучие вещества [432].

В таблице также указана температура в пределах солнечной туманности, при которой термодинамически возможно образование химического соединения. Следует отметить, что, за исключением редких газов, летучие элементы в атмосфере появляются не в том виде, в каком они находились в первичном веществе метеоритного состава (главным образом за счет взаимодействия с кислородом). Летучие компоненты планет и спутников выделялись в атмосферу вследствие нагрева при аккреции, в результате глобальной дифференциации вещества, вызванной радиогенным разогревом, при локальном вулканизме. Если исходить из того, что процесс аккреции планет земной группы продолжался довольно длительный период ($\sim 10^8$ лет), то он не должен был привести к нагреву, и планеты формировались при низких температурах. В этом случае такие летучие

Таблица 5

Распространенность основных атмосферообразующих газов (г/г)*

Объект	Первичный $^{36}Ar + {}^{38}Ar$	N_2	CO_2	H_2O
Венера	$6{,}10^{-10}$–$9 \cdot 10^{-9}$	$(2{,}0–2{,}2) \cdot 10^{-6}$	$(9{,}4–9{,}6) \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-9}$–$6 \cdot 10^{-8}$
Земля	$4{,}6 \cdot 10^{-11}$	$2{,}4 \cdot 10^{-6}$	$1{,}6 \cdot 10^{-4}$	$2{,}8 \cdot 10^{-4}$
Марс	$(1{,}9–2{,}5) \cdot 10^{-13}$	$4 \cdot 10^{-8}$–$4 \cdot 10^{-7}$	$> 3{,}5 \cdot 10^{-8}$	$> 5 \cdot 10^{-6}$
Обычные хондриты	$3 \cdot 10^{-12}$–$1 \cdot 10^{-9}$			
Углистые хондриты	$4 \cdot 10^{-10}$–$1 \cdot 10^{-9}$			
Солнце	$1 \cdot 10^{-4}$	$1{,}3 \cdot 10^{-3}$	$1{,}3 \cdot 10^{-2}$	$9{,}5 \cdot 10^{-3}$

*Отношение массы газа во внешних оболочках планеты к ее массе.

компоненты, как H_2O, CO_2 и другие, должны были реагировать с минералами, образуя соответствующие соединения. Атмосфера при таком варианте аккреции образовалась на более позднем этапе, при дифференциации вещества. При менее длительной аккреции ($\sim 10^6$ лет) тела нагревались до более высоких температур, что должно было сопровождаться выделением газообразных продуктов и образованием первичной атмосферы.

Состав дегазированных летучих веществ не оставался постоянным. Вначале он соответствовал составу, находившемуся в термодинамическом равновесии с нагретой до частичного плавления магмой, из которой выделялись газообразные продукты. Затем атмосфера охлаждалась до температур, которые имели место на поверхности тела. При этом одни газообразные компоненты конденсировались, другие вошли в состав породы, и атмосфера достигла нового состояния термодинамического равновесия, соответствующего условиям, существовавшим на поверхности. Атмосферы планет и спутников продолжают эволюционировать — изменяется их химический состав, физические условия, общая масса. С одной стороны, действуют источники, привносящие летучие компоненты, с другой — идет противоположно направленный процесс, приводящий к уходу из атмосферы некоторых компонентов. Последний процесс вызывается либо улетучиванием газов в космическое пространство вследствие теплового испарения, фотохимической диссоциации и других факторов, либо конденсацией газов охлаждающейся поверхностной породой. По-видимому, только тяжелые инертные газы не участвовали в процессах эволюции атмосфер.

Для того чтобы понять эволюцию атмосфер планет, необходимо знать первоначальную распространенность летучих соединений. Оценка их распространенности для Земли делалась Турекяном и Кларком [510], исходя из современного состава атмосферы и содержания летучих, скопившихся в резервуарах коры и мантии. Для Венеры в первом приближении она может быть сделана исходя из состава современной атмосферы, если полагать, что основная масса летучих находится в атмосфере. Для Марса распространенность летучих можно вычислить, исходя из содержания редких газов в атмосфере и полагая, что другие летучие должны присутствовать приблизительно в тех же соотношениях, что и на Земле. Такие оценки, сделанные Поллаком и Блэком [431], приведены в табл. 5. Для сравнения также указаны соответствующие данные для метеоритов и Солнца.

Как видно из таблицы, содержание Ar, N_2 и CO_2 на Венере и Земле приблизительно одинаково, а на Марсе значительно меньше. Содержание H_2O больше всего на Земле, меньше на Марсе и совсем мало на Венере. Все эти различия находят объяснение, если иметь в виду, что тела формировались в разных районах первичного облака, где физические условия были неодинаковы. Образовавшиеся атмосферы планет и спутников постоянно эволюционировали. Сегодняшние составы и плотности атмосфер отображают лишь определенные этапы развития. Основным источником современных атмосфер Земли, Венеры, Марса, Ио и Титана являются выделившиеся из недр их собственные летучие элементы; основные дегазированные компоненты Земли, Венеры, Марса — вода, углерод, хлор, азот и сера, на Ио преобладает сера, на Титане, вероятно, — H_2O, NH_3, CH_4, которые выделились из льдов (на Титане летучие компоненты должны составлять значительную часть его массы). Основными источниками современных экзосфер Луны и Меркурия являются дегазированные радиогенные газы и захваченные компоненты солнечного ветра. На ранних этапах истории Луна и Меркурий, по-видимому, имели более плотные атмосферы, состоявшие из тех же компонентов, что и современная атмосфера Земли. Наконец, источником чрезвычайно плотных атмосфер планет-гигантов является солнечная туманность.

В настоящее время в атмосферах внутренних планет и спутников (кроме Венеры) содержится лишь незначительная часть общих запасов дегазированных летучих. Большая часть их содержится в поверхностных и подповерхностных резервуарах в результате конденсации, адсорбции и химического выветривания. Например, на Земле большая часть воды и CO_2 находится в океанах и осадочных породах. На Марсе большая часть H_2O, CO_2, N_2 связана подповерхностным льдом, реголитом и породами. CH_4 на Титане и O_2 на Ио также в основном сосредоточены в поверхностных и подповерхностных отложениях льда. Однако такое распределение летучих между атмосферой, с одной стороны, и гидросферой и литосферой, с другой—непостоянно. На протяжении истории планет и спутников были сдвиги равновесия в разные стороны, причиной чего являются вариации эксцентриситета орбиты и наклона оси вращения планет, приливные разогревы спутников, изменение солнечной светимости и т.д.

Если атмосферы планет и спутников находятся в термодинамическом равновесии с поверхностными породами, они отображают не только физические условия на поверхности и состав поверхностных пород, а также косвенно свидетельствуют о составе коры и внутреннем строении планет и спутников.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В данном разделе мы рассмотрели лишь некоторые аспекты процессов, приведших к формированию тел Солнечной системы. Большинство моделей носят гипотетический характер, и лишь немногие имеют экспериментальное подтверждение. Не следует полагать, что эта генеральная проблема космогонии — происхождение и эволюция планет и спутников — будет решена на какой-либо ограниченный отрезок времени. Однако, без сомнения, ближайшие годы (или десятилетия) позволят значительно продвинуться в понимании истории окружающего нас мира.

Научными проблемами ближайшего времени останутся те же, в решении которых уже сделаны первые шаги. Назовем среди них следующие:

1) состав, структура и свойства солнечной туманности (возникновение солнечной туманности, каковы были физические условия в туманности —

температура, давление, магнитное поле, воздействие Солнца, динамика всех этих процессов во времени и пространстве, состав газа и пыли и выявление химических и изотопных неоднородностей, существовавших в туманности);

2) конденсация газа в солнечной туманности (как происходила конденсация газа в твердые тела, в какой последовательности элементов и соединений, зависимость от радиального расстояния соотношения между газами, жидкими и твердыми частицами, о термодинамическом равновесии в облаке);

3) аккреция пылевых зерен в солнечной туманности (как происходила аккреция пылевых зерен в большие объекты, а в конечном счете в планетарные тела, взаимосвязь аккреции и конденсации, роль взаимных столкновений и магнитных полей в аккреции частиц, определение длительности аккреции планет, формировавшихся в различных районах солнечной туманности, объяснение размеров планет и их расстояния от Солнца, происхождение спутников планет);

4) строение и эволюция ядра, мантии и коры планет и спутников (определение внутреннего строения планет и спутников, размера, состава и строения ядра, мантии и коры, образование ядра во время аккреции или глобальной дифференциации вещества, эндогенные и экзогенные процессы в формировании коры, влияние тектонических, вулканических и климатических условий на формирование коры, эффект от метеоритной бомбардировки, влияние на формирование коры процессов, происходивших в мантии и ядре, на каком этапе истории и как долго происходило крупномасштабное формирование недр, закономерности во внутреннем строении планет и спутников);

5) происхождение и эволюция атмосфер планет и спутников (образование атмосферы на разных телах, определение первичной атмосферы на разных телах, роль эндогенных и экзогенных факторов в образовании атмосферы, эволюционирование атмосферы, взаимосвязь атмосферы с поверхностью, выявление общих закономерностей в образовании атмосфер на разных телах, природа аэрозоля и его роль в тепловом балансе атмосферы).

ГЛАВА 2

МЕРКУРИЙ

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАНЕТЫ

Меркурий является ближайшей к Солнцу планетой. Наблюдать его с Земли трудно, так как он никогда не удаляется от Солнца более чем на 20°. Исследование его с помощью космических средств (кроме орбитальных аппаратов) также представляется трудным ввиду суровых климатических условий на его поверхности (в полдень в подсолнечной точке температура достигает 427°С, в полночь — 173°С), поэтому среди планет земной группы он оказался наименее изученным. Меркурий практически не имеет атмосферы. Верхний предел давления определен как 10^{-12} бар. Обнаружена очень слабая ($\sim 10^{-15}$ бар) гелиевая атмосфера вблизи планеты [210]. Предполагается, что она сформирована либо распадом естественных радиоактивных элементов, содержащихся в породе, либо захватом солнечного ветра.

Ниже приведены основные физические характеристики Меркурия:

Расстояние до Солнца	0,307—0,467 а.е.	Давление у поверхности	$\sim 10^{-12}$ бар
Радиус	2437 км	Температура поверхности	— 173, +427° С
Масса	$3{,}302 \cdot 10^{26}$ г	Альбедо	0,125
Плотность	$5{,}45 \pm 0{,}05$ г/см^3	Магнитный дипольный момент	$4{,}8\ (\pm 0{,}5) \cdot 10^{22}$ гаус/см^3
Гравитация у поверхности	370 см/с^2	Период обращения	58,65 сут

Основные характеристики его в настоящее время надежно установлены. Он имеет радиус, равный 0,383 радиуса Земли. Масса его составляет 0,05526 массы Земли, а средняя плотность почти такая же, как у Земли ($\rho_м$ = =5,45 г/см^3, $\rho_з$ = 5,51 г/см^3). Тот факт, что маленькая по размерам планета Меркурий имеет ту же плотность, что и Земля, указывает на высокое содержание тяжелых элементов на Меркурии. Предполагается [349], что Меркурий на ~65% состоит из железного ядра и на 35% из силикатной фазы (мантии и коры). Такое представление о Меркурии находит объяснение с точки зрения космохимических моделей формирования тел Солнечной системы. Как известно, плотность планет земной группы обратно пропорциональна расстоянию от Солнца. В этом ряду Меркурий является крайней планетой не только по своему положению, но и, по-видимому, по свойствам. Так как железо имеет высокую теплопроводность, электропроводность, плотность, то вполне вероятно, что Меркурий имел историю, непохожую на историю других планет земной группы. С этой точки зрения он представляет особый интерес.

Как известно, до 1974 г. Меркурий изучался лишь с помощью наземных наблюдений. В 1974 г. впервые наблюдения Меркурия проводились с борта КА „Маринер-10". Было проведено фотографирование его поверхности, (рис. 1, см. вкл.), измерено магнитное поле, исследована атмосфера и тепловые свойства поверхности.

Эти эксперименты значительно расширили наши представления о Меркурии, хотя в целом мы знаем о нем еще довольно мало, по-видимому, столько же, сколько знали о Луне до полета к ней космических аппаратов [324].

Одним из важных результатов, полученных на КА „Маринер-10", было обнаружение магнитного поля Меркурия. До последнего времени предполагалось, что медленное вращение планеты и интенсивное облучение ее солнечным ветром должны свидетельствовать об отсутствии у Меркурия заметного магнитного поля (как у Луны). При подходе КА „Маринер-10" к планете была обнаружена магнитосфера с протонами и электронами в области взаимодействия солнечного ветра с планетой [404]. Было установлено, что Меркурий имеет собственное дипольное магнитное поле с моментом, составляющим $4 \cdot 10^{-4}$ дипольного момента Земли [400]. Максимальная интенсивность магнитного поля составляет 400 гамм, т.е. в ~20 раз больше, чем межпланетное магнитное поле в районе орбиты Меркурия. Механизм генерации этого поля пока остается неизвестным. Что это — остаточная намагниченность или современная работа внутреннего „динамо"? Однако в любом случае оно служит доказательством существования большого металлического ядра планеты. Судя по высокой плотности,

Меркурий, видимо, содержит вдвое большую концентрацию железа, чем какая-либо другая планета.

Обнаружение магнитного поля и доказательство существования вулканизма (по снимкам поверхности) свидетельствуют о дифференцированности планеты. Если это так, то большая часть железа сконцентрировалась в ядре. Тогда объем ядра составляет около 50% объема планеты, а радиус ядра — около 70—80% радиуса планеты. Вследствие высокой плотности гравитация у поверхности Меркурия (370 см/с^2) приблизительно такая же, как у поверхности Марса, хотя Меркурий значительно меньше Марса.

Полученные из наземных наблюдений фотометрические, поляриметрические и тепловые свойства поверхности Меркурия свидетельствуют о том, что его поверхность покрыта слоем темной, пористой, мелкозернистой породы, похожей на лунный реголит [276]. Измерения на КА „Маринер-10" с помощью инфракрасного радиометра также указывают на существование на планете реголитоподобного слоя. Вместе с тем пространственные изменения термофизических свойств этого поверхностного слоя указывают на существование больших районов с более плотной породой (вероятно, выходы коренной породы) [225]. Радиолокационные исследования высотных профилей поверхности в экваториальных районах планеты выявили кратерированную поверхность, топография которой оказалась весьма похожей на лунную [552]. Этот факт оказался несколько неожиданным, так как до полета КА „Маринер-10" предполагалось, что плотность кратеров на поверхности Меркурия должна быть значительно меньше, чем на Луне или Марсе, поскольку он расположен значительно дальше от астероидного пояса.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТИ МЕРКУРИЯ

Поверхность Меркурия весьма похожа на лунную. На ней также видны материковые и морские районы. Большую часть поверхности составляют материки. На них встречаются наиболее древние участки поверхности — межкратерные равнины, испещренные мелкими кратерами. Основная часть материков практически полностью покрыта перекрывающимися кратерами разного размера. Внутренние части больших древних кратеров представляют собой равнины. Но и более молодые кратеры на материках также разрушены. Они внешне напоминают лунные молодые кратеры [242].

Молодые районы по характеру поверхности отличаются от материковых. Это протяженные равнины. Поверхность их преимущественно гладкая, хотя местами встречаются уступы, трещины и гребни. На той части поверхности, которая отснята КА „Маринер-10", морские равнины составляют около 15%. Среди наибольших по размеру морских равнин выделяется круглый бассейн Жары (Caloris), имеющий диаметр ~1300 км. Этот бассейн напоминает Море Дождей на Луне. Различия в отражательной способности материковых и морских районов Меркурия не так значительны, как на Луне. Морские равнины Меркурия отличаются от материков лишь несколько более темной и красноватой окраской.

Материал, слагающий морские бассейны, вероятно, имеет вулканическое происхождение (базальтовые лавы) подобно лунным морским впадинам. Вулканический характер меркурианских бассейнов проявляется и в особенностях их геологического строения. Местами прослеживаются уступы извилистой формы, напоминающие фронтальные уступы лавовых потоков в лунных морях. Однако в отличие от Луны и Земли, где высота таких уступов составляет всего десятки метров, на равнинах Меркурия их высо-

та местами достигает 200—500 м [324]. Причина этого различия, по-видимому, заключается в более вязком составе лав Меркурия.

Вместе с тем на Меркурии имеются структуры, совершенно несвойственные Луне. К ним относится система протяженных уступов в виде изогнутых дуговидных, иногда извилистых линий, которые простираются на сотни километров; высота уступов от нескольких сотен метров до 3 км. Видимо, кора Меркурия коробится, в результате чего образуются *складки*. Предполагается, что причина этого — фазовый переход части большого металлического ядра из жидкого состояния в твердое, который приводит к уменьшению объема и сжатию силикатной оболочки [395]. Примером такой геологической структуры является уступ Открытия (Discovery).

Следует отметить еще одно отличие Меркурия от Луны. Кратерированная поверхность Меркурия содержит относительно гладкие области (или *равнины*) *между кратерами*, в то время как лунные материки имеют плотно расположенные и часто перекрывающиеся кратеры. Большинство таких межкратерных равнин существовали до того, как образовалось большинство больших кратеров [308, 395, 507]. Это различие кратерированных районов Луны и Меркурия, вероятно, *объясняется разницей гравитации* [275]. Баллистический разброс материала из первичного кратера на Меркурии меньше, чем на Луне, и, следовательно, площадь покрытия (в зависимости от скорости выброшенных фрагментов) в 5—12 раз меньше для кратеров одинаковых размеров. В результате этого выброшенный материал и вторичные кратеры на Меркурии располагаются ближе вокруг первичного кратера, чем на Луне, поэтому более древние районы поверхности на Меркурии *могут быть сохранены* лучше, чем на Луне [275].

Различием в гравитационных полях Луны и Меркурия, вероятно, объясняется и различие по форме (геометрии) равных по размеру кратеров. В обоих случаях малые кратеры имеют чашеобразную форму, но с увеличением размера появляются центральные пики и образуются террасы на их внутренних склонах (стенках). У кратеров больших размеров центральные пики становятся сложной структурой, превращающейся во внутреннюю кольцевую горку, которая располагается концентрически с кальдерой кратера. Эти явления имеют место на Меркурии и на Луне, однако на Меркурии они наблюдаются на кратерах меньшего размера ввиду более сильного гравитационного поля [275].

Изучение морфологии кратеров Меркурия проводилось многими исследователями [226, 275, 361, 543]. При этом в большинстве работ для интерпретации морфологических особенностей меркурианских кратеров привлекались данные по лунным кратерам как наиболее обстоятельно изученным. Различие в морфологии кратеров на разных планетах может быть объяснено различием в гравитации, в скорости падения тел, в свойствах падающих тел, поверхности планет и т.д. Однако для одной планеты все эти свойства одинаковы, кроме свойства поверхности. Синтала и др. [226], систематизировав данные по изучению лунных кратеров, установили, что морфология кратеров зависит от физических свойств породы, в которой образовался кратер. Было обнаружено малое различие в морфологии кратеров на гладких поверхностях и в *кратерированных районах Меркурия*. Это свидетельствует о том, что физические свойства породы в этих морфологически разных районах близки или одинаковы.

Морфология кратеров на лунных морях, на меркурианских гладких поверхностях (в бассейнах) и в кратерированных районах оказалась довольно похожей. В то же время было обнаружено большое различие между лунными материками и меркурианскими кратерированными районами. Это привело Синтала и др. [226] к следующим важным выводам:

1) сходство морфологии кратеров на лунных морях и меркурианских гладких равнинах свидетельствует о том, что гравитация не является доминирующим фактором в образовании кратеров;

2) подобие лунных морей и меркурианских гладких равнин свидетельствует в пользу их вулканического происхождения;

3) большое различие в морфологии кратеров на лунных материках и в меркурианских кратерированных районах говорит о том, что они различны по физическим свойствам (возможно, реголит, который покрывает лунные материки, не является широко распространенным в кратерированных районах Меркурия).

Независимо от механизма образования уступов их присутствие в больших, хорошо сохранившихся кратерах дает возможность установить приблизительно относительную временную шкалу возраста кратеров и исключить возможность того, что планета сильно плавилась или имело место движение тектонических плит с тех пор, как возникло это сильно кратерированное основание.

Кроме кратерированных районов и бассейнов, на Меркурии имеются и другие геологические структуры — система линейчатых холмов и узкие долины, которые простираются до 300 км и более, пересекая кое-где сильно кратерированные или межкратерные районы поверхности. Они достигают 10 км в ширину. Примером структуры такого типа является долина, простирающаяся более чем на 1000 км с северо-востока от района гор Жары (Caloris Montes) к району кратера Шекспир (Shakspeare). Предполагается, что подобные трещины в коре могут возникнуть при образовании больших бассейнов ударного происхождения.

В одном из районов поверхности Меркурия обнаружены необычные мелкомасштабные структуры, этот район назван "холмистым". В нем наблюдается множество холмов, имеющих высоту от нескольких сот метров до 2 км и основание диаметром до 5—10 км. Подобные районы известны в двух местах на Луне. Во всех трех случаях эти районы расположены в местах, противоположных большим молодым морским бассейнам. На Луне эти районы являются антиподами Моря Дождей (Mare Imbrium) и Моря Восточного (Mare Orientale), а на Меркурии — бассейна Жары (Caloris). Было высказано предположение [466], что сейсмические волны, генерированные метеоритными ударами при образовании данных морей, фокусируются в противоположных точках поверхности, преобразуя ее своеобразным образом.

В геологической истории Меркурия выделяют пять периодов [308, 396]. Первый период включает интервал времени, начиная от ранней стадии существования Солнечной системы (конденсация газового облака в твердые зерна и аккумуляция твердого материала в основную массу Меркурия) до дифференциации вещества и формирования первичной коры планеты. По-видимому, даже на этом самом раннем этапе формирования, Меркурий не имел плотной атмосферы. Иначе на его поверхности сохранились бы старые кратеры, разрушенные выветриванием, как на Марсе.

Второй период характеризуется интенсивной бомбардировкой его поверхности крупными телами, в результате которой сформировались сильно кратерированные районы поверхности и большие морские бассейны. Этот период завершился событием, приведшим к образованию гигантского бассейна Жары (Caloris). Остается неясным, был ли этот период интенсивной бомбардировки завершающим этапом аккумуляции Меркурия или это был более поздний эпизод бомбардировки, не относящийся к первому периоду аккреции. Межкратерные равнины представляют, вероятно, более старую часть поверхности, которая сформировалась в первый период [292].

Третий период (по-видимому, достаточно короткий) начался после образования бассейна Жары и длился до начала вулканической деятельности. В этот период продолжалось формирование поверхности Меркурия под воздействием выпадавших более мелких метеоритных тел.

Четвертый период, начавшийся, по-видимому, около 4 млрд. лет назад, характеризуется интенсивной вулканической деятельностью, приведшей к формированию бассейнов, подобных лунным морям. Предполагается, однако, что большие гладкие бассейны, такие, как равнины Суйсэй (Suisei), Одина (Odin) и Тир (Tir), окружающие гигантский бассейн Жары, образовались из расплавленного материала, выброшенного из бассейна Жары. Если гладкие бассейны на Меркурии являются аналогами лунных морей, то они формировались в период 3—4 млрд. лет назад. Однако если бассейны имеют ударное происхождение, то они должны были образоваться около 4 млрд. лет назад.

Пятый период начался приблизительно 3 млрд. лет назад и длится до настоящего времени. В этот период мало что изменилось на поверхности Меркурия. Удары небольших метеоритов и выпадение космической пыли привели к возникновению реголита на поверхности планеты.

Хотя Меркурий больше всего похож на Луну, имеются и существенные различия между ними. С одной стороны, известно, что Меркурий и Луна похожи по отражательной способности поверхности в диапазоне видимых и радиоволн, по образованию кратерированной поверхности, реголитового покрытия и другим характеристикам. С другой стороны, большая плотность, свидетельствующая о том, что он сильно обогащен тяжелыми элементами, и обнаружение (хотя и слабого, но подобного земному) магнитного поля делают Меркурий до некоторой степени похожим на Землю.

Подобие Меркурия другим телам Солнечной системы особенно важно для понимания процесса эволюции планет земной группы. Сейчас ясно, что Меркурий имеет что-то общее не только с Луной, но и с Марсом и Землей. Это дает основание полагать, что все эти тела развивались по единому эволюционному пути, а это значит, что в ранний период существования Земля также подвергалась интенсивной бомбардировке крупными космическими телами, формировавшими ее поверхность подобно лунной, меркурианской и марсианской.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МЕРКУРИЯ

Как известно, эволюция любого планетного тела определяется его тепловым режимом. В частности, дифференциация вещества, вулканизм, тектоническая активность и даже магнитное поле — все это является следствием изменения теплового режима, тепловой истории планеты. Любые расчеты тепловой эволюции планет носят приближенный характер, так как основываются на многих допущениях и неподтвержденных исходных данных. В качестве исходных данных (начальных условий) делаются предположения об источниках тепла, механизме переноса тепла, удельной теплоемкости, плотности, температуре плавления, зависимости этих параметров от температуры и давления и т.д., причем в большинстве случаев правильность этих данных не может быть проверена экспериментальным путем. Весьма неопределенными также являются: начальный нагрев планеты за счет аккреции, роль в тепловом режиме таких источников, как приливные колебания, наведенные электрические токи, радиоактивный распад элементов и т.д.

Одна из первых моделей состава Меркурия была дана С.В. Козловской [70]. Она рассчитала модели для планеты, состоящей из железного ядра

разного размера. При этом предполагалось, что силикатная часть Меркурия подобна земной. Расчеты показали, что общее содержание железа на Меркурии (в ядре и мантии) составляет 54—60%. Расчет тепловой истории был сделан С.В. Маевой [91] на основании гипотезы об однородной модели Меркурия с содержанием железа 58% и силикатов 42%. Начальная температура была принята ~1000 К, а содержание радиоактивных элементов — как в хондритах. Из расчетов следовало, что температура внутри Меркурия не поднималась выше 2300 К, а недра не расплавлялись совсем. Следовательно, Меркурий не должен иметь ядра. Однако, как мы уже указывали, есть ряд косвенных доказательств в пользу существования ядра: наличие внутреннего магнитного поля [400], наличие вулканизма [361], вероятное наличие урана и тория и другие.

Зигфрид и Соломон [471] также провели расчет тепловой истории Меркурия, но они исходили из более высокой начальной температуры — ~1400 К, приняв время аккреции ~ 10^5 лет. По их модели Меркурий должен иметь ядро, радиус которого составляет ~75% радиуса планеты, а масса — 66% массы планеты. При этом количество железа в Меркурии бралось приблизительно такое же (60%), как в работе [91]. Исходя из отсутствия источников тепла в ядре и основываясь на вышеупомянутых исходных данных, авторы [471] вычислили, что дифференциация на Меркурии закончилась ~3 млрд. лет назад. Однако эта цифра также встречает некоторые возражения, так как в этом случае ядро Меркурия в настоящее время должно быть твердым и не должно быть магнитного поля. В связи с этим Зигфрид и Соломон пересмотрели свою теорию и заново провели расчет, принимая во внимание адиабатическое сжатие как дополнительный внутренний источник и изменение содержания на Меркурии естественных радиоактивных элементов. По их новой модели формирование ядра завершилось лишь 1,8 млрд. лет назад.

Наконец, Токсоц [156, 501] рассчитал тепловую модель Меркурия, приняв начальную температуру 1400 К, но меньшее время аккреции — ~ 10^3 лет. Он предположил присутствие теплового источника (калия) в ядре планеты, который поддерживает в настоящее время ядро в расплавленном состоянии. По этой модели 2 млрд. лет назад Меркурий имел литосферу толщиной в 200 км, а в настоящее время — 500 км. Такая толстая литосфера приводит к низкому уровню тектонической деятельности. Данная модель как будто объясняет настоящее состояние Меркурия, но принятое им содержание калия в ядре не имеет убедительных оснований [64].

Прогресс в понимании процессов конденсации и аккреции позволил сделать ряд попыток рассчитать состав планет земной группы. Такие расчеты являются весьма приближенными, поскольку основываются на целом ряде допущений. В табл. 6 приведен состав Меркурия, рассчитанный Кеннетом и Гоеттлом [324]. Расчет производился для наиболее распространенных элементов, составляющих вместе с кислородом более 99% всего материала в протопланетном облаке, из которого формировались планеты. В таблицу включены также содержания естественных радиоактивных элементов, определяющих тепловую историю планеты.

Количественная модель состава Меркурия рассчитывалась исходя из следующих предположений: а) конденсация протекает в условиях химического равновесия (при этом исходная температура, давление и конденсируемые фазы принимались из работ [289, 348]); б) при исходном соотношении элементов, как на Солнце [199] (кроме отношения Fe/Si, принятого равным 90, и S/Si = 0,25); 3) допускались некоторые упрощающие предположения об аккреции, а именно принималось, что материал аккрегировался в одной области туманности (т.е. узкий интервал

Таблица 6

Состав Меркурия (в мас. %)

Компонент	Вся планета	Мантия	Ядро	Компонент	Вся планета	Мантия	Ядро
MgO	12,83	36,89	–	Fe	61,75	–	94,69
SiO_2	11,67	33,53	–	Ni	3,46	–	5,31
Al_2O_3	5,32	15,30	–	S	–	–	–
CaO	4,97	14,28	–	K	–	–	–
Na_2O	–	–	–	U*	77	220	–
FeO	–	–	–	Th*	165	490	–

* Содержание U и Th дано в 10^{-7} %.

по составу), не учитывались возможные эффекты перемешивания или фракционирования в облаке, предполагалось, что планета аккрегировалась гомогенно, а затем полностью дифференцировалась, принималась во внимание сравнительно медленная аккреция. Обоснованность этих допущений рассматривалась в работе [282].

Как видно из табл. 7, Меркурий имеет Fe-Ni ядро, составляющее примерно 2/3 всей массы планеты. Мантия обогащена тугоплавкими конденсатами Mg, Si, Al, Ca. Форстерит (Mg_2SiO_4), по-видимому, является основой Mg–Si-фазы. В этой простой модели Меркурий, по существу, лишен FeO, Na, K, S и H_2O. Содержание U и Th на планете больше, чем на Солнце, из-за неполной конденсации Mg и SiO_2. Однако, несмотря на обогащение U и Th, общее количество тепла, выделяющегося на единицу массы планеты, меньше, чем на какой-либо другой планете земной группы, ввиду отсутствия калия.

Приведенный в табл. 6 состав Меркурия согласуется с данными по спектральному отражению поверхности Меркурия, полученными Адамсом и Маккордом [178], которые свидетельствуют об отсутствии пироксена железа, почти отсутствии (~6%) FeO и наличии анортозитовой коры на планете.

Конечно, вычисленный Кеннетом и Гоеттлом [324] состав Меркурия является лишь упрощенной моделью, которая может быть уточнена или изменена в соответствии с другими исходными данными. В частности, наличие процесса фракционирования в облаке могло бы привести к тому, что большинство силикатных фракций Меркурия сконденсировалось бы в периферийной части облака. Результатом было бы добавление энстатита ($MgSiO_3$), Na, K в Меркурий и соответствующее пропорциональное уменьшение $MgSiO_4$, Al_2O_3, CaO, U и Th. Однако даже с этим небольшим увеличением калия общее количество тепла, выделяемое Меркурием, все еще оставалось бы меньшим, чем в других планетах. По-видимому, относительно малое образование радиогенного тепла и малый размер планеты являются причиной явного отсутствия глобальной тектонической активности на Меркурии.

АТМОСФЕРА И ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ НА МЕРКУРИИ

Как следует из современных представлений о протопланетном облаке, температура его уменьшалась, а состав изменялся с увеличением расстояния от Солнца. Под влиянием лучевого давления яркого первичного Солнца легкие газовые компоненты были отброшены на периферию. В районе фор-

мирования Меркурия не было легких газов (H,He), и поэтому они не могли войти в состав планеты. Не вошли в состав и более тяжелые, но летучие компоненты (S, Cl, K, H_2O и др.), так как Меркурий конденсировался при относительно высокой температуре (~ 1400 K). Этим в первую очередь объясняется отсутствие атмосферы у Меркурия в настоящее время и, по-видимому, в прошлом. Возникновение CO_2 в результате реакций углерод-содержащих металлов (карбидов) со следами FeO в силикатах в принципе возможно. Однако низкая гравитация на поверхности и высокие температуры способствуют быстрой диссипации газов на Меркурии [438].

Как упоминалось, атмосфера Меркурия исследовалась УФ спектрометром, установленным на КА "Маринер-10". По результатам эксперимента можно говорить лишь о присутствии чрезвычайно малого количества гелия, происхождение которого остается пока неясным. Возможны три источника его происхождения: 1) захвачен в небольшом количестве во время аккреции; 2) образовался в результате распада естественных радиоактивных элементов и выделился из литосферы; 3) принесен солнечным ветром.

Аргон в эксперименте на КА "Маринер-10" не был обнаружен, что, по-видимому, связано с отсутствием на Меркурии калия. Этот факт согласуется с моделями состава Меркурия, рассчитанными в работах [324, 350, 445].

Неон также не был зарегистрирован, так как предсказываемое количество его ниже предела чувствительности аппаратуры. Никаких других летучих компонентов не было зарегистрировано.

Используя верхние пределы распространенности H_2O, CO_2 и CO в атмосфере Меркурия и оценки их времени жизни, Кумар [338] пришел к заключению, что современная скорость дегазации H_2O, CO_2 по крайней мере на четыре порядка меньше, чем на Земле. Это резкое различие может быть обусловлено большой мощностью литосферы Меркурия в настоящее время и недостатком летучих на Меркурии.

Из рассмотрения моделей термической истории [60, 156, 501] следует, что интенсивная дегазация атмосферы имела место на раннем этапе развития Меркурия в период аккреции, глобальной дифференциации и (несколько позднее) базальтового вулканизма. Большая часть летучих, по-видимому, выделилась в первые сотни миллионов лет. Возможно, что у Меркурия существовала некоторая атмосфера. Она могла оставить следы взаимодействия с породами и минералами. Атмосфера Меркурия могла существовать долго. Если магнитное поле образовалось во время выделения атмосферы или до этого момента, то оно препятствовало выдуванию атмосферы солнечным ветром. И наоборот, при отсутствии магнитного поля близкое расположение к Солнцу могло быть неблагоприятной ситуацией для сохранения первичной атмосферы. Впоследствии эта атмосфера была потеряна Меркурием в результате термического испарения, фотодиссоциации и фотохимических потерь. Современная атмосфера Меркурия поддерживается главным образом солнечным ветром. В обычных условиях солнечный ветер отклоняется магнитным полем Меркурия на расстоянии примерно 1500 км от поверхности. Однако некоторая часть его все же внедряется в экзосферу планеты, а в периоды повышенной солнечной активности достигает и поверхности [337].

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕРКУРИЯ

Как указывалось выше, современные представления о Меркурии весьма ограничены. Данных, которые получены с помощью наземных методов и космических средств, явно недостаточно для понимания его истории и строения. Поэтому в ближайшие годы исследования Меркурия будут на-

правлены на получение фундаментальных данных, которые могут быть использованы в качестве основы для развития представления о составе, строении и истории формирования Меркурия.

Среди наиболее важных задач в исследовании Меркурия можно назвать следующие.

1. Исследование состава пород, покрывающих поверхность Меркурия (состав наиболее распространенных пород, наличие летучих компонентов количество естественных радиоактивных элементов и их распределение по поверхности и глубине). Рефракторный состав пород явится подтверждением правильности современных теоретических моделей Меркурия и общих представлений о дифференциации вещества в протопланетном облаке.

2. Выяснение природы магнитного поля планеты (определение источника магнитного поля — внутреннего, внешнего, реликтового, изменение поля по величине и направлению за время существования планеты, наличие в настоящее время крупных магнитных аномалий на поверхности и следов палеомагнетизма). Изучение магнитного поля Меркурия и сравнение его с магнитными полями других планет позволит подойти к решению важнейшей проблемы — роли магнитного поля в истории планет, и прежде всего Земли.

3. Изучение вулканических и тектонических процессов на планете (роль вулканизма и тектоники в формировании поверхности Меркурия, время начала и завершения вулканической деятельности на планете, отличительные черты вулканизма на Меркурии по сравнению с другими телами, есть ли следы тектонической деятельности на поверхности, различие лавовых бассейнов на Меркурии и Луне). Сравнение вулканизма и тектоники на Меркурии с другими планетами дает возможность значительно расширить представления о раннем этапе развития планет, и в первую очередь Земли.

4. Изучение реголитового покрова планеты (распределение реголитового покрова по поверхности, определение толщины слоя реголита и его состава в разных районах, отличие состава реголита от подстилающей породы, изменение во времени интенсивности и спектрального состава космических лучей, облучавших реголит, изменение интенсивности выпадения космической пыли, определение радиационного возраста поверхностного слоя реголита).

Изучение этих вопросов позволит понять процессы, происходившие на поверхности, и восстановить хронологию событий, происходивших на поверхности в давно прошедшие и недавние времена, изучить историю космических лучей и космической пыли.

5. Изучение рельефа (определение особенностей геологического строения поверхности Меркурия и отличие его от лунной поверхности, определение возраста наиболее крупных геологических структур, хронологии событий, формировавших поверхность планеты, есть ли признаки современного вулканизма и тектоники, когда завершилось формирование рельефа и каково соотношение экзогенных и эндогенных процессов в формировании поверхности Меркурия). Решение этих задач явится важным шагом в понимании истории формирования поверхности и коры планеты.

6. Исследование магнитосферы (природа магнитосферы Меркурия, ее особенности и влияние на нее магнитосферы Солнца, в какой мере она защищает поверхность от солнечного ветра и солнечных вспышек). Ответ на эти вопросы позволит понять роль магнитосфер в истории планет, и особенно Земли — планеты, на которой возникла жизнь.

ГЛАВА 3

ВЕНЕРА

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАНЕТЫ

Венере в эпоху космоса было уделено особое внимание. Восемнадцать советских и четыре американских космических аппарата интенсивно исследовали планету. Все предшествующие данные, полученные с помощью наземных средств, не давали какого-либо представления о природе и мощности венерианских облаков, о составе и строении ее атмосферы, о характере поверхностных пород и тем более о внутреннем строении планеты. Поэтому то, что удалось узнать, проникнув под облачный слой, по существу, заново открыло планету. В результате этих исследований впервые развиты определенные представления об истории формирования и современном строении Венеры. Основные результаты этих исследований рассмотрены в ряде обзорных работ [78, 81, 82, 108, 316, 323, 480].

Венера имеет почти круглую орбиту со средним расстоянием до Солнца 108 млн. км. Наклон орбиты к плоскости эклиптики составляет 3,5°. По уточненным данным масса Венеры равна $48{,}7 \cdot 10^{26}$ г (или 0,815 массы Земли), радиус — 6051 км, период вращения (обратный) — 243,09 земных суток, средняя плотность — 5,24 г $\cdot$ см$^{-3}$, экваториальная эллипсоидность 1,1±0,4 км, смещение центра массы относительно центра фигуры 1,5±0,3 км, ускорение силы тяжести у поверхности — 890 см $\cdot$ с$^{-2}$, дипольное магнитное

Таблица 7

Физические характеристики атмосферы у поверхности Венеры

АМС	Температура, °С	Давление, кг/см²	Номинальные координаты посадки		Среднее поднятие относительно R = 6051 км
			широта	долгота	
"Венера-4" (1967 г.)	—	—	19°	38°	—
"Венера-5" (1969 г.)	—	—	−3°	18°	—
"Венера-6" (1969 г.)	—	—	−5°	23°	—
"Венера-7" (1970 г.)	474±20	92±15	−5°	351°	—
"Венера-8" (1972 г.)	470±8	93±1,5	−10°	335°	1,0
"Венера-9" (1975 г.)	455±5	85±3	32°	291°	2,1
"Венера-10" (1975 г.)	464±5	91±3	16°	291°	1,5
"Венера-11" (1978 г.)	461±5	91±3	−14°	299°	1,2
"Венера-12" (1978 г.)	462±5	92±3	−7°	294°	1,3
"Венера-13" (1981 г.)	462±5	88,7±3	−7°	303° 11′	1,4
"Венера-14" (1981 г.)	465±5	94,7±3	−13° 15′	310° 09′	1,0
"Вега-1"	460	93,4	7° 11′	177° 48′	0,4
"Вега-2" (1984 г.)	452	86	−6° 27′	181° 05′	1,8

поле у поверхности — 30γ, рельеф поверхности (величина топографических вариаций) ΔH = 13 км, плотность поверхностной породы 1,2—2,7 г · см$^{-3}$. В результате космических полетов многое стало известно и об атмосфере Венеры, масса которой составляет $5 \cdot 10^{23}$ г, а также о физических и климатических условиях на поверхности планеты.

Важным источником информации о Венере в настоящее время является ее атмосфера. Именно она определяет облик планеты, физические условия на поверхности, тепловой баланс планеты. Масса атмосферы Венеры примерно в 100 раз превышает массу атмосферы Земли, а плотность атмосферы у поверхности — в 70 раз. В табл. 7 приведены измеренные советскими КА характеристики атмосферы у поверхности Венеры.

Совершенно очевидно, что более высокие температуры и давления должны относиться к более низменным районам поверхности. Это хорошо подтверждается и региональной картой венерианской поверхности, построенной по данным АМС "Пионер-Венера" (рис. 2, см. вкл.). При переходе от ночной стороны к дневной температура практически не меняется. Уменьшение температуры при переходе от экватора к полюсам также незначительно.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

Мы будем рассматривать главным образом нижнюю атмосферу, т.е. область ниже гомопаузы, где атмосфера хорошо перемешана в вертикальном и горизонтальном направлении. В табл. 8 приведены имеющиеся в настоящее время данные по содержанию основных компонентов и малых примесей в атмосфере Венеры.

Как видно из таблицы, атмосфера планеты содержит в основном CO_2 ~97% и N_2 — 2—3% [27, 29, 137, 528], остальные компоненты атмосферы содержатся в виде малых примесей. Эти компоненты измерены непосредственно в нижней атмосфере Венеры с помощью газоанализаторов, масс-спектрометров и газовых хроматографов, устанавливавшихся на атмосферных зондах. Наиболее широкие измерения были проведены во время полетов советских ("Венера-11 и -12") и американских ("Пионер-Венера") космических аппаратов [40, 69, 306, 411]. Данные, полученные с помощью наземной спектроскопии, относятся к надоблачному слою, т.е. к высоте не менее 60—70 км над поверхностью планеты.

Состав надоблачной атмосферы, облачного слоя и подоблачной атмосферы может отличаться главным образом за счет тех газов, которые испытывают фазовые превращения, конденсируются и образуют аэрозольные частицы облаков или участвуют в фотохимических процессах. Так, например, если облака Венеры состоят из водного раствора серной кислоты, то содержание H_2O должно изменяться от миллионных долей над облаками до 1—2% в облаках [316]. И наоборот, такие компоненты, как CO и O_2, которые возникают при фотохимической диссоциации CO_2, должны быть в большем количестве в верхней атмосфере (над облаками). Меньшее количество O_2 по сравнению с CO в верхней атмосфере Венеры, по-видимому, свидетельствует о том, что O_2 играет более активную роль в формировании облаков и окислении горячей поверхностной породы. В атмосфере Венеры могут существовать и другие компоненты — водород, образующийся при фотодиссоциации H_2O и HCl, и инертные газы, которые могут быть остаточными газами солнечной туманности или накопившимися от имплантации солнечным ветром за геологическую историю планеты.

Состав и структура венерианских облаков изучались в ходе всех космических экспериментов с помощью АМС "Венера-8" — "Венера-14", а также

Таблица 8

Состав атмосферы Венеры

Компонент атмосферы	Содержание*				
	"Венера-4"—"Венера-10"	"Венера-11, -12"		"Пионер-Венера"	
	[27, 29, 137, 490]	[63]	[40]	[556]	[411]
	Ниже верхней границы облаков				
CO_2	97±3	—	—		—
N_2	2—3	4,5±0,5	2,5±0,3	4,0±0,2	3,4±4,6
H_2O	1000—5000	—	700±300	< 1000	1350—5200
Ar	100—200	110±20	—	70^{+50}_{-25}	67,2±2,3
Ne	—	12^{+5}_{-3}	—	10±7	4,3—10,6
Kr	—	0,5—0,8	0,7±0,3	<0,2	—
O_2	—	—	18±4	<30	16,0—43,6
SO_2	—	—	130±35	<300	185±43
CO	—	—	28±17	—	20±3
	Выше верхней границы облаков				
—	[452]	[546]			[508]
—					
H_2SO_4	10	—			—
CO	—	50			—
HCl		0,4—0,6			—
HF	—	0,01			—
O_2	—	—			1

*Содержание CO_2 и N_2 дано в %, остальные — в миллионных долях по объему.

при выполнении исследований по американскому проекту "Пионер-Венера". *Получен обширный* материал по физическим свойствам и структуре облачного покрова, однако вопрос о химическом составе его конденсатов остается не вполне ясным.

В настоящее время весь комплекс косвенных сведений о природе облаков (поляриметрические *измерения, характер ИК-спектра,* физико-химические свойства системы $H_2SO_4-H_2O$) указывает на то, что основным компонентом облачного слоя являются аэрозоли 75—85% серной кислоты. Кроме того, факт нахождения серы в облачных частицах зафиксирован в рентгенофлуоресцентных анализах на АМС "Венера-12 и -14" [143, 153] и при масс-спектрометрических анализах газов тропосферы на Большом Зонде "Пионер-Венера" [306].

Аэрозоли H_2SO_4, вероятно, формируются при фотохимическом окислении на высотах $h \geqslant 60$ км. Атомарный кислород, продуцируемый при фотодиссоциации CO_2 либо SO_2 на высотах 60—80 км, обеспечивает окисление SO_2 до SO_3. Далее происходит гидратация SO_3 с образованием капель H_2SO_4. На высоте 48—49 км *при температуре* 90—100° С происходит термическое разрушение аэрозоля H_2SO_4, вновь возникает газообразный SO_3, а регенерация SO_2 обеспечивается термохимическими реакциями вида

$$SO_3 + CO \rightleftarrows SO_2 + CO_2.$$

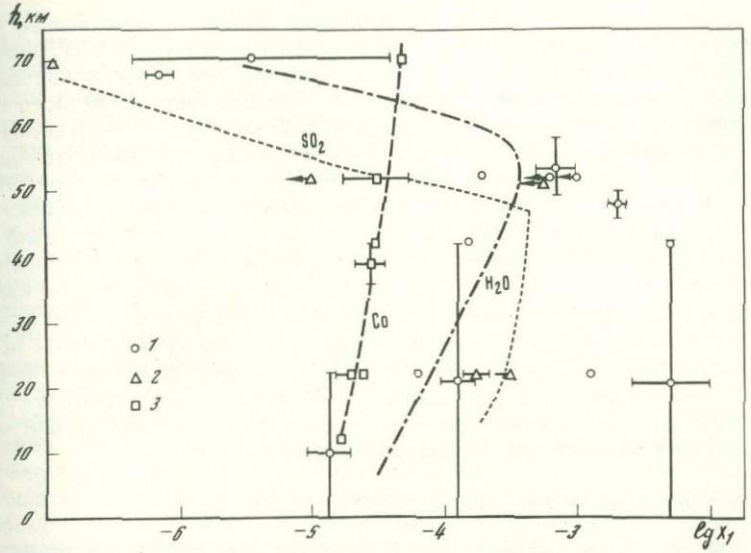


Рис. 3. Вертикальный профиль концентраций H_2O (*1*), SO_2 (*2*) и CO (*3*), по [36]

Так протекают круговые процессы возникновения и распада сернокислотного аэрозоля, составляющие скоротечный атмосферный цикл серы [36]. *Предположение о формировании облаков из* H_2SO_4 согласуется как с теоретическими вертикальными профилями концентраций SO_2 и H_2O, так и с имеющимися данными определения этих газов в тропосфере (рис. 3). Кроме того, согласно теоретическим оценкам [36], конденсаты элементарной серы в форме капель и кристаллов также являются вполне вероятным компонентом облачного слоя Венеры. Сера играет ту же роль в метеорологии Венеры, что и вода на Земле.

Более обстоятельно геохимическая модель тропосферы Венеры, и в частности роль микрокомпонентов, рассмотрена в работах [36, 165, 202].

Эксперименты, проведенные на АМС "Венера-12 и -14" позволили обнаружить в составе венерианских облаков не только серу, но и хлор [149, 153]. Однако вопрос о формах *нахождения хлора пока еще не решен. Термодинамический* анализ показал, что капли соляной кислоты (HCl), жидкие соединения серы и хлора ($SOCl_2$, S_2Cl_2, H_2S_3 и др.), а также ряд кристаллических соединений хлора (NH_4Cl, $FeCl_3$, $AlCl_3$ и др.) не могут образоваться в качестве продуктов равновесной конденсации из газообразного HCl [36].

Измерения, выполненные на АМС "Венера-9 и -10" с помощью нефелометра [366], указывают на сложную структуру облаков. В целом плотность облаков оказалась незначительной, больше похожей на земной туман или дымку. Самая высокая плотность облаков оказалась на высоте 50—60 км над поверхностью (количество частиц на этом уровне достигает $\sim$1500 $см^{-3}$, а массовая концентрация $\sim$5 $мг/м^3$). *На высотах* 49—32 км плотность частиц значительно меньше; еще ниже, до 18 км над поверхностью, наблюдаются очень слабые облака, состоящие из частиц, сильно преломляющих свет. Ниже 18 км, вероятно, облака отсутствуют совсем. Нефелометрические измерения проводились также на АМС "Венера-11, -13, -14" [95, 523] и КА "Пионер-Венера" [327].

Несмотря на низкую плотность облаков Венеры, лишь малая часть солнечной энергии достигает поверхности планеты. Данные [389], полученные на АМС "Венера-8, -9, -10", указывают, что эта энергия составляет около 1% от энергии, падающей на планету. Большая часть солнечного тепла поглощается на высотах более 50 км. Но и этой небольшой части солнечной энергии, которая достигает нижних слоев атмосферы, оказывается достаточно для поддержания высокой температуры в нижней атмосфере. Этому в значительной мере способствует так называемый "тепличный эффект", на который в свое время обратил внимание Саган [454]. Более подробно этот механизм рассмотрен в работах [92, 429]. Суть его заключается в наличии таких условий на планете, при которых солнечное тепло проникает сквозь атмосферу, нагревая ее нижние слои и поверхность планеты, а тепловой поток, излучаемый в обратном направлении, в значительной степени поглощается атмосферой. К сожалению, мы пока недостаточно знаем природу основных поглотителей инфракрасного излучения в атмосфере и условия вертикального переноса тепла, и поэтому сам предполагаемый механизм теплового режима еще нуждается в усовершенствовании.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ

На превый взгляд казалось бы столь непохожая на земную атмосфера Венеры дает основание предполагать какой-то иной механизм ее образования. Однако более глубокий анализ имеющихся данных (хотя пока еще весьма ограниченных) приводит к мысли о той же природе венерианской атмосферы, что и у Земли.

Как упоминалось выше, современные взгляды на формирование Солнечной системы исходят из того, что планеты аккрегировались из примитивной солнечной туманности. Поэтому если Венера и имела на самом раннем этапе какую-либо атмосферу, то она по составу была весьма подобной летучей компоненте окружающей среды. Со времени своего образования и по настоящее время атмосфера Венеры непрерывно эволюционировала — менялись ее состав, строение и масса. С одной стороны, в атмосферу поступали летучие компоненты, образующиеся в результате дегазации недр планеты или захватывающиеся в составе солнечного ветра, а также в результате случайных столкновений с кометами, с другой — происходила тепловая диссипация главным образом легких компонентов. Первичная атмосфера Венеры могла содержать водород, гелий и в меньшей мере неон. Сравнение распространенности инертных газов в земной атмосфере и на Солнце, в частности гелия, свидетельствует о том, что лишь малая часть этой первичной атмосферы сохранилась в современной атмосфере Земли. Водород и гелий венерианской атмосферы также улетучивались за счет достаточно высокой кинетической энергии. Потеря воды в атмосфере могла происходить и за счет фотодиссоциации. Но была ли вода на Венере в таком же большом количестве, как на Земле?

Как известно, поверхность Земли покрыта слоем воды в среднем толщиной ~ 3 км. Если всю эту воду испарить, то давление водяного пара у поверхности Земли будет составлять ~ 300 кг/см^2, в то время как на Венере количество воды, по-видимому, не превышает 1% этой величины [306]. Было сделано немало попыток объяснить это различие.

По мнению Льюиса [348], отсутствие летучих, и в частности воды, в области солнечной туманности, где формировалась Венера, явилось причиной отсутствия воды в ее первичном веществе. Во время аккреции Земли вода, по-видимому, вошла в ее состав в форме гидратированных минералов, таких, как серпентин, тремолит и др. Эти минералы могли сконденси-

роваться при температурах более низких, чем температура, при которой из примитивной солнечной туманности аккретировалась Венера. При высокой температуре конденсации Венеры (550 K, по Льюису [348]) нельзя ожидать в ее составе заметного количества гидратированных минералов. Поэтому на Земле, и в еще большей мере на Марсе, которые конденсировались при сравнительно низких температурах, вода имеется в большом количестве, а на Венере ее практически нет. Если это объяснение дефицита воды на Венере справедливо, то оно накладывает определенные ограничения и на температуру ее формирования и убедительно свидетельствует в пользу неоднородности первичной солнечной туманности, из которой формировались тела Солнечной системы [290, 348]. Однако это объяснение сталкивается с некоторыми трудностями, на которые указывали Рингвуд и Андерсон [448].

Саган [455], Дейхоф и др. [243], Де Берг [439] и др. полагают, что вода, выделившаяся в результате дегазации недр Венеры, была потеряна. Для объяснения этого предположения ими привлекается процесс фотодиссоциации воды в верхней атмосфере под воздействием ультрафиолетового излучения Солнца. Эта идея также испытывает ряд трудностей. В частности, освободившийся в процессе фотодиссоциации водород преодолевает гравитационное поле планеты и рассеивается в космическом пространстве (в пользу этой идеи свидетельствует более высокое по сравнению с Землей отношение D/H, обнаруженное в составе воды на Венере Донахью и др. [555]). Однако освободившийся кислород сам становится еще более эффективным поглотителем ультрафиолета, чем вода. Поэтому по мере разложения воды возможно образование эффективной защиты из кислорода против ультрафиолета, что должно уменьшать скорость разложения воды. Если предположить какой-либо механизм связывания большого количества кислорода в литосфере, то это объяснение потери планетой воды могло бы быть более убедительным, однако пока это не удается [377, 531].

Особенностью венерианской атмосферы является также обилие углекислоты. В.И. Мороз и Л.М. Мухин [100] допускают два возможных объяснения наличия большого количества CO_2 в атмосфере Венеры: 1) выделение первоначально малого количества воды и, как следствие, быстрое развитие тепличного эффекта, приведшего к интенсивному выделению углекислоты в атмосферу; 2) образование на раннем этапе существования Венеры полярных шапок, состоящих из твердой углекислоты, которая впоследствии катастрофически быстро высвободилась за время $t \leqslant 10^6$ лет.

Первая гипотеза представляется более приемлемой, если основываться на конденсационных моделях [290, 307, 348]. Однако и здесь остается элемент неоднозначности, если иметь в виду, что в момент образования планеты солнечная постоянная была меньше приблизительно на 40% и, следовательно, температура позволяла конденсироваться некоторому количеству воды.

Если придерживаться второй гипотезы, то требуется объяснить исчезновение воды, которая ранее тоже была в полярных шапках на Венере. Некоторым свидетельством в пользу этой гипотезы является обогащение водорода дейтерием на Венере [555].

В работе [100] было обращено внимание на возможность конденсации CO_2 и H_2O в полярных районах на раннем этапе существования планет. У Венеры, имеющей ось вращения почти перпендикулярную плоскости эклиптики, при тонкой атмосфере температуры в полярных областях должны быть крайне низкими. Так, например, для современной солнечной постоянной $T_p = 160$ K, а для солнечной постоянной, соответствующей времени примитивной Венеры (т.е. приблизительно на 40% меньше), $T_p =$

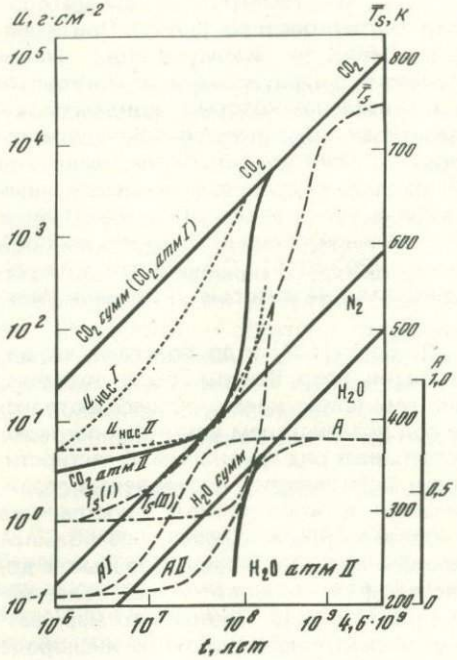


Рис. 4. Модель эволюции и климата атмосферы Венеры, рассчитанная В.И. Морозом и Л.М. Мухиным [100]

T_s — средняя температура поверхности; u — количество летучих, выделившихся в процессе дегазации; $u_{нас}$ — уровень насыщения атмосферы влагой. Вариант *I* предполагает первоначальное накопление конденсата CO_2 в полярных областях; вариант *II* — без накопления. Ход эволюции резко отличается от Земли. Причиной является, по-видимому, недостаток H_2O

= 141 K. При T_p = 141 K на ее полюсах могла быть довольно эффективная ловушка CO_2 и H_2O, а при T_p = 160 K — также эффективная для H_2O и малоэффективная для CO_2.

На рис. 4 приведена схема эволюции атмосферы Венеры, соответствующая первой гипотезе [100]. По оси абсцисс отложено время t (от условного момента завершения аккреции), по оси ординат — количество летучих u, выделившихся в процессе дегазации, средняя температура поверхности $\bar{T}_s$ и альбедо A. Из рисунка видно, что, если углекислые полярные шапки и возникали на Венере, то они просуществовали не более 10^8 лет. Температура на поверхности Венеры уже более 4 млрд. лет назад превышала 600 K.

По мнению В.И. Мороза и Л.М. Мухина [100], современные физические условия на Венере объясняются наиболее просто, если предположить, что она образовалась с большим дефицитом воды. В процессе эволюции Венера никогда не имела воды на поверхности и химического связывания CO_2 породой, вследствие чего углекислый газ весь оказался в атмосфере, температура которой была всегда высокой. К такому же заключению приходят Дж. Гофман и др. [306], анализируя современные данные по атмосфере Венеры. По их мнению, сегодняшнее отличие атмосферы Венеры от земной, несмотря на вероятное подобие их природы, объясняется следующей последовательностью событий в истории развития планет: отсутствием воды на Венере вследствие высокой конденсационной температуры, развитием тепличного эффекта только на Венере, развитием жизни только на Земле, различием во взаимодействии атмосфер с литосферами на обеих планетах.

ПРИРОДА И ИСТОРИЯ ПОВЕРХНОСТИ И КОРЫ

Поверхность планеты. Современные представления о поверхности Венеры основываются на сравнительно немногих данных, среди которых следует назвать прежде всего: радиолокационные исследования рельефа, телефотометрические панорамные изображения поверхности, химический состав и физико-механические характеристики, полученные с помощью космических аппаратов состав и свойства атмосферы планеты.

Современные радиотелескопы работают обычно на длинах волн от 1 мм до 30–60 м в пределах прозрачности земной атмосферы (меньшие длины волн поглощаются кислородом и парами воды, большие — становятся непроницаемыми для ионосферы). По интенсивности отраженного сигнала составляется радиолокационная карта поверхности планеты. Эти измерения в сочетании с измерением поляризации отраженного сигнала позволяют определять электрическую и магнитную проницаемость, плотность, рельеф поверхности и т.д. Так как период вращения Венеры близок к резонансному периоду системы Земля—Венера, который равен 243,16 земных суток, то в каждом нижнем соединении Венера обращена к Земле одной и той же стороной. Поэтому карта радиолокационных измерений ограничивается долготами от 0 до -80° и широтами от -50° до $+40^\circ$. Причем наилучшее разрешение получается в экваториальной части планеты.

Первые радарные исследования Венеры были проведены около 20 лет назад [284, 451, 551]. Удалось обнаружить большое различие в отражательной способности разных районов венерианской поверхности. Наблюдавшиеся радиояркие и радиотемные районы поверхности свидетельствуют прежде всего о различии в топографии и мелкодисперсной шероховатости (неровности) и в меньшей мере о физических свойствах поверхности. В последние годы интерес к радиолокации Венеры усилился [219, 221, 285, 286, 362, 456]. Были получены радарные изображения и альтиметрические сечения некоторых районов поверхности. Радарное разрешение по высоте составляло около 100 м, а по поверхности — 10 км вблизи экватора и 100 км вблизи полюсов. С помощью данного метода с более или менее приемлемым разрешением исследовалась экваториальная часть планеты, ограничивающаяся широтой $\pm 40^\circ$.

Изображения с высоким разрешением, полученные для отдельных небольших районов, дали возможность выявить большие структуры, напоминающие кратеры, каньоны и долины. Диаметры обнаруженных кратеров составляют от 35 до 160 км. Причем большинство их, по-видимому, имеет малую глубину. В частности, оказалось, что кратер диаметром в 160 км имеет глубину лишь 500 м, что почти на порядок меньше глубины кратеров подобного диаметра на Луне. Если эти структуры имеют ту же природу, что и лунные кратеры, то они должны были образоваться в раннюю эпоху развития Венеры, и их существование свидетельствует о том, что процессы, модифицировавшие венерианскую поверхность, были не столь эффективны, как на Земле.

Была обнаружена интересная структура — гигантская желобоподобная депрессия, простирающаяся в длину до 1400 км и имеющая ширину до 150 км и глубину до 2 км. Она, по мнению Сандерса и М. Малина [456], напоминает Долины Маринер на Марсе и Восточно-Африканский рифт на Земле. Подобные структуры могут свидетельствовать об интенсивной тектонической активности на Венере в прошлом или настоящем.

Таким образом, радарные изображения, с одной стороны, указывают на существование древних районов, которые, видимо, мало изменились со времени образования в них кратеров ударного происхождения; с другой стороны, дают ряд доказательств того, что Венера является геологически активной планетой, формирующей геологические структуры с разнообразием, возможно, мало уступающим разнообразию структур на Земле. Эти противоречивые обстоятельства пока невозможно объяснить ввиду недостатка фактического материала.

Неясной остается и еще одна сторона явлений. Распространенность ударных структур указывает на сохранность районов и, следовательно, значительно более медленную эрозию коры, чем на Земле. Вместе с тем

остается непонятным отсутствие районов с многокольцевыми бассейнами и глубокими кратерами. Это должно указывать на то, что они либо никогда не формировались, либо были разрушены в процессе эндогенной эволюции коры, либо разрушены и покрыты осадками в процессе выветривания и эрозии.

Альтиметрия и радарные изображения, полученные на американском КА "Пионер-Венера", явились следующим шагом в понимании глобальных характеристик топографии рельефа, региональной морфологии и хронологии формирования венерианской поверхности, позволяющих сделать некоторые выводы об истории коры планеты. Разрешение изображений, полученных с КА "Пионер-Венера", приблизительно такое же, как и полученных наземными методами (однако отснята значительно большая часть поверхности планеты), и приблизительно в 20—30 раз меньше, чем то, которое использовалось в свое время при составлении карты Луны по телескопическим наблюдениям.

Мазурский [368], анализируя результаты радиолокационных (наземных и орбитальных) исследований Венеры, сводит все разнообразие особенностей рельефа к трем основным типам провинций: 1) приподнятые холмистые равнины, составляющие примерно 65% поверхности, 2) высокогорные районы, занимающие около 8% поверхности и 3) гладкие низменности, составляющие примерно четверть всей территории, отснятой КА "Пионер-Венера". Расположение этих провинций можно видеть на карте венерианской поверхности (см. рис. 2).

Приподнятые холмистые равнины лежат на уровне от 0,5 до 1,5 км выше среднего радиуса планеты, равного 6051 км. Они имеют много кратероподобных структур, плотность распределения которых подобна той, которая наблюдается на других планетах земной группы. Породы на этих холмистых равнинах имеют состав, подобный сиенитовым породам земной коры. Эти приподнятые равнины представляют собой древние кратерированные районы Венеры.

Два высокогорных массива (Земля Иштар и Земля Афродиты), составляющие около 10% поверхности планеты, лежат на высоте от 2 до 11,1 км от среднего уровня. Они могут представлять покрытые лавой приподнятые участки коры низкой плотности, увенчанные большими вулканическими сооружениями, имеющими породы среднего или кислого состава. Вулканические и тектонические особенности более ясно выражены на Земле Афродиты, чем на Земле Иштар; размытый вид структур Земли Иштар может указывать на большой возраст. Высокогорные районы Венеры являются более похожими на земные, чем марсианские, так как они, видимо, в основном изостатистически скомпенсированы. Третий высокогорный район образует видимую цепь беспорядочных (нерегулярных) вулканических структур, которые, как показали "Венера-9" и "Венера-10", имеют "базальтовый" состав, лежат вдоль прерывистых сбросовых зон в Области Бета. Радарная яркость лучеподобных структур, которые напоминают маловидоизмененные лавовые потоки, может указывать на то, что Область Бета является геологически молодым образованием.

Низменности являются распространенными провинциями, располагающимися примерно на 0,5—1,5 км ниже среднего уровня поверхности планеты. Эти провинции имеют небольшую плотность кратеров. Они могут быть покрыты лавовыми потоками подобно земным и лунным низменным районам.

Если кора была первоначально распределена равномерно, то образование низменных районов преимущественно с тонкой корой и высокогорных районов с более толстой корой может быть результатом очень ранней

широко распространенной мантийной конвекции. Различие в плотности кратеров и сохранность геоморфологических форм более высоких районов указывают на то, что вулканическая и тектоническая активности происходили на Венере в течение длительного времени в ранний период ее существования. Эти низменные районы могут быть несколько моложе, чем Область Бета.

Обилие высокогорий и низменностей на Венере напоминает рельефы Луны и Марса. Однако высокогория почти скомпенсированы изостатически и, таким образом, напоминают земные. Указание на тектоническое разрушение коры, подобное тому, что сопровождает тектоническое движение плит на Земле, ограничивается локальными районами. Доказательства венерианской глобальной тектоники плит не обнаружены.

Мазурский [368] дает следующую вероятную последовательность геологических событий на Венере:

1) образование первичной коры, которая, видимо, была сформирована однородной, интенсивная метеоритная бомбардировка коры и формирование сильно кратерированных районов поверхности;

2) переформирование коры, возможно, в результате мантийной конвекции с образованием более тонкой коры в низменных районах и более толстой — в возвышенных районах;

3) развитие высокогорных районов поднятием и излиянием локализованных мантийных струй или конвективных центров, которые возникают от локальных негомогенностей в мантии (Земля Иштар является территорией, соответствующей этому периоду образования; события, приведшие к образованию этого высокогорного района, включают поднятие плато и формирование высокогорья Максвелла);

4) заполнение низменных районов и кратеров в приподнятых кольцевых равнинах лавами, вероятно, "базальтового" состава или мелкозернистым материалом, или тем и другим;

5) формирование Щита Бета и горных хребтов вдоль зоны разлома, которая разорвала современную поверхность щита;

6) периодическая тектоническая активность с сопутствующими вулканическими извержениями. Разрывы (сдвиги) сконцентрированы к востоку от Земли Афродиты и Земли Иштар и простираются на юг и юго-запад от Области Бета.

В 1975 г. с помощью АМС "Венера-9" и "Венера-10" были получены первые панорамные изображения поверхности Венеры. Эти изображения приведены на рис. 5 (см. вкл.). Они описаны в ряде работ К.П. Флоренского и др. [33, 161, 162, 262, 263]. Станции были посажены на расстоянии 2000 км одна от другой. Ландшафт в обоих районах посадки оказался различным. В районе посадки АМС "Венера-9" наблюдается россыпь обломков, которая могла образоваться в результате выброса или осыпи. Если это выброс, то где-то вблизи должен быть кратер. Крупные фрагменты породы лежат на мелкозернистом материале, что напоминает ореол рассеяния, окружающий Аризонский метеорный кратер на Земле [368]. Надо сказать, что при плотной атмосфере Венеры мелкозернистая фракция должна оседать вблизи кратера и лишь крупные образования могут улететь далеко. Большинство фрагментов на панораме "Венеры-9" имеют угловатую форму, свежие и резкие края, свидетельствующие о том, что они либо недавно образовались, либо процессы эрозии на поверхности Венеры идут медленно. Некоторые фрагменты имеют слоистую структуру. Несколько фрагментов имеют округлую форму. В отсутствии воды округление могло быть вызвано несколькими процессами [368]: 1) травлением коррозионной атмосферой, 2) спеканием, 3) эоловым процессом, что наиболее вероятно.

Скорость ветра у поверхности 0,4—1,3 м/с, и наличие мелкозернистого материала на обеих панорамах свидетельствует в пользу наличия эоловой эрозии.

На панораме "Венеры-10" видна эродированная коренная порода. Темные пятна на породе, вероятно, полости, вскрытые пузыри. На снимке также виден мелкозернистый материал с низким альбедо ударного либо эолового происхождения. Обе панорамы показали ландшафт, по-видимому, характерный для облика планет, имеющих атмосферы (Венера, Земля, Марс), в отличие от ландшафта безатмосферных тел (Луна, Меркурий).

В 1982 г. АМС "Венера-13 и -14" также передали изображения поверхности Венеры в районах посадки станций. На станциях "Венера-9 и -10" были получены лишь черно-белые изображения с полукруговым обзором поверхности, на станциях "Венера-13 и -14" — черно-белые и цветные (синтезированные из съемок с фильтрами) изображения с почти круговым обзором поверхности. Угловое разрешение телекамер "Венеры-13 и -14" составляло 11', что вдвое лучше по сравнению с угловым разрешением телекамер "Венеры-9 и -10". При таком угловом разрешении в ближайшей зоне могут быть обнаружены детали поверхности размером в 4—5 мм.

На рис. 6 (см. вкл.) приведены панорамные изображения, полученные станциями "Венера-13 и -14".

Как видно из панорамы района посадки, станция "Венера-13" исследовала породу в каменистой пустыне. На поверхности видны невысокие выступы коренной скальной породы. Облик коренных обнажений свидетельствует о глубоком химическом выветривании. На отдельных глыбах пород видны уплощенные выступы, указывающие на слоистое строение породы. В понижениях между выходами коренной породы наблюдается более темная поверхность мелкозернистого грунта. Грунт рыхлый, и в нем кроме мелкозернистой компоненты присутствуют угловатые обломки камней размером до 5 см. По внешнему виду поверхности зернистого материала видно, что в нем должно быть большое количество частиц малого размера, меньше разрешающей способности телефотометра (несколько миллиметров), т.е., по-видимому, присутствует и пылевая фракция. Полученные оценки механических свойств (в частности, несущей способности, равной 2,6—10 кг/см^2) свидетельствуют о низкой прочности, соответствующей рыхлому слабосвязанному высокопористому материалу.

Как известно, запущенные ранее АМС "Венера-9" и "Венера-10" были посажены на несколько тысяч километров северо-западнее места посадки АМС "Венера-13", но в области распространения того же структурно-морфологического типа поверхности. Сравнивая панорамы, полученные с космических аппаратов "Венера-9 и -10" (см. рис. 5) и "Венера-13" (см. рис. 6), можно видеть, что облик поверхности практически идентичен, что свидетельствует о типичности характера наблюдаемого на панорамах рельефа и вида пород для этого структурно-морфологического типа поверхности Венеры.

Панорама места посадки станции "Венера-14" несколько отличается от панорамы места посадки "Венеры-13" — на ней практически нет скоплений мелкозернистого темного материала. На панорамах видно, что место посадки находится на плоской скальной равнине, сложенной породами, обладающими явно выраженной субгоризонтальной слоистостью. Причем слои различаются по фототону, а значит по составу или гранулометрии, видна их многочисленность, малая мощность, однообразное субгоризонтальное залегание. Слоистые породы "Венеры-14" напоминают земные породы так называемого седиментационного типа, являющиеся продуктами осадконакопления в спокойной, нетурбулентной среде. На Земле такой средой

является вода, а на Венере в связи с ее отсутствием такой средой может быть только плотная атмосфера Венеры. Следовательно, должны существовать механизмы подъема в атмосферу мелкозернистого материала. Причем они, по всей видимости, должны иметь глобальный характер, так как слоистость или расслоенность пород видна на всех панорамах мест посадки станций "Венера-9, -10, -13, -14", удаленных друг от друга на тысячи километров. Таким процессом на Венере, приводящим к подъему рыхлого материала в атмосферу, по-видимому, являются вулканические извержения.

На АМС "Венера-15 и -16" с высоким разрешением был отснят северный полярный район венерианской поверхности. Полученные изображения позволили выявить массу новых геологических структур, которые не удавалось наблюдать ранее при радиолокационном исследовании Венеры и КА "Пионер-Венера". На рис. 7 (см. вкл.) приведены радиолокационные изображения нескольких участков, полученные на АМС "Венера-15 и -16" (описания этих снимков даны в работе: *Барсуков В.Л., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О.* и др. Геология Венеры по результатам анализа радиолокационных изображений, полученных АМС "Венера-15 и -16". (Предварительные данные). — Геохимия, № 12, 1984, с. 1811—1820).

Физические характеристики породы. Сейчас еще мало данных, чтобы создать достаточно полные представления о характере венерианской породы. Однако и те данные, которые известны, накладывают соответствующие ограничения на возможные физические характеристики и условия формирования венерианской породы.

В результате радиолокационных исследований Н.Н. Крупенио и др. [79, 334] была определена диэлектрическая постоянная поверхностного слоя венерианской породы. Анализ данных указывает на существование тонкого слоя толщиной ~ 0,5 м с низкой диэлектрической постоянной и средней плотностью 1,2—1,9 г·см$^{-3}$, который покрывает полубесконечный слой породы с более высокой диэлектрической постоянной и плотностью 2,2—2,7 г·см$^{-3}$. Плотность поверхностного слоя, по-видимому, является характерной для несвязанного пористого материала. Плотность нижележащей венерианской породы немного ниже плотности кристаллической породы земной коры. Однако ошибка этих определений велика вследствие зависимости диэлектрической постоянной от выбираемой модели атмосферы.

На посадочном аппарате "Венера-10" впервые был проведен эксперимент по прямому определению плотности породы [145, 491, 493]. Он показал, что выходящая на поверхность скальная порода (см. рис. 5) имеет высокую плотность 2,7—2,9 г·см$^{-3}$, что на Земле соответствует плотности базальтов массивной текстуры с низкой пористостью. Подобные породы на Земле могли образоваться в условиях медленного остывания базальтовых лав при незначительном газовыделении.

Информация о физико-механических свойствах пород на Венере была получена из телевизионных изображений на основе анализа процесса соударений станции с грунтом при посадке аппарата на поверхность, на основе анализа процесса соударения корпуса датчика плотномера при выносе его на исследуемую породу, на основе изучения расположения отдельных камней путем рассмотрения некоторых особенностей, связанных с механизмом переноса грунта под воздействием ветра и т.д. В частности, анализ соударений датчика плотномера с грунтом привел А.Л. Кемурджиана и др. [68] к заключению, что видимые на снимках камни в месте выноса плотномера относятся к скальным или полускальным грунтам и имеют прочность, измеряемую сотнями кг · см$^{-2}$. Причем фрагменты породы, изображенные

на панораме "Венеры-9", имеют, по-видимому, несколько меньшую прочность, в пользу чего свидетельствуют и их слоистая структура, и скалывание части фрагментов породы. В месте посадки "Венеры-10" залегает прочная скальная порода, на что указывают ее высокая плотность и отсутствие деформации в месте расположения выносного блока плотномера.

Информация о физико-механических свойствах пород была получена также из экспериментов, проводившихся на АМС "Венера-13 и -14": 1) измерения прочности породы и ее электрического сопротивления с помощью динамического пенетрометра, 2) определения прочности породы по перегрузке, испытываемой аппаратом при посадке на поверхность, 3) оценки механических характеристик по результатам бурения породы при отборе образца и 4) анализа телевизионных изображений районов посадки.

В качестве характеристики механических свойств грунта определялась его несущая способность. Для "Венеры-13" была получена величина 2,6–10 кг/см^2, для "Венеры-14" – 65–250 кг/см^2. Эти значения несущей способности венерианского грунта сравнивались с величинами, полученными в модельных экспериментах на наиболее распространенных земных породах. Оказалось, что земным аналогом грунта для "Венеры-13" по несущей способности являются тяжелые глины, суглинки, уплотненный пылевой песок, т.е. связанные продукты химической переработки и выветривания скальных пород; для "Венеры-14" – вулканические туфы, пемзы, трещиноватые скальные породы. Таким образом, по земным аналогам, выбранным из эксперимента по определению физико-механических свойств, сделано заключение, что грунт в обоих районах посадки станций можно отнести к вулканогенно-осадочным породам.

Полученные значения удельного сопротивления грунта в местах посадок "Венеры-13 и -14", составляющие около 100 ом/м, оказались аномально низкими по сравнению с горными породами базальтового типа при температурах, близких к температуре атмосферы Венеры. Объяснение этому факту пока еще не найдено.

Общая характеристика грунта, полученная из прямого эксперимента по определению физико-механических свойств, подтверждается результатами исследования динамики удара спускаемых аппаратов "Венеры-13 и -14" при посадке на поверхность Венеры. Моделирование динамики удара показало, что грунтом-аналогом для условий посадки "Венеры-14" оказался пенобетон, для "Венеры-13" – утрамбованный песок, хотя абсолютное значение несущей способности грунта для "Венеры-14" оказалось существенно меньше оценок, полученных пенетрометром. Несущая способность в этом эксперименте для "Венеры-13" составляла 4–5 кг/см^2. Эти значения получены из расчета, что площадью контакта с поверхностью планеты является вся площадь амортизационного тора посадочного аппарата. Если реальная площадь контакта была меньше, то значения несущей способности грунта должны быть больше.

Во время проведения исследовательских работ по определению методов отбора проб и режимов бурения горных пород различной прочности изучались информационные характеристики грунтозаборного устройства, позволяющие по параметрам его работы также получить сведения о физико-механических свойствах породы. В частности, была получена информация о величине хода бурового инструмента, глубине забуривания в породу и величине тока, потребляемого электродвигателем бурового устройства в процессе бурения. Анализ телеметрической информации, полученной с датчиков грунтозаборного устройства, показал, что физико-механические характеристики пород Венеры в районе посадки автоматических межпла-

Таблица 9

Физические характеристики венерианских пород, измеренные на АМС "Венера-13" и "Венера-14", и их земные аналоги

Эксперимент	"Венера-13"	"Венера-14"
Измерение физических свойств пород пенетрометром [68]	Несущая способность 2,6—10 кг/см², тяжелые глины, уплотненный пылевой песок	Несущая способность 65—250 кг/см², вулканические туфы, трещиноватые скальные породы
Исследования динамики удара посадочного аппарата*	Несущая способность 4,0—5,0 кг/см², пенобетон	Несущая способность слоя до 5 см — 2 кг/см², глубже 4,0—5,0 кг/см², утрамбованный песок, глубже — пенобетон
Анализ режимов работы грунтозаборного устройства [12]	Уплотненный пепловый материал типа вулканического туфа	Уплотненный пепловый материал типа вулканического туфа
Анализ ТВ-панорам	Вулканогенная слоистая порода, перекрытая местами рыхлым грунтом	Вулканогенная слоистая порода, седиментационного типа

* *Авдуевский В.С., Годнев А.Т., Захаров Ю.Г.* и др. Оценка физико-механических характеристик грунта Венеры по измерению ударных перегрузок при посадке АМС "Венера-13" и "Венера-14". — Косм. исслед., 1983, т. 21, вып. 3, с. 331—339.

нетных станций "Венера-13 и -14" соответствуют характеристикам выветрелого пористого базальта или уплотненного пеплового материала типа вулканического туфа, что не противоречит данным, полученным пенетрометром, и результатам анализа ударных перегрузок аппаратов при посадке.

В табл. 9 суммированы все данные по физическим характеристикам пород Венеры, полученные из экспериментов, проводившихся на станциях "Венера-13" и "Венера-14". Рассмотрение этих данных показывает, что в районах посадки станций "Венера-13 и -14" породы оказались похожими по физическим свойствам. Таким образом, в обоих районах исследовалась порода вулканического происхождения, которая по структуре напоминает породы седиментационного типа, а по физическим характеристикам соответствует слабосвязанным продуктам химической переработки и выветривания коренных пород.

Химический и минеральный состав пород на Венере. О химическом и минеральном составе пород на Венере пока имеется мало данных. Представления о химическом составе пород основываются на измерении содержания естественных радиоактивных элементов в районах посадки станций "Венера-8, -9 и -10" [136] и "Вега-1, -2" [139] и определений основных породообразующих элементов в районах посадки станций "Венера-13, -14" и "Вега-2" [140]. Что касается минерального состава, то имеются лишь некоторые термодинамические расчеты [36, 164], основывающиеся на данных по составу атмосферы и исходящие из равновесия между атмосферой и поверхностью планеты. Вместе с тем совокупность этой информации уже дает основание сделать некоторые заключения о характере венерианских пород и условиях их формирования.

Первым важным шагом на пути накопления этой информации было определение гамма-спектрометрическим методом содержания урана, тория и калия в районах венерианской поверхности, где были посажены станции

Таблица 10

Содержание U, Th и K в породах Венеры в местах посадки станций

Станции		Содержание, %		
		Калий	Уран, $n \cdot 10^{-4}$	Торий, $n \cdot 10^{-4}$
"Венера-8"	(1972)	4,0 ± 1,2	2,2 ± 0,7	6,5 ± 0,2
"Венера-9"	(1975)	0,47 ± 0,08	0,60 ± 0,16	3,65 ± 0,42
"Венера-10"	(1975)	0.30 ± 0,16	0,46 ± 0,26	0,70 ± 0,34
"Вега-1"	(1984)	0,45±0,22	0,64±0,47	1,5±1,2
"Вега-2"	(1984)	0,40±0,20	0,69±0,38	2,0±1,0

"Венера-8, -9 и -10" [136, 144, 147]. Данные по содержанию радиоэлементов в венерианской породе, взятые из этих работ, приведены в табл. 10.

Измеренные впервые в 1972 г. на АМС "Венера-8" содержания U, Th и K в венерианской породе оказались довольно высокими. Это было неожиданным, поскольку на Земле высокорадиоактивные магматические породы характеризуют практически лишь континентальную часть коры; на Луне зарегистрированы лишь отдельные фрагменты гранофировых пород; на Марсе они, вероятно, также не являются широко распространенными [148].

Для того чтобы убедиться в представительности на Венере пород с высоким содержанием U, Th и K, на АМС "Венера-9 и -10" подобные эксперименты были проведены в других районах поверхности. Измеренные содержания естественных радиоактивных элементов оказались ниже, чем в районе посадки АМС "Венера-8", и в большей мере соответствуют породам земной коры основного состава.

Сопоставление с земными аналогами измеренных содержаний U, Th и K в породах трех различных районов планеты позволяет высказать некоторые соображения о возможных петрологических моделях породообразования на Венере [263, 264].

По наиболее очевидному варианту породы "Венеры-9 и -10" являются эффузивами преимущественно основного состава. Их происхождение совершенно независимо от процесса породообразования, который мог иметь место в районе посадки станции "Венера-8". Анализ данных, характеризующих породу "Венеры-8", показывает, что она в большей мере соответствует щелочным породам—сиенитам, которые являются довольно редкими на Земле.

Отношение K/U для исследованных венерианских пород оказалось весьма близкими к отношению, характерному для большинства магматических горных пород Земли ($\sim 10^4$). Этот факт может свидетельствовать о том, что процессы, приведшие к изменению химического состава первичного вещества, были, вероятно, подобны земным.

Пожалуй, наиболее важный вклад в развитие представлений о характере пород на Венере внесли результаты определения их химического состава АМС "Венера-13, -14" и "Вега-2" [14, 152, 154, 493, 494, 140]. Полученные данные по составу приведены в табл. 11.

Из таблицы видно, что сумма приведенных элементов несколько менее 100%. Это объясняется прежде всего, видимо, отсутствием Na, который не мог быть определен ввиду низкой энергии его флуоресцентного излучения.

Однако, как показано в работе [125], количество Na_2O можно оценить,

Таблица 11

Химический состав пород Венеры (в мас.%)

Окисел	"Венера-13"	"Венера-14"	"Вега-2"
MgO	11,4 ± 6,2	8,1 ± 3,3	11,5±3,7
Al_2O_3	15,8 ± 3,0	17,9 ± 2,6	16 ±1,0
SiO_2	45,1 ± 3,0	48,7 ± 3,6	45,6±3,2
K_2O	4,0 ± 0,63	0,2 ± 0,07	0,1±0,08
CaO	7,1 ± 0,96	10,3 ± 1,2	7,5±0,7
TiO_2	1,59 ± 0,45	1,25 ± 0,41	0,2±0,1
MnO	0,2 ± 0,1	0,16 ± 0,08	0,14±0,12
FeO	9,3 ± 2,2	8,8 ± 1,8	7,74±1,1
SO_3	1,62 ± 1,0	0,88 ± 0,77	4,7±1,5
Cl	< 0,3	<0,4	< 0,3
Сумма	~96	~96	~93

зная содержание окислов калия, магния, железа: для породы АМС "Венера-13" дается содержание Na_2O, равное 2,0 ± 0,5%, "Венера-14" – 2,4 ± 0,4, "Вега-2" – 2,0 ± 0,5%. Остальная недостающая часть по весу, по-видимому, определяется главным образом погрешностью в определении содержания основных породообразующих элементов.

По мнению авторов эксперимента [14, 154, 493, 494], химический и минеральный состав пород в месте посадки АМС "Венера-13" указывает на их принадлежность к плагиоклаз-калишпатовым нефелиновым сиенитам. Обращает на себя внимание низкое содержание в породе SiO_2 при весьма высоком содержании MgO и K_2O. Причем по данным гамма-спектрометрии в породах в месте посадки АМС "Венера-8" – в 3 тыс. км к востоку от АМС "Венера-13", но в области того же структурно-морфологического типа поверхности – содержание K_2O было аналогичным (4%). Это свидетельствует о том, что на кратерированных древних холмистых равнинах Венеры нефелиновые сиениты, видимо, имеют достаточно широкое распространение.

Итак, данные по химическому и минеральному составу пород, полученные на станции "Венера-14", а также соотношения петрогенных компонентов четко указывают на сходство венерианской породы с океаническими толеитовыми базальтами Земли мезо-кайнозойского возраста. Однако толеитовые базальты Земли образуются при излиянии вязких магм, в то время как на Венере, видимо, вследствие большой газонасыщенности базальтовых расплавов имеет место эксплозивный характер извержений, приводящий к образованию породы седиментационного типа.

Район посадки станции "Вега-2" находится в северо-восточной части земли Афродиты. Это высокогорный район, в котором следовало ожидать породу по составу, отличную от пород, залегающих в гладких низменностях и на холмистых возвышенностях. Как видно из табл. 11, порода в районе посадки станции "Вега-2" оказалась более всего похожей на породы группы анортозит-норит-троктолит (АНТ), составляющие основу древней материковой коры Луны.

Таким образом, имеется представление о типах магматических пород, залегающих в пределах основных структурно-морфологических типов поверхности Венеры, отвечающих разным тектоническим и магматическим этапам ее развития.

Как отмечалось в работе [13], изучение Луны и планет позволило обнаружить на них два типа ранней коры – полевошпатовую и базальтовую.

Таблица 12

Минеральный состав венерианских пород по данным термодинамических расчетов (в мас. %)

Минерал	1	2	3
Клиноэнстатит, $MgSiO_3$	7,6	28,1	18,0
Диопсид $CaMgSi_2O_6$	–	1,1	5,0
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	24,1	22,7	37,9
Альбит $NaAlSi_3O_8$	25,9	–	19,8
Микроклин $KAlSi_3O_8$	8,6	18,7	1,2
Кварц SiO_2	6,2	–	3,4
Нефелин $(Na, K)AlSiO_4$	–	12,2	–
Магнетит Fe_3O_4	–	10,1	9,5
Сфен $CaTi[O|SiO_4]$	–	4,0	3,1
Пирит FeS_2	19,0	–	–
Ангидрит $CaSO_4$	8,2	2,8	1,3
Фтор-апатит $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$	0,2	0,1	0,1
Мариалит $3NaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$	–	–	0,5

1 – исходная матрица – земной базальт по Дэли; состав атмосферы – по данным СА "Венера-11, -12" и Большого зонда "Пионер-Венера" [164].

2, 3 – исходная матрица – состав грунта в местах посадки СА "Венера-13 и -14" [154, 494]; состав атмосферы – по данным СА "Венера-13, -14" [554].

Общепланетарная "материковая" кора полевошпатового состава сформировалась, вероятно, на конечных стадиях аккреции (т.е. 4–4,5 млрд. лет назад), а базальтовые расплавы, которые явно накладываются на материковую кору сформировались несколько позднее (3,6–3,8 млрд. лет назад). Причем обращает на себя внимание то обстоятельство, что сохранность первичной "материковой" коры закономерно уменьшается с увеличением размера самого тела. Так, например, на Луне она составляет не менее 80% всей поверхности, на Марсе – примерно 50%, на Венере – не более 20%. Это наводит на мысль о возможном существовании подобной первичной коры и у Земли на самом раннем этапе ее существования.

Если о химическом составе пород имеется некоторое представление на основе экспериментов, проводившихся на Венере, то по минеральному составу до настоящего времени никаких экспериментальных данных нет. Трудность получения каких-либо экспериментальных данных по минеральному составу венерианской породы стимулировала многие термодинамические расчеты [66, 344, 390, 391, 393], однако результаты этих расчетов основываются на рассмотрении отдельных частных реакций карбонатизации и гидратации, без учета их взаимного влияния друг на друга. Более корректные оценки ожидаемого минерального состава и направления процессов изменения венерианских горных пород при их взаимодействии с атмосферой выполнены в работах [36, 164].

Проведено физико-химическое моделирование 16-компонентной системы атмосферы Венеры – породы поверхности на основе допущения о существовании химического равновесия на границе раздела. В качестве исходной матрицы были выбраны средние составы земных магматических пород, а для характеристики атмосферы – анализы, выполненные на СА серии "Венера" и Большом зонде "Пионер-Венера". Отметим, что результаты расчетов показывают предельный состав твердых фаз при протекании процесса "химического выветривания" до состояния равновесия (табл. 12).

В продуктах выветривания пород основного и кислого состава ожидает-

ся преимущественное накопление серы в форме сульфидов (пирит) и (или) сульфатов (ангидрит), содержание которых может достигать ~10 мас.%.

Геохимия железа и серы в породах поверхности, видимо, определяется сульфид-сульфатным твердофазовым буфером (пирит-ангидрит-магнетит). Этот буфер обусловливает низкое парциальное давление кислорода в приповерхностном слое тропосферы ($P_{O_2} \sim 10^{-21}$ атм). В зависимости от гипсометрического уровня поверхности (изменение давления на несколько десятков атмосфер и температуры на несколько десятков градусов) происходит смена форм нахождения серы в минералах: в высокогорных областях наиболее стабилен пирит, а в районах низменностей — ангидрит.

Предельное содержание водяного пара, необходимое для стабильного существования на поверхности водосодержащих силикатов (тремолит), составляет $3 \cdot 10^{-4}$%. Это более чем в 10 раз превышает концентрацию водяного пара в приповерхностной атмосфере по данным спектрофотометрии на СА "Венера-13, -14", поэтому в современных условиях гидратация пород поверхности Венеры маловероятна.

Расчеты мультисистем показали, что карбонаты (кальцит и доломит) на поверхности Венеры могут быть устойчивы лишь в продуктах изменения ультращелочных пород типа земных пантеллеритов и лейцититов. Если они так же редки на Венере, как и на Земле (< 0,1%), то химический механизм буферирования парциального давления CO_2 по реакции волластонитового равновесия не реализуется. Хлор и фтор могут быть связаны в минералах пород поверхности в форме небольших количеств апатита и скаполита (мариалита). Силикаты железа, вероятно, окисляются с образованием магнетита.

Последние опубликованные расчеты минерального состава венерианских пород [553, 554] (см. табл. 13) базировались на их элементном составе, полученном с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на СА "Венера-13, -14" [154, 494], и в целом подтвердили предполагавшееся ранее направление развития процессов химического выветривания.

Таким образом, судя по итогам теоретических исследований литосферно-атмосферного взаимодействия, главной чертой экзогенных процессов на Венере является концентрирование серы (и хлора?) в форме пирита, ангидрита, скаполита и апатита [36, 164, 102, 553]. При этом резко подавлены или полностью исключены процессы гидратации—дегидратации и карбонатизации—декарбонатизации.

Однако если в работе И.Л. Ходаковского и др. [164] использован формальный подход, в котором исходными данными служило равновесие между современной атмосферой и поверхностью планеты, то в расчетах Рингвуда и Андерсона [448] отправным моментом были данные по космохимии солнечной туманности и современные физические характеристики планеты — ее масса, размер, плотность. Рингвуд и Андерсен так же, как Саган [455], Дэйхоф и др. [243], А. Ингерсол [319], И.Л. Ходаковский и др. [164], считают, что вода Венеры была израсходована на окисление FeO до Fe_2O_3.

Представляет интерес механизм, приведший к отсутствию в настоящее время воды на Венере. Рингвуд и Андерсон исходят из того, что вода входила в состав Венеры при ее аккреции. По их мнению (как и по мнению других геохимиков), углерод в самом начале был аккретирован в виде полимеризованных углеводородов (как он обнаруживается в углистых хондритах). Уолкер и др. [530] показали, что при окислении внутри планеты углеводороды должны обязательно выделять сравнимые количества CO_2 и H_2O, т.е. $CH_2 + 3Fe_3O_4 \rightarrow CO_2 + H_2O + 9FeO$.

Далее возможны два механизма расходования воды. Либо вода диссоци-

ирует под воздействием ультрафиолета на кислород и водород, затем водород улетучивается, а кислород расходуется на окисление железа [165, 243, 319, 455]:

$$4FeO + O_2 \rightarrow 2Fe_2O_3.$$

Либо возможен другой механизм, в пользу которого может служить наличие серной кислоты в венерианских облаках. Вероятно, есть сложный путь, в результате которого следующее упрощенное уравнение должно протекать при высоких температурах на поверхности Венеры [435]:

$$2FeS + 11H_2O = Fe_2O_3 + 2H_2SO_4 + 9H_2\uparrow.$$

Известно, что на Земле первым серным компонентом базальтовых лав, выходящих на поверхность, является FeS. На Земле примитивные толеитовые базальты содержат 0,08—0,15% первичной серы и 0,025—0,5% первичной воды [187, 383]. Если венерианские породы основного состава имели аналогичные отношения S/H_2O, то в этом случае серы более чем достаточно, чтобы всю воду превратить в серную кислоту. Затем большая часть H_2SO_4 будет реагировать с поверхностными породами, образуя $MgSO_4$ и $CaSO_4$. Таким образом, возможно, что отсутствие в настоящее время больших количеств воды компенсируется присутствием в венерианских породах сульфатов магния и кальция.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ, ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ВЕЩЕСТВА

Источником информации о дифференциации вещества на Венере могут быть прежде всего: 1) характер поверхности; 2) фигура планеты; 3) средняя плотность; 4) содержание естественных радиоактивных элементов; 5) состав атмосферы. Рассмотрим эти характеристики в аспекте данной проблемы.

Характер поверхности. Сравнение двух наиболее хорошо изученных небесных тел — Земли и Луны — показывает, что они характеризуются бимодальной топографией (т.е. морями и континентами на Земле, "морями" и материками на Луне). Причем в обоих случаях "материковые" области подстилаются мощной корой, состоящей из силикатных пород более низкой плотности, а "морские" области имеют более тонкую кору, состоящую преимущественно из более плотной базальтовой породы. Подобная бимодальность просматривается и на Марсе [367] и, очевидно, на Меркурии [395], хотя в последнем случае контрасты являются менее выраженными. Видимо, это подобие облика тел дает намек и на подобие истории. Противоречивые возрастные оценки структурных образований на поверхности Венеры пока не позволяют прийти к единому мнению об истории формирования ее коры. Но, скорее всего, подобные структуры на поверхности Венеры сформировались на раннем этапе ее существования так же, как это имело место на других телах Солнечной системы. Большие перепады высот в пределах ±3 км на протяженных участках поверхности должны предполагать различие давлений в коре до 500 бар [220], что было бы трудно объяснить при гомогенной структуре недр. Видимо, эта топографическая разница либо скомпенсирована изостатически, либо она недавно образовалась. Наконец, обнаружение признаков, намекающих на возможность тектонической и вулканической деятельности на Венере в более позднее время, также свидетельствует в пользу геологической активности планеты.

Фигура планеты не соответствует гомогенной сфере, которую следовало бы ожидать у геологически неактивного тела такого размера, по крайней мере, по двум обстоятельствам. Во-первых, как показали радионаблюде-

ния, у Венеры имеет место смещение центра массы относительно геометрического центра фигуры на 1,5 ± 0,3 км [473]. Наиболее приемлемым объяснением могло быть различие в толщине дифференцированной коры, так как более глубинные причины должны были привести к неразумно большим напряжениям. Для объяснения этого смещения требуется различие в толщине коры всего ~30 км. Во-вторых, имеет место различие в экваториальных осях, составляющее 1,1 ± 0,4 км [473]. Вероятно, эта выпуклость частично скомпенсирована изостатическим равновесием, а то, что наблюдается, могло бы в значительной мере объясняться внутренней конвекцией, если она там проявляется в том же масштабе, как и на Земле.

Плотность. Используя вычисления Ковача и Андерсона [332] для Земли, Рингвуд и Андерсон [448] нашли, что если бы Венера была идентична Земле по составу и структуре, обладала такими же массовыми отношениями ядра к мантии и коре и внутренними температурами при соответствующих давлениях, тогда Венера должна обладать плотностью 5,34 г/см^3 вместо наблюдаемой 5,24 г/см^3. Таким образом, ее действительная средняя плотность на 1,7% меньше, чем плотность по модели подобия Земли. Пока нет единого мнения о том, как объяснить это несоответствие. Некоторые из предлагаемых объяснений противоречат друг другу, хотя и в равной мере являются аргументированными.

Так, например, Льюис [350, 351] исходит из того, что Венера аккретировалась при более высоких средних температурах, так как находилась ближе к центру туманности. При этом она должна быть более восстановлена, чем Земля. По его мнению, Венера практически не должна иметь FeO в мантии. Основная часть железа должна содержаться в ядре, но ядро Венеры должно быть относительно большим, чем ядро Земли. При аккреции Венеры вследствие высоких температур в ее состав не должны были войти сера и калий в таком количестве, как на Земле. За счет этого наблюдаемая плотность Венеры оказывается меньше, чем это следует из построения на основе модели Земли. Однако последние данные, полученные на АМС "Венера-13" и -14", указывают на присутствие серы в облаках, а также серы, калия и железа в породе, что не усиливает позиции Льюиса.

Иных взглядов придерживаются Рингвуд и др. [445, 444, 448] в объяснении плотности Венеры. Они исходят из того, что ввиду меньшей массы и, следовательно, немного более низкой средней температуры аккреции, чем у Земли, Венера является значительно более окисленной. Для нее отношение FeO/(FeO + MgO) = 0,24, в то время как для Земли это отношение равно 0,12. Поэтому Венера обладает меньшим ядром (~23%), чем Земля (~32,5%). Этим авторы объясняют различие плотностей, совместимость отношений K/U и одинаковое содержание CO_2 на планетах. Но и в этих качественных рассуждениях некоторые соображения не являются бесспорными, однако важно то, что многие объяснения, в частности те, которые мы только что рассмотрели, предполагают дифференцированность недр Венеры и существование коры, мантии и ядра, подобных оболочкам Земли.

Содержание U, Th и K в венерианской коре является, пожалуй, самым неоспоримым доказательством дифференцированности Венеры. Мы уже упоминали выше, что концентрация и соотношение этих элементов в венерианской коре близки к тому, что имеет место в земной коре. Следовательно, можно полагать, что и среднее содержание этих элементов в первичном веществе Земли и Венеры было приблизительно одинаково. Вместе с тем относительно содержания калия в первичном веществе этих планет мнения расходятся. Имеется ряд косвенных данных, свидетельствующих, что в мантии Земли содержание калия приблизительно в 5 раз меньше, чем в хондритах, которые, как предполагается, представляют состав солнечной туман-

ности [231, 533]. Температура его конденсации в туманности солнечного состава ~730° С по сравнению с 430° С для серы [289]. Таким образом, если температура конденсации Земли была такова, что вся или большая часть серной компоненты сконденсировалась, то заведомо вся компонента калия должна была тоже сконденсироваться. Поэтому, например, Льюис [348] считает, что калия на Земле должно быть столько же, сколько в хондритах, но он находится в сульфидной фазе ядра, состоящего из расплава Fe—FeS. Вместе с тем в некоторых работах [273, 409] показано, что из силикатной ситемы в расплав Fe—FeS переходит не более 1%; следовательно, на Земле (а тем более на Венере) имеет место дефицит калия по сравнению с хондритами. Однако независимо от того, какое количество калия содержалось в первичном веществе Венеры (как в хондритах или в 5 раз больше) измеренные количества калия в венерианской коре свидетельствуют о том, что она в значительной мере обогащена им по сравнению со средним содержанием в мантии.

Атмосфера Венеры, как было показано выше, имеет вторичное происхождение и образовалась в результате дегазации недр планеты. Это уже предполагает определенную тепловую активность Венеры, так как температура поверхности высокая, то парциальные давления летучих HCl, HF, CO, H_2O, Hg и серных соединений достаточны для перехода из породы в атмосферу. Зная содержание этих компонентов в атмосфере и полагая, что атмосфера находится в равновесии с поверхностной породой, можно оценить скорость выветривания поверхностной породы, а также скорость вулканических и тектонических процессов, которые обновляют поверхностную породу. Вулканические процессы выделяют газы непосредственно из недр в атмосферу, однако если нет процессов обновления поверхностной породы, то атмосфера не будет находиться в равновесии с глубинными породами. В этом случае равновесие наступает лишь с самым тонким поверхностным слоем вещества.

Вместе с тем почти отсутствие кислорода и малое содержание воды в атмосфере указывают на то, что ее литосфера в настоящее время должна быть достаточно сухой.

Существование таких неравновесных процессов, как вулканическая активность или отсутствие механизмов, которые продуцируют свежие породы поверхности, может создавать и неравновесную атмосферу (по крайней мере по ряду компонентов), которая не взаимодействует с поверхностью, а все газы, выделившиеся в атмосферу, остаются в ней.

Хорошим индикатором интенсивности выделения газов в атмосферу (помимо вышеупомянутых активных газов) является ^{40}Ar, образующийся при распаде ^{40}K. Его содержание в атмосфере Венеры также свидетельствует о дифференциации планеты.

Таким образом, рассмотренные нами данные о характере поверхности, фигуре планеты, ее плотности, содержании естественных радиоактивных элементов, о составе атмосферы не оставляют сомнения в том, что Венера имела активную тепловую историю, приведшую к дифференциации ее вещества.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ВЕНЕРЫ

При том дефиците фактического материала о недрах планеты, которым мы располагаем, остаются неопределенными многие аспекты ее истории и строения. Однако некоторые представления о них могут быть получены из рассмотрения общих конденсационных моделей формирования планет и сравнения Венеры с Землей. Интересно рассмотреть, какие факторы могли

привести к тому, что внешне планеты стали так непохожи друг на друга. Это прежде всего: 1) более близкое расположение к Солнцу зоны конденсации Венеры, чем Земли, и 2) меньший размер Венеры по сравнению с Землей. Рассмотрим, какие следствия могут вытекать из этих различий.

Было сделано много попыток объяснить внутренее строение Венеры, исходя из разных моделей. Но особое внимание привлекают две (причем значительно различающиеся) модели Венеры — Льюиса [348, 350] и Рингвуда и др. [444, 445], которые в определенной мере согласуются с фактическими данными о Венере, полученными в последние годы.

Обе модели исходят из того, что относительное содержание основных элементов Fe, Si, Mg, Al и Ca на Земле и Венере одинаково.

По конденсационной модели Льюиса [348] и Гроссмана и Ларимера [290], средняя температура солнечной туманности в зоне конденсации Венеры составляла ~750 K, в зоне Земли ~430 K. При этом в состав Земли вошли такие летучие компоненты, как H_2O, сера (FeS) и калий, температуры конденсации которых составляют при атмосферном давлении соответственно 100, 430, 774° C. Льюис допускает, что сера и калий, которых мало в земной коре по сравнению с содержанием в хондритах, находятся в ядре Земли. (Следует заметить, что результаты многих работ, в которых исследовалась растворимость калия в расплаве ядра Земли Fe—FeS, оказались противоположными, как подтверждающими выводы [281, 294, 346], так и не подтверждающими [273, 409]). А в составе Венеры вследствие более высокой конденсационной температуры должен быть дефицит этих летучих компонентов, поэтому ядро Венеры должно состоять из расплава Fe—Ni; в коре практически не должно быть воды, мало серы и совсем мало калия по сравнению с хондритами или Землей. Именно дефицитом этих элементов, и главным образом серы, Льюис объясняет меньшую плотность Венеры (5,24 г/см^3), чем следует из модели подобия Земли (5,34 г/см^3). Но дефицита серы недостаточно, чтобы полностью компенсировать это различие, и автор вводит второй фактор — полагает, что Венера является более восстановленной вследствие более высокой конденсационной температуры, т.е. в ее мантии, по существу, отсутствует FeO, а ядро Венеры, наоборот, содержит пропорционально больше железа, чем Земля. Исходя из этой гипотезы, легко объясняется и современная атмосфера Венеры.

Из иных соображений исходят Рингвуд и Андерсон [448] при построении своей модели. Они отдают предпочтение не различию конденсационных температур, а различию условий локальной аккреции, контролируемой массой планеты. Рингвуд и Андерсон полагают, что Венера, имеющая меньшую массу, чем Земля, имела и меньшую энергию аккреции, а значит претерпела и меньший нагрев. Следовательно, Венера аккретировалась не при более высокой, а при более низкой температуре, чем Земля, поэтому она должна иметь те же летучие компоненты, и в частности воду, серу и калий, приблизительно в той же пропорции, как на Земле.

Как мы видели из вышеприведенных рассуждений, не вызывает сомнения, что Венера является дифференцированной планетой. Многие данные говорят о том, что на ее поверхности залегают изверженные породы, состав которых мы теперь знаем. Данные по содержанию естественных радиоактивных элементов [144, 147, 139, 140] и основных породообразующих элементов [14, 494] указывают на подобие венерианских пород земной коры основного состава. Самой интригующей неизвестностью в настоящее время является содержание в них летучих компонентов. Если исходить из высокой начальной температуры конденсации Венеры, то ядро ее должно состоять из Fe—Ni-расплава. Тот факт, что на поверхности Венеры наблюда-

ются древние районы, сформировавшиеся в самом начале существования планеты (в период интенсивного выпадения на ее поверхность крупных тел, возможно, даже на завершающем этапе аккреции), говорит, что ее внутреннее строение, и в частности ядро, сформировалось на раннем этапе.

Токсоц и Джонсон [156] создали тепловую модель Венеры, основанную на космохимической модели солнечной туманности Льюиса [393]. Они исключили из состава летучие компоненты, в частности серу, что привело к высокой начальной температуре формирования ядра, приняли малое время аккреции ~ 25 000 лет и использовали земные количества естественных радиоактивных элементов. Их расчеты показывают, что Венера в настоящее время имеет литосферу толщиною ~ 100 км, частично расплавленную верхнюю мантию, твердую нижнюю мантию и расплавленное ядро радиусом ~ 2900 км. Однако эта модель, по-видимому, должна быть усовершенствована, учитывая ряд новых экспериментальных данных, указывающих на присутствие небольших количеств серы на Венере [154], и некоторых теоретических расчетов, указывающих на более длительный период аккреции [123].

Таким образом, по эндогенным процессам Венера и Земля, очевидно, имеют сходную историю. Венера также является дифференцированной планетой, имеющей кору, мантию и ядро. Процесс дифференциации ее вещества, вероятно, еще не завершен. Идет формирование ее недр и поверхности.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕНЕРЫ

Несмотря на то, что в развитии представлений о Венере удалось продвинуться дальше чем о других планетах, интерес к ней сохранится и на ближайшие годы. Это прежде всего объясняется тем, что Венера является естественным телом, которое имеет размер, массу и расположение в Солнечной системе, близкие к тому, что имеет Земля. Поэтому, изучая ее, мы лучше понимаем историю развития Земли, и в частности такие процессы, как дифференциация вещества, тектоника, вулканизм и другие.

Однако Венера представляет особый интерес не только в силу подобия, но и ввиду принципиального отличия от Земли по некоторым характеристикам (наличие уникальной атмосферы, медленное обратное вращение и др.).

Изучению Венеры также способствует ее более частое сближение с Землей и более близкое расстояние от Земли, чем у других планет.

Среди наиболее важных научных проблем в исследовании Венеры укажем на следующие: развитие представлений об истории формирования Венеры (ее сравнение с историей Земли); определение степени дифференциации вещества планеты (состава и размеров ядра, мантии и коры), когда она завершилась; изучение вулканической и тектонической активности в прошлом и настоящем; изучение истории магнетизма и современного магнитного поля; выяснение причин вращения Венеры в обратном направлении.

Важно также получить ответы на следующие вопросы: какова природа парникового эффекта атмосферы планеты: была ли в прошлом вода на планете; была ли в прошлом азотная атмосферы; какова природа облаков (состав, строение, зависимость от широты и сезона); каково различие Венеры и Земли по содержанию естественных радиоэлементов (урана, тория и калия) и летучих (серы, воды и др.).

ГЛАВА 4

МАРС

ОСНОВНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПЛАНЕТЫ

Из всех планет Солнечной системы Марс всегда привлекал наибольшее внимание. Это объясняется тем, что он наиболее близок по своим климатическим условиям к земным (по крайней мере, так это предполагалось до недавнего времени на основе наземных наблюдений), в связи с чем возникал вопрос о существовании каких-либо форм жизни на Марсе, и в то же время тем, что Марс является ближайшей к Земле планетой, не имеющей значительного облачного покрытия и, следовательно, сравнительно легко доступен для наблюдения.

Марс значительно меньше Земли по размерам, массе и плотности. Он имеет форму слегка сплюснутого шара, средний радиус которого почти вдвое меньше земного и составляет около 3380 км. Масса Марса (6,44 × × 10^{26} г) в 10 раз меньше земной, а ее средняя плотность равна ~ 3,95 г/см^3 (средняя плотность Земли равна около 5,52 г/см^3).

Марс имеет приблизительно ту же скорость вращения, что и Земля (сутки составляют 24 ч 37 мин 23 с), и наклон его оси вращения к плоскости орбиты также близок к земному (23°57′). В связи с этим на Марсе, как и на Земле, происходит смена времен года.

В последнее десятилетие в результате полетов к Марсу советских ("Марс-2, -3, -4, -5") и американских ("Маринер-6, -7, -9", "Викинг-1, -2") космических аппаратов сделан значительный шаг в развитии представлений об этой планете. Основные результаты этих исследований подробно изложены в работах [101, 191, 397, 442]. В данном разделе мы коснемся лишь геолого-морфологического аспекта этих исследований.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПОВЕРХНОСТИ

Снимки марсианской поверхности, сделанные при помощи фототелевизионных устройств с борта советских и американских космических аппаратов, позволили получить не только общую панораму Марса, но и изучить сравнительно мелкие детали его рельефа.

Марс обладает примерно тем же перепадом высот рельефа, что и Земля — от вершины возвышенностей до дна впадин 12—14 км. Исключением является гигантская гора Олимп, которая поднимается над окружающей возвышенностью еще на 16 км, причем подножие в поперечнике превышает 500 км. Известны еще несколько горных сооружений, расположенных на плато, немного уступающих по высоте горе Олимп. Геологическая интерпретация фотографий позволила выделить регионы четырех типов: древние территории, обильно покрытые кратерами, более молодые вулканические равнины, крупные вулканические структуры, обширные осадочные отложения [261].

Крупномасштабные снимки марсианской поверхности в районе Эритрейского Моря к юго-востоку от рифтовой системы Копрат (южная приэкваториальная зона Марса), полученные "Марсом-5" (рис. 8, см. вкл.) убедительно свидетельствуют о наличии ударно-взрывных склоновых, эоловых и тектонических процессов на поверхности Марса. Образование марсианских долин большинство исследователей связывает с водно-эрозионным механизмом, действовавшим в прошлом, в теплой межледниковый так называемый флювиальный период. Однако не исключена возможность образова-

ния долин путем, например, эоловой разработки в зонах мерзлых пород вдоль тектонических разломов [159].

В полярных областях (рис. 9, см. вкл.) обнаружены обширные площади слоистых отложений, песчаных дюн и участков, свободных ото льда, что дает основание предполагать сложную климатическую историю планеты. Из анализа поверхностных температур следует, что северная полярная шапка в отличие от южной, по-видимому, сложена только из водяного льда (с включениями грунта), так как летняя температура на северном полюсе (250 К), выше температуры конденсации и CO_2, и клатратных соединений (температуры конденсации для CO_2 и $CO_2 \cdot 6H_2O$ равны соответственно 148 К и 153 К при среднем давлении атмосферы ~ 6,1 мбар). Весьма вероятно, что на Марсе существует мощная криолитосфера, служащая своеобразным экраном и конденсатором для летучих, выделяющихся из недр планеты. По расчетам Р.О. Кузьмина [83], в криолитосфере может быть захоронено ~ 10% возможного общего содержания воды во внешних оболочках Марса, что значительно превышает количество воды, потерянное в процессе диссипации водорода или захваченное в полярных областях (доли процента).

На поверхности планеты наблюдаются кратеры, в которых с восходом ледяная морось превращается в водяной пар, а после захода, наоборот, образуются ледяные облака. Это наблюдалось в районе северной полярной шапки, где минимальная летняя температура недостаточна для вымораживания CO_2. На снимках, сделанных "Викингами" (рис. 10, см. вкл.) видны следы потоков воды, которая образовалась вблизи ударных кратеров за счет выделения тепла и таяния подповерхностного льда. Видимо, слой вечной мерзлоты, содержащий лед, должен быть толщиною в километры. Вода также должна быть в минералах, породах и мелкозернистой почве.

На обследованных площадях обнаружены признаки обширного кратерообразования, флювиальной активности, вулканизма, эрозии и оледенения. Плотность кратеров на поверхности планеты колеблется в пределах от 1/10 до полной величины, характерной для лунного ландшафта. Морфология кратеров на Марсе значительно разнообразнее, чем на Луне и Меркурии. Наличие многочисленных небольших по своим размерам кратеров свидетельствует о том, что ветровая эрозия играет второстепенную роль в формировании марсианского ландшафта. Большая часть поверхности представляется старой по возрасту. К более молодым образованиям (меньше кратеров) следует отнести днище Большого каньона, район Фарсида и полярные области.

Районы посадки станции "Викинг-1" (равнина Хриса, 22°4 N, 47,5° W) и "Викинг-2" (равнина Утопия, 47,89° N, 225,86° W) расположены на расстоянии ~ 6,5 тыс. км друг от друга. Бассейн Хриса представляет собой пониженную ровную область, в которую "впадает" несколько древних рек. Поскольку признаков древнего океана не обнаружено, то вопрос об источнике и стоке жидкости, создавшей этот регион, все еще дискутируется. Равнина Утопия с севера примыкает к вулканической области, которая, несомненно, принимала участие в формировании его поверхностного покрова.

Районы посадок станций выбирались на ровных участках, поэтому мелкомасштабные детали, запечатленные на панорамных снимках, могут быть и нетипичными для всего Марса. На первый взгляд оба места посадки (см. рис. 10) имеют сходные ландшафты с изобилием разбросанных на красновато-бурой поверхности камней, однако они различаются. В районе Хриса имеется большее геологическое разнообразие, чем в районе Утопия. Видна испещренная и неиспещренная порода, светлого и темного цвета,

распространены дюны, встречаются обнажения подстилающей (коренной) породы, имеющие слоистое строение или торчащие как дайки.

Район Утопия, наоборот, более равнинный, одноцветный, покрытый угловатыми глыбами одинакового темного цвета и испещренными мелкозернистыми фрагментами пород. В обоих районах (особенно Утопия) самый верхний слой породы представлен мелкозернистым материалом, механическая прочность которого колеблется в широком диапазоне. Если камни в районе Хриса отличаются друг от друга по альбедо, форме и текстуре, то в районе Утопия они имеют одинаковое альбедо и пузырчатую текстуру. Хотя картина эоловой деятельности более заметна в ландшафте района Утопия, на поверхности вулканов в районе Хриса признаки ветрового воздействия проявлены лучше. Отличительной особенностью поверхности района Утопия является наличие ряда многоугольных впадин в среднем около 1 м шириной и 15 см глубиной.

Как упоминалось, районы посадки "Викингов" отстояли на 6,5 тыс. км, однако составы пород оказались почти одинаковыми. Это наводит на мысль, что значительная часть поверхности Марса покрыта дробленым материалом, который переносится по поверхности сильными марсианскими ветрами. Каким может быть толщина этого пылевого покрытия? Исходя из измеренного содержания на Марсе серы и хлора (3,3% и 0,75% соответственно), а также измеренной плотности пылевого слоя (1,65 г/см^3) и принимая во внимание вычисленные содержания этих элементов в коре Марса, Андерс и Оуэн [186] оценили толщину пылевого покрытия в районе посадки "Викингов". Она оказалась равной приблизительно 70 метрам.

СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОВЕРХНОСТНОЙ МАРСИАНСКОЙ ПОРОДЫ

На посадочных аппаратах "Викинг-1 и -2" было проведено изучение физико-механических свойств поверхностного слоя марсианского грунта. Полученные данные приведены в табл. 13 [470].

Как видно из приведенных характеристик, поверхность планеты покрыта в основном мелкозернистой слабосвязной породой. Ее плотность немного выше, чем плотность реголита, покрывающего лунную поверхность. Ввиду наличия марсианской атмосферы, порода оказывается также менее связной, чем на Луне. Что касается коренной (кристаллической) породы, то она имеет характеристики, близкие к изверженным породам земной коры.

В 1974 г. был впервые осуществлен эксперимент по исследованию гамма-излучения Марса [142, 147, 150]. На орбите искусственного спутника планеты (АМС "Марс-5") было проведено несколько сеансов измерения гамма-излучения в районе Эритрейского Моря. Оценка, основанная на анализе интенсивности и спектрального состава гамма-излучения в диапазоне энергий 0,4—10 МэВ, показывает, что для обширного района южного полушария Марса площадью $\sim 4 \cdot 10^5$ км^2 уровень содержания в породах U, Th и K соответствует изверженным земным породам основного состава. Однако не везде в исследованном районе радиоактивность оказалась одинаковой, что связано с различием залегающих на поверхности пород. В исследованном районе все наблюдаемое разнообразие форм рельефа и типов горных пород можно с известной долей генерализации свести к двум главным образованиям: древние материковые образования и более молодые вулканические образования. Иные образования, наблюдаемые на исследованной территории, занимают незначительную часть площади. Для материковых образований Марса характерно наличие большого количества крупных кратеров, в чем материки Марса сходны с лунными материками. Вулканические образования на исследованной территории представлены

Таблица 13

Физико-механические свойства марсианской породы, по [470]

Свойства породы	"Викинг-1"		"Викинг-2"
	песчаная поверхность	каменистая поверхность	
Плотность, г/см^3			
почва	1,0—1,6	1,2—1,6	1,1—1,5
порода		2,9	2,6
Размер частиц, %			
> 2 см	0	25	20
слежавшиеся почвы и мелкозернистая пыль	100	75	80
Когезия почвы, N/м^2	10—10^2	10—10^4	10—10^3
Когезия породы, N/м^2	—	> 10^4	> 10^4
Угол внутреннего трения, градусы	30—45	30—45	30—45
Прочность, N/м^2	$3 \cdot 10^5$	$6 \cdot 10^6$	$6 \cdot 10^6$
Адгезия, N/м^2	$1 \cdot 10^2$	—	—
Коэффициент скольжения	0,3—0,5	0,3—0,5	—
—			

возвышенностью Фарсида (включая щитовой вулкан Арсия) и равнинами, приуроченными к днищам депрессий, например днище бассейна Аргир. Первые из них по морфологии сходны с областями развития щитового базальтового вулканизма на Земле; вторые похожи на базальтовые равнины лунных морей.

Содержания естественных радиоэлементов в материковых и вулканических образованиях на марсианской поверхности приведены в табл. 14 [150]. Для сравнения даны также содержания радиоэлементов в породах Земли, Венеры и Луны. Из приведенных в табл. 14 данных видно, что по содержанию тория и урана вулканические породы исследованной территории Марса близки к базальтам, типичным для многих геологических формаций, таким, как щелочные оливиновые базальты, платформенные платобазальты и геосинклинальные базальты Земли, лунные базальты с высоким содержанием калия, и, по-видимому, породам щитового базальтового вулканизма на Венере. Земные толеитовые базальты океанов и лунные морские базальты с высоким содержанием титана и умеренным содержанием калия характеризуются заметно более низким содержанием тория и урана и не находят аналогов среди изученных вулканитов Марса.

Материковые образования Марса в соответствии с этими расчетами имеют более низкое содержание тория и урана, чем изученные морские вулканиты, и сильно отличаются от вещества гранитных континентов Земли и лунного вещества KREEP, для которых характерны существенно более высокие содержания этих элементов. По сравнению с широко развитыми на лунных материках породами анортозит-норит-троктолитовой группы исследованные материковые образования Марса не имеют заметных отличий в содержании тория и содержат несколько меньше урана.

Из сравнения спектров отражения Марса и земных изверженных пород следует, что типичный состав марсианского грунта — раздробленные изверженные породы, основные и средние (содержание SiO_2 от 45 до 65%), с малой примесью окрашивающего материала гетита $Fe_2O_3 \cdot H_2O$ [314].

Таблица 14

Содержания тория и урана (10^{-4} %) в различных типах пород планет и Луны, по [150]

Планетное тело	Тип породы	Th	U	Th/U	Источник
Марс	Молодые вулканические породы	5,0	1,1	4,5	[147]*
	Древние материковые породы	0,7	0,2	4,5	
Венера	Предположительно области щитового базальтового вулканизма	0,7	0,5	1,4	[144]*
	Предположительно древняя кора	6,5	2,2	3,0	
Земля	Ультраосновные породы	0,08	0,03	2,7	[129]**
	Толеитовые базальты океанов	0,18	0,1	1,8	
	Щелочные оливиновые базальты	3,9	1,0	3,9	[119]**
	Платформенные платобазальты	2,5	0,8	3,1	
	Геосинклинальные базальты	2,4	0,7	3,9	
	Граниты, гранодиориты, гранитогнейсы	15,6	3,9	4,0	
	Анализ привезенных образцов				
Луна	Породы группы АНТ	1,13	0,73	1,55	
	Вещество KREEP	9,3	2,8	3,4	
	Высоко Ti и высоко K морские базальты	3,98	0,68	5,8	[13]***
	Морские базальты с умеренным содержанием Ti и K	1,18	0,64	1,9	
	Морские базальты с высоким содержанием Ti и умеренным содержанием K	0,61	0,16	3,9	
	Орбитальная гамма-спектрометрия				
	Материковые образования экваториальной зоны	0,4–1,4	–	–	[157]*
	Морские базальты	1,2–8,4	–	–	

* Данные орбитальной гамма-спектрометрии.
** Анализы земных пород.
*** Анализы доставленных на Землю лунных образцов.

Грунт в более светлых районах Марса (континентальных по аналогии с Луной) состоит, вероятно, из более кислых пород, чем в темных (морских) районах.

В табл. 15 приведены химические анализы четырех образцов марсианской тонкой фракции, отобранной станциями "Викинг-1 и -2" [199, 228]. Составы марсианских образцов, взятых в разных районах поверхности, схожи в том, что все они имеют высокое содержание железа, умеренное — магния, кальция и серы, низкое — алюминия и, очевидно, очень низкое содержание щелочей и элементов-примесей. Этот состав лучше всего интерпретируется как представляющий собой продукт выветривания мафических изверженных пород. Минералогическая модель, полученная из изучения компьютерных смесей и приготовленных лабораторных аналогов, предполагает, что марсианская тонкая фракция может быть близкой к смеси: ~80% богатых железом алюмосиликатов, ~10% сульфата магния (кизерита), ~5% карбоната (кальцита) и ~5% окислов железа (гематит, магнетит, гетит). Мафическая природа данной тонкой фракции, распределенной повсюду, и ее вероятная первичная порода, кажется, свидетель-

Таблица 15

Содержание элементов в марсианской породе, измеренное КА "Викинг-1" и "Викинг-2", по [228]

Элемент	"Викинг-1"			"Викинг-2"
	Образец 1	Образец 2	Образец 3	
Mg, %	5,0 ± 2,5	–	5,2	–
Al	3,0 ± 0,9	–	2,9	
Si	20,9 ± 2,5	20,8	20,5	20,0
S	3,1 ± 0,5	3,8	3,8	2,6
Cl	0,7 ± 0,3	0,8	0,9	0,6
K	<0,25	0	0	0
Ca	4,0 ± 0,8	3,8	0	3,6
Ti	0,51 ± 0,2	0	0	0,61
Fe	12,7 ± 2,0	12,6	13,1	14,2
O	50,1 ± 4,3	49,7	–	50,4
Rb, 10^{-4} %	⩽30	–	–	⩽30
Sr	60 ± 30	–	–	100 ± 40
Y	70 ± 30	–	–	50 ± 30
Zr	⩽30	–	–	30 ± 20

ствуют против крупномасштабной планетарной дифференциации, подобной земной.

Общий процент окислов в марсианской породе, вычисленный на основе табл. 15, составляет 92–93%, что предопределяет присутствие в марсианской породе карбонатов, нитратов и легких элементов (например, Na). Данные по масс-спектрометрии, полученные на КА "Викинг-1 и -2", показали (качественно) также присутствие воды. Высокое содержание серы предполагает присутствие сульфатов, хотя и другие серные соединения не могут быть исключены.

Железо в марсианской породе, видимо, присутствует в сильно окисленной форме (от красного до желтого цвета), покрывая очень тонким или прерывистым слоем поверхность зерен. Железо также должно присутствовать в магнитной фракции, по крайней мере не менее 3% по массе (вероятно, в виде магнетита). По-видимому, основная часть железа присутствует в силикатной форме.

Серы в марсианском реголите на 1–2 порядка больше, чем в земных и лунных породах, но близко к хондритовым метеоритам; возможно она входит в состав сульфатов натрия, магния, кальция и железа или сульфидов (но не пирита).

Калия в марсианском реголите оказалось мало (<0,25%), т.е. по крайней мере в 5–8 раз меньше, чем в земной коре (1,25–2,1%). Масс-спектрометрические измерения в атмосфере Марса [410] дали ~1,6% аргона по отношению к CO_2. Это эквивалентно количеству 0,25 г/см^2 для среднего парциального давления у поверхности ~6 мбар или полному количеству в атмосфере $3{,}7 \cdot 10^{17}$ г, т.е. около 0,6% от ^{40}Ar, содержащегося в атмосфере Земли. Принимая во внимание разницу в массах планет, можно было бы предположить, что степень дегазации на Марсе в 20 раз меньше, чем на Земле. Однако если содержание калия в марсианской коре такое же низкое, как в реголите, то степень дегазации Марса лишь в 3–4 раза меньше, чем Земли.

Для определения минерального состава и типа реголитовой породы в районах посадки "Викингов" надо знать роль S, Na, CO_2. Для построения модели породы (чтобы заполнить недостающие 8%) авторами эксперимента [228] предполагается наличие 0,4% Na для NaCl, 4,4% CO_2 для $CaCO_3$ и 3,2% H_2O как структурных составляющих.

Результаты исследования состава реголита приводят к выводу о том, что на поверхности Марса находится широко распространенный мафический родительский материал, взаимодействие которого с водой привело к образованию богатых железом алюмосиликатов.

ВЕЩЕСТВО МАНТИИ И ЯДРА

Химический состав Марса и даже его коры (как и Земли) неизвестен. Однако были сделаны попытки рассчитать его, исходя из тех незначительных данных о составе атмосферы и поверхности, которые имеются в настоящее время. В принципе состав планет земной группы можно приближенно вычислить, зная соотношение лишь нескольких ключевых элементов. Такие расчеты для Земли, Луны и эвкритового родительского тела были сделаны в работах [186, 384]. Исходя из содержания U, Fe, K и Tl или ^{36}Ar, Морган и Андерс [384] рассчитали распространенность 83 элементов на Марсе. При этом величины $U = 28 \cdot 10^{-9}$ и $K = 62 \cdot 10^{-6}$ взяты на основании отношения K/U = 2200 из орбитальных γ-измерений, Fe = = 26,72% — из геофизических данных и $Tl = 0{,}14 \cdot 10^{-9}$% — из содержания ^{36}Ar и ^{40}Ar, измеренных на КА "Викинг-1 и -2".

В табл. 16 приведен химический состав марсианской мантии, вычисленный Морганом и Андерсом [384] и Макгетчином и Смитом [378], а также для сравнения дана модель мантии Земли, вычисленная Грином и Рингвудом [288]. Приведенный в табл. 16 состав [384] значительно богаче тугоплавкими элементами (Ca, Al) и беднее щелочными (K, Na), чем состав [378], что объясняется более высоким содержанием и низким отношением K/U, принятым Морганом и Андерсом. Отсутствие в модели [384] таких компонентов, как NiO и Fe_2O_3, является, по мнению авторов, сомнительным, так как высокое содержание FeO в марсианской мантии и окислительный эффект материала, обогащенного летучими на последней стадии аккреции, может обеспечить существование значительных количеств NiO и Fe_2O_3. Высокое отношение Mg/(Mg + Fe) = = 0,77 указывает на заметно менее окисленную планету, что показано в ряде других работ (например, 0,67 [378]; 0,5 [348]; 0,68 [447] и др.).

Таблица 16

Состав марсианской мантии (в %)

Окисел	Марс		Земля	Окисел	Марс		Земля
	[384]	[378]	[288]		[384]	[378]	[288]
SiO_2	41,60	40,04	45,16	NiO	—	0,18	0,20
TiO_2	0,33	0,63	0,71	MgO	29,78	33,22	37,47
Al_2O_3	6,39	3,14	3,54	CaO	5,15	2,73	3,08
Cr_2O_3	0,65	0,38	0,43	Na_2O	0,10	0,51	0,57
Fe_2O_3	—	0,41	0,46	K_2O	0,01	0,12	0,13
FeO	15,85	18,48	8,04	P_2O_5	—	0,05	0,06
MnO	0,15	0,12	0,14	Mg/(Mg+Fe)	0,77	0,67	0,89

Таблица 17

Минеральный состав Марса (в %) по [384]

Минерал, металл	$U = 28 \cdot 10^{-9}$				$U = 46 \cdot 10^{-9}$			
	окислы		окислы → шпинель		окислы		окислы → шпинель	
Мантия (81%)								
Хромит		0,68		0,68	0,64		0,64	
Ильменит		0,44		0,44	0,72		0,72	
Пироксен		0,72		0,72	1,14		1,14	
Диопсид	15,12	19,52	15,12	19,52	24,94	32,07	24,94	32,07
Гедербенгит	4,40		4,40		7,13		7,13	
Пироп	20,03	25,84	16,75	21,62	33,05	42,49	0,90	1,15
Альмандин	5,81		4,87		9,44		0,25	
Форстерит	39,33	50,22	43,02	55,48	1,78	2,29	37,95	48,79
Фаялит	11,40		32,46		0,51		10,84	
Пироклаз	1,64	2,11			16,08	20,67		
Вюстит	0,47				4,59			
Шпинель			1,23	1,58			12,06	15,51
Герцинит			0,35				3,45	
Плотность, г/см³		3,542		3,526		3,65		3,49
Ядро (19%)								
Металл Fe	82,02	90,38			75,85	84,27		
Металл Ni	7,99				7,60			
Металл Co	0,37				0,35			
Троилит Fe	6,11	9,62			9,99	15,73		
Троилит S	3,51				5,74			
Плотность, г/см³		7,46						

В некоторых работах была сделана попытка оценить минеральный состав Марса. Эти оценки носят весьма приближенный характер, так как основываются на многих допущениях (например, содержании U, S и других ключевых элементов, плотности ядра и мантии, характере химических процессов, происходивших в недрах, и т.д.). В табл. 17 приведен минеральный состав Марса, рассчитанный Морганом и Андерсом [384]. Авторы рассчитали два варианта, исходя из разных содержаний урана — $28 \cdot 10^{-9}$ и $46 \cdot 10^{-9}$%. При этом вариант с меньшим содержанием урана рассматривается авторами как наиболее предпочтительный. В соответствии с экспериментами Рингвуда [449] авторы предположили, что составы, похожие на указанные в табл. 16 (обедненные серой и обогащенные алюминием), дают шпинели, а не окислы, в стабильной фазе по крайней мере до давлений ~30 кбар (соответствующих верхней части мантии глубиною до 250 км). Поэтому в табл. 17 минеральный состав приведен для двух фазовых состояний.

Марс имеет сравнительно малое (~12% массы планеты) ядро, которое, по-видимому, является твердым, о чем свидетельствует, в частности, отсутствие у него магнитного поля. Как видно из табл. 17, ядро Марса состоит на ~90% из металла и на ~10% из троилита, однако вопрос о составе ядра остается дискуссионным. В данной модели [384] принято низкое содержание (~3,5%) серы в ядре, но в других работах [217, 283] ее содержание предполагается значительно более высоким.

Мафическая природа исследованных КА "Викинг-1 и -2" образцов грунта и подстилающих его пород накладывает определенные ограничения на масштаб планетарной дифференциации. По-видимому, по интенсивности вулканизма Марс занимает промежуточное положение между Луной и

Землей. В настоящее время он не так активен, как Земля, но и не остыл, как Луна. Расчеты показывают, что и тепловой поток на поверхности Марса сейчас является средним между соответствующими величинами для Луны и Земли, т.е. составляет ~40 эрг/см^2 · с [502].

Исходя из тепловой модели Марса, развиваемой Токсоцом и Джонсоном [156], при средней концентрации урана ~0,03 г/т должна образовываться твердая 200-километровая литосфера, которая согласуется с глубиной, требуемой по законам гидростатики для поднятия магмы к вершине таких вулканов, как гора Олимп.

АТМОСФЕРА И ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ НА МАРСЕ

Как известно, Марс имеет разреженную атмосферу. Давление у его поверхности составляет около 6 мбар. Химический состав марсианской атмосферы приведен в табл. 18 [410]. Как видно из таблицы, основными компонентами являются CO_2, N_2, Ar и O_2, т.е. те же, что и у земной атмосферы. Вместе с тем соотношение атмосферных компонент отлично от земного, что может объясняться рядом факторов: 1) более низкой температурой у поверхности планеты, при которой большая часть наиболее активных компонент может быть связана в породе; 2) меньшим начальным вкладом летучих (возможно, из-за малого размера планеты); 3) неполной дегазацией недр планеты и 4) потерей летучих в ходе эволюции планеты.

Вследствие этих факторов, особенно (2) и (3), имеет место отличие и в изотопном составе атмосферных компонент, приведенном в табл. 19 [410]. Особенно велико обеднение марсианской атмосферы космогенными нуклидами ^{36}Ar и ^{38}Ar по отношению к радиогенному нуклиду ^{40}Ar.

Атмосфера Марса оказалась довольно сухой. Содержание водяного пара в атмосфере колеблется в диапазоне 0—80 микрон осажденной воды (в зависимости от широты, сезона и времени суток). Сопоставление возможных механизмов, отвечающих за газовый режим планет, указывает на важную роль мантии в формировании атмосферы. Некоторые противоречия в полученных изотопных соотношениях (в частности, повышенное отношение $^{15}N/^{14}N$, в то время как отношение $^{36}Ar/^{40}Ar$ примерно на порядок меньше, чем на Земле) и ряд других соображений (например, захват летучих компонентов в приповерхностном слое вечной мерзлоты) не позволяют точно оценить степень дегазации марсианских недр, хотя несомненно, что она значительно уступает земной. Это обстоятельство становится понятным, если учесть, что по сравнению с Землей на Марсе не удалось обнаружить крупномасштабных явлений, характерных для глобальных тектонических процессов, а активность его мантии, по всей вероятности, недостаточна для создания развитого дрейфа материков или деформации сдвига и сжатия плит коры.

Андерс и Оуэн [186], исходя из скорости выхода H и ^{36}Ar, оценили полную дегазацию водяных паров на Марсе, которая оказалась эквивалентной парциальному давлению около 0,35 бар, что соответствует слою жидкой воды толщиною 9,4 метра, покрывающему всю поверхность планеты. Исходя из данных по изотопному составу азота и считая, что Марс дегазировался в той же степени, как и Земля, они вычислили также максимальное давление атмосферы, существовавшей у Марса в прошлом. Оно составляло ~525 мбар CO_2 + 8 мбар N_2. Однако Марс, по-видимому, дегазировался в значительно меньшей степени, чем Земля, поэтому более реалистичной оценкой является ~140 мбар CO_2 + 2 мбар N_2. Такого дав-

Таблица 18

Химический состав атмосферы Марса [410]

Компонент	Содержание, %	Компонент	Содержание, $n \cdot 10^{-6}$ %
CO_2	95	CH_4	120
N_2	2–3	Ne	10
Ar	1–2	Kr	0,3
O_2	0,1–0,4	Xe	1,5

Таблица 19

Изотопный состав атмосферы Марса [410]

Изотопные отношения	Марс	Земля	Обогащение на Марсе, %
$^{13}C/^{12}C$	0,0118 ± 0,0012	0,0112	+10
$^{15}N/^{14}N$	0,0050–0,0064	0,00368	+36 (74)
$^{18}O/^{16}O$	0,00189±0,0002	0,00204	–10
$^{36}Ar/^{38}Ar$	4–5	5,3	–
$^{36}Ar/^{40}Ar$	0,00036 ± 0,00006	0,00301	в 740 раз

ления было более чем достаточно, чтобы на поверхности Марса существовала жидкая вода, содержащаяся в 9-метровом слое.

Чем объяснить различное содержание летучих на разных телах? Льюис [348–350], исходя из разработанной им конденсационной модели, предполагает простую корреляцию содержания летучих с гелиоцентрическим расстоянием. Однако наблюдаемые составы планет не укладываются в эти представления. Наиболее очевидным механизмом являются большие гравитационные сечения захвата больших тел, которые способны присоединить к себе в значительной степени аккретирующийся последним материал, богатый летучими компонентами [186]. Вместе с тем действительный механизм, определяющий содержания летучих компонентов, оказывается более сложным, так как не все малые тела обеднены летучими (например, исходные тела хондритов и шерготиты не беднее летучими, чем Земля).

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МАРСА

Как упоминалось выше, по ряду планетарных свойств и характеру геологических процессов Марс занимает промежуточное положение между Землей и Луной, которая является эталоном древнейшего этапа формирования Земли. Знание законов эволюции вещества Марса и степени его дифференциации имеет принципиальное значение для определения условий, определяющих характер общего развития планетных тел по "земному" или "лунному" пути. (Можно ожидать, что "марсианский" этап развития Земли шел вслед за "лунным"). Изучение марсианского этапа имеет большое значение и для развития представлений об истории Земли. Ключевыми вопросами в его изучении, и в частности в выяснении степени дифференциации марсианской коры, являются такие, как: оценка общего количества воды и других летучих компонентов, поиски наиболее дифференцированных пород (типа гранитов), поиски осадочных пород субактивного типа

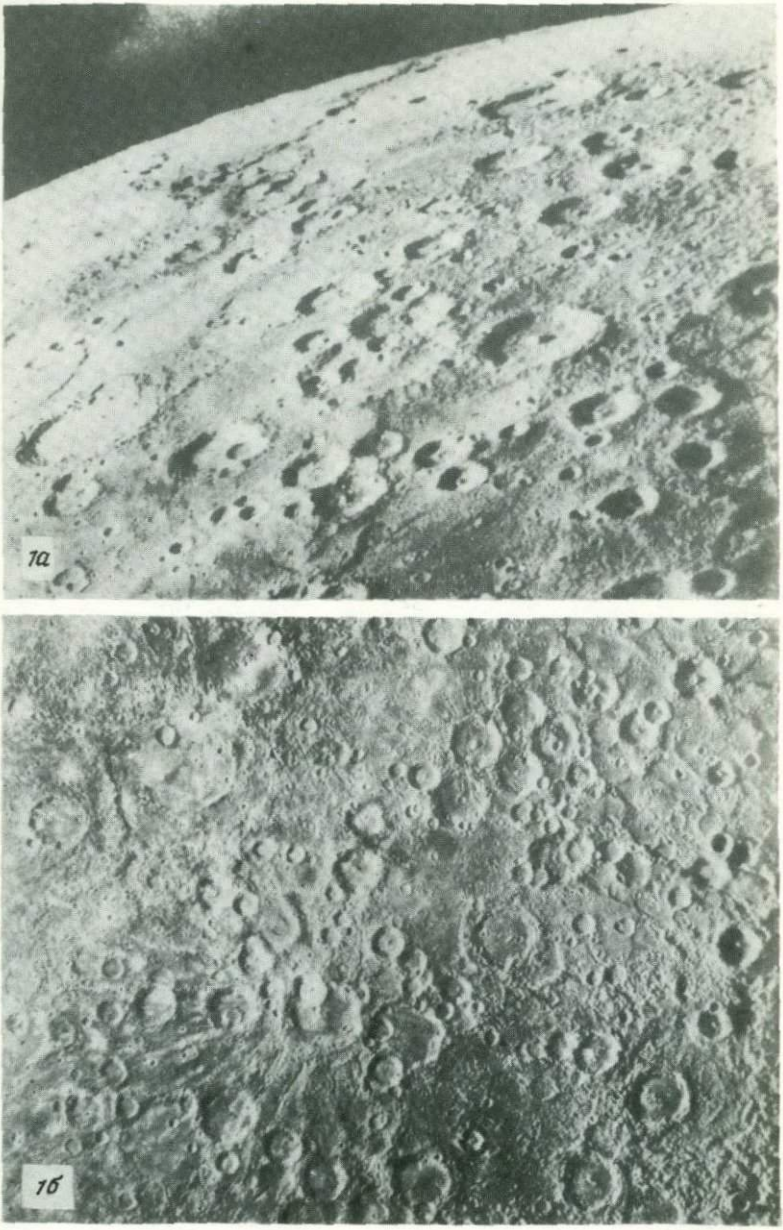


Рис. 1. Поверхность Меркурия

а — снимок сделан КА "Маринер-10" с расстояния в несколько сотен километров; *б* — мозаика района кратера Койпера (долгота 0,72°, широта ± 25°), составленная по снимкам, сделанным КА "Маринер-10"

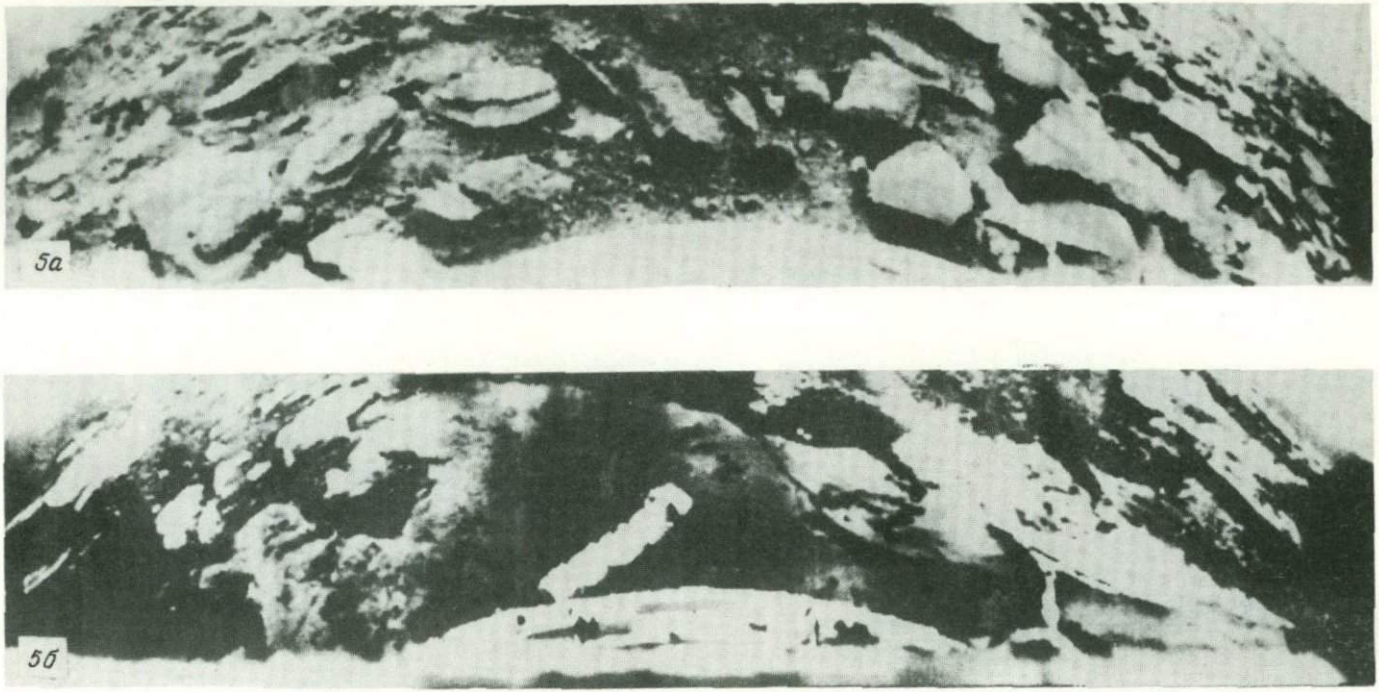


Рис. 5. Панорамные изображения поверхности Венеры, полученные на АМС "Венера-9" (*а*) и "Венера-10" (*б*)

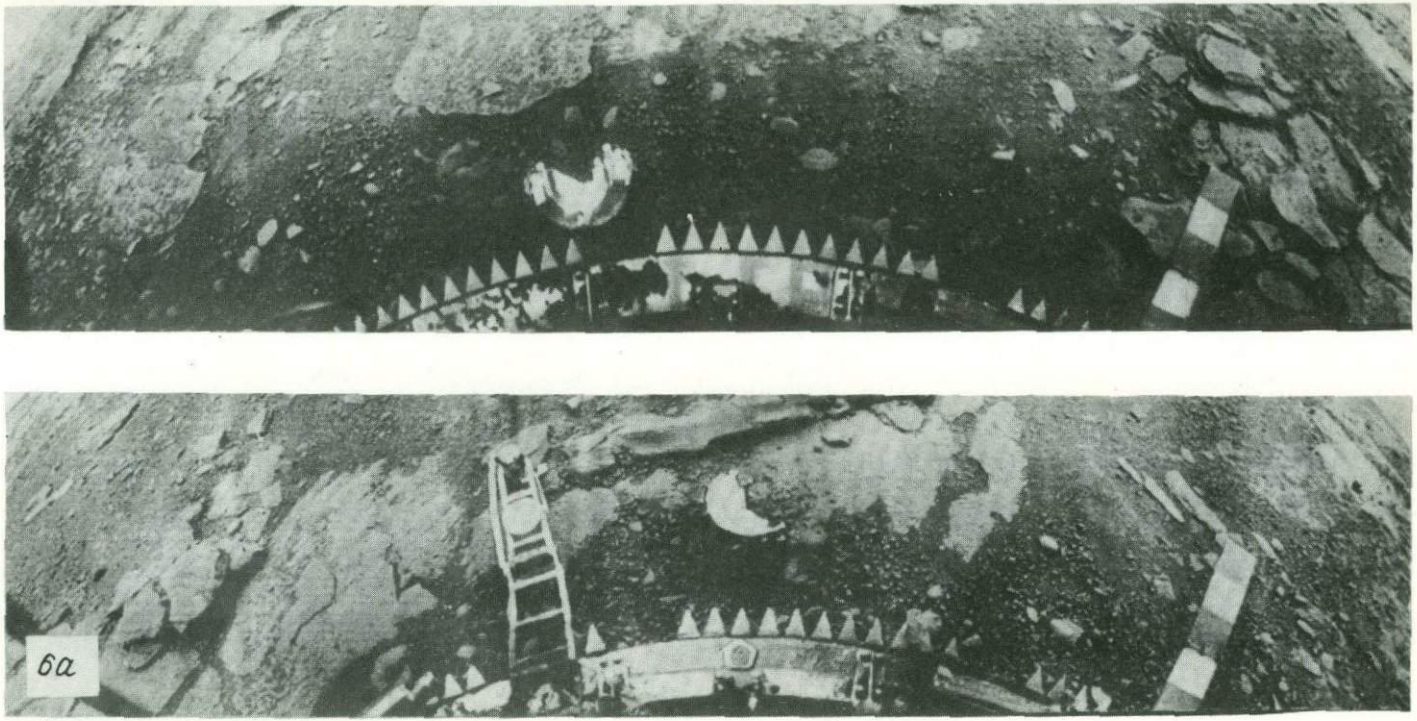
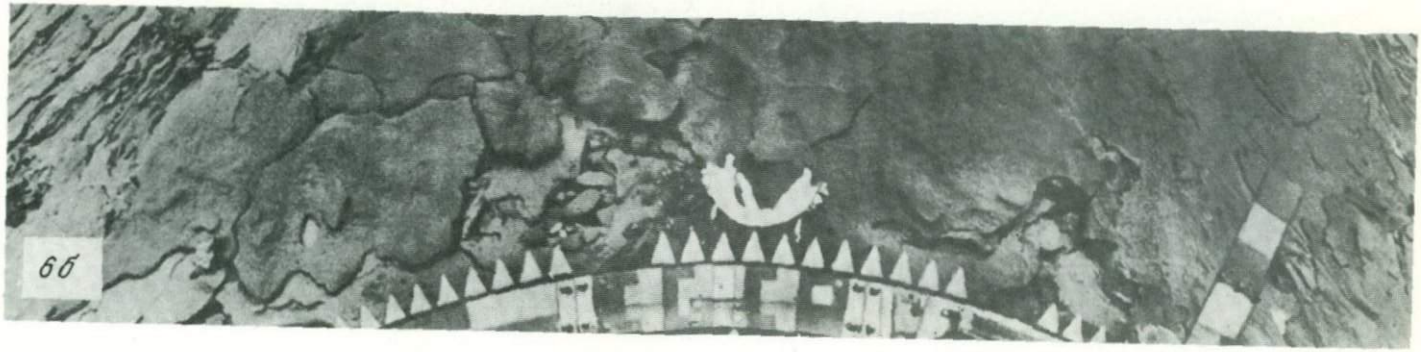


Рис. 6. Панорамные изображения поверхности Венеры, полученные на АМС "Венера-13" (*а*) и "Венера-14" (*б*)





6б

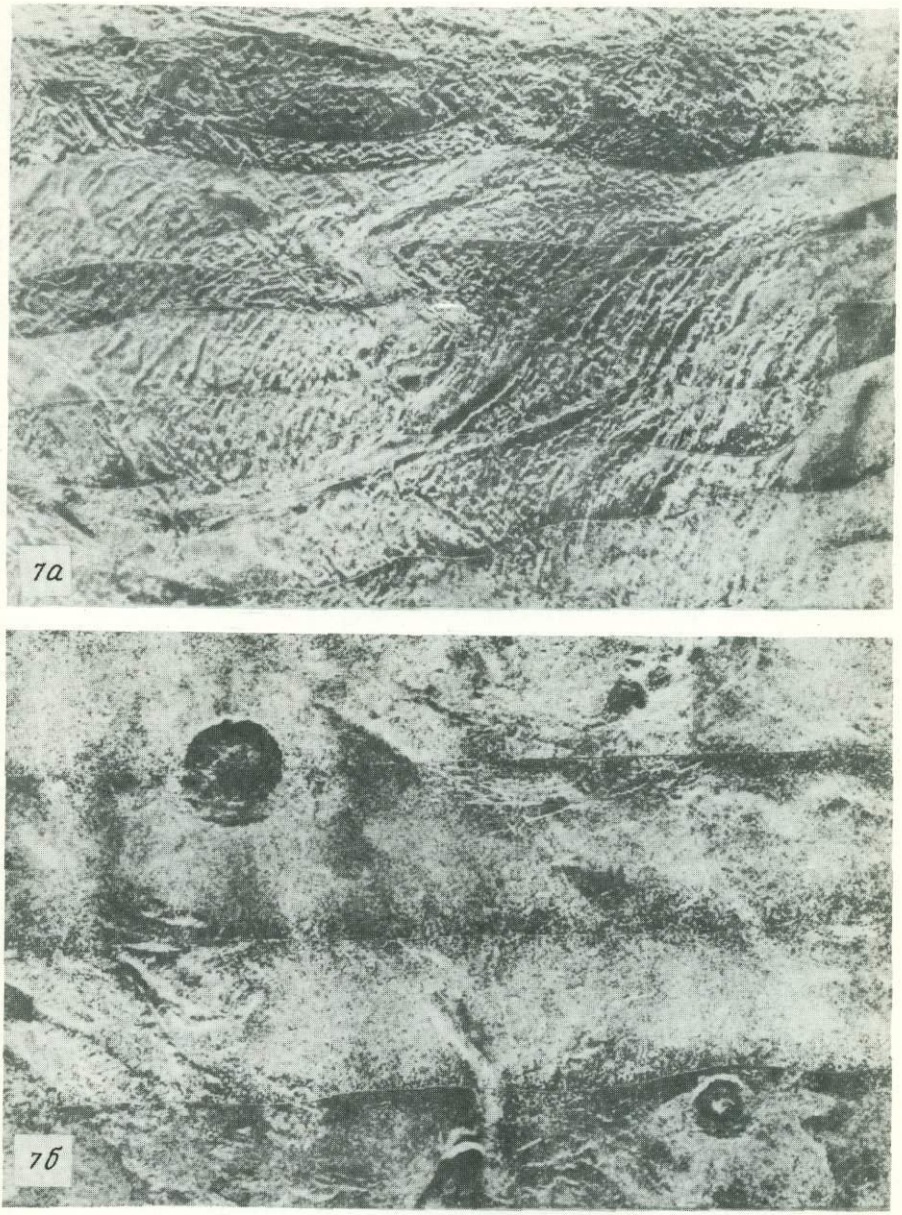


Рис. 7. Фотомонтаж радиолокационных изображений поверхности Венеры, полученных на АМС "Венера-15" и "Венера-16"

а — область диагонально пересекающихся хребтов и долин в районе Земли Иштар, сформировавшихся в результате интенсивных тектонических нарушений в коре Венеры (размер площади, изображенной на снимке, — 800 × 1200 км^2); *б* — равнина Седны к югу от Земли Иштар, сформировавшаяся в результате площадных базальтовых излияний (размер площади, изображенной на снимке, — 800 × 1200 км^2); *в* — крупные (в поперечнике сотни километров) кольцевые структуры — овоиды, образовавшиеся в результате совместного действия вулканических и тектонических процессов (размер площади, изображенной на снимке, — 800 × 1200 км^2); *г* — крупные ударные кратеры на равнинной поверхности к северо-востоку от области Бэлл (размер площади, изображенной на снимке, — 500 × 750 км^2)

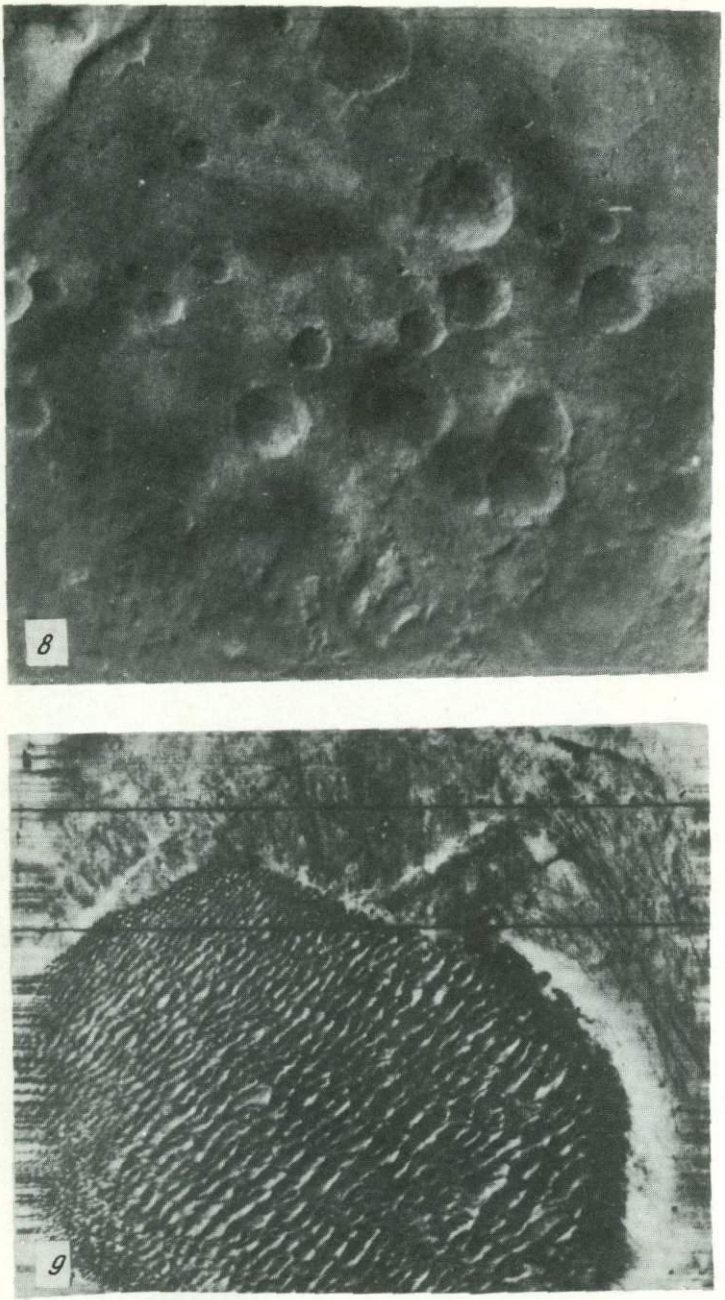


Рис. 8. Поверхность Марса в районе Эритрейского моря. Снимок сделан с АМС "Марс-5" с расстояния 1800 км. Площадь изображенной поверхности 100 × 100 км^2 [159]

Рис. 9. Поверхность Марса в районе слоистых отложений (песчаных дюн). Снимок сделан с КА "Маринер-9". Размер дюнного поля 150 км. Расстояние между дюнами — 1 км



Рис. 10. Панорамы поверхности Марса в районе посадки КА "Викинг-1" (*а*) и "Викинг-2" (*б*)



Рис. 10 (окончание)

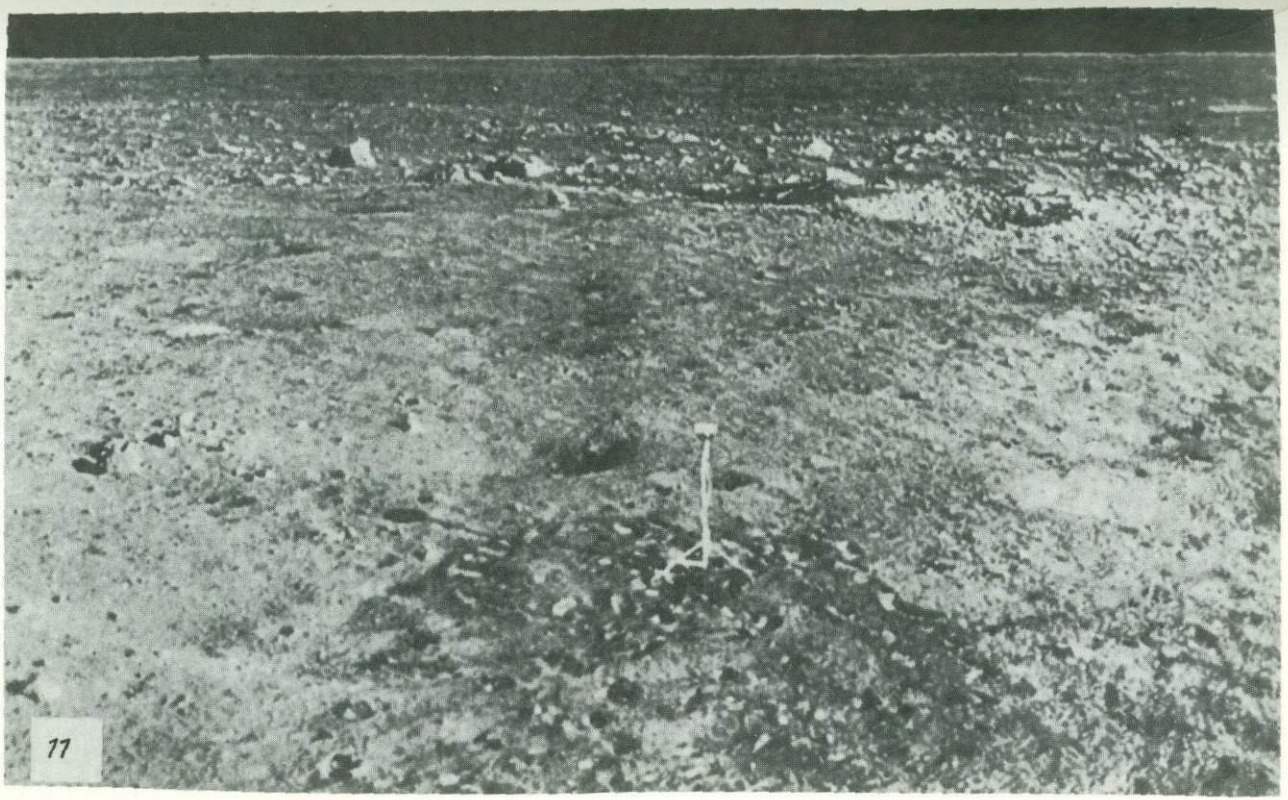


Рис. 11. Поверхность Луны в районе юго-западной части Моря Спокойствия. Снимок сделан с посадочного модуля КА "Аполлон-11"

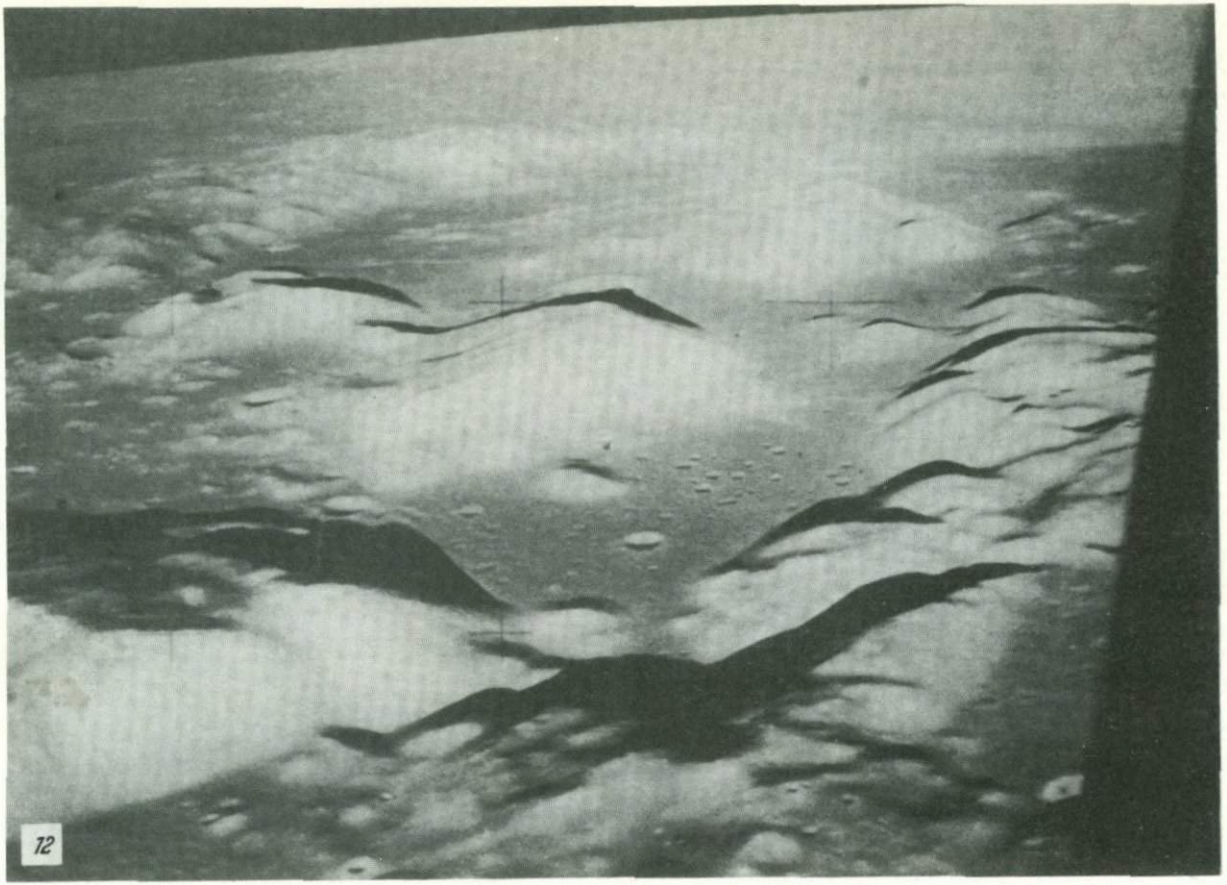
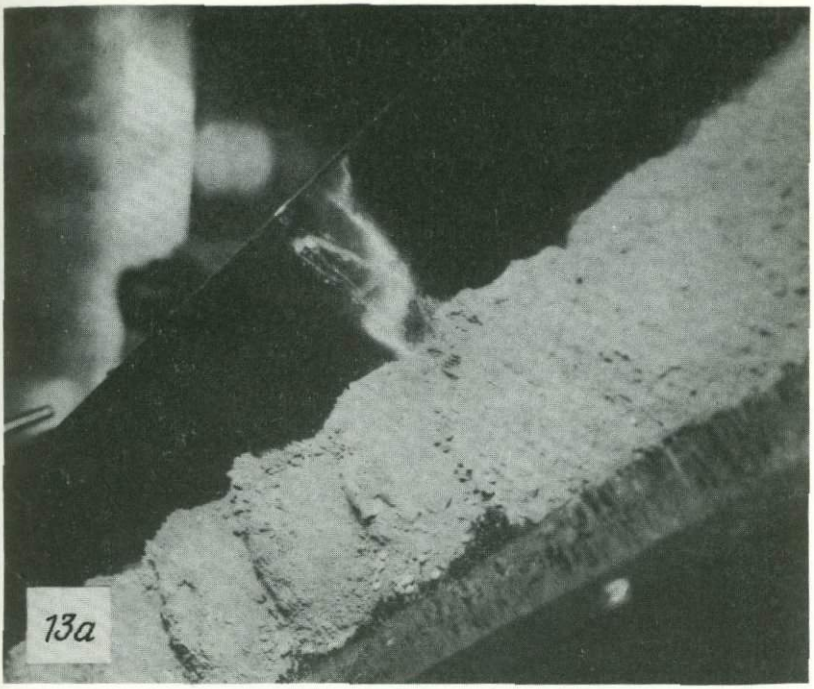


Рис. 12. Поверхность Луны в районе Тавр-Литтров. Снимок сделан с орбиты спутника Луны КА "Аполлон-17"



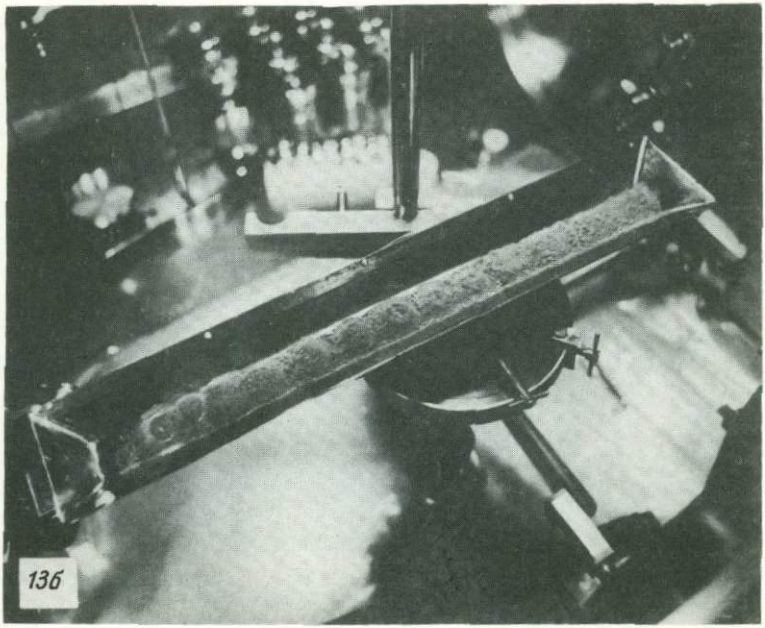


Рис. 13. Лунная порода (реголит), доставленная на Землю АЛС "Луна-16" (*а*), лунный грунт на лотке в приемной камере (*б*)

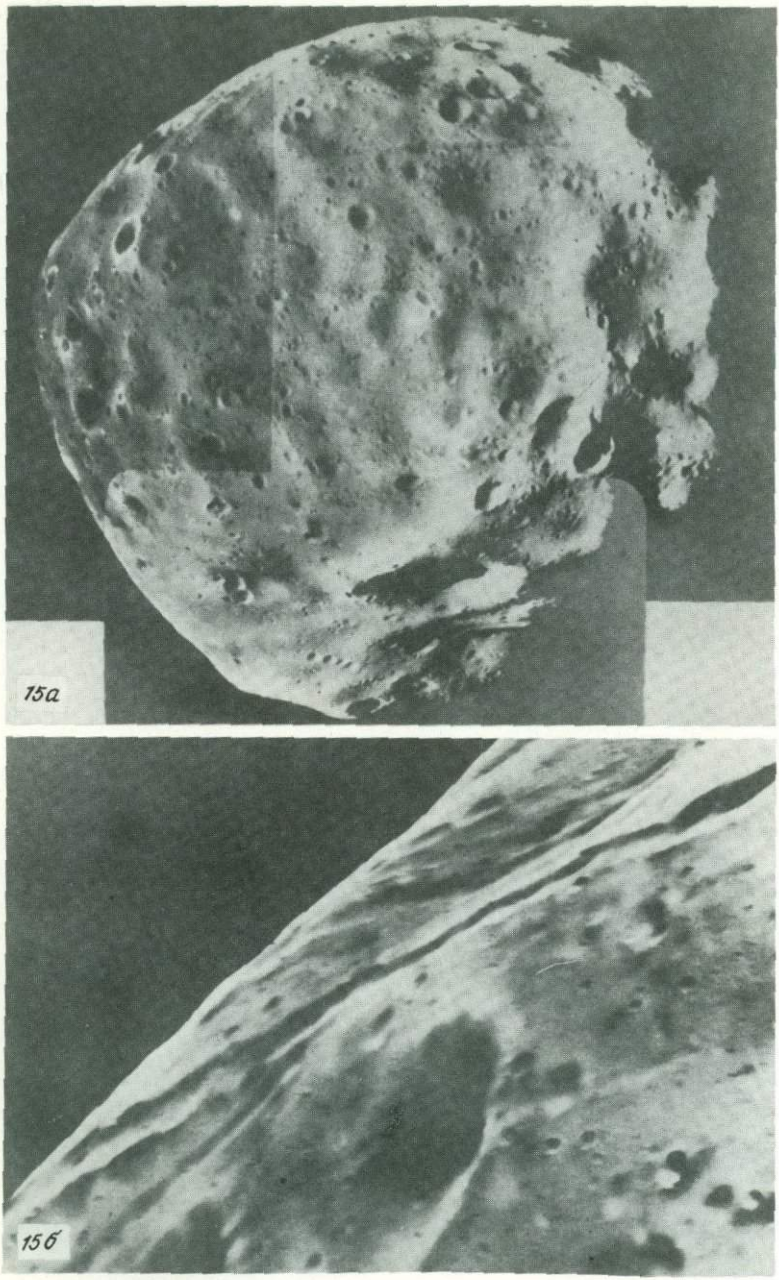
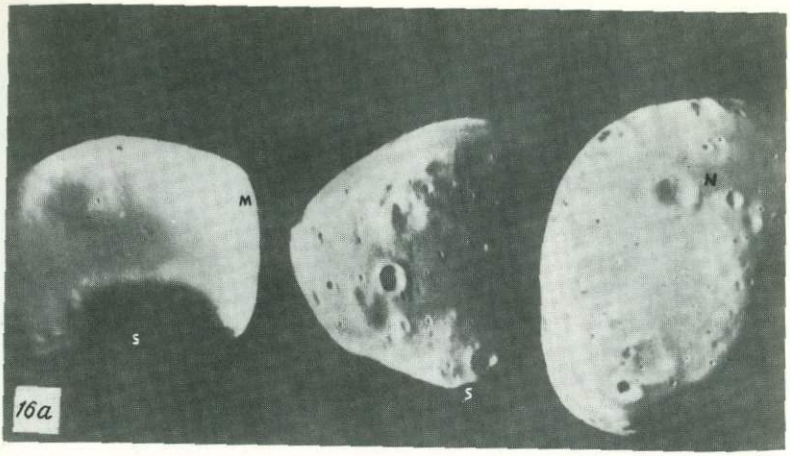


Рис. 15. Спутник Марса Фобос
а — снимок сделан с КА "Викинг-1" с расстояния 480 км; *б* — снимок сделан с КА "Викинг-1" с расстояния 120 км (показана область размером 3 × 3,5 км)



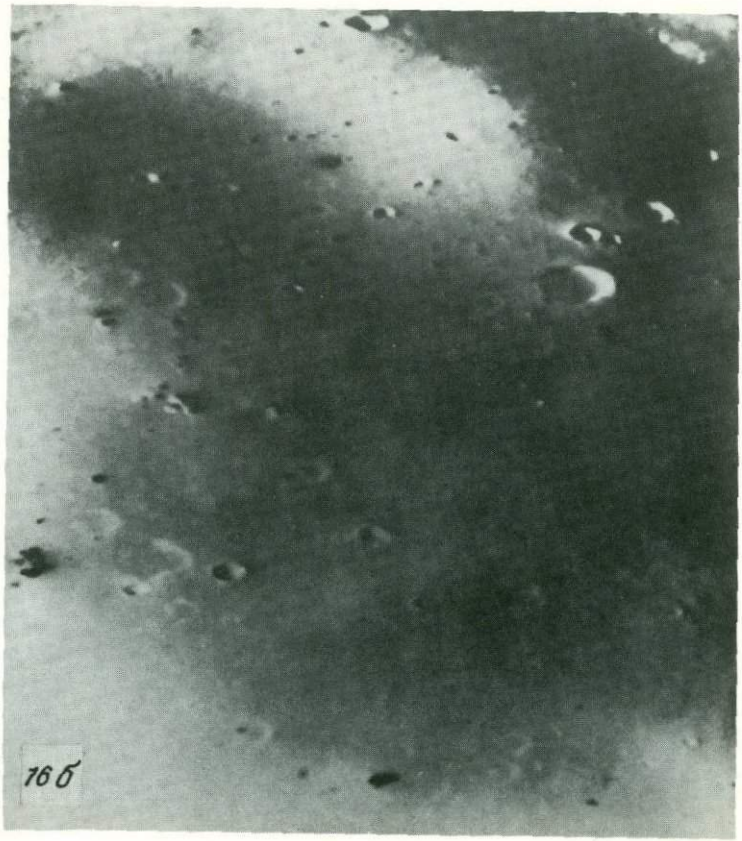


Рис. 16. *Спутник Марса Деймос. Снимок сделан с КА "Викинг-2"*
а — снимки сделаны с расстояний 1400, 1900 и 500 км; *б* — снимок сделан с расстояния 50 км. Размер снимка 1,2 × 1,5 км. Различаются детали до 3 м





Рис. 17. Спутник Юпитера Ио. Снимок сделан с КА "Вояджер-1"

Рис. 18. Спутник Юпитера Ганимед. Снимок сделан с КА "Вояджер-1"

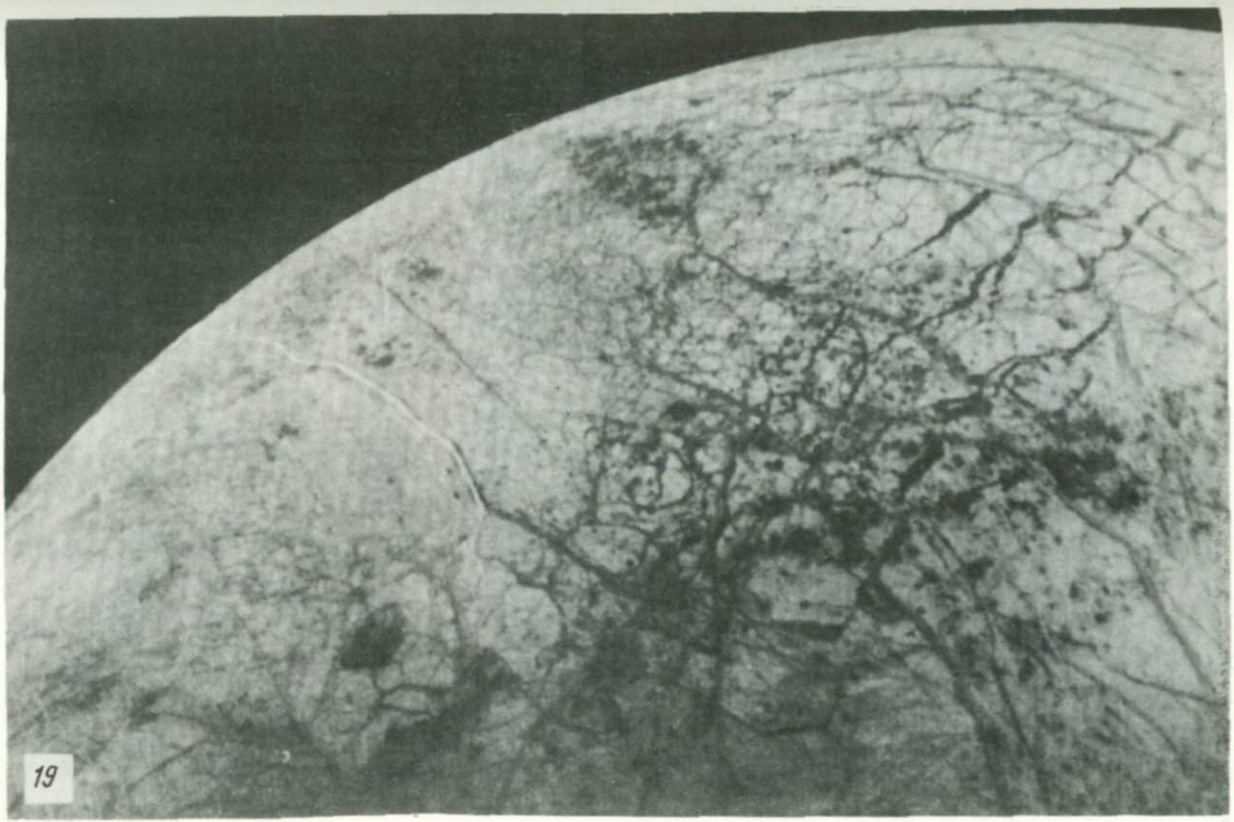


Рис. 19. Спутник Юпитера Европа. Снимок сделан с КА "Вояджер-1"

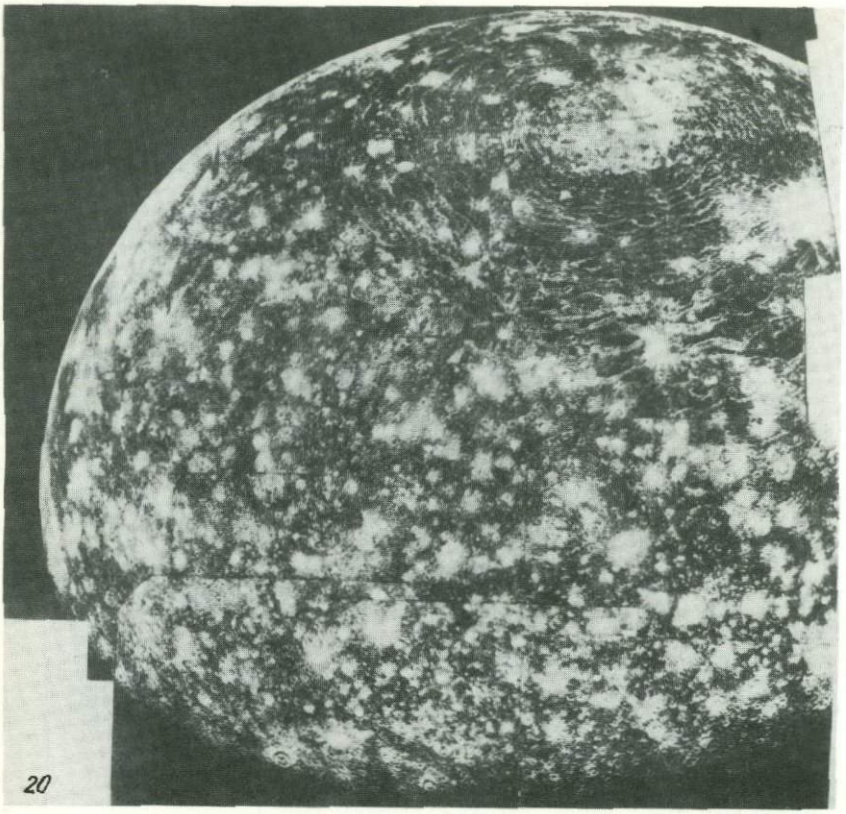


Рис. 20. Спутник Юпитера Каллисто. Снимок сделан с КА "Вояджер-1"

(как среды, определяющей возможность биосферы в прошлом), поиски современной вулканической активности и т.д. Известное противоречие между сухой разреженной современной атмосферой Марса и следами деятельности текучих вод в прошлые эпохи ставит вопрос о причинах резких изменений климата на планетах. С этим вопросом тесно связана проблема возможного существования на Марсе в прошлом и в настоящем каких-либо форм жизни.

Проблема жизни на Марсе имеет широкое общенаучное значение. Если бы оказалось возможным обнаружить на планете существование живых систем, были бы получены доказательства неединственности земной жизни и открыты пути к пониманию ее происхождения и эволюции в Солнечной системе.

Анализ физических условий на Марсе и сопоставление с условиями на Земле показывают, что жизнь на поверхности Марса может быть представлена микроскопическими формами и носить очаговый характер (в местах наибольшей влажности, наиболее высоких температур, наименьшего радиационного облучения и т.д.).

Первые попытки поиска жизни на Марсе, предпринятые по программе "Викинг", встретились с рядом трудностей и не дали однозначного ответа [325]. Оценивая результаты этого поиска в целом, следует отметить прежде всего два обстоятельства: во-первых, в данных исследованиях использовались лишь некоторые из потенциальных возможностей обнаружения жизни на Марсе; во-вторых, результаты биологических экспериментов не исключают присутствия живых систем на Марсе и даже в изученных, неблагоприятных по условиям районах Марса.

Проблема поиска жизни на Марсе оказалась значительно сложнее, чем это предполагалось ранее. По-видимому, потребуется проведение более сложных экспериментов для подтверждения существования жизни на Марсе в прошлом или настоящем.

Исследования Марса, проводившиеся в последние годы на советских и американских космических аппаратах, дали ответ на многие вопросы. Вместе с тем выявилось и множество новых явлений, которые пока не находят должного объяснения. В геологическом аспекте дальнейшее развитие представлений о Марсе выдвигает на первое место решение следующих проблем [162].

1. Характер вещества марсианской коры и степень его дифференцированности (определение типа дифференциации вещества (земной или лунный), преобладавшего на Марсе, имеют ли реликты ранней коры Марса анортозитовый состав пород, наличие гранитов и других крайних продуктов дифференциации, что имеет важное значение для решения проблемы гранитизации земной коры, выяснение роли метеоритных ударов в формировании коры Марса).

2. История активности марсианских недр (время образования коры материкового типа и вулканитов северных равнин, определение абсолютного возраста щитового вулканизма Марса и наличие следов современного вулканизма, который проявляется на Земле, но, по-видимому, в основном затух на Луне более 3,0 млрд. лет назад, какова история палеомагнетизма Марса).

3. Роль летучих, прежде всего воды, в глубинном преобразовании первичных пород Марса (выявление специфики метаморфических процессов на Марсе, есть ли проявление процессов метасоматоза и гидротермального рудообразования).

Проявление глубинных процессов и рудообразования с участием воды очень характерно для Земли, но неизвестно в образцах лунных пород.

4. Роль воды в преобразовании поверхности Марса, специфика дегазации недр планеты и история ее атмосферы (выявление степени химического выветривания на Марсе, были ли на Марсе более теплые и влажные эпохи, как они связаны с изменением активности Солнца и составом атмосферы Марса, есть ли осадочные породы земного типа — глины, известняки, растворимые соли и т.п., степень окисления пород марсианской поверхности и какой процесс привел к окислению ее, детальный анализ атмосферы Марса).

5. Поиски следов былой жизни (есть ли признаки биогенных образований на Марсе — остатки микроорганизмов, следы жизнедеятельности — морфологические, минералогические, химические, изотопные и признаки процессов типа земного почвообразования).

ГЛАВА 5

СПУТНИКИ ПЛАНЕТ

Последние два десятилетия интенсивного изучения Солнечной системы с помощью космических средств значительно расширили наши представления о спутниках планет. Как известно, для построения полной истории Солнечной системы, и в частности истории нашей планеты, необходимы данные о космических телах, находящихся на различных этапах эволюционного развития. Данных о планетах земной группы недостаточно, а информация о дальних планетах остается пока еще весьма ограниченной.

Таблица 20

Основные физические параметры спутников и их орбит

Планета	Спутник	Радиус (R), км	Масса (М), $n \cdot 10^{23}$ г
1	2	3	4
Земля	Луна	1738	735
Марс	Фобос	(13,5 ± 0,5; 10,8 ± 0,7; 9,4 ± 0,7)	
	Деймос	($7{,}5^{+3}_{-1}$; 6,1 ± 1,0; 5,5 ± 1,0	
	Ио	1820 ± 10	891
	Европа	1500 ± 100	487
	Ганимед	2635 ± 25	1490
	Каллисто	2500 ± 150	1065
	Амальтея	120 ± 30	
	Гималия	85 ± 10	
Юпитер	Элара	40 ± 10	
	Пасифе	18	
	Синопе	14	
	Лиситея	12	
	Карме	15	
	Ананке	10	
	Леда	5	
	Мимас	170	0,37 ± 0,01
	Энцелад	250	0,85 ± 0,03
	Тефия	500	6,26 ± 0,11
	Диона	575 ± 100	11,6 ± 0,3

Этим прежде всего и объясняется интерес к малым телам — спутникам планет, астероидам, метеоритам.

Вся прошлая история астрономических наблюдений привела к открытию лишь наиболее крупных спутников и описанию их орбит. Сегодняшние исследования малых тел с помощью космических средств убедили нас в том, что каждое из них имеет свое неповторимое лицо и свою историю, которые, по-видимому, генетически связаны с самими планетами.

К настоящему времени открыто 44 спутника планет. Как известно, Земля имеет один спутник, Марс — два, Юпитер — шестнадцать, Сатурн — семнадцать, Уран — пять, Нептун — два, Плутон — один. В табл. 20 приведены физические характеристики и параметры орбит наиболее изученных спутников [6, 103, 387]. По характеру орбит спутники подразделяются на регулярные (имеющие прямое вращение и почти круговые орбиты с малым наклоном к экваториальной плоскости планеты) и нерегулярные (имеющие прямое или обратное вращение, эллиптические орбиты с большим наклоном к экваториальной плоскости планеты). Луна вследствие аномально большого отношения ее массы к массе планеты считается нерегулярным спутником.

Размеры спутников определялись путем визуальных измерений с помощью наземных телескопов [245], путем регистрации времени прохождения спутника перед яркой звездой или времени захода за Луну [223, 406, 407], по оценкам альбедо [209, 238, 386, 394, 548] и другими методами. Массы и плотности также в большинстве случаев определены с помощью наземных наблюдений [212, 248, 336], однако более точные данные получены с помощью космических аппаратов "Маринер-9", "Пионер-10", Вояджер-1, -2" и других. Ниже мы более подробно познакомимся лишь с на-

Плотность (ρ), г/см^3	Радиус орбиты, 10^3 км	Период вращения, сут	Эксцентриситет	Наклонение, град
5	6	7	8	9
3,34	384,4	27,3217	0,05490	18,2–28,6
	9,37	0,3189	0,0150	1,1
	23,52	1,262	0,0008	0,9–2,7
3,52 ± 0,10	421,6	1,769	0,000	0,0
3,45 ± 0,75	670,9	3,551	0,000	0,5
1,95 ± 0,08	1070	7,155	0,001	0,2
1,62 ± 0,34	1880	16,689	0,01	0,2
	181,3	0,489	0,003	0,4
	11470	250,6	0,158	27,6
	11740	260,1	0,207	24,8
	23300	735	0,38	145
	23700	758	0,28	153
	11710	260	0,130	29,0
	22350	692	0,21	164
	20700	617	0,17	147
	11110	240	0,146	26,7
1,4	186	0,942	0,0201	1,5
1,3	238	1,370	0,0044	0,0
1,2	295	1,888	0,0000	1,1
1,45 ± 0,80	377	2,737	0,0022	0,0

Таблица 20 (окончание)

1	2	3	4
Сатурн	Рея	800 ± 125	18,2 ± 31,8
	Титан	2900 ± 200	1401 ± 2
	Гиперион	110	
	Япет	800 ± 100	22,4 ± 10,9
	Феба	40	
	Янус	~110	
Уран	Ариэль	400	
	Умбриэль	275	
	Титания	500	
	Оберон	450	
	Миранда	150	
Нептун	Тритон	1600	3400 ± 2000
	Нереида	150	
Плутон	Харон	400	

иболее крупными или близкими к Земле спутниками, которые в недалеком будущем могут явиться предметом практического изучения с помощью космических средств. К некоторым из них (к спутникам Марса и Юпитера) уже направлялись космические аппараты, другие (Титан) становятся предметом все более возрастающего внимания, наконец, Луна, по-видимому, не перестанет представлять интерес, хотя она уже достаточно хорошо изучена.

ЛУНА

Луна в последние два десятилетия была объектом особого внимания. Ввиду большого размера Луны, изучение ее внутреннего строения и состава коры открыло путь к пониманию истории формирования планет земной группы, и в частности Земли. Кроме того, исследование рельефа поверхности, а также структуры и свойств лунной породы позволило понять условия формирования поверхности малых тел, лишенных атмосферы (спутников планет, астероидов, метеоритов). Наконец, изучение состава породы и ее радиоактивности позволило получить важную информацию о космических лучах, метеоритных потоках и вспышках на Солнце, происходивших в далеком прошлом. Все эти обстоятельства обусловили большой интерес к Луне, особенно если принять во внимание относительную близость ее расположения к Земле. Луна стала своего рода естественным полигоном для изучения тел Солнечной системы и космического пространства. К Луне было направлено около 50 различных космических аппаратов, которые совершали облет Луны, посадку на ее поверхность и доставку лунного грунта из ряда наиболее интересных районов. В результате этих полетов получен столь большой объем принципиально новой научной информации (особенно при изучении лунного грунта), что на обработку и осмысление его потребуются еще многие годы. Вместе с тем эти исследования дали возможность уточнить и основные физические характеристики Луны, которые были известны ранее:

Масса $7{,}33 \cdot 10^{25}$ г
Средний диаметр 3476 км
Ускорение силы тяжести 1,62 см/с^2

5	6	7	8	9
	527	4,518	0,0010	0,4
1,37 ± 0,60	1222	15,95	0,0289	0,3
	1481	21,28	0,1042	0,4
	3560	79,33	0,0283	14,7
	12930	550,4	0,1633	150
	159,5	0,74896	0	0
	192	2,520	0,0028	0
	267	4,144	0,0035	0
	438	8,706	0,0024	0
	586	13,46	0,0007	0
	130	1,4135	0,017	3,4
	354	5,877	0,00	160,0
	5510	365,2	0,75	27,6
	17	6,39		

Средняя плотность	3,33 г/см^3	Температура поверхности	
Среднее удаление от Земли	384 000 км	дневная	407 K
перигей	356 410 км	ночная	120 K
апогей	406 740 км	Давление у поверхности (у утреннего терминатора)	10^{-14} атм
Наклон плоскости орбиты к плоскости эклиптики	$-1^\circ 32'$	Напряженность магнитного поля (в шлейфе Земли)	4 γ
Время обращения вокруг Земли	1 сут	Геологический возраст	4,5—4,6 млрд. лет

Происхождение и формирование Луны. Несмотря на обилие нового фактического материала и значительный прогресс в понимании вопросов лунной истории, происхождение Луны по-прежнему остается загадкой. Парадокс заключается в том, что все давно разрабатываемые гипотезы получили в той или иной мере дополнительные аргументы в пользу их существования. Обсуждаются четыре основные гипотезы происхождения Луны: отторжения, согласно которой Луна выделилась из мантии Земли; совместного происхождения, по которой Луна и Земля образовались как двойная планета путем аккреции сходного родительского вещества; захвата, согласно которой Луна образовалась где-то в Солнечной системе и лишь впоследствии была захвачена Землей; образования Луны путем объединения кольца планетезималей, некогда окружавших Землю.

Каждая из этих гипотез имеет ряд серьезных возражений, вследствие чего долгое время не удается отдать предпочтение какой-либо из них. Научные данные последних лет позволяют более критично рассмотреть эти гипотезы и на основании этого несколько сузить круг различных представлений о происхождении Луны.

Результаты исследования лунного вещества, доставленного на советских и американских космических аппаратах, не позволили привести серьезные аргументы против гипотезы отторжения, предложенной еще в 1880 г. Дж. Дарвиным. Многие различия в валовом химическом составе

Земли и Луны, и прежде всего большой дефицит сидерофильных элементов в последней, которые хорошо объясняются гипотезой лунного отрыва из мантии Земли при ее быстром вращении, по-прежнему привлекают внимание ряда исследователей к дальнейшей разработке именно этой гипотезы происхождения Луны. В частности, прежние затруднения гипотезы деления, связанные с невозможностью свести энергетический баланс, были преодолены введением длительной (0,5 млрд. лет) фазы геосинхронизма — синхронного вращения системы Земля—Луна при расстоянии ~ 3 земных радиусов между ними. Введение такой фазы позволяет объяснить ряд особенностей геохимической, морфологической и магнитной истории Луны. Однако тот факт, что Луна сама является дифференцированным телом и имеет свою тепловую историю, хотя и отличную от земной, не свидетельствует в пользу гипотезы отторжения Луны от Земли.

Гипотеза совместного происхождения, развитая Койпером [335], предполагает, что система Земля—Луна аналогична системам двойных звезд — двух тел, образовавшихся в близости друг к другу путем аккреции из сходного родительского вещества. Многие процессы в этом случае становятся объяснимыми, однако трудно объяснить низкую плотность Луны по сравнению с плотностью Земли. Это затруднение можно обойти, если предположить физическое фракционирование во время процесса аккреции, которое сконцентрировало бы металлическое железо в Земле, но соответствующий механизм не очевиден. По мнению сторонников данной концепции, тесная связь между этими двумя одновременно образующимися планетными телами прослеживается, например, в результате совпадения изотопного состава кислорода в лунных и земных породах при отличии его от состава метеоритов.

В предложенной Юри [519] гипотезе захвата Луна рассматривается как реликт того поколения первичных тел Солнечной системы, из которых при помощи сложных механизмов аккреции и фракционирования образовались существующие сейчас планеты земной группы. Основной аргумент в пользу этой гипотезы основан на различии отношения распространенностей Fe/Si, которое на Солнце считалось намного более низким, чем на Земле и в хондритах. Автор объяснял низкую плотность Луны низким отношением Fe/Si, подобным тому, которое характерно для Солнца и, по-видимому, веществу протопланетной туманности. Однако последние исследования показали, что распространенность железа на Солнце намного выше, чем давали прежние оценки, и этот аргумент оказался неубедительным. Наконец, и сам процесс захвата чрезвычайно маловероятен.

Гипотеза происхождения Луны путем объединения кольца планетезималей впервые была высказана Эпиком [408]. Он представлял себе это кольцо до некоторой степени аналогичным кольцам Сатурна, но гораздо более массивным, вращающимся на удалении 5—8 земных радиусов от поверхности Земли. Развивая гипотезу Эпика, Рингвуд [446] предположил, что на последних стадиях аккреции Земли у нее была массивная первичная атмосфера, а температура была достаточно высокой для селективного испарения существенной доли силикатов. Впоследствии, когда Солнце проходило через фазу высокой активности, эта атмосфера диссипировала. Распад и диссипация первичной атмосферы и связанные с этим ее расширение и охлаждение вызвали конденсацию силикатов в виде кольца планетезималей, окружавшего Землю. Этому кольцу была свойственна неустойчивость, и его частицы объединились, образовав Луну. Целый ряд аргументов свидетельствует в пользу гипотезы Эпика—Рингвуда. Так, низкая плотность Луны и характерная для нее до некоторой степени неоднородность, проявляющаяся в моменте инерции, совместима с ее обра-

зованием из силикатных планетезималей. Крайне низкая распространенность сидерофильных элементов в сочетании с отсутствием у Луны металлического ядра указывает на удаление из родительского материала некоторой части железа и практически всех благородных металлов еще до аккреции (очевидно, эти элементы остались на Земле). Летучими элементами Луна значительно обеднена по сравнению с их вероятной распространенностью в Солнечной системе. Потеря этих элементов вполне объяснима, если кольцо планетезималей подвергалось воздействию высоких температур. С другой стороны, присутствие тугоплавких элементов в лунных горных породах в заметно повышенных концентрациях, подтверждает мысль о фракционировании элементов на высокотемпературной стадии развития планетезималей.

В ряде аккреционных моделей образования Луны, развиваемых в последнее время, предложены различные механизмы, приводящие к обеднению Луны летучими элементами. Так, в динамической модели образования Луны из околоземного роя предполагается, что ее активная аккумуляция началась в то время, когда масса растущей Земли достигла уже примерно половины ее современной величины. При этом, по подсчетам Рускол [120], прозрачность околоземного роя на периферии была достаточно велика, чтобы атомы летучих элементов, высвободившиеся при испарении вещества в процессах соударения твердых частиц и тел, были частично удалены из роя под действием солнечного ветра. В то же время во внутренней, менее прозрачной части роя большинство элементов сохранилось за счет последующей конденсации испарившихся атомов на твердых частицах. Таким образом, отсеивание летучих элементов из наружной части роя, поставляющей материал для формирования Луны в основном на последних этапах ее роста, должно было привести к некоторому дефициту на Луне летучих элементов. Имеются и другие объяснения основных различий в составе (следовательно, и плотности) Луны и Земли, которые свидетельствуют в пользу аккреционной модели образования Луны.

Относительно дальнейшей эволюции Луны также пока нет общепринятой точки зрения. Однако большинство исследователей придерживаются мнения, что на Луне существовало несколько периодов активности. Об этом, в частности, свидетельствуют данные по возрастам лунных пород из различных районов Луны, доставленных на Землю. Более ранние периоды активности связывают с аккрецией, когда происходила крупномасштабная дифференциация вещества и образование первичной примитивной коры, которая встречается сейчас в материковых районах. Более поздние периоды связывают с местными прогревами вещества и его локальной дифференциацией за счет радиогенного тепла. В этот период на поверхности Луны образовались все крупные морские бассейны.

Были предложены различные гипотезы, позволяющие объяснить разогрев и дифференциацию вещества в ранний период существования Луны за счет быстрой генерации тепла. Генерация тепла могла происходить непосредственно в процессе аккреции за счет превращения кинетической энергии мелких частиц или планетезималей в тепловую энергию. Однако при таком механизме генерации тепла весьма существенна скорость аккреции. Если аккреция была медленной, то выделявшееся тепло диссипировало в межпланетное пространство с той же скоростью, с какой оно генерировалось. В этом случае маловероятен процесс интенсивного прогрева большой толщи вещества. Если предположить, что аккреция протекала быстро, тогда большая часть тепла должна была оставаться в Луне. В этом случае сохранение энергии аккреции могло привести, согласно расчетам, к плавлению 300—500-километрового наружного слоя Луны.

В последнее время гипотеза быстрой аккреции находит все больше сторонников, и, таким образом, механизм генерации тепла за счет энергии аккреции представляется весьма вероятным в ранней истории Луны.

Изотопные оценки возраста ударного метаморфизма позволили сделать заключение, что метеоритная бомбардировка, являвшаяся естественным продолжением процесса аккреции вещества допланетной стадии в планетные тела, прошла через максимум около 4 млрд. лет назад, когда в относительно короткий промежуток времени образовались крупные многокольцевые бассейны типа бассейна Моря Восточного или бассейна Моря Дождей. В этот же период имели место последние стадии подъема и кристаллизации расплавов, являющихся сильно фракционированными остатками расплавленной оболочки. Породы из этих расплавов, обогащенные щелочами, радиоактивными и редкоземельными элементами и фосфором, как показали орбитальные гамма-съемки, распространены в южной части бассейна Моря Дождей и в районе выбросов к юго-западу от него. Вскоре после образования бассейна Моря Восточного интенсивность потока падающих тел быстро уменьшилась, и начался второй длительный этап геологической истории Луны — морской, связанный с периодом заполнения бассейнов высокожелезистыми базальтовыми породами. О спокойном характере лунного вулканизма свидетельствует относительно малый объем излияний морских базальтов, составляющий не более 1% от объема коры. В отличие от материковых пород морские базальты в основном сохранили свои первичные магматогенные структуры в связи со значительным сокращением ударного метаморфизма в эту эпоху. Термодинамические исследования закономерностей распределения элементов группы железа в оливинах различного генезиса свидетельствуют, что образование морских базальтов по сравнению с материковыми породами происходит в более восстановительных условиях, при меньших температурах и парциальных давлениях кислорода. Важной особенностью геологии Луны является отсутствие прямой связи между ударно-взрывным явлением, приведшим к образованию бассейна, и вулканическим процессом, приведшим к заполнению его базальтами морского типа. Данный вывод вытекает из определений абсолютного возраста лунных образцов, указывающих на заметный временной разрыв в последовательности этих процессов. Так, например, для Моря Ясности он составляет 0,3 млрд. лет, а для Моря Дождей — до 0,8—1 млрд. лет.

На раннем этапе существования Луны генерация тепла могла происходить и за счет солнечного ветра (значительно более интенсивного в ту пору), и за счет распада относительно короткоживущих нуклидов (например, ^{26}Al).

Анализ результатов орбитальных гамма-съемок поверхности Луны, а также результатов лабораторных исследований радиоактивности различных пород позволили оценить средние содержания Th, U и K как для 60-километровой коры (соответственно 1,08; 0,28 и 700 г/т), так и для Луны в целом (приблизительно 0,16; 0,045 и 120 г/т) [141]. Эти данные хорошо согласуются с оценками содержаний теплогенерирующих элементов для Луны, полученных из результатов прямых измерений теплового потока в приповерхностном слое в экспедициях "Аполлона-15 и -17".

Угасание магматических проявлений на лунной поверхности в послеморской этап в сочетании со слабыми темпами ее последующей экзогенной переработки на протяжение 3—4 млрд. лет способствовали сохранению геологических структур и слагающих их пород, сформировавшихся на первых этапах эволюции Луны 4—4,5 млрд. лет назад. Основные черты химического состава реголита в различных районах Луны в основном определяются составом подстилающих коренных пород, на который, как уже

отмечалось, оказывает заметное влияние комплекс процессов, связанных с метеоритной бомбардировкой.

Однако все эти источники тепла могли играть существенную роль лишь в первые полмиллиарда лет. Вся последующая тепловая история Луны, очевидно, была связана с радиогенным теплом. Генерация тепла при распаде естественных радиоактивных элементов — урана, тория и калия — рассматривалась целым рядом авторов [298, 300, 499, 502, 520, 542].

Таким образом, в целом тепловая история Луны может выглядеть следующим образом. В соответствии с развиваемыми представлениями ее начальный этап характеризуется высокими температурами, обусловленными нагревом Луны в процессе аккреции. Эти температуры оказались достаточными для частичного расплавления Луны, по крайней мере ее внешних слоев, и последующего образования габбро-анортозитовой коры путем флотации кристаллов анортозитов, относительно обедненных радиоэлементами.

В последующий период тепловой истории Луны выделяется этап возрождения ее активности, наступивший, согласно определениям возраста лунных базальтов, примерно через 10^9 лет после образования Луны. Этот этап связан с радиогенным нагревом глубинных областей Луны, магматическим перераспределением источников тепла и переносом радиоэлементов в процессе зонной плавки к поверхностным областям Луны. В верхних, более охлажденных слоях происходила кристаллизация базальтовой магмы и отложение радиоэлементов, причем уровень их концентрации в корне должен значительно превосходить средний уровень концентрации радиоэлементов на больших глубинах. В частности, KREEP-базальты из района древнего цирка Фра Мауро в Рифейских горах прошли при своем образовании, по-видимому, наиболее глубокую дифференциацию магматических расплавов, что привело к максимальному обогащению этих пород радиоэлементами.

В некоторых работах приводятся расчеты, показывающие, что распад даже одного калия мог обеспечить прогрев и плавление лунного вещества. Вместе с тем не исключено, что тот этап эволюции Луны, который завершился образованием на Луне базальтов и анортозитов, происходил под действием совокупности ряда процессов. Возможно, что целый ряд факторов — кинетическая энергия частиц или планетоземалей, солнечный ветер и распад радионуклидов — способствовал интенсивному плавлению не менее трети лунного вещества. Таким образом, на основании геолого-морфологического исследования поверхности Луны, определения возрастов образцов породы из разных районов и изучения тепловой истории Луны можно разделить эволюцию Луны на ряд этапов, начиная с некоторого момента ее образования и до настоящего времени. Такие модели эволюции Луны рассмотрены в ряде работ. В частности, одна из моделей, которая была предложена Шмиттом [173], предполагает семь основных этапов: 1) образование Луны — 4,6 млрд. лет назад; 2) расплавление внешней оболочки — 4,6—4,4 млрд. лет; 3) формирование материков, усеянных кратерами — 4,4—4,1 млрд. лет; 4) образование огромных морских бассейнов — 4,1—3,9 млрд. лет; 5) образование светлых равнин — 3,9—3,8 млрд. лет; 6) образование морских базальтовых равнин — 3,8—3,0 млрд. лет и 7) формирование гладкой коры — от 3,0 млрд. лет до настоящего времени.

Строение поверхности и характер пород. Поверхность Луны сейчас довольно хорошо изучена. Основные морфологические типы структур были известны еще по наземным наблюдениям. Съемка с космических аппаратов позволила сделать глобальное картографирование с разрешением 500 м, а также произвести крупномасштабную съемку отдельных участков

Таблица 21

Химический состав материковых и морских пород* Луны (в вес.%) [162]

Окисел	Материковые породы					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	43,97	45,30	46,33	46,60	45,70	47,90
TiO_2	0,02	0,29	0,57	0,64	1,38	1,80
Al_2O_3	35,83	28,70	25,01	19,50	15,84	16,60
FeO	0,36	4,12	4,60	8,60	9,27	10,74
MnO	0,00	0,05	0,08	0,12	0,12	0,15
MgO	0,25	4,35	7,70	10,90	17,89	10,93
CaO	18,95	16,24	14,23	12,60	9,13	9,90
Na_2O	0,34	0,50	0,62	0,42	0,55	0,78
K_2O	0,01	0,09	0,27	0,14	0,22	0,52
P_2O_5	Не опр.	0,06	0,21	0,11	0,22	0,60
Сумма	99,73	99,70	99,62	99,63	100,32	98,92

*1 — анортозит, 2 — габбро-анортозит, 3 — анортозитовое габбро, 4 — глиноземистый базальт, 5 — неморской базальт с низким содержанием KREEP-компонентов, 6 — KREEP-базальт,, 7 — ильменитовый базальт, 8 — оливиновый базальт, 9 — триди-

с разрешением до 10 м. Наконец, с помощью посадочных КА "Луна", "Сервейор", и "Аполлон" сделаны снимки лунного рельефа в районах посадки с разрешением до 1 мм. На рис. 11 и 12 (см. вкл.) показаны снимки лунной поверхности морского и горного районов: юго-западного района Моря Спокойствия (снимок сделан с посадочного модуля КА "Апполон-11") и района Тавр-Литтров (снимок сделан с КА "Аполлон-17").

Общие оценки показывают, что "моря" составляют ~16% всей поверхности Луны, причем основная часть их расположена на видимой стороне, где по площади они занимают ~30%, в то время как на обратной — лишь ~ 3%. Горные сооружения на лунной поверхности обычно составляют обрамление крупных морских бассейнов. Максимальные высоты лунных гор достигают около четырех километров над средней сферой Луны, максимальные глубины — приблизительно на столько же ниже средней сферы.

Еще первые спутники Луны показали, что районы лунных морей покрыты базальтами. Все последующие исследования лунных образцов подтвердили, что большая часть лунных морей покрыта базальтами с высоким содержанием Fe и Ti и низким — щелочей по сравнению с земными базальтами [26]. В районе Океана Бурь и Моря Дождей встречаются также базальты, обогащенные калием, редкими землями, фосфором, ураном и торием. Основная часть материковых пород Луны представлена габбро-анортозитовыми породами.

По-видимому, вся поверхность Луны покрыта слоем мелкозернистой, слабосвязной дробленой породы (*реголитом*), толщина которого различна в разных местах. На рис. 13*а* и 13*б* (см. вкл.) показан реголит, доставленный на Землю АЛС "Луна-16".

Характерной особенностью лунных пород является отсутствие в них летучих компонентов, и в частности воды и кислорода. Поэтому в породе встречаются железо и другие металлы в неокисленном состоянии. В целом лунные породы несколько обогащены литофильными элементами и, наоборот, обеднены халькофильными и сидерофильными элементами по сравнению с основными породами земной коры.

Морские породы					
7	8	9	10	11	12
40,20	37,91	47,81	45,50	48,10	45,50
12,28	13,08	1,77	4,04	0,36	0,96
7,78	8,86	8,87	13,95	11,20	13,90
19,77	19,96	19,97	17,77	18,20	18,40
0,22	0,26	0,28	0,26	0,26	0,24
8,06	7,99	9,01	5,95	11,0	6,30
10,27	10,77	10,32	11,96	10,20	13,30
0,52	0,38	0,28	0,63	0,15	0,37
0,29	0,04	0,03	0,21	0,01	0,02
0,18	0,11	0,08	0,15	Не опр.	Не опр.
99,57	99,36	98,42	100,42	99,50	99,03

митовое габбро, 10 — пижонитовый базальт, 11 — очень низкотитанистый базальт ("Аполлон-17"), 12 — очень низкотитанистый базальт ("Луна-24").

В табл. 21 приведен химический состав материковых и морских пород [162]. Из таблицы видно, что материковые породы по минеральному и химическому составу подразделяются на две группы: группу анортозитовых пород и группу неморских базальтов. Группа анортозитовых пород характеризуется высоким содержанием Al, Ca, Mg, высоким отношением Mg/Fe. Главными породообразующими минералами этих пород являются плагиоклаз, оливин, ортопироксены и клинопироксены.

Неморские базальты характеризуются меньшими содержаниями Al и Ca и большими Fe, Mg, Ti. Важной составляющей неморских базальтов является KREEP-компонента (базальты с высоким содержанием калия и редкоземельных элементов). По сравнению с анортозитами неморские базальты имеют меньше плагиоклаза, больше низкокальциевых пироксенов. Как показали орбитальные измерения гамма-излучения [147], большую часть материковой поверхности составляют анортозитовые породы. Структура и состав этих пород указывают на их образование в результате ударно-взрывной переработки корового материала.

Морские породы представлены главным образом низкотитанистыми ($TiO_2 < 6$ вес. %) и высокотитанистыми ($TiO_2 > 8$ вес. %) базальтами. Главными породообразующими минералами морских пород являются клинопироксен и плагиоклаз, иногда оливин и ильменит. Морские базальты являются продуктами частичного плавления мафического, мантийного материала. Большое разнообразие петрохимических типов морских базальтов объясняется различной степенью и глубиной частичного плавления.

Таким образом, лунные породы сложены преимущественно пироксеном, оливином и плагиоклазом. В общем минеральный состав лунных пород подобен составу земных базальтов и анортозитов. Однако он более примитивен ввиду отсутствия на Луне воды и процессов выветривания, приведших на Земле к большому числу гидратированных минералов. В связи с этим разнообразие пород и основных характеризующих их минералов на Луне также существенно меньше по сравнению с Землей.

Данные о химическом и минеральном составах показывают, что лунные

породы из морских районов по содержанию основных элементов более подобны богатым кальцием полевошпатовым ахондритам (эвкритам), широко распространенным в земной коре, и океаническим толеитовым базальтам, а из материковых областей Луны — земным базальтам (с высоким содержанием плагиоклаза) и анортозитам.

Сравнение распространенности и соотношений химических элементов в лунных и земных породах выявляет как сходные черты, так и существенные различия. Эти данные свидетельствуют в пользу того, что породы Луны образовались в результате частичного плавления вещества внутренней зоны, обогащенной плагиоклазом и пироксеном, сегрегации расплава и выноса его на поверхность Луны.

Исследования изотопных соотношений в образцах лунных пород позволили определить средние значения возрастов кристаллизации пород в отдельных районах, установив тем самым временную последовательность возникновения современного рельефа на видимой стороне лунной поверхности. Временная последовательность событий, установленная по данным изотопных анализов, подтверждает правильность выводов, сделанных на основе астрономических наблюдений и использования принципа суперпозиции. В этой хронологии загадкой остается лишь модельный возраст реголита, который оказывается древнее возраста подстилающих пород.

Строение коры и недр Луны. На основе анализа параметров траектории спутников Луны было изучено ее гравитационное поле. Полученные данные свидетельствуют о том, что гравитационное поле Луны нерегулярно и значительно отличается от центрального. Так было установлено существование в некоторых районах поверхности аномальной силы тяжести. Эти аномалии (так называемые "масконы") наблюдались над круглыми морями диаметром более 200 км, расположенными на видимой стороне Луны (Море Дождей, Море Ясности, Море Влажности, Море Кризисов, Море Нектара). Масконы являются древним образованием, с возрастом 3—3,5 млрд. лет. Предполагается, что они могли образоваться либо в результате падения крупных тел на поверхность Луны, либо в результате какого-либо внутреннего перераспределения массы вещества. Вместе с тем имеются и некоторые трудности на пути создания убедительных доказательств в пользу любого из этих представлений, однако сам факт существования масконов говорит о многом,и в частности о существенном отклонении недр Луны от гидростатического равновесия (динамическое сжатие ϵ_d =0,00063, что в 17 раз превышает сжатие гидростатической фигуры), о наличии у Луны литосферы мощностью не менее нескольких сотен километров. Наличие масконов свидетельствует также о предварительной дифференциации недр Луны. Для объяснения наблюдаемых аномалий нужно предположить размер инородных тел в 50—100 км, расположенных на глубинах в 25—125 км. Если масконы образовались вследствие внутреннего перераспределения вещества, то где-то вблизи их должны быть пониженные концентрации масс, но убедительных подтверждений этого явления пока нет.

В последние годы получены данные и о магнитном поле Луны. Оно оказалось весьма неоднородным. Общее дипольное поле Луны, измеренное со спутников [271], равно $\sim 4\gamma$, т.е. едва превышает магнитное поле в межпланетном пространстве. Однако в различных районах лунной поверхности локальные магнитные поля достигают десятков и сотен гамм. Так, например, магнитное поле в районе посадки "Аполлона-12" равно 38γ, "Аполлона-14" — 103γ, "Аполлона-15" — 3γ, "Аполлона-16" — 327γ, "Лунохода-2" — 30γ [54, 250, 251, 453]. Было обнаружено два типа лунных магнитных полей: постоянные поля, обусловленные "древним" магнетизмом лунного вещества, и переменные поля, вызванные электрическими токами, возбужда-

емыми в недрах Луны. Напряженность постоянных полей, измеренных на Луне, составляет менее 1% напряженности магнитного поля Земли. Эти поля носят локальный характер. Так, например, измерения на "Аполлоне-12" показали, что источник поля удален от прибора на расстояние ~200 км (предполагается неглубоко залегающий диполь). Переменные поля вызываются электрическими вихревыми токами, текущими в недрах Луны. Они связаны с Луной в целом, а не с отдельными районами. Эти поля изменяются с изменением потока солнечного ветра. Магнитометрические измерения показали, что основное дипольное магнитное поле Луны вызывается вихревыми токами, возникающими в ее недрах.

Вместе с тем изучение образцов лунного грунта, доставленного на Землю, указывает на существование отдельных образцов, имеющих чрезвычайно высокую намагниченность. Это свидетельство того, что магнитное поле Луны в далеком прошлом было в тысячи раз сильнее, чем в настоящее время. Природа столь высокого магнитного поля пока не нашла убедительного объяснения. Можно лишь предполагать, что 3—4 млрд. лет назад Луна либо имела расплавленное ядро, работавшее как динамо, либо она была холодной, но каким-то образом оказалась в сильном магнитном поле. Однако впоследствии лунные недра нагрелись, и расплавившаяся порода сохранила лишь "память" об этом событии.

Изучение магнетизма Луны, возможно, позволит получить палеомагнитные данные о ранней истории Солнечной системы, так как Луна мало изменилась за миллиарды лет своего существования. Подобная магнитная информация, "записанная" в свое время в земной коре, уже стерта в результате вулканической деятельности и излияния на поверхность магнитных материалов.

О внутреннем строении Луны известно сравнительно немного. В какой-то мере строение Луны характеризуют ее средняя плотность и момент инерции. Низкая средняя плотность Луны по сравнению с Землей может свидетельствовать о том, что Луна значительно более однородна. Оценки моментов инерции по всем трем осям указывают на то, что распределение плотности по радиусу не очень отличается от однородного, причем плотность внешней оболочки Луны из-за различий в составе или температуре должна быть несколько выше, чем у недр. Отсутствие гидростатического равновесия, а также существование масконов под некоторыми круглыми морями предполагает высокую степень твердости внешних частей Луны. Так как средняя плотность Луны намного ниже средней плотности Земли и Луна не обладает общим дипольным магнитным полем, можно полагать отсутствие у Луны жидкого железного ядра.

Некоторые представления о внутреннем строении Луны получены на основании анализа сейсмических данных для Земли и земных горных пород при различных давлениях и температурах. Соответствующие модели внутреннего строения Луны созданы рядом исследователей, однако правомерность той или иной модели может быть определена только из экспериментальных данных, полученных непосредственно на Луне.

С помощью сейсмометров, доставленных "Аполлоном-12, -14 и -15", были проведены зондирования Луны с целью получения данных о скорости прохождения сейсмических волн. Интересной особенностью наружного слоя Луны оказалось наличие слоистой коры мощностью в 65 км.

На основании экспериментальных данных о скоростях прохождения продольных волн в лунных образцах, доставленных на Землю космическими станциями "Луна-16, -20, 24" и "Аполлоном-11—17", были сделаны попытки интерпретации сейсмических данных. Вблизи поверхности, до глубин 1—2 км, скорость прохождения волн соответствует слою пыли, уплотнив-

шемуся под действием собственного веса, либо раздробленным горным породам — брекчиям и осколкам горных пород. От 2 до 25 км слой лунной коры может состоять из базальтов, аналогичных базальтам, доставленным на Землю. Земным эквивалентом слоя лунной коры глубже 25 км по сейсмическим данным могут быть породы типа габбро, пироксенита или анортозиты, а для слоя глубже 65 км — вероятно, обогащенные магнием. На глубине ~ 1000 км находится зона, через которую не проходят сейсмические колебания. Предполагается, что ниже этой границы находится ядро Луны, состоящее из FeS. Судя по высокой температуре в недрах Луны и ее слабому магнитному полю, ядро должно находиться в полурасплавленном состоянии. Оценка средней плотности коры Луны дает приблизительно 2,9 г/см^3, мантии — 3,35 г/см^3, ядра — более 4 г/см^3.

С помощью сейсмометров были зарегистрированы лунотрясения с очагами, расположенными на глубине 600—1000 км. Этот факт указывает на то, что по крайней мере до этой глубины недра Луны находятся в твердом состоянии.

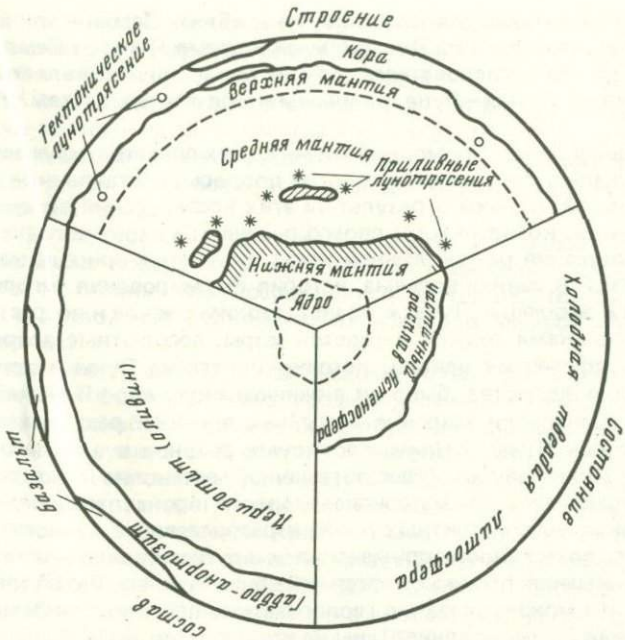
Признаков современной вулканической деятельности на Луне не обнаружено. Лунотрясения происходят редко (700—10 000 в год). Они имеют малую магнитуду (1—2 по шкале Рихтера) и чаще всего приурочены к прохождению Луны через перигей или апогей. Вероятно, приливные силы Земли в данном случае играют роль спускового механизма. Общая сейсмическая энергия Луны в 10^6—10^8 раз ниже, чем Земли. Однако, несмотря на отсутствие вулканической деятельности и низкую сейсмическую активность, современный тепловой поток Луны приблизительно вдвое выше, чем у Земли. Измеренный на поверхности Луны в морских районах (Тавр-Литтров и Борозда Хэдли) тепловой поток равен $3 \cdot 10^{-4}$ Вт/м^2 [540], что превышает расчетную величину для хондритовой модели Луны. Это обстоятельство указывает на более высокое содержание естественных радиоактивных элементов в лунной коре по сравнению с их содержанием в земной коре.

На основании этого теплового потока градиент температуры Луны должен достигать нескольких грудусов на 1 км глубины при коэффициенте теплопроводности, лежащем в интервале 0,004—0,04 Вт/мК.

Токсоц и Соломон [499] показали, что для теплового потока $\sim 3 \cdot 10^{-4}$ Вт/м^2 необходимо среднее содержание урана на Луне $\sim 10 \cdot 10^{-9}$. При этом они исходили из того, что первоначально имело место гомогенное распределение естественных радиоактивных элементов, а после дифференциации вещества Луны их содержание экспоненциально убывает с глубиной. Такое содержание и распределение радиоэлементов должно было привести к ранней дифференциации вещества Луны, которая в настоящее время уже достаточно остыла и, будучи твердой, продолжает быстро остывать. Вместе с тем температура мантии еще остается довольно высокой (800—1000° С).

На основании радиолокационных наблюдений, измерений температуры и теплового излучения были сделаны теоретические оценки проводимости лунных недр. Расчеты показывают, что внешняя часть Луны имеет сопротивление ~ 10 000 Ом · м, а внутренняя или ядро — лишь 100 Ом · м. Резкое понижение проводимости внешней части (лунной коры) объясняется, по-видимому, потерей кислорода поверхностными породами.

В результате глубинного электромагнитного зондирования Луны установлено [105], что верхний слой глубиной до 240—300 км имеет низкую проводимость $\sim 10^{-6}$ Ом$^{-1} \cdot$ м$^{-1}$, в более глубоких слоях проводимость увеличивается до 10^{-2}—10^{-3} Ом$^{-1} \cdot$ м.$^{-1}$, затем на глубине ~ 340 км падает до $\sim 10^{-5}$ Ом$^{-1} \cdot$ м$^{-1}$ и, наконец, опять растет до 10^{-3} на глубине


Строение
Кора
Верхняя мантия
Средняя мантия
Приливные лунотрясения
Тектоническое лунотрясение
Нижняя мантия
Ядро
Частично расплавленная астеносфера
Твердая литосфера
Состояние
Твердая
Твердая
Твердая

некоторое предпочтение образованию Луны вблизи Земли в едином процессе. Однако гипотезы захвата Луны Землей и отрыв Луны от Земли остаются еще в поле зрения исследователей. Важно также понять, является ли образование системы Земля–Луна типичным и для других систем планет-спутников.

Исследование Луны с помощью космических средств и изучение лунного грунта на Земле дали ответы на многие вопросы, поставленные классической астрономией, однако в результате этих исследований возникло много новых вопросов, которые ждут своего решения: каковы внутреннее строение Луны, эволюция ранней лунной коры, скорость и природа метеоритной бомбардировки в ранние времена, история формирования реголита и роль вулканизма в эволюции Луны и планет, геохимическое и возрастное различие между районами тонкой и толстой коры, абсолютные возрасты главных стратиграфических единиц, источники нагрева Луны и причина дифференциации ее вещества, было ли в раннюю эпоху ядро Луны жидким, какие тела формировали морские бассейны, причины различия видимой и обратной сторон Луны, различие полярных районов и есть ли в них вода, является ли Луна полностью дегазированной, есть ли на Луне следы кометного или углеродистого материала ударного происхождения, выявление природы локальных магнитных полей и распределение лунного гравитационного поля, возможность применения к другим планетным телам современного понимания процессов формирования лунных базальтов, брекчий и реголита, что можно сказать о геологических процессах на Земле на основании изучения Луны, влияние Луны на историю Земли.

Помимо собственно научного интереса, Луна как ближайшее к Земле тело может быть использована для наблюдения за процессами, происходящими в космическом пространстве, например, для изучения всего спектра криогенной астрономии, наблюдения Солнца, для оптической астрономии, наблюдения которой требуют темного неба и большой продолжительности, радиоастрономии, требующей низкой интерференции, измерения галактических космических лучей, сбора метеоритов и космической пыли, наблюдения Земли.

Наконец, по тем же соображениям Луна имеет и важное прикладное значение. В частности, Луна может быть использована для дальнейшей космической связи, слежения и запусков космических аппаратов, генерации энергии (солнечной или потенциальной), осуществления управляемых сельскохозяйственных экспериментов (производств), направленных на самообеспечение обитаемых баз; проведения медицинских исследований, целенаправленного изучения залежей минералов на Земле, развития техники низкотемпературных производственный процессов на Земле, использования в качестве нового источника стимуляции жизни человека.

СПУТНИКИ МАРСА – ФОБОС И ДЕЙМОС

Спутники Марса были открыты в 1877 г. американским астрономом Холлом [295]. Движение обоих спутников прямое. Периоды обращения Фобоса меньше, а Деймоса больше периода обращения Марса. Орбиты – близкие к круговым. Расстояние Фобоса до Марса – 9370, Деймоса – 23 520 км. Значительный скачок в развитии представлений об этих телах получен в результате полетов КА "Маринер-7,-9" и "Викинг-1, -2". Снимки, сделанные этими космическими кораблями, раскрыли облик этих спутников, их фигуры, размеры [111, 427].

На рис. 15 и 16 (см. вкл.) показаны снимки Фобоса и Деймоса, получен-

ные с КА "Викинг-1" и "Викинг-2". Оба спутника имеют несферическую форму, аппроксимирующуюся трехосным эллипсоидом с размерами большой, средней и малой полуосей у Фобоса 13,5; 10,8; 9,4 км и у Деймоса 7,5; 6,1; 5,5 км. Средняя квадратичная ошибка аппроксимации поверхности Фобоса трехосным эллипсоидом по всем осям $\sigma = \pm 1$ км. Вращаются спутники, по-видимому, синхронно с обращением вокруг Марса. Это синхронное вращение должно было установиться в результате эволюции под действием приливных сил.

Морфология поверхности спутников запечатлела следы интенсивной бомбардировки их поверхности метеоритами в далеком прошлом, о чем свидетельствует обилие перекрывающихся кратеров, покрытых слоем реголита (существование вулканических кратеров невероятно ввиду малого размера тел).

Самые крупные кратеры, обнаруженные на Фобосе, имеют диаметры 8 и 5 км. Так как Фобос сам имеет средний диаметр ~20 км, то сила метеоритных ударов при образовании этих кратеров, по-видимому, была близка к тому, чтобы разрушить весь спутник. Следствием столь сильных ударов можно объяснить и неправильную форму лимба спутника и наличие протяженной линейной структуры на Фобосе. Большинство кратеров, естественно, имеют меньшие размеры. Их края не имеют вала (как на более крупных телах), поскольку сила тяжести чрезвычайно мала (гравитационная постоянная Фобоса $\mu = (0{,}66 \pm 0{,}12) \cdot 10^3$ км^3/с^2). Выброшенный материал практически целиком рассеивается в околомарсианском пространстве и самостоятельно вращается вокруг Марса. В некоторых случаях у молодых кратеров наблюдаются четко очерченные края, что объясняется либо выбросом, либо уплотнением материала [427, 321].

Если сравнить плотность кратеров разного размера на Фобосе и Деймосе с плотностью аналогичных кратеров на разных типах поверхности Луны и Марса, то она оказывается очень близка к тому, что наблюдается на участках древней лунной коры (лунных материках). По равновесной плотности кратеров на Фобосе и Деймосе (когда число новых кратеров определенного размера, возникающих в определенный интервал времени, равно числу старых кратеров, разрушенных за то же время) были сделаны грубые оценки возраста спутников, который оказывается близким к возрасту планет Солнечной системы [111].

При изучении физических характеристик поверхностного слоя вещества малых тел прежде всего необходимо решить вопрос о наличии реголита на поверхности. С одной стороны, открытая (незащищенная атмосферой) поверхность постоянно бомбардируется метеоритами и космической пылью, что приводит к рыхлению породы и образованию слоя реголита, с другой, — малый размер тел и, следовательно, малая гравитация ведут к тому, что практически все вещество, выброшенное при ударе метеорита о поверхность, должно покинуть это тело и уйти в космическое пространство (для преодоления силы тяжести этих спутников необходима скорость всего 10 м/с).

Однако почти все фотометрические, поляриметрические и тепловые наблюдения Фобоса и Деймоса [274, 402, 427] указывают на существование реголита на их поверхностях. По мнению С. Сотера [478], скорости выброса вещества со спутников всегда малы, чтобы преодолеть притяжение Марса, поэтому, оставаясь в сфере притяжения Марса на орбитах, близких к орбитам Фобоса и Деймоса, выброшенное вещество в конце концов через 10^2—10^5 лет снова захватывается ими, образуя слой реголита на поверхности. Такой механизм работает, когда либо имеют место сильные удары крупных метеоритов, либо поверхность спутника сложена

скальными породами (т.е. не покрыта реголитом), как это могло быть в начальный этап существования. В настоящее время, когда эти тела покрыты реголитом, в результате удара основная часть вещества довольно скоро возвращается обратно на поверхность. Из рассмотрения формы кратеров Дж. Полак и др. [427] получили оценку средней толщины слоя реголита, оказавшуюся равной нескольким сотням метров. К.П. Флоренский [159] оценивает среднюю толщину в несколько десятков метров. Поверхностный слой реголита, вероятно, имеет плотность 1–2 г/см^3, т.е. близкую к тому, что имеет место на Луне. Однако, по-видимому, толщина слоя реголита не везде одинакова. Наличие более светлых районов поверхности может указывать не только на молодые выбросы, но и на выходы скальных пород, не покрытых реголитом.

По инфракрасным измерениям [274], проводившимся на КА "Маринер-9", была измерена яркостная температура Фобоса, оказавшаяся равной 295 К на дневной и 180 К на ночной сторонах. Температура поверхности T_s связана с яркостной температурой T_b выражением $T_s = T_b/\sqrt[4]{\beta}$, где $\beta = 0{,}90$ – коэффициент излучения поверхности. Тогда температура поверхности Фобоса равна 305 К на дневной и 190 К на ночной сторонах.

О внутреннем строении спутников Марса мало что известно. Пожалуй, наиболее важной характеристикой является средняя плотность спутников, равная 1,9 ± 0,6 г/см^3 у Фобоса и 1,4 ± 0,6 г/см^3 у Деймоса. Относительно этих плотностей имеются два мнения. Так, например, Сотер и Гаррис [479] допускают, что спутники могут целиком состоять из мелких частиц, спрессовавшихся в твердую породу (подобно углистым хондритам). Уплотнение вещества могло произойти в раннюю эпоху существования Солнечной системы в результате нагрева вещества от распада короткоживущих радионуклидов и солнечного ветра. Такой механизм неоднократно предлагался для объяснения высокой плотности хондритов [453, 477]. В этом случае спутники Марса могли образоваться в результате аккреции первичного вещества Солнечной системы в околомарсианском пространстве. Возможно, не менее правдоподобной является другая гипотеза, исходящая из того, что недра спутников сложены скальной породой типа базальтов земной коры [111]. В этом случае возникает мысль, что спутники являются осколками некогда существовавшего более крупного тела, прошедшего стадию дифференциации вещества.

Состав спутников также неизвестен. Некоторая косвенная инофрмация о их составе получена лишь из фотометрических наблюдений. Многократные измерения альбедо [54, 55, 251] дали низкую величину 0,05–0,07, т.е. спутники в видимой части спектра темны. Тот факт, что оба спутника имеют близкие альбедо, по-видимому, свидетельствует и о подобии их составов. Сравнение альбедо и цветовых характеристик с различными природными материалами показывает, что в наибольшей мере они соответствуют углистым хондритам и в несколько меньшей мере – базальтовым породам. Низкое альбедо углистых хондритов объясняется высоким содержанием углерода, а базальтовых пород – высоким содержанием окиси железа (табл. 22).

Так как средняя плотность Фобоса и Деймоса меньше 2 г/см^3, а материал углистых хондритов в непористом состоянии имеет плотность 2,4–2,5 г/см^3, то, по-видимому, спутники Марса сложены пористым материалом. Характерной особенностью углистых хондритов является высокое содержание летучих элементов и соединений, в частности воды (до ~20%), углерода (до ~5%), серы, редких газов. Часть этих летучих может присутствовать в форме органического вещества, состоящего из

Таблица 22

Средний элементный состав углистого хондрита С1 [539] и базальтовой породы земной коры [15]

Элемент	Хондрит С1	Базальт	Элемент	Хондрит С1	Базальт
Fe	18,43	8,56	Ca	0,87	6,72
Si	10,53	24,0	Na	0,55	1,94
Ti	0,04	0,9	K	0,66	0,83
Al	0,87	8,76	P	0,12	0,14
Ni	0,97	0,016	H	2,21	–
Co	0,05	0,005	C	3,10	0,01
Mn	0,15	0,2	S	5,49	0,03
Mg	9,53	4,5	O	43,2	43,5

сложных органических кислот, углеводородов и других компонент. По минеральному составу углистые хондриты (С1) состоят главным образом из аморфных гидратированных силикатов, сульфатов и обычных силикатов.

СПУТНИКИ ЮПИТЕРА – АМАЛЬТЕЯ, ИО, ЕВРОПА, ГАНИМЕД И КАЛЛИСТО

Юпитер имеет 16 спутников, которые делают Юпитерианскую систему довольно похожей на Солнечную систему. Все спутники Юпитера можно разделить на три группы. Группу внешних спутников составляют сравнительно малые тела. Они вращаются в направлении, противоположном вращению планеты вокруг Солнца. Их орбиты имеют высокое наклонение к экватору Юпитера. Ввиду этих двух факторов внешние спутники считаются нерегулярными. Возможно, что они являются захваченными астероидами. Другая группа спутников, расположенная ближе к планете, также состоит из малых тел. Эти спутники имеют прямое вращение, но их орбиты имеют высокое наклонение, поэтому эти спутники также являются нерегулярными. Они тоже, возможно, захвачены Юпитером. Наконец, группа ближайших к планете спутников (Амальтея, Ио, Европа, Ганимед и Каллисто) представлена крупными телами (кроме Амальтеи), существование которых открыто Г. Галилеем в 1610 г., поэтому четыре самых крупных спутника названы галилеевыми. Все пять спутников движутся в прямом направлении и имеют почти круговые орбиты, близкие к плоскости экватора Юпитера. Галилеевы спутники Ио, Европа, Ганимед и Каллисто представляют наибольший интерес. Они имеют размеры, близкие к лунным. Эти спутники были сфотографированы американскими КА "Вояджер-1 и -2" [475, 476] и оказались сильно различающимися. Как стало очевидным, вода и другие летучие играют важную роль в истории этих тел. На поверхности Европы, Ганимеда и Каллисто обнаружены ледовые покрытия. Ганимед и Каллисто, видимо, состоят из силикатной породы, смешанной со льдом. Наиболее геологически активным телом является Ио [382, 475, 476]. На нем было обнаружено и сфотографировано несколько действующих вулканов. Как видно из табл. 21, с удалением спутника от планеты уменьшается его плотность, что указывает на уменьшение доли силикатной части по сравнению с летучей фракцией (вода, лед). Массы галилеевых спутников отличаются от массы Луны ($7{,}35 \cdot 10^{25}$ г) не более чем в два раза.

Амальтея является ближайшим к Юпитеру спутником. Он был открыт всего 90 лет назад, в 1892 г., американским астрономом Бернардом. Спут-

ник сфотографирован КА "Вояджер-1". Было установлено, что Амальтея является нерегулярным спутником. Его поверхность сильно кратерирована. Возможно, спутник стал нерегулярным в результате столкновения с крупными метеоритами. Телевизионные наблюдения показали его низкое альбедо. Он значительно темнее галилеевых спутников, имеет красный цвет; однако не ясно, является ли этот цвет типичным для всего вещества спутника или это лишь покрытие (измененный поверхностный материал). По полученным изображениям были определены размеры спутника — 270 × 170 × × 155 км (эти размеры имеют погрешность ~10%). Своей наибольшей осью спутник ориентирован радиально к Юпитеру, наименьшая ось является полярной. Спутник вращается вокруг собственной оси с периодом 12 ч и с таким же периодом он обращается вокруг Юпитера; таким образом, он постоянно обращен к Юпитеру одной стороной. О внутреннем строении и происхождении Амальтеи пока трудно сказать что-либо. Малый размер и низкое альбедо склоняют к мысли о захваченном астероиде хондритного состава, однако красный цвет не свидетельствует в пользу этого. Если Амальтея формировалась вблизи Юпитера, то тепловое излучение Юпитера в начальную эпоху его существования должно было нагреть Амальтею до температуры ~1500 К [65, 428]. В этом случае Амальтея должна состоять из тугоплавких веществ, как на Меркурии.

Ио (рис. 17, см. вкл.), является следующим за Амальтеей в системе спутников Юпитера. Его размер немного больше Луны. Поверхность Ио имеет высокое альбедо. Полярные районы несколько темнее экваториальных. Ио имеет красновато-коричневый цвет. На этом общем фоне наблюдаются обширные светлые районы и темные кратеры. Многие кратеры окружены кольцами (ореолами) светлых и темных тонов. На Ио обнаружен ряд действующих вулканов, из которых облака извергающегося материала распространялись на 100—200 км. Эксплозивный характер наблюдавшихся извержений свидетельствует о расплавленных недрах и обилии летучих компонентов [233]. Синий и фиолетовый свет рассеивался облаком извергавшегося материала более сильно в прямом направлении, чем в обратном; это может быть объяснено тем, что изверженный материал состоял из частиц размером ~ 1 мкм в диаметре. Было замечено изменение активности вулканов за 4-месячный период между исследованиями "Вояджер-1 и -2". Замечено также уменьшение альбедо поверхности в окрестности вулканов, что указывает на выброс темного материала. Это изменение альбедо может быть результатом пирокластического отложения выброшенного материала. Надо сказать, что Ио пока является единственным (кроме Земли) телом Солнечной системы, на котором обнаружена современная вулканическая деятельность. Наземная спектроскопия обнаружила [296] атмосферу у Ио, содержащую большое количество соединений серы, при этом не была обнаружена вода. По-видимому, атмосфера поддерживается современной вулканической деятельностью, следствием которой является выброс огромных количеств H_2S, SO_2 и других соединений. Средняя температура поверхности довольно низкая, около 130 К, однако отдельные участки поверхности являются более теплыми. Наличие действующих кратеров приводит к тому, что поверхность Ио быстро обновляется (в отличие от других галилеевых спутников), и в среднем имеет место низкая плотность кратеров, наблюдается сглаженность рельефа. Обнаружены узкие длинные равнины с резкими краями, указывающие на тектоническую деформацию коры. Наиболее гористые районы с пересеченным рельефом встречаются в полярных районах.

Описанные рельеф и структура поверхности дают некоторые косвенные указания и на внутреннее строение. Так, средняя плотность, близкая

к плотности Луны, говорит о том, что в основе своей Ио имеет силикатный состав, активный вулканизм свидетельствует о расплавленных недрах. По-видимому, основным источником тепла в недрах явилось приливное воздействие Юпитера [420].

Ио располагается близко к Юпитеру, который оказывает большое влияние на его формирование. В частности, интенсивное тепловое излучение Юпитера могло привести к удалению льда и других легколетучих веществ из его состава [255]. Предполагается, что аккумуляция Ио началась вскоре после коллапсирования Юпитера и происходила в течение короткого промежутка времени. При этом главными химическими составляющими Ио были частично гидратированные силикаты со средней плотностью ~ 3 г/см^3. Расчеты [255] показывают, что если Ио по составу был близок к углистым хондритам, то его температура за время менее чем миллиард лет должна была подняться выше 1000 К и спутник должен полностью дифференцироваться. К поверхности должны быть вынесены такие соли, как сульфат натрия, эпсомит, гипс и другие.

При сравнительно большом размере, не очень низкой температуре поверхности, сглаженности рельефа и неоднородности характеристик и свойств Ио является одним из наиболее привлекательных потенциальных объектов перспективных исследований.

Ганимед (рис. 18, см. вкл.) имеет орбиту, расположенную за орбитой Европы, дальше от Юпитера. Он несколько больше Меркурия и является наиболее крупным среди галилеевых спутников. Крупномасштабные снимки с высоким разрешением, сделанные "Вояджером-1 и -2", показывают, что его поверхность представлена темными и светлыми районами, причем темные участки поверхности сильно кратерированы и, по-видимому, являются древними, а светлые — обильно покрыты системами узких параллельных борозд, на которые наложены кратеры. Системы этих борозд имеют различную протяженность (от десятков до сотен километров) и малую глубину (сотни метров). Более светлый тон этих борозд по сравнению с окружающей поверхностью свидетельствует об обнажении более светлой породы (вероятно, породы с большим содержанием льда). Возможно, эти борозды являются следствием разрывов в расширявшейся ледяной коре. Аналогичные по тону светлые лучи, исходящие от кратеров, также, видимо, указывают на выброс породы с обилием льда.

Соотношение больших и малых кратеров на Ганимеде приблизительно такое же, как на Луне [475]. Большие кратеры размером 50—150 км наблюдаются лишь в темных районах поверхности. Но в светлых районах кратеры имеют более резкие очертания и плотность на порядок меньше, чем в темных. Анализ кратеров в темных и светлых районах указывает на то, что кора Ганимеда, охлаждаясь, становилась толще и прочнее за период, прошедший между формированием темных и светлых участков поверхности. Темные районы, по-видимому, представляют древнюю кору, которая сформировалась несколько миллиардов лет назад. Они очень напоминают районы лунных материков, однако крупные кратеры на Ганимеде отличаются от лунных большой протяженностью лучевых выбросов, указывающей на выброс сравнительно более легкого материала, насыщенного льдом.

О внутреннем строении и составе Ганимеда пока мы не имеем данных, однако, учитывая низкую плотность спутника (1,95 г/см^3), можно предполагать, что около половины его массы должна составлять вода в жидком или твердом состоянии. Исходя из этого и предполагая силикатную основу, были рассмотрены некоторые модели внутреннего строения спутника. В частности, предложенная в работе [72] модель допускает диффе-

ренцированное строение Ганимеда. Предполагается, что спутник имеет ядро радиусом 1800–2200 км, жидкую мантию, состоящую из воды, мощностью 400–800 км и твердую ледяную кору толщиной не менее 100 км.

Европа. Орбита Европы расположена дальше от Юпитера за орбитой Ио. Размер Европы чуть меньше Луны. Спутник имеет желто-оранжевый цвет, причем полярные районы более светлые, чем экваториальные. Поверхность Европы (рис. 19, см. вкл.) характеризуется двумя типами провинций — слегка темной испещренной территорией и однообразной гладкой светлой территорией. Поверхность спутника пересечена множеством темных линейчатых структур со светлыми краями, отдельные из которых имеют протяженность более 1000 км и ширину — 200–300 км. Эти структуры могут быть разломами в коре [357]. По-видимому, поверхность Европы в значительной мере покрыта льдом, особенно полярные районы, и смесью породы со льдом в более низких широтах [425]. Возможно, темные районы покрыты мелкими кратерами. Светлые территории имеют мало контрастов, за исключением темных линейчатых стуктур и множества темных точек, большинство которых имеет размер менее 10 км и распределено хаотично (вероятно, это малые кратеры, отстоящие на несколько десятков километров друг от друга). Кроме того, на светлых территориях Европы наблюдается несколько темных пятен неопределенной формы размером до 150 км.

Было обнаружено лишь несколько кратеров размером более 20 км. Предполагается, что таких кратеров на поверхности Европы — приблизительно один на 10^6 км^2. По-видимому, поверхность обновляется либо процессами эрозии, либо внутренним изостатическим выравниванием. Из инфракрасных спектров и альбедо следует, что бо́льшая часть поверхности Европы покрыта льдом или изморозью (инеем). Рассмотрение внутреннего строения спутника [357] предполагает существование силикатного (с малой примесью летучих элементов, главным образом воды) ядра радиусом 400 км, водной мантии мощностью в 100 км и ледяной коры толщиной $\sim$ 70 км. Такое обилие воды ($\sim$ 10%) на Европе предполагается исходя из силикатного состава и средней плотности 3,45 г/см^3.

Каллисто (рис. 20, см. вкл.) является наиболее удаленным от Юпитера галилеевым спутником. Его поверхность сплошь усеяна кратерами диаметром в десятки километров. Столь сильная кратерированность поверхности ведет к далеким временам, к периоду интенсивной бомбардировки всех тел, формировавшихся в Солнечной системе, которая завершилась около 4 млрд. лет назад. Сторона спутника, обращенная к Юпитеру, несколько менее плотно покрыта кратерами, чем внешняя, что указывает на синхронное с Юпитером вращение Каллисто в раннюю этоху своего существования. Отсутствие больших перепадов в рельефе, малая глубина больших кратеров свидетельствуют о том, что Каллисто, так же как и Ганнимед, имел мягкую ледяную кору в раннюю эпоху своего существования. На поверхности спутника обнаружены две многокольцевые структуры, в середине которых имеются впадины диаметром в 600 и 200 км; вокруг впадин — концентрически расположенные кольца (борозды). Наружные диаметры этих структур 3000 и 1000 км. Несмотря на то что вся поверхность, по-видимому, является древней, не обнаружено никаких следов последующих вулканических или тектонических процессов.

Анализ альбедо в УФ-области дает основание предполагать, что поверхность Каллисто состоит из силикатной породы, в которой нет большого количества стеклоподобного (как на Луне) или углистого вещества [102]. Фотометрические наблюдения указывают на темное, шероховатое и пористое вещество поверхности, т.е. реголит [525]. Была измерена теплоотдача

поверхности Каллисто [388], указывающая на низкую теплопроводность поверхностного слоя, что может объясняться высокой пористостью породы.

Льюис [347] первым высказал идею о том, что Каллисто является дифференцированным телом, в котором силикаты и другие тяжелые вещества опустились к центру спутника, создав ядро, окруженное водой в жидком или твердом состоянии. При этом первичная кора могла сохраниться (возможно, Каллисто является единственным галилеевым спутником, у которого сохранилась первичная кора). Ввиду малой плотности (1,62 г/см^3) Каллисто, как и Ганимед, вероятно, состоит из силикатов и воды в твердом или жидком состоянии. Модель, рассмотренная в [72], допускает существование силикатного ядра радиусом 1200 км, мантии из жидкой воды мощностью около 1000 км и коры толщиной около 200 км, состоящей из смеси силикатов и льда.

Такие тела, как Ганимед и Каллисто, если они имели космическое обилие воды и каменистого вещества, должны быть дифференцированными независимо от того, гомогенная или негомогенная аккумуляция ответственна за их формирование. При негомогенной аккумуляции вначале образуется ядро, а затем жидкая мантия и твердая кора, состоящая из воды. В этом случае кора должна состоять из чистого льда. При гомогенной аккумуляции кора, образовавшаяся в результате дифференциации, может состоять из смеси силикатов и льда. По-видимому, существование именно такой коры наблюдается у Каллисто, имеющего низкое альбедо.

Сравнение плотности распределения кратеров в различных геоморфологических районах поверхности, как известно, позволяет установить определенную последовательность формирования этих районов. Можно выявить и некоторую относительную последовательность в формировании спутников Юпитера. Для этого необходимо установить сдвиг во времени начальных стадий на галилеевых спутниках относительно событий на Луне или Земле. В работе [475] была сделана сравнительная оценка (по сравнению с Землей) количества попадавших в окрестность Юпитера астероидов и комет, которые могли приводить к образованию кратеров. Авторы пришли к следующим выводам:

1) древние участки поверхности (первичная кора) Каллисто и Ганимеда были кратерированы в период интенсивной метеоритной бомбардировки, т.е. около 4 млрд. лет назад, когда образовалась материковая кора Луны, независимо от того, были ли потоки столь же интенсивными для этих спутников, как для Луны;

2) образование светлых испещренных районов поверхности, начавшееся во время периода интенсивной бомбардировки и давшее такое же по отношению к Луне количество ударных кратеров, как и в темных районах, завершилось за несколько сотен миллионов лет;

3) поверхность Европы должна иметь возраст по крайней мере 10^8 лет, если поток падавших на Юпитер тел был таким же, как на Земле и Луне. А если поток тел, падавших на поверхность Европы, был много меньше, как мы предполагаем сейчас, то поверхность Европы должна быть на несколько миллиардов лет старше. Европа могла быть заморожена сразу же после интенсивной бомбардировки. С того же времени ее поверхность подвергалась продолжительной эрозии в результате переноса материала от выпадающих тел;

4) большая гравитация Юпитера делает скорость образования кратеров на Ио близкой или большей, чем современная скорость кратерообразования на Луне. Следовательно, отсутствие кратеров на Ио служит сильным доказательством, что данный спутник является наиболее молодым и с наиболее динамичной поверхностью среди тел Солнечной системы.

СПУТНИК САТУРНА—ТИТАН

Среди спутников Сатурна мы рассмотрим лишь Титан. Этот спутник представляет особый научный интерес и поэтому является потенциальным объектом будущих исследований. Титан является самым большим спутником в Солнечной системе и, по-видимому, единственным, имеющим плотную атмосферу. Масса его атмосферы примерно в 10 раз больше атмосферы Земли. Титан — пока единственное тело кроме Земли, в составе атмосферы которого основным компонентом является азот. Однако в отличие от Земли остальные компоненты его атмосферы имеют сильно восстановительный характер, так как состоят из молекул, обогащенных водородом. В атмосфере идут многие химические реакции, приводящие к образованию различных экзотических молекул и сложных органических полимеров. Эти соединения образуют слой смога (мелких частиц), которые укрывают поверхность спутника от обзора. Существующая на Титане температура должна приводить к образованию облаков из метанового льда в нижней атмосфере и жидких метановых океанов на его поверхности. Изучение химических процессов, протекающих в атмосфере Титана, может внести важный вклад в понимание механизма возникновения жизни на Земле.

Атмосфера Титана, имеющая в своем составе метан (CH_4), была обнаружена Койпером еще в 1940-х годах с помощью наземной спектроскопии. Более поздние наземные наблюдения позволили обнаружить в атмосфере Титана другие компоненты — C_2H_6, C_2H_2, C_2H_4, HCN и др. [277, 278, 503]. Однако более обстоятельные исследования Титана были проведены с помощью КА "Вояджер-1" [211, 297, 339, 360], прошедшего на расстоянии 5000 км от поверхности Титана. При этом был определен температурный профиль атмосферы и давление у поверхности, измерен состав его атмосферы, исследована структура облачного слоя, измерены магнитное поле и поток высокоэнергетичных частиц в окрестности спутника.

В табл. 23 приведены основные сравнительные физические параметры Титана, Марса и Земли. Как видно из таблицы, Титан имеет почти круговую орбиту, которая лежит почти в экваториальной плоскости Сатурна. Титан движется в том же направлении, в котором вращается Сатурн. Это свидетельствует о том, что Титан, как и большинство других спутников Сатурна, образовался, скорее всего, внутри уплощенного газопылевого диска, окружавшего планету в раннюю эпоху существования Солнечной системы.

Представление о внутреннем строении Титана может быть получено лишь из математических моделей, основывающихся на его размере, массе и плотности. Основными составляющими его недр должны быть порода (состоящая из минералов, богатых силикатами и железом) и лед (состоящий из воды и, возможно, аммиака). Если предположить, что плотность породовой компоненты Титана такая же, как у Ио, то Титан должен состоять примерно наполовину из породы и наполовину изо льда.

Так как Титан имеет размер планеты (немного меньше Меркурия), его внутренние температуры могли быть достаточно высокими, чтобы вызвать дифференциацию вещества, в результате которой более плотная часть, т.е. порода, переместилась к центру, а лед — к поверхности. Источником тепла могли быть аккреция, распад радиоэлементов и приливные деформации. Однако наиболее вероятным механизмом образования тепла, по-видимому, является аккреция, поэтому дифференциация Титана должна была произойти в первый миллиард лет его существова-

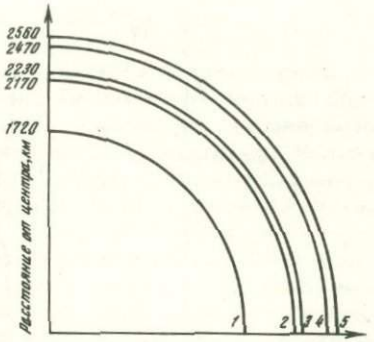


Рис. 21. Предполагаемое внутреннее строение Титана, по [433]

1 — ядро, состоящее из твердой породы; *2, 3, 4, 5* — слои льда разной кристаллической структуры с плотностью 3,52; 1,43; 1,28, 1,18 и 0,94 соответственно

ния. Даже если ~ 10% кинетической энергии падающих во время аккреции тел превратится в тепло, то его будет достаточно, чтобы вся порода перешла к центру спутника, а если значительно больше 10%, то возможна полная дифференциация вещества и образование силикатного ядра, мантии из жидкой воды (с некоторым количеством растворенного в ней аммония и метана) и тонкой коры изо льда. Мантия может оставаться жидкой до настоящего времени или быть замороженной (превратиться в лед) уже в ранние времена в зависимости от скорости потери тепла Титаном. На рис. 21 показано предполагаемое внутреннее строение Титана в настоящее время [433].

Особый интерес представляет атмосфера Титана. КА "Вояджер-1" обнаружил, что она состоит на 80–95% из азота. Остальную часть может составлять метан и, может быть, аргон. Другие детектированные молекулы содержатся в ничтожных количествах и являются производными из метана и азота, образующимися в результате химических реакций, вызываемых ультрафиолетовым излучением Солнца (C_2H_6, C_2H_2, C_2H_4, HCN и др.). Отсутствие кислорода в составе этих молекул объясняется дефицитом его родительского материала — воды, которая находится в замороженном состоянии в поверхностном слое коры (УФ- и ИК-спектры атмосферы Титана, измеренные КА "Вояджер-1", приведены на рис. 22 [211, 339].

Разложение молекул метана в атмосфере может приводить к образованию сложных углеводородов, которые конденсируются в мелкие частицы. В результате столкновения этих частиц может происходить коагуляция с образованием более крупных частиц (0,1–0,5 мкм), которые, по-види-

Таблица 23

Физические параметры Титана, Марса и Земли

Показатель	Титан	Марс	Земля
Масс, $n \cdot 10^{-27}$ г	0,135	0,64	5,98
Средний экваториальный радиус, км	2560	3395	6370
Гравитация, см/с^2	144	374	978
Плотность, г/см^3	1,89	3,95	5,22
Средняя температура на поверхности, K	93	215	288
Эксцентриситет орбиты	0,029	–	0,017
Наклонение орбиты, град	0,33	–	–
Период вращения, сут	15,9	1,03	1,0
Масса атмосферы, кг/см^2	10,9	0,02	1,0
Давление у поверхности, мбар	1600	8	1000
Состав атмосферы	N_2, Ar, CH_4	CO_2, N_2	N_2, O_2

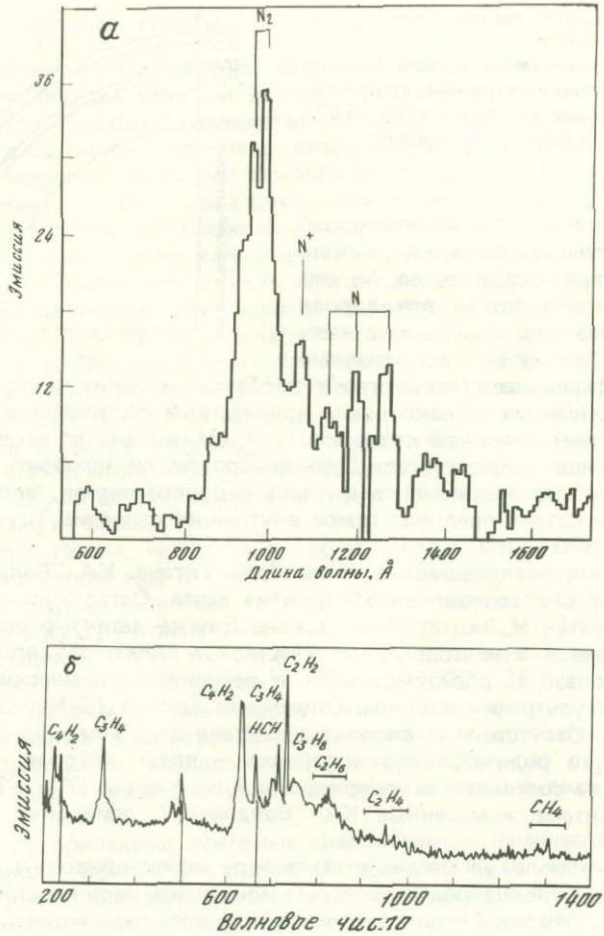


Рис. 22. УФ-спектр (*а*) и ИК-спектр (*б*) атмосферы Титана

мому, и образуют слой смога. Основной слой смога располагается на высоте около 200 км. Количество частиц в единице объема атмосферы много меньше, чем на Земле, но так как слой имеет большую глубину, то в целом прозрачность атмосферы Титана значительно меньше, чем Земли.

Снимки, сделанные "Вояджером-1 и -2", выявили наличие слоя дымки (слабого тумана), расположенного несколько выше основного слоя облачности. Было замечено также, что северная полусфера Титана более темная, чем южная, с постепенным переходом яркости через экватор.

Один год на Титане равен 30 земным годам. Так как его ось вращения имеет то же направление, что и у Сатурна, то ее наклон по отношению к орбите сатурновской системы вокруг Солнца тоже составляет 27°.

Поскольку на зимнюю полусферу падает меньше солнечного тепла по сравнению с летней, то скорость фотолиза метана и образования аэрозолей должна быть различной для разных полусфер. Поэтому размер и состав аэрозольных частиц (следовательно, и яркость соответствующих мест) должны меняться в зависимости от сезона.

Гравитационные силы и турбулентность атмосферы приводят к тому, что аэрозоли, образовавшиеся на больших высотах, падают вниз, достигая поверхности, и остаются там (так как поверхность очень холодная, чтобы испарить их обратно). За время жизни Титана отложения из сложных органических молекул могут покрывать поверхность Титана либо слоем толщиной ~ 1 км (если поверхность твердая) или присутствовать в виде примеси (если поверхность жидкая). Таким образом, поверхность Титана должна больше чем какое-либо другое тело Солнечной системы содержать углеводороды.

Количество метана в атмосфере Титана, по-видимому, находится в динамическом равновесии: с одной стороны, метан убывает за счет образования аэрозоля, с другой — испаряется с поверхности метанового льда или жидкости. Итак, количество аэрозоля в атмосфере зависит от количества метана на поверхности.

Количество H_2 в атмосфере, по оценкам Хантена [317], составляет десятые доли процента. Он постоянно образуется из метана и улетучивается в космическое пространство. Что касается N_2, то при сегодняшних температурах на Титане он имеет слишком малые скорости, чтобы улетучиваться в космическое пространство. Однако в некоторых случаях атомы азота могут иметь более высокие скорости, если они образуются в химических реакциях с выделением тепла. Стробел [482] оценил количество азота, потерянное таким образом за время существования Титана, оно составляет одну десятую от современного.

На рис. 23 показано изменение температуры с высотой и давлением, измеренное на "Вояджере-1" [259, 516]. Температура достигает минимума (~ 70 K) на высоте около 40 км (тропопауза) и постепенно увеличивается как с понижением высоты (в тропосфере), достигая 93 K на поверхности, так и с повышением (в стратосфере), достигая 170 K на высотах 120—130 км и оставаясь примерно постоянной по крайней мере до высоты 250 км. Радионаблюдения "Вояджера-1" позволили определить также давление у поверхности, которое составляет 1,6 бар.

Как видно из рис. 23, температура тропосферы несколько выше, чем температура конденсации молекулярного азота, поэтому нельзя ожидать конденсации азота (образования облаков) вблизи тропопаузы и тем более на поверхности. Температура достаточно низка лишь для конденсации метана и в тропосфере, и на поверхности. Температура на поверхности Титана близка к тройной точке метана (90,7 K), при которой возможно существование метана во всех трех фазах. Если фактическая температура на поверхности немного выше этой величины (как это следует из измерений на "Вояджере-1"), то значительная часть поверхности должна быть покрыта жидкими метановыми океанами, а твердый метан возможен лишь в более холодных полярных районах.

Титан поглощает около 80% падающей на него солнечной энергии, причем почти всю долю энергии поглощают частицы аэрозоля и молекулы метанового газа. Однако малая ее часть (5—10%) может достигать поверхности и поглощаться ею. Так как поглощение солнечной энергии происходит главным образом в облаках, то к поверхности температура должна бы понижаться, однако на самом деле она увеличивается в результате тепличного эффекта, вызываемого азотом, водородом и метаном. Поскольку на больших высотах тепло транспортируется сильными ветрами, направленными от экватора к полюсам, можно полагать, что в нижней атмосфере и у поверхности температура мало зависит от широты [259].

Приведенные выше рассуждения о процессах, происходящих в атмосфере Титана, имеют в значительной мере предположительный характер.

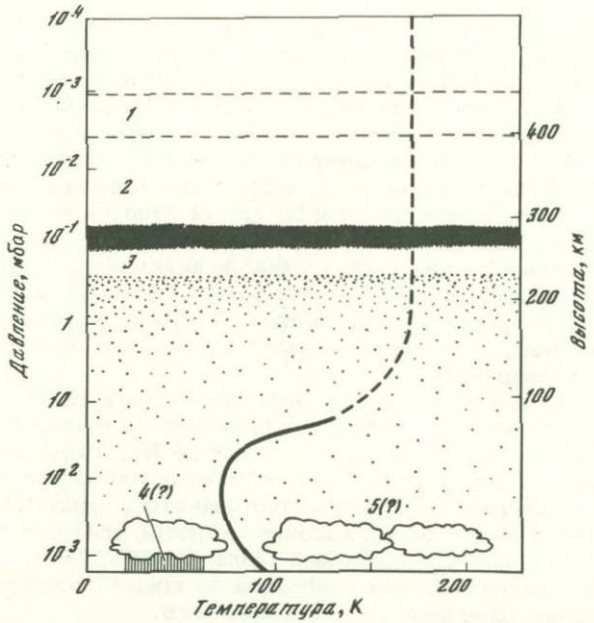


Рис. 23. Профиль температуры и давления в атмосфере Титана [259]
1 — слой поглощения ультрафиолета; *2* — дымка из малых частиц; *3* — слой аэрозоля; *4* — зона метановых дождей (?); *5* — метановые облака (?)

Сложность этих процессов, отсутствие аналогов данной атмосферы и ограниченность экспериментальных данных пока не позволяют создать вполне определенные представления об истории формирования атмосферы Титана, ее современном составе и строении. Однако совершенно очевидно, этот уникальный спутник, и в частности его экзотическая атмосфера, представляют особый интерес для понимания истории нашей планеты, ее атмосферы, а может быть и происхождения жизни.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СПУТНИКОВ ПЛАНЕТ

Особый интерес для понимания эволюционной истории тел Солнечной системы имеет изучение галилеевых спутников Юпитера и спутника Сатурна Титана. Их планетарные размеры предопределили эволюционную историю, которая в определенной мере должна была быть похожей на историю планет земной группы, поэтому изучение их имеет важное значение и для развития представлений о Земле. Среди наиболее важных вопросов, которые целесообразно решать, следующие: выяснение различий в среднем химическом составе спутников в зависимости от расстояния до Юпитера; определение спутников, сформировавшихся вблизи планет и захваченных планетами и их природы; выявление активных спутников в настоящее время; существование тектонических и вулканических явлений; конденсация летучих компонентов на спутниках; изучение истории формирования поверхности спутников, истории кратерообразования; исследование внутреннего строения спутников; решение вопроса, являются ли они дифференцированными телами; наличие собственных магнитных полей у спутников.

ЧАСТЬ II

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ С ПОМОЩЬЮ КОСМИЧЕСКИХ СРЕДСТВ

ГЛАВА 1

ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Как уже отмечалось, гамма-спектрометрия положила начало исследованию небесных тел с помощью космических средств. Вследствие этого оказалось возможным создать первые представления о веществе Луны и планет.

Первые шаги гамма-спектрометрии в космосе были чрезвычайно трудными, что обусловлено не только многими техническими проблемами, связанными с созданием бортовой аппаратуры, но и с той неопределенностью исходных данных, которые должны были определять весь эксперимент — от принципиального устройства гамма-спектрометра и программы его работы до обработки и интерпретации получаемой информации.

Так, например, при подготовке первого эксперимента по измерению γ-излучения Луны не была известна плотность потока γ-излучения, вызываемого космическими лучами при облучении небесных тел, и поэтому трудно было выбрать оптимальные параметры гамма-спектрометра (размер кристалла, емкость каналов, длительность интервалов измерений и т.д.). При подготовке эксперимента на космическом аппарате, который должен был совершить первую посадку на Венеру, климатические условия у поверхности планеты были неизвестны, и поэтому также имелась неопределенность в выборе оптимального детектора (большой кристалл мог не выдержать высоких механических перегрузок и большого температурного градиента, малый кристалл мог не обеспечить набор необходимой статистики за время существования станции на поверхности планеты). Подготовка эксперимента по измерению γ-излучения Марса содержала фактор неопределенности, связанный с незнанием состава и плотности его атмосферы.

Все это приводило к тому, что конструкция и режим работы гамма-спектрометра иногда оказывались не оптимальными, а объем полученной информации — меньше, чем это было желательно для ее надежной интерпретации. Вместе с тем эти первые эксперименты имеют особое значение и в развитии космической гамма-спектрометрии, и в изучении внеземного вещества.

Есть еще одно важное обстоятельство, на которое следует обратить внимание. Подготовка эксперимента по гамма-спектрометрии Луны и планет требует проведения многочисленных, иногда довольно сложных модельных экспериментов на ускорителях, аэростатах и земных породах в их естественном залегании, для того чтобы обеспечить возможность интерпретации каждого бита информации, поступающей из космоса. Все

это следует иметь в виду при знакомстве с результатами первых экспериментов по гамма-спектрометрии внеземных объектов.

С развитием космической техники будет совершенствоваться гамма-спектрометрия внеземного вещества и усложняться научные задачи, решаемые с ее помощью. Эта динамика развития видна и на тех немногих экспериментах, которые уже проведены. Первый эксперимент, проводившийся на "Луне-10", был относительно простым. Но тогда практически ничего не было известно о лунном веществе. Поэтому, несмотря на то что объем полученной информации был невелик, по существу, значение ее было на уровне открытия. Более совершенный эксперимент на "Аполлоне-15" был поставлен, когда уже многое узнали о лунном грунте из лабораторных исследований образцов, доставленных на Землю, и поэтому, несмотря на значительно больший объем полученной информации, он позволил лишь сделать следующий шаг в изучении Луны. В гамма-спектрометрии Венеры и Марса пока что сделаны только первые, но весьма важные шаги. Надо полагать, что и в дальнейших исследованиях вещества Солнечной системы важное место по-прежнему будет принадлежать гамма-спектрометрии.

ГАММА-ИЗЛУЧЕНИЕ ТЕЛ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ

Как известно, исследование гамма-излучения Луны и планет имеет особое значение в развитии представлений об их происхождении, эволюции и современном внутреннем строении. Гамма-излучение тел Солнечной системы обусловлено распадом естественных радиоактивных элементов и образуемых космическими лучами радиоактивных нуклидов. Все наши знания о Земле указывают на то, что естественные радиоактивные элементы (уран, торий и калий, а на раннем этапе развития — и более короткоживущие нуклиды) определяли ее тепловую историю, а следовательно, и те эндогенные процессы, которые сформировали внутреннее строение и современный облик нашей планеты. Вместе с тем информация о содержании и роли естественных радиоактивных элементов на других телах Солнечной системы остается еще весьма ограниченной.

Иного характера информацию содержат в себе радиоактивные нуклиды, образующиеся при взаимодействии космических лучей с внеземным веществом. Уже первые данные о радиоактивности метеоритов выявили принципиально новые возможности проникновения в историю космоса. Вскоре исследование радиоактивности, наведенной космическими лучами в различных внеземных объектах, стало важнейшим инструментом решения целого ряда проблем в изучении Луны, планет и межпланетного пространства.

В настоящее время вся история небесных тел, изучаемых в земных условиях с помощью дистанционных методов или космических аппаратов, а по ним и история Солнечной системы в целом воссоздается по содержащимся в них радиоэлементам и радионуклидам, одни из которых играли активную роль в ее эволюции, другие были лишь свидетелями событий давно прошедших времен.

В последние годы появился новый аспект в изучении радиоактивности внеземных объектов. Развитие космической техники открыло возможность измерений γ-излучения Луны и планет, вызываемого космическими лучами, с целью определения в них не только естественных радиоактивных элементов (U, Th и K), но и основных породообразующих элементов (*Si*, *Al*, *Mg*, *Fe* и *др.*).

Впервые на принципиальную возможность определения характера по-

верхностных пород Луны и планет по их γ-излучению было указано А.П. Виноградовым и др. [527]. Впоследствии эта идея получила развитие в ряде расчетных работ: так, в работе Ю.А. Суркова и др. [485] было показано, что измерение γ-излучения у поверхности Марса позволяет идентифицировать тип марсианских пород; в работах Армстронга [193], Риди и Арнольда [440] рассмотрены некоторые процессы, приводящие к испусканию γ-квантов у поверхности Луны.

Наконец, представилась возможность и экспериментальной проверки этой идеи. Гамма-спектрометрические исследования Луны на АЛС "Луна-10" [25], КА "Аполлон-15 и -16" [196, 375], Марса — на АМС "Марс-5" [142, 488] и Венеры — на АМС "Венера-8, -9 и -10" [136, 144] дали возможность впервые получить данные о химическом составе вещества этих небесных тел и таким образом сделать первые шаги в развитии представлений об их эволюции и внутреннем строении.

Но этот простой по идее метод имеет вместе с тем определенные сложности в обработке и интерпретации результатов измерений γ-излучения, вызванного взаимодействием космических лучей с внеземным веществом. Эти сложности обусловлены целым рядом обстоятельств и прежде всего неоднородностью по составу и различием по энергии космических лучей, сложностью химического состава внеземных объектов и обилием разнообразных процессов, происходящих при взаимодействии частиц высоких энергий с ядрами.

Галактические и солнечные космические лучи

Все тела Солнечной системы облучаются галактическими космическими лучами (ГКЛ) и солнечными космическими лучами (СКЛ). Ядерные реакции, приводящие к испусканию γ-излучения, вызываются практически лишь заряженными частицами, входящими в состав ГКЛ и СКЛ. Тела, имеющие магнитное поле (например, Земля), экранируются им от частиц малых энергий и облучаются лишь высокоэнергетичной компонентой космических лучей. Тела, лишенные магнитого поля (например, Луна, метеориты), облучаются и частицами самых малых энергий — солнечным ветром.

Галактические космические лучи состоят в основном из протонов и α-частиц. Спектр их энергий лежит в области от 0,1 до $\sim 10^{10}$ ГэВ. Плотность потока ГКЛ постоянная в течение длительного периода времени. Однако при энергиях в несколько ГэВ и ниже на энергетический спектр ГКЛ оказывает существенное влияние солнечное магнитное поле. Солнечная модуляция ГКЛ (форбуш-эффект) приводит к тому, что их плотность потока уменьшается примерно в два-три раза в период максимума солнечной активности. Энергетический спектр ГКЛ может быть описан выражением

$$\varphi_1 (E > E_0) = A/(M_0c^2 + E_0)^n, \qquad (1)$$

где φ_1 — интегральная плотность потока с энергией $> E_0$, част./см^2 · с; E — кинетическая энергия частицы, ГэВ/нуклон; M_0c^2 — энергия покоя частиц, ГэВ; A, n — константы.

На рис. 24 приведены спектры ГКЛ в периоды максимума и минимума солнечной активности. Интенсивность ГКЛ изменяется не только во времени, но и в пространстве. Эта зависимость показана на рис. 25 для района орбит планет земной группы. При удалении от орбиты Меркурия до орбиты Марса (т.е. на расстоянии $\sim$ 1 а.е.) интенсивность возрастает почти на порядок; при дальнейшем удалении она, вероятно, будет оставаться практически постоянной.

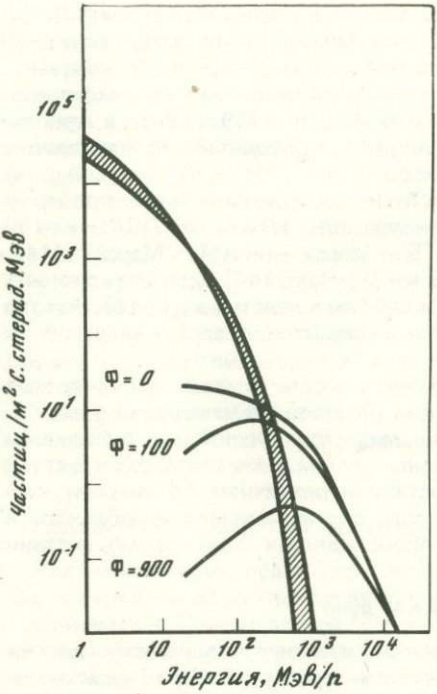
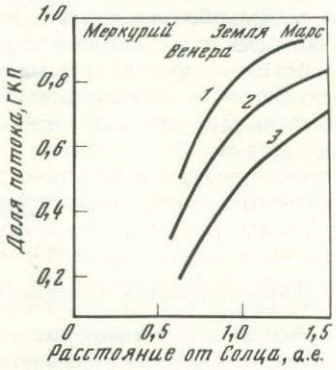


Рис. 24. Спектры ГКЛ вблизи Земли в разные периоды солнечной активности и спектр солнечных протонов, усредненный за длительное время (заштрихованное поле)

Коэффициент $\Phi=0$ характеризует спектр при отсутствии модуляции, $\Phi=900$ — при максимальной модуляции

Рис. 25. Изменение интенсивности ГКЛ с расстоянием от Солнца

Низкая (*1*), промежуточная (*2*) и высокая (*3*) солнечная активность



Солнечные космические лучи, возникающие в период больших солнечных вспышек, также состоят из протонов и более тяжелых ядер. Поток СКЛ может намного превышать поток ГКЛ. Однако энергетический спектр СКЛ лежит в области сравнительно низких энергий, в основном не более ~ 300 МэВ. Многие солнечные вспышки сопровождаются излучением, в котором присутствует очень мало частиц с энергией >100 МэВ. Цикличность возникновения СКЛ связана с 11-летним периодом солнечной активности и 27-суточным периодом вращения Солнца.

Энергетические спектры СКЛ отличаются для разных солнечных вспышек и могут быть описаны экспоненциальной функцией

$$\varphi_2(>P) = \varphi_0 \exp(-P/P_0), \qquad (2)$$

где φ_0 — интегральный поток протонов за время вспышки, протон/см^2; P — жесткость, МэВ/нуклон; P_0 — характеристическая жесткость данной вспышки. Жесткость P связана с энергией E следующим образом:

$$P = \frac{1}{Z_e}\sqrt{E^2 + 2M_0c^2E}, \qquad (3)$$

где Z_e — заряд частицы; M_0 — масса покоя частицы; c — скорость света.

Из сказанного выше следует, что энергетические спектры ГКЛ и СКЛ перекрывают широкий диапазон энергий, однако область энергий СКЛ лежит главным образом ниже 100 МэВ, а область энергий ГКЛ выше 100 МэВ. Вместе с тем плотности потоков и энергетические спектры ГКЛ и СКЛ зависят от периодов солнечной активности. Обычно область энергий выше ~ 100 МэВ относят к области высоких энергий. Процессы вза-

имодействия частиц с такими энергиями подчиняются иным законам, чем взаимодействия в области средних энергий (5—100 МэВ). Наконец, все заряженные частицы с энергией, существенно меньшей, чем удельная энергия связи нуклона в ядре (6—9 МэВ), относящейся к области малых энергий, практически не вызывают ядерных реакций.

Образование радионуклидов в веществе внеземных объектов

При взаимодействии космических лучей с толстой мишенью (поверхностным слоем вещества Луны, планет, метеоритов) происходят ядерные реакции под действием первичных космических частиц и вторичных частиц (нуклонов и мезонов).

Вторичные частицы, образующиеся в толстой мишени в результате бомбардировки ее частицами космического происхождения, могут быть условно разделены на две энергетические группы. Все частицы при энергии выше 100 МэВ взаимодействуют, по существу, единым способом, и для многих ядерных реакций на сложных ядрах сечения образования ядер-продуктов мало зависят от природы высокоэнергетической частицы, вызывающей реакцию.

Преобладающими сильно взаимодействующими частицами с энергией ниже 100 МэВ в больших телах являются нейтроны, так как многие заряженные частицы с энергией менее 100 МэВ теряют ее за счет ионизационных потерь прежде, чем они смогут провзаимодействовать с ядром.

Большая часть вторичных нейтронов появляется с энергией порядка нескольких МэВ при испарении из возбужденного ядра. Остальные образуются в процессе выбивания и имеют относительно высокие энергии. Общее число вторичных нейтронов, например, рожденных в поверхностном слое лунного вещества, составляет около 17,5 нейтрон/см^2 · с [192], или около 7 нейтронов на каждый первичный нуклон. Спектр этих нейтронов еще не измерялся. Однако спектр вторичных нейтронов измерялся на разных высотах в земной атмосфере. Хотя плотности потоков нейтронов у поверхности Земли и Луны отличаются (из-за земного магнитного поля и плотной атсоферы), энергетическое и пространственное распределения нейтронов в обоих случаях должны быть похожими.

Количество ядер-продуктов, образующихся в толстой мишени по какой-либо i-й реакции в единицу времени на глубине d, в общем виде может быть выражено:

$$P_i(d) = N \int_0^\infty \frac{dJ}{dE}(E, d)\, \sigma_i(E)\, dE, \qquad (4)$$

где $\sigma(E)$ — функция возбуждения для этой реакции; N — число атомов мишени в единице массы; $\frac{dJ}{dE}(E, d)$ — дифференциальный поток взаимодействующих частиц на глубине d.

Для использования выражения (4) необходимо знать энергетическое распределение всех взаимодействующих частиц высоких энергий ($E > > 100$ МэВ) и нейтронов средних и малых энергий ($E < 100$ МэВ). Такие расчеты были выполнены в работе [440].

Энергетическое распределение всех сильно взаимодействующих частиц с энергиями более 100 МэВ на глубине d в толстой мишени определялось

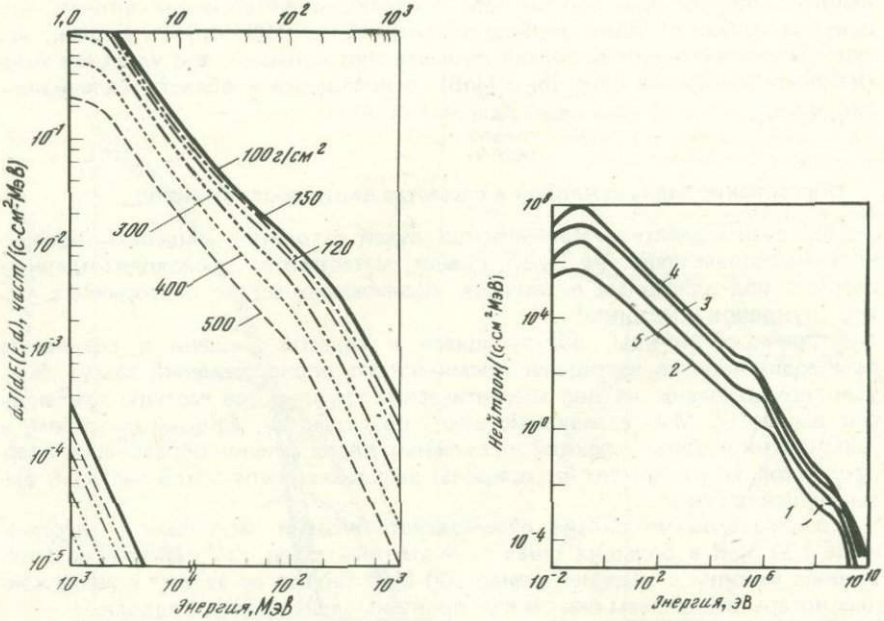


Рис. 26. Зависимость плотности потока всех ядерно-взаимодействующих частиц от их энергии и глубины лунной породы

Рис. 27. Зависимость плотности потока нейтронов и их энергии от глубины лунной породы

1 — спектр галактических частиц; *2* — плотность потока нейтронов у поверхности; *3* — на глубине 30 г/см²; *4* — на глубине 100 г/см²; *5* — на глубине 200 г/см²

по соотношению

$$\frac{dJ}{DE}(E, d) = K(\alpha + E)^{-2,5}, \qquad (5)$$

где α — параметр, определяющий форму распределения, и K — нормировочная константа, являющиеся функцией глубины. Параметр α уменьшается с увеличением глубины, так как число низкоэнергетических частиц увеличивается по отношению к числу высокоэнергетических частиц. Параметр K определяется для каждой глубины из интегрального потока частиц с энергией, большей 1 ГэВ/нуклон.

Для расчета энергетического распределения вторичных нейтронов с энергиями между 2,5 и 100 МэВ от глубины d использовалось выражение

$$\frac{dJ}{dE}(E, d) = K(\alpha + 100)^{-2,5}[M(E) - (\alpha - 50)\,\delta(E)], \qquad (6)$$

где K и α — те же параметры глубинной зависимости, что и в уравнении (5); $M(E)$ и $\delta(E)$ — энергетические функции, МэВ: $M(E) = 94E^{-1} + 603E^{-2} - 300E^{-3}$; $\delta(E) = 0{,}3E^{-1{,}26} - 0{,}00091$.

При $E = 100$ МэВ уравнение (6) переходит в уравнение (5), так как $\delta(E) = 0$ и $M(E) = 1$ для этой энергии.

Поскольку многие из реакций неупругого рассеяния, дающие γ-лучи,

имеют максимальное сечение при энергиях нейтронов порядка 1 МэВ, важно в расчете лунного альбедо γ-лучей знать их поток вблизи поверхности толстой мишени. Энергетическое распределение нейтронов с энергией от 0,5 до 2,5 МэВ вычислялось с использованием выражения вида:

$$\frac{dJ}{dE}(E, d) = K(\alpha + 100)^{-2,5}[115 - (\alpha - 50)\,0{,}094][1{,}3125 + 0{,}5E - 0{,}25E^2]. \quad (7)$$

Наконец предполагалось, что дифференциальная плотность потока нейтронов с энергией ниже 0,5 МэВ растет приблизительно как $1/E$.

На рис. 26 и 27 показаны дифференциальные плотности потоков взаимодействующих частиц, рассчитанные для различной глубины породы на Луне [192, 440]. Интегральный поток первичных протонов с энергией больше 1 ГэВ/нуклон принимался равным 1,7 протон/с · см^2, что является средней величиной за солнечный цикл. Результаты даны для изотропного облучения лунной поверхности. Отношение интенсивности интегрального потока протонов к интегральному потоку α-частиц для энергии более 1 ГэВ/нуклон было принято равным 10. Частицы более тяжелые, чем гелий, не рассматривались. В настоящее время расчетные данные могут быть сопоставлены с экспериментальными, полученными на лунных образцах, но для небольшого слоя вещества. Потоки для больших глубин можно сравнить с измерениями, сделанными в земной атмосфере.

В табл. 24 приведены основные космогенные радионуклиды, образующиеся при взаимодействии космических лучей с веществом Луны, планет, метеоритов и космической пылью.

Количество космогенных радионуклидов во внеземных объектах накапливается со временем их пребывания в космическом пространстве, однако при длительном времени облучения основная часть этих радионуклидов достигает равновесного содержания, которое определяется интенсивностью космического облучения. Чем короче период полураспада радионуклида, тем скорее его содержание достигает равновесного, т.е. такого количества, когда число образующихся ядер (данного типа) становится равным числу распадающихся.

Основная часть приведенных в табл. 24 космогенных радионуклидов содержится во внеземных объектах в таких равновесных количествах, которые дают примерно 1—100 распадов в минуту на килограмм объекта.

Анализ радиоактивных и нерадиоактивных продуктов ядерных реакций позволяет получить информацию о современных процессах, происходящих в космическом пространстве, а также в историческом аспекте познать его далекое прошлое.

Как можно видеть из выражения (1), количество космогенных нуклидов, образующихся в единицу времени, зависит от интенсивности и спектрального состава ядерно-активных частиц, а также от сечения образования данного нуклида, которое само является функцией энергии частиц. Зная эти зависимости, можно рассчитать и скорость накопления любого космогенного нуклида на любом расстоянии от поверхности космического тела. Однако строгий расчет скорости накопления космогенных нуклидов в космических объектах является весьма сложной задачей, поэтому подобные расчеты делаются при некоторых упрощающих допущениях [21, 84, 252, 330, 458]. При этом, например, теоретические оценки содержания космогенных нуклидов в метеоритах [21] имеют согласие с экспериментальными в пределах коэффициента ~ 2.

Образование космогенных нуклидов в лунном веществе рассматривалось в ряде работ. На рис. 28 представлено распределение космогенных

Таблица 24

Основные долгоживущие ($T_{1/2} \geqslant 30$ дней) космогенные радионуклиды

Нуклид	Тип распада, излучение	Период полураспада	Энергия излучения, МэВ, выход, %
^{3}H	β^-	12,262 года	0,0186 макс.
^{10}Be	β^-	$1{,}62 \cdot 10^6$ лет	0,555 макс.
^{14}C	β^-	5,745 года	0,156 макс.
^{22}Na	β^+, ЭЗ, γ	2,6 года	0,545 макс. $-\beta^+$ 1,275 (100) $-\gamma$
^{26}Al	β^+, ЭЗ, γ	$7{,}16 \cdot 10^5$ лет	1,17 макс. $-\beta^+$ 0,511; 1,12 (4); 1,81 (100) $-\gamma$
^{32}Si	β^-	~ 700 лет	0,21 макс.
^{36}Cl	β^-, β^+, ЭЗ	$3{,}08 \cdot 10^5$ года	0,71 макс. $-\beta^-$ 0,511 (2) $-\gamma$
^{37}Ar	ЭЗ, γ	35 дней	Непр. до 0,81 $-\gamma$
^{39}Ar	β^-	263 года	0,565 макс.
^{40}K	β^-, β^+; ЭЗ, γ	$1{,}27 \cdot 20^9$ лет	0,36 макс. $-\beta^-$ 0,483 макс. $-\beta^+$ 1,46 (11) $-\gamma$
^{44}Ti	ЭЗ, γ	48 лет	0,068 (90); 0,078 (98) $-\gamma$
^{45}Ca	β^-	165 дней	0,262 макс. β^-
^{46}Sc	β^-, γ	84 дня	0,357 макс. 0,889 (100); 1,120 (100) $-\gamma$
^{48}V	ЭЗ, β^+, γ	16 дней	0,696 макс. $-\beta^+$ 0,945 (10); 0,983 (100); 1,312 (97); 2,241 (3) $-\gamma$
^{49}V	ЭЗ, γ	330 дней	Непр. до 0,60 $-\gamma$
^{51}Cr	ЭЗ, γ	27,5 дня	0,320 (9) $-\gamma$
^{55}Mn	ЭЗ, γ	$2 \cdot 10^6$ лет	
^{54}Mn	ЭЗ, γ	312 дней	0,835 (100) $-\gamma$
^{55}Fe	ЭЗ, γ	2,6 лет	Непр. до 0,23 (0,004) $-\gamma$
^{56}Co	β^+, ЭЗ, γ	77 дней	1,49 макс. $-\beta^+$ 0,847 (100); 1,04 (15) 1,24 (66); 1,76 (15) 2,02 (11); 2,60 (17); 3,26 (13) $-\gamma$
^{57}Co	ЭЗ γ	272 дня	0,014 (9); 0,122 (87); 0,136 (11); 0,692 (0,14) $-\gamma$
^{58}Co	β^+, ЭЗ γ	72 дня	0,474 макс. $-\beta^+$ 0,810 (99); 0,865 (1,4) 1,67 (0,6) $-\gamma$
^{59}Ni	ЭЗ, γ	~ 10^5 лет	Непр. до 1,06 $-\gamma$
^{60}Co	β^-, γ	5,3 года	1,48 макс. (0,12); 0,314 макс. (99) $-\beta^-$ 1,173 (100); 1,332 (100) $-\gamma$

нуклидов на разных глубинах лунной породы, рассчитанное в работе [441]. Расчет проводился для лунного грунта, облученного ГКЛ. Как видно из рисунка, максимальная скорость образования, например, нуклидов ^{14}C и ^{22}Na лежит на глубине ~ 40 г/см^2. Такие нуклиды, как ^{10}Be и ^{3}H, имеют максимум расчетной скорости образования на глубине от 0 до 15 г/см^2.

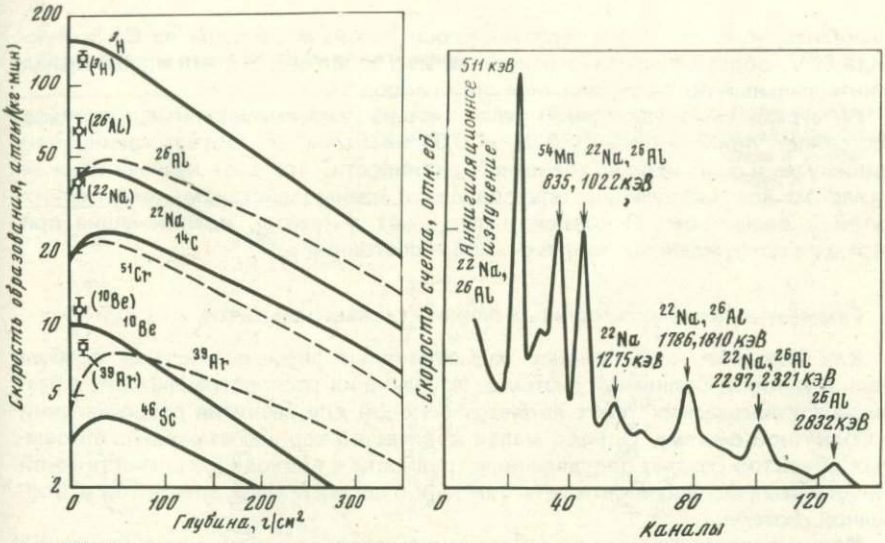


Рис. 28. Изменение скорости образования космогенных нуклидов в зависимости от глубины (расстояния до поверхности) лунной породы (точки — экспериментальные данные)

Рис. 29. Спектр γ-излучения космогенных нуклидов в лунном грунте, доставленном на Землю АЛС "Луна-16" (спектр построен по экспериментально измеренным содержаниям радионуклидов)

Начиная приблизительно с глубины 120 г/см^2, скорость образования радионуклидов экспоненциально уменьшается с глубиной.

В работе [527] впервые был оценен вклад космогенных нуклидов в γ-излучение лунных пород. Расчет проводился для 1 г пород различных типов. Количество космогенных нуклидов определялось на основании экспериментальных данных по сечениям образования радионуклидов, полученным на ускорителях. Ограниченный экспериментальный материал по сечениям образования нуклидов был восполнен экстраполяцией ряда неизмеренных сечений. Было показано, что основными космогенными нуклидами, которые дают вклад в гамма-спектр лунных пород, являются: ^{10}C, ^{16}N, ^{14,19}O, ^{20}F, ^{22,24}Na, ^{26,28}Al, ^{54}Mn. Образование космогенных нуклидов в лунном грунте под действием вторичных нуклонов было рассмотрено также в работах [193, 440]. Авторы указывают, что из всех радионуклидов — продуктов реакции, образующихся в лунной породе, лишь четыре дают заметный вклад в результирующий гамма-спектр лунного грунта: ^{16}N, ^{26}Al, ^{22}Na, ^{54}Mn.

На рис. 29 показан гамма-спектр основных космогенных γ-излучателей с энергией меньше 3 МэВ, содержащихся в лунном грунте, доставленном на Землю. Спектр построен для сцинтилляционного спектрометра с кристаллом NaJ(Tl) размером 76 X 76 мм и разрешением ~ 10% (по $E_\gamma \sim 0{,}666$ МэВ). Возможно некоторое изменение этого спектра с периодом солнечного цикла, что обусловлено изменением содержания наиболее короткоживущих γ-излучателей, таких, как ^{22}Na, ^{54}Mn и др., образование которых зависит от времени, прошедшего с момента солнечной вспышки. Поток γ-квантов ^{26}Al практически не зависит от времени. Гам-

ма-кванты нуклида ^{40}K, образующегося главным образом из Ca, и нуклида ^{50}V, образующегося в основном из Fe, Mn и Ti, дают малый вклад в интегральный поток γ-квантов лунной породы.

Интегральный поток γ-квантов за счет распада космогенных нуклидов составляет приблизительно 0,08 и 0,04 квант/см^2 · с соответственно при минимуме и максимуме солнечной активности, что дает незначительный вклад во все γ-излучение, обусловленное взаимодействием космических лучей с веществом. Основной вклад дают γ-кванты, возникающие при переходе возбужденных ядер в основное состояние.

Гамма-излучение естественных радиоактивных элементов

Как известно, естественные радиоактивные элементы играют особую роль в истории Солнечной системы. Изучение их распространенности в различных космических телах является основой для развития представлений о Солнечной системе. Однако малое количество хорошо изученных внеземных объектов создает определенные трудности в подходе к количественной оценке распространенности естественных радиоактивных элементов в Солнечной системе.

Можно представить, что на самом раннем этапе возникновения солнечной туманности радионуклиды были гомогенно распределены в газообразном облаке, плотность которого уменьшалась от его центральной части к периферии. Всю последующую эволюцию вещества Солнечной системы, и в частности историю существования радионуклидов, можно разделить на два основных периода — допланетный, когда вещество находилось в газопылевом состоянии, и планетный, когда вещество сконцентрировалось в крупные тела Солнечной системы.

В настоящее время радиоактивность вещества планет определяется главным образом U, Th и K. Их среднее содержание на Земле оценивается либо исходя из величины современного теплового потока из недр планеты [358], либо принимается равным среднему содержанию их в хондритовых метеоритах [518]. Радиоактивность планет в далеком прошлом была значительно выше не только за счет более высокого содержания этих элементов в тот период, но и за счет распада более короткоживущих нуклидов с периодом полураспада $\sim 10^6$—10^8 лет. Последние возникли в эпоху ядерного синтеза и впоследствии вошли в состав молодых тел Солнечной системы.

Наконец, возможно, в допланетную эпоху и на ранней стадии формирования планет могли существовать сверхтяжелые трансурановые элементы, треки осколков которых обнаружены в некоторых метеоритах и образцах лунной породы [206].

В настоящее время известно около 20 естественных радионуклидов, имеющих период полураспада от 10^8 до 10^{21} лет. В большинстве случаев они принадлежат к редким и рассеянным элементам, содержание которых в породах земной коры не превышает малых долей процента. В табл. 25 приведены наиболее надежно идентифицированные естественные радионуклиды, обнаруженные в земной коре. Данные взяты из работ [130, 168, 206, 249, 343, 459, 529]. Так как интенсивность излучения радионуклидов определяется не только их содержанием в породе, но и периодом полураспада, то, как можно видеть из табл. 25, существенный вклад в радиоактивность могут давать лишь ^{40}K, ^{232}Th и ^{238}U.

На Земле калий, торий и уран содержатся в основном в коре, где концентрация их значительно выше, чем в мантии. Но и в пределах различных типов пород земной коры их содержания значительно различаются.

Нуклид калия ^{40}K, на 10,95 ± 0,90% распадается в результате электрон-

Таблица 25

Естественные радионуклиды земной коры

Радионуклид	Тип распада	Период полураспада, лет	Распространенность радионуклида, %	Среднее содержание радионуклида в земной коре, %
^{40}K	β^-(89, 095) ЭЗ (10,95%)	$1{,}27 \cdot 10^9$	0,0119	2,35
^{50}V	ЭЗ	$4 \cdot 10^{14}$	0,24	0,02
^{87}Rb	β^-	$4{,}7 \cdot 10^{10}$	27,85	$8 \cdot 10^{-3}$
^{115}In	β^-	$6 \cdot 10^{14}$	95,77	10^{-5}
^{130}Te	β^-	10^{21}	34,49	10^{-6}
^{138}Ba	β^-	10^{15}	71,66	0,05
^{138}La	β^-, ЭЗ	$7 \cdot 10^{10}$	0,089	$6{,}5 \cdot 10^{-4}$
^{144}Nd	α	$3 \cdot 10^{15}$	23,87	$1{,}7 \cdot 10^{-3}$
^{150}Nd	β^-	10^{16}	5,60	
^{147}Sm	α	$6{,}7 \cdot 10^{11}$	15,07	$7 \cdot 10^{-4}$
^{176}Lu	β^- (33%) ЭЗ (67%)	$2{,}4 \cdot 10^{10}$	2,60	$1{,}7 \cdot 10^{-4}$
^{178}(?)W	α	$6 \cdot 10^8$	$2{,}5 \cdot 10^7$	$7 \cdot 10^{-3}$
^{187}Re	β^-	$4 \cdot 10^{12}$	62,93	10^{-7}
^{190}(?)Pt	α	?	?	$2 \cdot 10^{-5}$
^{209}Bi	α	$2{,}7 \cdot 10^{17}$	100	10^{-5}
^{232}Th	α	$1{,}39 \cdot 10^{10}$	100	10^{-3}
^{235}U	α	$7{,}13 \cdot 10^8$	0,72	$2 \cdot 10^{-6}$
^{238}U	α	$4{,}51 \cdot 10^9$	99,28	$3 \cdot 10^{-4}$
^{247}Cm	α	$>4 \cdot 10^7$	?	?

Таблица 26

Гамма-радиоактивность земных пород и внеземных объектов

Радионуклид	Удельная активность, 10^{-2} квант/г · с				
	Граниты	Базальты	Дуниты	Хондриты	Лунная кора
^{40}K	11,05	2,60	0,103	0,29	3,70
^{232}Th	7,38	1,23	$2{,}05 \cdot 10^{-3}$	$1{,}64 \cdot 10^{-2}$	1,16
^{238}U	4,31	0,62	$3{,}69 \cdot 10^{-3}$	$1{,}85 \cdot 10^{-2}$	0,64
ΣK, Th, U	22,74	4,45	0,109	0,328	5,50

ного захвата (сопровождающегося испусканием γ-квантов с энергией 1,461 МэВ), превращаясь в ^{40}Ar, и на 89,05 ± 0,09% — путем β-распада, превращаясь в ^{40}Ca. Так как в дальнейшем нас будет интересовать в основном γ-излучение, то заметим, что 1 г природного калия излучает 3,25 ± ± 0,07 γ-квант/с.

^{232}Th при распаде образует радиоактивный ряд (семейство), состоящий из 7 радионуклидов и заканчивающийся стабильным нуклидом свинца ^{208}Pb; 1 г природного тория (^{232}Th), находящегося в радиоактивном равновесии с дочерними продуктами распада, излучает $4{,}1 \cdot 10^3$ γ-квант/с.

^{238}U при распаде образует радиоактивный ряд (семейство), состоящий из 8 радионуклидов и заканчивающийся стабильным нуклидом свинца ^{206}Pb,

Таблица 27

Содержание естественных радиоэлементов в различных типах земных горных пород

Типы породы	Порода	Содержание радиоэлементов*, г/т		
		$K \cdot 10^4$	U	Th
Кислые	Граниты, гранодиориты (кварцевые порфиры, риолиты, дациты)	3,4 / 1–6	3,5 / 1–20	18 / 6–40
Средние	Диориты (андезиты)	2,3 / 1–4	1,8 / 1–3	7 / 6–30
Основные	Габбро (базальты), анортозиты	0,8 / 0,05–3,0	0,5 / 0,03–4	3,0 / 0,05–10
Ультраосновные	Дунит, перидотит, гарцбургит (пикрит)	0,03 / 0,001–0,1	0,003 / 0,001–0,8	0,005 / 0,001–1,0

*В числителе дано средневзвешенное содержание, в знаменателе—диапазон содержаний.

1 г ^{238}U, находящегося в радиоактивном равновесии с дочерними продуктами распада, излучает $1{,}23 \cdot 10^4$ γ-квант/с.

Если принять во внимание содержания K, Th и U в земных породах и космических телах, приведенные в работе [22], и воспользоваться вышеупомянутыми удельными активностями этих нуклидов, то можно вычислить удельную гамма-активность каждой породы. Соответствующие данные приведены в табл. 26.

Как видно из табл. 26, земные породы и космические тела значительно отличаются друг от друга по гамма-радиоактивности. Однако интегральный поток γ-квантов не является однозначной характеристикой содержаний каждого из этих радионуклидов в отдельности. В то же время именно раздельное содержание радионуклидов является наиболее важной характеристикой многих геохимических процессов. В лабораторных и полевых условиях раздельное определение K, Th и U обычно ведется не по интегральному потоку, а по спектральному составу γ-излучения.

Естественные радиоактивные элементы на Земле. В земной коре U, Th и K распределены весьма неравномерно. В наибольших количествах они содержатся в кислых породах, меньше — в средних, затем — в основных, и, наконец, совсем мало — в ультраосновных породах. В табл. 27 приведены средние содержания естественных радиоактивных элементов в наиболее распространенных породах Земли [22, 58, 128]. Имея общие представления о процессах, приведших к образованию этих пород на Земле, можно представить себе поведение естественных радиоактивных элементов и их роль в эволюции вещества на других планетах.

На рис. 30 представлены данные по содержанию естественных радиоактивных элементов в наиболее распространенных земных породах. Подобная систематика на основе парных логарифмических графиков обычно используется при геохимических и космохимических рассмотрениях.

Петрографическое и петрохимическое исследования образцов океанических пород позволили рассмотреть вопрос о характере генетической взаимосвязи базальтов и ультрабазитов, подразделяющихся на две основные группы пород: лерцолиты и гарцбургиты [51]. При этом лерцолиты классифицируются как вещество верхней мантии, а гарцбургиты — как остаток

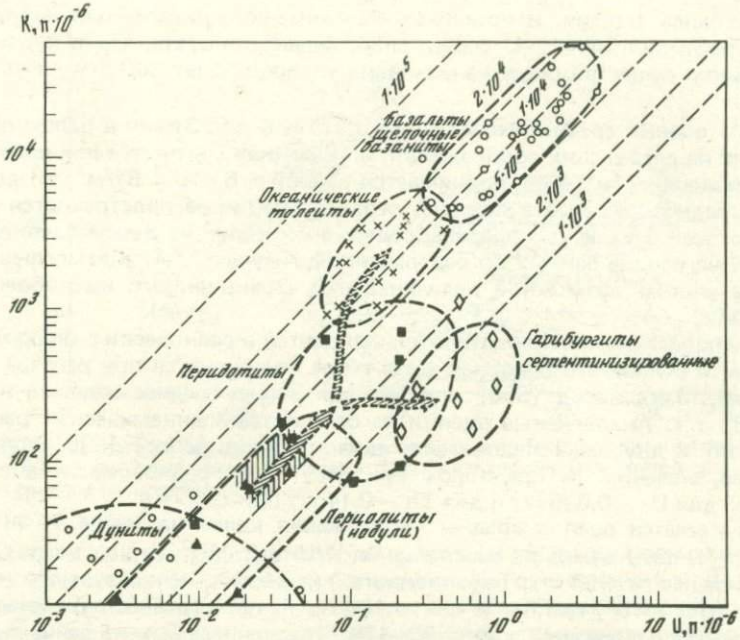


Рис. 30. K—U-систематика данных по содержанию естественных радиоактивных элементов в наиболее распространенных земных породах

после выплавления примитивных базальтов. Эти соображения, по-видимому, подтверждаются и K—U-систематикой.

Из рис. 30 следует, что область средних значений K/U отношений для лерцолитовых нодулей океанических областей занимает узкую полосу в пределах $(2–3) \cdot 10^3$, т.е. находится значительно ниже полосы K/U отношений для последовательности толеитовых базальтов ($K/U \sim 7 \cdot 10^3$) и основной массы щелочных базальтов — $K/U = (1–2) \cdot 10^4$. Естественно предположить, что повышение K/U отношений в этих породах должно сопровождаться его уменьшением в других образованиях, связанных с первым единым генетическим процессом. Данными породами, очевидно, являются гарцбургиты. Таким образом, при рассмотрении данных по K/U отношениям обращает на себя внимание разветвление лерцолитовой полосы K/U отношений на два ряда, существенно отличающихся друг от друга. Верхний ряд, начинающийся с океанических толеитовых базальтов, характеризуется более высоким K/U отношением, нижний ряд, представляемый гарцбургитами, — более низким.

Понижение K/U отношений в гарцбургитовых породах рифтовых зон обусловлено очень высоким для ультраосновных пород содержанием урана. На основании ряда фактов можно предположить, что столь высокие содержания урана в них являются результатом вторичного обогащения, возникшего в ходе переработки этих пород продуктами дегазации мантии, с которыми поступал уран. В данном случае важно, что ураном обогащены породы, непосредственно связанные с мантией. В рифтовых областях не может быть влияния континентальной коры, и все вариации K/U отношений вызваны только дифференциацией в мантийном веществе и его продуктах.

Таким образом, исходя из предположения, впервые высказанного Вакитой [522], о том, что лерцолитовые нодули представляют собой мате-

риал верхней мантии, и принимая во внимание приведенную на рис. 30 схему распределения K–U содержаний, можно полагать, что в первичном мантийном веществе содержание калия не превышает 300 г/т, а урана — 0,1 г/т.

При оценке средних содержаний U, Th и K для Земли в целом обычно исходят из следующих соображений: а) величина среднего теплового потока на поверхности Земли принимается равной $\sim 6 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; б) соотношение радиоэлементов в породах верхней мантии распространяется на вещество всей Земли; в) пределы содержания калия на Земле оцениваются по ^{40}K на основе данных по содержанию дочернего ^{40}Ar в атмосфере планеты с учетом возможной величины его фракционного высвобождения [318, 342].

Предполагая, что тепловой поток находится в равновесии с теплообразованием, и считая, что основная часть тепла генерируется при распаде урана и тория, Макдональд [358] получил для Земли среднее содержание U $\approx$ $\approx$ 0,031 г/т. Аналогичные оценки на основе термодинамических расчетов приводят и другие исследователи; в частности, в работе [496] получены средние значения (в предположении отсутствия радиоэлементов в ядре Земли) для U — 0,035 г/т и для Th — 0,14 г/т при Th/U = 4.

Что касается оценок среднего содержания калия на Земле, то значение $\sim$ 100 г/т, получаемое из соотношения K/U $\sim 3 \cdot 10^3$, на наш взгляд, предпочтительнее $\sim$ 350 г/т, рассчитанного из обычно используемого соотношения $K/U = 10^4$, тем более что $\sim$ 100 г/т лучше соответствует диапазону возможных содержаний калия 90–170 г/т, оцениваемых из данных по дочернему ^{40}Ar.

Естественные радиоактивные элементы на телах Солнечной системы. Если фракционирование летучих элементов и соединений между планетами земной группы и планетами-гигантами не вызывает сомнений и обусловлено различием в температурах на разных расстояниях от Солнца, то вопрос о фракционировании, зависящем от гелиоцентрического расстояния в пределах группы планет земного типа остается открытым. Однако некоторые представления об этом фракционировании могут быть получены как из рассмотрения различных конденсационных моделей формирования планет из протопланетного облака, так и из рассмотрения косвенных данных о строении планет.

Полагая, что соотношения U и Th мало меняются или совсем не меняются в пределах, по крайней мере, 4 а.е. рассмотрим, как и выше, содержания и соотношения лишь U и K.

На рис. 31 приведена распространенность K и отношения K/U для Венеры, Земли, Марса, Луны и метеоритов [496]. Видно, что измеренные гамма-спектрометрическим методом распространенности U, Th и K больше похожи на земные, чем на лунные или метеоритные. Принимая во внимание трудности получения этих данных, все же можно сделать некоторую экстраполяцию к составу пород на Венере на основе корреляции содержания калия с содержанием Si и Al, как это наблюдается среди геологических пород на Земле, Луне и в метеоритах. Содержание калия в районе посадки СА "Венера-8" склоняет к присутствию сиалевых пород, в то время как в обедненных калием районах посадки СА "Венера-9 и -10" предполагают симатическую породу.

Составы пород, измеренные на СА "Венера-13 и -14", указывают, что Венера является дифференцированной, так как эти составы отличаются от примитивных метеоритных пород (см. рис. 31) и близки к дифференцированным породам Земли. Как видно из рисунка, распространенности естественных радиоактивных элементов на Луне, планетах и в метеоритах укла-

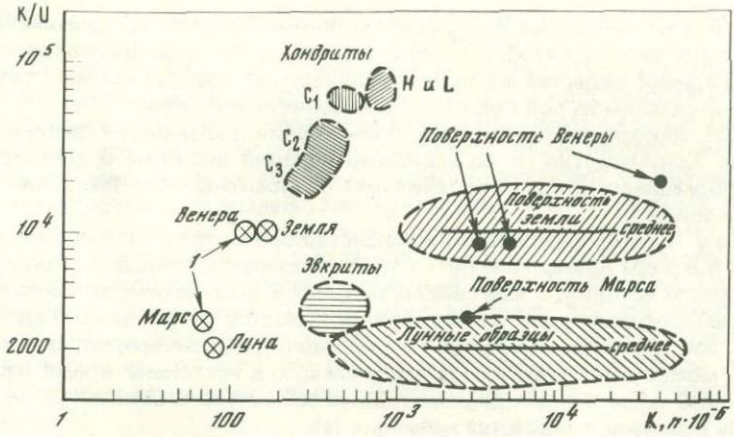


Рис. 31. K—U-систематика данных по содержанию естественных радиоактивных элементов в породах Земли, Венеры, Марса и Луны и некоторых метеоритов
1 — средняя распространенность

дываются в общие представления об эволюции вещества Солнечной системы. В соответствии с этими представлениями протопланетное вещество, из которого впоследствии образовались все тела Солнечной системы, приобрело в ходе своей химической эволюции вещественную неоднородность, отразившуюся на составе Луны, планет и метеоритов. Эта неоднородность состава протопланетного вещества определялась главным образом соотношением летучих и тугоплавких элементов и их соединений.

В ходе эволюции протопланетного вещества летучие элементы и соединения оказались на периферии облака (в области низких температур), тугоплавкие — ближе к Солнцу (в области высоких температур). Этот процесс дифференциации вещества в допланетный период естественно отразился и на распространенности радиоактивных элементов (и особенно на их соотношении) в Солнечной системе. Так, например, при изменении расстояния от Меркурия (~ 0,4 а.е.) до астероидного пояса (~ 2—4 а.е.) отношение K/U меняется почти на пять порядков.

Таким образом, образовавшиеся впоследствии различные тела Солнечной системы унаследовали те количественные соотношения радиоактивных элементов, которые имели место в районе формирования данных тел.

Несколько сложнее представляется картина образования планетной системы типа Земля—Луна. Несмотря на идентичность допланетного вещества в зоне питания этих двух тел, различие в условиях конденсации (давление, температура) привело к различию их химического состава. Согласно конденсационным моделям, металлическое ядро Земли могло образоваться до начала конденсации низкотемпературных магниевых силикатов. Вследствие этого относительный недостаток железа на Луне может быть связан с тем, что при ее аккреции значительную долю составляли высокотемпературные конденсаты, обогащенные тугоплавкими элементами (в том числе ураном и торием).

С другой стороны, в дефиците летучих элементов на Земле и Луне заметную роль должен был сыграть механизм взаимодействия солнечного ветра с частицами формирующегося роя. Согласно модели, развиваемой Е.Л. Рускол [120], влияние солнечного ветра особенно сильно должно было сказаться для Луны на заключительном этапе аккреции ее поверхностных

слоев. В этот период на периферии околоземного роя прозрачность была достаточно велика, чтобы атомы летучих элементов, высвободившиеся при испарении вещества в процессах соударения твердых частиц и тел, были частично удалены из роя под действием солнечного ветра.

После формирования планет происходила дальнейшая эволюция вещества. Как известно, в ходе дифференциации вещества планет происходило обогащение коры естественными радиоактивными элементами, особенно калием.

Если у Луны дифференциация вещества была относительно невелика, то Земля и Венера претерпели путь глубокой дифференциации в процессе своей тепловой истории, о чем свидетельствует, в частности, и высокое K/U отношение поверхностных магматических пород по сравнению с предполагаемыми соотношениями средних содержаний радиоэлементов в планетах.

Так можно представить себе наблюдаемую в настоящее время распространенность естественных радиоактивных элементов в Солнечной системе и их роль в эволюции вещества небесных тел.

ГАММА-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКАЯ АППАРАТУРА ДЛЯ КОСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Развитие техники гамма-спектрометрии в последнее десятилетие ознаменовалось большими успехами. Разработкой аппаратуры и метода занимались многие исследователи, применявшие гамма-спектрометрию к решению самых различных задач [57, 136, 142, 180, 399]. Опубликован и ряд работ, посвященных гамма-спектрометрической аппаратуре, применявшейся в космических исследованиях [57, 136, 142, 180, 399], а также использовавшейся для исследования метеоритов, космической пыли и лунного грунта, доставленного на Землю космическими аппаратами [127, 135, 140, 158, 166, 207, 224, 311, 461].

Ввиду чрезвычайно низкого содержания естественных и космогенных радионуклидов во внеземных объектах исследования их радиоактивности в большинстве случаев проводятся с помощью низкофоновой сцинтилляционной гамма-спектрометрии, имеющей высокую эффективность регистрации γ-излучения. Вместе с тем создание полупроводниковых детекторов большого объема также открывает возможность применения их для вышеупомянутых целей.

Гамма-спектрометрическая аппаратура, применяемая для исследования внеземного вещества с помощью космических средств, в простейшем случае представляет собой многоканальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, обладающий рядом специфических особенностей, обусловленных требованиями к бортовой аппаратуре. Детектором в таком спектрометре может быть твердый сцинтиллятор, например NaI (Tl) или CsI (Tl), или газовый сцинтиллятор, например Xe.

Более сложным вариантом этой аппаратуры является гамма-спектрометр с полупроводниковым детектором. Для постоянного поддержания низкой температуры полупроводникового детектора необходимо создание специальной бортовой криогенной техники, а также использование амплитудных анализаторов с большим числом каналов, что значительно усложняет конструкцию спектрометра. Наконец, в аппаратуре, предназначенной для получения более обширной информации о составе и свойствах внеземного вещества, используются вместе с гамма-спектрометром различные источники возбуждения γ-излучения. Такими источниками могут быть: нейтронные генераторы, основанные на ядерной реакции T $(d, n)^4$ He; Po—Be- или Ra-Be-изотопные источники, основанные на реакциях (α, n); тяжелые элементы

(например, ^{252}Cf), которые в результате спонтанного деления испускают нейтроны.

Несмотря на то что принципиальные устройства гамма-спектрометрической аппаратуры, используемой в лабораторных и космических исследованиях, в основном похожи, бортовая аппаратура имеет ряд принципиальных отличий. Это прежде всего малые габариты, вес и энергопотребление. Бортовая аппаратура также должна быть работоспособной в широком диапазоне температур и при воздействии больших линейных и ударных ускорений и вибраций. Наконец, она должна автоматически производить все измерения, включая выполнение задаваемой программы работы, осуществление автоматической корректировки режимов, а также вывод накопленной информации на телеметрию космического аппарата. Все эти требования, предъявляемые к бортовой аппаратуре, естественно, вызывают необходимость по-иному решать конструктивные и методические вопросы, связанные с созданием гамма-спектрометрической аппаратуры для космических исследований.

В нашей стране такая аппаратура разрабатывалась главным образом в ГЕОХИ АН СССР и СНИИП ГКАЭ и использовалась ими для исследования Луны, Венеры и Марса. Некоторые разработки были осуществлены также в ИКИ АН СССР и других научно-исследовательских центрах.

Ниже рассматриваются некоторые конструктивные особенности гамма-спектрометрической аппаратуры, предназначенной для исследования внеземного вещества, причем наибольшее внимание уделено аппаратуре, разрабатывавшейся и применявшейся для исследования γ-излучения Луны, Венеры и Марса с помощью космических средств.

Сцинтилляционные детекторы и блоки детектирования

Для определенности терминологии условимся, что под детектором излучения мы будем понимать непосредственный приемник и преобразователь γ-излучения, т.е. сцинтилляционный кристалл, под блоком детектирования, или сцинтиблоком, — кристалл, сопряженный с фотоумножителем (возможно, вместе с делителем напряжения), а все устройство, обеспечивающее получение, усиление и передачу электрического сигнала в анализирующем устройстве, назовем датчиком. Последний термин не является общепринятым, но он широко используется в космических исследованиях, так как именно датчик (блок такого назначения) выносится за пре-

Таблица 28

Основные свойства некоторых сцинтилляторов, используемых в гамма-спектрометрии

Сцинтиллятор	Максимум эмиссионного спектра, нм	Время высвечивания, мкс	Плотность, $г \cdot см^{-3}$	Эффективность по отношению к антрацену
NaJ (Tl)	420	0,25	3,67	2,1
CsJ (Tl)	565	1,1	4,51	1,0
CsJ (Na)	565	0,65	4,51	1,75
Антрацен	440	0,032	1,25	1,0
Пластмассовый сцинтиллятор	350—450	0,0025—0,005	1,06	0,28—0,48
Жидкий сцинтиллятор	355—450	0,0015—0,008	0,86	0,27—0,49

Таблица 29

Конструктивные размеры и основные технические характеристики ФЭУ

Параметр	ФЭУ-129	ФЭУ-125	ФЭУ-54	ФЭУ-55
Максимальный размер ($d \times h$)	52 × 122	170 × 190	22 × 75	22 × 75
Рабочий диаметр фотокатода, мм	40	150	12	12
Масса, г	130	1000	$\frac{25}{40}$	$\frac{25}{40}$
Тип фотокатода	Bi–Ag–Cs	Sb–Na–K–Cs	Sb–Cs	Bi–Ag–Cs
Область спектральной чувствительности, нм	310–740	300–850	300–650	310–770
Световая чувствительность, А/лм	$4{,}5 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Напряжение питания, В	1500	$\frac{1650}{2200}$	1550	1550
Световая анодная чувствительность, А/лм	10	$\frac{10}{100}$	10	10
Энергетическое разрешение с источником гамма-излучения ^{137}Cs, %	–	10	15	–
Максимальная амплитуда импульсов, А	–	–	–	–
Рабочий диапазон температур, °С	–60 +70	–60 +70	–60 +70	–60 +70
Вибропрочность, м/с^2	98,1	98,1	98,1	98,1
Минимальная долговечность, ч	2000	2000	1000	1000

делы корпуса космического аппарата, а остальные электронные устройства размещаются внутри него.

Как известно, при выборе гамма-детектора руководствуются следующими параметрами: разрешающей способностью, определяющей сложность спектра, который может быть проанализирован; эффективностью детектора, которая определяет нижний предел измерения активности; линейностью, стабильностью и другими параметрами, определяющими качество получаемой информации; простотой обработки полученной информации.

Современная гамма-спектрометрия практически целиком основана на трех классах детекторов — сцинтилляционных, газовых и полупроводниковых. Основными функциональными элементами сцинтилляционных блоков детектирования являются сцинтилляторы и фотоумножители.

В табл. 28 приведены некоторые характеристики сцинтилляторов, используемых в спектрометрии γ-излучения. В настоящее время из приведенных в табл. 28 сцинтилляторов главным образом NaJ(Tl), CsJ(Tl) и пластмасса используются как в бортовых, так и в лабораторных гамма-спектрометрах, предназначенных для исследования внеземного вещества.

ФЭУ-58	ФЭУ-83	ФЭУ-92	ФЭУ-93	ФЭУ-97	ФЭУ-110	ФЭУ-118
22 × 75	36 × 100	40 × 113	52 × 110	52 × 110	80 × 125	52 × 110
12	25	25	40	40	63	40
40	80	150	140	140	200	140
Sb–Cs	Ag–O–Cs	Sb–Cs	Sb–Cs	Sb–Cs	Sb–K–Na–Cs	Sb–K–Na–Cs
300–650	100–1200	300–650	300–650	250–650	300–900	300–850
$1{,}5 \cdot 10^{-5}$	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$	$2{,}5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$3{,}5 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-5}$	$10 \cdot 10^{-5}$
2000	1700 / 2200	1700 / 2000	1600	1700 / 2400	1500 / 2000	1400
30	10 / 100	30 / 100	10	30 / 10000	10 / 100	10
–	–	11	11	11	11	10,5
$9 \cdot 10^{-2}$	–	–	–	–	–	–
–60 +70	–60 +55	–60 +60	–60 +70	–60 +70	–60 +70	–60 +70
147	–	147	98,1	98,1	98,1	98,1
1000	1000	2000	3000	2500	2000	2000

Заметим, что неорганические сцинтилляторы по сравнению с органическими имеют на два порядка длительнее время высвечивания и на порядок выше эффективность регистрации γ-квантов, а это позволяет использовать оба класса сцинтилляторов для решения широкого круга задач.

В табл. 29 приведены основные характеристики отечественных спектрометрических фотоумножителей ФЭУ, используемых в сцинтилляционной гамма-спектрометрии. Нетрудно видеть, что область максимума спектральной чувствительности большинства фотоумножителей ближе всего соответствует максимуму эмиссионного спектра кристалла NaJ(Tl) и органических сцинтилляторов. Прочностные характеристики фотоумножителей улучшаются с уменьшением их размера. С уменьшением размера фотоумножителей также уменьшаются их собственные шумы.

Одним из основных блоков гамма-спектрометрической аппаратуры является блок детектирования. В сцинтилляционных спектрометрах он обычно состоит из сцинтиллятора и фотоумножителя, которые, будучи объединенными конструктивно в едином блоке и заключенными в единый герметичный корпус, получили название "сцинтиблоков". Сцинтиблок

Таблица 29 (окончание)

Параметр	ФЭУ-119	ФЭУ-139	ФЭУ-141	ФЭУ-148
Максимальный размер ($d \times h$)	40 × 115	80 × 125	38 × 70	40 × 110
Рабочий диаметр фотокатода, мм	25	63	25	25
Масса, г	180	200	120	140
Тип фотокатода	Sb–K–Na–Cs	Sb–K–Cs	Sb–K–Na–Cs	Sb–K–Cs
Область спектральной чувствительности, нм	300–850	300–650	300–850	300–650
Световая чувствительность, А/лм	$8 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	–	$5{,}5 \cdot 10^{-5}$
Напряжение питания, В	1500 2000	1850	1700	2100
Световая анодная чувствительность, А/лм	10 100	100	30	100
Энергетическое разрешение с источником гамма-излучения ^{137}Cs, %	12	9,0	11	9,5
Максимальная амплитуда импульсов, А	0,1	–	–	–
Рабочий диапазон температур, °С	–60 +85	–60 +70	–60 +85	–60 +85
Вибропрочность, м/с^2	196	98,1	196 294	194
Минимальная долговечность, ч	3000 5000	3000	2000	5000

определяет основные параметры гамма-спектрометра и качество получаемой с его помощью информации. Разработка конструкций сцинтиблоков, предназначенных для работы в условиях космических экспериментов, требует тщательного изучения свойств сцинтилляторов и фотоумножителей, оптических клеев и герметиков.

К настоящему времени создан целый ряд сцинтиблоков различных типов и размеров [56, 114, 115, 127, 132, 138, 139, 224, 486, 487, 146], обладающих повышенными прочностными характеристиками.

На рис. 32 показано принципиальное устройство одного из простейших сцинтиблоков. Внутри него расположены сцинтиллятор, ФЭУ и делитель напряжения с выводами на высоковольтных изоляторах. Резисторы делителя напаяны на ножках фотоумножителя. На рис. 33 приведена электрическая схема этого сцинтилляционного блока детектирования.

При регистрации γ-излучения в космическом пространстве возникает необходимость устранения фона заряженных частиц. Если принять, согласно имеющимся данным, поток заряженных частиц равным 5 част./см$^2 \cdot$ с, а площадь сечения кристаллов ϕ 63 × 63 мм равной $\sim$40 см^2, то скорость счета заряженных частиц в космосе составит величину порядка 200 имп/с.

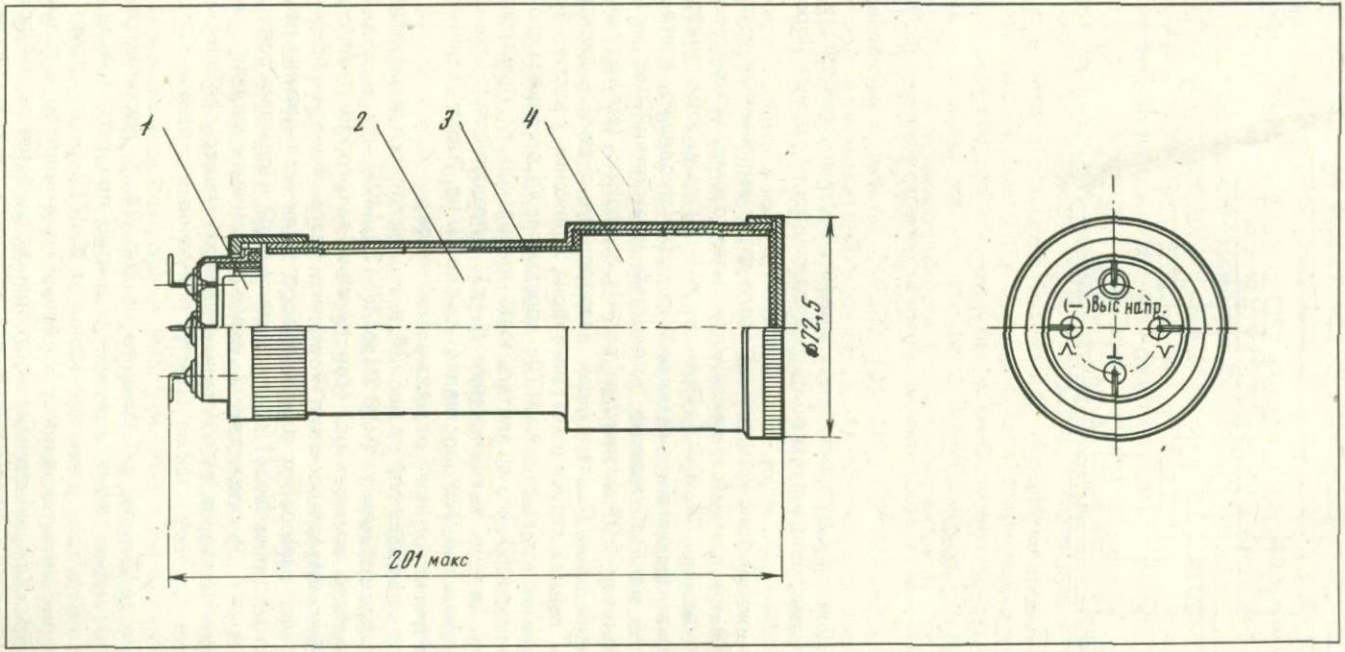


Рис. 32. Устройство однокристального блока детектирования
1 — делитель напряжения'', *2* — ФЭУ; *3* — антимагнитный экран; *4* — сцинтилляционный кристалл

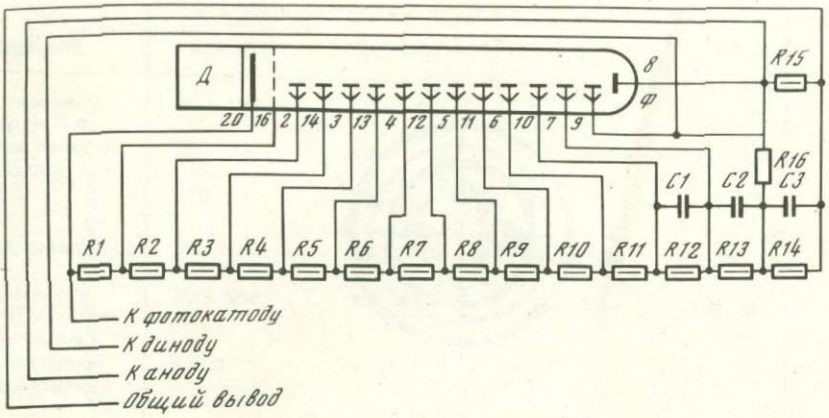


Рис. 33. Электрическая схема сцинтилляционного блока детектирования, показанного на рис. 32

Эта величина близка к скорости счета γ-квантов в диапазоне энергий 0,3—3,0 МэВ при измерении естественной радиоактивности горных пород типа базальтов.

С целью снижения или исключения этого фона заряженных частиц созданы сцинтиблоки с комбинированными детекторами, устройство которых показано на рис. 34, *а* и *б*. Принцип работы детектора, показанного на рис. 34, *а*, заключается в различной реакции входящих в его состав сцинтилляторов на возбуждение γ-квантами и заряженными частицами, поэтому на выходе ФЭУ возникают разные по форме (амплитуде и длительности) импульсы. Последующая электронная схема — дискриминатор формы — решает задачу вычитания фона заряженных частиц. Длительность импульса от кристалла NaJ(Tl), определяемая временем его высвечивания, равна $\sim$250 нс, а длительность импульсов от пластмассового сцинтиллятора (время высвечивания 5 нс), определяемая главным образом инерционностью ФЭУ, составляет около 20 нс. Этого различия вполне достаточно для уверенного разделения сигналов.

Сцинтиблок, приведенный на рис. 34, *а*, использовался в гамма-спектрометре, устанавливавшемся на АМС "Марс-5" [32, 142].

С целью выбора оптимальной конструкции такого сцинтиблока, отвечающего требованию обеспечения хорошего разрешения и эффективного светосбора с пластмассового сцинтиллятора, были исследованы различные комбинации кристалла NaJ(Tl), отражателя MgO и пластмассового сцинтиллятора. На рис. 35 представлены схемы различных моделей комбинированных сцинтилляторов и полученные на них γ-спектры источника ^{137}Cs. Для сравнения приведен также спектр, полученный с одним кристаллом NaJ(Tl).

С помощью детектора, показанного на рис. 34, *б*, достигается тот же эффект — устранение фона заряженных частиц при регистрации γ-квантов. В этой конструкции детектора кристалл NaJ(Tl) регистрирует γ-кванты и заряженные частицы, а пластсмассовый сцинтиллятор — только заряженные частицы. Каждый сцинтиллятор просматривается своим фотоумножителем. Импульсы с фотоумножителей поступают на схему антисовпадений, пропускающую в анализатор только те из них, которые обусловлены γ-квантами. Этот детектор использовался в гамма-спектрометрах, устанавливавшихся на орбитальных модулях "Аполлона-15 и -16" [146].

Основными параметрами сцинтиблоков, определяющими их качество и пригодность для использования в аппаратуре, являются: энергетическое разрешение, эффективность, амплитуда импульсов при оптимальной величине высокого напряжения, время установления рабочего режима, стабильность, однородность параметров партии сцинтиблоков.

Энергетическое разрешение сцинтиблоков в первом приближении можно выразить в виде $R = (R_{сц}^2 + R_{ФЭУ}^2)^{1/2}$ %, где $R_{сц}$ и $R_{ФЭУ}$ – собственное разрешение сцинтиллятора и фотоумножителя соответственно. Величину $R_{сц}$ в основном определяют: конверсионная эффективность сцинтиллятора, степень его оптической и спектральной однородности и качество оптического контакта. Величина $R_{ФЭУ}$ зависит от интенсивности световых импульсов, квантового выхода фотокатода, коэффициента сбора фотоэлектронов на первый эмиттер и коэффициента вторичной эмиссии первого эмиттера. Для обеспечения наилучшего энергетического разрешения сцинтиблока необходим также подбор фотоумножителя, имеющего максимум квантовой чувствительности в области длин волн светового излучения используемого сцинтиллятора.

Проведенные в работах [19, 80, 104, 146, 189, 504, 536] исследования параметров сцинтилляторов (разрешение, световыход, форма спектра) и параметров ФЭУ (относительное усиление, разрешение, время установления рабочего режима, стабильность, поведение в магнитных полях) позволили оценить влияние указанных факторов и выработать критерии отбора ФЭУ, кристаллов и подбора пар кристалл – ФЭУ.

При создании такой электронно-оптической системы, как сцинтиблок, важным также является подбор иммерсионного вещества для склеивания сцинтиллятора с фотоумножителем. Клеевое соединение должно обеспечивать высокое светопропускание в диапазоне длин волн регистрируемого излучения и сохранять это свойство при работе сцинтиблока под воздействием механических нагрузок, а также в широком диапазоне температур.

Как известно, наиболее широко применяются спектрометрические сцинтилляторы с кристаллами NaJ(Tl), однако ряд недостатков (таких, как хрупкость, гигроскопичность) ограничивает возможность использования их в аппаратуре, предназначенной для работы в условиях воздействия высоких температур и механических нагрузок. Кристаллы CsJ(Tl) негигроскопичны и, обладая пластичностью, способны противостоять ударам, вибрациям и резким перепадам температур в широких пределах. Наличие Cs($Z = 55$) вместо Na($Z = 11$) приводит к увеличению эффективности регистрации γ-излучения. Однако недостатками кристаллов CsJ(Tl) являются: большее время высвечивания (см. табл. 30), некоторая фосфоресценция, худшее разрешение, обусловленное меньшей, чем у кристаллов NaJ(Tl), конверсионной эффективностью, и менее благоприятное расположение максимума спектра люминесценции (в области 560 нм).

В гамма-спектрометре свыше 99% усиления всей системы приходится на ФЭУ. От его параметров зависят основные характеристики как блока детектирования, так и гамма-спектрометра в целом. Основными требованиями, предъявляемыми к фотоумножителям, являются: стабильность параметров при длительной эксплуатации, малое время установления рабочего режима, хорошее амплитудное разрешение, большая анодная чувствительность (усиление), низкая собственная радиоактивность, низкий уровень шумов, высокие прочностные характеристики. Последнему требованию в наибольшей мере отвечают фотоумножители с жалюзийной системой динодов благодаря галетной сборке электродов на стягивающих

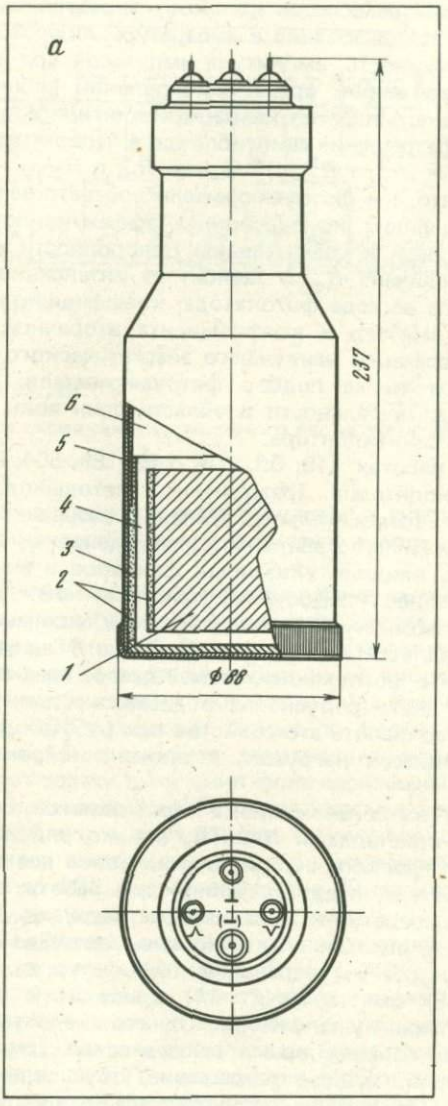


Рис. 34. Устройство сцинтилляционного блока детектирования

а — с комбинированным сцинтиллятором и одним ФЭУ: *1* — сцинтилляционный кристалл; *2* — окись магния; *3* — амортизирующая прокладка; *4* — пластмассовый сцинтиллятор; *5* — антимагнитный экран; *6* — ФЭУ; *б* — с комбинированным сцинтиллятором и двумя ФЭУ: *1* — сцинтилляционный кристалл; *2*, 5 — ФЭУ; *3* — герметичный корпус; *4* — расширительный клапан; *6* — пластмассовый сцинтиллятор

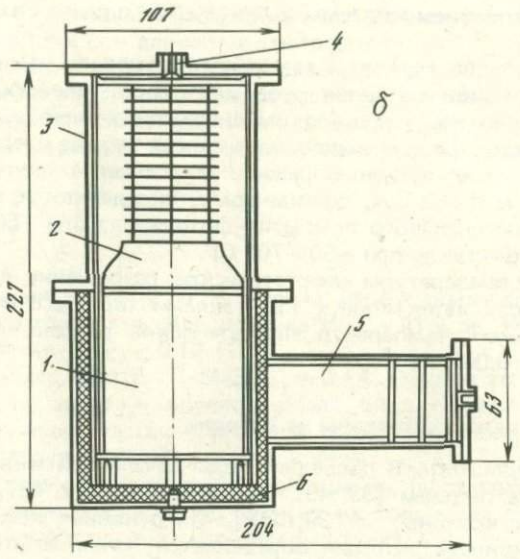


Рис. 34 (окончание)

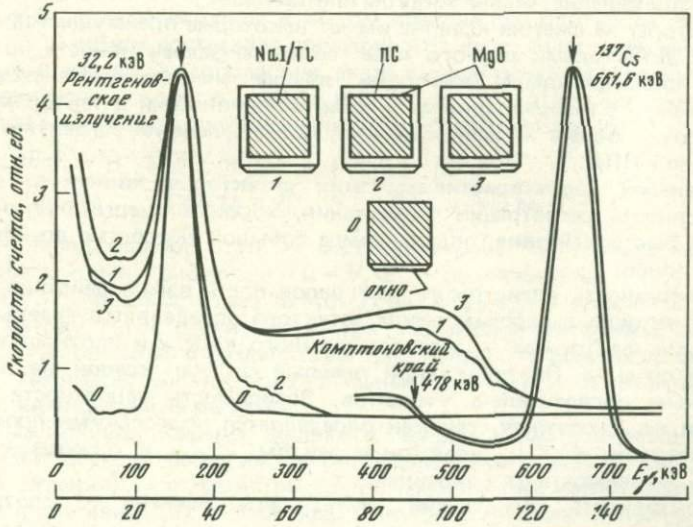


Рис. 35. Спектры γ-излучения нуклида ^{137}Cs, полученные на сцинтилляционных блоках детектирования (конструкция которых приведена на рис. 34, *а*) при различной конфигурации светоотражателя

траверсах с закреплением системы в двух-трех плоскостях или вваривании в оболочку.

Особое значение для бортовых гамма-спектрометров имеет работоспособность сцинтилляционных детекторов и их составляющих (сцинтилляторов и фотоумножителей) в широком диапазоне температур, поскольку при установке детекторов на выносных штангах трудно обеспечить достаточно стабильный температурный режим. Максимально допустимые пределы температур в основном, по-видимому, определяются фотоумножителями (летучестью цезиевого покрытия фотокатода при +60° С и разрушением спая ковар—стекло при −60 −70° С).

С изменением температуры энергетическое разрешение детектора меняется. Например, у детекторов с кристаллами хорошего качества в области положительных температур энергетическое разрешение ухудшается с градиентом ~0,04% на 1° С.

Высокоэффективные детекторы на ксеноне

Общие характеристики. В последние годы начали применяться детекторы γ-излучения на твердом [33, 45, 106], жидком [272, 437, 547] и газообразном сжатом ксеноне [39, 118]. Их основное преимущество — высокая эффективность, которая определяется большим атомным номером ксенона. Кроме того, детекторы на ксеноне могут быть изготовлены большого размера.

Использование детекторов на твердом и жидком ксеноне связано с определенными трудностями, поскольку они требуют довольно сложной криогенной техники, обеспечивающей поддержание и стабилизацию температуры по всему рабочему объему детектора. Поэтому для космических исследований детекторы на сжатом ксеноне, по-видимому, найдут большее применение, чем на жидком или твердом.

Детекторы на сжатом ксеноне имеют некоторые преимущества по сравнению с детекторами другого типа: большую эффективность по сравнению с ионизационными камерами, лучшее энергетическое разрешение по сравнению с газоразрядными и сцинтилляционными детекторами, больший рабочий объем и, следовательно, более высокую эффективность по сравнению с ППД.

Основными характеристиками этих детекторов являются: высокая эффективность регистрации γ-излучения, хорошее энергетическое разрешение и быстродействие, определяемое большой скоростью дрейфа электронов и ионов.

Эффективность регистрации или вероятность взаимодействия ионизирующей частицы с рабочим газом детектора определяется главным образом двумя факторами — зарядом атомного ядра Z и плотностью поглощающей среды ρ. Поэтому такой тяжелый газ, как ксенон, является эффективным поглотителем γ-квантов. Зависимость вероятности взаимодействия от Z сложная, так как определяется несколькими процессами: фотоэффектом ($\sim Z^5$), комптон-эффектом ($\sim Z$) и образованием пар ($\sim Z^2$). Зависимость от ρ линейная.

Эффективность регистрации может быть оценена из соотношения [118, 434]

$$\epsilon = P(E)(1 - e^{-\mu L \rho}), \qquad (8)$$

где $P(E)$ — отношение числа событий в пике полного поглощения к полному числу взаимодействий в детекторе, имеющее вид $P(E) = 0{,}108468 \cdot C^{0{,}346163} \cdot E^{-2{,}0495} \cdot C^{-0{,}33182}$; $C = 0{,}372$; E — энергия γ-кван-

та, МэВ; μ — массовый коэффициент ослабления для ксенона; ρ — плотность ксенона; L и D — длина и диаметр детектора.

Для детектора, например, с размерами $L = D = 30$ см, $\rho = 1$ г/см^3 и $E = 1$ МэВ эффективность регистрации составляет ~33%.

Другой важной характеристикой детектора является предельное энергетическое разрешение. Эта величина может быть оценена из выражения [118]

$$\delta_{ст} = 2{,}36 \sqrt{\frac{F \cdot W}{E}} \cdot 100\%, \qquad (9)$$

где E — энергия γ-кванта, W — энергия, необходимая для образования одной пары электрон—ион. Для ксенона $W_{Xe} = 21{,}9$ эВ [184], где F — фактор Фано. Для Xe—$Fe_{Xe} = 0{,}13$ [188].

Так, например, для $E = 1$ МэВ $\delta_{ст} \approx 0{,}4\%$. Однако эта величина характеризует разброс энергий, обусловленный лишь статистикой взаимодействия ионизирующих частиц с рабочим газом. Реально достижимое энергетическое разрешение почти на порядок хуже.

Более низкое энергетическое разрешение, достигнутое в экспериментах, объясняется тем, что оно зависит не только от статистических процессов, но также от шумов усилительных трактов.

Наконец, еще одной важной характеристикой детектора является быстрота действия, определяемая временем собирания электронов, образовавшихся в детекторе, которое в свою очередь характеризуются чистотой рабочего газа. При наличии электроотрицательных примесей в рабочем газе происходит захват электронов, и, как следствие, величина заряда, собранного на сигнальный электрод, зависит от места ионизации в детекторе, поэтому рабочий газ должен быть высокой чистоты. Подвижность электронов зависит также от напряженности приложенного поля и плотности газа. Время собирания электронов в чистом ксеноне при плотности ~0,8 г/см^3 в поле ~10 кВ/см составляет примерно 10^5 см/с. Было отмечено, что добавление в ксенон водорода или азота в количестве нескольких процентов увеличивает скорость дрейфа в 5—8 раз [52, 312]. Величина скорости дрейфа может быть оценена из следующего выражения [164]:

$$V_g = \frac{eE(3-h)}{3m\,\mathrm{Na}} \cdot \frac{\Gamma(3-h/2h+2)}{\Gamma(3/2h+2)} \left[\frac{2(h+1)M}{3m} \left(\frac{eE}{m\,\mathrm{Na}} \right)^2 \right]^{-\frac{h}{2h+2}}, \qquad (10)$$

где e — заряд электрона; m — масса электрона; M — масса молекулы; D — коэффициент диффузии; $\mu = V_g/E$ — подвижность; $\Gamma(x)$ — гамма-функция; N — плотность газа (в атомах на см^3); a, h — константы.

По методу регистрации вторичных электронов детекторы на основе сжатого ксенона можно разделить на три группы: 1) ионизационные камеры, 2) газоразрядные пропорциональные счетчики и 3) сцинтилляционные пропорциональные счетчики.

Ионизационные камеры являются широко распространенными детекторами частиц с большим энерговыделением (α-частиц, протонов, осколков деления), для регистрации γ-излучения они имеют ограниченные возможности ввиду их малой эффективности. Однако применение такого эффективного наполнителя, как сжатый ксенон, переводит их в число детекторов, предпочтительных для регистрации γ-излучения [39].

В газоразрядном пропорциональном счетчике на сжатом ксеноне за счет газового усиления имеется принципиальная возможность достигнуть более высокого энергетического разрешения по сравнению с ионизационной камерой, так как отсутствуют шумы усилительного тракта. Однако

наличие других факторов, таких, как сильная зависимость коэффициента газового усиления от стабильности высокого напряжения, от конструктивных параметров счетчика (непостоянства диаметра нити, краевых эффектов и др.), приводит к тому, что разрешающая способность реальных пропорциональных счетчиков не достигает предельного значения ($\lesssim 1\%$). Эти факторы обстоятельно рассмотрены в работе [46]. Наилучшее разрешение, достигнутое в этой работе, составляет $\sim 5\%$ для энергии $E_\gamma = 59{,}8$ кэВ. В многонитиевых счетчиках, или счетчиках с большим рабочим объемом, разрешение составляет $\sim 20\%$.

В сцинтилляционном пропорциональном счетчике регистрируются не электроны, а вызываемое ими свечение. Будучи ускоренными в сильных электрических полях, электроны вызывают возбуждение молекул рабочего газа, которые, расщепляясь на атомы, испускают кванты энергии по реакции $A_2^* \to 2A + h\nu$. Спектр свечения представляет собой узкий континуум в области ультрафиолета с максимумом ~ 1730 A° для Xe. Эти счетчики имеют особые преимущества при регистрации рентгеновского излучения ввиду высокой эффективности и разрешающей способности, однако применение их для регистрации γ-излучения связано с большими трудностями. Для регистрации γ-излучения необходима большая плотность рабочего газа, а это требует использования очень высоких напряжений. Так, уже при давлении ~ 6 атм необходимо поле ~ 15 кВ/см, чтобы вызвать свечение рабочего газа.

Таким образом, для регистрации γ-излучения среди детекторов на сжатом ксеноне, по-видимому, ионизационные камеры имеют преимущества по сравнению с газоразрядными и сцинтилляционными пропорциональными счетчиками.

Устройство ионизационных камер на сжатом ксеноне. В работе [118] описан простейший вариант ионизационной камеры на сжатом ксеноне. Камера представляет собой стальную трубу длиной 50 см и диаметром 6 см. Рабочим газом детектора является ксенон с небольшой примесью водорода. Давление газа составляет ~ 37 атм ($\rho_{Xe} = 0{,}27$ г/см^3).

Чистота газа соответствует времени жизни электронов до захвата их примесями больше 10^3 мкс. Полное время дрейфа электронов от катода до анода составляет 8,4—8,9 мкс. Энергетическое разрешение ионизационной камеры равно 6% для $E_\gamma = 662$ кэВ и 4,3% для $E_\gamma = 1332$ кэВ.

Такая камера может быть использована для гамма-спектрометрии, при этом спектры будут иметь достаточно хорошее разрешение. Однако в подобных камерах энергетическое разрешение может быть еще улучшено при использовании экранировки сигнального электрода от малоподвижных положительных ионов и уменьшении его электрической емкости (так как при этом уменьшаются шумы). Камеры с экранировкой сигнального электрода называются дрейфовыми. Одна из таких дрейфовых камер на сжатом ксеноне, описанная в работах [39, 118], показана на рис. 36. Дрейфовое поле в камере создается двумя распределительными электродами, изготовленными из пластинок фольгированного стеклотекстолита. На фольгированной стороне нарезаны полоски шириной в 1 мм и шагом 2,5 мм. Сигнал снимается с центрального электрода, нити, являющейся анодом. Эти три электрода, смонтированные на фторпластовой раме, представляют собой дрейфовую ячейку, которая вместе с делителем напряжения помещается в стальной корпус. Делитель напряжения используется для фокусировки поля на анодную нить. Для устранения наведенного заряда сопротивления делителя шунтированы емкостями.

Описанная дрейфовая ячейка может быть эффективно использована для регистрации γ-квантов с энергией 0,05—1,5 МэВ. Ограничения со сто-

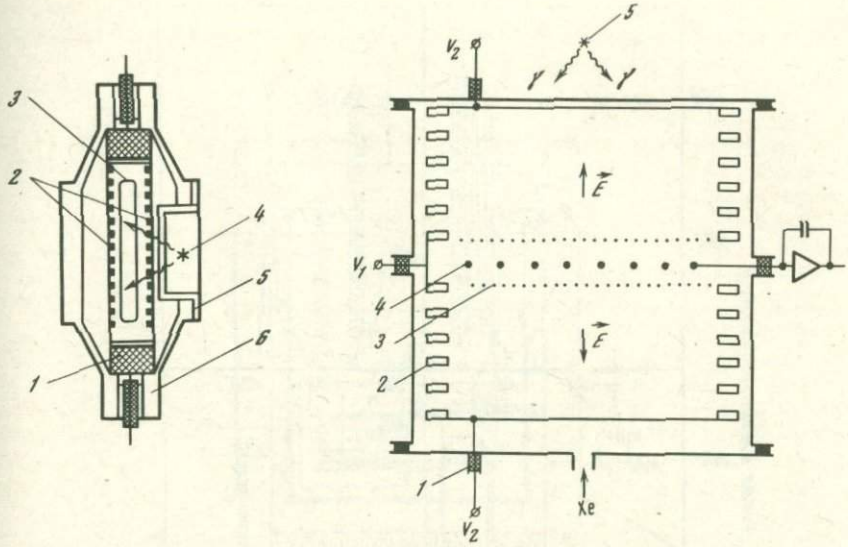


Рис. 36. Схема дрейфовой ионизационной камеры на сжатом ксеноне по [39, 118]
1 — фторпластовый держатель; *2* — распределительные пластины; *3* — сигнальный электрод (анод); *4* — источник γ-квантов; *5* — фланец; *6* — корпус (катод)

Рис. 37. Схема объемной дрейфовой ионизационной камеры на сжатом ксеноне
1 — ввод высокого напряжения; *2* — распределительные кольца; *3* — экранирующая сетка; *4* — сигнальный электрод; *5* — источник γ-квантов

роны низких энергий определяются шумами ячейки, со стороны высоких энергий — эффективностью. Для регистрации γ-квантов с более высокой энергией или повышения эффективности детектора можно использовать не одну, а набор дрейфовых ячеек или использовать объемный вариант дрейфовой ионизационной камеры [39, 118].

На рис. 37 приведена схема такой камеры. Камера имеет форму цилиндра с внутренним размером (рабочей части) $h = 74$ мм, $d = 93$ мм. Сигнальный электрод (анод) сделан в виде сетки, состоящей из 9 нитей диаметром 0,1 мм и шагом 8 мм, и окружен экранирующими сетками. В пространстве между экранирующими сетками и стенкой камеры, являющейся катодом, размещены распределительные кольца, которые обеспечивают однородное дрейфовое поле в рабочей области камеры. Падение напряжения между кольцами создается поддерживающей их опорой из полупроводникового стекла. Такая опора, по существу, является высокоомным (~ 150 МОм) делителем напряжения. Сигнальный электрод сделан в виде сетки для того, чтобы иметь минимальную емкость при большой площади детектора. Экранировку такого электрода можно осуществить с большей эффективностью, чем плоского электрода.

Данная камера обладает высоким энергетическим разрешением. В работе [118] при давлении смеси Xe + 0,5% H_2 в 18 атм получено энергетическое разрешение ~ 1,5% при $E_\gamma = 1{,}115$ МэВ. Такого типа камера может быть использована для измерения энергий γ-квантов в диапазоне от 0,1 до 10 МэВ. На рис. 38, *а* в качестве примера приведены некоторые спектры, измеренные на объемной дрейфовой камере.

Устройство ионизационной камеры на жидком ксеноне. Жидкий ксенон является превосходной детектирующей средой ввиду высокой плотности ($\rho = 3{,}1$ г/см^3). Кроме того, фактор Фано для жидкого ксенона

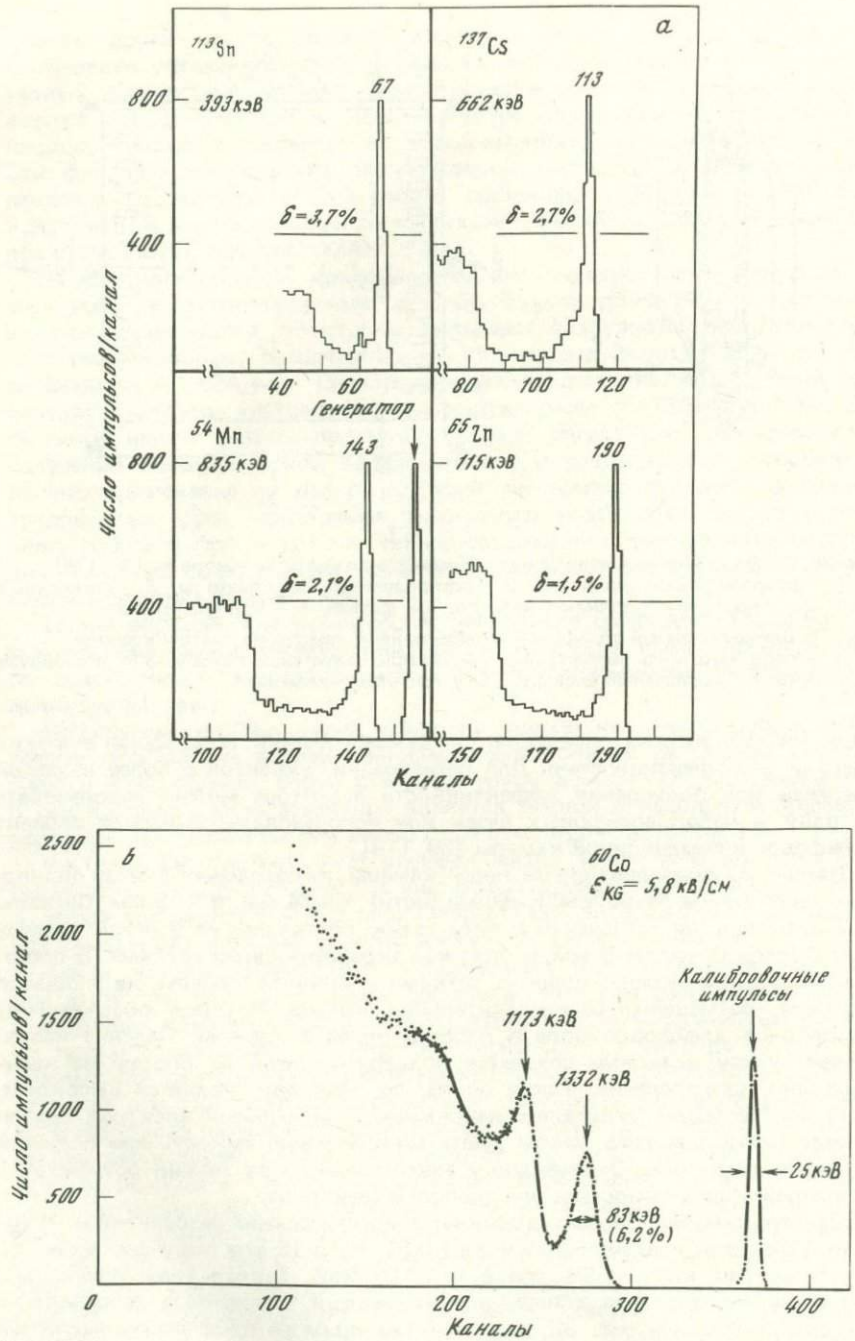


Рис. 38. Спектры образцовых источников γ-излучения, измеренные на ионизационных камерах

а — на сжатом ксеноне (камера показана на рис. 37) и *б* — на жидком ксеноне (камера показана на рис. 39)

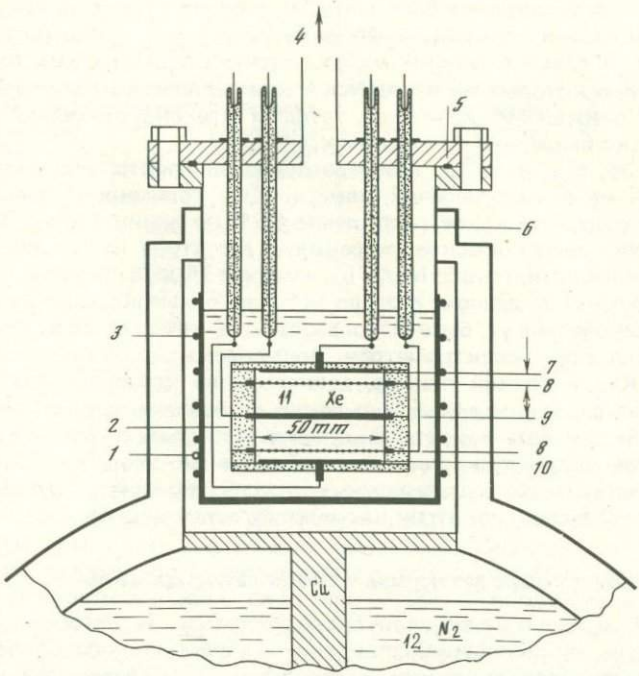


Рис. 39. Схема дрейфовой ионизационной камеры на жидком ксеноне, по [437]
1 — термопара; *2* — керамический держатель; *3* — нагреватель; *4* — откачка и наполнение газом; *5* — металлический сальник; *6* — стеклянные гермовводы; *1* — коллектор; *8* — сетка; *9* — катод; *10* — коллектор; *11* — жидкий ксенон; *12* — жидкий азот

очень мал ($F = 0{,}05$) и сравним с F для германия. Оба эти параметра позволяют сделать детектор на жидком ксеноне с энергетическим разрешением, близким к разрешению полупроводникового Ge (Li)-детектора, и эффективностью выше, чем у сцинтилляционного детектора с кристаллами NaJ(Tl). При создании детектора на жидком ксеноне с такими высокими характеристиками необходимо получение ксенона очень высокой чистоты.

На рис. 39 показана схема одной из ионизационных камер на жидком ксеноне [437]. Показана также часть криостата, прилегающая к камере. Ионизационная камера, помещенная в корпус из нержавеющей стали, состоит из двух сеточных ионизационных секций, каждая из которых имеет коллектор, сетку и общий катод. Такая двухсекционная конструкция сделана, чтобы уменьшить пространство для дрейфа электронов. Внутренние размеры камеры: диаметр 50 мм, высота 35 мм. Каждая сетка расположена на расстоянии 13 мм от катода и 4 мм от коллектора. Чувствительный объем (область между сеткой и катодом) камеры составляет около 50 $см^3$.

Катод и коллекторы — это диски диаметром 50 мм и толщиной 1 мм, изготовленные из нержавеющей стали. Сетки представляют собой сборку вольфрамовых нитей толщиной 10 мкм, покрытых золотом и платиной. Критическое отношение электрических полей между сеткой и коллектором к полю между катодом и сеткой составляет 1,53, поэтому неэффективность сетки составляет лишь 0,9%. Электроды укреплены на керамических держателях. Охлаждающим агентом является жидкий азот. Заме-

тим, что конструкции камер на твердом ксеноне не имеют принципиальных отличий от конструкций камер на жидком ксеноне. Их отличие заключается лишь в том, что ксенон охлаждается до более низких температур (~150 K), при которых он находится в кристаллическом состоянии. Энергетическое разрешение камер на твердом ксеноне примерно такое же или несколько выше, чем на жидком ксеноне.

На рис. 38, *б* в качестве примера приведен спектр γ-излучения ^{60}Co, измеренный на вышеописанной камере. Для колимированного источника получено энергетическое разрешение 6,2% по линии 1332 кэВ. Это показывает, что энергетическое разрешение детектора на жидком ксеноне лучше, чем на сцинтилляторе NaJ(Tl) размером 76 × 76 (≃10%).

Рассмотренные в данном разделе ионизационные камеры на сжатом и жидком ксеноне могут быть использованы в качестве светосильных детекторов для гамма-спектрометров, применяемых в космических исследованиях. Как и всякий прибор, детекторы на ксеноне имеют свои недостатки (на сжатом ксеноне — высокие давление и напряжение, на жидком — необходимость криостата), однако такие положительные факторы, как высокая эффективность, большая активная площадь, удовлетворительное энергетическое разрешение и другие, являются основанием для их применения в спектрометрии космического γ-излучения.

Полупроводниковые детекторы и блоки детектирования

Широкое использование полупроводниковых детекторов (ППД) в лабораторных исследованиях различных излучений позволило обстоятельно изучить характеристики и определить круг задач, где их применение является наиболее целесообразным. Основным преимуществом ППД, применяемых в гамма-спектрометрии, является их более высокая разрешающая способность по сравнению со сцинтилляционными детекторами и пропорциональными счетчиками. Это обстоятельство особенно важно при измерении спектров γ-излучения, возникающих при взаимодействии космических лучей с объектами сложного химического состава. Спектры γ-излучения в этом случае оказываются настолько многокомпонентными, что их дискретная составляющая практически не проявляется.

Вместе с тем применяемые в настоящее время в гамма-спектрометрии ППД имеют относительно низкую эффективность, что объясняется чрезвычайной сложностью создания детекторов больших размеров (более 100–150 см^3). Это ограничивает возможность применения их для измерения спектров γ-излучения слаборадиоактивных образцов земных пород, лунного грунта, метеоритов, тектитов и т.п. Определенные трудности в применении ППД спектрометров также связаны с необходимостью использования сложной криогенной техники, обеспечивающей низкотемпературный режим хранения и функционирования ППД.

В настоящее время целый ряд оригинальных и обзорных работ посвящен рассмотрению характеристик [2, 16, 191, 198, 239, 247, 280, 320, 370, 457, 484, 495], конструкций [1, 8, 208, 213, 244, 254, 260, 266, 268, 355, 367, 381, 460] и применению ППД [5, 98, 171, 203, 234, 236, 287, 291, 303, 345, 388, 464] для измерения интенсивности и спектрального состава γ-излучения в земных условиях. Вместе с тем сделаны первые шаги в применении ППД гамма-спектрометров для космических целей [222, 236, 333, 359, 399, 497]. Мы коснемся только этого небольшого опыта в разработке и применении бортовых ППД гамма-спектрометров.

В табл. 30 приведены основные характеристики полупроводниковых материалов, используемых при создании гамма-спектрометрических де-

Таблица 30

Основные характеристики полупроводниковых материалов, используемых в ППД

Материал	Ширина запрещенной зоны, эВ	Температура, К	Энергия образования пары электрон–дырка, эВ	Материал	Ширина запрещенной зоны, эВ	Температура, К	Энергия образования пары электрон–дырка, эВ
Si	1,12	300	3,61	CdTe	1,47	300	4,43
Si	1,16	77	3,76	HgJ_2	2,13	300	6,5
SiC	2,2–3,3	300	–	GaSb	–	77	0,77
Ge	0,74	77	2,98	ZnSb	–	0	0,265
GaAs	1,4	295	4,2	ZnAs	–	77	0,43

текторов. В гамма-спектрометрических детекторах возможно применение многих полупроводниковых материалов, которые доступны, в надлежащей чистоте и качестве, однако большой трудностью является выращивание единой кристаллической структуры достаточного большого объема. При этом важным фактором для гамма-спектрометрии является высокий порядковый номер хотя бы одной из компонент кристалла.

Так как сечение фотоэлектрического поглощения растет пропорционально Z^5, комптоновского рассеяния – Z^3 и образования пар – Z^2, то, очевидно, наиболее перспективными являются детекторы, по крайней мере, с $Z > 32$. Однако среди них лишь германий и кремний могут быть получены (как это видно из табл. 30) достаточно высокой чистоты. Более того, в настоящее время из германия удается выращивать кристалл и наибольшего размера. Изготавливаются детекторы с чувствительным объемом до 140 $см^3$, с энергетическим разрешением 2–3 кэВ (по ^{60}Co, $E_\gamma = 1{,}33$ МэВ) и отношением высоты пика полного поглощения к комптону до 43 [114].

Полупроводниковые детекторы имеют значительно меньшую эффективность регистрации γ-квантов, чем сцинтилляционные. Так, например, эффективность Ge(Li)-детекторов для γ-квантов с энергией 1 МэВ приблизительно в пять раз меньше, чем эффективность NaJ(Tl)-детектора того же размера [301]. Si(Li)-детекторы имеют меньшую эффективность, чем Ge(Li)-детекторы, хотя в оптимальных режимах работы их разрешения приблизительно одинаковы.

Область оптимальных рабочих температур для Ge(Li)-детекторов находится в пределах 150–200 К, для Si(Li)-детекторов – в пределах 100–150 К. Этот режим весьма сложно обеспечить в долговременных экономичных автономных системах. В связи с этим делаются попытки создать ППД, не требующие столь большого охлаждения. В частности, имеются попытки создания и применения детекторов из теллурида кадмия или йодида ртути, которые имеют широкую запрещенную зону, поэтому их проводимость даже при нормальной температуре чрезвычайно низка. Однако пока удается создать из них детекторы лишь малых размеров.

Создание ППД гамма-спектрометров для космических исследований сопряжено с целым рядом трудностей, обусловленных особыми требованиями, предъявляемыми к бортовой аппаратуре.

Как известно, общими требованиями к бортовой аппаратуре являются минимально возможные габариты, вес и энергопотребление, высокие прочностные характеристики, широкий температурный диапазон, устойчивость к помехам (от сетевых помех, электромагнитных наводок, микро-

фонных шумов). Однако в гамма-спектрометрических исследованиях в зависимости от цели эксперимента возникают определенные требования и к разрешающей способности, эффективности, ориентации детектора и др. Так как многие из этих характеристик взаимозависимы, то при создании конкретной модели детектора приходится принимать компромиссные решения, обеспечивающие создание оптимальной модели детектора. При столь большом количестве различных ограничений весьма сложным является создание простейшей модели детектора. До настоящего времени лишь Ge(Li)-детекторы были использованы в ППД гамма-спектрометрах, устанавливавшихся на аэростатах, ракетах и спутниках [222, 236, 339, 359, 399, 497]. Сейчас, пожалуй, наибольшие трудности вызывает создание не ППД, удовлетворяющего требованиям, предъявляемым к космической аппаратуре, а криостата, способного обеспечить функционирование спектрометра в течение достаточно длительного времени.

Как известно, охлаждение ППД ведет к снижению шумов и повышению разрешения. Оптимальные температурные режимы работы ППД достигнуты в основном при использовании в качестве криогенов жидкого азота, который при заданном давлении имеет определенную температуру (температура кипения жидкого азота при атмосферном давлении равна 78 К). Конструкции криостатов с жидким азотом, предназначенные для космических исследований, подробно рассмотрены в работах [222, 359, 497]. Большой вес криогена и большой расход его на поддержание низкой температуры детектора не позволяют пока использовать ППД гамма-спектрометр для исследования планет, полет к которым занимает много месяцев. Вероятно, более перспективными для этих целей будут холодильные устройства, основанные на эффекте Пельтье [9, 53, 73], однако пока не удается с их помощью достигнуть охлаждения ниже 180–200 К (для Si(Li)-детектора этого достаточно), к тому же они требуют большого энергопотребления.

По-видимому, в ближайшее время не удастся создать легкие и функционирующие достаточно длительное время криогенные системы, но намечается другой путь решения этого вопроса. Разработка новой технологии очистки германия и выращивания кристаллов позволили создать германий столь высокой чистоты, что нет необходимости компенсировать его литием. Детекторы на сверхчистом германии могут храниться при обычной температуре и охлаждаться лишь при работе. По своим характеристикам детекторы на сверхчистом германии практически идентичны Ge(Li)-детекторам [114, 421, 460, 483].

Обычные Ge(Li)-детекторы изготавливаются из германия *n*-*P* типа в коаксиальной или планарной форме. Концентрация акцепторной примеси обычно составляет 10^{14} см $^{-3}$. Для создания большой чувствительной области в кристаллы вводятся ионы лития путем дрейфа их в электрическом поле. Последняя стадия этой операции проводится при пониженной температуре. Затем кристалл помещается в вакуумный криостат, где в течение всего времени поддерживается давление 10^{-6} мм рт. ст. и температура 80–90 К. Увеличение температуры или давления приводит к необратимым процессам в кристалле и ухудшению его характеристик.

В работах [3, 4] описаны капсулированные детекторы с твердым диэлектриком. В этих детекторах кристаллы Ge(Li) хранятся не в вакууме, а в некотором органическом веществе, которое при нормальной температуре является жидкостью, а при температуре жидкого азота —твердым веществом с очень низкой проводимостью (например, гексан). Применение твердого наполнителя привело к улучшению герметизации кристалла и к значительному повышению прочностных характеристик детектора.

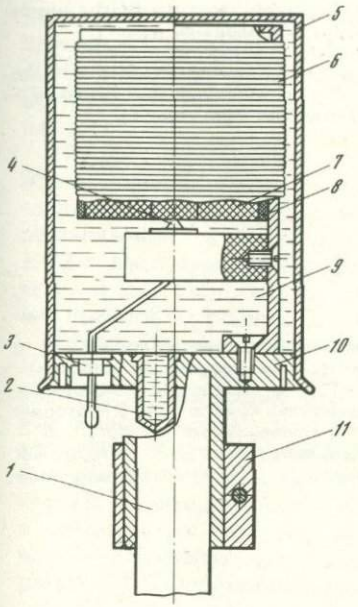


Рис. 40. Устройство капсулированного детектора γ-излучения [4]

1 — хладопровод; *2* — штангель; *3* — вывод сигнала; *4* — тарельчатая пружина; *5* — колба; *6* — капроновый шнур; *7* — кристалл; *8* — индиевая прокладка; *9* — наполнитель; *10* — ножка; *11* — крепежный хомут

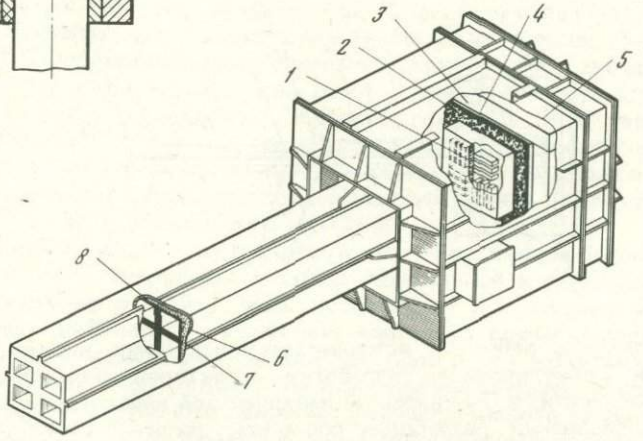


Рис. 41. Устройство составного Ge(Li)-детектора γ-излучения [398]

1 — кристалл Ge(Li); *2* — свинцовый экран; *3* — пластмассовый сцинтиллятор; *4* — эпоксидная смола; *5* — алюминиевый корпус; *6* — пенополиуретановая теплозащита; *7* — алюминиевые ребра; *8* — висмутовая эпоксидная смола

На рис. 40 показано принципиальное устройство такого капсулированного детектора, предназначенного для работы в условиях повышенных механических нагрузок и, в частности, на космических аппаратах. Детектор представляет собой цилиндрическую капсулу, корпус которой состоит из двух основных деталей — колбы и ножки, изотовленных из алюминиевого сплава и герметично соединенных между собой. Внутри корпуса расположен кристалл Ge(Li) объемом 80 $см^3$. Кристалл также имеет цилиндрическую форму и своей боковой поверхностью (*n*-областью) прижат капроновой леской через индиевую прокладку к стойке ножки. Усилием тарельчатой пружины обеспечивается фиксированное положение кристалла и контакт его основания (*p*-области) с изолированным выводом. Этот вывод является вакуумноплотным и высоковольтным; на него подается напряжение 3000 В при токе утечки не более $5 \cdot 10^{-11}$ А. В ножке капсулы имеется штенгель для ввода органического наполнителя. После ввода наполнителя штенгель герметизируется. С наружной стороны ножки капсулы имеется гнездо для ввода и закрепления хладопровода.

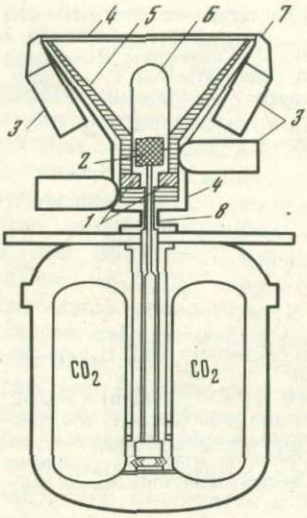
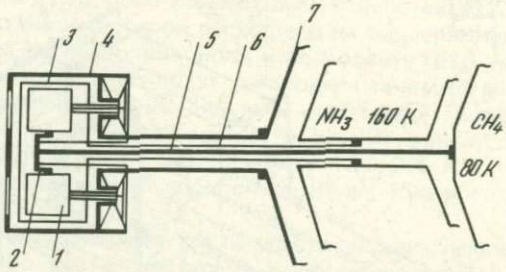


Рис. 42. Устройство однокристального ППД с криостатом для космических исследований [399]
1 — стальная защита; *2* — кристалл Ge(Li); *3* — ФЭУ; *4* — пластмассовый сцинтиллятор; *5* — высокоплотная защита; *6* — вакуумный контейнер; *7* — светопровод; *8* — гнездо для хладопровода

Рис. 43. Устройство четырехкристального ППД с кристатом для космических исследований [302]
1 — кристалл Ge(Li) в первичном контейнере; *2* — алюминиевый держатель кристаллов; *3* — вторичный контейнер; *4* — алюминиевый криостат; *5* — первичный серебряный хладопровод; *6* — вторичный серебряный хладопровод; *7* — внешняя оболочка холодильника



Необходимость работы с источниками γ-излучения низкой удельной активности стимулировала разработку детекторов большого размера [398]. В частности, в Ок-Риджской национальной лаборатории для космических исследований разработан составной детектор, представляющий собой некоторую сборку отдельных Ge(Li)-кристаллов (рис. 41). Общая рабочая площадь детектора при этом составляет 200 $см^2$. Корпус детектора изготовлен из алюминия и имеет форму куба. В центре его располагается сборка Ge(Li)-кристаллов, которая окружена свинцовой защитой, создающей определенный телесный угол обзора. Снаружи свинцовой защиты имеется пластмассовый сцинтиллятор, являющийся защитой от заряженных частиц космического происхождения. Для термоизоляции Ge(Li)-кристаллов и хладопровода использован пенополиуретан и эпоксидные смолы. Данный детектор был создан для космических исследований по программе "Аполлон", однако до настоящего времени не использовался.

Первые измерения γ-излучения с помощью ППД спектрометра, установленного на аэростате, были проведены в 1968 г. [359]. Для измерения спектра γ-излучения Солнца в диапазоне 0,03—6,3 МэВ применялся Ge(Li)-детектор с сечением 15,3 $см^2$ (объемом 27,6 $см^3$). Детектор был окружен защитой из кристаллов NaJ(Tl), являющихся коллиматором для ППД. Охлаждение ППД осуществлялось жидким азотом через хладопровод. Детектор имел разрешение меньше 6 кэВ для энергий выше измеряемого

диапазона. Работа происходила на высоте около 40 км, где остаточный слой атмосферы составлял 4,7 г/см^2. Спектры γ-излучения регистрировались 4096-канальным анализатором амплитуд импульсов. Криогенная система обеспечивала охлаждение Ge (Li) -детектора в течение полета спектрометра на аэростате.

На рис. 42 показано устройство первого ППД гамма-спектрометра, использовавшегося в космических исследованиях [399]. Прибор был создан в лаборатории космических исследований фирмы "Локхид" и устанавливался на американский полярный спутник Земли 1972-076В в 1972 г. Он предназначался для исследования земного и внеземного γ-излучения в диапазоне энергий от 40 кэВ до 2,8 МэВ. Энергетическое разрешение прибора составляло 3,5—4,0 кэВ (по E_γ = 1,33 МэВ, ^{60}Co).

Гамма-излучение регистрировалось Ge (Li) -кристаллом объемом 50 см^3. Кристалл был смонтирован на специальном криостате, устойчивом к вибрациям, возникающим при запуске объекта. Ge (Li) -кристалл был окружен вольфрамовым защитным коллиматором, ограничивавшим угол обзора (эта защита снимала главным образом γ-излучение, возникавшее в материалах спутника при облучении их космическими лучами), и пластическим сцинтиллятором, устранявшим регистрацию космических лучей и создаваемых ими вторичных частиц. Спектры γ-излучения регистрировались 4096-канальным анализатором амплитуд импульсов. Низкая температура ППД поддерживалась специальным криостатом с твердым криогеном CO_2. Тепловой контакт кристалла с криогеном осуществлялся при помощи медного хладопровода. Криостат содержал 14 кг твердого CO_2, что обеспечивало работу спектрометра в космосе в течение года. Криоген находился в кольцеобразном контейнере, окруженном стекловолокном. Рабочая температура детектора поддерживалась вблизи 130 К, что определялось температурой сублимации CO_2 (126 К).

С помощью данного спектрометра получена важная информация об интенсивности и спектральном составе γ-излучения в окрестности Земли. Такой спектрометр может быть использован при излучении довольно интенсивных источников γ-излучения или в тех случаях, когда возможны длительные измерения. Однако для измерения коротких процессов (вспышек на Солнце) такой детектор малоэффективен. В связи с этим в лаборатории реактивного движения Калифорнийского технологического института создан γ-спектрометр с более эффективным детектором [302]. Его принципиальное устройство схематически показано на рис. 43. Спектрометр состоит из комбинированного детектора, системы охлаждения и регистрирующей электроники. Гамма-излучение регистрируется четырьмя Ge (Li) -кристаллами, которые упакованы в герметичные контейнеры, имеющие контакт с криогеном через хладопровод. Для обеспечения определенного угла обзора кристаллы Ge (Li) окружены сцинтилляционной защитой из CsJ (Na), создающей конус с углом в 27°, в вершине которого имеется отверстие для хладопровода. Сигналы с CsJ (Na) снимаются двенадцатью фотоумножителями. Кристаллы Ge (Li) имеют цилиндрические формы объемом по 60 см^3. Эффективность каждого кристалла составляет около 15% по отношению к эффективности NaJ (Tl) размером 76 × 76 мм для энергии 1,33 МэВ нуклида ^{60}Co. Кристаллы Ge (Li) работают при температуре ~ 80 К, что достигается двухступенчатым охлаждением. При столь низкой температуре содержатся только кристаллы Ge (Li). Вместе с упаковочными первичными контейнерами они помещены во вторичный общий контейнер, который имеет температуру ~ 165 К. Вторичный контейнер, в свою очередь, заключен во внешний кожух криостата, имеющий нормальную температуру. Первич-

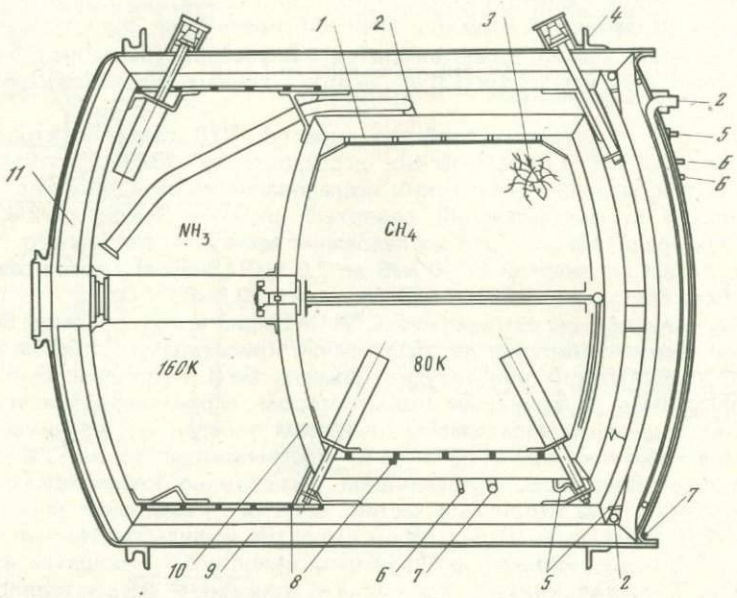


Рис. 44. Двухступенчатое холодильное устройство Ge(Li)-детектора для космических исследований

1 — геттер; *2* — отверстие для аммиака; *3* — алюминиевая ткань; *4* — места крепления холодильника; *5* — отверстие для метана; *6* — отверстия для жидкого азота; *7* — защитное стекловолокно; *8* — охлаждающий змеевик для жидкого азота; *9* — пароохладительная защита; *10* — держатель первичного резервуара; *11* — многослойная изоляция

ный и вторичный контейнеры детекторов имеют тепловые контакты с криогенами посредством коаксиального устройства, изготовленного из высокочистого серебра.

Высокие тепловые характеристики криостата потребовали использования специально подобранных конструкционных материалов и покрытий вакуумированных объемов. В качестве геттера в криостате используется активированный древесный уголь. Криостат имеет отдельную систему откачки, не связанную с откачкой холодильных устройств. Величина тепловых нагрузок от первичного и вторичного контейнеров Ge(Li)-детектора вместе с их теплопередающими устройствами составляет соответственно 98 и 162 Вт.

На рис. 44 показано двухступенчатое холодильное устройство, использовавшееся в данном спектрометре. Принцип работы его заключается в том, что криогены поддерживают требуемые температуры прямой сублимацией в космический вакуум при контролируемой скорости процесса. Работа холодильного устройства происходит совершенно пассивно после того, как криогены заморожены посредством пропускания жидкого азота через змеевики, расположенные в криогенных резервуарах. В двухступенчатом холодильнике достигается большее время активного существования, чем в одноступенчатом. В такой системе первичный криоген (метан) окружен вторичным (аммиаком), который имеет более высокую тепловую эффективность и работает при более высокой температуре, чем требуется для Ge(Li)-детектора. При двухгодичном времени активного существования системы первичный резервуар содержит 16 кг твердого метана при давлении 0,6 торр и темпера-

туре 80 К, вторичный — 30 кг твердого аммиака при давлении 15 торр и температуре 160 К. Для высокой термоизоляции первичный и вторичный резервуары с криогенами подвешены на растяжках из стекловолокна внутри корпуса криостата.

Предусилители спектрометра смонтированы непосредственно на криостате. Все проводники от кристаллов к предусилителям заключены в металлизированные майларовые экраны, чтобы обеспечить электромагнитную защиту и свести к минимуму микрофонный эффект и влияние теплового потока. Сигналы с каждого кристалла поступают на свой предусилитель, усилитель и анализатор импульсов, имеющий 8192 канала.

Вышеописанный ППД спектрометр для космических исследований имеет хорошие физические характеристики (энергетическое разрешение, эффективность регистрации, длительность активного существования и др.), хотя и является довольно сложным в конструктивном исполнении и эксплуатации.

Функциональные схемы бортовых спектрометров

Многоканальный амплитудный анализ в режиме прямой передачи. Объем информации, который необходимо передать с борта станции, зависит от сложности измеренного спектра и от длительности и точности, с которой необходимо получить данные. Поскольку оба этих требования взаимозависимы, то обычно выбирается наиболее оптимальный вариант, в котором при минимально допустимом объеме передаваемой информации возможно решение поставленной задачи. Например, при определении содержания естественных радиоактивных элементов в условиях Земли или Венеры можно ограничиться счетом числа импульсов одного спектрометрического детектора в широких энергетических каналах с запоминанием информации (объемом 2^{15}–2^{16} импульсов) в каждом канале. При передаче этой информации путем записи кода амплитуды каждого импульса требуется передать или обеспечить хранение около 0,5 млн. бит информации. Для передачи тем же способом более сложного гамма-спектра (например, Луны или Марса) при использовании 256-канального анализатора требуется передать или обеспечить хранение уже более 100 млн. бит.

Во многих случаях ограниченная скорость передачи информации с космических аппаратов и высокие требования к экономичности бортовых систем приводят к необходимости обработки спектрометрических сигналов радиометрических детекторов непосредственно на борту космического аппарата. Такие системы обычно используются на космических аппаратах, направляемых к дальним объектам — Венере, Марсу и другим планетам.

Обработка и запоминание результатов измерения на борту позволяет уменьшить объем передаваемой информации (что важно в энергетическом отношении), осуществить повторную передачу (если имеют место сбои или помехи в передаче информации) и, наконец, вести передачу в те периоды времени, когда возможна связь с космическим аппаратом. В настоящее время можно выделить несколько этапов в создании бортовой многоканальной спектрометрической аппаратуры. Одними из первых в космических исследованиях использовались многоканальные спектрометры с регистраторами на ультразвуковых линиях задержки, применявшиеся успешно на советских космических аппаратах "Космос-60, -135, -163, "Луна-10 и -12", "Венера-8", а также в экспериментах на шарах-зондах.

Прогресс в разработке устройств памяти, основанных на других принципах, привел к постепенному вытеснению анализаторов с устройствами памяти на линиях задержки ввиду присущих им недостатков, о которых будет сказано ниже. Взамен им начали успешно применяться для исследования космического пространства анализаторы с устройствами на магнитных сердечниках. Так, на американском космическом аппарате "Рейнджер" использовался 32-канальный анализатор [373], а на советских космических станциях "Марс-5", "Венера-13, -14" — 256-канальный анализатор [488] с памятью на магнитных сердечниках. Наконец, в космических исследованиях используются спектрометры с анализаторами параллельного типа, состоящими из одноканальных анализаторов, настроенных на различные уровни сигналов. Такие анализаторы имеют высокое быстродействие, просты в настройке и эксплуатации. Однако число каналов в них, как правило, не превышает десяти, поскольку большой объем оборудования и потребляемая мощность ограничивают применение многоканальных систем такого типа.

Для записи информации всех систем объекта, в том числе и записи спектрометрической информации, обычно используются устройства магнитофонного типа, устанавливаемые на борту космических аппаратов. Так, например, на станциях "Аполлон-15 и -16" на магнитофон записывалась информация гамма- и альфа-спектрометров в реальном масштабе времени в виде восьмиразрядного кода амплитуды каждого поступающего импульса [146, 196].

Часто используется передача кода амплитуды каждого импульса с последующей сортировкой по каналам с помощью наземных устройств. При такой схеме измерений, которую назовем амплитудным анализом в режиме непосредственной передачи, на борту находится только часть спектрометра, включающая детектор и входное устройство, преобразующее изучаемые параметры в цифровой код. В таком режиме проводился эксперимент по исследованию химического состава поверхности Луны на станциях "Луноход-1 и -2" [74, 75, 328].

Типовая функциональная схема бортового и наземного оборудования, обеспечивающего спектрометрические измерения с прямой передачей, представлена на рис. 45.

Схема может быть и более простой, если на борту нет вспомогательных устройств и некоторых других блоков. Однако в настоящее время большинство спектрометрических измерений в космосе осуществляется по полной схеме. В частности, вспомогательные датчики используются для исключения фона заряженных частиц космического происхождения при измерении γ-излучения планет; бортовая память используется для накопления информации в течение длительных измерений потоков микрометеоритов, солнечных и галактических космических лучей и т.д.

При отсутствии запоминающих устройств передается информация об амплитуде каждого поступившего импульса, и анализ излучения возможен только при работе линии связи. Это в значительной мере ограничивает возможность использования такой аппаратуры, однако при прямой передаче система достаточно проста и объем бортового оборудования невелик. Типовая функциональная схема такого анализатора представлена на рис. 46. Конкретные варианты этих устройств содержат, как правило, несколько детекторов, схемы предварительного анализа и логические цепи, не включенные в приведенную блок-схему. Из приведенной схемы следует, что анализ сигнала с детектора может проводиться только в режиме передачи, при этом вход блокируется как на

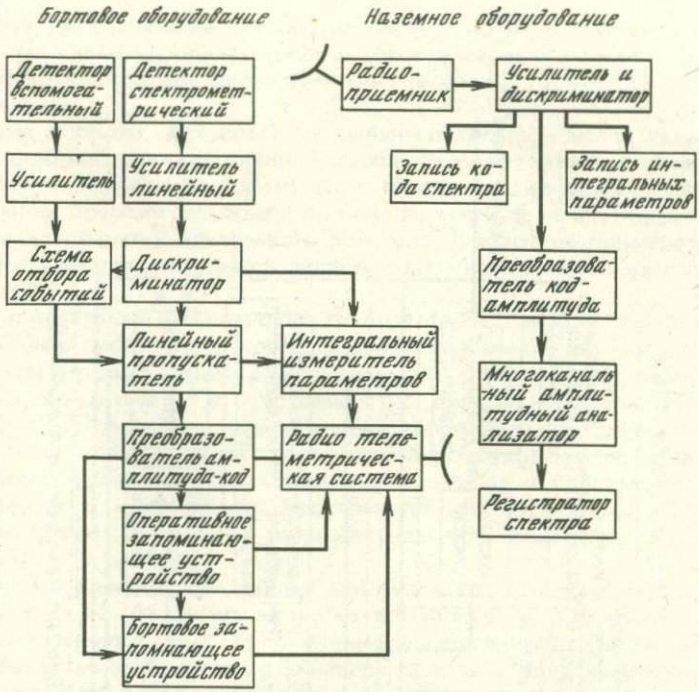


Рис. 45. Типовая функциональная схема бортового и наземного оборудования, обеспечивающего спектрометрические измерения

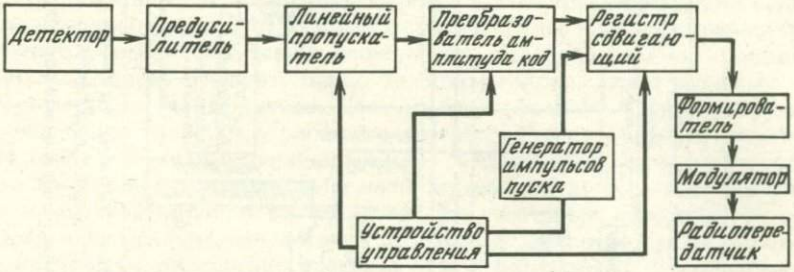


Рис. 46. Типовая функциональная схема спектрометра с прямой передачей

время обработки, так и на время передачи кода предыдущего импульса. При небольших скоростях передачи, что имеет место, например, для объектов дальнего космоса, временная разрешающая способность такой аппаратуры получается довольно низкой.

Можно следующим образом качественно сформулировать основные характеристики анализирующей аппаратуры, передающей код каждого сигнала в режиме непосредственной передачи: небольшой объем бортового оборудования и, следовательно, повышенная надежность; возможность получения информации о временном изменении интенсивности; малая скорость передачи информации; невозможность работы в те периоды, когда они не совпадают с сеансами связи.

Следует заметить, что запись кода амплитуды каждого импульса в

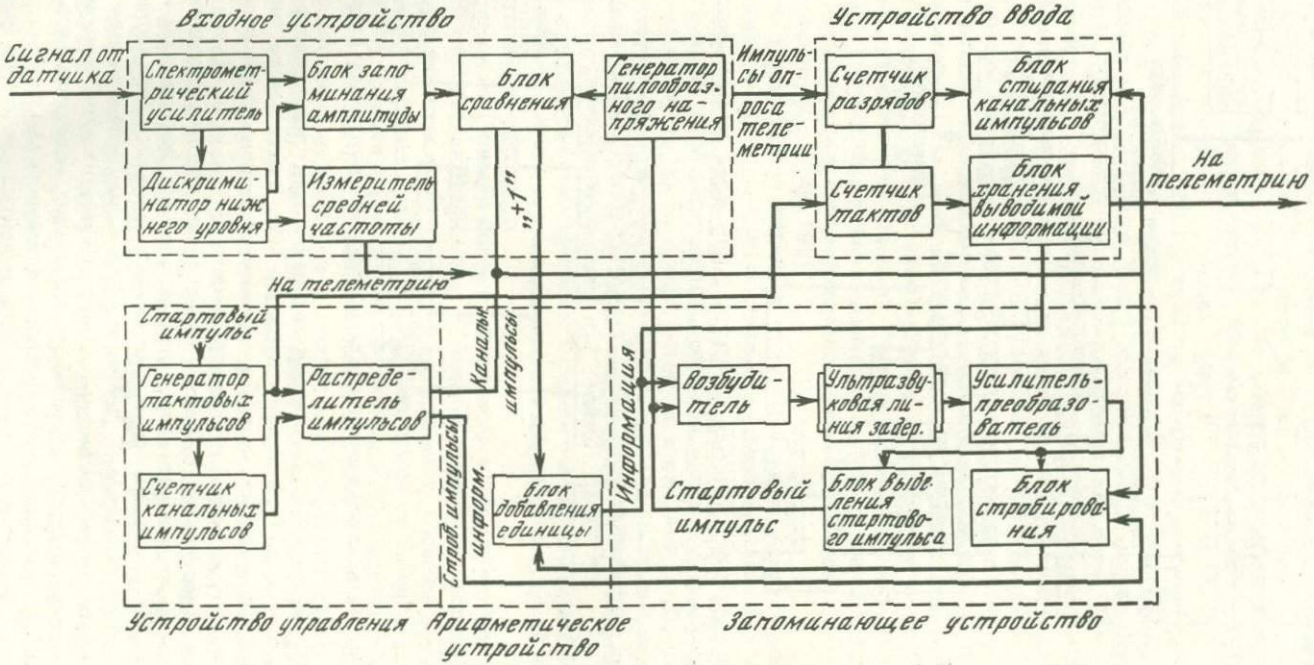


Рис. 47. Функциональная схема бортового анализатора импульсов с памятью на УЗЛ

бортовое запоминающее устройство может, конечно, уменьшить мертвое время системы, однако лишь в том случае, если скорость передачи борт—Земля не накладывает ограничение на общий объем передаваемой информации.

Таким образом, для объектов дальнего космоса амплитудный анализ в режиме непосредственной передачи может иметь ограниченное применение. Реализация преимуществ передачи кода каждого импульса в реальном времени возможна при экспериментах на спутниках Земли и лунных аппаратах длительного действия. В качестве примера можно привести уже упоминавшиеся эксперименты на космических аппаратах "Луноход-1 и -2".

Многоканальные амплитудные анализаторы с памятью на ультразвуковой линии задержки. В состав рассматриваемых в этом разделе гамма-спектрометров входят многоканальные анализаторы импульсов, которые объединяются в одно семейство, поскольку во всех использованы устройства памяти на ультразвуковых линиях задержки. Анализаторы этого типа благодаря компактности оборудования и достаточной надежности удовлетворяли требованиям первых экспериментов, проводившихся в космическом пространстве, несмотря на значительное мертвое время (порядка 1 миллисекунды при числе каналов до 100) [57, 136].

Функциональная схема, общая для анализаторов этого типа, изображена на рис. 47. Анализаторы имеют входной блок, где амплитуда импульсов сравнивается со стандартным аналоговым сигналом, арифметическое устройство, осуществляющее операцию добавления единицы в каналы, блок памяти, блок управления, задающий временную последовательность операций анализатора, и блок вывода спектра на телеметрический тракт.

Преобразованный и сформированный в спектрометрическом усилителе входного устройства анализируемый импульс через дискриминатор нижнего уровня поступает в блок памяти. При поступлении с датчика импульса, превышающего порог дискриминатора, заряд импульса запоминается на конденсаторе. Далее в блоке сравнения анализируемый сигнал сопоставляется с сигналом генератора пилообразного напряжения, запускаемого в периодическом режиме стартовым импульсом. При достижении пилообразным напряжением амплитуды запомненного импульса формируется сигнал сравнения, который стробируется следующим канальным импульсом и поступает в арифметическое устройство как сигнал добавления единицы (+1) в этот канал. Если к моменту сравнения амплитуда импульса не достигает значения пилообразного напряжения, то сравнение происходит в следующем цикле памяти. После этого запоминающий конденсатор быстро разряжается, и входное устройство готово для приема следующего сигнала.

Запоминающее устройство выполнено на ультразвуковой линии задержки. Преобразование сформированных информативных импульсов (видеоимпульсов) в сигналы с радиочастотным заполнением осуществляется возбудителем. Выход возбудителя соединен с входным пьезопреобразователем линии, который создает в ней акустические сигналы, распространяющиеся вдоль линии. Достигнув конца линии, акустический сигнал выходным пьезопреобразователем снова превращается в радиоимпульсы. Ослабление сигнала в линии (~ 50—60 дБ) компенсируется усилителем-преобразователем, который детектирует сигналы и превращает их снова в видеоимпульсы. Выходной сигнал усилителя через блок стробирования и блок добавления единицы в

Таблица 31

Основные характеристики анализаторов с памятью на УЛЗ

Космический аппарат	Тип и длительность задержки ($t_з$) УЛЗ ЗУ анализатора, мкс	Число каналов	Среднее мертвое время, мкс	Дифференциальная нелинейность, %
"Луна-10"	Металлическая $t_з$ = 500	32	250	⩽2
"Венера-8"	Монокристаллическая $t_з$ = 1500	64	800	⩽2
"Луна-22"	Монокристаллическая $t_з$ = 1500	100	800	⩽2

арифметическом устройстве подается на вход возбудителя. Таким образом, достигается динамическое хранение информации.

Приход импульса добавления единицы в данный канал позволяет увеличивать его содержание на единицу и, таким образом, проводить статистический анализ импульсов по амплитудам, т.е. накапливать спектры.

Начало отсчета времени в линии задержки определяется стартовым импульсом, длительность которого (~ 5 мкс) значительно больше длительности информативных импульсов (~ 0,3 мкс), что позволяет выделить его в специальном блоке при перезаписи информации. Стартовый импульс поступает на вход устройства управления и запускает ждущий генератор тактовых импульсов. Четырехразрядный счетчик канальных импульсов выдает каждый шестнадцатый тактовый импульс. Получаемые таким образом канальные импульсы служат для разделения в памяти каналов регистрации и стробирования сигналов добавления единицы из входного устройства. Управляющие сигналы формируются распределителем импульсов, имеющим два выхода — для канальных и тактовых (за исключением канальных) импульсов. Сигналы с распределителя используются для независимого стробирования (перед подачей на возбудитель) сигналов, соответствующих канальным импульсам и импульсам информации.

Устройство вывода позволяет осуществлять поразрядный многократный вывод накопленной информации. Импульсы опроса телеметрии, предварительно сфазированные стартовыми импульсами, поступают в счетчик разрядов, который запоминает номер выводимого разряда в канале. Код из счетчика разрядов передается в счетчик тактов, который определяет место выводимого разряда в памяти. Информация, выводимая из данного разряда памяти на телеметрию, запоминается в блоке хранения выводимой информации. После вывода всех разрядов канала в запоминающем устройстве ликвидируется соответствующий канальный импульс, и процедура повторяется со следующим каналом. В результате вывода всего объема информации канальные импульсы в блоке памяти оказываются стертыми. При перезаписи информации по сигналам устройства управления они автоматически записываются вновь, и может быть начат новый цикл вывода.

Различные модели анализаторов (в рамках описанной выше структуры) имеют индивидуальные особенности, связанные с задачами конкретных экспериментов, в частности: различное число каналов и в зависимости от этого разный тип УЛЗ с разной величиной τ задержки; наличие

Интегральная нелинейность,%	Наличие таймера	Остановка по переполнению	Форма выводимой информации	Число выводимых разрядов	Потребляемая мощность, Вт	Масса анализатора, кг
⩽1	Есть	Есть	Аналоговая	12	2,5	3,9
⩽1	Нет	Нет	"	15	2,5	6
⩽1	Есть	Есть	Цифровая	16	2,7	5

или отсутствие таймерного канала; возможность остановки набора спектра по переполнению одного из каналов памяти; вывод информации из анализатора в аналоговой или цифровой форме; различное число выводимых из канала разрядов; различные способы маркировки выводимой информации. В табл. 31 представлены основные характеристики некоторых анализаторов описываемого семейства.

В заключение следует отметить, что прогресс в разработке устройств памяти, основанных на других принципах, и успешное применение в космических исследованиях анализаторов на их основе привели к постепенному вытеснению спектрометров вышеописанного семейства. Вместе с тем создание и успешное использование на космических станциях спектрометров с памятью на УЛЗ знаменует собой определенный этап в разработке многоканальной аппаратуры для гамма-спектрометрии в космических исследованиях, которая позволила получить важные научные результаты.

Бортовые многоканальные анализаторы с памятью на ферритовых сердечниках. Обладая рядом положительных характеристик, бортовые амплитудные анализаторы на УЛЗ вместе с тем оказались менее перспективными по сравнению с анализаторами на ферритовых сердечниках. Последние несколько лучше по своим измерительным и эксплуатационным характеристикам, а также по потреблению энергии. Такие анализаторы использовались в гамма-спектрометрах, устанавливавшихся на АМС "Марс-5", "Венера-8, -13 и -14", КА "Аполлон-15 и -16". Мы рассмотрим в этом разделе устройство одного из них — бортового анализатора, входившего в состав гамма-спектрометра, устанавливавшегося на АМС "Марс-5" [142, 147, 488]. Функциональная схема его приведена на рис. 48. Он состоит из следующих блоков: амплитудно-цифрового преобразователя (АЦП), блока счетчиков с дешифратором (БС), магнитного оперативного запоминающего устройства (МОЗУ), устройства управления (УУ), содержащего, наряду с узлом управления, также арифметическое устройство и устройство вывода, местного устройства управления (МУУ) и блока питания (БП).

Амплитудно-цифровой преобразователь осуществляет преобразование амплитуды импульсов в последовательный единичный код (число импульсов, пропорциональное амплитуде).

Двоичный счетчик с дешифратором преобразует последовательный единичный код в потенциалы управления адресными ключами МОЗУ, а также осуществляет прием сигнала с внешних устройств и преобразование в потенциалы управления параллельного кода. Двоичный счетчик разбит функционально на адресный и разрядный счетчики. Он имеет 12 разрядов. Его разрешающее время — 2 мкс, максимальная частота — 4 МГц.

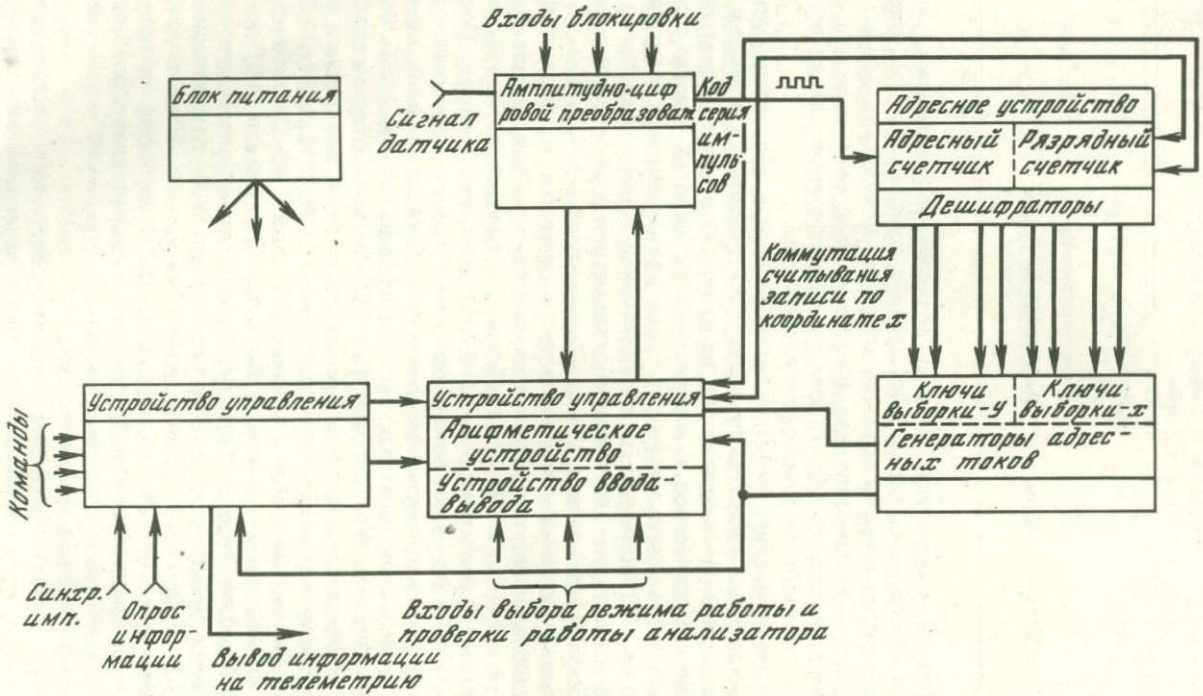


Рис. 48. Функциональная схема бортового анализатора импульсов с памятью на ферритовых сердечниках

Считывание информации осуществляется последовательным единичным кодом и параллельным двоичным кодом, подаваемыми соответственно на вход разрядного счетчика и на установочные входы триггеров счетчика.

МОЗУ накапливает и хранит дискретную информацию в процессе измерений и вывода. Емкость МОЗУ — 4096 двоичных единиц, число адресов — 256, число разрядов — 16.

Устройство управления осуществляет синхронизацию работы узлов анализатора, обеспечивая считывание информации без разрушения и с разрушением, вывод информации по сигналам запроса внешних устройств, добавление единицы к числу при записи информации, запись произвольного кода, регистрацию дополнительной информации в нулевой канал, коммутацию токов считывания — записи в МОЗУ, управление пуском и остановкой программы.

МУУ предназначено для преобразования команд внешних устройств в сигналы управления работой анализатора, для формирования сигналов опроса накопленной в анализаторе информации и сигналов синхронизации опроса, для выдачи информации из анализатора на внешнее устройство.

Работа анализатора происходит следующим образом. Сигналы с внешнего блока детектирования поступают на АЦП, преобразующий амплитуду сигнала блока детектирования в серию стандартных импульсов, количество которых пропорционально амплитуде (последовательный единичный код).

Серия импульсов с АЦП поступает на вход адресного устройства и преобразуется 8-разрядным адресным счетчиком в двоичный код — адрес канала, в котором необходимо зафиксировать поступление импульса. С адресным счетчиком связаны дешифраторы выборки ключей координатных шин блока МОЗУ.

После окончания серии импульсов из АЦП в УУ поступает импульс, начинающий цикл регистрации сигнала по выбранному адресу. Поскольку МОЗУ в анализаторе последовательного типа, последовательное обращение к разрядам выбранного адреса производится с помощью входящего в адресное устройство разрядного счетчика, состояние которого меняется тактовыми импульсами с устройства управления. С помощью арифметического устройства анализатора (см. рис. 48) производится операция добавления единицы к содержимому канала МОЗУ по выбранному адресу. Последовательность указанных операций и временные соотношения между ними задаются устройством управления анализатора. В конце цикла регистрации УУ дает сигнал входному устройству о возможности принятия следующего импульса с блока детектирования для измерения, так как в течение времени, необходимого для кодирования амплитуды и ее регистрации, АЦП блокируется.

Команды внешних устройств, опрос информации, накопленной в анализаторе, синхронизация опроса и выдача информации на внешние устройства осуществляются с помощью МУУ, связанного с центральным устройством управления. При подаче управляющих сигналов и импульсов на входы выбора режима и проверки УУ анализатора реализуются следующие программы работы анализатора: считывание информации по сигналу запроса внешних устройств с разрушением ее и без разрушения, регистрация информации по адресам (запись информации с добавлением единицы), регистрация дополнительной информации в нулевой канал, запись произвольного кода, проверка ("линейный набор").

Данный анализатор использовался в составе гамма-спектрометра, устанавливавшегося на АМС "Марс-5", которая была выведена на орбиту спутника планеты в феврале 1974 г. Приведем его основные характерис-

тики. Гамма-спектрометр имеет 256 каналов. Емкость каналов $2^{15} - 1 = 32767$. Регистрация γ-излучения производится детектором NaJ (Tl) размером 63 × 63 мм, окруженным защитным пластмассовым сцинтиллятором. Диапазон измеряемых энергий 0,5—10 МэВ. Интегральная нелинейность анализатора не более ±1%, дифференциальная — не более ±2%. Разрешение спектрометра по линии 0,662 МэВ радионуклида ^{137}Cs не более 10%. Мертвое время спектрометра $\tau = \tau_0 + mT + \tau_n$, где $\tau_0 = 5$ мкс — постоянная часть мертвого времени; m — число кодовых импульсов (номер канала); $T = 0{,}3$—$0{,}4$ мкс — период следования импульсов генератора кодовой серии; $\tau_n = \tau_p n$ — время обращения к запоминающему устройству; $\tau_p = 5$ мкс — время однократного обращения к запоминающему устройству; m — число обращений при операции добавления единицы к содержимому канала.

Перспективные многоканальные анализаторы. Развитие микроэлектроники дает возможность построения многоканальных анализаторов с оперативной памятью на полупроводниковых интегральных схемах. Использование полупроводниковых структур позволяет увеличить надежность работы памяти, ее быстродействие, уменьшить вес, габариты и потребляемую мощность, а также упростить цепи связи с другими узлами прибора. Существенное увеличение быстроты действия запоминающего устройства (ЗУ) на интегральных схемах со временем выборки менее 100 Нс открывает перспективу сокращения цикла регистрации до долей микросекунды в случае построения ЗУ анализатора по параллельному варианту, а в случае параллельно-последовательного ЗУ время регистрации не превысит нескольких микросекунд.

Число каналов анализаторов определяется в каждом конкретном случае спецификой эксперимента на космическом объекте, однако находится в пределах 1024—4096 каналов, а емкость каналов (длина слова) — в пределах 16—18 двоичных единиц.

Переход на новую элементную базу обеспечивает повышение частоты серии кодовых импульсов до 100—200 Мкц в аналогово-цифровых преобразователях (АЦП), работающих по принципу Вилкинсона, и тем самым сокращает максимальное мертвое время преобразования до 5—20 мкс. При построении АЦП, использующих метод поразрядного "взвешивания", мертвое время преобразования составляет единицы микросекунд.

Использование специализированных микропроцессов в многоканальных анализаторах дает возможность не только упростить его архитектуру, но и уменьшить объем информации, передаваемой по телеметрическим каналам, за счет первичной ее обработки на борту.

Таким образом, перспективные многоканальные анализаторы отличаются большим количеством каналов, высоким быстродействием, повышенной надежностью в работе и меньшим энергопотреблением при тех же габаритах и массе.

ИССЛЕДОВАНИЯ γ-ИЗЛУЧЕНИЯ ЛУНЫ

Фоновое γ-излучение

Особое значение в исследовании γ-излучения Луны и планет имеет измерение космического γ-фона. Под космическим фоном будем подразумевать поток γ-квантов в межпланетном пространстве, падающий на детектор. Однако измерить в чистом виде этот фон практически невозможно, так как любой детектор регистрирует одновременно и γ-излучение, образующееся

при взаимодействии космических лучей с материалом космического аппарата и детектора. Но чем меньше масса вещества, находящегося вблизи детектора, тем меньше этот вклад. В предельном случае γ-фон должен быть обусловлен практически только космическим происхождением.

В последние годы были выполнены работы [20, 24, 25, 185, 195, 403, 423] по измерению плотности потока γ-квантов в верхних слоях земной атмосферы на шарах-зондах, над атмосферой — на метеорологических ракетах и спутниках [24, 185, 403, 423], в космическом пространстве на большом расстоянии от Земли — с помощью межпланетных станций [20, 25, 195]. В результате установлено, что в космическом пространстве существует поток γ-квантов с энергией более 1 МэВ, составляющий $\sim 10^{-4} - 10^{-3}$ квант/(с · см^2).

Одновременно обнаружили, что значительный поток фонового γ-излучения возникает при взаимодействии заряженных космических частиц с материалом космической станции, на которой находится детектор γ-излучения. Процессы, при которых возникает это γ-излучение, те же, что и при взаимодействии с веществом Луны, планет и метеоритов.

Наиболее длительное измерение фонового γ-излучения в космическом пространстве проведено на "Рейнджере-3". И хотя эта станция не выполнила своего основного назначения — измерения γ-излучения Луны, она позволила получить наиболее чистые спектры, вклад в которые от γ-излучения самой станции был ничтожно мал. Во время полета станции к Луне в течение почти 30 ч измеряли фон γ-излучения детектором, расположенным на выдвинутой штанге (длина 1,8 м). При этом телесный угол, закрываемый самим объектом, составлял менее 1/20 части полного пространства. Вклад заряженных частиц космического и солнечного происхождения исключался схемой "фосвича". Измерения вели в диапазоне 0,1–2,6 МэВ.

Количество гамма-квантов, зарегистрированных при вдвинутой штанге, оказалось почти в два раза выше по сравнению с тем, что регистрировалось при выдвинутой штанге. В последнем случае скорость счета в диапазоне 0,5–2,1 МэВ составляла 0,27 ± 0,01 квант/(с · см^2), а для γ-квантов с энергией более 2,1 МэВ — 0,67 ± 0,02 квант/(с · см^2).

При полете станций "Луна-10" и "Луна-12" к Луне также измеряли фон γ-излучения, необходимый для интерпретации спектров γ-излучения лунной поверхности. Интегральные значения фона, измеренного в различных экспериментах, даны в табл. 32.

Одновременно с измерением плотности потока γ-квантов на некоторых космических аппаратах измерили спектры γ-излучения фона. На рис. 49 приведены γ-спектры, полученные, когда станции "Луна-10 и -12" находились на расстоянии примерно 230 тыс.км от Земли. Детектор "Луны-10" располагался внутри станции, детектор "Луны-12" — снаружи. На этом рисунке также показаны γ-спектры, полученные на "Космосе-60" (детектор внутри станции) и на "Рейнджере-3" (детектор на расстоянии 1,8 м от корпуса станции).

Характерные особенности γ-спектров, измеренных на "Луне-10 и -12", — экспоненциальный спад числа γ-квантов с энергией до ~1,5 МэВ и незначительное уменьшение при больших энергиях. В спектре наблюдается присутствие заметного количества γ-квантов с энергией более 1,5 МэВ. Относительно высокая скорость счета в последних каналах спектрометра ($E_\gamma > 3$ МэВ) свидетельствует о присутствии γ-излучения с еще большими энергиями, что находится в согласии с данными, полученными на "Рейнджере-3" для $E_\gamma > 2{,}1$ МэВ.

На спектрах, полученных на "Космосе-60", наблюдаются пики, связанные с неупругим взаимодействием космических протонов с материалом

Таблица 32

Данные по фону γ-излучения, измеренному на различных космических аппаратах

Год	Космический аппарат	Тип прибора	Интервал, энергий γ-квантов, МэВ	Результаты измерений, квант/ (с · см²)	Литература
1959	Вторая советская космическая ракета	Сцинтилляционный счетчик, NaJ(Tl), 40 × 40 мм	0,045–0,45	3,2 ± 0,1	[20]
1960	Метеорологические ракеты, шары-зонды	Сцинтилляционный счетчик	0,35 – 0,65 0,65 – 1,00 1,00 – 1,45 1,45 – 1,85	~0,8 ~0,2 ~0,1 ~0,005	[185, 403]
1962	"Рейнджер-3"	32-канальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, CsJ(Tl), 75 × 75 мм с вычитанием фона заряженных частиц	0,5 – 2,1 > 2,1	0,27 ± 0,01 0,67 ± 0,02 (1,8 м от корпуса станции)	[195]
1965	"Космос-60"	16-канальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, NaJ (Tl), 40 × 40 мм с вычитанием фона заряженных частиц	0,3 – 2,0	1,7 ± 0,1	[24]
1966	"Луна-10"	32-канальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, NaJ (Tl), 40 × 40 мм с вычитанием фона заряженных частиц	0,3 – 0,7	1,20 ± 0,8 2,44 ± 0,09	[25]
1966	"Луна-12"	То же	> 0,3	2,85 ± 0,09	[147]
1971	"Аполлон-15" "Аполлон-16"	512-канальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, NaJ (Tl), 76 × 76 мм с вычитанием фона заряженных частиц	0,55–8,6	~1	[375, 376]
1975	"Марс-5"	256-канальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, NaJ (Tl), 63 × 63 мм с вычитанием фона заряженных частиц	1,0–9,0	1,85	[142, 493]

оболочки спутника (в основном алюминием). По-видимому, те же пики, хотя и менее отчетливо, проявляются на других спектрах. Небольшая разница в γ-спектрах (при энергии выше 1 МэВ), полученных на станциях "Рейнджер-3", "Космос-60", "Луна-10 и -12", объясняются, очевидно, различиями в размерах использованных кристаллов.

Из приведенных спектров могут быть установлены пределы интенсивности некоторых линий, которые должны быть наиболее заметными в фоновом спектре γ-излучения. Это аннигиляционная линия 0,51 МэВ и линия нейтронного захвата водорода 2,23 МэВ. Эти линии должны возникать на

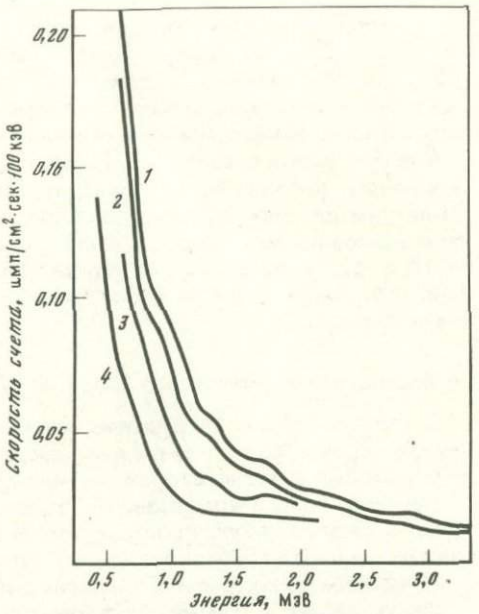


Рис. 49. Спектры γ-излучения фона, измеренные на автоматических лунных станциях
1 — "Луна-12", *2* — "Луна-10", *3* — "Космос-60"; *4* — "Рейнджер-3"

поверхности звезд или в межзвездном пространстве при любой форме ядерной активности. Верхние пределы, установленные в рассмотренном эксперименте на "Рейнджере-3", составляют 0,015 квант/(с. см^2) для линии 0,51 МэВ и 0,03 квант/(с.см^2) для линии 2,23 МэВ.

Отсутствие каких-либо заметных пиков в приведенных спектрах указывает на то, что вклад моноэнергетических линий от спокойного Солнца и общей галактической среды мал по сравнению с непрерывным спектром (континуумом). Непрерывный спектр резко спадает по закону $E^{-2,4}$ до энергии 1,0—1,5 МэВ и более полого при больших энергиях. Характерной особенностью всех спектров является большое число γ-квантов с высокими энергиями ($E_\gamma > 3{,}0$ МэВ).

При измерениях на станции "Луна-10" γ-фон в диапазоне энергий 0,3—3,0 МэВ составлял 60—70% всего потока γ-квантов, измеренного на орбите спутника Луны. Следствием столь высокого фона являются большие статистические погрешности в определении вклада естественной и наведенной γ-активности лунных пород.

В табл. 33 приведены данные по фону γ-излучения в области энергий 0,5—2,0 МэВ, полученные на космических аппаратах различной массы.

Из табл. 33 видно, что значение фона определяется массой аппарата и расположением детектора. Наименьший фон у детектора, расположенного на штанге малой космической станции "Рейнджер-3". Расположение этого же детектора вблизи корпуса станции "Рейнджер-3" увеличило фон почти в два раза. Станции "Луна-10 и -12" более тяжелые, чем "Рейнджер-3", и

Таблица 33

Фоновое γ-излучение в диапазоне 0,5—2,0 МэВ по данным различных космических аппаратов

Параметр	"Луна-10" (детектор внутри станции)	"Луна-12" (детектор вблизи станции)	"Космос-60" (детектор внутри станции)	"Рейнджер-3" (детектор вблизи станции)	"Рейнджер-3" (детектор на расстоянии 1,8 м)
Плотность потока квант/(с · см^2)	1,40	1,6	0,98	0,54	0,27
Масса объекта, кг	860	860	1600	350	350

соответственно имели больший фон. Фон станции "Космос-60", несмотря на самую большую массу, оказался меньше, чем на станциях "Луна-10 и -12", так как станция "Космос-60" проводила измерения вблизи Земли, где поток космического излучения меньше, чем в отдаленном космическом пространстве вследствие экранирующего влияния магнитного поля Земли.

Следует иметь в виду, что на различие γ-фона могло влиять и некоторое изменение потока космических лучей (связанное главным образом с 11-летним циклом солнечной активности), поскольку измерения проводили в разное время. Скорость счета γ-квантов во время полета станций "Луна-10 и -12" в пределах статистической погрешности сохранялась постоянной, что свидетельствует об отсутствии значительных солнечных вспышек в эти периоды.

Исследование γ-излучения Луны на АЛС "Луна-10" и "Луна-12"

3 апреля 1966 г. автоматическая станция "Луна-10" вышла на селеноцентрическую орбиту, став первым искусственным спутником Луны. Полгода спустя был запущен второй спутник Луны — АЛС "Луна-12".

Научная аппаратура станций была предназначена для исследования Луны и окололунного пространства. В состав научной аппаратуры входил многоканальный сцинтилляционный гамма-спектрометр, предназначенный для измерения спектрального состава γ-излучения Луны [25].

Информацию с гамма-спектрометра передавали по телеметрическим каналам связи в восьмеричном коде. Регистрируемые с орбиты спутника спектры γ-излучения набирали в течение 10—12 мин. Прекращение набора производилось автоматически по переполнению одного из каналов анализатора. Время набора регистрировал таймер спектрометра: его показания также передавались по телеметрии.

Команды на включение гамма-спектрометра и снятие информации подавались с Земли по командно-релейной линии. Была предусмотрена возможность снятия информации с прибора либо одновременно с набором спектра, либо после окончания набора (по переполнению канала).

Станции были выведены на эллиптическую орбиту, поэтому расстояние до Луны постоянно менялось. В соответствии с изменением телесного угла, под которым в момент измерений наблюдалась поверхность Луны, изменялось соотношение потоков лунного γ-излучения и γ-фона. Скорость счета γ-квантов на орбите можно записать в виде

$$J_0 = J_л (\Omega/2\pi) + J_\varphi (1 - \Omega/2\pi), \qquad (11)$$

где $J_л$, J_φ — скорость счета γ-квантов на поверхности Луны и на траектории полета Земля—Луна соответственно; Ω — телесный угол, под которым видна Луна в момент измерений с орбиты спутника:

$$\Omega = 4\pi [(R + h - \sqrt{h(2R + h)})/2(R + h)], \qquad (12)$$

где $R = 1738$ км — радиус Луны; h — высота спутника над поверхностью Луны.

Телесный угол Ω, например, в измерениях на АЛС "Луна-10" менялся от $0{,}9\,\pi$ (h = 350 км) до $0{,}46\,\pi$ (h = 1015 км).

За время активного существования станций были измерены спектры γ-излучения в интервале энергий от 0,3 до 3,0 МэВ в 14 районах лунной поверхности. Одновременно в 56 районах измерили интегральную скорость счета γ-квантов в интервале энергий от 0,3 до 0,7 МэВ. На рис. 50 (кривая *1*) приведен один из первичных γ-спектров, полученный, когда станция находилась на орбите спутника Луны. Здесь же показан для той же точки

Рис. 50. Спектры γ-излучения Луны
1 — спектр, измеренный с орбиты спутника; *2* — спектр фона на орбите; *3* — спектр (*1*), приведенный к поверхности; 4— спектр (*2*), приведенный к поверхности

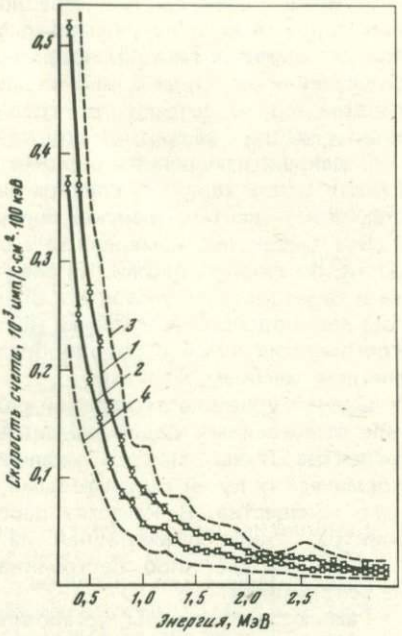
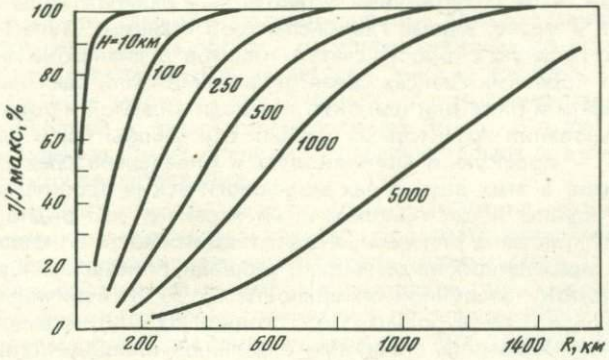


Рис. 51. Зависимость потока γ-квантов от площади излучающей поверхности Луны



орбиты спектр фона (кривая *2*), вызванного взаимодействием космических лучей с материалом станции (с учетом экранировки Луной).

По сравнению со скоростью счета γ-квантов, измеренной на траектории полета, скорость счета на орбите спутника Луны возрастала. Вследствие экранирующего действия Луны фон от облучения станции космическими частицами на орбите спутника Луны составлял 78—88% фона на траектории полета. Скорость счета γ-квантов Луны, регистрируемых спектрометром, также менялась с изменением расстояния до поверхности.

На рис. 50 кривые *3* и *4* относятся к случаю, если бы измерения проводили непосредственно на поверхности Луны. Кривая *3* изображает γ-спектр на поверхности Луны вместе с фоном от облучения станции, кривая *4* — фон. Увеличение отношения эффекта к фону станции до 3,2 происходит из-за увеличения телесного угла, под которым видна поверхность Луны, и уменьшения фона за счет большей экранировки от космического излучения.

Лунные γ-спектры существенно отличаются по форме от спектров земных пород. Как было указано выше, форма γ-спектров земных пород в основном определяется содержанием урана, тория и калия. Спектр лунного γ-излучения по форме ближе к спектру, измеренному в космическом пространстве, форма которого определяется процессами взаимодействия космических частиц с веществом спутника.

В данных измерениях верхняя граница регистрации спектра — 3,2 МэВ. Вместе с тем характер спектра свидетельствует о том, что в нем присутствуют и γ-кванты с энергией более 3,2 МэВ.

Все γ-спектры, измеренные над различными районами лунной поверхности, по форме похожи. На спектрах слабо проявляются практически одни и те же пики от γ-квантов, возникающих главным образом при неупругом взаимодействии, включая неупругое рассеяние, протонной компоненты космических лучей с породообразующими элементами: кислородом, алюминием, магнием, железом.

Оценка уровня естественной радиоактивности и определение концентрации естественных радиоэлементов сделаны вычитанием из полученного γ-спектра Луны спектра γ-излучения, обусловленного взаимодействием космических лучей с дунитовыми породами. Однако точная форма последнего неизвестна. В качестве первого приближения была принята форма спектра, либо рассчитанная на основе среднего химического состава лунной породы, либо построенная на основе модельных экспериментов на ускорителях.

Гамма-спектрометры, установленные на станциях "Луна-10 и -12", были предварительно прокалиброваны в земных условиях на стандартных образцах с известным содержанием естественных радиоактивных элементов калия, тория и урана. Кроме гамма-спектров станции "Луна-10 и -12" измеряли интегральную скорость счета γ-квантов в диапазоне энергий 0,3—0,7 МэВ при коротких сеансах связи. Измерения были сделаны в 56 районах поверхности и охватили широкие площади видимой и обратной сторон Луны. На основании траекторных данных все районы были разделены на две группы — морскую и материковую и определена средняя скорость счета γ-квантов в этих двух типах морфологических провинций. Это деление на две группы носит приближенный характер, что видно из рис. 51.

На рис. 51 показана для разных высот зависимость отношения потока γ-квантов J, приходящих на детектор с площади, описываемой радиусом R, к полному потоку от лунной поверхности $J_{макс}$, от величины R. Из этих кривых видно, что из-за большого расстояния от спутника до Луны γ-излучение регистрировалось станциями с большой площади лунной поверхности, которая в большинстве случаев включала одновременно (но в разной степени) и "морскую", и "материковую" части.

В табл. 34 приведены измеренные АЛС "Луна-10" средние скорости счета γ-квантов для морских и материковых районов. Скорость счета 1,78 имп/с относится в основном к району Моря Влажности и Моря Облаков, расположенным на видимой стороне Луны; скорость счета 1,51 имп/с — к материковому массиву обратной стороны Луны. Видно, что над лунными морями скорость счета γ-квантов примерно в 1,15—1,2 раза выше, чем над материками. В этой же таблице приведены рассчитанные и измеренные скорости счета γ-квантов над различными земными породами — кислыми, основными и ультраосновными. Модельные опыты проводили над массивами гранитных и базальтовых пород. Если избыток скорости счета γ-квантов над морями (по сравнению с материками) отнести целиком к естественной радиоактивности, то из сравнения с данными, полученными на стандартах, следует, что состав морей соответствует земным базальтовым породам.

Таблица 34

Скорость счета γ-квантов от распада радионуклидов, содержащихся в лунных и земных породах

Объект измерений	Скорость счета имп/(с · см²)	Объекты калибровки прибора	Скорость счета имп./(с · см²)
Лунные моря	1,78	Кислые породы (расчет)	0,90
Лунные материки	1,51		
Превышение интенсивности в районах морей над районами материков	0,27	Основные породы (расчет)	0,21
		Кислые породы (измерения)	1,28
		Основные породы (измерения)	0,21
		Ультраосновные породы (расчет)	0,002

Материковым областям, имеющим более низкий уровень активности, в этом случае следует приписать состав, близкий к первичным или слабо дифференцированным породам. Вклад в γ-излучение над лунными морями от распада калия, тория и урана в диапазоне энергий 0,3–0,7 МэВ составляет примерно 10–15%. Над лунными материками он еще меньше.

Как известно, до полета "Луны-10" и -12" представления о характере лунных пород были самыми противоречивыми. Они охватывали весь диапазон известных на Земле пород – от ультраосновных до кислых. Вместе с тем, если не останавливаться на деталях, многие исследователи предполагали, что лунные моря – это площади, покрытые излившейся лавой, по составу близкой к базальтовым породам Земли. В этом аспекте данные по γ-излучению Луны впервые экспериментально подтвердили справедливость таких представлений.

Во всех морских районах, где проводили измерения, уровень γ-излучения естественных радиоактивных элементов соответствовал земным базальтовым породам с низким содержанием урана, тория и калия (т.е. примитивным или океаническим базальтам). Но и морские районы в различных частях лунной поверхности также различались по радиоактивности. И несмотря на то, что измерения проводили с высоких орбит (и поэтому во всех случаях информацию получали усредненной по большой площади), тем не менее было обращено внимание на некоторые тенденции в изменении радиоактивности в лунных морях. Район с наиболее высокой радиоактивностью находится в окрестностях Моря Влажности и Моря Облаков. В восточных морях – Море Южном, Море Красном, Море Кризисов и Море Смита – высокой радиоактивности не наблюдается. Возможно, и по составу пород эти моря также несколько различны.

Что касается материков Луны, то до постановки этих экспериментов большинство исследователей склонялось к тому, что подобно континентам Земли лунные материки сложены кислыми породами, по составу близкими к земным гранитам. В то же время в некоторых работах развивалась идея о том, что поверхность Луны в основном состоит из первичного недифференцированного вещества, близкого по составу к каменным метеоритам – хондритам. Высказывали также предположение, что некоторые каменные метеориты, падающие на Землю, имеют лунное происхождение [174].

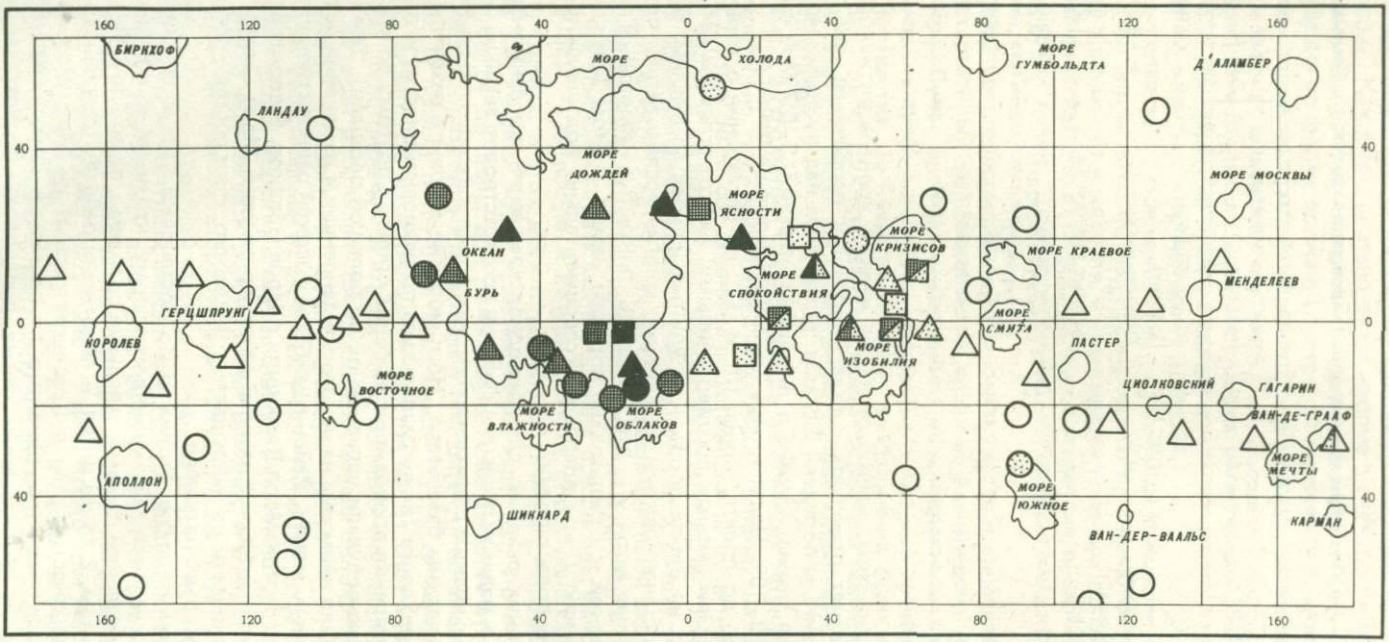


Рис. 52. Контурная карта Луны. Показаны районы, в которых проводились измерения радиоактивности пород.

1 — "Луна-10", -12"; *2* — "Аполлон-15 -16"; *3* — лунные образцы. Радиоактивность: *4* — высокая, *5* — средняя, *6* — низкая, *7* — очень низкая

Как можно видеть из приведенных результатов измерений, высокое содержание естественных радиоактивных элементов, как в земных гранитах, нигде на лунных материках не обнаружено. Более того, над материками поток γ-квантов естественных радиоактивных элементов оказался ниже. Это позволило авторам эксперимента [25] предположить, что материковые породы Луны по составу могут быть близкими к ультраосновным породам Земли. По их мнению, породы материковых массивов Луны — не аналоги земных континентов, как это часто предполагали ранее. Низкая радиоактивность лунных материков свидетельствует о том, что они должны быть сложены слабо дифференцированным или совсем не дифференцированным первичным веществом.

Если принять во внимание известное в настоящее время для Луны среднее отношение $K/U \approx 2800$ [147], а отношение $Th/U \approx 4{,}5$, как на Земле, то можно оценить средние содержания урана, тория и калия в некоторых районах лунной поверхности. Так, например, для бассейна западных морей они составляют $(1-2)\cdot 10^{-4}$, $(4-8)\cdot 10^{-4}$, $(2-4)\cdot 10^{-1}$ % соответственно.

Теперь, когда лунный грунт из различных районов Луны доставлен на Землю и детально изучен, можно оценить характер пород и других лунных районов (из которых грунт еще не доставлен на Землю) на основании рассмотренных выше результатов измерения γ-излучения.

На рис. 52 изображена контурная карта лунной поверхности. На ней указаны районы, в которых проводились измерения радиоактивности пород космическими аппаратами „Луна-10, -12" и „Аполлон-15, -16", а также районы, в которых были отобраны образцы, изучавшиеся на Земле. Поток γ-квантов с поверхности Луны, который при некотором допущении можно считать пропорциональным концентрации естественных радиоэлементов, разделен по плотности на четыре группы. Заметим, что, несмотря на существенную разницу (по крайней мере на порядок) в концентрации естественных радиоэлементов в отдельных образцах лунного грунта, доставленного на Землю, плотность потока γ-квантов меняется лишь в $\sim 1{,}5$ раза. Это объясняется двумя факторами: во-первых, малым изменением среднего содержания естественных радиоэлементов; во-вторых, тем, что основной вклад в γ-излучение Луны вносят космогенные радионуклиды, а не естественные радиоэлементы.

Как видно из приведенной карты, наиболее высокая радиоактивность наблюдается в западном бассейне лунных морей, меньше — в восточных морях и наиболее низкая — на материковых и высокогорных массивах видимой и обратной сторон Луны. Такое распределение радиоактивности стало понятным особенно после того, как были изучены образцы лунного грунта на Земле. Оно объясняется наличием на Луне двух принципиально разных типов веществ коры: материкового (габбро-анортозитового состава) и морского (базальтового состава).

Основную массу материковой коры Луны составляют габбро-анортозиты — породы, в которых преобладающим минералом является полевой шпат. Эти породы, как известно, обнажаются на древней сильно кратерированной поверхности. Их абсолютный возраст 4—4,5 млрд. лет. Они составляют древнюю первичную кору, сформировавшуюся в ранний период существования Луны. Эта кора выплавилась при ударном разогреве верхней (довольно протяженной) толщи Луны в процессе ее формирования.

Площадь лунных морей, как известно, составляет около 15% поверхности. Моря покрыты в основном базальтовыми породами, имеющими возраст 3,2—3,8 млрд. лет. Эти породы образовались в более поздний период, чем материковые породы. Их происхождение вызвано разогревом недр за счет накопления радиогенного тепла и ударами крупных метеоритов,

которые пробивали тонкую полевошпатовую кору, открывая путь к выходу на поверхность более дифференцированных (базальтовых) пород.

Наличие на Луне двух типов коры (материковой и морской), имеющих различную природу, довольно четко отражается на карте радиоактивности Луны, где видны морские районы, имеющие повышенную радиоактивность, и материковые районы с относительно пониженной радиоактивностью и содержанием радиоэлементов. Остальные районы с промежуточной радиоактивностью (такие, как Ван де Грааф идр.) представляют собой, видимо, смешение анортозитовых и базальтовых пород.

Сравнивая содержания радиоэлементов на Луне и Земле, можно отметить следующее. Среднее содерждание радиоэлементов на Луне выше, чем на Земле, а среднее содержание их в лунной коре ниже, чем в коре Земли. Это свидетельствует о том, что процессы дифференциации вещества на Луне не были такими интенсивными, как на Земле, и вследствие этого на Луне обогащение коры радиоэлементами оказалось по крайней мере на порядок ниже, чем на Земле.

Исследование γ-излучения Луны на КА „Аполлон-15" и „Аполлон-16"

В 1971—1972 гг. были осуществлены запуски космических пилотируемых аппаратов „Аполлон-15" и „Аполлон-16" к Луне. В отличие от прежних запусков "Аполлонов", на этих аппаратах были установлены научные приборы, предназначенные для исследования Луны и окололунного пространства во время нахождения орбитального модуля на орбите спутника Луны. Среди этих приборов были и гамма-спектрометры, предназначенные для продолжения исследования радиоактивности Луны, с помощью которых было определено содержание в лунной породе естественных радиоактивных элементов (урана, тория и калия) и оценено содержание основных породообразующих элементов (кислорода, магния, алюминия, кремния и железа) [375, 376].

Спектрометр состоял из датчика, установленного на штанге длиной 7,6 м и электронного блока анализа, размещенного в приборном отсеке аппарата. Датчик имел кристалл NaJ (Tl) цилиндрической формы размером 76 × 76 мм для регистрации γ-излучения и защитный пластмассовый сцинтиллятор для исключения регистрации заряженных частиц космического происхождения. Оба сцинтилляционных детектора были сопряжены с соответствующими ФЭУ и работали по схеме антисовпадений. Спектр регистрировался в режиме прямой передачи. Разрешающая способность спектрометра составляла около 8%.

Измерения производили с орбит спутников Луны, отстоящих от ее поверхности на 100—120 км. Угол наклона орбит к экватору Луны составлял 29° для „Аполлона-15" и 10° для „Аполлона-16", поэтому была обследована лишь экваториальная часть Луны — всего около 20% лунной поверхности. Спектры измеряли в диапазоне энергий от 0,55 до 8,6 МэВ.

На рис. 53 показан один из измеренных спектров. На спектре видны слабо выраженные пики энергий, обусловленные главным образом взаимодействием космических лучей с основными породообразующими элементами. Основные пики находятся в области энергий менее 3 МэВ. При больших энергиях выделяется лишь пик кислорода, которого, как известно, в лунных породах содержится около 50% массы.

Нетрудно видеть, что этот спектр похож на те, которые ранее были получены „Луной-10 и -12", несмотря на то, что они измерены в разных районах Луны и в разное время. Это объясняется тем, что форма их в основном

Рис. 53. Спектр γ-излучения Луны, измеренный КА "Аполлон-15" в диапазоне энергий от 0,1 до 10 МэВ

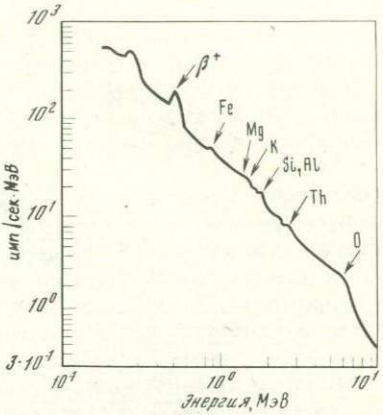
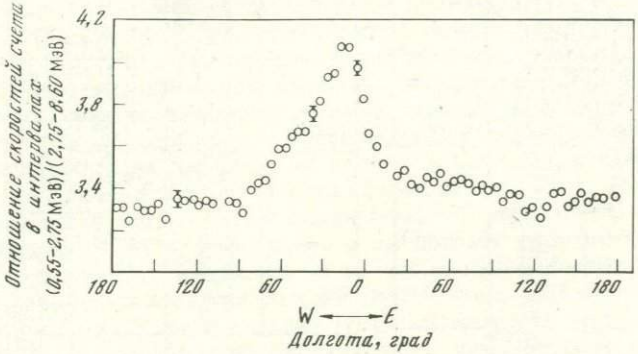


Рис. 54. Изменение скорости счета γ-квантов естественных радиоактивных элементов, измеренное за один оборот вокруг Луны КА "Аполлон-15"



определяется γ-излучением, наведенным в лунной породе космическими лучами. Что касается определения содержания естественных радиоактивных элементов, то наилучшие условия имеются для тория, у которого энергия 2,61 МэВ практически не перекрывается другими элементами; содержание урана и калия можно определить с меньшей точностью.

При измерениях с высоты около 100 км от поверхности разрешение по площадям (заметно различающимся по содержанию радиоактивных элементов) составляло около 2,5° (~ 70 км), что позволило сравнить радиоактивности различных районов лунной поверхности, над которыми пролетали космические аппараты.

На рис. 54 показано изменение скорости счета γ-квантов, измеренное с орбиты спутника за один оборот вокруг Луны. Изменение отношения скорости счета в диапазонах 0,55—2,75 и 2,75—8,60 МэВ отображает главным образом изменение содержания урана, тория и калия в породе. На данной траектории это отношение изменялось от ~3,3 для материкового массива до 4,0 для наиболее радиоактивного района западного морского бассейна.

На рис. 55 приведена экваториальная часть лунной карты видимой и обратной сторон, на которой указаны измеренные скорости счета (число γ-квантов на 1 $см^2$ площади детектора в 1 с в диапазоне энергий 0,55—2,75 МэВ) над различными районами поверхности. Скорости счета даны для площадей лунной поверхности размером 5×5°. Средняя скорость счета в этом диапазоне энергий у „Аполлона-16" на 4,6% была больше, чем

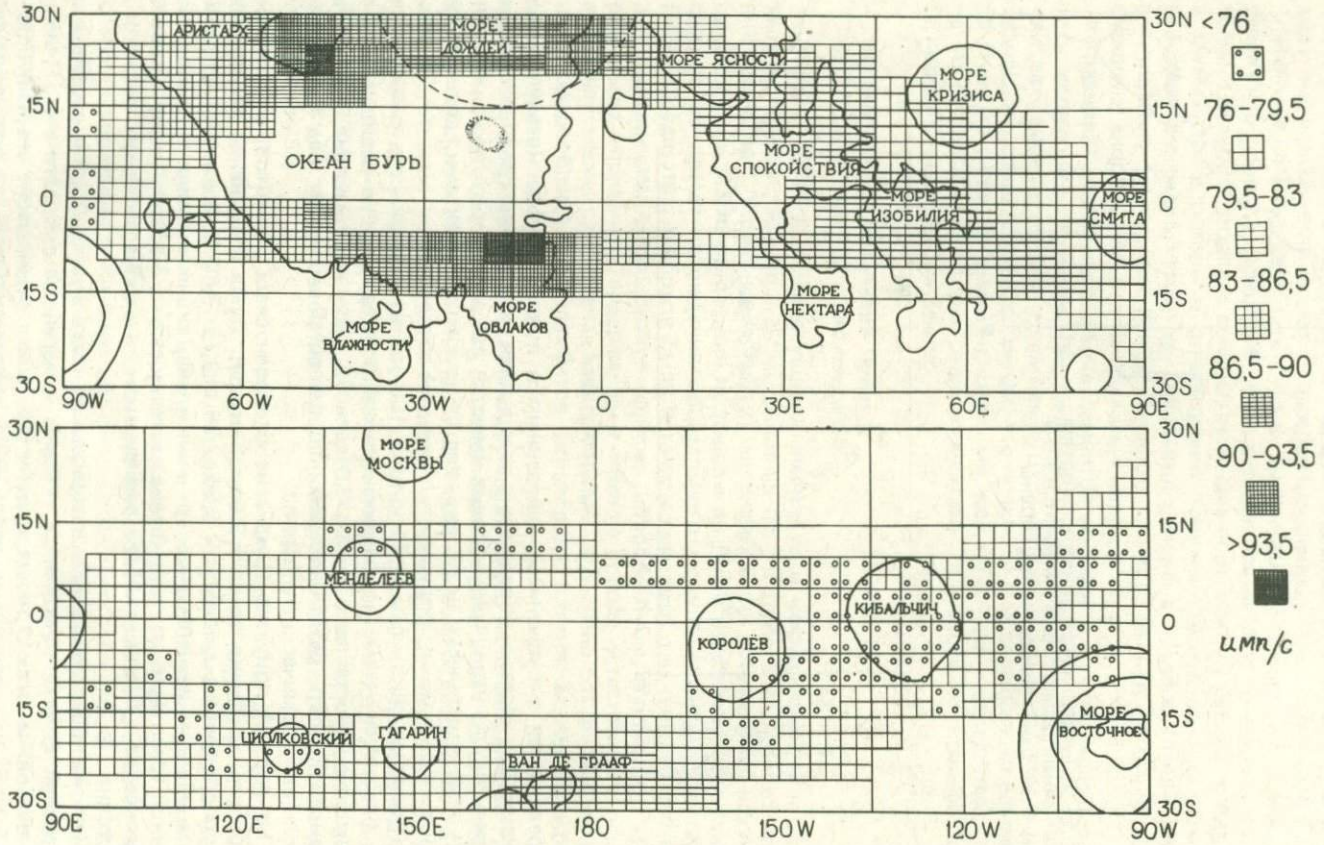


Рис. 55. Распределение естественных радиоактивных элементов на экваториальной части лунной поверхности

у „Аполлона-15", что находится в хорошем согласии с отношением потоков космических частиц, наблюдавшихся в соответствующее время. Для тех районов, которые были покрыты обоими аппаратами, приведены средневзвешенные значения. Скорость счета изменялась от 73 до 94 имп/с, т.е. в пределах около 25%. При этом наблюдалась хорошая воспроизводимость значений для повторно пройденных районов, а также для районов, перекрытых обоими аппаратами.

Как видно из данных, приведенных на рис. 55, наиболее радиоактивен район бассейна западных морей видимой стороны Луны, что согласуется с данными АЛС "Луна-10 и -12". Уровень радиоактивности в этом районе значительно выше, чем в восточных морях видимой стороны Луны, и тем более выше, чем где-либо в материковых районах лунной поверхности. Радиоактивность оказалась высокой в северной части бассейна западных морей (наивысший уровень в районе кратера Аристарх) и в южной части западных морей (наивысший уровень южнее Фра Мауро), что дает основание полагать наличие высокой радиоактивности и в центральной части западного морского бассейна, где измерения не проводили.

Все восточные моря видимой стороны Луны показали низкую радиоактивность, но и в этом бассейне были выделены районы с наибольшей радиоактивностью. Наиболее высокая радиоактивность по отношению к окружающему материковому массиву наблюдалась в Море Спокойствия, Море Изобилия, Море Кризисов и Море Смита. В то же время в Море Ясности повышения радоактивности не замечено. Самая высокая радиоактивность этого бассейна отмечена в Море Кризисов.

Материковые районы обеих сторон Луны показали низкую радиоактивность, кроме районов, граничащих с западными морями, где возможно смешение пород. Это указывает на то, что материки были сформированы до того, как формировался бассейн Океана Бурь со смежными морями. Вместе с тем на обратной стороне Луны материковая часть (180–90° *E*) оказалась несколько более радиоактивной, чем западная часть (90° W–180°). Например, имеется небольшой максимум радиоактивности вблизи кратера Ван де Граафф, где, как известно, также отмечена большая магнитная аномалия. Как отмечают авторы работ [375, 376], некоторое различие в потоке γ-квантов над восточными морями и материковыми массивами, возможно, объясняется не содержанием естественных элементов, а различием в химическом составе пород.

Из анализа формы пиков, принадлежащих урану, торию и калию, была сделана оценка отношений K/Th и K/U, которые оказались низкими для всех районов лунной поверхности по сравнению со значением отношения для земных пород (около 2500 и 10 000 соответственно). Эти отношения для западных морей несколько выше, чем для восточных (так же как это наблюдалось в лунных образцах, исследованных на Земле).

Полученные в результате этих измерений данные о радиоактивности коррелируют со многими другими свойствами лунного вещества, известными для разных районов поверхности.

Прежде всего γ-излучение коррелирует с данными по химическому составу. Имеющаяся в настоящее время обширная информация о химическом и минеральном составах пород, доставленных на Землю из разных районов Луны, позволяет отождествлять их с земными аналогами на основе содержания в них естественных радиоактивных элементов.

В работах [441, 509] обращено внимание на корреляцию содержания естественных радиоактивных элементов с рельефом лунной поверхности. Там, где рельеф выше, радиоактивность ниже, и наоборот. В целом этого и следовало ожидать, так как все моря, имеющие базальтовые породы

(т.е. высокое содержание урана, тория и калия), расположены ниже материков, сложенных преимущественно анортозитовыми породами (имеющими низкое содержание урана,тория и калия). Однако различия между отдельными морями или между разными районами материкового массива ранее не прослеживались.

Обращено внимание также на некоторую корреляцию уровня радиоактивности с величиной магнитного поля. В частности, было отмечено в районе кратера Ван де Граафф совпадение наиболее высокой γ-активности с наибольшим магнитным полем.

Результаты исследований γ-излучения „Аполлоном-15 и -16" в совокупности с другими коррелирующими данными по изучению характеристик лунной поверхности позволили авторам эксперимента высказать некоторые общие соображения о природе западного морского бассейна, покрытого высокорадиоактивной породой [441, 509].

Предполагается, что в наиболее радиоактивных районах, обнаруженных „Аполлонами", значительная масса породы представлена KREEP . В других местах западного морского бассейна его содержится, очевидно, меньше вследствие перемешивания с менее радиоактивной породой. При этом исключительно высокое содержание KREEP, в западном морском бассейне объясняется одним из следующих предположений: а) высокая радиоактивность принадлежала какому-то большому инородному телу, падение которого на Луну способствовало формированию всего этого бассейна; б) размер и скорость падавшего инородного тела (которое могло быть и нерадиоактивным) были настолько велики, что оно было в состоянии выбросить (или излить в виде магмы) материал с глубины большей, чем какой-либо другой удар о лунную поверхность; в) первичная (примитивная) поверхностная лунная порода была неоднородна по глубине и по поверхности; г) возможно, имели место оба фактора б) и в) одновременно.

ИССЛЕДОВАНИЕ γ-ИЗЛУЧЕНИЯ МАРСА

Расчет и построение спектров γ-излучения Марса

Расчет спектров γ-излучения Марса проводили Ю.А. Сурков и Л.П. Москалева [485], А. Мецгер и Дж. Арнольд [374]. Для расчета и построения спектров в работе [485] были использованы данные, полученные при измерении γ-излучения Луны [25], а также результаты модельных экспериментов на аэростатах и ускорителях [131, 133, 193]. Построение производили для некоторых наиболее распространенных пород Земли, Луны и метеоритов. На первом этапе работы были получены модельные спектры на аэростатах. Для этого контейнеры с породой, толщина слоя которой составляла около 50 г/см^2, поднимали на высоту 33—34 км. Слой атмосферы над породой составлял около 20 г/см^2, что близко к условиям на поверхности Марса.

Сечения испускания γ-квантов, измеренные на аэростатах, в первом приближении можно использовать для построения γ-спектров, ожидаемых у поверхности Марса. Однако при этом необходимо данные, полученные на аэростатах, привести к условиям измерений на Марсе.

Первый этап такой коррекции заключался в нормировании γ-спектров, измеренных на аэростатах, по γ-спектрам лунных пород, измеренных на станции "Луна-10" [25]. При этом нормировочный коэффициент определяли в результате совмещения спектров в области энергии более 2,7 МэВ, где γ-излучение определяется лишь взаимодействием космических лучей с породой и мало зависит от ее состава. Такого рода нормировка позво-

ляет учесть факторы, специфичные для эксперимента в космосе (бесконечный, по сравнению с модельными экспериментами, размер породы, непрерывный спектр первичного космического излучения, воздействие солнечного космического излучения и т. д.).

Второй этап заключался в пересчете нормированных таким образом γ-спектров к условиям измерения на орбите спутника Марса. При этом исходили из следующих соображений. Поток γ-квантов J, регистрируемый детектором, определяется параметрами:

$$J = Bn_0SG\sigma, \tag{13}$$

где $B = Nd/A$ — число ядер на 1 см^2; n_0 — плотность потока протонов, част./(с · см^2); S — поверхность, с которой регистрируется γ-излучение, см^2; A — средневзвешенный атомный номер породы; G — геометрический фактор; N — число Авогадро; d — толщина слоя породы, с которой регистрируется γ-излучение, г/см^2; σ —сечение испускания γ-квантов, см^2.

Поскольку поток протонов, падающий на единицу поверхности Луны и Марса, можно считать одинаковым, так как атмосфера Марса будет приводить лишь к некоторому искажению первичного спектра космических лучей (что существенно не влияет ни на сечение σ, ни на толщину d), то при $\sigma_1 = \sigma_2$ и $d_1 = d_2$ потоки γ-квантов, регистрируемые детектором на орбитах спутников Луны и Марса, можно записать следующим образом:

$$J_1 = qS_1G_1;\ J_2 = qS_2G_2, \tag{14}$$

где $q = Bn_0\sigma$ — поток γ-квантов с единицы площади поверхности, одинаковый для Луны и Марса (здесь и далее индекс 1 относится к Луне, индекс 2— к Марсу).

Величина SG определяется следующим образом. Если расстояние от детектора до планеты сравнимо с радиусом планеты, то ее поверхность можно считать сферой, а толщиной слоя породы, с которого регистрируется γ-излучение, можно пренебречь при расчете G. Таким образом, задача сводится к определению потока γ-квантов от непроницаемого шара, покрытого тонким слоем излучающего вещества. В работе [44] дано решение аналогичной задачи для полого шара. Однако если в случае полого шара интеграл берется по всей поверхности шара, то в данном случае интегрирование производится только по поверхности, с которой регистрируется γ-излучение. Следовательно, при решении данной задачи можно записать величину потока γ-квантов, регистрируемого детектором, в виде

$$J = \int_0^{S_{\text{макс}}} qG_s\,dS, \tag{15}$$

где G_s — геометрический фактор, учитывающий долю регистрируемого детектором γ-излучения от каждой единичной площади; $S_{\text{макс}}$ — максимальная площадь, с которой регистрируется γ-излучение.

В результате интегрирования получаем выражение

$$J = q[R/2(R+H)]\ln(1+2R/H), \tag{16}$$

где R — радиус планеты; H — расстояние от детектора до поверхности планеты.

Тогда из выражений (14) — (16) получаем соотношение, позволяющее произвести пересчет потока γ-квантов на орбите спутника Луны к потоку на орбите спутника Марса:

$$J_2 = J_1[R_2(R_1+H_1)/R_1(R_2+H_2)]\cdot[\ln(1+2R_2/H_2)/\ln(1+2R_1/H_1)]. \tag{17}$$

Проведенные в работе [485] расчеты позволили построить спектры γ-излучения различных пород для условия регистрации на разном удалении от поверхности Марса. Гамма-спектры рассчитывали для сцинтилляционного гамма-спектрометра с кристаллом NaJ (Tl) размером 70 × 70 мм и разрешением 9% (по ^{137}Cs). В качестве примера на рис. 56 приведен ожидаемый на расстоянии 2000 км от Марса спектр γ-излучения, обусловленный как взаимодействием космических лучей с поверхностью планеты в предположении, что она сложена силикатной породой (базальтом), так и распадом естественных радиоэлементов, содержащихся в породе.

Как видно из рис. 56, спектр оказывается весьма сложным, что объясняется обилием дискретных линий и большим вкладом континуума. На спектре проявляются пики, принадлежащие аннигиляционному излучению (0,51 МэВ), калию (1,46 МэВ) и торию (2,61 МэВ).

Как указывалось выше, на Марсе можно ожидать существования силикатных пород, различных соединений железа, в частности гематита (Fe_2O_3) и лимонита ($2Fe_2O_3 \cdot 4H_2O$), не исключено наличие пространств, покрытых льдом. Поэтому были проведены исследования зависимости сечения образования γ-квантов в диапазоне энергий от 0,6 до 5,2 МэВ от эффективного массового числа пород и соединений (существование которых предполагается на Марсе) при облучении их космическими лучами, показавшие, что существует ярко выраженная зависимость сечения (следовательно, и плотности потока γ-квантов) от массового числа мишени. Таким образом, по величине интегрального потока γ-квантов в принципе также можно определить характер марсианских пород. Однако спектры гамма-излучения содержат большую информацию. В частности, потоки γ-квантов от гранита и гематита одинаковы, но отношение J_γ (1–2 МэВ) / /J_γ (2–3 МэВ) для них составляет соответственно около 1 и 10.

Для расстояния 40 000–50 000 км от поверхности Марса фактор G становится на три порядка меньше, чем для расстояния 10 000 км. Следовательно, измерения на удалении более чем 40 000–50 000 км можно использовать для оценки фона, обусловленного собственным γ-излучением космического аппарата.

Если расстояние от детектора до поверхности значительно меньше радиуса планеты, то в расчетах потока γ-квантов на орбите спутника следует учитывать толщину слоя породы, из которой они вылетают. В этом случае поток γ-квантов определяется численным интегрированием выражений

$$J = 4\pi q \int_{R-\Delta R}^{R} \int_{\theta}^{\theta_{макс}} r^2 \sin\theta / a^2 \exp(\mu_1 x + z) dr\, d\theta, \qquad (18)$$

где θ – угол, образуемый линиями детектор–центр планеты и центр планеты–точка испускания γ-кванта; r – расстояние от центра планеты до точки испускания γ-кванта; a – расстояние от точки испускания γ-кванта до детектора; R – радиус планеты; μ_1 – коэффициент поглощения γ-квантов шаровым слоем; x – путь, пройденный γ-квантом в шаровом слое; $\theta_{макс}$ – максимальный угол обзора: $\theta_{макс} = R/(R + H)$; ΔR – толщина слоя, из которого выходят γ-кванты; H – расстояние от детектора до поверхности планеты.

Толщина шарового слоя, по которому ведется интегрирование, определяется из условия выхода из него ~90% γ-излучения:

$$J/J_0 = \exp(-\mu_1 x), \qquad (19)$$

где $\mu_1 = \rho_1/16\sqrt{E_\gamma}$ (ρ_1 – плотность породы).

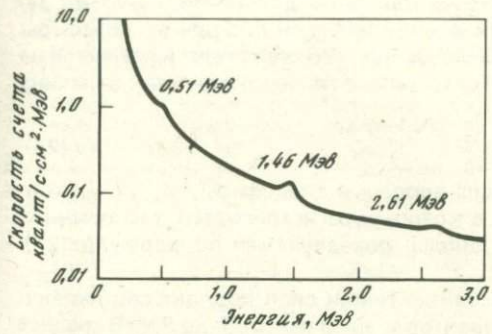


Рис. 56. Спектр γ-излучения Марса, рассчитанный для высоты орбиты спутника 2000 км

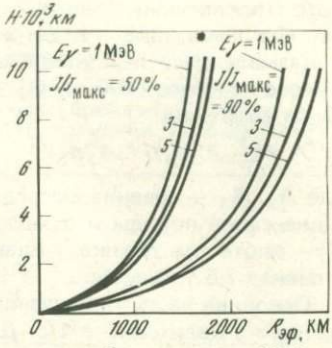


Рис. 57. Зависимость радиуса эффективной площади от высоты орбиты спутника и энергии γ-излучения

Поглощение γ-квантов атмосферой учитывается выражением

$$z = \int_0^l \mu_2 (l)\, dl, \qquad (20)$$

где μ_2 — коэффициент поглощения γ-квантов атмосферой; $l = (a - x)$ — путь, пройденный γ-квантом в атмосфере.

Коэффициент поглощения γ-квантов в атмосфере зависит от высоты H, так как плотность атмосферы меняется с высотой по экспоненциальному закону

$$\rho_a = \rho_0 \exp(-\alpha H), \qquad (21)$$

где ρ_0 принимается равным $2 \cdot 10^{-5}$ г/см³ [370]; $\alpha = 0{,}114$ км$^{-1}$.

На рис. 57 дана зависимость радиуса эффективной площади от высоты H для нескольких значений E_γ. Из рисунка видно, например, что для E_γ = = 3 МэВ и высоты 2000 км радиус эффективной площади составляет 1600 км (под эффективной площадью подразумевается участок поверхности планеты, поток γ-квантов с которого составляет 90%), а радиус площади, с которой регистрируется 50% потока, — около 900 км.

Оценить вклад γ-излучения атмосферы в регистрируемый на орбите γ-спектр можно следующим образом. Как было указано выше, сечение образования γ-квантов с энергией от 1 до 3 МэВ практически не меняется в широком интервале энергий протонов (при $E_p > 100$ МэВ), поэтому для оценки относительного вклада γ-излучения атмосферы и породы планеты можно использовать интегральные сечения образования γ-квантов из породообразующих и атмосферообразующих элементов, измеренные на ускорителе. Состав породы Марса можно условно принять базальтовым, а атмосферу рассматривать состоящей из CO_2. Тогда интегральное сечение образования γ-квантов можно выразить так:

для породы

$$\sigma_2 = J_2 A_2 / (d_2 n_2 N G_2); \qquad (22)$$

для атмосферы

$$\sigma_3 = J_2 A_3 / (d_3 n_3 N G_3). \qquad (23)$$

Из экспериментов на ускорителе при энергиях протонов около 660 МэВ следует, что $\sigma_2 \approx 3\sigma_3$. Значение n_2 и n_3 можно полагать равными, так как

поток космических частиц практически одинаков для породы и атмосферы. Наконец, расчет геометрических факторов G для породы и атмосферы показывает, что при толщинах атмосферы до ~20 г/см^2 для измерений на высоте не менее 1000 км $G_2 \approx G_3$. Тогда плотность потока γ-квантов атмосферы имеет вид

$$J_3 = (J_2 A_2 d_3)/(3A_3 d_2), \qquad (24)$$

где A_2, A_3 — средние массовые числа породы и атмосферы; d_2, d_3 — толщина слоев породы и атмосферы, с которых регистрируется γ-излучение; J_2 — плотность потока γ-квантов породы, определяемая по формуле (22) и равная 7,5 γ-квант/с.

Основная часть γ-излучения приходит с толщи слоя порядка свободного пробега γ-квантов $L = 1/\mu$. Для γ-квантов с энергией от 1 до 3 МэВ среднее значение $L = d_2$ в горных породах составляет около 20 г/см^2 [11]. Тогда из соотношения (24) для атмосферы, состоящей целиком из CO_2, получаем значения $J_3 = 2{,}8$ γ-квант/с для $d_3 = 20$ г/см^2.

Таким образом, информацию о характере пород можно получить не только при измерении спектров, но и плотности потока γ-квантов.

Пределы чувствительности и разрешающей способности гамма-спектрометрического метода в исследовании Марса

Как известно, наиболее интенсивные линии в γ-излучении естественных радиоактивных элементов следующие: для ^{40}K — 1,46 МэВ, для U — 1,76 МэВ и для Th — 2,62 МэВ. Предел чувствительности лабораторных установок с детектором NaJ (Tl) размером 70 × 70 мм составляет соответственно ~1 имп /с от 1% K; ~0,3 имп/с от 10^{-4}% U и ~1 имп/с от 10^{-4}% Th для геометрии 2π.

В работе [374] использованы эти значения и рассчитана минимальная концентрация калия, которую можно измерить с различных орбит спутников. В расчете использовали следующее выражение для потока регистрируемых детектором γ-квантов, характеризующих интенсивность линии γ-излучения:

$$B = PGKt, \qquad (25)$$

где P — чувствительность детектора в области фотопика, отнесенная к единице времени и содержания элемента; G — геометрический фактор планеты на высоте орбиты; K — коэффициент пропускания γ-излучения через атмосферу Марса для истинной оптической толщины; t — время измерения.

При этом суммарный фон в энергетическом интервале фотопика определяется в виде

$$B_t = A_0 \Delta E t [B_m GK + (1 - \Omega_m) B_s], \qquad (26)$$

где A_0 — изотропная площадь детектора; ΔE — энергетическая ширина фотопика; B_m — фон космогенной радиоактивности, приходящейся на единицу площади и энергии; B_s — фон, обусловленный межпланентным потоком; Ω_m — телесный угол, под которым виден Марс с орбиты.

Минимально обнаруживаемая концентрация любого элемента, представленная γ-линией, имеет вид

$$C_{\text{мин}} = (B/N) B_t^{1/2}/B, \qquad (27)$$

где B/N — желаемая значимость данных, поэтому, подставляя уравнения (25) и (26) в (27), получаем

$$C_{\text{мин}} = (B/N \{A_0 \Delta E [B_m GK + (1 - \Omega_m) B_s]\}^{1/2}/(PGKt^{1/2}), \qquad (28)$$

Таблица 35

Минимально обнаруживаемое содержание калия в марсианской породе

Средняя высота орбиты, км	Время измерения, ч	Минимальное содержание $C_{мин}$, %	Средняя высота орбиты, км	Время измерения, ч	Минимальное содержание $C_{мин}$, %
500	1	0,27	2000	10	0,13
1000	1	0,30	2600	10	0,14
2000	1	0,46	2000	100	0,40
1000	10	0,096	2600	100	0,045
1600	10	0,11			

Подставляя в это уравнение соответствующие значения всех величин, можно вычислить минимальную концентрацию урана, тория и калия, определяемые с орбиты спутника Марса.

Для примера в табл. 35 приведены соответствующие расчетные данные, полученные в работе [374] для калия ($P \approx 0{,}9$ имп/с для 1% K). Расчеты сделаны для разных расстояний детектора от поверхности Марса.

Как видно из табл. 35, чем ниже орбита спутника (т.е. чем ближе расположен детектор к поверхности планеты) и чем больше время измерения, тем меньшие концентрации калия могут быть обнаружены в марсианской породе.

Однако оптимальная высота орбиты при неколлимированном детекторе определяется необходимой площадной разрешающей способностью (чем ниже высота, тем больше разрешение по площади), а также необходимой статистикой (которая требует более высокой орбиты для более длительного набора информации над пролетаемым участком поверхности). Наилучшее сочетание площадной разрешающей способности и чувствительности определения элемента в марсианской породе достигается, когда высота орбиты обеспечивает необходимую статистическую погрешность.

Однако на площадную разрешающую способность влияют и другие факторы, такие, как интенсивность γ-линии, контрастность смежных участков (различие в содержании элемента). При низкой концентрации и малой контрастности ограничивающим фактором является статистическая представительность данных. В этом случае необходима большая площадь обзора, т.е. более высокая орбита.

Определить время измерения t, необходимое для обнаружения данной концентрации элемента, можно из уравнения (28). Максимальное число отдельных участков, которые могут быть картированы, можно определить, разделив суммарное время отсчета всей излучающей поверхности на время, требуемое для регистрации с данной статистической погрешностью. При заданной высоте орбиты размер отдельного участка уменьшается с увеличением плотности потока γ-излучения. При низком содержании радиоактивных элементов размер отдельного участка, скорее, ограничивается статистикой счета, чем пространственной разрешающей способностью. В этом случае картирование целесообразнее вести с относительно больших высот.

Естественно, что наиболее удобной орбитой для исследования γ-излучения Марса является орбита, перпендикулярная к экватору. В этом случае будет обследована наибольшая площадь марсианской поверхности. Круговая орбита спутника Марса позволяет иметь много точек измерений (а в пределе — непрерывные измерения), эллиптическая орбита позволяет измерять практически лишь вблизи перигея. Однако в последнем случае воз-

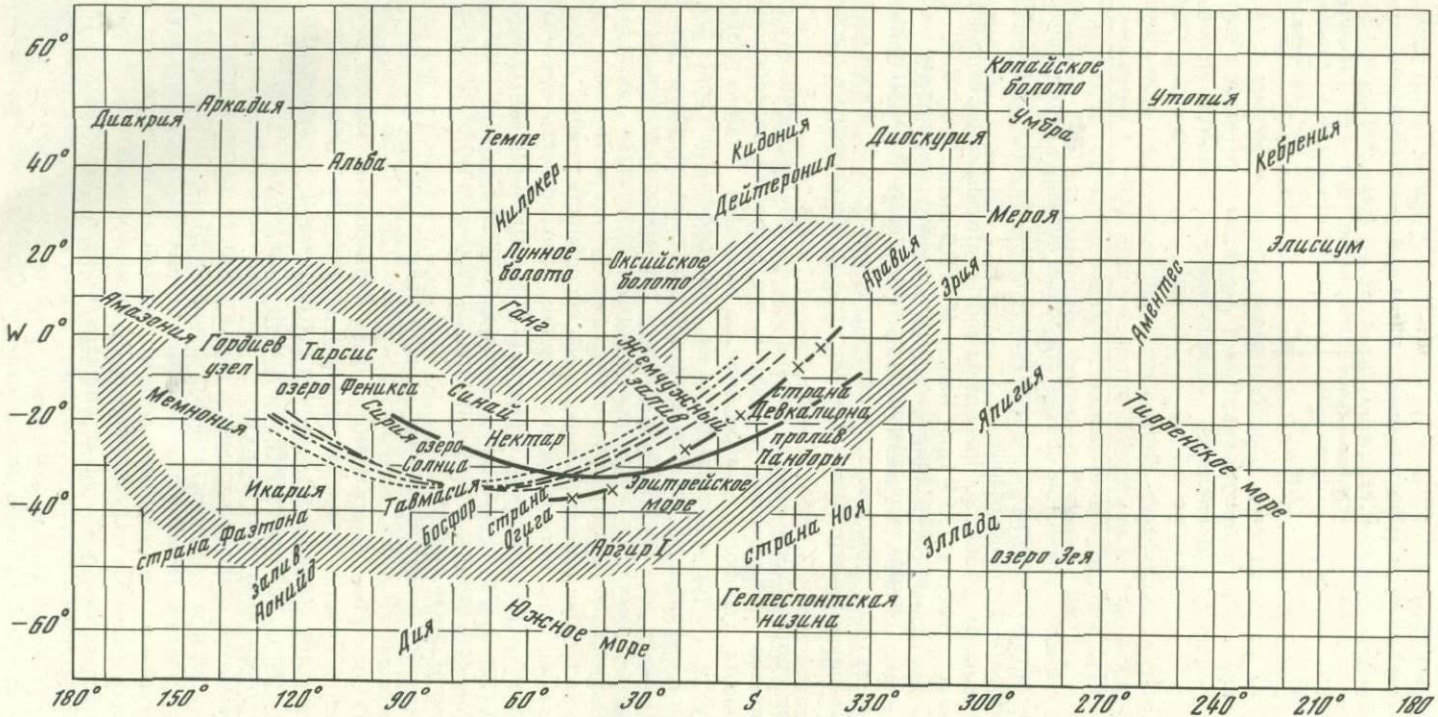


Рис. 58. Схематическая карта Марса с проекциями участков траекторий АМС "Марс-5" и районом измерения γ-излучения [142]

можно производить поочередные измерения космического фона (в апогее) и γ-излучения Марса (в перигее). При круговой орбите измерять космический фон можно лишь на траектории полета к Марсу. Следует иметь в виду, однако, что при длительных измерениях фон может меняться из-за изменения солнечной активности.

Исследование γ-излучения Марса на АМС "Марс-5"

В феврале 1974 г. на орбиту спутника Марса была выведена межпланетная автоматическая станция "Марс-5". Станция обращалась вокруг планеты по эллиптической орбите, апогей и перигей которой составляли соответственно 32 560 и 1760 км. Наклонение орбиты спутника к экватору планеты было около 35°, время обращения 24 ч 53 мин.

На борту станции находилась научная аппаратура, предназначенная для исследования состава, структуры и свойств марсианской атмосферы и поверхности. В состав научной аппаратуры входил 256-канальный гамма-спектрометр, измерявший спектральный состав γ-излучения Марса [142]. Спектрометр состоял из сцинтилляционного датчика с кристаллом NaJ (Tl) размером 63×63 мм, расположенного на штанге вне станции, и электронного оборудования, обеспечивающего анализ, накопление и передачу информации, которое было размещено внутри станции.

В соответствии с программой работы АМС проведена серия измерений на трассе полета Земля—Марс и в окрестности планеты. Измерения на трассе позволили определить фоновое γ-излучение, обусловленное взаимодействием космических лучей с конструкционными материалами АМС и детектором гамма-спектрометра. Проведено три сеанса измерения γ-спектров на расстоянии 61,2; 85,4 и 93,8 млн.км от Земли и шесть сеансов измерений вблизи Марса с расстояния около 2000 км от поверхности планеты. Длительность измерения спектров γ-излучения в каждом сеансе составляла 60 мин.

На рис. 58 приведена карта Марса, на которой указаны проекции траекторий АМС "Марс-5". Даны только те участки траекторий, на которых измеряли спектры γ-излучения. Внешняя граница заштрихованной полосы определяет область, соответствующую эффективной площади, с которой собирается 90% γ-излучения, внутренняя граница — 50% γ-излучения.

Из рисунка видно, что во всех сеансах измерений на АМС "Марс-5" детектор "просматривал" район, расположенный в координатах от 25° N до —50° S широты и от 130° W до 320° E долготы, т.е. главным образом районы: Тавмасия, Аргир, Коприт, Озеро Феникса, Залив Шеба, Жемчужный Залив.

Вначале определяли среднее содержание естественных радиоактивных элементов для всего района в целом.

В этот район входят горные массивы Тарсис, Коприт и др., поэтому оценивали влияние рельефа планеты на регистрируемый прибором поток γ-квантов. Расчет влияния рельефа проводили способом, аналогичным описанному выше для определения зависимости $I = f(H, S)$. Результаты расчета показали, что при измерениях на высоте 500 км и выше поток увеличивается на 0,6% от единичной горы высотой 20 км и диаметром основания 100 км. В том случае, если вся просматриваемая детектором поверхность покрыта горами высотой 20 км, можно ожидать увеличения потока до 10%. В исследованном районе Марса, по современным представлениям, существует небольшое число гор значительной высоты, поэтому влияние рельефа можно считать несущественным.

Как упоминалось выше, особое значение в подобных измерениях имеет фон (его величина, спектральный состав и изменение во времени). В дан-

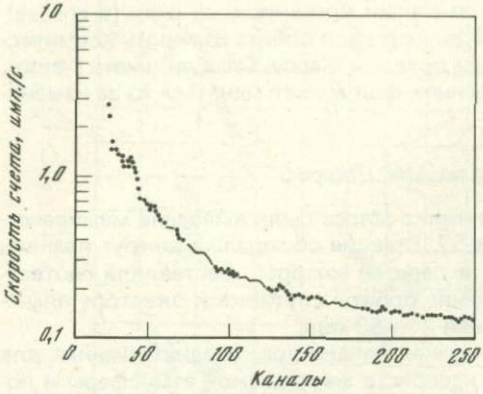


Рис. 59. Спектр γ-излучения Марса, измеренный АМС "Марс-5" с расстояния около 2300 км

ный период интенсивные солнечные вспышки отсутствовали, поэтому фон был практически постоянным, и задача заключалась лишь в наборе достаточной статистики. Скорость счета γ-квантов фона в диапазоне энергий 1—9 МэВ, измеренная во всех сеансах, совпадает в пределах статистического разброса и составляет 59,9 имп/с.

На рис. 59 приведен один из спектров, измеренных с орбиты спутника Марса. Для получения общей характеристики обширной области, лежащей в указанных выше координатах, спектры γ-излучения, измеренные вблизи Марса, были просуммированы и усреднены для уменьшения статистической погрешности. Усредненная скорость счета γ-квантов в интервале энергий от 1 до 9 МэВ составляет 95 ± 0,2 имп/с. При этом эффект, т.е. γ-излучение Марса, составляет 37,6 ± 0,3 имп/с, отношение эффект/фон равно 0,65.

В γ-спектре Марса были выделены компоненты, обусловленные распадом естественных радиоактивных нуклидов и ядерными взаимодействиями космических лучей с атмосферой и породой. Для решения этой задачи использовали данные, полученные при экспериментальном моделировании на ускорителях и аэростатах различных процессов, приводящих к испусканию γ-квантов [131, 133], а также при измерении γ-излучения гранита и базальта в естественном залегании на Земле.

Полагая, что марсианская атмосфера состоит из CO_2, в экспериментах на ускорителе измеряли спектры γ-излучения углерода и кислорода. Из смоделированных γ-спектров был построен γ-спектор марсианской атмосферы.

В опытах на ускорителе облучали мишени конечных размеров толщиной порядка длины свободного пробега протона. Коэффициенты пересчета γ-спектра, смоделированного на ускорителе, к 2π-геометрии определяли из данных, полученных при измерении γ-излучения естественных радиоэлементов породы в геометрии, использовавшейся на ускорителе, и в 2π-геометрии при измерении породы в естественном залегании на Земле. Трансформацию γ-спектра к условиям измерения на высоте 2000 км над поверхностью Марса проводили расчетно на ЭВМ по выражению (18) в предположении протяженности атмосферы до 50 км.

Кроме того, спектр γ-излучения атмосферы Марса рассчитали из результатов, полученных на высотных аэростатах и ракетах для земной атмосферы [86, 110, 117, 205]. Расчет производили в два этапа. Сначала экстраполировали спектры γ-излучения в интервале энергий $\Delta E_\gamma = 0{,}5$—2,5 МэВ, измеренных для значений остаточной толщины атмосферы d, равной 7, 26, 57, 125, 270 г/см^2, к толщине $d = 0$ г/см^2. Экстраполяцию проводили с использованием полинома второго порядка. Интенсивность и форму γ-спектра в области $E_\gamma > 2{,}5$ МэВ восстанавливали на основании данных, приведенных в работе [374]. Затем учитывали различия в толщине (г/см^2) атмосфер планет, так как масса атмосферы, приходящаяся на единицу площади поверхности, для Земли много больше, чем для Марса, у кото-

рого она составляет около 18 г/см^2. Поэтому часть γ-излучения атмосферы Земли приходит с глубины большей чем 18 г/см^2. Для получения γ-спектра атмосферы Марса рассчитывали долю излучения от верхнего слоя земной атмосферы толщиной 18 г/см^2. *По составу земная атмосфера* существенно отличается от марсианской, и значения средних массовых чисел равны соответственно 15 и 22, поэтому были учтены также эффекты, связанные с увеличением выхода γ-квантов от земной атмосферы по сравнению с марсианской. При этом использовали данные по выходу γ-квантов в процессе неупругого взаимодействия протонов с различными ядрами, полученные в работах [133, 550].

Из спектров γ-излучения атмосферы, рассчитанных двумя описанными методами, был получен усредненный спектр, вычитание которого из измеренного спектра γ-излучения Марса (после вычитания фона) дало спектр марсианской породы. (В интервале энергий 1—9 МэВ скорость счета γ-квантов от атмосферы и породы составляла 11 ± 3 и 26 ± 3 имп/с соответственно.)

Полученный таким образом спектр марсианской породы обусловлен распадом естественных радионуклидов и взаимодействием космических лучей с элементами, входящими в состав породы. Этот спектр был обработан на БЭСМ-6 с использованием данных экспериментального моделирования на ускорителях; получены следующие содержания:

Элемент	Содержание, %	Элемент	Содержание, %
O	44	K	0,3
Si	17	U	$0{,}6 \cdot 10^{-4}$
Al + Fe	19	Th	$2{,}1 \cdot 10^{-4}$

Так как район, где проводились гамма-спектрометрические измерения, характеризуется разнообразием форм и типов пород, была также сделана оценка содержания тория и урана с учетом геологического строения исследованного района [493]. В исследованном районе все наблюдаемое разнообразие форм рельефа и типов горных пород можно с известной долей генерализации свести к двум главным типам: древним материковым образованиям и более молодым вулканическим образованиям. Иные образования, наблюдаемые на этой территории, например, такие, как долины флювиального облика и поля эоловых дюн, занимают здесь относительно небольшую часть площади, и их вкладом в зарегистрированное гамма-излучение можно пренебречь.

Для материковых образований Марса характерно наличие большого количества крупных кратеров, в чем материки Марса схожи с лунными материками. Вулканические образования на исследованной территории представлены плато Тарсис (включая щитовой вулкан Арсия) и равнинами, приуроченными к днищам депрессий, например, днище бассейна Аргир. Первые из них по морфологии сходны с областями развития щитового базальтового вулканизма на Земле. Вторые похожи на базальтовые равнины лунных морей.

Так как первая и последняя траектории смещены относительно друг друга, то в этих полетах станция измеряла γ-излучение районов, которые в разной мере содержат материковые и вулканические участки поверхности. Если основываться на данных геоморфологического анализа территории, изображенной на рис. 60 (карта построена по снимкам АМС "Марс-4 и -5" и КА "Маринер-9"), и приведенных в табл. 39 средних содержаний U, Th и K для всего исследованного района, то можно определить содержание этих элементов для обеих геоморфологических провинций в отдельности. Для этого необходимо решить систему двух линейных урав-

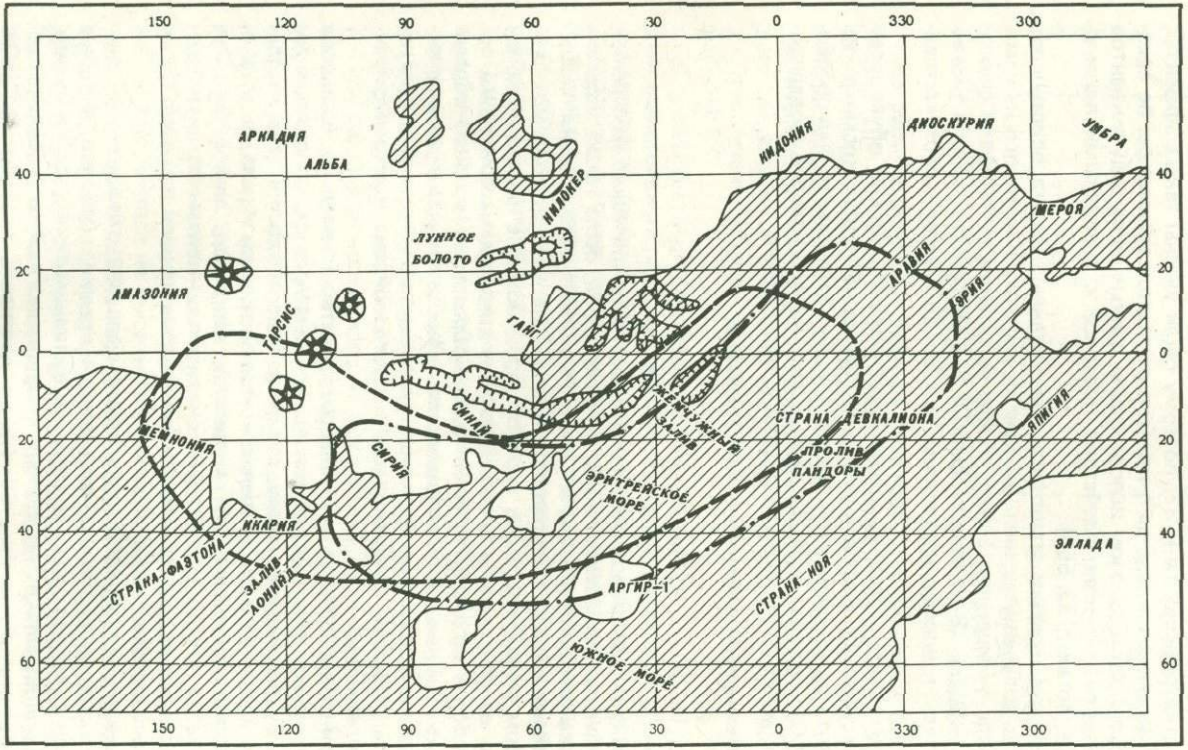


Рис. 60. Геологическая схема района марсианской поверхности, над которым проводились гамма-спектрометрические измерения

1 — древняя кора; *2* — молодые вулканические образования; *3* — вулканы; *4* — долины; *5* — границы измерений γ-излучения

нений, имеющих вид

$$q_x \int\limits_{S_1} \int\limits_{l} \int\limits_{t} J\,(S, l, t)dS\,dl\,dt + q_y \int\limits_{S_2} \int\limits_{l} \int\limits_{t} J\,(S, l, t)dS\,dl\,dt =$$

$$= \bar{q} \int\limits_{S_1+S_2} \int\limits_{l} \int\limits_{t} J\,(S, l, t)\,dS\,dl\,dt,$$

$$q_x \int\limits_{S_1'} \int\limits_{l} \int\limits_{t} J(S, l, t)dSdldt + q_y \int\limits_{S_2'} \int\limits_{l} \int\limits_{t} J(S, l, t)dSdldt =$$

$$\bar{q}' \int\limits_{S_1'+S_2'} \int\limits_{l} \int\limits_{t} J(S, l, t)dSdldt, \qquad (29)$$

где $J(S, l, t)$ — поток гамма-квантов в данный момент времени (т.е. в данной точке орбиты АМС), обусловленный единичным объемом поверхностного слоя породы при единичной концентрации радиоактивных элементов; q_x, q_y — концентрации радиоактивных элементов в рассматриваемых подразделениях поверхности; $\bar{q}$, $\bar{q}'$ — усредненные по всей просмотренной детектором поверхности концентрации радиоактивных элементов; $S_1S_2S_1'S_2'$ — области поверхности, относящиеся к исследуемым типам поверхностных подразделений Марса, в различных сеансах измерений; l — толщина поверхностного слоя породы, которая выбирается из условия прохождения через слой 10% падающего на него излучения и принимает значения от 12 см для гамма-квантов с энергией 0,5 МэВ до 38 см для гамма-квантов с энергией 5 МэВ.

Вычисление интегралов в системе уравнений основано на результатах расчетов зависимости потоков гамма-квантов от высоты АМС над поверхностью Марса и площади, "просматриваемой" детектором [147]. Здесь и далее под поверхностью планеты подразумевается поверхностный слой определенной толщины l.

По высотному ходу станции и результатам этих расчетов для каждого сеанса измерений была получена функция, выражающая зависимость потока гамма-квантов, "идущих" со всей "просматриваемой" детектором поверхности планеты, от времени. Интегрирование этой функции по времени измерений представляет собой соответственно интегралы, стоящие в правых частях уравнений составленной системы. Рассчитанная зависимость доли потока гамма-квантов, "идущих" с 1 км^2 поверхности планеты, от расстояния до точки пересечения с поверхностью прямой АМС—центр планеты, позволяет определить вклад в общий регистрируемый поток гамма-излучения, обусловленного различными геологическими подразделениями поверхности, т.е. дает значения интегралов, стоящих в правых частях уравнений.

Результаты расчетов и некоторые данные по содержанию тория и урана в типичных породах Земли и Луны приведены в табл. 36 [493].

Из этих данных следует, что по содержаниям тория и урана вулканические породы исследованных территорий Марса близки к базальтам, типичным для многих геологических формаций Земли и Луны, таким, как щелочные оливиновые базальты, платформенные платобазальты и геосинклинальные базальты Земли и лунные морские базальты с высоким содержанием калия. Земные толеитовые базальты океанов и лунные морские базальты с высоким содержанием титана и умеренным содержанием калия характеризуются заметно более низкими содержаниями тория и урана.

Таблица 36

Содержание тория и урана (в г/г) в различных типах пород Марса, Земли и Луны по [493]

Планетное тело	Тип породы	Th	U	Th/U
Марс	Вулканические	5,0 ± 2,5	1,1 ± 0,8	4,5
	Материковые	0,7 ± 0,35	0,2 ± 0,14	3,5
Земля	Ультраосновные породы	0,08	0,03	2,7
	Толеитовые базальты океанов	0,18	0,1	1,8
	Щелочные оливиновые базальты	3,9	1,0	3,9
	Платформенные платобазальты	2,5	0,8	3,1
	Геосинклинальные базальты	2,4	0,7	3,9
	Граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы	15,6	3,9	4,0
Луна	Анализ доставленных образцов			
	Породы группы АНТ	0,73	0,22	1,55
	Вещество KREEP	9,3	2,8	3,4
	Морские базальты с высоким содержанием Ti и K	3,98	0,68	5,8
	Морские базальты с умеренным содержанием Ti и K	1,18	0,64	1,9
	Морские базальты с высоким содержанием Ti и умеренным содержанием K	0,61	0,16	3,9
Луна	Орбитальная гамма-спектрометрия			
	Материковые образования экваториальной зоны	0,80	0,21*	—
	Морские базальты	1,2—8,4	Не опр.	—

* Рассчитано исходя из типичного для лунных пород значения Th/U = 3,8.

Материковые образования Марса в соответствии с этими расчетами имеют более низкие содержания тория и урана, чем изученные марсианские вулканиты, и сильно отличаются от вещества гранитных континентов Земли и лунного вещества KREEP, для которых характерны существенно более высокие содержания этих элементов. По сравнению с широко развитыми на лунных материках породами анортозит-норит-троктолитовой группы (АНТ) исследованные материковые образования Марса не имеют заметных отличий ни в содержании тория, ни в содержании урана.

Сравнивая содержание урана, тория и калия, измеренное "Марсом-5", с содержанием этих элементов в земных породах, нетрудно видеть, что оно наиболее близко к земным породам основного состава. Столь высокое содержание естественных радиоактивных элементов на Марсе указывает на то, что они сосредоточены главным образом в верхней оболочке планеты. По расчетам Токсоза [500], даже среднее содержание урана $37 \cdot 10^{-9}$ уже должно было бы привести к расплавлению и дифференциации вещества Марса при любой разумной модели его тепловой истории.

Измеренный уровень содержания естественных радиоактивных элементов относится к обширному району поверхности южного полушария Марса, площадь которого составляет $4{,}2 \cdot 10^5$ км. Если допустить, что в остальных районах марсианской поверхности имеется такое же количество естественных радиоактивных элементов, а также принять среднее со-

держание урана на Марсе около $20 \cdot 10^{-9}$ [141], то можно оценить толщину марсианской коры.

Возьмем два крайних случая. В первом случае предположим гомогенное распределение естественных радиоактивных элементов в коре, во втором — экспоненциальное убывание их количества с глубиной по закону

$$H(r) = A_0 \exp[-(R-r)/h], \qquad (30)$$

где $H(r)$ — содержание радиоактивных элементов на глубине r; A_0 — содержание на поверхности; h — толщина коры. Тогда в первом случае толщина марсианской коры должна составлять 20—30 км, во втором — почти вдвое больше. Если предположить, что естественные радиоактивные элементы не полностью выплавились в марсианскую кору (часть их осталась в мантии), то толщина коры в обоих случаях должна быть соответственно меньше. Измеренное "Марсом-5" отношение $K/U \approx 3 \cdot 10^3$, очевидно, может быть принято как верхний предел для Марса в целом, поскольку в процессе дифференциации вещества Марса это отношение для поверхностной породы могло лишь увеличиться. В данном случае обогащение ураном, торием и калием коры Марса на два порядка больше относительно мантии планеты. Однако более низкое отношение K/U для марсианской коры по сравнению с корой Земли свидетельствует, вероятно, о меньшей дифференциации Марса.

Измеренное содержание калия на Марсе позволяет оценить содержание аргона в атмосфере Марса, принимая во внимание вышеупомянутые оценки мощности марсианской коры, либо, наоборот, сделать независимое определение мощности марсианской коры, принимая во внимание оценку содержания аргона в атмосфере Марса, приведенную в работе [526]. Тогда в зависимости от модели распределения радиоактивных элементов можно получить содержание аргона в атмосфере Марса, равное 20—40%. Это содержание значительно превышает то, которое измерено станцией "Викинг-1" (1—2%). В атмосфере Марса оказалось неожиданно малое содержание аргона по сравнению с ожидаемым в результате дегазации вещества при выплавлении коры. Столь малое количество аргона должно свидетельствовать либо о том, что Марс является слабо дифференцированной планетой, либо о существовании в его истории периода, когда температура экзосферы была значительно выше, чем теперь, либо о завершении процесса обезгаживания в ранний период существования Марса, когда происходила интенсивная диссипация аргона в космическое пространство.

Образование Марса в области низких температур дает основание полагать, что Марс сохранил серу, и, следовательно, его ядро состоит из Fe—FeS. В этом случае можно допустить, что калий частично находится в ядре Марса в сульфидной фазе. Это обстоятельство должно было вызвать дифференциацию вещества Марса на ранней стадии. Если Марс развивался подобно Земле, то пик его тепловой активности должен был пройти в первые 3,0—3,5 млрд. лет [500]. Вместе с тем Марс, очевидно, и сейчас имеет горячие недра. Пройдя пик активности, он сравнительно медленно остывает.

Наличие заметного количество калия на Марсе позволяет определенным образом представить себе и прошлое атмосферы планеты. Очевидно, в период наибольшей активности Марса, при выплавлении коры, происходило выделение летучих компонентов, которые могли составлять более плотную атмосферу. Отсутствие у Марса такой атмосферы в настоящее время можно объяснить либо потерей летучих компонентов на раннем этапе его существования, либо нахождением их (главным образом углекислого газа) в связанном состоянии в марсианских породах.

Эти рассуждения основаны пока лишь на единственных данных, полученных авторами эксперимента [142] при обработке результатов исследований γ-излучения Марса на АМС "Марс-5". Вместе с тем полученные данные относятся к одному из районов марсианской поверхности и поэтому могут быть недостаточно представительными. Для создания более глубоких представлений о внутреннем строении Марса, а также о происхождении и формировании его поверхностных пород необходимы дальнейшие исследования γ-излучения Марса в других районах поверхности.

Известно, что содержание естественных радиоэлементов является хорошим индикатором геохимического типа вещества и может быть использовано для идентификации типа горных пород. Поэтому заметные различия между вулканогенными и материковыми образованиями Марса по содержанию тория и урана, очевидно, следует трактовать как различия в общем геохимическом типе слагающего их материала. Сходство изученных вулканитов Марса по содержанию тория и урана с базальтами ряда формаций Земли и Луны, очевидно, следует рассматривать в более широком плане – как сходство типов пород, что хорошо согласуется с типично "базальтовой" морфологией этих образований. Сходство изученных материковых образований Марса по содержанию тория и урана с типичными для лунных материков породами группы АНТ хорошо согласуется с тем фактом, что по морфологии и структуре кратерованные материки Марса очень похожи на материки Луны.

Подводя итог сказанному выше, авторы [493] рассматривают полученные данные как указание на то, что на Марсе, так же как на Земле и Луне, имеются два принципиально различных типа корового материала. Вулканические образования Марса с "базальтовой" морфологией поверхности схожи с базальтами и по уровню содержаний тория и урана. С учетом данных о мафическом характере марсианского грунта в местах посадки космических аппаратов "Викинг-1, -2", очевидно, можно говорить о принципиальном геохимическом сходстве базальтов Земли, Луны и Марса, что не исключает, естественно, и проявлений планетарной специфики. Древние образования марсианских материков явно отличаются по содержанию тория и урана от гранитоидных пород континентов Земли и более похожи на анортозит-норит-троктолитовую ассоциацию лунных материков, но, может быть, и представляют собой неизвестный пока химический тип вещества планетарной коры.

ИССЛЕДОВАНИЕ γ-ИЗЛУЧЕНИЯ ВЕНЕРЫ

Исследование γ-излучения венерианской породы на АМС "Венера-8"

В июле 1972 г. автоматическая станция "Венера-8" подошла к планете и, войдя в атмосферу, совершила плавный парашютный спуск на освещенную сторону ее поверхности вблизи утреннего терминатора. На станции был установлен комплекс научных приборов, предназначенных для дальнейшего изучения параметров атмосферы и климатических условий, существующих на поверхности планеты. Кроме того, впервые была поставлена задача исследования характера породы, слагающей поверхность планеты в месте посадки космического аппарата. Поэтому на станции "Венера-8" был установлен гамма-спектрометр, определявший в венерианской породе содержание естественных радиоактивных элементов [31, 136].

Использование гамма-спектрометра для исследования венерианской породы вызвано тем, что в суровых климатических условиях, существую-

щих на поверхности Венеры, довольно трудно использовать какие-либо другие методы, поскольку все они требуют выноса детекторов или устройств для отбора пробы за пределы герметичного термостатированного отсека станции. В отличие от них гамма-спектрометр целиком располагался в гермоотсеке станции и регистрировал γ-излучение, испускаемое радиоэлементами породы, которое проникало сквозь оболочку станции.

Благоприятным условием для определения естественных радиоактивных элементов было отсутствие в венерианской породе излучения, наведенного космическими лучами, что является серьезной помехой при проведении подобных измерений на небесных телах, имеющих небольшую атмосферу или не имеющих ее совсем.

Гамма-спектрометр был установлен на спускаемом аппарате (СА) станции "Венера-8". Конструктивно спектрометр изготовлен в виде трех блоков — датчика и двух электронных блоков, выполняющих анализ, запоминание и кодирование информации. Все блоки располагались внутри герметизированного, термостатированного отсека СА. Функционально прибор состоял из сцинтилляционного детектора, 60-канального амплитудного анализатора и интенсиметра для интегрального счета γ-квантов. Энергетический интервал регистрируемых спектрометром γ-квантов находился в диапазоне 0,3—3,0 МэВ. Разрешающая способность гамма-спектрометра, измеренная по ^{137}Cs (E = 0,662 МэВ), составляла около 11%. Интенсиметр обеспечивал измерение интегральной скорости счета γ-квантов с энергией более 0,3 МэВ.

Детектор гамма-спектрометра (кристалл NaJ (Tl)) располагался в нижней части спускаемого аппарата; слой материала, экранирующего детектор (теплозащита, корпус СА и комплектующие блоки), составлял не более 20 г/см^2 и состоял главным образом из легких элементов.

В соответствии с программой работы СА станции "Венера-8" интегральную скорость счета измеряли как во время спуска в атмосфере планеты, так и после посадки станции на ее поверхность. Спектральный состав γ-излучения измеряли только на поверхности планеты.

Было произведено три замера интегральной скорости счета при спуске и один после посадки на поверхность. Регистрируемая во время спуска скорость счета заметно не менялась. После посадки спускаемого аппарата на поверхность было зарегистрировано возрастание интегральной скорости счета, что связано с добавлением эффекта от поверхности планеты. Измерение интегральной скорости счета γ-квантов позволило оценить эффект от γ-излучения, наведенного космическими лучами в материале станции, и в то же время определить общий уровень γ-излучения венерианской породы и, таким образом, качественно судить о содержании в ней естественных радиоактивных элементов.

Измерение γ-спектра венерианской породы было начато сразу после посадки станции и закончено через 42 мин. Передача информации, накопленной спектрометром, происходила поканально одновременно с набором спектра и была выведена дважды. Первый γ-спектр был передан приблизительно в середине набора информации, второй — в конце.

На рис. 61 (кривая *1*) представлен спектр γ-излучения венерианской породы в районе посадки автоматической станции "Венера-8". Время измерения этого спектра 21 мин. На спектре выделяются наиболее четко линии с энергией 1,46; 1,76; 2,62 МэВ и др., обусловленные распадом калия, урана и тория.

Для определения содержания естественных радиоактивных элементов в венерианской породе по их γ-спектру необходимо знать следующее: γ-спектр фона спектрометра, установленного на СА; вклад излучения, на-

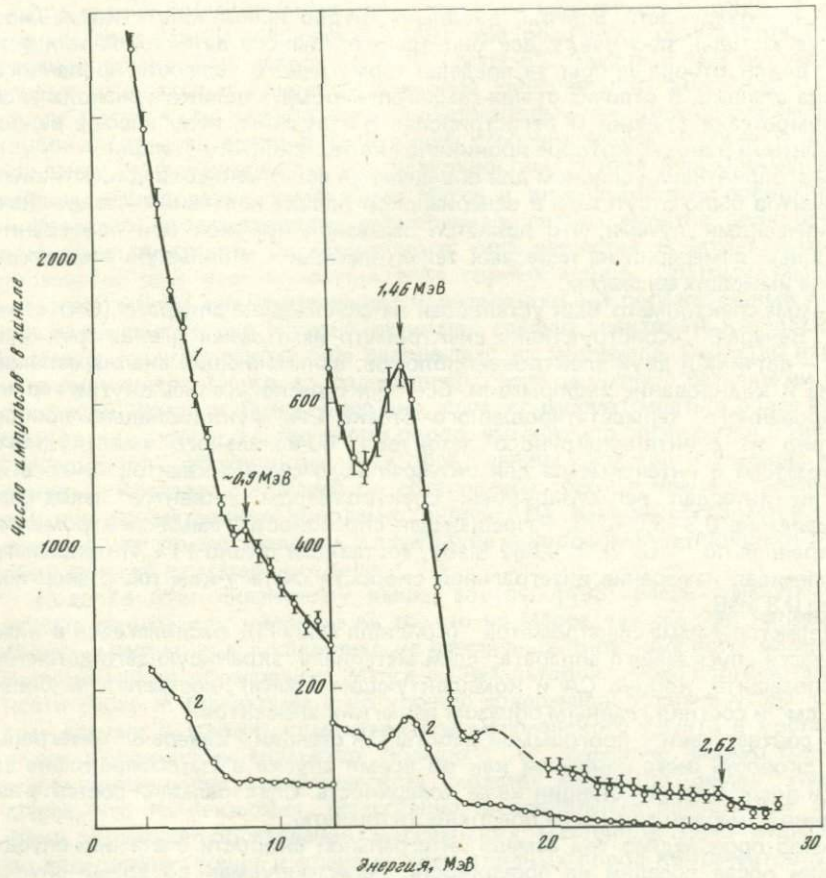


Рис. 61. Спектр γ-излучения венерианской породы, измеренный в районе посадки АМС "Венера-8" (*1*), и спектр фона станции (*2*)

веденного космическими лучами в материале СА; γ-спектры эталонов (калибровочных пород); рассеяние и поглощение γ-излучения породы венерианской атмосферой.

Для измерения фона γ-излучения, обусловленного загрязнением объекта естественными радиоактивными элементами, СА вместе с установленным на нем спектрометром помещали в штольню, вырубленную в толще дунитовой породы, которая, как известно, имеет чрезвычайно низкое содержание урана, тория и калия. (Ввиду большой толщи породы вкладом γ-излучения от космических лучей в данном случае можно пренебречь.) Измеренный фон СА для геометрии $\sim 2\pi$ показан также на рис. 61 (кривая *2*). Характер спектра фона не вызывает сомнения в том, что он обусловлен только естественными радиоактивными элементами. Интегральное значение фона в диапазоне энергий 0,3—3,0 МэВ составляет приблизительно 10% величины, измеренной за то же время на поверхности Венеры.

Тот факт, что регистрируемая во время спуска скорость счета значительно не менялась, свидетельствует об отсутствии существенного вклада, обусловленного распадом короткоживущих (минутных и часовых) радионуклидов, которые могли возникнуть в конструкционных материалах стан-

ции под действием космического излучения. Что касается распада долгоживущих радионуклидов (с периодом полураспада несколько суток и более), то их вклад в радиоактивность СА по крайней мере на порядок меньше фона от естественных радиоактивных элементов. Таким образом, в регистрируемый фон объекта некоторый вклад, обусловленный облучением станции космическими лучами, могли вносить практически лишь радионуклиды натрия, иода и таллия (с периодом полураспада от нескольких часов до нескольких суток), образующиеся в материале детектора при облучении его космическими лучами.

Среди возможных гамма-излучателей, образующихся при облучении этих элементов, только ^{24}Na ($T_{1/2} \approx 15$ ч, $E_{\gamma_1} = 1{,}37$ и $E_{\gamma_2} = 2{,}75$ МэВ) мог давать заметный вклад. Остальные излучатели имеют малую энергию ($E_\gamma < 1$ МэВ) или малый выход ($\eta < 1\%$) и не могли внести заметный вклад в спектр фона. Для определения возможного влияния ^{24}Na в состав предполагаемых гамма-излучателей, на которые разлагали венерианские спектры, вводили ^{24}Na и измеренные спектры разлагались на три компоненты (уран, торий и калий) и четыре компоненты (уран, торий, калий, натрий). При этом разница в полученных содержаниях оказалась незначительной. Содержание калия различалось не более чем на 1% измеренной величины, урана — на 6% и тория — на 5%. Кроме того, вклад ^{24}Na, образующегося по реакции ^{23}Na (n, γ) ^{24}Na, определяли из модельных экспериментов, которые подтвердили расчетные данные.

Для калибровки прибора авторы [31, 136] провели серию измерений над выходами горных пород с известным содержанием урана, тория и калия; при этом для приближения условий измерения к реальным условиям эксперимента на планете прибор располагали внутри аналога станции "Венера-8" (измерения проводили в геометрии около 2π над толщами гранита, гранодиорита и андезитобазальта). Для того чтобы привести эти калибровочные спектры к определенному содержанию урана, тория и калия, в районах измерения отбирали представительные пробы данных пород. Определение в них естественных радиоактивных элементов производили методами радиохимии и низкофоновой радиометрии с использованием международных стандартов.

Наконец, при обработке венерианских γ-спектров необходимо было учесть рассеяние и поглощение излучения, исходящего от породы, атмосферой планеты. Этот факт имеет важное значение, поскольку калибровочные спектры земных пород снимали в других условиях.

Расчет лучевым методом приводит к следующей зависимости содержания в породе планеты моноизлучателей данной энергии E_γ от количества γ-квантов J, пересекающих в единицу времени поверхность детектора (который с достаточно хорошим приближением можно считать шарообразным):

$$J = [(\pi r^2 N)/2\mu_0] E_2(\mu, h), \qquad (31)$$

где N — число γ-квантов, испускаемых единицей объема породы в единицу времени; μ_0 и μ — линейные коэффициенты ослабления γ-квантов соответственно в излучающей породе и в атмосфере планеты; h — высота детектора над породой; r — радиус детектора; E_2 — функция Кинга:

$$E_2(x) = \exp(-x) - x \int_x^\infty \exp(-t)/t \quad dt. \qquad (32)$$

Используя выражение (32) для определения потока γ-квантов, регистрируемых детектором у поверхности Земли и Венеры, и полагая, что μ_0 в обоих случаях приблизительно одинаков, получаем следующее выражение

для коэффициента, учитывающего влияние атмосферы Венеры:

$$K = I_B/I_З = [E_2(\mu_З, h)]\,I/E_2(\mu_B, h)], \quad (33)$$

где $I_З$ и I_B — потоки γ-квантов, регистрируемых детектором над поверхностью Земли и Венеры соответственно; $\mu_З$ и μ_B — линейные коэффициенты ослабления монохроматического излучения в атмосфере Земли и Венеры.

При вычислении функции Кинга $E_2(\mu_З, h)$ и $E_2(\mu_B, h)$ в выражении (33) для каждой энергии берут соответствующие линейные коэффициенты ослабления.

Если принять во внимание, что γ-излучение породы рассеивалось и поглощалось не только атмосферой, но и материалом СА, то в данном случае следует использовать средневзвешенные коэффициенты:

$$\overline{\mu}_З = (\mu_З + \mu_{CA})/\mu_З\mu_{CA}; \quad (34)$$

$$\overline{\mu}_B = (\mu_B + \mu_{CA})/\mu_B\mu_{CA}, \quad (35)$$

где μ_{CA} — линейный коэффициент ослабления монохроматического излучения материалом СА. Тогда

$$\overline{K} = [E_2(\overline{\mu}_З, h)]/[E_2(\overline{\mu}_B, h)]. \quad (36)$$

С учетом сделанных замечаний определялось содержание естественных радиоактивных элементов в венерианской породе. Для этого использовались два известных метода: 1) метод сравнения площадей фотопиков в венерианских спектрах и калибровочных γ-спектрах; 2) метод наименьших квадратов.

В первом случае после вычитания фона станции, измеренного на дуните, для каждого калибровочного спектра вычисляли площади наиболее характерных фотопиков, выраженные в количестве импульсов. Таким образом, была осуществлена привязка известных содержаний калия, урана и тория в калибровочных породах к площадям фотопиков, соответствующих вышеприведенным энергиям. После этого определение содержания калия, урана и тория в исследуемых венерианских породах сводилось к простому пересчету площадей соответствующих фотопиков с учетом коэффициентов K в содержании элементов.

Во втором случае после вычитания того же фона чистый венерианский спектр разлагался методом наименьших квадратов на три компоненты (без учета вклада γ-излучения, наведенного космическими лучами).

В результате обработки спектров были получены следующие содержания естественных радиоактивных элементов в венерианской породе: калия $4{,}0 \pm 0{,}2$, урана $(2{,}2 \pm 0{,}5) \cdot 10^{-4}$, тория $(6{,}5 \pm 0{,}8) \cdot 10^{-4}$% (содержания даны в массовых процентах, погрешности — статистические).

Если принять во внимание также погрешность определения содержаний в калибровочных породах, погрешность за счет дрейфа шкалы спектрометра и за счет вклада γ-излучения, наведенного космическими лучами, то суммарные погрешности должны быть увеличены в определении калия до 10%, в определении урана и тория — до 30%.

Полученные данные свидетельствуют о том, что станция "Венера-8" производила измерения в районе с относительно высоким содержанием в исследуемых породах естественных радиоактивных элементов по сравнению с их распространением в земной коре и тем более в мантии Земли. По содержанию урана, тория и калия данная порода наиболее близка к магматическим породам Земли типа щелочных базальтов (с высоким содержанием калия).

Исследование γ-излучения венерианской породы на АМС "Венера-9" и "Венера-10"

Перед станциями "Венера-9 и -10", совершившими посадку на поверхность Венеры в октябре 1975 г., была поставлена задача дальнейшего исследования планеты. Полученные с их помощью уникальные изображения поверхности Венеры позволяют судить о тех процессах, которые привели к формированию современного облика планеты. Однако при всей своей информативности переданные на Землю снимки не содержат данных о характере венерианских пород и их составе. Для получения этих данных на станциях были установлены гамма-спектрометры, позволившие определить содержание в породе естественных радиоактивных элементов по их γ-излучению [144].

Так как γ-излучение венерианской породы обусловлено лишь распадом естественных радионуклидов, а вклад в фон посадочного аппарата от космогенных радионуклидов незначителен (что было установлено в предшествующем эксперименте на АМС "Венера-8"), на АМС "Венера-9 и -10" были установлены гамма-спектрометры упрощенной модели. Спектрометры регистрировали γ-излучение лишь в трех энергетических интервалах: 1,15—1,55; 1,55—2,3 и 2,3—3,0 МэВ. Каждый из этих интервалов характеризуется наиболее интенсивной линией калия, урана и тория соответственно.

Прибор включали на трассе спуска аппарата в атмосфере планеты при давлении около 7 кг/см^2 и до посадки на поверхность он регистрировал фоновое γ-излучение. Перед началом измерений на поверхности планеты в памяти прибора стиралась ранее набранная информация, которая затем вновь накапливалась в течение всего времени работы станции. Накопленная информация выводилась из прибора на телеметрическую систему через каждые 2,7 с в течение спуска аппарата в атмосфере, а после посадки на поверхность прибор давал информацию циклично через каждые 4 мин.

Непрерывный вывод информации позволял контролировать правильность работы прибора в условиях повышающейся температуры внутри аппарата, а также наблюдать за распадом относительно короткоживущих радионуклидов, которые могли возникнуть в элементах конструкции станции.

В результате эксперимента измерили скорость счета γ-квантов в приведенных выше энергетических интервалах на трассе спуска станций в атмосфере планеты и после посадки на поверхность. Измерения на трассе спуска проводили за интервал времени около 50 мин, при этом скорость счета не менялась (в пределах статистической погрешности).

После посадки аппарата на поверхность Венеры было зарегистрировано возрастание скорости счета во всех энергетических диапазонах прибора, что связано с присутствием в поверхностном слое породы естественных радиоактивных элементов — урана, тория и калия. Возросшие скорости счета практически не менялись в течение измерения на поверхности планеты.

Разности между скоростями счета на спуске и после посадки, обусловленные исключительно эффектом от поверхностных пород планеты, сопоставляли с результатами предварительной калибровки гамма-спектрометра, которая проводилась на естественных выходах различных земных магматических пород с известным химическим составом. Для приближения условий измерений на земных породах к реальным условиям эксперимента на планете прибор при градуировке располагали внутри аналога станции "Венера-9 и -10".

Полученные скорости счета в выбранных энергетических диапазонах

Таблица 37

Содержание K, U и Th в поверхностном слое пород Венеры в местах посадки станций "Венера-8, -9, -10" и в земных породах (в %)

Планета	Порода	Калий	Уран, $n \cdot 10^{-4}$	Торий, $n \cdot 10^{-4}$
	Исследованная АМС			
Венера	"Венера-8"	4,0 ± 0,2	2,2 ± 0,5	6,5 ± 0,8
	"Венера-9"	0,47 ± 0,08	0,60 ± 0,16	3,65 ± 0,42
	"Венера-10"	*0,30 ± 0,16*	*0,46 ± 0,26*	0,70 ± 0,34
Земля	Средний океанический толеит	0,14	0,1	0,18
	Средний базальт	0,85	0,6	2,7
	Средний гранит	3,47	4,8	17

позволили определить содержание естественных радиоактивных элементов в поверхностном слое пород Венеры в местах посадки станций "Венера-9 и -10". Результаты определения содержания, рассчитанные методом обратной матрицы, приведены в табл. 37. В эти данные введены поправки, учитывающие различие в плотности атмосфер Земли и Венеры. Для сравнения в таблице также приведены средние содержания урана, тория и калия в районе посадки АМС "Венера-8" и в земных породах.

Полученные данные указывают, что в обоих районах поверхности планеты встретились породы, близкие по содержанию в них естественных радиоактивных элементов к земным породам типа океанических толеитовых базальтов. При этом концентрация калия, урана и тория в породах, распространенных в месте посадки станции "Венера-10", несколько ниже, и, возможно, эти породы имеют более основной состав (меньше содержания двуокиси кремния и другие признаки) по сравнению с породами, залегающими в районе посадки станции "Венера-9".

Исследование γ-излучения венерианской породы на КА "Вега-1" и "Вега-2"

В отличие от районов посадки станций "Венера-8, -9, -10", находившихся на холмистых равнинах или гладких низменностях, район посадки станций "Вега-1" и "Вега-2" находится в области постепенного перехода от холмистой равнины к высокогорью. В этом районе можно ожидать смешение пород с значительным вкладом породы высокогорного массива Афродиты. Трудности гарантированной посадки космических аппаратов непосредственно в высокогорный район и обусловили выбор предгорья.

Определение содержания в венерианской породе естественных радиоактивных элементов проводилось сцинтилляционным гамма-спектрометром. Приборы, как и на прежних посадочных аппаратах, были расположены полностью внутри герметичного термостатированного отсека.

Гамма-спектрометр состоит из двух блоков: блока детектирования и анализатора амплитуд импульсов. Блок детектирования включает в себя детектор гамма-излучения (кристалл CsJ (Tl) размером Ø 63 × 100 мм), фотоэлектронный умножитель и вспомогательные электронные схемы, обеспечивающие низковольтное питание прибора и усиление сигналов. Амплитудный анализатор импульсов имеет 128 энергетических каналов емкостью по $2^{16}-1$ импульсов.

Спектрометр регистрирует γ-излучение в диапазоне энергий от 0,3 до 3,0 МэВ. Энергетическое разрешение спектрометра ~ 10% по излучению ^{137}Cs (0,662 МэВ).

Помимо спектральной информации, накапливаемой в анализаторе, регистрируется также средняя скорость счета в трех энергетических диапазонах. Эта информация поступает непосредственно на телеметрию в виде медленно меняющихся уровней напряжения. (Такие измерения позволяют повысить надежность выполнения эксперимента.) Для контроля стабильности энергетической шкалы спектрометра в детектор введен в гамма-репер.

При выполнении эксперимента первоначально проводились измерения на участке парашютного спуска станции с целью регистрации фонового излучения, обусловленного присутствием радиоактивных элементов в конструкционных материалах станции и в самом приборе. После посадки станции регистрировалось как фоновое излучение, так и излучение исследуемой породы. Для регистрации изменения фона вывод информации, накопленной в спектрометре, производился через каждые 3 мин.

Определение содержаний урана, тория и калия по спектрам венерианской породы производилось на основании предварительной калибровки спектрометра в составе посадочного аппарата на земных породах в естественном залегании. Результаты определения содержания урана, тория и калия в районах посадки станций "Вега-1" и "Вега-2" приведены в табл. 10. Как видно из таблицы, в районе посадки станции "Вега-2" порода имеет более высокое содержание естественных радиоактивных элементов. Сравнение измеренных содержанием радиоэлементов в породах Земли и Луны приводит к предположению, что в районе посадки станций "Вега-1" и "Вега-2" *порода* близка к толеитовым базальтам земной коры и анортозитовым породам лунных материков, составляющим древнюю кору Луны [139].

Измерение плотности венерианской породы на АМС "Венера-10"

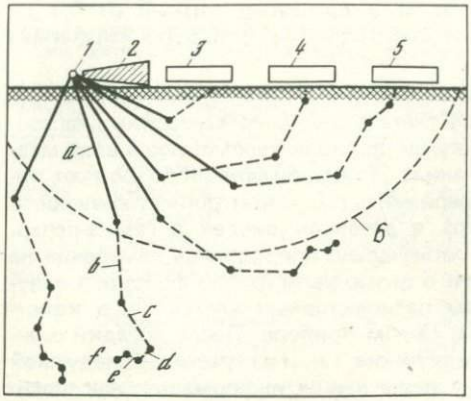
Известно, что плотность породы является параметром, с которым связаны ее основные физические и механические характеристики. Она также характеризует условия формирования породы и ее последующую эволюцию. Поэтому плотность может служить важным диагностическим признаком типа пород при изучении их с помощью АМС.

Имеющаяся к настоящему времени информация о плотности поверхностных пород Венеры получена из данных по определению их диэлектрической проницаемости методом радиолокации с Земли [79, 82]. По этим данным плотность поверхностного слоя составляет 1,5—2,8 г/см^2.

Плотность поверхностного слоя прямым измерением впервые определена в 1975 г. [143, 491] с помощью АМС "Венера-10". Применявшийся для этой цели метод определения плотности основан на использовании эффекта комптоновского взаимодействия γ-квантов с электронами атомов исследуемой породы.

На рис. 62 показан принцип работы плотномера, применявшегося на посадочном аппарате станции. Гамма-кванты, испускаемые изотопным источником, рассеиваются породой и регистрируются тремя детекторами, расположенными на различном расстоянии от источника. По скорости счета γ-квантов с помощью детектора определяют плотность породы. Наличие трех детекторов позволяет в определенной степени учесть неровность поверхности, на которой расположен плотномер.

На рис. 63 приведены зависимости скоростей счета от плотности породы для детекторов с разной базой. Кривые имеют инверсию при определенном



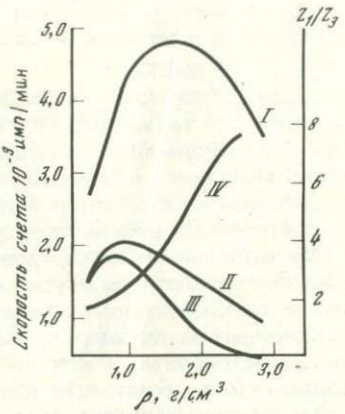


Рис. 62. Принцип работы плотномера

1 — источник γ-излучения; *2*—разделительный экран; *3, 4, 5*—детекторы γ-излучения; *6* — граница эффективного слоя; *a* — первичный γ-квант; *b* — *f* — последовательность рассеивания γ-квантов

Рис. 63. Зависимость скорости счета γ-квантов от плотности породы

I — скорость счета детектора с базой 100 мм; *II* — 180 мм; *III* — 250 мм; *IV* — отношения скоростей счета

значении плотности (критическом). Значение критической плотности и наклон ветвей определяются расстояниями между детекторами и источником, а также энергетическим спектром регистрируемого излучения.

Конструктивно радиационный плотномер, применявшийся на АМС "Венера-10", состоит из двух блоков: датчика, который выносится на поверхность породы, и блока электроники, размещенного внутри термостатированного герметичного отсека посадочного аппарата. Расположение плотномера на венерианской породе видно на панорамах (см. рис. 5).

Основная трудность в создании радиационного плотномера заключалась в обеспечении стабильной работы выносного датчика на время, необходимое для получения представительного результата в условиях высокой температуры и давления, существующих на поверхности планеты. Применение эффективной теплозащиты датчика было затруднительно из-за резкого ухудшения его метрических параметров, связанного с наличием дополнительных рассеивающих масс, а также из-за ограничений в массе и габаритах прибора. Трудности связаны с тем, что при температуре 500°С многие электротехнические материалы разрушаются или изменяют физические параметры настолько, что применять их оказывается невозможным.

В негерметичной части плотномера размещен разделительный экран — коллиматор сложного профиля, изготовленный из сплава вольфрама плотностью 19,0 г/см^3. Этот экран помимо своего прямого назначения — защиты детектора от непосредственного воздействия на них γ-излучения источника — снижал лучевую нагрузку на приборный отсек станции, а также коллимированием γ-излучения предотвращал искажающее влияние атмосферы на измерение плотности породы. В качестве источника γ-излучения использовали изотоп ^{137}Cs с энергией γ-квантов 0,66 МэВ, активностью примерно 1 мг × экв Ra. В корпусе датчика размещены три группы детекторов, образующих три самостоятельных плотномера с длиной зондов (базами) 100, 180 и 250 мм.

Функциональная схема плотномера показана на рис. 64. Возникающие в газоразрядных счетчиках электрические сигналы по экранированному

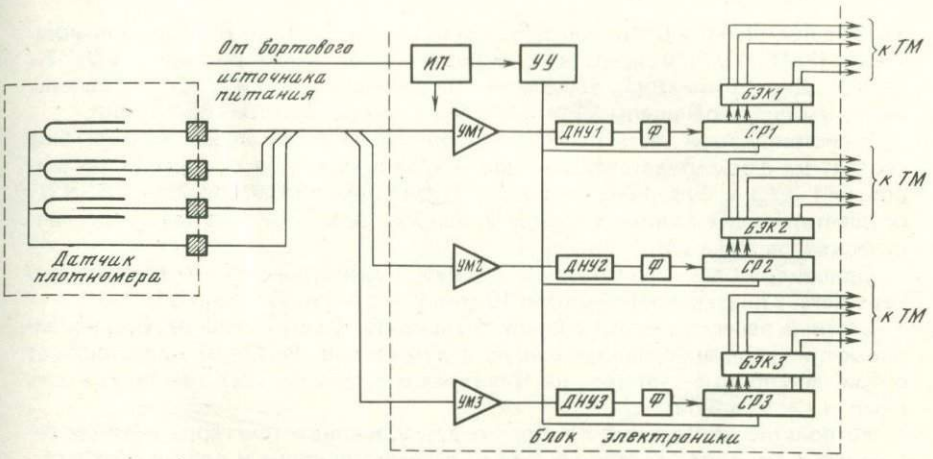


Рис. 64. Функциональная схема радиационного плотномера
1, 2, 3 — детекторы γ-излучения

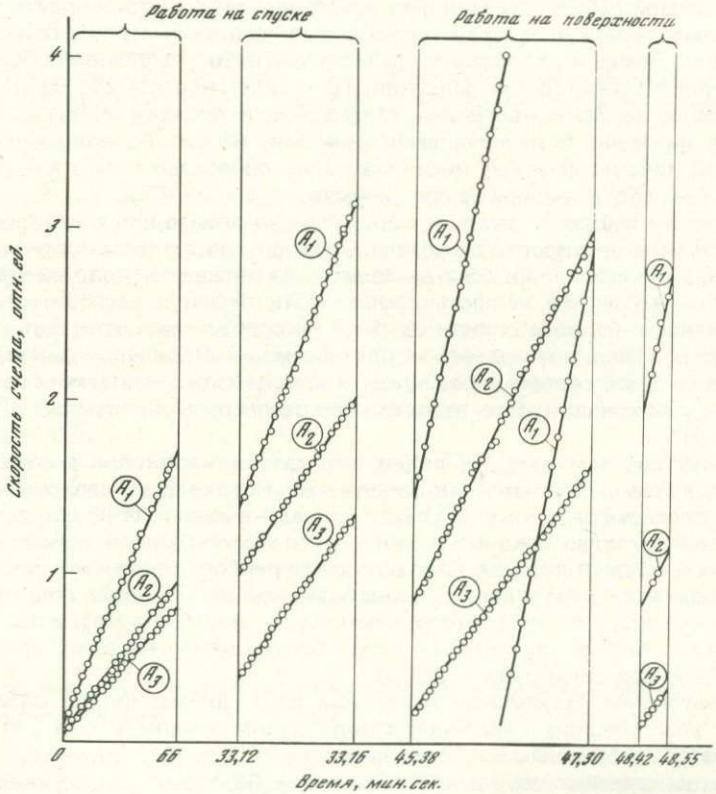


Рис. 65. Первичная телеметрическая информация о работе радиационного плотномера

кабелю поступают в блок электроники на соответствующие усилители мощности (*УМ*1—*1М* 3) и затем на дискриминаторы нижнего уровня (*ДНУ*1—*ДНУ*3). Дискриминаторы выполнены на основе триггеров Шмитта с использованием дифференциальных усилителей в микросхемном исполнении.

Регистрирующая часть прибора выполнена на интегральных схемах. Она состоит из формирователей сигнала — одновибраторов *Ф*, счетных регистров *СР*1—*СР*3 и буферных каскадов (электронных ключей *БЭК*1—*БЭК*3), осуществляющих развязку между выходами регистров и входами телеметрической системы *ТМ*.

Одновибраторы *Ф* формируют сигналы, пригодные для последующего пересчета, с длительностью около 10 мкс и амплитудой около 5 В.

Счетные регистры — это основные элементы памяти прибора. Они накапливают информацию, поступающую с детекторов. Регистры представляют собой синхронные счетчики на триггерах и имеют соответственно емкость памяти 12, 10 и 9 бит.

Устройство управления *УУ* служит для установки триггеров счетных регистров в исходное состояние при включении прибора и подаче соответствующей команды с програмно-временного устройства АМС.

Прецизионный источник питания прибора *ИП* выдает стабилизированное напряжение на электронные узлы прибора. Энергопотребление прибора составляет не более 2 Вт.

Программой работы станции предусматривалось функционирование прибора в атмосфере планеты для сопоставления его параметров с полученными ранее на Земле и для оценки стабильности работы в условиях быстрого нарастания температуры и давления. Показания плотномера непрерывно передавались на Землю в течение спуска. После посадки информация выводилась циклично с интервалом в 2—4 мин. На рис. 65 приведена часть первичной телеметрической информации на припосадочном этапе спуска, а также при работе прибора на поверхности.

Увеличение скорости счета к концу спуска произошло в соответствии с возрастанием плотности атмосферы. Скорости счета в транспортном положении датчика при калибровке на Земле и на начальном этапе в атмосфере отличались на значение, не превышающее статистическую погрешность.

Полученные на поверхности планеты скорости счета трех детекторов приводят к различным значениям плотности как в доинверсионной, так и в заинверсионной области, что служит критерием того, что датчик лежал на неровной поверхности. Это подтверждается панорамой, переданной АМС "Венера-10".

На панораме (см. рис. 5) видно, что датчик касается породы левым краем, где установлен источник γ-излучения. Необходимая зависимость показаний плотномера для этого случая приведена на рис. 66. В соответствии с этой зависимостью искомая плотность может находиться только в заинверсионной области кривых. Скорость счета первого зонда из-за зазора под детектором может быть завышена не более чем на 17% (при угле наклона поверхности под ним 10°), что соответствует верхнему пределу плотности 3,16 г/см^3. Нижний предел 2,17 г/см^3 определен по первому зонду при условии, что под датчиком нет зазора.

Использование результатов измерений двух других зондов позволило оценить угол наклона поверхности под первым зондом в $5—6^\circ$, что подтверждается панорамным изображением.

С учетом зависимости, приведенной на рис. 66, этому углу соответствует плотность 2,8 г/см^3.

Использование соотношения между показаниями всех трех зондов позволило построить также модель поверхности из материала с плотностью

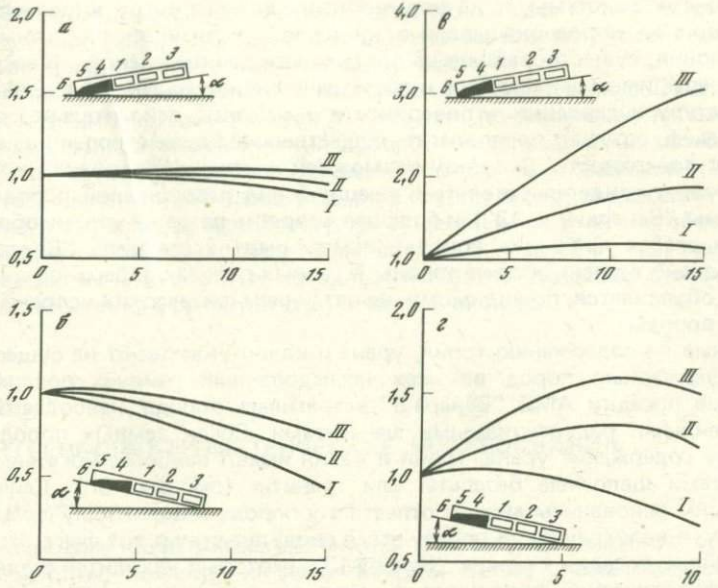


Рис. 66. Зависимость скорости счета (в относительных единицах) от угла наклона датчика к поверхности исследуемой породы

а, б — в доинверсионной области; *в, г* — в заинверсионной области; по вертикальной оси отложено относительное изменение скорости счета; по горизонтальной оси — угол наклона датчика; *1, 2, 3* — детекторы; *4* — экран; *5* — корпус датчика; *6* — источник; α — угол наклона; *I, II, III* — номера зондов

2,88 г/см^3, на которой воспроизведены скорости счета, близкие к полученным на поверхности Венеры. Таким образом, с учетом погрешностей в определении скорости счета, наклона градуировочных кривых и погрешностей, связанных с градуировкой, плотность поверхностных пород Венеры составляет 2,8 ± 0,1 г/см^3.

Полученные данные свидетельствуют о том, что выходы скальных образований, видимые на панораме венерианской поверхности, представлены достаточно плотной породой, слабо измененной поверхностными процессами. Мощность слоя, к которому относится указанная плотность, составляет 10—15 см.

Возможно, что коренная порода в районе посадки станции "Венера-10", выходы которой видны на панораме, является относительно молодой, не подвергшейся в значительной мере эрозии. Однако, по-видимому, не везде залегает столь плотная порода. Например, в районе посадки станции "Венера-13" (а возможно, и "Венера-9") порода оказалась сильно выветрелой (по крайней мере с поверхности) и соответственно менее прочной и плотной.

Основные результаты исследования состава и плотности пород на АМС "Венера-8" — "Венера-10"

Как известно, состав и свойства вещества тел Солнечной системы являются следствием как фундаментальных процессов, происходивших в первичной протопланетной туманности, так и крупномасштабных планетарных процессов, таких, например, как дифференциация вещества планеты на оболочки. Что касается конкретных участков поверхности Земли и других пла-

нет Солнечной системы, то на формирование химического состава и свойств слагающих их пород оказывали влияние также физические и климатические условия, существовавшие на поверхности данной планеты. В частности, для Венеры, имеющей плотную и достаточно активную атмосферу, высокую температуру и давление у поверхности и, наконец, относительно сглаженный рельеф, разумно предполагать существенное влияние эрозии на формирование поверхности. В пользу возможной интенсивной эрозии на поверхности могут свидетельствовать и внешний вид разрушенной породы (см. панорамы "Венеры-9 и -13") и большая скорость ветра на уровне облачного слоя, и слабая прочность породы, измеренная на станциях "Венера-13 и -14". Однако степень эрозии породы в разных районах поверхности различна, что объясняется, по-видимому, не различием физических условий, а возрастом породы.

Данные по содержанию тория, урана и калия указывают на существование изверженных пород во всех исследованных районах поверхности. В районе посадки АМС "Венера-8" встретилась порода, наиболее богатая естественными радиоактивными элементами. Среди земных пород столь высокое содержание урана, тория и калия имеют наиболее богатые радиоэлементами щелочные базальты или граниты (см. рис. 30). Сейчас мы с большим основанием можем отнести эту породу к калиевому щелочному базальту, а не к граниту. В пользу этого свидетельствует тот факт, что порода в районе посадки станции "Венера-13" (который находится в такой же геоморфологической провинции и имеет примерно такое же содержание калия, как порода в районе посадки "Венеры-8") оказалась щелочным базальтом. Данные, полученные на АМС "Венера-9 и -10", позволяют на основе K—U-систематики отнести исследованные породы к породам переходной зоны между толеитовыми и щелочными базальтами, т.е. к породам, являющимся продуктом относительно неглубокой дифференциации первичного вещества планеты.

О базальтовом составе исследованной породы свидетельствуют также результаты измерения ее плотности. Плотность 2,7—2,9 г/см^3 по земным аналогам соответствует базальтам массивной текстуры с низкой пористостью. Такая порода типична для лавовых излияний вязких магм на Земле. Распространенной также на Венере, по-видимому, является менее плотная порода, напоминающая земные туфы, которые образуются по осаждении пепла, выбрасываемого вулканическими извержениями. Такая туфообразная слоистая порода наблюдается в других исследованных районах (см. рис. 6).

Отношение K/U для исследованных венерианских пород оказалось весьма близким к отношению, характерному для большинства магматических горных пород Земли ($\sim 10^4$). Этот факт может свидетельствовать о том, что если на Венере имели место процессы, приведшие к изменению химического состава первичного вещества (какова бы ни была их природа), то они были в основном подобны земным.

Таким образом, данные о характере венерианской породы, полученные с помощью АМС "Венера-8" — "Венера-10", согласуются с теми представлениями, которые следуют из результатов исследования ее атмосферы. Сейчас можно думать, что эволюционный путь Венеры подобен земному. Очевидно, она, так же как и Земля, в далеком прошлом прошла через стадию разогрева ее недр и дифференциацию ее вещества на оболочки. Сейчас вряд ли можно определить, как далеко зашел этот процесс, но обнаружение на поверхности Венеры пород, сильно обогащенных ураном, торием и калием, свидетельствует о их выплавлении из первичного вещества, залегавшего в недрах планеты. Наличие большого количества углекислого газа в атмо-

сфере Венеры является показателем того, что процесс излияния или извержения магматических пород на поверхность завершился сравнительно недавно или продолжается и в настоящее время.

Сопоставление имеющихся в настоящее время данных о Луне, Земле, Венере и Марсе свидетельствует о том, что, по-видимому, на всех этих телах идет единый геохимический процесс, разделяющий их на оболочки, верхняя из которых — кора — оказывается состоящей преимущественно из базальтов. Вербятно, все планеты земной группы имеют сходное внутреннее строение, хотя каждая из них имеет и существенные отличия, обусловленные ее происхождением, первичным составом, массой и т.д., вследствие чего каждая из планет сейчас находится на соответствующем этапе единого пути эволюционного развития тел Солнечной системы.

ГЛАВА 2

РЕНТГЕНОСПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Рентгеноспектрометрический анализ внеземного вещества по своим возможностям, пожалуй, является вторым (после гамма-спектрометрии) дистанционным методом, применяемым в космических исследованиях. Он позволяет определять с орбиты спутника планеты (если она лишена атмосферы) и с посадочного аппарата содержание основных породообразующих элементов и редких элементов в поверхностных породах планет и спутников. Этот метод широко применяется в лабораторных исследованиях и в настоящее время представлен рядом фундаментальных монографий [87, 92, 97, 175], в которых рассматриваются основы метода, аппаратурные разработки и применение. Мы рассмотрим только бортовую аппаратуру и особенности применения ее в космических исследованиях.

Первый простейший эксперимент по исследованию рентгеновского излучения Луны был поставлен на спутнике Луны АЛС "Луна-10" в 1966 г. С.Л. Мандельштамом и др. [93]. Несколько позднее на самоходных аппаратах "Луноход-1" (1970 г.) и "Луноход-2" (1973 г.) Г.Е. Кочаровым и др. [74, 76, 77] была применена более сложная бортовая аппаратура для рентгенорадиометрического анализа лунного грунта. В данных экспериментах для возбуждения флуоресцентного излучения применялись тритиевые источники. Было определено содержание породообразующих элементов в Море Дождей и в районе кратера Лемонье. В 1972 г. Ю.А. Сурковым и др. [134] для этих же целей была рассмотрена возможность анализа внеземного вещества с помощью бескристального рентгенофлуоресцентного анализатора, в котором используется источник α-частиц ^{238}Pu. В 1972 г. Адлером и др. [179, 182, 197] описан эксперимент, проводившийся с помощью рентгеноспектрометра, установленного на орбитальных модулях КА "Аполлон-15 и -16". Были получены данные по относительному содержанию трех элементов (Mg, Al, Si) в поверхностных породах экваториальной части Луны. В 1973 г. Б. Кларком и др. [227, 228] описана методика измерения и аппаратура для анализа марсианского грунта, в которой источниками возбуждения флуоресцентного излучения являются железо-55 и кадмий-109. Впоследствии данная аппаратура устанавливалась на КА "Викинг-1 и -2". С ее помощью был определен состав марсианского грунта в районах посадки аппаратов. В 1981 г. Ю.А. Сурковым и др. [151] описан рентгенорадиометрический анализ в совершенно иной области — в исследо-

вании элементного состава облаков Венеры. Источниками возбуждения флуоресцентного излучения в образце собранного аэрозоля служили ^{55}Fe и ^{109}Cd. Был определен элементный состав аэрозоля. Наконец, в 1982 г. на АМС "Венера-13 и -14" впервые определялся элементный состав венерианских пород в районах посадки станций. Пробы пород отбирались грунтозаборным устройством, доставлялись внутрь посадочного аппарата, облучались источниками ^{55}Fe и ^{238}Pu. Наведенное флуоресцентное излучение анализировалось многоканальным рентгеновским спектрометром. Были определены содержания элементов от Mg до Fe [14, 152, 166, 494].

Во всех вышеупомянутых экспериментах в качестве детекторов флуоресцентного излучения использовались пропорциональные счетчики с различным газовым наполнением.

В последние годы в лабораторной рентгеноспектрометрии начали использоваться полупроводниковые детекторы из Si(Li) или Ge [41, 42]. В космических исследованиях рентгеноспектрометры с полупроводниковыми детекторами еще не применялись, но перспективность их применения совершенно очевидна.

ОСНОВЫ РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА

При взаимодействии с каким-либо веществом заряженных частиц или фотонов происходит передача частично или полностью их энергии атомам, в результате чего электроны, находящиеся на внутренних орбитах, будучи возбужденными, покидают атомы. Возникшие вакантные места во внутренних оболочках заполняются электронами из внешних оболочек. При этом переходе освобождается энергия, которая выделяется в виде фотонов флуоресцентного излучения. Энергия фотонов соответствует разнице между энергиями двух оболочек и является характеристической для определенных оболочек и элементов. Спектр флуоресцентного излучения каждого элемента состоит лишь из нескольких линий, называемых K, L, M... в зависимости от того, с каких оболочек происходит переход электронов. Однако эти линии имеют и более тонкую структуру — K_{α_1}, K_{α_2}, K_{α_3}... в зависимости от того, из какой подоболочки происходит переход электронов. Энергия перехода каждой серии увеличивается с увеличением атомного номера элемента. Таким образом, измерение этой энергии дает возможность идентифицировать соответствующий элемент, а измерение потока фотонов — определить концентрацию данного элемента.

В классическом методе анализа возбуждение флуоресцентного излучения осуществляется с помощью рентгеновской трубки, а для разделения X-лучей по длинам волн (и, следовательно, по энергиям) используется их дифракция на кристаллах в соответствии с законом Брэгга $n\lambda = 2d\sin\theta$ (где d — параметр кристаллической решетки, θ — угод дифракции, λ — длина волны, кванта, n — порядок дифракции). Схема этого метода показана на рис. 67, *а*. Рентгеновское излучение трубки попадает на анализируемый образец. Возбужденное флуоресцентное излучение коллимируется и направляется на кристалл. При этом в зависимости от длины волны X-кванты рассеиваются под разными углами относительно направления пучка рентгеновского излучения. Таким образом, интенсивность квантов под определенным углом пропорциональна концентрации элемента в облучаемом образце. Этот метод анализа называется дисперсионным.

Другой метод рентгенофлуоресцентного анализа заключается в использовании не волновых свойств (т.е. дисперсии на кристаллах), а способности квантов производить ионизацию атомов, которая пропорциональна энергии кванта, поглощенной в ионизируемой среде. Схематически этот

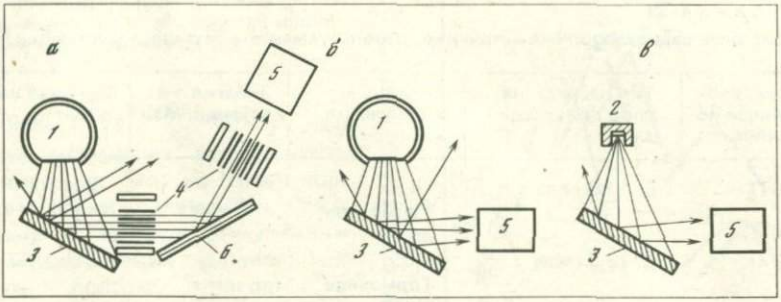


Рис. 67. Схема рентгеновского флуоресцентного анализа

а — дисперсионный метод; *б* — недисперсионный метод (бескристальный); *в* — рентгенорадиометрический метод;

1 — рентгеновская трубка; *2* — радиоизотопный источник; *3* — исследуемый образец; *4* — коллектор; *5* — детектор; *6* — кристалл

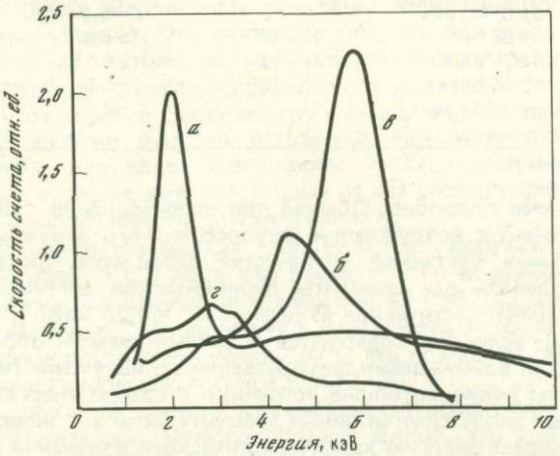


Рис. 68. Спектры флуоресцентного излучения некоторых радиоизотопных источников — T–Zr(*а*); T–Ti(*б*); ^{55}Fe(*в*); ^{238}Pu(*г*)

метод показан на рис. 67,*б*. Анализируемый образец также облучается рентгеновской трубкой, а вторичное флуоресцентное излучение попадает непосредственно в детектор, производя в нем ионизацию. Величина ионизации пропорциональна энергии кванта (если он полностью поглощается в детекторе), поэтому измеряя количество квантов определенной энергии, можно определить концентрацию соответствующего элемента в образце. Этот метод анализа называется недисперсионным (или бескристальным).

Применение рентгеновской трубки в качестве источника возбуждения флуоресцентного излучения связано с рядом неудобств, главным из которых является необходимость источника высокого напряжения ~ 100 кВ. Поэтому широкое применение для возбуждения флуоресцентного излучения (особенно в портативных анализаторах) получили радиоизотопные источники, испускающие *X*- или α-излучение. Метод рентгенофлуоресцентного анализа с применением радиоизотопных источников принято называть рентгенорадиометрическим (см. рис. 67,*в*).

До настоящего времени в космических исследованиях применялся главным образом рентгенорадиометрический метод. Его возможности мы и

Таблица 38

Основные радиоизотопные источники, используемые в рентгенорадиометрии

Радиоизотопный источник	Тип распада, период полураспада	Энергия γ-, X-излучения, кэВ	Энергия α-излучения, МэВ	Природа излучения
T–Ti	$\bar{\beta}$; 12,3 года	4,5 Тормозное до 18		K_α(Ti)
T–Zr	$\bar{\beta}$; 12,3 года	2,05 Тормозное до 18		L сер. (Zr)
^{55}Fe	ЭЗ; 2,6 года	5,9		K_α (Mn)
^{57}Co	ЭЗ; 270 дней	6,4		K_α (Fe)
^{109}Cd	ЭЗ; 470 дней	22,6		K_α (Ag)
^{147}Pm–Al	$\bar{\beta}$; 2,7 года	1,49		K_α (Al)
^{170}Tm	$\bar{\beta}$; 129 дней	52		K_α (Y)
^{210}Po	α; 0,38 года		~5,3	
^{238}Pu	α; 86 лет	13–17	~5,5	L сер. (U)
^{239}Pu	α; 24000 лет	13–17	~5,15	L сер. (U)
^{241}Am	α; 458 лет	14–18	~5,5	L сер. (Np)
^{242}Cm	α; 0,44 года		~6,1	

рассмотрим более подробно. Обычно при использовании радиоизотопов в качестве источников возбуждения флуоресцентного излучения и газовых пропорциональных счетчиков в качестве детекторов оказывается возможным определять все элементы периодической системы, начиная от магния (его характеристическое излучение K_α = 1,25 кэВ) до самых тяжелых элементов, если они содержатся в анализируемом образце не ниже 10^{-1}–10^{-3}%. Для возбуждения флуоресцентного излучения разных элементов необходимы радиоизотопные источники с разной энергией частиц или квантов. Лучше возбуждается линия элемента, если эта энергия источника немного превышает энергию характеристического излучения определяемого элемента. Энергии флуоресцентного излучения породообразующих элементов и редких рассеянных элементов, которые содержатся в пределах чувствительности метода, находятся в основном в интервале ~1–10 кэВ. Для возбуждения флуоресцентного излучения в данном интервале энергий применяются радиоизотопные источники, указанные в табл. 38.

Для возбуждения характеристического излучения основных породообразующих элементов наиболее часто применяется T–Zr-источник. Дифференциальный спектр его излучения показан на рис. 68, *а*. Как видно из рисунка, спектр источника имеет пик, обусловленный *K*-линиями Zr, со средней энергией 2,03 кэВ и широкий максимум в области энергий 5–6 кэВ. Этот источник удобно использовать для возбуждения флуоресцентного излучения либо самых легких элементов (N, O, Na), либо наиболее тяжелых породообразующих элементов (Cr, Mn, Fe, Ni, Co). К сожалению, пик с энергией 2,03 кэВ является некоторой помехой при определении элементов с Z = 12–15, у которых наиболее интенсивные *K*-линии лежат в той же области. Для возбуждения элементов в области K, Ca, Cr обычно используется T–Ti-источник, имеющий спектр излучения с широким максимумом в области 4,51 кэВ (рис. 68, *б*). Наконец, для возбуждения флуоресцентного излучения более тяжелых элементов (Ti, V, Cr) используется источник ^{55}Fe (спектр которого приведен на рис. 68 *в*) или α-источники.

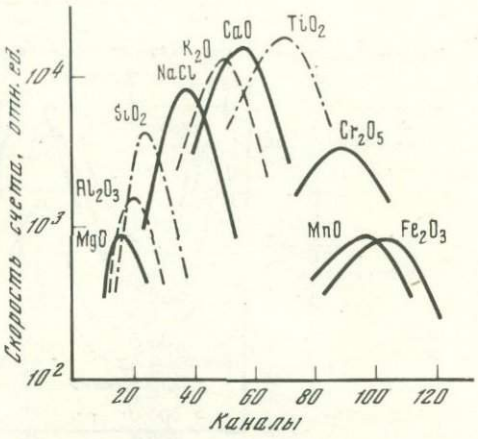


Рис. 69. Зависимость интенсивности флуоресцентного излучения от порядкового номера элемента

Источник $^{55}Fe \xrightarrow{K_{захв}} Mn + K_{5,9кэВ}$ также исключает возможность определения Mn, но годен для более легких элементов. Указанные в таблице α-источники не имеют узких интенсивных пиков, поэтому пригодны в широком диапазоне породообразующих и редких элементов. При торможении в веществе α-частицы расходуют свою энергию в основном на ионизацию валентных электронов. Вероятность ионизации более глубоких электронных оболочек резко убывает. Это связано с тем, что α-частицы, обладая относительно малой скоростью, не могут передать электрону значительную часть своей энергии. Поэтому эффективность ионизации глубинных оболочек зависит и от энергии связи электрона на данном уровне (т.е. от Z элемента), и от энергии α-частиц источника. Интенсивность возбуждения флуоресцентного излучения источником Т—Zr пропорциональна E^5, а эффективность возбуждения α-частицами на акт распада примерно в 10^4 раз выше, чем при использовании Т—Zr-источника.

На рис. 68*г* показана мягкая часть спектра α-источника ^{238}Pu. Кроме α-частиц с энергией ~ 5,5 МэВ, при распаде ^{238}Pu возникает интенсивная линия рентгеновского излучения с энергией 43 кэВ (на рис. не показана) и вторичное излучение, обусловленное переходами K, L, M и т.д. сериями продукта распада плутония — урана-234, — что позволяет эффективно возбуждать K-серии группы элементов с $Z \simeq 12$—30.

На рис. 69 показана зависимость выхода флуоресценции от порядкового номера элемента облучаемого образца. Видно, что с большей эффективностью α-частицами возбуждаются легкие элементы приблизительно до Fe—Ni (особенно эффективно Na, Mg, Al, Si).

Таблица 39

Состав газа-наполнителя и материал окна пропорциональных счетчиков

Газ-наполнитель, %	Окно счетчика, мкм	Определяемый элемент	Космический аппарат
Ar — 90, CH_4 — 10	Al + синтетическая пленка, 10	от Mg до Fe	"Луноход-1" "Луноход-2"
Ar — 90, CO_2 — 9,5, He — 0,5	Be, 25	Mg, Al, Si	"Аполлон-15" "Аполлон-16"
Смеси He, Ne, CO_2, Xe	Al, 5; Be, 25 и 50	от Mg до Fe	"Викинг-1" "Викинг-2"
Kr — 90, CO_2 — 10	Be, 50	S, Cl, Hg	"Венера-12"
Kr — 90, CO_2 — 10	Be, 40	от Mg до Fe	"Венера-13" "Венера-14"
Kr — 90, CH_4 — 10	Be, ~30—35	от Mg до Fe	"Вега-1"
Xe — 90, CH_4 — 10	Be, ~30—35	от Co до Br от Au до Bi	"Вега-2"

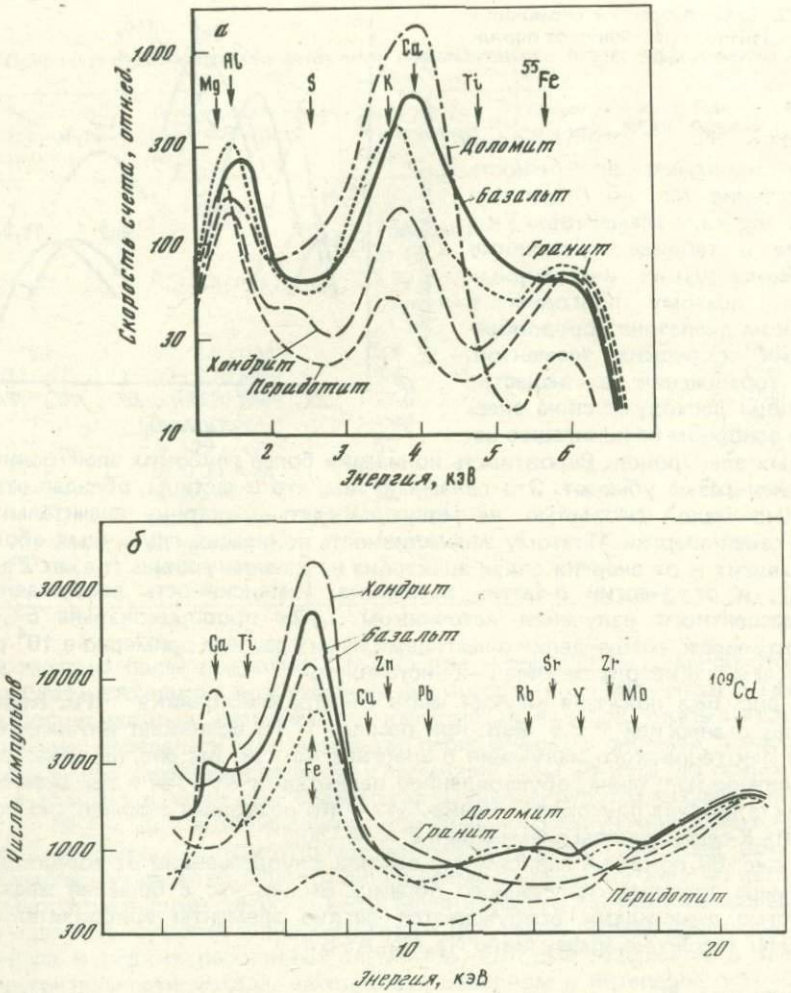


Рис. 70. Спектры флуоресцентного излучения главных типов пород земной коры, возбужденные источниками ^{55}Fe (*а*) и ^{109}Cd (*б*) [505].

Как и источники возбуждения, детекторы излучения подбираются в соответствии с тем, в каком диапазоне энергий находится характеристическое излучение определяемых элементов. В принципе, чем выше энергия флуоресцентного излучения, тем толще может быть окно счетчика и выше атомный номер основного рабочего газа-наполнителя. При этом также учитывается, чтобы газ-наполнитель не имел в рабочем диапазоне энергий свое собственное излучение (пик вылета), которое может возникнуть при облучении его данным радиоизотопным источником. В табл. 39 приведены основные характеристики тех детекторов (пропорциональных счетчиков), которые применялись в космических исследованиях.

Как видно из таблицы, все счетчики наполнялись смесью инертных газов (в разных соотношениях) с небольшой добавкой CO_2 для понижения рабочего напряжения, подаваемого на счетчик. Материалом окна во всех

Таблица 40

Минимальные концентрации элементов в разных породах, определяемые на приборе, применявшемся на КА "Викинг-1 и 2"

Элемент	Минимальная концентрация, %	Тип породы (матрица)	Элемент	Минимальная концентрация, %	Тип породы (матрица)
Mg	2,0	Ультраосновные породы	Ti	0,15	Базальт
			Fe	0,03	Силикат
Al	2,0	Базальт	Ni	0,8	Силикат железа
Si	0,4	Доломит	Cu	0,5	Гранит
P	1,5	Базальт	Zr	0,1	"
S	0,8	"	Rb	0,003	"
Cl	0,3	Изверженные породы (любые)	Sr	0,003	Базальт
			Y	0,01	Оценка
K	0,02	Силикат	Zr	0,004	Андезит
K	0,15	Базальт	Rb	0,005	Сиенит
Ca	0,02	Силикат, дунит	Th	0,008	"
Cr	0,5	Оценка	U	0,008	"
Ti	0,04	Силикат			

случаях являлся бериллий, имеющий малый коэффициент поглощения фотонов. 25 мкм является, по-видимому, предельно минимальной толщиной окна, при которой еще сохраняются необходимые прочность и вакуумная плотность. В некоторых случаях бериллиевое окно дополнительно покрывается фильтрами (тонким слоем магния или алюминия) для дискриминации линий, принадлежащих соседним элементам. В работе [228] окно одного из счетчиков было изготовлено из алюминия толщиной 5 мкм, который одновременно служил и фильтром.

На рис. 70 приведены в качестве примеров спектры флуоресцентного излучения главных типов пород земной коры. Спектры получены при облучении пород мягким (5,9 кэВ) и жестким (22 кэВ) излучением источников ^{55}Fe и ^{109}Cd соответственно. Как видно из приведенных спектров, в области основных породообразующих элементов наблюдаются главным образом три суммарных (не разрешаемых пропорциональными счетчиками) пика: (Mg, Al, Si), (K, Ca) и (Fe, Ni). Однако, несмотря на невысокое разрешение данных детекторов, спектры имеют совершенно четкие различия, что позволяет даже визуально определить характер породы (при грубой классификации), а при метаматической обработке — надежно определить их элементный состав. Несмотря на неразрешенность левого пика, например, видно, что в базальте и граните преобладает Al, в перидотите — Mg. Из среднего пика видно, что в граните больше K, а в остальных породах преобладает Ca. Четко просматривается S в хондрите, в более жесткой части спектра (полученного при облучении пород источником ^{109}Cd) хорошо видны различия в области редких элементов — Rb, Sr и Zn.

В табл. 40 указаны минимальные концентрации породообразующих элементов, определяемые на приборе, использовавшемся на КА "Викинг-1, -2" [505]. Данные приведены лишь для двух десятков элементов, поскольку остальные элементы присутствуют в породах в меньших концентрациях. Из таблицы видно, что элементы легче Mg вообще не определяются (так как их излучение поглощается материалом окна счетчика). Mg и Al можно определить лишь при содержании не ниже нескольких процентов, остальные

породообразующие элементы от Si до Fe определяются в количествах от десятых до сотых долей процента. Наконец, редкие элементы от Rb до тяжелых элементов могут быть определены в количествах до тысячных долей процента.

РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД ВЕНЕРЫ НА АМС "ВЕНЕРА-13" И "ВЕНЕРА-14"

В результате полета к Венере советских и американских космических аппаратов появилось много новых сведений о ее атмосфере и поверхности, однако отсутствие данных о химическом составе поверхностных пород явилось непреодолимым барьером на пути развития обоснованных представлений о происхождении и формировании Венеры. Поэтому при запуске межпланетных станций "Венера-13 и -14" впервые ставилась задача определения состава венерианских пород в районах посадки станций. Станции достигли Венеры в марте 1982 г, проведя телевизионную съемку районов посадки, исследовав характеристики атмосферы и впервые определив элементный состав пород в районах посадки станций.

Районы посадки были выбраны таким образом, чтобы получить данные по рельефу и составу пород наиболее типичных геоморфологических провинций венерианской поверхности. "Венера-13" исследовала породу на холмистой возвышенности, "Венера-14" — в более низменном районе с относительно гладким рельефом. Эти два типа провинций характеризуют большую часть (более 80%) поверхности планеты, поэтому полученные данные по химическому составу пород являются достаточно представительными для венерианской поверхности. Они позволяют с новых позиций подойти к пониманию механизма формирования поверхности и коры Венеры.

Метод анализа и аппаратура, применявшиеся на АМС "Венера-13 и -14", описаны в работах [152, 494], результаты экспериментов и геохимическая интерпретация данных рассматриваются в работах [14, 166].

Устройство и принцип работы аппаратуры

Создание автоматической аппаратуры для определения состава породы в климатических условиях, существующих на поверхности Венеры, представляется чрезвычайно сложной задачей, поэтому была разработана такая техника эксперимента, которая позволила часть операций осуществить в реальных венерианских условиях (отбор образца бурением, снижение давления атмосферы, окружающей породу, транспортировка образца внутрь посадочного аппарата), а часть операций — в относительно нормальных условиях внутри посадочного аппарата (облучение образца, измерение спектров, кодирование и запоминание информации). Анализ элементного состава породы осуществлялся рентгенорадиометрическим методом.

Образец породы для анализа отбирался с помощью грунтозаборного устройства (*ГЗУ*), которое представляет собой миниатюрный бурильный агрегат, способный отбирать образец путем бурения породы практически любой твердости, соответствующей земным типам. Глубина бурения, объем и масса отбираемого образца породы зависят от конкретных условий работы агрегата, и как показали модельные эксперименты (в условиях, приближенных к реальным), достаточны для проведения анализа представительной пробы на содержание основных породообразующих элементов.

На рис. 71 показана схема эксперимента по анализу состава породы на посадочном аппарате станций "Венера-13 и -14". Аналитическая аппаратура находилась внутри посадочного аппарата; снаружи располагались лишь бу-

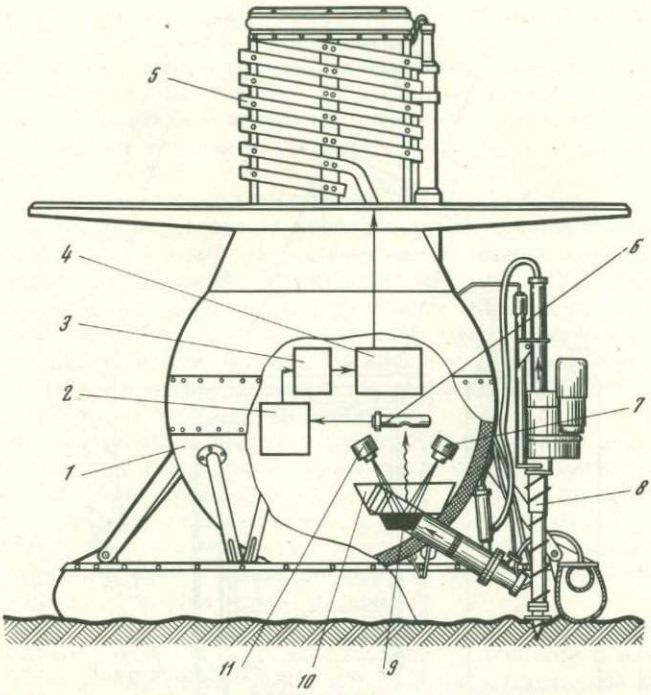


Рис. 71. Схема рентгенофлуоресцентного анализа и расположение функциональных звеньев аппаратуры на посадочном аппарате станций "Венера-13" и "Венера-14"

1 — корпус станции; *2* — блок усиления и коммутации; *3* — анализатор амплитуд импульсов; *4* — *ТМ*-система; *5* — антенна; *6* — детектор; *7* — источник ^{55}Fe; *8* — грунтозаборное устройство; *9* — проба грунта; *10* — грунтоприемник; *11* — источник ^{238}Pu

ровое устройство и устройство для транспортировки образца внутрь аппарата.

После посадки аппарата на поверхность включался двигатель бурового устройства, и буровая колонка опускалась до соприкосновения с поверхностью грунта. Затем производилось бурение и отбор образца грунта, который по трубопроводу поступал в кювету. После наполнения кюветы происходила ее герметизация и откачка атмосферного газа в балластный резервуар (при этом остаточное давление в кювете составляло около 40 мм рт.ст.). Затем по транспортному каналу кювета доставлялась в грунтоприемник, находящийся в измерительной ячейке РФ-спектрометра. Все перечисленные операции по взятию образца грунта и его транспортировке внутрь аппарата производились с помощью пиротехнических средств.

Исследуемый образец в грунтоприемнике облучался радиоизотопными источниками. Возникавшее при этом флуоресцентное излучение регистрировалось детекторами, сигналы с которых через предусилители и усилители поступали в многоканальный анализатор импульсов. Информация, накопленная в анализаторе, периодически выводилась на телеметрическую систему для передачи на Землю.

Конструктивно рентгенофлуоресцентный спектрометр оформлен в виде двух блоков: блока детектирования и многоканального анализатора импульсов. Оба блока располагались внутри герметичного термостатированного отсека посадочного аппарата станции. Для управления и контро-

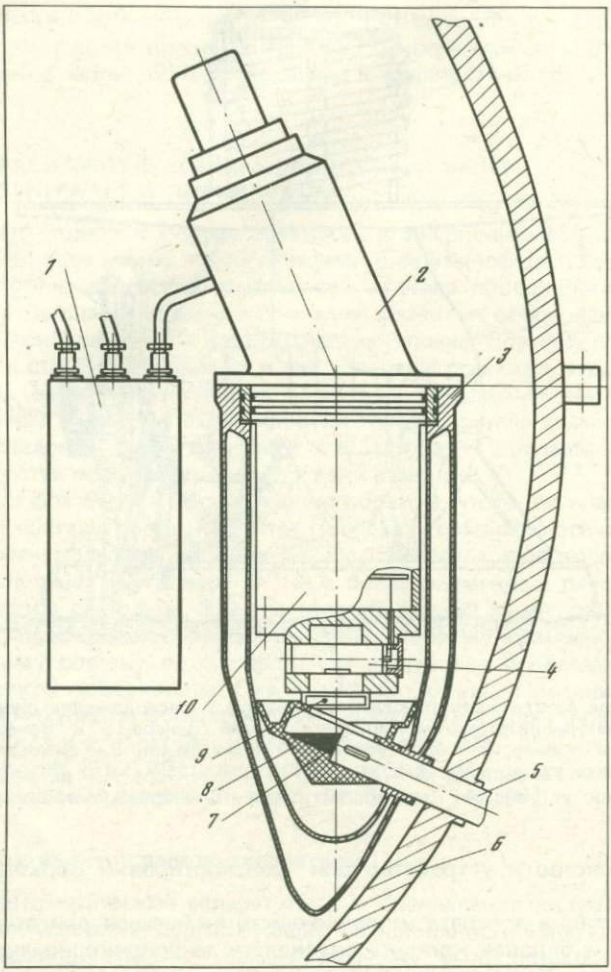


Рис. 72. Устройство и расположение блока детектирования на посадочном аппарате
1 — амплитудный анализатор импульсов; *2* — крышка блока детектирования; *3* — корпус блока детектирования; *4* — счетчик; *5* — шлюз; *6* — корпус ПА станции; *7* — исследуемый образец; *8* — грунтоприемник; *9* — радиоизотопный источник; *10* — электронный блок

ля работы рентгенофлуоресцентного спектрометра разработан специальный лабораторный пульт управления, имитирующий команды, поступающие от бортового программно-временного устройства посадочного аппарата (ПА) и принимающий вместо телеметрической системы кодированную информацию со спектрометра. В состав пульта управления входит мини-ЭВМ "Электроника-60". Вывод информации с пульта управления в виде спектров может осуществляться на осциллоскоп, цифропечать, перфоленту и графопостроитель.

Блок детектирования. Устройство блока детектирования и расположение его на посадочном аппарате показано на рис. 72. Блок детектирования имеет внешний двойной титановый корпус, рассчитанный на давление в 100 атм. Между стенками корпуса находится охлаждающий агент. Высо-

кая прочность корпуса гарантирует работоспособность всей остальной аппаратуры ПА, даже если в аварийном случае произойдет прорыв сквозь шлюзовой канал плотной горячей венерианской атмосферы. Внутри блока детектирования имеются три разделенных отсека: в нижнем отсеке располагается измерительная ячейка, в среднем — электроника (предусилители, усилители, источники питания), в верхнем — датчики давления и температуры.

Корпус среднего отсека представляет собой герметичный цилиндрический стакан, снизу к которому крепится аналитическая ячейка. В ячейке расположены четыре счетчика, установленные попарно во взаимно перпендикулярных направлениях, крепление которых осуществляется с помощью герметичных крышек с резиновыми уплотнениями. Электрическое соединение счетчиков с преобразователями сигналов осуществляется через гермовводы в дне стакана. На внешней торцовой поверхности дна корпуса установлены излучатели таким образом, что поток их излучения направлен в сторону исследуемой пробы.

Корпус электронного отсека с размещенными в нем элементами герметично стыкован с крышкой гермоконтейнера. Герметизация осуществляется с помощью кольцевых уплотнений. Для электрической изоляции корпуса от крышки гермоконтейнера крепление корпуса к крышке выполнено через изоляционные втулки и шайбы. Электрическое соединение блока детектирования с объектом осуществляется с помощью разъема, закрепленного на крышке гермоконтейнера.

На рис. 73 показано взаимное расположение исследуемого образца, газоразрядных счетчиков и радиоизотопных источников в измерительной ячейке блока детектирования. В приборе используются три радиоизотопных источника и четыре газоразрядных счетчика, таким образом образец облучается одновременно всеми источниками, а возбужденное флуоресцентное излучение также одновременно попадает на все счетчики.

На рис. 74 приведена функциональная схема блока детектирования. Флуоресцентное излучение регистрируется четырьмя пропорциональными отпаянными счетчиками, импульсы с которых поступают на входные устройства ВУ 1 и ВУ 2. При этом входное устройство ВУ 1 одновременно принимает импульсы с двух счетчиков (1Б и 2Б), расположенных ближе к исследуемой пробе. Входное устройство в зависимости от команды, подаваемой от программно-временного устройства, пропускает на анализ импульсы с одного из счетчиков. Аналогично работает входное устройство для счетчиков 3Д и 4Д, расположенных дальше от пробы. Сигналы с выходов спектрометрических усилителей поступают на два входа анализатора амплитуд статистически распределенных импульсов. Эти же сигналы поступают на входы двух дифференциальных дискриминаторов ИСС 1 и ИСС 2, далее сигналы с которых в аналоговой форме выведены на систему телеметрии. На телеметрическую систему выведены также показания датчика давления (ДД), измеряющего давление внутри блока детектирования, и двух температурных датчиков ($t_{сч}$, t_g).

Радиоизотопные источники α- и X-излучения. Радиоизотопные источники и детекторы излучения являются принципиальными элементами прибора, выбор и расположение которых обоснованы. Поскольку атомные номера основных породообразующих элементов находятся в диапазоне 12—27, источники излучения выбраны таким образом, чтобы эффективно возбуждать эти элементы и в то же время не создавать мешающего фона в измеряемом диапазоне энергий флуоресцентного излучения. В приборе установлен один источник ^{238}Pu и два источника ^{55}Fe, характеристики которых приведены в табл. 41. Выбор этих источников обус-

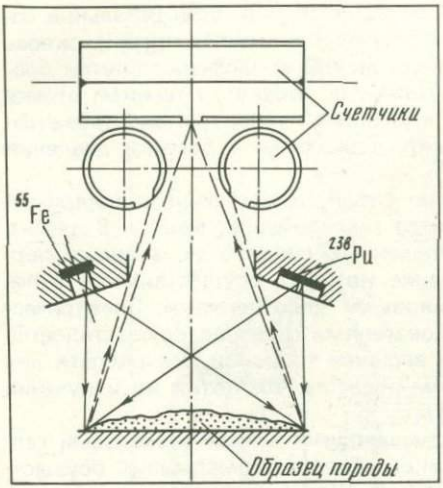


Рис. 73. Взаимное расположение исследуемого образца, радиоизотопных источников и детекторов в РФ-спектрометре

Рис. 74. Функциональная схема блока детектирования

1Б, 2Б — ближайшие счетчики; 3Д, 4Д—дальние счетчики; ВУ1, ВУ2 — входные устройства, Ус1, Ус2 — усилители; ИСС1, ИСС2 — интенсиметры; ДД — датчик давления, $t_{сч}$, t_g — датчики температуры; ТМ — телеметрия, УУ — узел управления

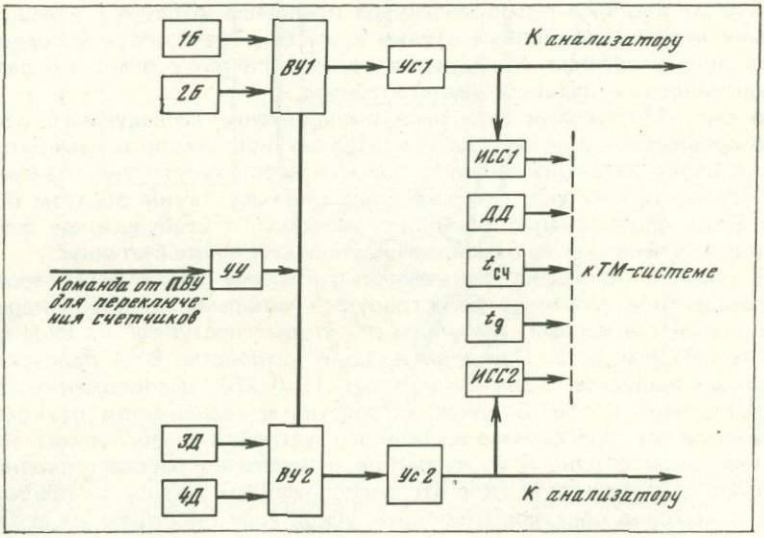


Таблица 41

Характеристики радиоизотопных источников, используемых в приборе

Источник	Период полураспада	Тип распада	Энергия частиц, МэВ	Выход, %
^{55}Fe	2,6 года	ЭЗ	—	100
^{238}Pu	86 лет	α	5,45	28
			5,495	72

ловлен следующими соображениями: α-излучение ^{238}Pu хорошо возбуждает рентгеновскую флуоресценцию наиболее легких элементов — Mg, Al, Si, излучение ^{55}Fe — характеристическое излучение более тяжелых элементов — K, Ca, Ti и, наконец, рентгеновское излучение ^{238}Pu — элементы с еще большими атомными номерами — 24—35.

Методические работы показали, что в данном приборе при выбранной геометрии источник—образец—счетчик выход характеристического излучения группы Mg, Al, Si при возбуждении источником ^{238}Pu в 2—3 раза выше, чем при возбуждении источником ^{55}Fe (для источников, указанных в табл. 41). С другой стороны, применение только ^{238}Pu не позволяет определять элементы группы K, Ca, Ti при малых концентрациях (доли процента).

Используемый в приборе источник α-излучения выполнен в виде прямоугольной керамической пластины размером 42 X 16 мм, на которую нанесен и зафиксирован препарат ^{238}Pu активностью 50 мКи. Пробег частиц с энергией ~ 5,5 МэВ в азоте, заполняющем измерительную ячейку прибора, при рабочем давлении в ячейке, равном ~ 40 мм рт.ст., составляет ~ 70 см, а максимальное удаление исследуемого образца от источников — 6 см. Поэтому практически весь поток α-частиц, испускаемый источником в направлении образца, попадает на его поверхность без существенных изменений энергии.

Источник ^{55}Fe *представляет* собой диск, завальцованный в оправу. Окном для выхода излучения служит фольга из Be. Для улучшения геометрии измерения на источники установлены коллиматоры: для источника ^{238}Pu коллиматор изготовлен из молибдена в виде решетки с размером ячеек 10 X 6 мм и высотой 4 мм. Коллиматор для источника ^{55}Fe выполнен из медной пластины с цилиндрическим отверстием, имеющим ϕ 5 X 5 мм. Такая коллимация снижает уровень фона рассеянного излучения, сохраняя в то же время достаточно большой площадь облучения пробы.

Детекторы X-излучения. Установленные в приборе газоразрядные пропорциональные счетчики имеют рабочий объем 18 X 57 мм и диаметр входного окна 6 мм. Наполнение счетчиков: 90% Kr + 10% CO_2 при давлении 220 мм рт.ст. Корпус счетчика изготовлен из нержавеющей стали толщиной 0,3 мм. Анод источника — вольфрамовая нить диаметром 0,1 мм. Входное окно счетчика выполнено из вакуумно плотной бериллиевой фольги толщиной ~ 40 мкм.

Блок детектирования, в котором находится грунтоприемник и проба, заполняется сухим азотом под давлением ~ 40 мм рт.ст. для избежания эффузивных эффектов при подаче в него грунта. Испытания, проведен-

Энергия γ- и рентгеновского излучения, кэВ	Атомные номера возбуждаемых элементов	Активность источников, установленных в приборе, мКи
5,9 (*K*-излучение Mn)	12—24 (*K*-серия)	2 X 125
13—17 (*L*-излучение U)	20—35 (*K*-серия)	50
43,5 (γ-излучение Pu)	50—82 (*L*-серия)	

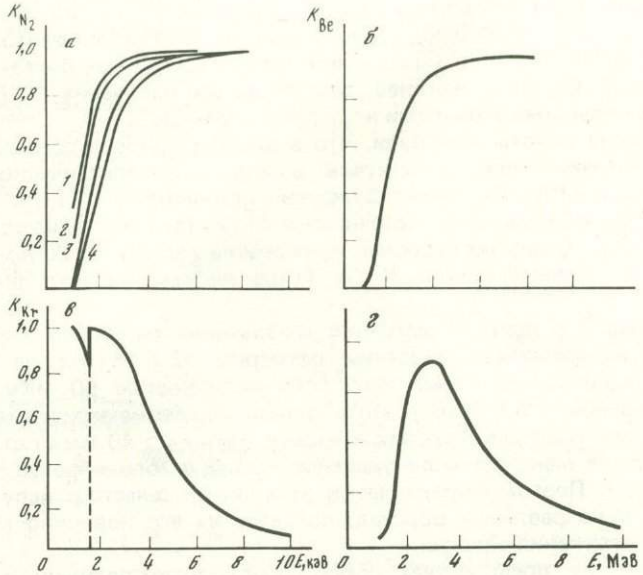


Рис. 75. Поглощение флуоресцентного излучения в азоте (*а*), бериллии (*б*), криптоне (*в*); *г* — эффективность регистрации излучения

ные в условиях, приближенных к реальным, показали, что давление в измерительной ячейке после подачи грунта возрастает не более чем на 2–5 мм рт.ст.

Ослабление рентгеновского излучения в азотной среде характеризуется коэффициентом пропускания

$$K_{N_2} = \frac{I_1}{I_0} = \exp\left[-\mu_1 \rho_1 x_1\right], \tag{37}$$

где I_0 и I_1 — потоки флуоресцентного излучения до и после прохождения азотной среды, $\mu_1 = \mu(E)$ — массовый коэффициент ослабления в азоте, ρ_1 — плотность азота при давлении P, x_1 — расстояние от поверхности анализируемого образца до входного окна счетчика.

В приборе входные окна счетчиков удалены от дна грунтоприемника на расстояния $x_1 = 50$ мм и $x_2 = 70$ мм. На рис. 75, *а* даны значения коэффициента пропускания рентгеновского излучения через азотный поглотитель для этих расстояний и двух значений давления.

На рис. 75, *б* приведен график зависимости коэффициента пропускания рентгеновского излучения через бериллиевую фольгу от энергии флуоресцентного излучения

$$K_{Be} = \exp\left[-\mu_2 \rho_2 x_2\right], \tag{38}$$

где μ_2, ρ_2, x_2 — массовый коэффициент ослабления, плотность и толщина бериллия соответственно.

Поглощение флуоресцентного излучения в самом счетчике характеризуется кривой, представленной на рис. 75, *в*. Коэффициент поглощения в криптоне

$$K'_{Kr} = 1 - \exp\left[\mu_3 \rho_3 x_3\right], \tag{39}$$

где μ_3, ρ_3, x_3 — массовый коэффициент ослабления, плотность и толщина

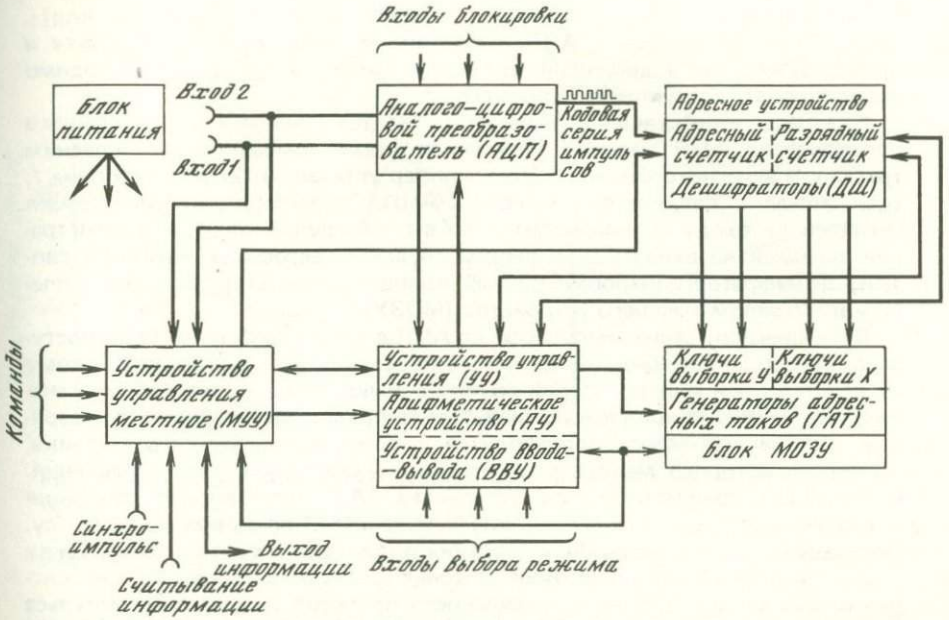


Рис. 76. Функциональная схема анализатора амплитуд импульсов рентгеновского флуоресцентного спектрометра

слоя криптона соответственно. График построен для криптонового поглотителя толщиной 15 мм при составе газовой смеси (90% Kr + 10% CO_2) и давлении в счетчике 220 мм рт.ст. В диапазоне регистрируемых энергий имеется скачок поглощения для $E \sim 1{,}6$ кэВ (L-серия Kr).

Полное поглощение испущенного из образца излучения, обусловленное поглощением излучения в азоте, бериллии и криптоне (без учета геометрии), определяется соотношением

$$K = K_{N_2} K_{Be} K'_{Kr}. \qquad (40)$$

Из графика зависимости K от энергии (см. рис. 75, *г*) следует, что максимальная эффективность регистрации рентгеновского излучения данным прибором имеет место для энергий около 3 кэВ, что соответствует средней энергии рабочего диапазона прибора.

Энергетическое разрешение прибора по линии Mn_{K_α} (5,9 кэВ) соответствует 20—25% в зависимости от разрешения детектора. При рабочих загрузках, не превышающих 10^3 имп/с, энергетическое разрешение и коэффициент газового усиления практически не изменяются. В процессе подготовки и проведения эксперимента общее число зарегистрированных каждым счетчиком импульсов не превышало 10^7, что значительно меньше ресурса работы счетчиков подобного типа, составляющего 10^9 имп. Ресурс работы оценивался практически по партии счетчиков, которые использовались для набора библиотеки спектров пород различного типа.

Многоканальный анализатор. Электрические сигналы с пропорциональных счетчиков через спектрометрические усилители поступают на амплитудно-цифровой преобразователь (АЦП) анализатора импульсов, структурная схема которого представлена на рис. 76. Сигналы от блока детектирования подаются на входы *1* и *2* АЦП, преобразующего амплитуду поступающего сигнала в серию стандартных импульсов, количество ко-

торых пропорционально амплитуде (последовательный единичный код); далее серия импульсов с АЦП поступает на вход адресного счетчика и преобразуется им в двоичный код-адрес канала, в котором необходимо зафиксировать поступление импульсов.

Для разделения каналов анализатора на две группы в узле линейного пропускателя АЦП имеется логическая схема, связанная с последним триггером адресного счетчика. Этот триггер устанавливается в состояние *1*, если сигнал появляется на входе *2* АЦП. Таким образом, регистрация сигналов по входу *2* производится во второй группе каналов, а регистрация сигналов по входу *1* — в первой группе. С адресным счетчиком связаны дешифраторы выборки ключей координатных шин магнитного оперативного запоминающего устройства (МОЗУ).

По окончании серии импульсов из АЦП в узел управления (УУ) поступает импульс, начинающий цикл регистрации сигналов по набранному адресу в первой или во второй группе каналов анализатора. МОЗУ в анализаторе — последовательного типа. Последовательное обращение к разрядам выбранного адреса производится с помощью разрядного счетчика, состояние которого меняется тактовыми импульсами с узла управления. С помощью арифметического устройства (АУ) производится операция добавления единицы к содержимому канала МОЗУ по выбранному адресу. Последовательность указанных операций и временные соотношения между ними задаются узлом управления. В конце цикла регистрации УУ дает сигнал входному устройству о возможности принятия следующего импульса с блока детектирования для измерения, так как в течение времени, необходимого для кодирования амплитуды и ее регистрации, АЦП блокируется.

Команды внешних устройств, опрос информации, накопленной в анализаторе, и выдача информации на телеметрическую систему осуществляется с помощью узла местного управления (МУУ), связанного с узлом управления. При подаче управляющих потенциалов и импульсов на входе выбора режимов УУ анализатора реализуются следующие программы работы спектрометра: набор информации, вывод информации по сигналам запроса внешних устройств с разрушением или сохранением информации. Узел местного управления производит также переключение групп счетчиков в блоке детектирования. Данный анализатор описан в работах [152, 154].

Основные характеристики и параметры РФ-спектометра:

Масса	8 кг
Потребление	9 вт
Число каналов анализатора	256 (2 X 128)
Емкость канала	$2^{16} - 1$ имп.
Диапазон измеряемых энергий	1,1 — 8 кэВ
Энергетическое разрешение	20—25% по линии 5,9 кэВ
Диапазон основных определяемых элементов	от Mg до Fe
Активность источника Pu-238	50 мКи
Активность источника Fe-55	125 мКи

Испытание и предполетная подготовка аппаратуры

Разработка, изготовление и подготовка аппаратуры к полету потребовала большого объема испытаний как отдельных элементов, так и аппаратуры в целом. Одним из основных элементов прибора, определяющим его измерительные и эксплуатационные характеристики, является газоразрядный пропорциональный счетчик. Как видно из рис. 75, *б*, поглоще-

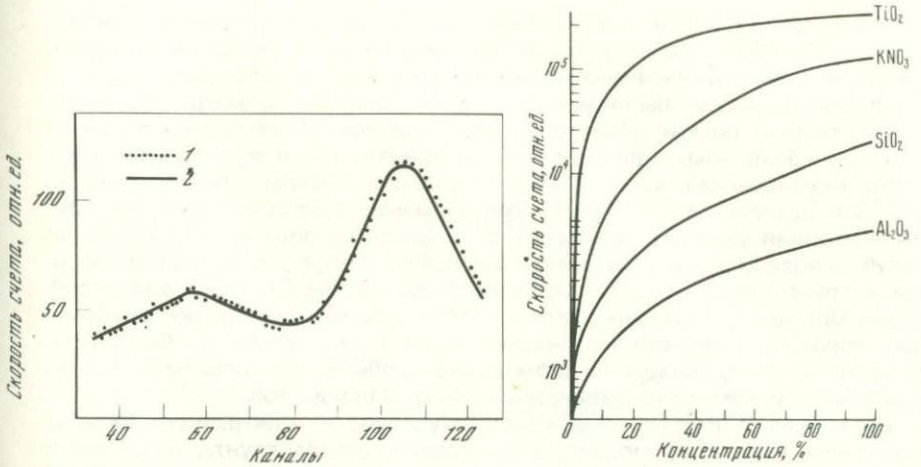


Рис. 77. Флуоресцентные спектры пустого грунтоприемника (фона) до подачи в него грунта

1 — измеренный спектр; *2* — теоретический

Рис. 78. Зависимость скорости счета квантов от содержания элементов в образце

ние излучения в диапазоне энергий 1—3 кэВ сильно зависит от толщины окна. Для повышения чувствительности определения элементов с малыми энергиями излучения желательно уменьшение толщины окна счетчика. С другой стороны, надежность и длительность эксплуатации счетчика, следовательно и прибора в целом, требуют обеспеченния соответствующей прочности входного окна счетчика. Наличие микроотверстий, неустойчивость материала входного окна к перепаду давлений являются основными причинами выхода прибора из строя. В связи с этим большое внимание уделялось выбору материала входного окна. Испытания счетчиков показали, что для сохранения работоспособности на длительное время необходимо, чтобы входное окно счетчика было абсолютно непроницаемо для газа (лучше 10^{-8} л · мкм/с) и сохраняло механическую прочность при многократных перепадах давлений от 0,005 до 1 атм. Окно счетчика было изготовлено из Be толщиной ~ 40 мкм, хотя для повышения эффективности можно было бы использовать более тонкую фольгу.

Другим элементом, определяющим характеристики прибора, является α-источник ^{238}Pu. Защитная пленка источника, будучи достаточно тонкой для того, чтобы пропускать излучение ^{238}Pu, в то же время должна быть радиационно устойчивой и предохранять источник от воздействия окружающей среды. Для проверки сохранности источника в условиях испытаний, соответствующих условиям длительного полета и работы на поверхности Венеры, изучалось воздействие внешних факторов: имитировались механические нагрузки и физико-химическое воздействие среды в термоконтейнере блока детектирования. Испытания позволили выявить необходимые технологические особенности подготовки защитной пленки и конструктивные меры, способствующие сохранности источника. Аналогичные испытания проводились и с рентгеновским источником ^{55}Fe, хотя требования к радиационной устойчивости его покрытия не так существенны, как для плутония. До и после испытаний спектральные характеристики прибора оставались неизменными.

Ставился эксперимент по изучению влияния температуры на работу

прибора (от -50°C до $+50^{\circ}$C. При этом в рабочем диапазоне температур ($-10 \div +50^{\circ}$C) спектральные характеристики прибора существенно не изменялись, а изменение коэффициента усиления не превышало 4%.

Особое внимание было уделено испытаниям спектрометра совместно с механизмом подачи образца породы. Эти испытания были проведены как при нормальных климатических условиях, так и в специальной камере, имитирующей условия на поверхности Венеры (температура до 500°C и давление до 100 атм). При нормальных климатических условиях испытания прибора совместно с механизмом подачи грунта ставили своей основной целью выяснение характера распределения пробы породы в грунтоприемнике. Это было необходимо прежде всего для проведения модельных экспериментов и снятия библиотеки спектров стандартных пород. В результате проведения серии таких испытаний было установлено наиболее вероятное размещение пробы в грунтоприемнике. Оно и принято для измерения библиотеки спектров стандартов.

Испытания в камере, имитирующей условия на поверхности Венеры, позволили полностью моделировать процесс забора грунта, ввод его в грунтоприемник, регистрацию спектра и проведение определения концентрации элементов в реальных условиях.

Все испытания прибора в целом (как автономные, так и комплексные) проводились с помощью специально разработанной наземной контрольно-измерительной аппаратуры, обеспечивающей возможность задания рабочей циклограммы спектрометра, вывод информации на печатающую машинку, перфоратор и осциллоскоп, обработку информации на ЭВМ. Эта же контрольно-измерительная аппаратура использовалась при настройке и регулировке прибора в процессе его подготовки к испытаниям и эксперименту на космическом аппарате.

Методические исследования. Успешная работа аналитической аппаратуры на поверхности Венеры явилась результатом большого объема методических работ, в процессе которых были изучены и решены многие вопросы, касающиеся конструкции прибора, методики измерения и обработки спектров флуоресцентного рентгеновского излучения.

Жесткие ограничения по массе, габаритам и энергопотреблению, специфические требования по механическим и климатическим условиям оказали значительное влияние на выбор типа детектора, геометрии измерения, режима работы и в конечном счете на конструкцию прибора в целом.

Особое внимание было уделено выбору оптимальной геометрии измерения — взаимного расположения радиоизотопных источников, детекторов излучения и анализируемой породы. В процессе проведения длительных испытаний прибора совместно с механизмом подачи грунта была исследована возможность запыления породой радиоизотопных источников и детекторов излучения, в результате чего было найдено оптимальное давление атмосферы ~ 40 мм рт.ст. в измерительной ячейке прибора. Поскольку величина давления может влиять на интенсивность аналитических линий элементов в мягкой области спектра, были проведены методические работы по исследованию интенсивности и формы спектров различных пород и отдельных окислов при варьировании давления в зоне анализа от 20 до 310 мм рт. ст. Результаты этих исследований позволили внести необходимые поправки в спектры.

Как известно, важным фактором в рентгенофлуоресцентном анализе является приготовление пробы. Для надежности срабатывания аппаратуры в механизме подачи грунта не были предусмотрены приспособления для его формирования. Проба грунта доставлялась в измерительную ячейку в том же структурном виде, как забиралась буровым устройством.

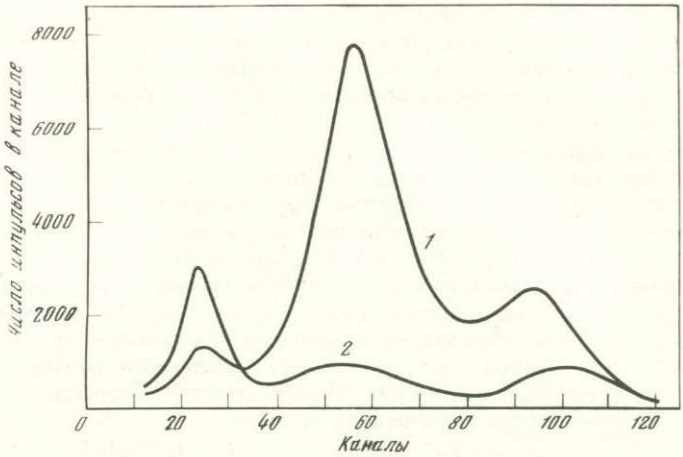


Рис. 79. Спектры флуоресцентного излучения, возбужденного в граните источниками ^{55}Fe (*1*) и ^{238}Pu (*2*)

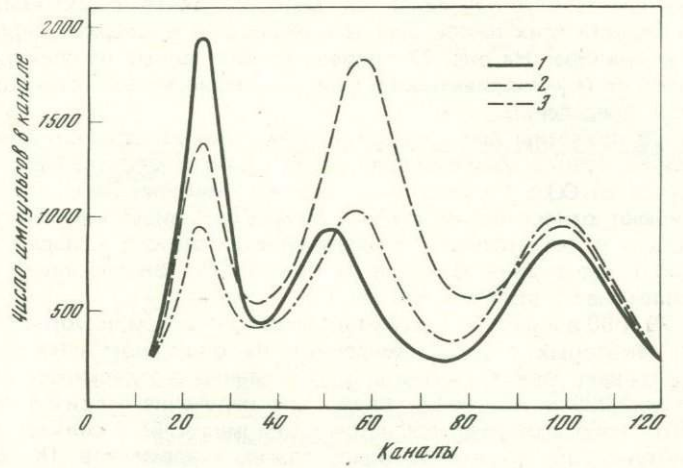


Рис. 80. Спектры флуоресцентного излучения, возбужденного в граните (*1*), базальте (*2*) и дуните (*3*) источниками ^{238}Pu и ^{55}Fe при их одновременном использовании

В связи с этим был проведен цикл модельных экспериментов для изучения зависимости формы спектра от размера частиц в пробе грунта, от веса забранной пробы, от положения пробы в грунтоприемнике. Измерения выполнялись для одной и той же породы при изменении одного какого-либо параметра и постоянстве остальных. Размер частиц изменялся от 0,25 до 5 мм, вес от 0,3 до 7 г. Было исследовано также множество различных вариантов геометрии расположения пробы. Результаты этих исследований учитывались при обработке спектров, измеренных на поверхности Венеры, и при расчете систематических ошибок определения концентраций основных породообразующих элементов. Наиболее вероятное распределение пробы породы в грунтоприемнике использовалось при предполетной калибровке аппаратуры и измерении библиотеки спектров стандартов пород.

При подготовке эксперимента были измерены разрешающие способности и эффективности детекторов, определены зависимости коэффициентов усиления трактов спектрометра и дрейфов "нуля" энергетических шкал от температуры, а также определены ресурсы работы газоразрядных счетчиков.

Специальный цикл методических работ был посвящен исследованию спектра пустого грунтоприемника. Грунтоприемник и все стенки измерительной камеры покрыты фторпластом, поэтому при отсутствии образца в грунтоприемнике детекторы регистрируют лишь рассеяное рентгеновское излучение радиоизотопных источников. Спектор рассеянного излучения радиоизотопных источников пустого грунтоприемника представляет собой кривую с двумя хорошо выраженными пиками: пик, расположенный в средней части спектра, обусловлен рассеянием рентгеновского излучения источника ^{238}Pu; второй пик обусловлен рассеянием рентгеновского излучения ^{55}Fe, имеющего энергию 5,9 кэВ. Эти пики хорошо аппроксимируются суммой гауссовых распределений.

$$f(x) = a_1 + a_2 x + a_3 \exp\left[-\frac{(x-a_4)^2}{2a_5^2}\right] + a_6 \exp\left[-\frac{(x-a_7^2)}{2a_8^2}\right], \qquad (41)$$

где коэффициенты a_i определяются методом наименьших квадратов.

Центры тяжести этих пиков использовались для проверки энергетической шкалы прибора. На рис. 77 приведены измеренные на спектрометре спектры пустого грунтоприемника и аппроксимация этих спектров суммой гауссовых распределений.

На рис. 78 показаны для некоторых элементов зависимости интенсивности флуоресцентного излучения от концентрации. В качестве наполнителя использовался Li_2CO_3. Из рисунка видно, что наиболее легкие элементы (Al, Si) имеют относительно слабую, близкую к линейной зависимость скорости счета от концентрации. С увеличением атомного номера элемента наблюдается более резкая зависимость при малых концентрациях и, наоборот, — более слабая при больших (K, Ti).

На рис. 79 и 80 в качестве примера приведены спектры флуоресцентного излучения некоторых пород, измеренные на описанном спектрометре. Рис. 79 показывает спектры гранита, возбужденные в отдельности источниками плутоний-238 и железо-55. Видно, что излучение легких элементов (Mg, Al, Si) слабо возбуждается источником железо-55 и сильно — источником плутоний-238. В области более тяжелых элементов (K, Ca, Ti) имеет место обратная картина. Одновременное использование обоих источников дает возможность эффективно возбуждать флуоресцентное излучение во всем диапазоне породообразующих элементов от Mg до Fe, что иллюстрирует рис. 80 (приведены спектры пород, широко распространенных в земной коре, — гранита, базальта и дунита).

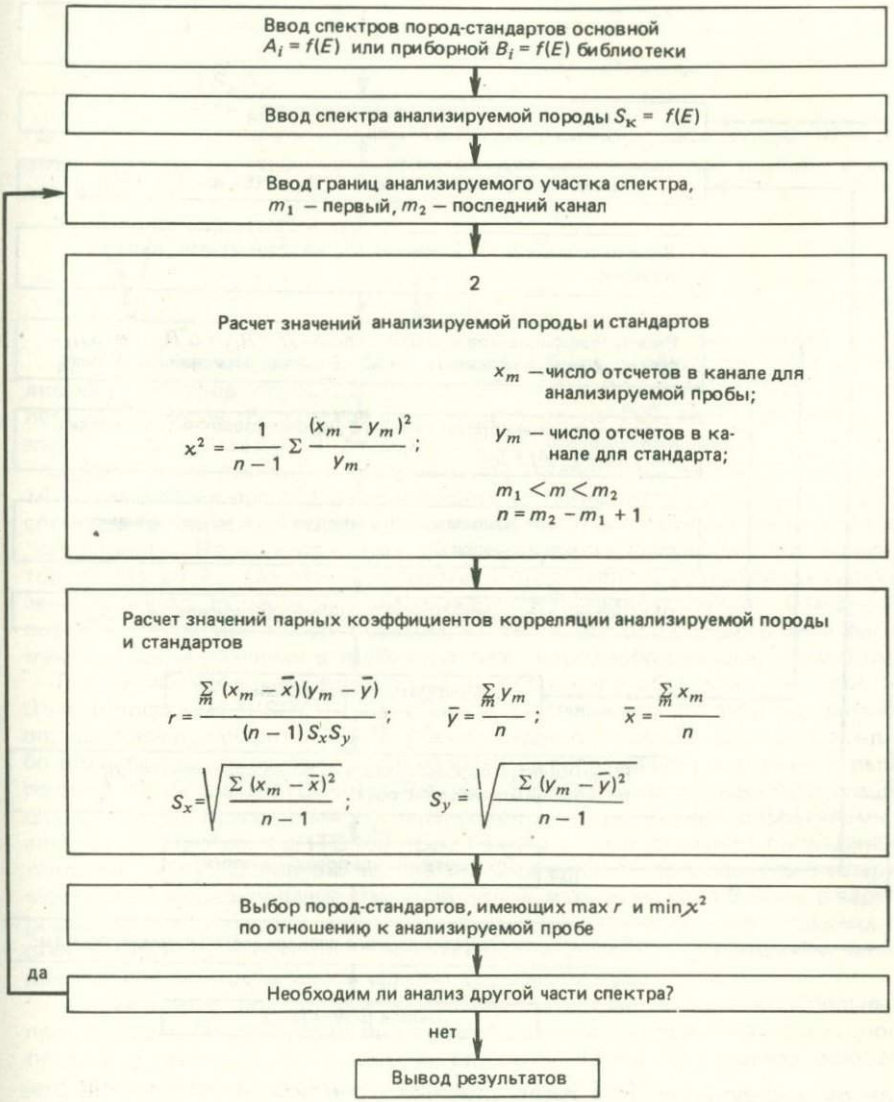
Метод обработки рентгеновских флуоресцентных спектров

Сложные физические условия проведения эксперимента на Венере потребовали применения простых и надежных детекторов — газоразрядных пропорциональных счетчиков. Обусловленное этим невысокое энергетическое разрешение прибора приводит к некоторым особенностям в измерении интенсивности аналитических линий и определении содержания отдельных элементов.

В спектрах рентгеновского флуоресцентного излучения пород аналитические линии основных элементов распределяются в три группы: 1) магний,

Таблица 42

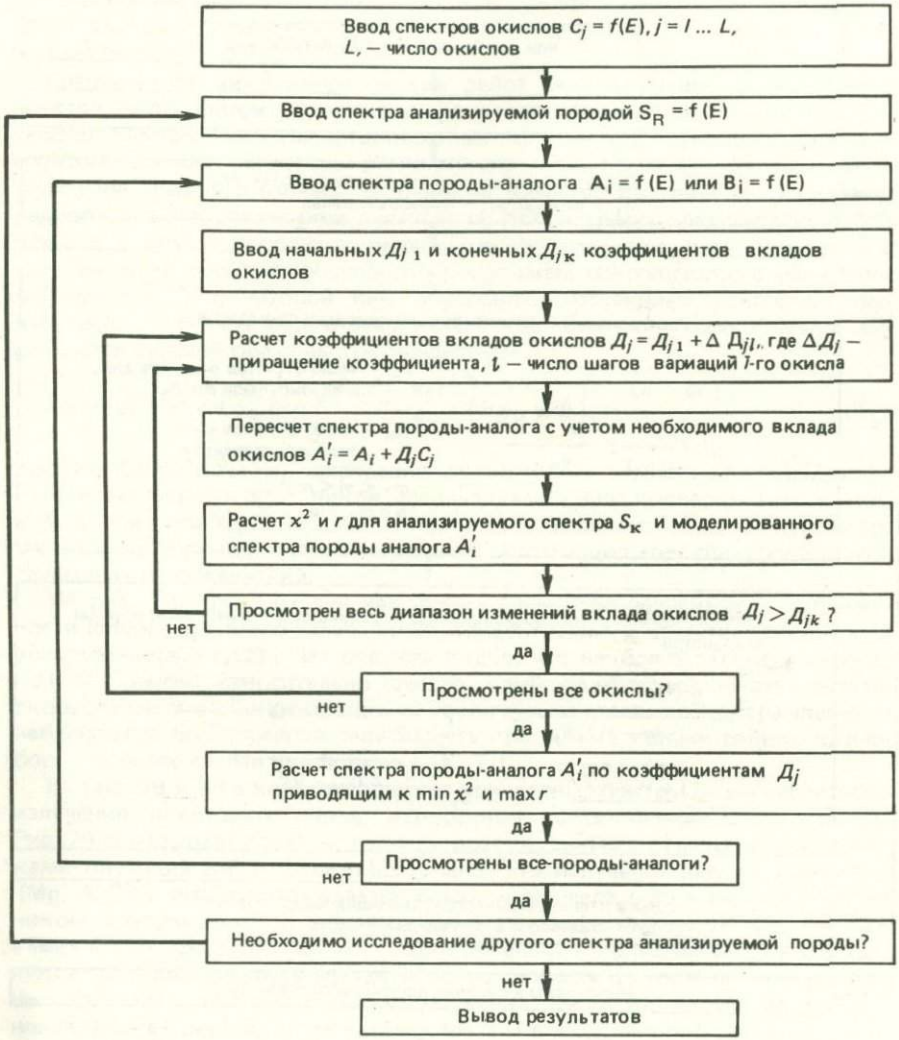
Блок-схема программы "HICOR"



алюминий, кремний; 2) калий, кальций, титан; 3) марганец, железо. Поэтому выделение в таких спектрах аналитических линий отдельных элементов приводит к большим ошибкам, что в свою очередь не позволяет применять для обработки спектров традиционные методы уравнений связи и множественной регрессии [92]. В связи с этим в качестве первого этапа обработки спектров нами был применен статистический метод сравнения анализируемых спектров с библиотечными спектрами стандартов пород с известным химическим составом. Метод основан на использовании корреляционного анализа и критерия согласия Пирсона (критерий χ^2). Приз-

Таблица 43

Блок-схема программы "ITERA"



наком адекватности двух распеределений — анализируемого и библиотечного спектров — является максимальное значение коэффициента корреляции r и минимум χ^2.

Значения χ^2 определяются по формуле

$$\chi^2 = \frac{1}{n-1} \sum_i \frac{(x_i - y_i)^2}{y_i}, \qquad (42)$$

где x_i — число отсчетов в канале для спектра анализируемой породы; y_i — число отсчетов в канале для спектра стандартной породы; n — число каналов.

Расчет значений парных коэффициентов корреляции проводится по выражению

$$r = \frac{\sum\limits_i (x_i - \overline{x})(y_i - \overline{y})}{(n-1) S_x S_y}, \qquad (43)$$

где x, y, n — те же значения, что и в формуле (42); $\overline{x}$, $\overline{y}$ — усредненное по всем каналам спектра число отсчетов для анализируемой породы и для стандарта;

$$S_x = \sqrt{\frac{\sum\limits_i (x_i - \overline{x})^2}{(n-1)}}, \qquad S_y = \sqrt{\frac{\sum\limits_i (y - \overline{y})^2}{(n-1)}}. \qquad (44)$$

Для реализации данного метода анализа было необходимо создать библиотеку спектров пород-стандартов. В связи с этим на приборе-аналоге летних приборов была измерена библиотека из 200 пород с известным элементным составом. В дальнейшем эта библиотека будет называться "основной". На приборах, которые были установлены на КА "Венера-13 и 14", в период их предполетной калибровки также было измерено по 15—20 спектров стандартов пород различного типа. Эту библиотеку назовем "приборной". На всех приборах были измерены спектры окислов элементов от Mg до Fe. Основная библиотека представлена различными типами земных пород, существенно различающихся по своему составу. Стандарты пород подбирались таким образом, чтобы в пределах одного типа были максимальные различия в концентрациях породообразующих элементов.

В табл. 42 приведена блок-схема первого этапа обработки спектров на ЭВМ (программа HICOR) [154]. В результате реализации этой программы определялся предварительный состав исследуемой породы. Если в какой-либо области анализируемого спектра имелось расхождение со спектром выбранного по программе HICOR стандарта, дополнительно применялся итерационный метод, основанный на варьировании концентраций определяемых элементов (программа ITERA). Блок-схема этой программы приведена в табл. 43 [154]. Одновременно на приборе-аналоге проводилось экспериментальное моделирование спектров пород, измеренных на Венере, с варьированием концентраций отдельных элементов. До получения сходимости стандартного и анализируемого спектров в пределах погрешности определения состава требовалось обычно до десяти итераций.

В программу подготовки эксперимента входил анализ контрольных проб породы. После проведения анализа результаты обработки были сопоставлены с паспортными данными для этих пород. В пределах ошибок результаты анализа совпадали с паспортными данными.

Измерения на поверхности Венеры

После посадки спускаемого аппарата на поверхность Венеры работа рентгенофлуоресцентного спектрометра осуществлялась в соответствии с заданной циклограммой (рис. 81). В течение первых 32 с после посадки спускаемого аппарата проводилось измерение спектров пустого грунтоприемника первой группой счетчиков (одним ближним и одним дальним) и вывод этих спектров. Одновременно проводился вывод информации с температурных датчиков, датчика давления и интенсиметров. Следующим

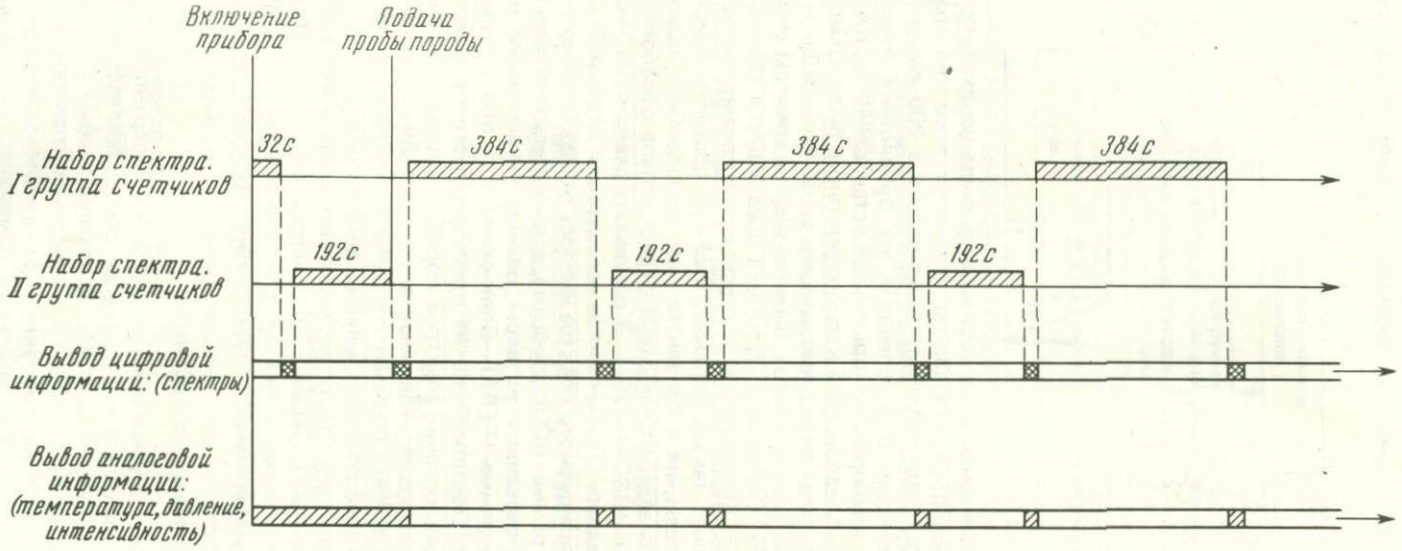


Рис. 81. Циклограмма работы РФ-спектрометра на поверхности Венеры

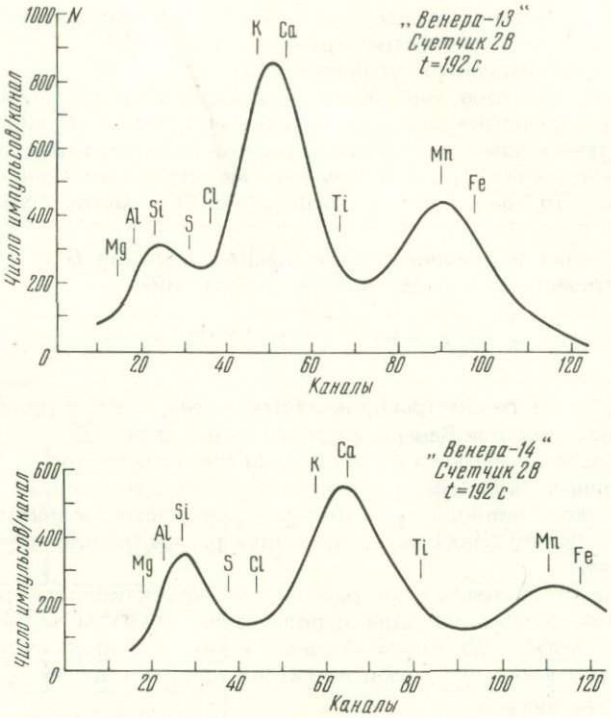


Рис. 82. Спектры флуоресцентного излучения венерианской породы, измеренные станциями "Венера-13" и "Венера-14"

этапом было измерение в течении 192 с спектров пустого грунтоприемника второй группой счетчиков (также одним ближним и одним дальним) и вывод соответствующей информации. Через ~ 4 мин после посадки в грунтоприемник была подана проба породы с помощью механизма подачи грунта, затем последовательно измерены спектры пород поочередно первой и второй группами счетчиков с выводом информации после каждого набора спектров. Измерения проводились в течение всего времени активного существования аппаратов на поверхности Венеры. Станция "Венеры-13" работала на поверхности 127 мин, измерив 38 спектров; станция "Венера-14" — 53 мин, измерив 20 спектров. Длительность измерения каждого спектра счетчиками первой группы составляла 384 с, второй группы — 192 с.

В течение всего цикла работы прибора периодически передавалась также аналоговая информация с датчиков, установленных в приборе: датчика давления, трех датчиков температуры и двух интенсиметров. Вся аналоговая информация свидетельствовала о нормальной работе прибора.

На рис. 82 в качестве примеров приведены спектры флуоресцентного излучения проб венерианской породы, отобранных в районах посадки станций "Венера-13 и -14". Оба спектра измерены за 192 с одним из ближних детекторов.

Анализ спектров и результаты эксперимента. Первый этап обработки заключался в анализе спектров пустого грунтоприемника: были определены центры тяжести пиков рассеянного излучения. Поскольку энергии, соответствующие максимумам этих пиков, известны, были построены калибровочные зависимости канал—энергия для момента измерения грунта.

Это позволило надежно определить положение пиков основных породообразующих элементов в спектрах грунта Венеры.

Значения коэффициентов усиления и дрейфа нуля, необходимые для трансформации спектров, определялись двумя способами. Первый способ заключался в определении центров тяжести энергетических линий окислов (для библиотечных спектров) и пиков рассеяния пустого грунтоприемника (для венерианских спектров) и получении методом наименьших квадратов прямой $E = a + bn$, где n – номер канала, a и b – параметры прямой канал–энергия.

Тогда значения изменений коэффициента усиления G и дрейфа нуля шкалы спектрометра D определяются из выражений

$$G = b_i/b_k; \quad D = \frac{1}{b_k}(a_k - a_i), \tag{45}$$

где a_i, b_i и a_k, b_k – параметры прямых канал–энергия соответственно для анализируемых спектров Венеры и библиотечных спектров.

Второй способ заключался в совмещении спектров пустого грунтоприемника, измеренных на Венере, со спектрами пустого грунтоприемника лабораторного аналога прибора, на котором измерялась основная библиотека спектров. Критерием совмещения этих двух распределений является минимум значения χ^2.

Для введения поправки на различие в эффективности регистрации рентгеновского излучения были использованы спектры чистых окислов элементов от магния до железа и одних и тех же пород, измеренных на лабораторном аналоге прибора и на летних приборах до их установки на космический аппарат.

В спектры, измеренные на поверхности Венеры, была также введена поправка на распад нуклида Fe = 55, имеющего период полураспада 2,6 года. Для сравнения измеренных на Венере спектров с приборной библиотекой вводилась лишь одна поправка – на распад радиоизотопного источника Fe = 55.

Следующий этап обработки заключался в проведении корреляционного анализа и сравнения анализируемых и библиотечных спектров с помощью критерия согласия Пирсона.

Затем спектры отобранных библиотечных пород были трансформированы итерационным методом, в результате чего коэффициент корреляции достиг 0,99.

Концентрация окислов в анализируемой породе определялась как средняя по библиотечным породам, отобранным по программе HICOR и трансформированным по программе ITERA. Общая блок-схема программы обработки спектров пород Венеры приведена в табл. 44 [154].

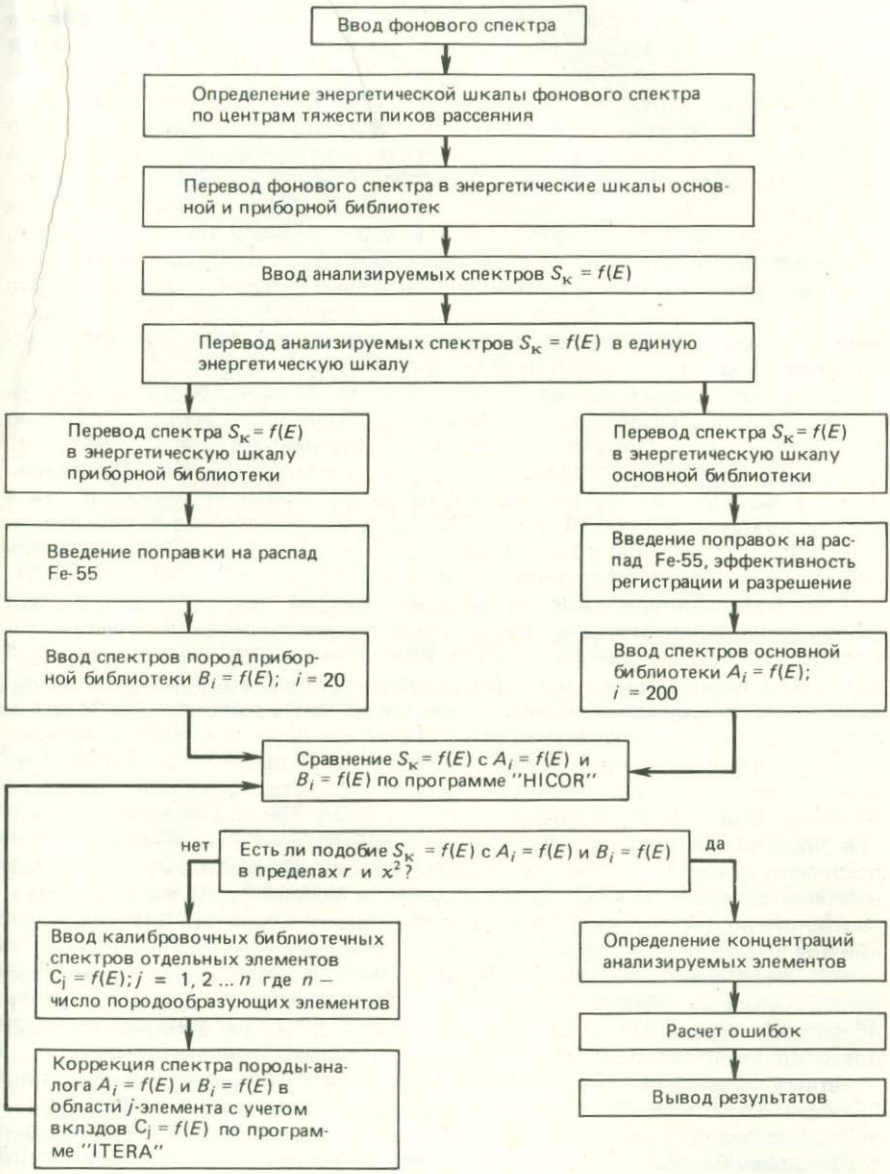
Ошибка в определении концентрации окислов в породе Венеры складывается из случайной ошибки, которая определяется как среднеквадратичное отклонение выборки, и систематической, включающей наличие неконтролируемых факторов, связанных с неопределенностью геометрии и веса анализируемой породы, а также размером частиц породы, поданной грунтозаборным устройством. Упомянутые выше методические работы, проведенные в предполетный период, позволили определить эту ошибку.

В результате обработки измеренных на поверхности Венеры спектров получен элементный состав пород в местах посадки станций "Венера-13 и -14" (см. табл. 12).

Как оказалось, обе породы имеют близкие содержания окислов основных породообразующих элементов (Si, Al, Mg, Fe), что свидетельствует

Таблица 44

Общая схема обработки информации



об их принадлежности к единому классу пород. Вместе с тем наблюдается существенное различие в содержаниях Ca и K и других элементов. Этот факт указывает, по-видимому, на разные условия формирования данных пород.

Как известно из радиолокационных данных, поверхность Венеры подразделяется на три главных типа геоморфологических провинций: высоко-

горные плато (8%), холмистые возвышенности (65%) и гладкие низменности (27%) [369].

В этой классификации холмистые возвышенности являются наиболее распространенным типом венерианской поверхности. Они располагаются на высотах 0,5—2 км выше нулевого уровня (R_0 = 6051 км). Обилие крупных кольцевых структур (предположительно ударного происхождения) и сглаженность рельефа указывают на древность этих районов. Можно полагать, что холмистые возвышенности, составляющие значительную часть поверхности, являются сохранившейся древней корой Венеры.

Вторым по распространенности структурно-морфологическим типом поверхности, располагающимся на 0,5—2,0 км ниже нулевого уровня, являются низменности с относительно сглаженным рельефом, в пределах которых практически не отмечается крупных ударных кратеров. Это свидетельствует об их относительно более молодом возрасте по сравнению с холмистыми возвышенностями, а аналогия с Луной и Марсом позволяет предполагать их базальтовый состав.

Менее распространенными на Венере и, пожалуй, наиболее сложно построенными являются высокогорные плато (Иштар и Афродита) с сильно пересеченным рельефом, многочисленными горными хребтами.

Станция "Венера-13" совершила посадку на возвышенность, расположенную на высоте 1,5—2,0 км над нулевым уровнем поверхности в точке с координатами $\varphi = -7°30'$ и $\lambda = 303°11'$, а "Венера-14" — в более низменном районе, расположенном на высоте $\sim$0,5 км над нулевым уровнем поверхности, в точке с координатами $\varphi = -13°15'$ и $\lambda = 310°09'$ (рис. 8.3).

Сравнение панорам районов посадки станций позволяет видеть, что морфология поверхности и облик пород в местах посадки существенно отличаются [14]. В районе посадки АМС "Венера-13" видна каменистая пустыня с невысокими выступами коренных скальных пород, в понижениях между которыми — более темная поверхность рыхлого, мелкозернистого грунта. Как следует из табл. 11, состав породы в районе посадки станции "Венера-13" представлен калиевым нефелиновым сиенитом, а на Земле этот тип изверженной породы является довольно редким. Высокие содержания в породе калия, магния при невысоком содержании кремнезема свидетельствуют о большой глубине генерации исходных расплавов и малой степени их дифференциации. По-видимому, эта порода является древней. В пользу этого говорят и усилия бурового устройства, соответствующие бурению выветрелого пористого базальта [12], и внешний вид эродированной породы, снятой на панораме.

На панорамах района посадки АМС "Венера-14" виден относительно ровный участок каменистой равнины — сплошное уходящее к горизонту обнажение породы, имеющей здесь слоистое сложение с горизонтальной ориентировкой расслоенности. Поверхность имеет извилистые трещины, заметных скоплений темного грунта в отличие от места посадки АМС "Венера-13" в пределах видимости нет. Состав породы в районе посадки станции соответствует широко распространенным на Земле океаническим толеитовым базальтам. Усилия бурового устройства в этом случае были меньше, чем в районе посадки "Венеры-13", и соответствовали уплотненному пепловому материалу типа вулканического туфа [12]. Такой материал, как известно, на Земле выбрасывается в результате взрывных извержений вулканов, однако толеитовым базальтам земной коры не свойствен эксплозивный характер. Они образуются в результате лавовых излияний более вязкой магмы.

Сравнивая Землю, Венеру и Луну, нетрудно видеть, что основные типы провинций на всех этих телах подобны: древняя кора (континенты на Зем-

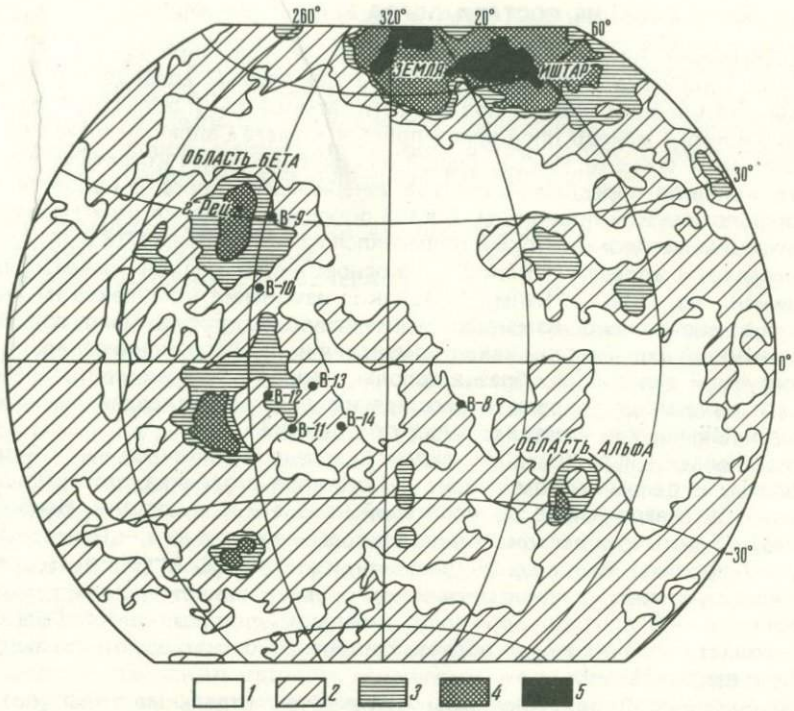


Рис. 83. Схематическая карта поверхности Венеры, построенная по радиолокационным данным КА "Пионер-Венера". На карте указаны районы посадки АМС "Венера"

1 — гладкие низменности; *2* — холмистые возвышенности; *3* — горные районы; *4* — вулканические структуры; *5* — горные хребты

ле, холмистые возвышенности на Венере, материки на Луне) и более молодые образования (океаническая кора на Земле, низины на Венере, кольцевые моря на Луне).

Дифференциация вещества Земли, как известно, привела к образованию континентальной коры, состоящей главным образом из гранитов и метаморфизованных пород, и океанической коры, состоящей из толеитовых базальтов. Дифференциация вещества Луны завершилась образованием древней материковой габбро-анортозитовой коры и сравнительно молодых базальтовых морей. Данные, полученные станциями "Венера-13 и -14" о составе венерианских пород, свидетельствуют в пользу того, что эволюционный путь Венеры отличен от земного и тем более лунного.

На Венере, по-видимому, отсутствие воды в период формирования пород привело к тому, что мы не наблюдаем большого разнообразия пород. Возможно, что основная часть поверхности Венеры (более 80%), включающая холмистые возмышенности и гладкие низменности, покрыта лишь базальтовыми породами, вышедшими на поверхность из разных глубин и в разные времена формирования коры. Исключением могут быть лишь земли Иштар и Афродита, рассматриваемые далее.

Таковы представления о поверхности и коре Венеры, которые вытекают из анализа данных по химическому составу венерианских пород в районах посадки АМС "Венера-13" и Венера-14".

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА ПОРОД ВЕНЕРЫ НА КА "ВЕГА-2"

Космический аппарат "Вега-2" был запущен в декабре 1984 г. В июне 1985 г. он доставил в атмосферу Венеры спускаемый аппарат, предназначенный для исследования ее поверхности, атмосферы и облаков, и сделав гравитационный маневр продолжил полет к комете Галлея, встреча с которой состоится в марте 1986 г. Одной из основных задач космического аппарата, является определение состава венерианских пород в новой геолого-морфологической провинции. Состав пород определялся рентгенорадиометрическим методом, который применялся на АМС "Венера-13 и -14".

Посадочный аппарат "Вега-2" в основе своей подобен ранее применявшимся на АМС "Венера". Однако изменение комплекса научных приборов значительно изменило и конструкцию посадочного аппарата и его внешний вид. Внесены также изменения и в конструкцию аппаратуры, используемой для отбора образца породы и определения его состава. В целом эти изменения привели к расширению диапазона определяемых элементов и повышению чувствительности метода анализа.

Район посадки КА "Вега-2" находится в северо-восточной части Земли Афродиты. В целом в этом районе наблюдается различная топография — от низин на северо-западе до предгорий на юге и юго-востоке. Наиболее высокой областью на востоке являются горы Атма, на юге — Центральное нагорье Афродиты. Все предыдущие станции от "Венеры-8" до "Венеры-14" были посажены либо на приподнятых холмистых равнинах, либо на гладких низменностях. В противоположность этому, район посадки КА "Вега-2" представляет собой типичную область постепенного перехода от холмистых равнин к высокогорью.

На предгории Земли Афродиты встречаются отдельные горы, возвышающиеся над низменностью на 2—3 км. Место посадки расположено около горы высотой 3,4 км. Средний уровень поднятия $1{,}75 \pm 0{,}4$ км, средняя шероховатость $\sim 2{,}6^\circ$. Однако диапазон шероховатостей перекрывает весь спектр от 1° до 10°. Это вызвано близостью гор. В среднем шероховатость района посадки близка к средней для Венеры. Средняя отражательная способность $\sim 0{,}11$. Она также близка к средней для планеты (хотя локально наблюдаются большие различия). Такая отражательная способность соответствует каменистой поверхности, с небольшим покрытием мелкозернистым материалом.

Уровень поднятия в точке посадки ($6^\circ 26'$ ю.ш., $181^\circ 5'$д.) посадочного аппарата станции "Вега-2" составляет 1,1 км над средним уровнем поверхности Венеры ($R = 6051$ км).

Результаты определения состава породы в районе посадки станции приведены в табл. 11. Рассмотрение состава этой породы приводит к мысли о том, что в районе посадки станции "Вега-2" мы встретились с вулканической породой, состав которой значительно отличается от ранее исследованных пород.

Сравнение породы Земли Афродиты с породами Луны, Земли и Марса свидетельствует о наибольшем сходстве ее состава с породами группы анортозит-норит-троктолит (АНТ), составляющими основу древней материковой коры Луны (состав лунных пород группы АНТ приведен в работе [13]). Эта лунная кора образовалась в самом начале формирования Луны в период аккреции и разогрева ее верхнего слоя от ударов крупных тел. На Луне она составляет большую часть поверхности. Такая кора, по-видимому, сохранилась и у Марса, но покрывает меньшую площадь. Наконец, видимо, остатки подобной коры обнаружены КА "Вега-2" на высокогорном массиве Афродиты (можно полагать, что и на Земле Иштар за-

легают породы, близкие по составу к АНТ). Таким образом, по-видимому, на всех телах (Луна, Марс, Венера и Земля), состав пород которых был исследован, в период аккреции формировалась первичная полевошпатовая кора. Однако чем больше тело, тем меньше она сохранилась. В частности, на Земле она, по-видимому, была полностью перекрыта слоем базальтовых пород. Именно этот вывод следует из результатов исследования состава породы на земле Афродиты КА "Вега-2".

РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АЭРОЗОЛЯ ОБЛАЧНОГО СЛОЯ ВЕНЕРЫ НА АМС "ВЕНЕРА-12" И "ВЕНЕРА-14"

Природа аэрозоля до последнего времени оставалась неизвестной, если не принимать во внимание некоторые косвенные указания, полученные на основе наземных наблюдений или общих геохимических соображений. Наиболее полно результаты исследования атмосферы и облаков Венеры представлены в работах [95, 385, 432]. Первая попытка прямого определения элементного состава аэрозоля облачного слоя Венеры была сделана с помощью аппаратуры, установленной на АМС "Венера-12" [151]. Этот эксперимент был повторно осуществлен на АМС "Венера-14" [153].

Аппаратура и метод исследования аэрозоля. На спускаемых аппаратах АМС "Венера-12 и -14" был установлен прибор для рентгенофлуоресцентного анализа состава аэрозоля, а также определения плотности и вертикальной структуры облачного слоя Венеры.

Элементный состав собираемого прибором аэрозоля определялся рентгенорадиометрическим методом, основанным на возбуждении радиоизотопным источником характеристического рентгеновского излучения атомов аэрозоля и последующей регистрации спектра возбужденного излучения. Вертикальная структура облачного слоя определялась по регистрируемой в процессе спуска станции плотности потока флуоресцентного излучения аэрозоля, отражающей скорость его накопления на фильтре.

Анализатор аэрозоля выполнен в виде двух блоков: блока детектирования и электронного блока. В блоке детектирования (рис. 84) по выполняемым функциям и конструктивному оформлению могут быть выделены три основные части: а) центральная аналитическая часть, содержащая фильтр, на который осаждается исследуемый аэрозоль, радиоизотопные источники ^{109}Cd и ^{55}Fe, облучающие аэрозоль, газоразрядные пропорциональные счетчики, регистрирующие флуоресцентное излучение; б) примыкающий к центральной части микронагнетатель, обеспечивающий прокачивание атмосферы через прибор и осаждение аэрозоля на фильтр; в) электронный отсек блока детектирования, в котором находятся предусилители, усилители, источник высокого напряжения и низковольтного питания.

Для обеспечения сохранности аппаратуры при наземных испытаниях и при ее нахождении в вакууме во время перелета от Земли к Венере блок детектирования прибора сделан герметичным. В блоке детектирования имеются входной и выходной каналы для продува атмосферы, которые остаются герметично закрытыми до начала измерений на планете. Разгерметизация каналов перед началом работы прибора проходит по команде от программно-временного устройства спускаемого аппарата.

Электронный блок прибора, установленный в гермоотсеке станции, представляет собой многоканальный анализатор амплитуд импульсов, имеющий 256 каналов. Емкость каждого канала составляет 2^{16} импульсов. Память анализатора разделена на две части по 128 каналов, в каждой из которых регистрируются импульсы от отдельного детектора. Проведение заме-

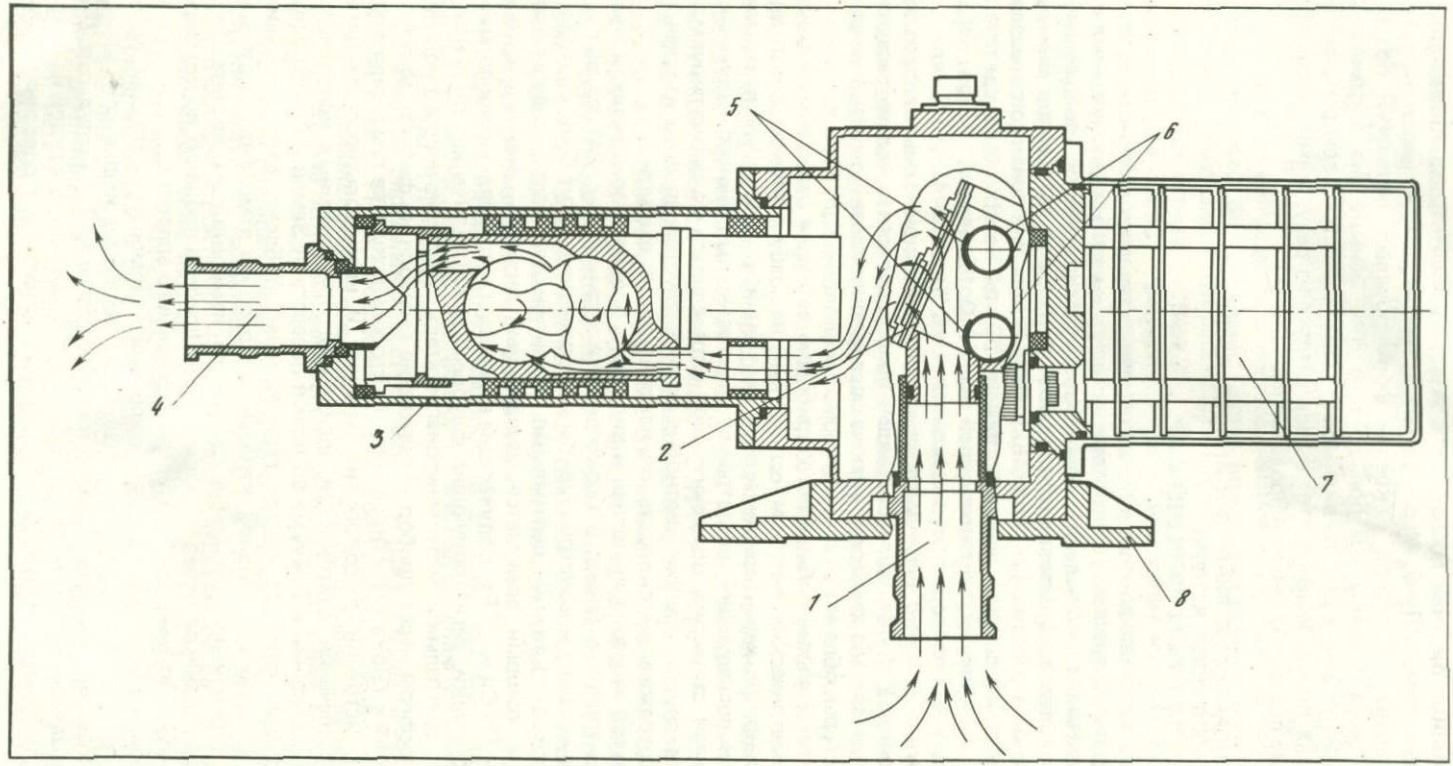


Рис. 84. Устройство блока детектирования РФ-анализатора

1 — входной канал; *2* — микронагнетатель; *3* — выходной канал; *4* — фильтр; *5* — радиоизотопный источник ^{55}Fe; *6* — пропорциональные рентгеновские счетчики; *7* — электронный осек; *8* — станина

ров с помощью двух спектрометров повышает надежность выполнения эксперимента. Ниже приведены основные характеристики прибора:

Масса	10 кг
Энергопотребление	34 Вт
Число каналов амплитудного анализатора	256 (2 × 128)
Емкость канала анализатора	$2^{16}-1$
Диапазон энергий регистрируемого излучения	1,1—10 кэВ
Энергетическое разрешение по линии 5,9 кэВ	20—25%
Количество газа, прокачиваемого через прибор	0,11 м^3/мин
Материал фильтра	ацетилцеллюлоза
Определяемые химические элементы	от Al до Hg
Активность источника ^{55}Fe	60 мКи
Активность источника ^{109}Cd	20 мКи

Перед установкой на космический аппарат прибор калибровался в лабораторных условиях на содержание компонентов, существование которых предполагалось исходя из разных геохимических моделей атмосферы и некоторых данных наземных наблюдений.

На рис. 85 приведены калибровочные спектры, полученные при осаждении на фильтре разных количеств серы, хлора, ртути, а также при разном содержании аргона в атмосфере. Флуоресцентное излучение K-серии серы, хлора и аргона возбуждалось излучением источника ^{55}Fe, а M- и L-серий ртути — излучением источников ^{55}Fe и ^{109}Cd. Измерения проводились в атмосфере углекислого газа при нормальных условиях ($P \sim 1$ кг/см^2, $T \sim 20°$C). Несмотря на то что сера, хлор и аргон имеют близкие энергии флуоресцентного излучения и при современном присутствии дают суммарный (неразрешенный) пик, вклад каждого из компонентов может быть определен при обработке измеренного спектра на ЭВМ с использованием библиотеки моноэлементных спектров.

Так как с увеличением давления атмосферы увеличивается и поглощение флуоресцентного излучения (причем, чем меньше энергия, тем больше поглощение), то интенсивность пиков, приведенных на рис. 85, по-разному зависит от давления. В качестве примера эта зависимость показана на рис. 86 (кривая *2*) для хлора ($K_\alpha \sim 2{,}62$ кэВ). Как видно из рисунка, в диапазоне давлений 0,1—1,5 кг/см^2, в котором проводились измерения, величина пика уменьшилась в ~ 2 раза. На том же рисунке показано изменение интенсивности излучения Mn ($E_{K_\alpha} \approx 5{,}9$ кэВ) от давления. Видно, что с ростом давления увеличивается количество квантов, рассеянных атмосферой в обратном направлении, т.е. в направлении детекторов. Таким образом, даже при одном и том же количестве аэрозоля на фильтре с ростом давления происходит уменьшение скорости счета квантов от аэрозоля и увеличение скорости счета в реперном пике Mn. Эти факторы учитывались при калибровке аппаратуры и обработке результатов измерений. Учитывался также и тот факт, что количество аэрозоля накапливалось по мере спуска станции в атмосфере Венеры.

На первом этапе исходили из предположения, что накопление аэрозоля происходило пропорционально объему газа, прокаченного через прибор. Однако для более корректного определения концентраций следовало бы исходить из показаний интенсиметра, регистрировавшего изменение интегральной скорости счета по мере накопления аэрозоля.

Таким образом, при калибровке аппаратуры и обработке полученной информации были учтены следующие меняющиеся в процессе эксперимента факторы: возрастание плотности атмосферы; изменение (увеличение) количества аэрозоля, собранного на фильтр прибора.

Измерения в атмосфере Венеры. Результаты экспериментов. Включение

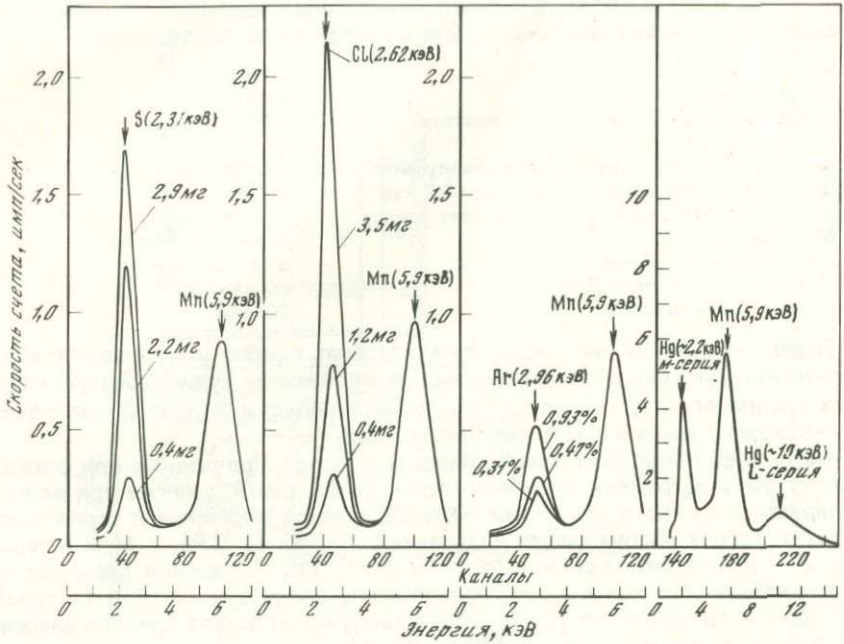


Рис. 85. Калибровочные спектры РФ-спектрометра

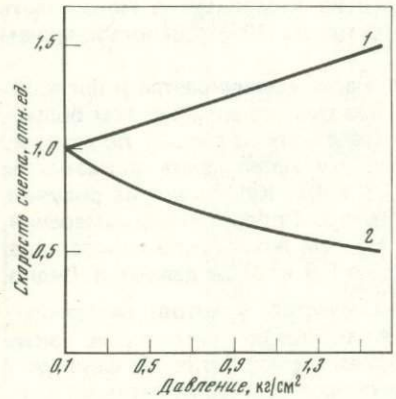
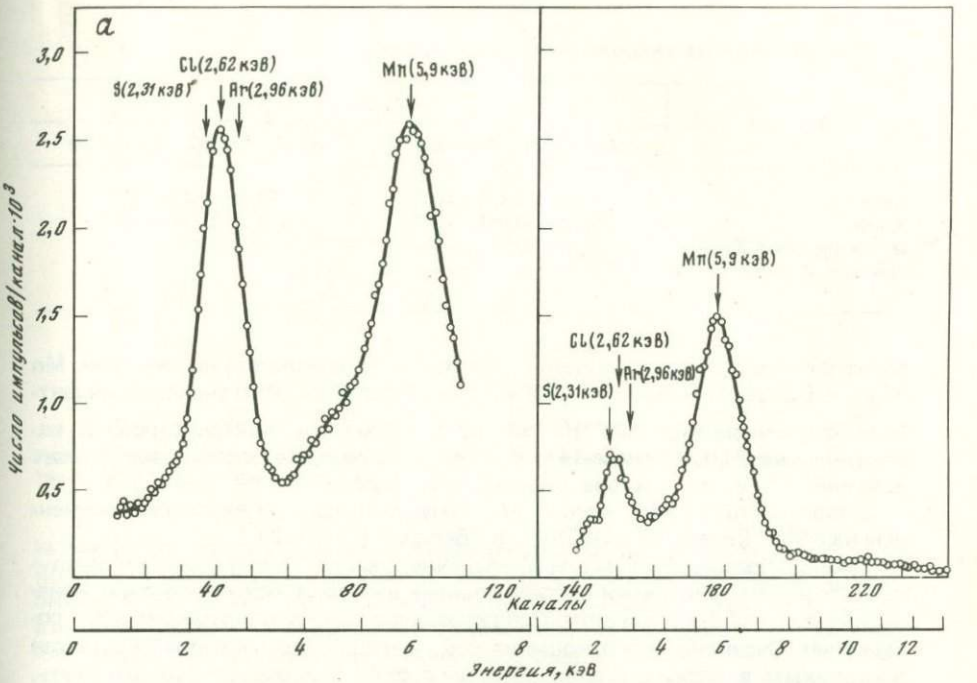


Рис. 86. Зависимость интегральной скорости счета от давления

1 — X-квантов источника ^{55}Fe, рассеянных атмосферой; *2* — X-квантов, возбужденных в хлоре

приборов происходило по команде программно-временного устройства спускаемого аппарата. Прокачка атмосферы была начата в момент, когда давление атмосферы составляло $\sim 0{,}1$ кг/см^2, а температура около 0°С, и продолжалась по мере спуска аппарата в течение ~ 9 мин. По истечении этого времени, когда аппарат достиг давления 1,5 кг/см^2, а температура атмосферы поднялась до 100°С, приборы выключались. За это время через приборы прокачивалось по ~ 1 м^3 атмосферы. Набор спектра производился в течение всего времени прокачки атмосферы и сбора аэрозоля. Набранные спектры хранились в памяти анализаторов и по команде передавались на Землю.

На рис. 87, *а* приведены спектры флуоресцентного излучения аэрозоля, измеренные на АМС "Венера-12". Левый спектр получен при облучении аэрозоля источником ^{55}Fe, правый — источниками ^{55}Fe и ^{109}Cd. В обоих



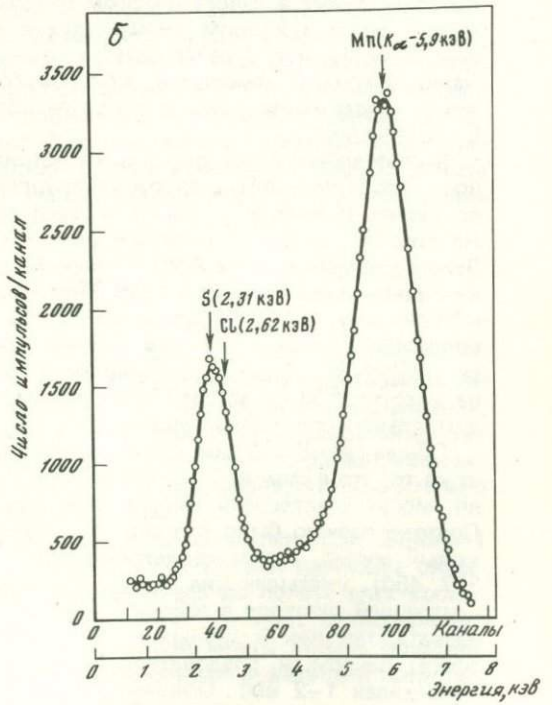


Рис. 87. Спектры флуоресцентного излучения, измеренные на АМС "Венера-12" (*а*) и "Венера-14" (*б*)

Таблица 45

Элементный состав аэрозоля венерианских облаков

Элемент	Содержание, г/см³	
	Данные АМС "Венера-14"	Данные АМС "Венера-12"
Сера	$(1{,}10 \pm 0{,}13) \cdot 10^{-9}$	$(0{,}1 \pm 0{,}03) \cdot 10^{-9}$
Хлор	$(0{,}16 \pm 0{,}04) \cdot 10^{-9}$	$(2{,}1 \pm 0{,}06) \cdot 10^{-9}$
Масса аэрозоля (элементы с $Z \geqslant 16$)	$1{,}26 \cdot 10^{-9}$	$2{,}2 \cdot 10^{-9}$

спектрах правый пик является репером. Он соответствует энергии Mn ($E_{K_\alpha} \approx 5{,}9$ кэВ). Левый суммарный пик обусловлен рентгено-флуоресцентным излучением аэрозоля. На рис. 87, *б* приведены спектры аэрозоля, измеренные на АМС "Венера-14". В этом эксперименте использовался лишь источник ^{55}Fe, но с вдвое большей активностью.

В табл. 45 приведены данные об элементном составе аэрозоля, полученные на АМС "Венера-12" (1978 г.) и "Венера-14" (1982 г.).

Таким образом, результаты проведенных экспериментов свидетельствуют о том, что основными составляющими аэрозоля облачного слоя Венеры на высотах 63—46 км являются серосодержащие и хлорсодержащие соединения. Очевидно, что отношение концентраций серы и хлора не остается постоянным в разных местах облачного слоя Венеры. Следует отметить, что каких-либо других химических элементов, флуоресцентное излучение которых лежит в энергетическом интервале от 1,1 до 10 кэВ, в соизмеримых с серой и хлором количествах в аэрозоле облачного слоя Венеры, по-видимому, нет. В результате экспериментов было также оценено содержание аргона в атмосфере, которое составляет $0{,}02 \pm 0{,}01\%$, и верхний предел содержания ртути в аэрозоле облачного слоя, который составляет $5 \cdot 10^{-11}$ г/см³.

В процессе спуска станции регистрировалась также суммарная плотность возбуждаемого в аэрозоле флуоресцентного излучения, что позволило судить о высотном распределении аэрозоля в облачном слое Венеры. На рис. 88 показано высотное распределение аэрозоля в облачном слое Венеры, измеренное на АМС "Венера-12 и -14". Как видно из рисунка, облака Венеры имеют слоистый характер — наибольшая концентрация аэрозоля находится на высотах примерно 52—56 км и 46—50 км. Учитывая предполагаемый сернокислотный состав основной части аэрозоля (80%-ный раствор H_2SO_4 в воде), суммарная средняя плотность облачного аэрозоля на высоте от 63 до 46 км составит более 6 мг/м³, а концентрация аэрозоля в отдельных слоях будет еще выше.

Общее геохимическое рассмотрение состава атмосферы Венеры указывает на то, что в фазовых превращениях, приводящих к образованию аэрозоля, могут участвовать многие компоненты, в частности S, Cl, H_2O и др. Поэтому можно было ожидать, что облачный слой Венеры имеет неодинаковый состав, о чем свидетельствуют и нефелометрические данные [94, 327, 450], указывающие на существование слоя с наиболее высокой концентрацией аэрозоля в районе 47—51 км (точные данные по высоте трудно назвать, так как в разных работах использовались разные модели атмосферы Венеры, и, следовательно, возможно несоответствие шкалы высот в пределах 1—2 км). Полученные результаты хорошо согласуются с дан-

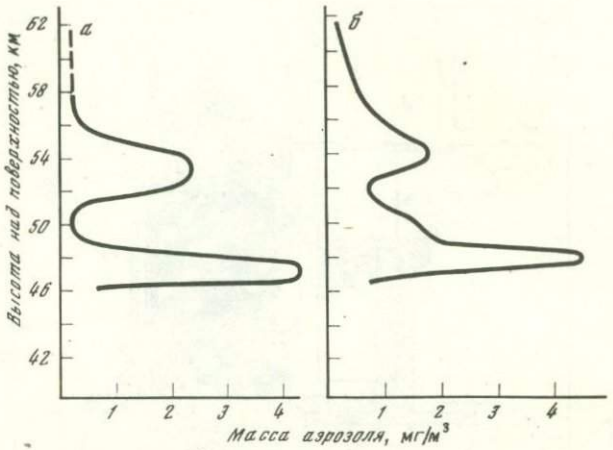


Рис. 88. Высотное распределение аэрозоля в облачном слое Венеры, измеренное АМС "Венера-12" (*а*) и "Венера-14" (*б*)

ными [450] по распределению аэрозоля и близки к данным [94, 327] по количеству аэрозоля на указанных высотах. Вместе с тем состав аэрозоля оказался несколько неожиданным, поскольку помимо серы (или серной кислоты, присутствие которой предсказывалось из косвенных наблюдений), обнаружена и хлорсодержащая компонента.

Полученные данные по составу и распределению аэрозоля в венерианских облаках согласуются как с результатами наземных измерений, указывающих на присутствие серы и хлора в атмосфере Венеры, так и с общими геохимическими представлениями об атмосфере Венеры, предполагающими важную роль этих элементов в ее эволюции и современном строении. Однако конкретное построение геохимической модели венерианской атмосферы с использованием полученных данных встречает определенные трудности, которые, по-видимому, могут быть преодолены в процессе дальнейших исследований атмосферы Венеры. Вместе с тем возможная геохимическая интерпретация этих данных приведена в работе [202].

РЕНТГЕНОРАДИОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД МАРСА НА КА "ВИКИНГ-1" И "ВИКИНГ-2"

Полеты советских КА "Марс-2,-3,-4,-5" и американских КА "Маринер-6 и -9" позволили получить обширную научную информацию о составе, структуре и свойствах атмосферы, о сезонных и климатических изменениях, о геологическом строении марсианской поверхности. Она свидетельствует о существовании на поверхности условий, которые не исключают возможность существования на Марсе каких-либо форм жизни, что значительно усилило давний интерес к поиску жизни на Марсе.

Первая попытка ответить на этот вопрос была сделана КА "Викинг-1 и -2", запущенными к Марсу в сентябре 1975 г. И хотя проблема оказалась значительно сложнее, чем она представлялась до полета этих космических аппаратов (поэтому решить ее не удалось), результаты экспериментов, проведенных на КА "Викинг-1 и -2", дали много весьма полезной информации, позволившей значительно продвинуться в развитии представлений о Марсе.

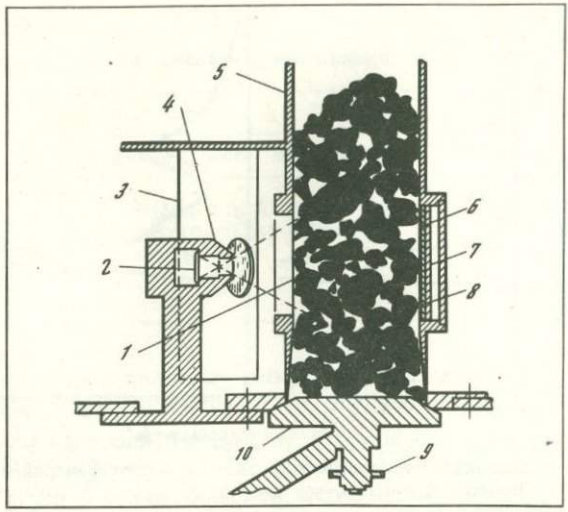


Рис. 89. Измерительная ячейка РФ-спектрометра, применявшегося на КА "Викинг-1" и "Викинг-2"

1 — окно из тонкой органической пленки; *2* — источник ^{109}Cd; *3* — пропорциональный счетчик; *4* — держатель источника и радиационная защита; *5* — камера для анализа образца; *6* — калибровочная мишень из серебра; *7* — радиационная защита из вольфрама; *8* — цинковое покрытие; *9* — поворотная опора клапана разгрузки; *10* — клапан разгрузки камеры

Основной целью экспериментов на КА "Викинг-1 и -2" были экзобиологические исследования и поиски признаков существования жизни на Марсе в настоящем или прошлом. Одной из характеристик среды, в которой происходил поиск признаков жизни, является ее химический состав. Поэтому в составе научных приборов КА "Викинг-1 и -2" находились рентгенофлуоресцентные спектрометры.

В результате анализа марсианской породы было определено содержание основных породообразующих элементов и редких рассеянных элементов в мелкозернистой фракции породы, находившейся на поверхности планеты. Кроме того, была измерена удельная масса грунта, установлен верхний предел мощности покрытий из окиси железа на минеральных зернах, оценена сила сцепления марсианского грунта и определен верхний предел содержания аргона в марсианской атмосфере [505]. Описание методики измерения и конструкции прибора было сделано еще задолго до осуществления эксперимента [227]. Позднее прибор был доработан в соответствии с требованиями КА "Викинг" [230].

Устройство рентгенофлуоресцентного спектрометра. Для определения состава марсианских пород применялся рентгенорадиометрический метод анализа. Проба породы для анализа отбиралась автоматически управляемым ковшом и поставлялась в измерительную ячейку многоканального рентгенофлуоресцентного спектрометра. Затем она облучалась радиоизотопными источниками Fe-55 и Cd-109. Возбужденное флуоресцентное излучение регистрировалось рентгеноспектрометром, информация с которого передавалась на Землю (рис. 89).

В верхней части ячейки, в которую засыпалась анализируемая порода (25 $см^3$), находилась сетка, предохраняющая от попадания в нее фрагментов породы размером более 12,5 × 12,5 мм. Ячейка имела сечение (в горизонтальном направлении) 25 × 25 мм. Через боковые отверстия диаметром

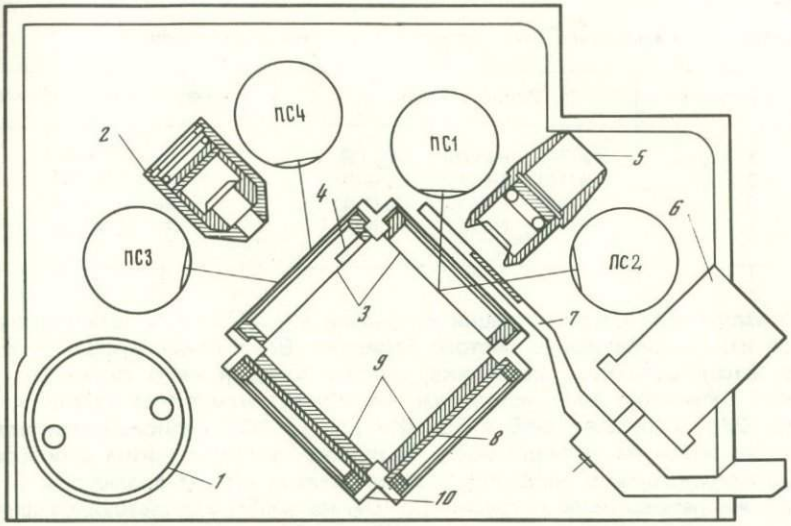


Рис. 90. Схема взаимного расположения измеряемого образца, радиоизотопных источников и детекторов излучения в РФ-спектрометре КА "Викинг-1 и -2"

ПС 1, ПС 2, ПС 3, ПС 4 — пропорциональные счетчики; *1* — соленоид клапана загрузки; *2* — источник ^{109}Cd с держателем; *3* — окна; *4* — фиксатор; *5* — источник ^{55}Fe с держателем; *6* — соленоид калибровочной метки; *7* — калибровочная метка; *8* — радиационная защита; *9* — калибровочные мишени; *10* — кювета для образца.

20 мм, закрытые тонкой органической пленкой, происходило облучение породы радиоизотопными источниками. При выборе пленок исходили из того, что они должны быть: предельно тонкие, чтобы не поглощать слабое флуоресцентное излучение; прочные, чтобы не разрушиться при засыпке грунта; теплостойкие при стерилизации и радиационно стойкие при облучении. Для защиты от излучения Fe-55 были выбраны поликарбонитная пленка толщиною 1,5 мкм и от излучения Cd-109 — полиамидная пленка толщиною 2,5 мкм.

На рис. 90 показана схема анализа с расположением измеряемого образца, радиоизотопных источников и детекторов — пропорциональных счетчиков. Вокруг измерительной ячейки расположены два источника, четыре детектора и две калибровочные мишени, так, что одна пара детекторов регистрировала флуоресцентное излучение, возбуждаемое источником Fe-55 активностью 240 мКи либо в калибровочной мишени (когда в ячейке нет породы), либо в образце породы (когда она засыпана в ячейку); другая пара детекторов регистрировала флуоресцентное излучение, возбуждаемое источником Cd-109 активностью 55 мКи также в калибровочной мишени или в образце породы.

В качестве детекторов использовались пропорциональные счетчики, специально изготовленные для данного прибора. Состав рабочих газов и материал окон счетчиков приведены в табл. 46. Они выбирались таким образом, чтобы свести к минимуму помехи от пиков вылета и иметь наиболее оптимальную чувствительность для соответствующей группы элементов.

Счетчик *1* имел тонкое алюминивое окно (поддерживаемое алюминиевой сеткой), предназначавшееся для отфильтровывания флуоресцент-

Таблица 46

Состав газов и материал окна счетчиков флуоресцентного излучения

Счетчик	Состав газа, %	Материал окна счетчика
1	Ne (20), He (75), CO_2 (5)	Al (5 мкм)
2	Xe (10), Ne (73), He (10)	Be (25 мкм)
3	Xe (40), Ne (47), He (10)	Be (50 мкм)
4	Xe (40), Ne (47), He (10)	Be (25 мкм)

ного излучения при регистрации излучения Mg и Al, окна остальных счетчиков изготавливались из чистого бериллия. Все счетчики питались от одного высоковольтного источника, однако каждый имел свою цепь развязки. Радиоизотопные источники на момент измерения имели активность: 240 мКи для Fe-55 и 55 мКи для Cd-109. Радиоизотопы железа были нанесены на металлические подложки гальваническим способом и герметизировались в капсулах с бериллиевым окном диаметром 5 мм. Такой же размер имел источник Cd-109, но в нем использовался фильтр из алюминиевой фольги толщиною 180 мкм. Его держатель и коллиматор были изготовлены из вольтфрамового сплава и серебра высокой чистоты, рассчитанных для максимального ослабления γ-излучения 87,7 кэВ, создававшего фон.

Калибровочные мишени, как видно из рис. 89 и 90, встроены в дальние (от источников) стенки измерительной ячейки; против источника Fe-55 находится алюминиевая круглая мишень, против Cd-109 — круглая мишень серебра с нанесенной краской, содержащей цинк. По мере заполнения ячейки менялось соотношение пиков серебра и цинка, что служило мерой заполнения. Положение пиков, принадлежащих алюминию, серебру и цинку, давало возможность калибровать энергетическую шкалу спектрометра.

Спектры флуоресцентного излучения регистрировались в 128 энергетических каналах с емкостью в канале 32 импульса. Накопленная информация хранилась в памяти бортовой вычислительной машины и снималась по запросу по 8 каналам. Информация с посадочного аппарата передавалась на Землю через искусственные спутники Марса.

Метод измерения и обработки данных. Для обработки спектров флуоресцентного излучения марсианской породы до полета измерялись спектры 29 земных пород известного состава, а также эталоны чистых элементов: Mg, Al, Si, S, K, Ca, Ti, Fe, Rb, Sr, Zn, причем элементная концентрация в данных эталонах подбиралась такой, чтобы общая скорость счета детектора не превышала 1000 имп/с. Было измерено 225 спектров. Прибор обладает высокой разрешающей способностью (согласно оценкам, он может различать $1{,}5 \cdot 10^7$ отдельных элементных составов).

На рис. 91 приведены спектры, измеренные на КА "Викинг-1" в двух диапазонах энергий (и при разных источниках возбуждения), и наиболее близкие к ним калибровочные спектры [230]. Так как ни один из калибровочных спектров во всем интервале энергий не подходит к марсианскому, для анализа приняли два независимых метода обработки информации: калибрование переноса и моделирование образца. Сущность первого заключалась в том, что из измеренного марсианского спектра вначале вычитается вклад фона и он сравнивается со спектром, построенным по моноэлементным спектрам с учетом пика обратного рассеяния, затем методом последо-

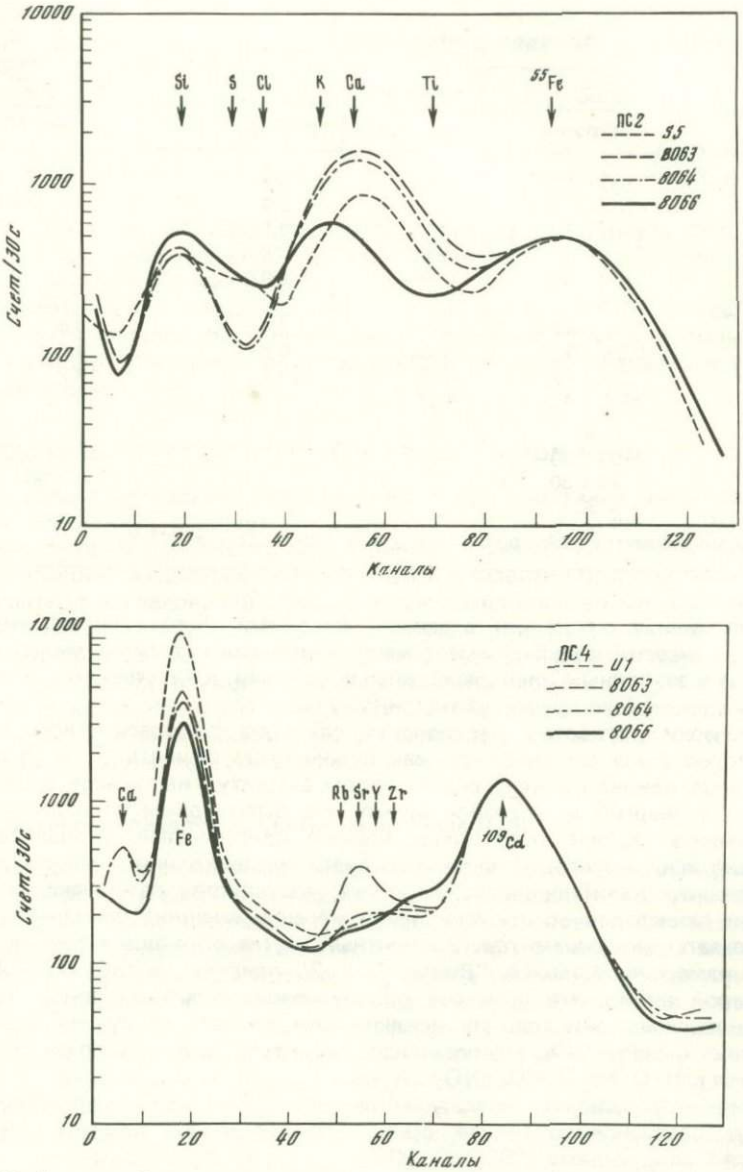


Рис. 91. Спектры флуоресцентного излучения марсианской породы, измеренные КА "Викинг-1" (*S* 5) и "Викинг-2" (*U* 1), и спектры некоторых земных пород (8063, 8064, 8066), наиболее близких по составу к марсианским

вательной аппроксимации делается подгонка этого спектра под измеренный на Марсе. Наконец, вводятся поправки на дрейф порога и коэффициента усиления и исходя из полученного распределения фотонов по энергиям определяется элементный состав.

Второй метод (моделирование образца) заключается в выборе наиболее похожего эталонного спектра и подгонки его под измеренный путем до-

Таблица 47
Элементный состав образцов марсианского грунта*

Элемент	"Викинг-1"			"Викинг-2"
	Образец 1	Образец 2	Образец 3	Образец 1
Mg	5,0 ± 2,5	–	5,2	–
Al	3,0 ± 0,9	–	2,9	–
Si	20,0 ± 2,5	20,8	20,5	20,0
S	3,1 ± 0,5	3,8	3,8	2,6
Cl	0,7 ± 0,3	0,8	0,9	0,6
K	< 0,25	< 0,25	< 0,25	< 0,25
Ca	4,0 ± 0,8	3,8	4,0	3,6
Ti	0,51 ± 0,2	0,51	0,51	0,61
Fe	12,7 ± 2,0	12,6	13,1	14,2
O	50,1 ± 4,3	49,7	–	50,4
Rb	⩽ 30			⩽ 30
Sr	60 ± 30			100 ± 40
Y	70 ± 30			50 ± 30
Zr	⩽ 30			30 ± 20

*Содержания элементов от Mg до Fe даны в %, от Rb до Zr – в 10^{-4} %.

бавления (или уменьшения) в данный эталонный образец тех элементов, в области энергии которых имеет место наибольшее различие между марсианским и эталонным спектрами, иными словами искусственно создается аналог марсианского грунта по эталонному составу.

Фактически обработка марсианских спектров флуоресцентного излучения пород была сложнее, так как нужно было сшивать части спектра, измеренные одноканальным анализатором амплитуд импульсов в разных интервалах энергий и в разное время, что было одним из недостатков эксперимента. Кроме того, использование одноканального анализатора требовало исключительной термостабилизации электронного тракта, наличия излишних калибровочных устройств, постоянства разрешающей способности детекторов во времени при измерении внешних условий и т. д.

Результаты экспериментов. Элементный состав образцов марсианского грунта, измеренный на КА "Викинг-1 и -2" приведен в табл. 47 [230], из которой видно, что если все обнаруженные элементы присутствуют в виде обычных окислов (за исключением хлора), то сумма окислов составляет менее 100%. Недостающая часть прежде всего, по-видимому, относится к H_2O, Na_2O, CO_2, NO_2.

Основные результаты экспериментов по рентгенорадиометрическому анализу марсианского грунта, проводившихся на КА "Викинг-1 и -2", сводятся к следующему [200, 230, 506]:

1) состав мелкозернистой фракции грунта (размер зерен менее 2 мм) в обоих районах посадки оказался поразительно сходным, несмотря на то, что они отстоят друг от друга на 6500 км. Мелкозернистая фракция грунта состоит в основном из одного или более силикатных минералов (среднее содержание в образцах $SiO_2 \simeq 45 \pm 5\%$ по весу) с высоким содержанием железа (среднее содержание в образцах $Fe_2O_3 \simeq 19 \pm 3\%$);

2) содержание серы оказалось неожиданно высоким – приблизительно в 100 раз выше, чем средняя величина для земной коры (возможно основная часть ее образует сульфат магния);

3) содержание калия составляет менее 0,25%, что по крайней мере в

5 раз меньше, чем его среднее содержание в земной коре. Если это содержание отражает среднее содержание калия в коре Марса, то низкое содержание ^{40}Ar, наблюдавшееся в марсианской атмосфере, может отражать либо нехватку материала источника (^{40}K), либо более низкую степень дегазации Марса по сравнению с Землей;

4) пленка окиси железа, покрывающая минеральные зерна, оказалась весьма тонкой (менее 0,25 мкм) либо она была более толстой, но прерывистой;

5) объемный вес образцов мелкозернистого грунта после того, как его засыпали в измерительную полость, составлял 1,0 ± 0,15 г/см^3, что дает суммарную пористость 60 ± 15%.

В результате вышеописанного эксперимента были получены первые данные о составе и характеристиках марсианского грунта, которые позволили создать некоторые представления о его происхождении и условиях формирования.

РЕНТГЕНОСПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД ЛУНЫ

Семидесятые годы являются особой вехой в изучении Луны. Запуски к Луне передвижных аппаратов "Луноход-1 и -2" и доставка на Землю лунного грунта автоматическими станциями "Луна-16, -20, -24" и КА "Аполлон" позволили сделать огромный скачок в развитии представлений о Луне. Результаты исследований Луны этих лет изложены во многих сборниках и монографиях [48, 89, 90 и др.]. В данном разделе дается краткое описание лишь двух экспериментов по рентгеновскому флуоресцентному анализу лунных пород, проводившихся на КА "Луноход-1 и -2" [74, 75, 77, 329] и КА "Аполлон-15 и -16" [179, 182, 197]. Результаты этих экспериментов являются важной составной частью огромного потока новой научной информации о Луне, поступившей в 70-е годы.

Рентгеновское флуоресцентное излучение Луны

Солнце является главным источником возбуждения исходящих от лунной поверхности рентгеновских лучей. Излучение даже спокойного Солнца имеет достаточное количество рентгеновских фотонов с энергией в несколько кэВ для возбуждения характеристического излучения всех элементов с атомными номерами до кремния. В период солнечной активности (вспышек) рентгеновское излучение Солнца может возбуждать на поверхности Луны и более тяжелые элементы, включая Fe и Ni. Спектральное распределение солнечных рентгеновских лучей может быть построено используя термальный механизм при температуре короны 10^6–10^7 K. Вариации температуры могут изменять распределение высокоэнергетичных рентгеновских фотонов и (как следствие) количество флуоресцентных фотонов от данного элемента на Луне.

В спектре Солнца присутствует значительное число характеристических эмисионных линий. Рис. 92 иллюстрирует рентгеновский спектр Солнца для условий спокойного Солнца [419], где показаны также K-края поглощения для различных элементов. Солнечные рентгеновские фотоны с энергией, превышающей K-край поглощения элемента, могут возбуждать характеристическое рентгеновское излучение данного элемента. Количество флуоресцентных фотонов зависит от многих факторов, но в основном определяется выходом флуоресценции элемента (ω_k). Энергии флуоресцентных линий и K-краев для главных элементов, присутствующих в лунных породах, показаны в табл. 48.

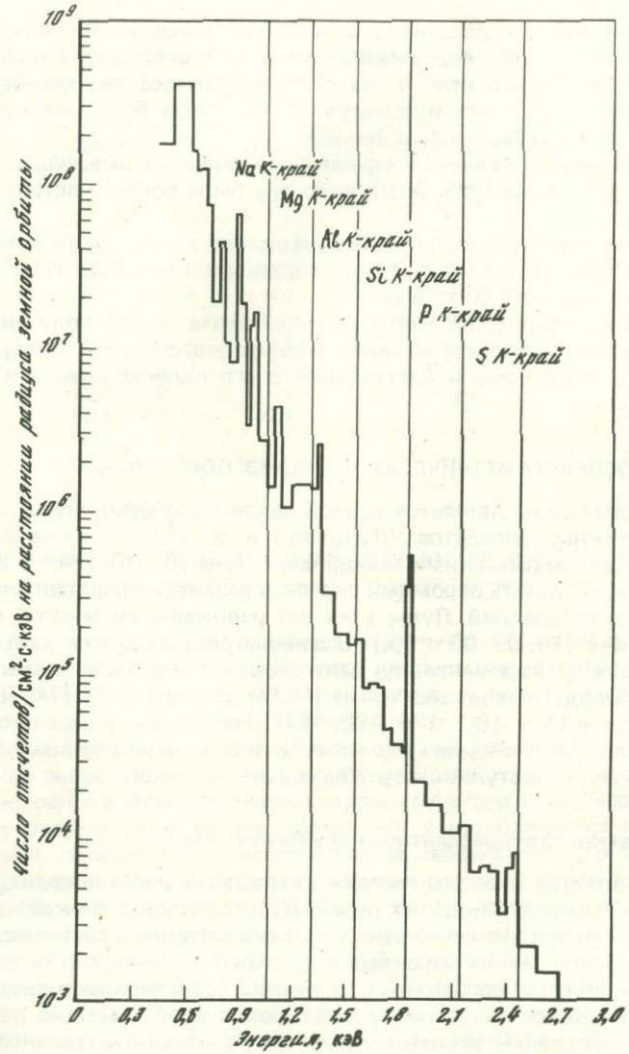


Рис. 92. Теоретически рассчитанный спектр рентгеновского излучения спокойного Солнца

Однако ряд факторов усложняет проблему интерпретации флуоресцентного спектра с точки зрения содержания химических элементов. Одним из них является эффект матрицы, когда вариации состава влияют на количество фотонов, испускаемых с поверхности. Другая проблема — это геометрия измерения, включающая углы между направлением солнечной радиации, лунной поверхностью и направленностью детектора, которая также влияет на интенсивность регистрируемого излучения. Определенный эффект дает также размер частиц вещества.

Рассеяние солнечного рентгеновского излучения на веществе поверхности Луны образует фоновый спектр, накладывающийся на спектр фотонов флуоресценции. Фоновый спектр состоит из непрерывного распределе-

Таблица 48

Величины K-краев и K_α-линий флуоресцентного излучения основных породообразующих элементов

Элемент	Энергия K-края, кэВ	Энергия K_α-линии, кэВ	Флуоресцентный выход, %	Элемент	Энергия K-края, кэВ	Энергия K_α-линии, кэВ	Флуоресцентный выход, %
O	0,53	0,52	0,5	K	3,60	3,35	13,9
Na	1,07	1,04	1,8	Ca	4,04	3,70	16,5
Mg	1,30	1,25	2,5	Ti	4,97	4,51	22,4
Al	1,56	1,49	3,4	Fe	7,11	6,40	36,1
Si	1,84	1,74	4,5	Ni	8,33	7,48	43,1
S	2,48	2,31	7,5				

ния с энергией, близкой к K_α-излучению наиболее распространенных элементов. Однако этот фон слабо зависит от вариации состава лунных пород. Определение флуоресцентного спектра лунной поверхности, возникающего в результате облучения ее солнечными рентгеновскими лучами, производилось авторами работы [419], которые построили спектры для лунной породы разного состава. Расчеты были сделаны для спокойного Солнца ($T \approx \approx 4 \cdot 10^6$ K) и для солнечной вспышки ($T \approx 10^7$ K), показавшие, что с увеличением температуры Солнца интенсивность флуоресцентных линий от элементов с высоким атомным номером возрастает. При таком повышении температуры (до 10^7 K) интенсивность флуоресцентных линий от Fe становится важной компонентой в спектре хондритовых и ультраосновных пород.

Исследование состава лунной породы на КА "Луноход-1" и "Луноход-2"

Целью запусков КА "Луноход-1" (1970 г.) и "Луноход-2" (1973 г.) было исследование геоморфологического строения лунной поверхности, характера поверхностных пород и условий их формирования, а также физических условий, существующих на поверхности. Районы исследований были выбраны таким образом, чтобы они отличались друг от друга и представляли в то же время довольно типичные формы рельефа лунной поверхности. "Луноход-1" проводил исследования в Море Дождей, т. е. в районе, типичном для большинства морей Луны, "Луноход-2" — в южной части кратера Лемонье, на окраине Моря Ясности, т. е. в переходной зоне между морским и материковым районами.

Для определения состава лунных пород на луноходах устанавливались рентгеновские флуоресцентные спектрометры с радиоизотопными источниками [76]. На рис. 93 показана структурная схема прибора. Прибор состоял из трех частей: выносного блока с панелями, радиоизотопных источников, размещавшихся вне гермоотсека лунохода, и двух электронных блоков, располагавшихся внутри гермоотсека (электронного блока и амплитудно-цифрового преобразователя).

В выносном блоке помещались детекторы излучения и предусилитель-коммутатор, предназначенный для предварительного усиления импульсов и переключения детекторов.

Радиоизотопные источники располагались на двух панелях и представляли собой: для "Лунохода-1" — тритий-титановые мишени, смонтированные на молибденовой подложке; для "Лунохода-2" — тритий-циркониевые

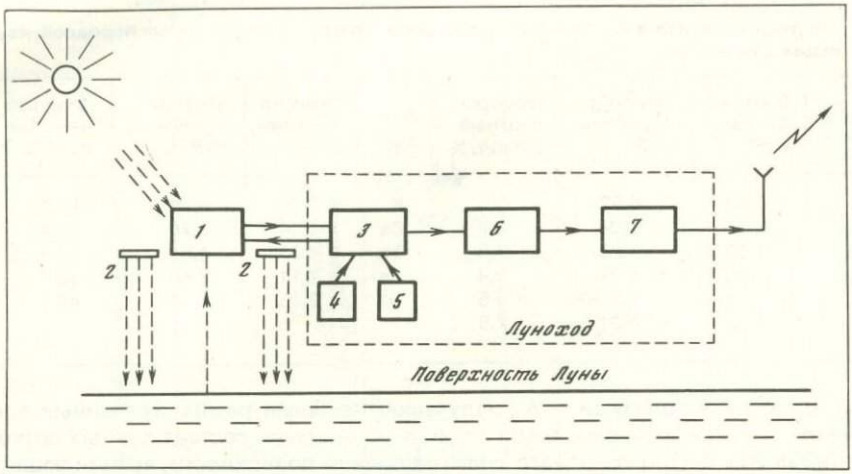


Рис. 93. Структурная схема рентгенофлуоресцентного спектрометра, применявшегося на КА "Луноход-1 и -2"

1 — выносной блок; *2* — панель с радиоизотопными источниками; *3* — блок электроники; *4* — источник питания; *5* — командное устройство; *6* — амплитудно-цифровой преобразователь; *7* — бортовой радиокомплекс

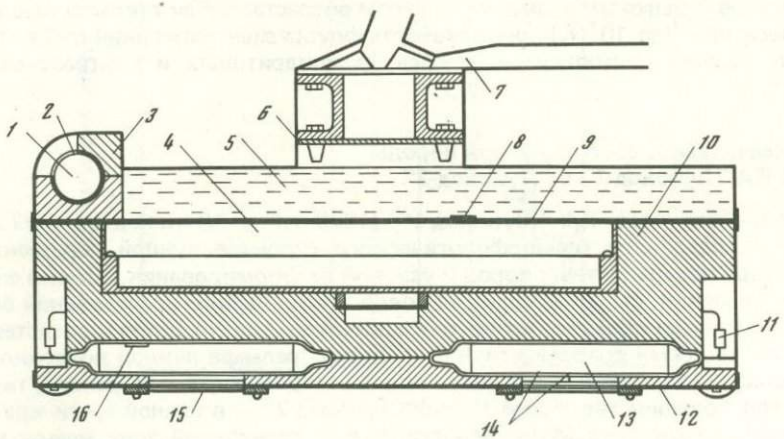


Рис. 94. Устройство выносного блока рентгенофлуоресцентного спектрометра, применявшегося на КА "Луноход-2"

1 — детектор рентгеновского излучения Солнца; *2* — окно детектора; *3* — обойма детектора; *4* — предусилитель; *5* — тепловой аккумулятор; *6* — скоба крепления блока к ферме; *7* — ферма крепления; *8* — датчик температуры; *9* — верхняя крышка корпуса блока; *10* — корпус блока; *11* — подстроечный конденсатор; *12* — нижняя крышка корпуса блока; *13* — детектор; 14 — окно детектора; *15* — фильтр; *16* — датчик температуры

мишени, смонтированные на вольфрамовой подложке. Общая активность источников составляла 900 Ки на "Луноходе-1" и 4000 Ки — на "Луноходе-2".

Детекторами флуоресцентного излучения служили 10 пропорциональных счетчиков диаметром 16 мм и длиной 80 мм, располагавшиеся в два ряда по 5 штук. Наполнение счетчиков — 90% Ar и 10% CH_4 при атмосферном

Таблица 49

Состав пород морских районов Луны (в мас. %)

Элемент	Море Спокойствия ("Сервейер-5")	Океан Бурь ("Аполлон-12")	Море Изобилия ("Луна-16")	Море Дождей ("Луноход-1")
Al	2	7	8	7
Si	21	20	20	20
K	–	0,3	0,08	1
Ca	10	7	9	8
Fe	9	13	13	12

давлении, рабочее напряжение – 1100–1400 В. Выходные окна счетчиков изготавливались из алюминия и синтетической пленки толщиной около 10 мкм.

Прибор на "Луноходе-2" отличался от прибора на "Луноходе-1" заменой источников (T–Ti) на источники (T–Zn), изменением конструкции панелей с радиоизотопными источниками и увеличением их активности, введением стандартного образца и добавлением температурного датчика.

На рис. 94 показано устройство выносного блока рентгенофлуоресцентного спектрометра, применявшегося на "Луноходе-2".

Для предохранения выносного блока от перегрева или переохлаждения в нем имеется тепловой аккумулятор на основе азотнокислого лития, температура фазового перехода которого $\sim 30^\circ$C соответствует приблизительно средней рабочей температуре выносного блока. Блок устанавливался впереди лунохода на расстоянии приблизительно 300 мм от поверхности грунта – при этом положении детекторы регистрировали флуоресцентное излучение с участка поверхности, ограниченной эллипсом с осями $\sim 1{,}2$ и $\sim 0{,}8$ м. Измерения производились во время стоянки луноходов в дневное время лунных суток.

Информация с прибора передавалась по радиоканалу двоичным кодом в реальном масштабе времени с частотой около 800 бит/с.

Основные характеристики рентгеновского флуоресцентного спектрометра, применявшегося на КА "Луноход-1" и "Луноход-2":

Диапазон измеряемых элементов	от Al до Fe
Тип радиоизотопного источника, его активность	(T–Ti) – 900 Ки на "Луноходе-1" (T–Zr) – 4000 Ки на "Луноходе-2"
Количество детекторов	10
Число энергетических каналов	64
Энергетическое разрешение	22–26% (по $E_\gamma = 4{,}5$ кэВ)
Рабочий диапазон температур	$-70, +90^\circ$C
Пороговая чувствительность элементов	1–2% для Al, K, Ca 0,5% для Fe
Точность определения	10–15%

Результаты анализа грунта. "Луноход-1" проводил измерения в западной части Моря Дождей в районе с координатами $38^\circ 17'$ с. ш. и $35^\circ 00'$ з. д. Море Дождей является одной из крупнейших кольцевых структур на поверхности Луны, имеющее довольно четкое окаймление береговыми материковыми массивами. Поверхностная порода Моря Дождей представлена базальтовой лавой, покрытой слоем реголита, наблюдается довольно равномерное

Таблица 50

Состав лунных пород в материковых районах и переходной зоне (в мас. %)

Элемент	Кратер Аполлоний С ("Луна-20")	Кратер Тихо, ("Сервейор-7")	Район кратера Лемонье ("Луноход-2")	
			Морская часть маршрута	Материковая часть маршрута
Al	11,4	11	8,8	11,6
Si	21,4	21	24	22
K	0,08	—	1	1
Ca	10,9	13	8,0	9,1
Fe	5,5	4	6,1	4,0

распределение кратеров диаметром до нескольких километров. В районе Моря Дождей обнаружена она из наиболее крупных гравитационных аномалий (избыток массы оценивается в $5 \cdot 10^{14}$ т).

Анализ породы вдоль трассы "Лунохода-1" [76] указывает на то, что вариации элементного состава в разных точках незначительны и находятся в пределах точности измерений (табл. 49); для сравнения в таблице также приведены данные по составу пород в морских районах Луны.

Результаты эксперимента на "Луноходе-1" показывают, что поверхность Моря Дождей сложена породами, близкими по содержанию основных породообразующих элементов к породам в других морских районах Луны, и в большей мере соответствует толеитовым базальтам земной коры.

"Луноход-2" работал на восточной окраине Моря Ясности в районе с координатами 250°51′ с. ш. и 30°27′ в. д. Море Ясности является наиболее молодым на лунной поверхности. В процессе его формирования на восточной окраине был частично разрушен вал, и днище ранее существовавшего кратера Лемонье оказалось заполненным базальтовой лавой. Район этого кратера и исследовался "Луноходом-2".

В табл. 50 приведены результаты определения состава лунной породы на трассе движения "Лунохода-2" [76]. На исследованной поверхности можно выделить три различных района: равнинную часть днища кратера Лемонье, разновидность материкового района и зону тектонического разлома [158].

Результаты анализа пород в равнинной части кратера дают основание полагать, что породы здесь не являются типично морскими, так как содержание в них железа (6%) существенно ниже, чем в типичных морских районах, где оно достигает 10—12%. В материковом районе, в верхнем слое реголита, содержание железа оказалось еще ниже (4%), но близким к другим материковым районам Луны. Наконец, в зоне тектонического разлома (Борозда Прямая), покрытом обилием крупных камней, обнаружено повышенное содержание железа.

Таким образом, исследование состава породы в кратере Лемонье указывает, по-видимому, на смешение морского и материкового вещества и постепенный переход от одного к другому типу по мере продвижения лунохода. Следует заметить, что об этом свидетельствует также и увеличение альбедо (за счет увеличения содержания железа и уменьшения алюминия) по мере перехода от морской к материковой породе.

Исследование состава лунной породы на КА "Аполлон-15" и "Аполлон-16"

В 1971—1972 гг. были осуществлены полеты пилотируемых КА "Аполлон-15" и "Аполлон-16, с орбитальных модулей которых проводились измерения флуоресцентного излучения лунной поверхности, возбуждаемого рентгеновским излучением Солнца [179, 182, 197]. Измерения велись с круговых орбит спутников Луны на расстояниях 100—120 км от поверхности. Исследовалась экваториальная часть Луны, составляющая около 20% всей поверхности.

Рентгеновское излучение Солнца имеет наибольшую интенсивность в области энергий 1—3 кэВ. Оно способно эффективно возбуждать флуоресцентное излучение лишь легких породообразующих элементов Mg, Al, Si. Однако в период солнечных вспышек спектр рентгеновского излучения становится более жестким, и тогда возможно определение более тяжелых породообразующих элементов до железа включительно.

Поскольку элементы Mg, Al, Si имеют близкие энергии флуоресцентного излучения, то их абсолютные содержания не могут быть определены с удовлетворительной точностью при недостаточно высокой разрешающей способности детектора (в частности, пропорционального счетчика). Кроме того, для определения абсолютных содержаний элементов необходимо одновременно с измерением флуоресцентного излучения лунных пород измерять аналогичными приборами и спектр рентгеновского излучения Солнца, а затем с помощью источников, имеющих спектры, подобные измеренным спектрам Солнца, осуществлять калибровку приборов-аналогов. Осуществление подобных операций практически невозможно. Поэтому в упомянутых экспериментах определялись не абсолютные, а относительные содержания элементов.

Для измерения флуоресцентного излучения лунной поверхности на КА "Аполлон-15 и -16" применялись малоканальные рентгеновские спектро-

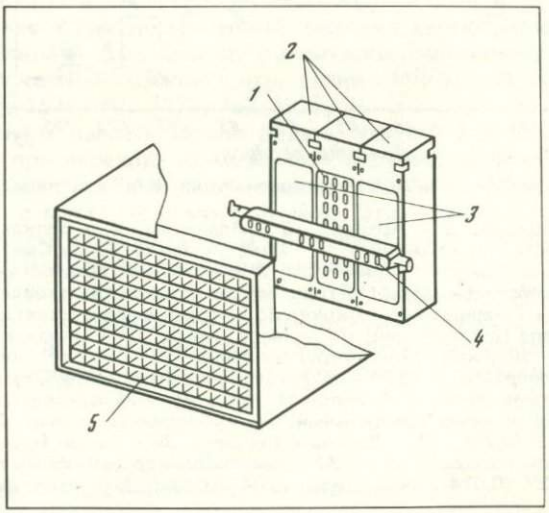


Рис. 95. Устройство детекторного блока рентгенофлуоресцентного спектрометра орбитального модуля КА "Аполлон-15 и -16"

1 — окно счетчика; *2* — пропорциональный счетчик; *3* — фильтры; *4* — калибровочный источник; *5* — коллиматор

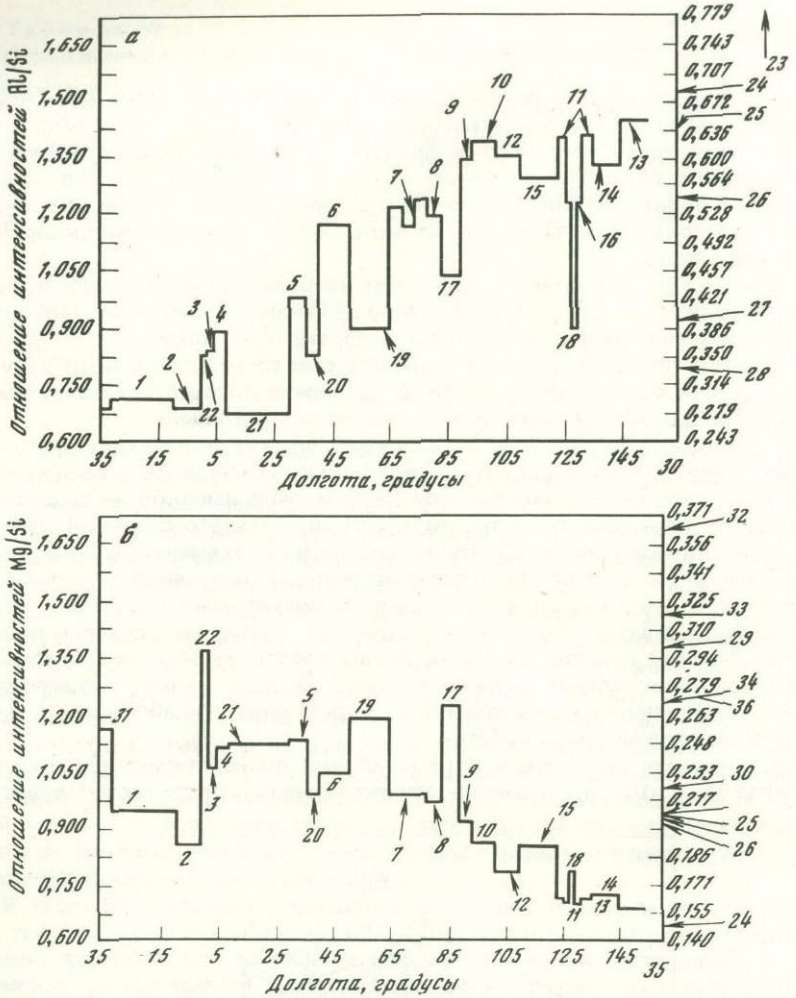


Рис. 96. Отношения Mg/Si и Al/Si, измеренные на КА "Аполлон-15" (*а*) и "Аполлон-16" (*б*)

1 — Море Дождей; *2* — Архимед; *3* — Апеннины; *4* — Балканы; *5* — Литтров, *6* — западная часть Моря Кризисов; *7* — материк между Морем Смита и Морем Кризисов; *8* — западная граница Моря Смита; *9* — восточная граница Моря Смита; *10* — горы восточнее Моря Смита; *11* — горы вокруг кратера Циолковский; *12* — Пастер, Гильберт; *13* — Гагарин; *14* — Пирке; *15* — горы западнее кратера Циолковский; *16* — вал кратера Циолковский; *17* — Море Смита; *18* — Циолковский; *19* — Море Кризисов; *20* — морской район вокруг Маральди; *21* — Море Ясности; *22* — Болото Гнилое; *23* — анортозиты (0,89—0,91), габбро-анортозиты (0,82); *24* — обр. 15418; *25* — анортозитовое габбро ("Аполлон-11,-12"); ***26*** — Тихо; *27* — отношение концентраций Al/Si; *28* — залив Центральный; *29* — Апеннины, почвы; *30* — Океан Бурь, породы типа *A B* (0,22); *31* — Делиль и Диофант; *32* — Океан Бурь, породы типа *B*; *33* — Океан Бурь, породы типа *A*; ***34*** — Апеннины, породы; *35* — габбро-анортозиты, "Аполлон-11,-12" (0,074), анортозиты (0,04—0,003); *36* — отношение концентраций Mg/Si

метры, детекторами в которых служили три газовых пропорциональных счетчика, наполнявшихся смесью газов (Ar – 90%, CO_2 – 95%, He – 0,5%) при давлении 1 атм. Каждый счетчик имел окно из бериллия толщиной 25 мкм и эффективной площадью 25 $см^2$. Два счетчика работали с фильтрами (Mg толщиной 12,7 мкм и Al толщиной 5 мкм), один – без фильтра. Угол обзора детекторов ограничивался коллиматором и составлял $\sim 60^\circ$. При заданной высоте и скорости полета космического аппарата, а также требуемой точности определения отношений элементов необходимая статистика счета набиралась с площади лунной поверхности размером приблизительно 100 × 150 км.

На рис. 95 схематически показано устройство блока детектирования прибора, применявшегося на КА "Аполлон-15 и -16". Блок детектирования состоял из трех детекторов – пропорциональных счетчиков, коллиматора и устройства для калибровки прибора – и устанавливался на выносной штанге. Электронная часть прибора, предназначенная для обработки и кодирования информации, размещалась внутри КА.

Сигналы с детекторов после усиления и формирования поступали на восьмиканальный амплитудный анализатор, информация с которого по телеметрическим каналам передавалась на Землю.

Канал спектрометра с детектором без фильтра работал в двух режимах: 0,75–2,75 кэВ и 1,5–5,5 кэВ; с фильтром – в режиме – 0,75–2,75 кэВ. Для контроля солнечной активности применялся специальный детектор, работавший в диапазоне энергий 1–3 кэВ.

Если предположить, что содержание Si во всех породах вдоль трассы полета КА "Аполлон-15 и -16" приблизительно одинаково, то отношение плотности потока рентгеновских квантов, регистрируемых счетчиками с фильтрами, к плотности потока, регистрируемой счетчиком без фильтра, можно считать приблизительно пропорциональным отношению элементов Mg/Si и Al/Si. Тогда измерение этих отношений вдоль трассы полета дает изменение содержания Mg и Al. Однако изменение в содержании Si в разных породах и изменение интенсивности и спектра рентгеновского излучения Солнца в разные моменты измерения делают определение абсолютных содержаний этих элементов практически невозможным.

На рис. 96 показаны изменения отношений Mg/Si и Al/Si, измеренные на КА "Аполлон-15 и -16" [179, 182, 197].

Из приведенных данных можно видеть, что эти отношения меняются в 1,5–2,0 раза при переходе от морских к материковым породам. В морских районах наблюдается меньшее отношение Al/Si и большее – Mg/Si по сравнению с материковыми районами. Эта закономерность коррелирует с изменением альбедо породы при переходе от морского к материковому району. Все эти факты стали очевидными после изучения образцов лунного грунта, доставленного на Землю. В настоящее время известно, что лунные моря сложены базальтовыми породами, имеющими более высокое содержание Al и более низкое – Mg, а также более низкое альбедо по сравнению с породами лунных материков, которые сложены габбро-анортозитовыми породами.

Дистанционный анализ лунной породы газовыми сцинтилляционными детекторами

Во всех вышеописанных экспериментах для рентгенофлуоресцентного анализа вещества Луны и планет в качестве детекторов излучения использовались газоразрядные пропорциональные счетчики. Простота изготовления и надежность в эксплуатации являются главными факторами, опреде-

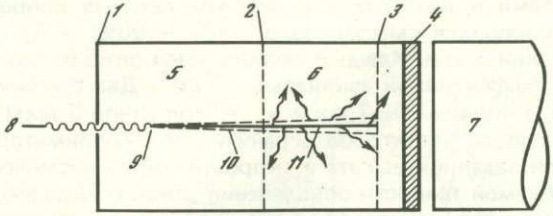


Рис. 97. Принцип работы газового сцинтилляционного пропорционального счетчика *1* — входное окно; *2* — дрейфовый сеточный электрод; *3* — сцинтилляционный сеточный электрод; *4* — выходное окно; *5* — область дрейфа; *6* — область сцинтилляций; *7* — фотоумножитель; *8* — рентгеновское излучение; *9* — фотопоглощение; *10* — дрейф электронного облака; *11* — эмиссия фотонов

ляющими их предпочтительное использование в космических исследованиях.

В стандартном пропорциональном счетчике предельное энергетическое разрешение определяется статистикой ионизационных процессов, сопровождающих поглощение фотонов рентгеновского излучения, и статистикой умножения заряда первичных электронов в неоднородном электрическом поле. Теоретически предельное разрешение пропорционального счетчика составляет около 15% на полувысоте энергии ~6 кэВ. Практически эта величина может быть достигнута лишь для наиболее благоприятной геометрии измерения. Однако большинство реальных счетчиков с большой поверхностью имеют энергетическое разрешение 20–25%.

Поэтому совершенно очевидно, что дальнейшее развитие рентгенофлуоресцентного анализа должно идти прежде всего по пути разработки детекторов с более высоким энергетическим разрешением. Такими детекторами, в частности, могут быть газовые сцинтилляционные пропорциональные счетчики (ГСПС). Они начали применяться в космических исследованиях сравнительно недавно. Область их применения пока ограничивается астрофизическими экспериментами, связанными с измерением спектров или локализацией источников рентгеновского излучения. Наибольших успехов в развитии ГСПС достигла группа сотрудников Европейского центра космических исследований и технологии (Нидерланды) [363, 364, 416, 417]. В работах [240, 241, 365, 418] приведены описания бортовых спектрометров для астрофизических исследований. Первое применение двух ГСПС было осуществлено на европейской ракете Ариес в 1980 г., где за 500 с работы были проведены наблюдения источников рентгеновского излучения, в дальнейшем счетчики использовались в аппаратуре, создаваемой для космических исследований.

На рис. 97 показан принцип действия ГСПС. В таком счетчике первичные электроны ускоряются электрическим полем до такой степени, что они могут возбуждать атомы рабочего газа, еще не вызывая умножение заряда (т.е. газовый разряд). Предельное разрешение ГСПС определяется только статистикой первичного ионизационного процесса. Теоретически оно составляет около 6% для энергии ~6 кэВ, однако наилучшее разрешение, достигнутое экспериментальным путем с малыми счетчиками, равно 8% [417].

После прохождения коллиматора, определяющего поле обозрения, рентгеновские кванты проходят через окно в ксеноновый газовый наполнитель (область дрейфа). (Верхний энергетический предел счетчика опре-

деляется тормозной способностью области дрейфа, зависящей от давления и объема газа.) Электроны, образуемые при фотопоглощении рентгеновских квантов дрейфуют к первой сетке и затем ускоряются ко второй сетке, образуя по пути движения вспышку сцинтилляций в ультрафиолетовом диапазоне с длительностью, определяемой временем прохождения электрона через сцинтилляционную область.

Рентгеновские кванты, которые поглощаются в сцинтилляционной области, и заряженные частицы, проходящие через детектор, дают сцинтилляционные вспышки различной длительности. Вспышки регистрируются фотоумножителем. Для выделения нужного события импульсы фотоумножителя анализируются по амплитуде (энергии) и длительности.

Для обеспечения эффективности сбора с большой площади (вне зависимости от места входа фотона в счетчик) первичное электронное облако фокусируется в области фотопоглощения с помощью сферически симметричного поля, образуемого специальными сферическими сетками и кольцами.

В газовом сцинтилляторе длительность ультрафиолетовой вспышки зависит от геометрии детектора, поля в области дрейфа и сцинтилляций и длины электронного трека для рентгеновского кванта или заряженной частицы. Для рентгеновских квантов с энергией в 6 кэВ длительность вспышки равна примерно 5 мкс при поле 4000 В/см в сцинтилляционной области глубиной 2 см.

Подбором энергетического окна и временного интервала регистрации вспышек газовый сцинтилляционный пропорциональный счетчик может подавлять фон, обусловленный заряженными частицами и гамма-квантами, аналогично тому, как это достигается в газовом пропорциональном счетчике.

Метод и аппаратура и использованием ГСПС для дистанционного анализа лунной породы. Пикоком и др. [416] предложены аппаратура и метод измерения флуоресцентного излучения лунной поверхности с орбиты спутника Луны. Эта разработка основана на опыте работ, приобретенном в астрофизических исследованиях, проводившихся на ракетах и спутниках Земли. Аппаратура основана на использовании ГСПС, приспособленном для измерения флуоресцентного излучения в области малых энергий 1—10 кэВ. Кроме того, малая скорость счета и необходимость получить максимальную пространственную разрешающую способность определили еще одну особенность этого счетчика — большую рабочую поверхность. Поскольку ГСПС пока является практически единственным высокоэффективным детектором, предназначенным для дистанционного анализа лунной породы, рассмотрим его более подробно.

Принципиальное устройство ГСПС приведено на рис. 98. Счетчик состоит из коллиматора, газовой камеры, фотоумножителя и электронного устройства, смонтированных внутри алюминиевого корпуса.

Коллиматор изготовлен из пористого алюминия с прозрачностью 85%. Поле зрения выбрано с учетом требуемого пространственного разрешения, статистики измерений и угла обзора поверхности. Коллиматор используется также для поддержания тонкого входного окна.

Механизм управления калибровочным источником расположен с наружной стороны коллиматора. Источник имеет две линии: Mn_{K_α} (5,9 кэВ) и Al_{K_α} (1,5 кэВ) (последняя обусловлена возбуждением флуоресценции алюминия излучением Mn).

Газовая камера сконструирована из керамических секций, сваренных вместе. Входное окно для рентгеновского излучения соединено с керамической камерой через стальные закраины. Выходное окно изготовлено из

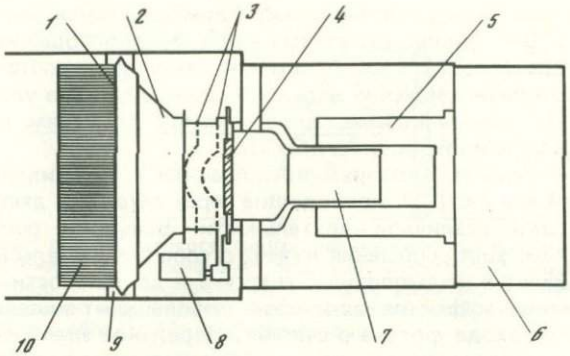


Рис. 98. Принципиальное устройство газового сцинтилляционного пропорционального счетчика

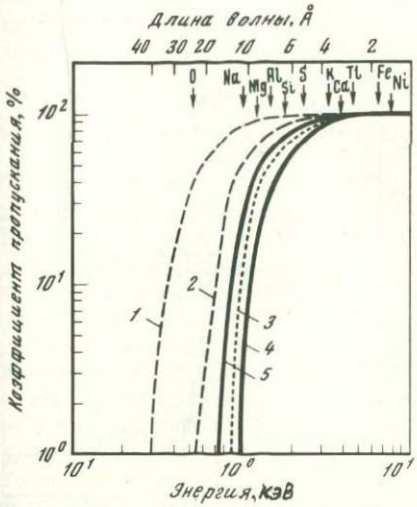
1 — бериллиевое окно; *2* — газовая камера; *3* — сетки; *4* — кварцевое окно; *5* — газонаполненный отсек высоковольтного источника; *6* — блок электроники; *7* — фотоумножитель с высоковольтным источником; *8* — геттер; *9* — крепежный фланец; *10* — коллиматор

кварца толщиной 4 мм, чтобы не препятствовать прохождению ультрафиолетового излучения.

Позолоченные молибденовые фокусирующие кольца образуют и поддерживают электрическое поле вдоль конусных стенок газовой камеры. Искажение поля может возникнуть в результате использования плоского, а не сферического входного окна, но оно может быть скорректировано фокусирующими кольцами. Квазисферическое электрическое поле в областях дрейфа и сцинтилляций поддерживается кольцами и сетками. Оптимальный потенциал в области дрейфа и в области сцинтилляций равен соответственно 3 и 8 кВ.

На входное окно подается 11 кВ, а сцинтилляционная сетка *3* (правая) находится под потенциалом корпуса, что позволяет уничтожить обратное поле между сцинтилляционной сеткой и выходным окном в существующей конструкции. Эта область является источником паразитных сцинтилляций, вызываемых фотоэлектронами, которые возникают под действием ультрафиолетовых фотонов в основной сцинтилляционной области и бомбардируют выходное окно и его окрестности. Присутствие этого паразитного света ухудшает энергетическое разрешение. Чтобы поддерживать высокий уровень чистоты ксенона до и во время полета, используются два геттера.

Важным элементом в приборе является материал окна. На рис. 99 показано прохождение рентгеновского излучения через ряд материалов окна: полипропилен (1 и 5 мкм), майлар (5 и 10 мкм) и бериллий (25 мкм), а также приведено местоположение флуоресцентных линий кислорода, натрия, магния, алюминия, кремния и т.д. Видно, что линии кислорода можно измерять, только применяя пропиленовое окно толщиной 1 мкм, но изготовление такого окна большой поверхности с низкой утечкой газа и длительным сроком службы является в настоящее время еще нерешенной задачей. Линия натрия может наблюдаться с эффективностью в несколько процентов при бериллиевом окне толщиной 25 мкм. Такое окно может быть изготовлено впаянным в детектор, и при этом не требуется система подкачки газа в ГСПС при длительной работе. Высокая эффективность регистрации натрия может быть достигнута с 5 мкм полипропиленовым или майларовым окном.



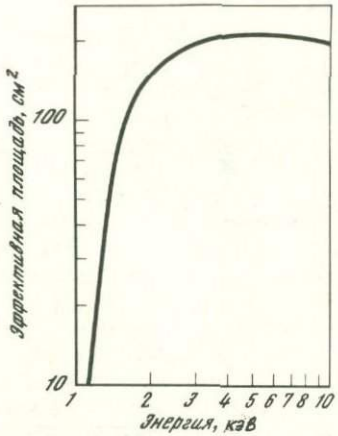


Рис. 99. Прохождение рентгеновского излучения через различные материалы, используемые в детекторах

1 — 1 мкм полипропилена; *2* — 5 мкм полипропилена; *3* — 25 мкм бериллия; *4* — 10 мкм майлара; *5* — 5 мкм майлара

Рис. 100. Зависимость эффективной зоны ГСПС от энергии рентгеновских фотонов (толщина окна детектора 25 мкм бериллия)

Любое пластиковое окно требует использования системы подкачки, поскольку из-за диффузии через него воздуха ксенон может загрязняться в период нахождения на Земле.

Ниже приведены основные характеристики флуоресцентного спектрометра на основе ГСПС:

Масса, кг	20
Габариты, мм	цилиндр — $h = 600$, $d = 300$
Энергопотребление, Вт	8
Энергетический диапазон, кэВ	1–10
Энергетическое разрешение, %	
по Fe (6,4 кэВ)	10
по Al (1,5 кэВ)	20
Фон после подавления, имп/с · кэВ	10
Эффективность подавления фона в диапазоне 1–10 кэВ, %	97
Эффективная площадь регистрации фотонов, $см^2$	
для Fe	173
для Al	93
Количество энергетических каналов	256
Емкость канала	2^8
Угол обзора коллиматора, Время экспозиции	зависят от высоты орбиты

Для интерпретации результатов измерений флуоресцентного излучения лунной поверхности, необходимо знать спектр и интенсивность солнечного излучения во время измерений. Это достигается установкой солнечного мониторного детектора на космическом аппарате. В идеальном случае солнечный детектор должен быть похожим на лунный. Однако в простейшем случае таким детектором может быть обычный пропорциональный счетчик, ориентированный на Солнце.

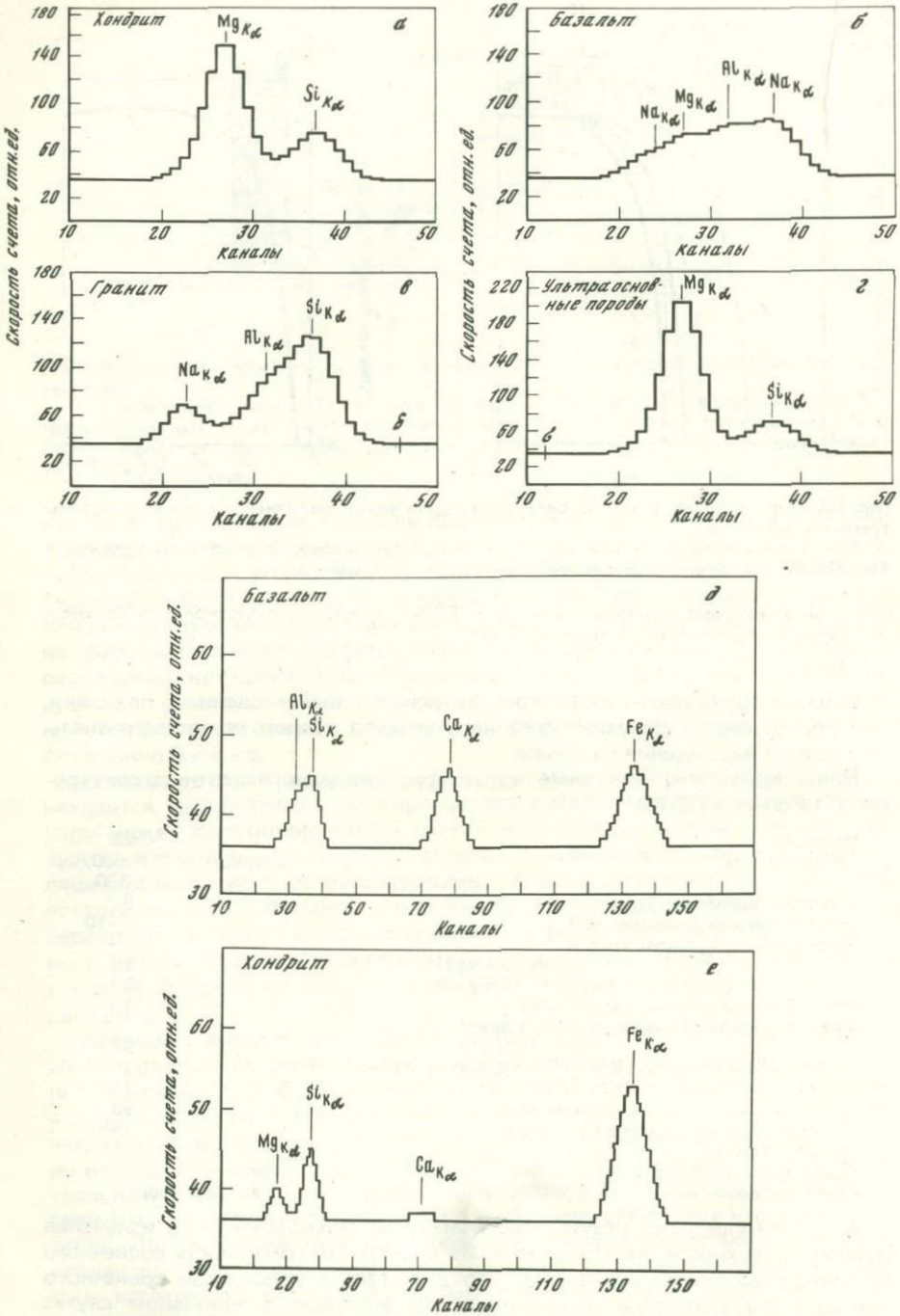


Рис. 101. Спектры флуоресцентного излучения некоторых лунных пород, рассчитанные для ГСПС в период спокойного Солнца (*а, б, в, г*) и для периода активного Солнца (*д, е*)

Чувствительность спектрометра на основе ГСПС. Основными характеристиками, определяющими чувствительность спектрометра, являются эффективная зона сбора фотонов и фон детектора. Эффективная зона показана на рис. 100 как функция энергии рентгеновских фотонов. При расчете принималась во внимание прозрачность коллиматора, равная 85%, и толщина бериллиевого окна детектора в 25 мкм.

Уровень фона детектора с использованием системы подавления может быть определен из полетов ракет с подобными детекторами. Однако для того чтобы привести скорость счета фона, полученную для условий околоземной орбиты, к условию лунной орбиты, необходимо знать коэффициент пересчета. Основываясь на данных, полученных для рентгеновских счетчиков, использовавшихся на спутнике Земли COS-B и орбитальном модуле корабля "Аполлон-15", можно принять этот коэффициент, равным 10. Подавление фона, достигнутое в данном ГСПС, составляет 97% в энергетическом диапазоне 1—10 кэВ.

На рис. 101, *а* приведены ожидаемые спектры лунных пород, рассчитанные для данного ГСПС в период спокойного Солнца, на рис. 101, *б* показаны аналогичные спектры для периода солнечных вспышек. Породы значительно различаются по спектрам и их основной элементный состав может быть определен с точностью до 5% для района лунной поверхности диаметром в 5 км. Например, такой лунный кратер, как Кеплер (диаметр 32 км), может быть охарактеризован 40 точками.

Таким образом, обладая рядом преимуществ по сравнению с обычными пропорциональными счетчиками, газовые сцинтилляционные счетчики позволяют более эффективно решить одну из актуальных задач в исследовании Луны — геохимическое картографирование ее поверхности. Решение этой задачи открывает путь к выбору наиболее перспективных районов лунной поверхности для будущего изучения и освоения.

ГЛАВА 3

НЕЙТРОНОМЕТРИЯ

МЕТОД И АППАРАТУРА ДЛЯ АКТИВАЦИОННОГО АНАЛИЗА ПОРОДЫ

Для исследования состава лунной породы с помощью космических аппаратов был создан ряд приборов, основанных на регистрации γ-излучения, возбуждаемого нейтронами [214, 304, 462, 463], однако использовать их до настоящего времени не представилось возможным. С одной стороны, это объясняется тем, что первые посадочные аппараты не могли взять на борт столь сложную аппаратуру, имеющую сравнительно большой вес и требующую большое энергопотребление, с другой стороны, на первых космических аппаратах оказалось предпочтительным применить более простую и легкую, хотя и менее информативную аппаратуру, для предварительных оценок химического состава лунных пород, основанную на регистрации рассеянного породой α-излучения Cm^{242} [253, 414, 511, 512] или флуоресцентного излучения породы, возбуждаемого рентгеновским источником Ti—Zr [74, 75, 328] и рентгеновским излучением Солнца [181].

Более тяжелые советские и американские космические аппараты (такие, как "Луна-16, -20, -24" и "Аполлоны") доставляли лунное вещество на Землю, и, таким образом, также не использовали аппаратуру для анализа состава лунной породы в естественном залегании.

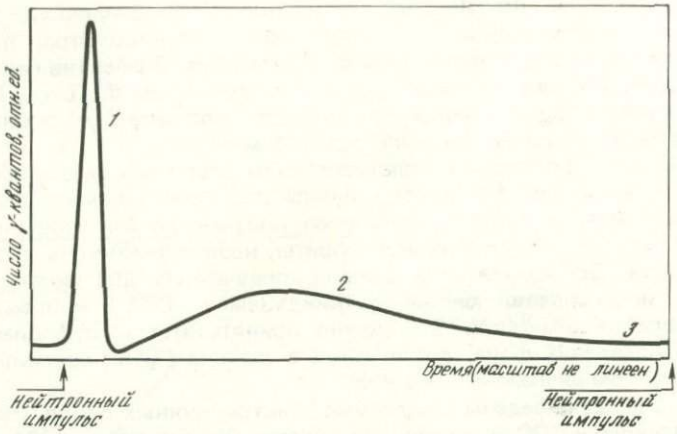


Рис. 102. Изменение плотности потока γ-излучения породы со времени после облучения ее кратковременным нейтронным импульсом

1 — 3 — γ-излучение: *1* — неупругого рассеяния; *2* — радиационного захвата; *3* — активации

Вместе с тем очевидна целесообразность применения подобной аппаратуры для исследования вещества Луны и планет на невозвращаемых аппаратах и особенно на передвижных станциях (типа "Лунохода"), когда необходимо получить информацию о химическом составе и свойствах породы в различных районах поверхности и для разных геологических образований. Особенно перспективным является применение активационной аппаратуры для исследования состава пород на планетах, имеющих атмосферу, где использование других методов, основанных на регистрации α-, β- и рентгеновского излучения, представляется более сложным.

Известно, что столкновение нейтронов с ядром ведет к одному из следующих процессов, сопровождающихся γ-излучением: неупругому рассеянию — (n, n'); ядерным реакциям с вылетом заряженных частиц и нейтронов (n, p), (n, α), $(n, 2n)$, др.; радиационному захвату нейтронов.

Вероятность протекания каждого процесса определяется величиной соответствующего эффективного сечения, которое существенно меняется с изменением энергии падающего нейтрона и, кроме того, оказывается различным для ядер с разными массовыми числами. В нашем случае наибольший интерес представляет взаимодействие нейтронов с начальной энергией около 14 МэВ (которые согласно условной классификации относятся к так называемым "быстрым" нейтронам) с ядрами элементов, наиболее распространенных в горных породах, т.е. элементов легкого ($A < 25$) и среднего ($25 < A < 80$) атомного веса.

Если породу подвергнуть кратковременному облучению нейтронами (нейтронным импульсом), то плотность потока γ-излучения, наведенного нейтронами, будет изменяться во времени в соответствии с кривой, изображенной на рис. 102 (масштаб по обеим осям не соблюден). Практически одновременно с облучением нейтронами будут испускаться γ-кванты неупругого рассеяния. Затем, через десятки мкс, необходимые для замедления нейтронов в породе, достигает максимума плотность потока радиационного захвата, после чего испускаются лишь γ-кванты, сопровождающие радиоактивный распад активированных ядер.

Плотности потоков γ-квантов, принадлежащих этим трем процессам, различаются на порядки: гамма-квантам неупругого рассеяния соответ-

ствует пик, короткий по времени, но большой по плотности потока (плотность того же порядка, что и плотность нейтронов); гамма-квантам радиационного захвата соответствует широкий пологий пик ввиду относительно большой длительности процесса замедления и флуктуации числа взаимодействий нейтронов с ядрами породы. Наконец, распад активированных ядер происходит в соответствии с экспоненциальным законом, и поток сопровождающих распад γ-квантов еще меньше на несколько порядков (он зависит от числа периодов полураспада активированных ядер).

Однако со временем меняется не только поток, но соответственно и спектр γ-излучения, сопровождающего вышеупомянутые процессы. И если характер изменения потока γ-излучения во времени (см. рис. 102) мало меняется в зависимости от состава породы, то спектральный состав γ-излучения определяется главным образом составом породы и процессами взаимодействия с ней нейтронов.

В настоящем разделе мы кратко рассмотрим взаимодействие быстрых нейтронов с основными породообразующими элементами и более подробно — устройство и применение бортовой аппаратуры для исследования состава и свойств внеземного вещества активационным методом.

Бортовая аппаратура для активационного анализа

В работах [214, 304, 462, 463] обстоятельно рассмотрены конструктивные особенности и физические характеристики бортовой аппаратуры для активационного анализа вещества. Наибольшей трудностью в создании подобной аппаратуры является разработка малогабаритного, экономичного нейтронного генератора с высокой плотностью потока нейтронов. В зависимости от характера регистрируемого γ-излучения и соответствующих режимов работы активационной аппаратуры оптимальным является поток 10^7—10^9 нейтронов с энергией 14 МэВ. Так, например, в работе [214] рассмотрен вариант бортовой аппаратуры, основанной на регистрации γ-излучения неупругого рассеяния, возбуждаемого сравнительно невысоким нейтронным потоком $\sim 10^7$ нейтрон/с. В работе [304] обсуждается активационная аппаратура, основанная на регистрации γ-излучения породы, активированной нейтронным потоком $\sim 10^9$ нейтрон/с. Оба варианта аппаратуры представляют несомненный интерес. Мы рассмотрим сравнительно подробно вариант универсальной автоматической активационной аппаратуры для исследования внеземного вещества с помощью космических аппаратов, которая была разработана группой исследователей, занимавшихся γ-спектрометрией Луны и планет [57, 136]. Данная аппаратура позволяет провести следующие исследования на поверхности планеты: определить содержание основных породообразующих элементов O, Si, Al, Mg, Fe и др. в поверхностном слое вещества по γ-излучению, возникающему под действием быстрых нейтронов; определить содержание воды в исследуемой породе по γ-излучению радиационного захвата; содержание естественных радиоактивных элементов (U, Th, K) по естественному γ-излучению; измерить плотность породы по величине потока γ-квантов неупругого рассеяния нейтронов; измерить поток космических лучей и общий уровень радиации на поверхности планеты с помощью детектора заряженных частиц и гамма-спектрометра.

Проведение подобного комплекса исследований позволяет сделать важные выводы о характере породы, залегающей на поверхности планеты, и процессах, участвовавших в ее формировании.

Принцип работы данной аппаратуры показан на рис. 103.

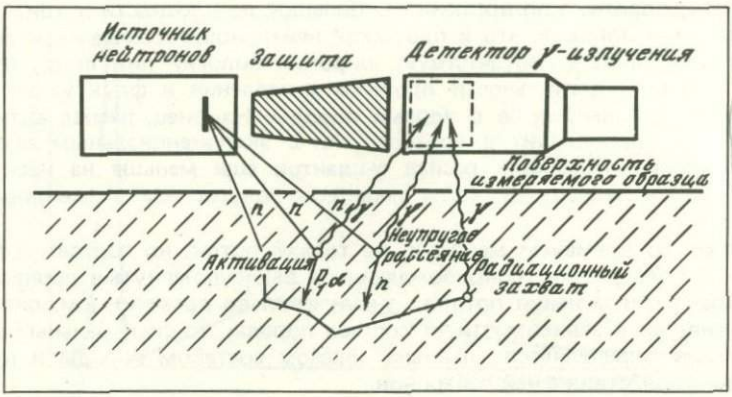


Рис. 103. Схема определения состава и свойств породы активационным методом

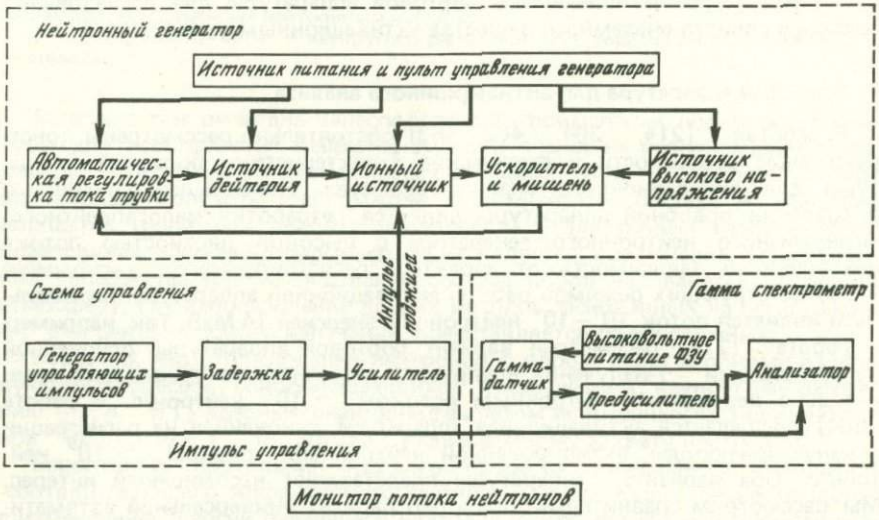


Рис. 104. Функциональная схема аппаратуры для исследования состава и свойств породы активационным методом

Нейтронный генератор создает поток 14 МэВ нейтронов, испускаемых короткими импульсами длительностью 1—3 мкс с частотой следования до 10^4 Гц. Гамма-излучение, возникающее в облучаемой породе, регистрируется с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра. Осуществляемая блоком управления синхронизация работы генератора и спектрометра позволяет проводить раздельную регистрацию γ-излучения, возникающего в результате неупругого рассеяния, радиационного захвата и активации.

Аппаратура выполнена в виде трех отдельных блоков. Первый блок — выносная гильза — включает в себя нейтронный генератор, сцинтилляционный детектор с защитой от нейтронного излучения генератора и систему питания. Второй блок состоит из многоканального амплитудного анализатора и системы вывода информации. Третий блок служит для управления и синхронизации работы аппаратуры. Выносная гильза во время эксперимента располагается на исследуемой поверхности, остальные блоки разме-

щаются внутри гермоотсека станции и соединяются с гильзой гибким кабелем.

Принципиальная схема аппаратуры показана на рис. 104. Ее основными функциональными звеньями являются импульсный генератор нейтронов, сцинтилляционный гамма-спектрометр, блок управления и синхронизации, монитор потока нейтронов, блок питания. Вместе с тем каждое из этих звеньев содержит ряд взаимосвязанных узлов. Рассмотрим их устройство и функционирование подробнее.

Импульсный генератор нейтронов. Основой генератора нейтронов является малогабаритная импульсная нейтронная трубка, представляющая собой цилиндрическое электровакуумное изделие, состоящее из нескольких узлов разного назначения (рис. 105). Работа ее основана на ядерной реакции T $(d, n)^4$He, в результате которой возникают нейтроны с энергией ~ 14 МэВ. Эта реакция происходит при взаимодействии ускоренных до ~ 100 кэВ ионов дейтерия с атомами трития, сорбированными на циркониевой мишени, служащей катодом трубки. На поверхности мишени на каждом атоме циркония удерживается в среднем ~ 1,5 атома трития. Площадь мишени ~1,5 см^2.

Ионы дейтерия получаются в ионном источнике типа Пенинга, состоящего из оксидного катода и прозрачного цилиндрического анода. Источником дейтерия является титановая спираль, насыщенная дейтерием до атомного соотношения $N_д/N_{Ti} \approx 0{,}2-0{,}4$, которая находится в ионном источнике.

Работа трубки происходит следующим образом. Электроны, имитируемые оксидным катодом, будучи ускоренными анодным напряжением ионного источника в 250—300 В, ионизируют дейтерий, выделяющийся при нагреве титановой спирали. Ионизированные атомы дейтерия, выходя из ионного источника, попадают в электрическое поле высокого напряжения, ускоряются им до энергии ~ 100 кэВ и попадают на тритиево-циркониевую мишень, вызывая реакцию T $(d, n)^4$He с образованием нейтронов с энергией ~14 МэВ.

Так как при изменении условий работы (например, температуры) меняется и количество дейтерия, выделяемого из источника (что может изменить режим работы трубки), то для устранения этой зависимости в схеме предусмотрена автоматическая регулировка давления газа в трубке. При оптимальном режиме работы трубки интегральный поток составляет $5 \cdot 10^7$ нейтрон/с.

Высоковольтное питание нейтронной трубки осуществляется от специального источника, собранного по схеме умножения. Высоковольтный источник обеспечивает на выходе ток 20—40 мкА при напряжении ~100 кВ.

Нейтронный генератор собран в одной из секций гильзы, конструкция приведена на рис. 106 (см. вкл.). Для уменьшения вероятности пробоя секции высоковольтного источника собраны так, что напряжение возрастает от края гильзы к центру, где расположена трубка. Кроме того, секция залита тщательно высушенным трансформаторным маслом.

Для стабилизации нейтронного потока в гильзе имеется схема автоматической регулировки, которая при произвольном увеличении тока, текущего через трубку, соответственно уменьшает ток натекателя, что приводит к уменьшению тока трубки.

Блок низковольтного питания нейтронного генератора представляет собой преобразователь, выполненный по двухтактной схеме с общей базой. Для поддержания постоянства напряжения питающей цепи на входе блока установлен стабилизатор. При изменении напряжения сети на 15% выходное напряжение изменяется не более чем на 0,1%.

Импульс поджига ионного источника, синхронизированный с импуль-

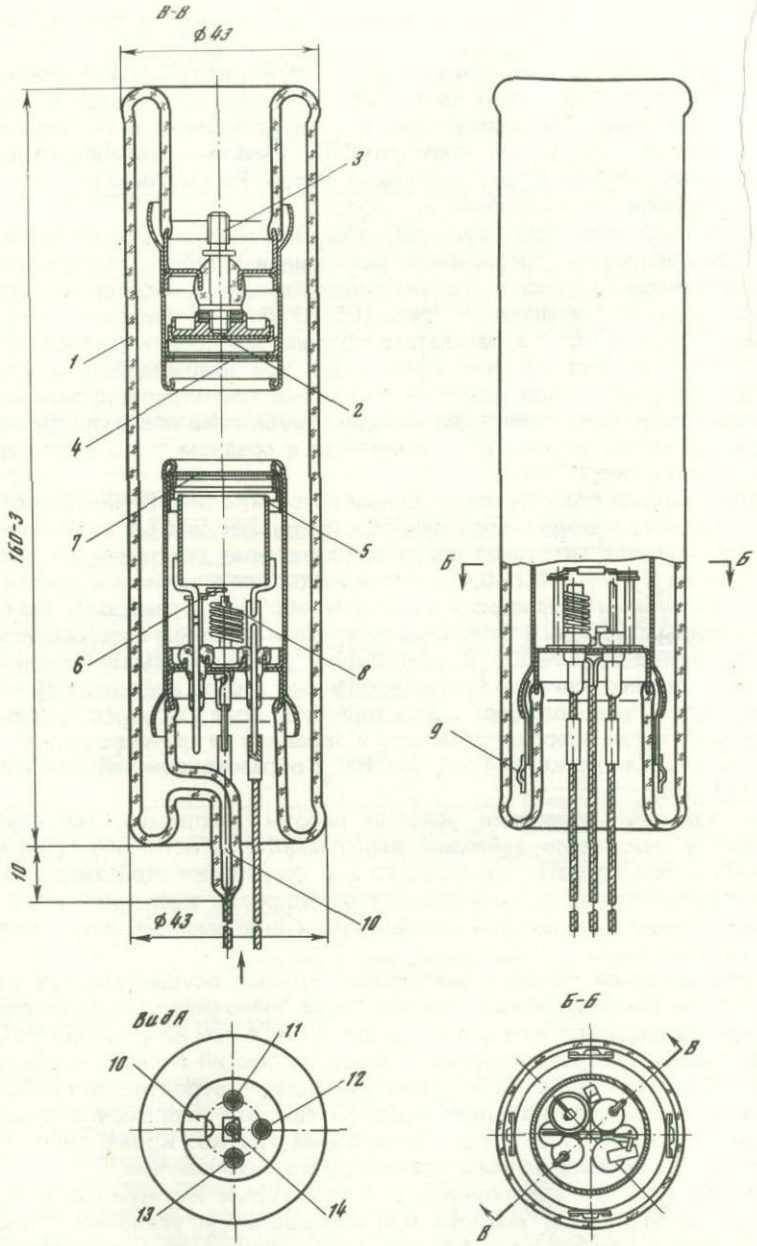


Рис. 105. Принципиальное устройство нейтронной трубки НТ-7

1 — стеклянный баллон; *2* — мишень; *3* — высоковольтный электрод; *4* — антидинатронная сетка; *5* — анод источника ионов; *6* — оксидный катод источника ионов; *7* — вытягивающая сетка; *8* — источник дейтерия; *9* — геттеры; *10* — штенгель; *11* — вывод подогревателя катода ионного источника; *12* — вывод анода источника ионов; *13* — вывод источника дейтерия; *14* — вывод анода трубки (земля)

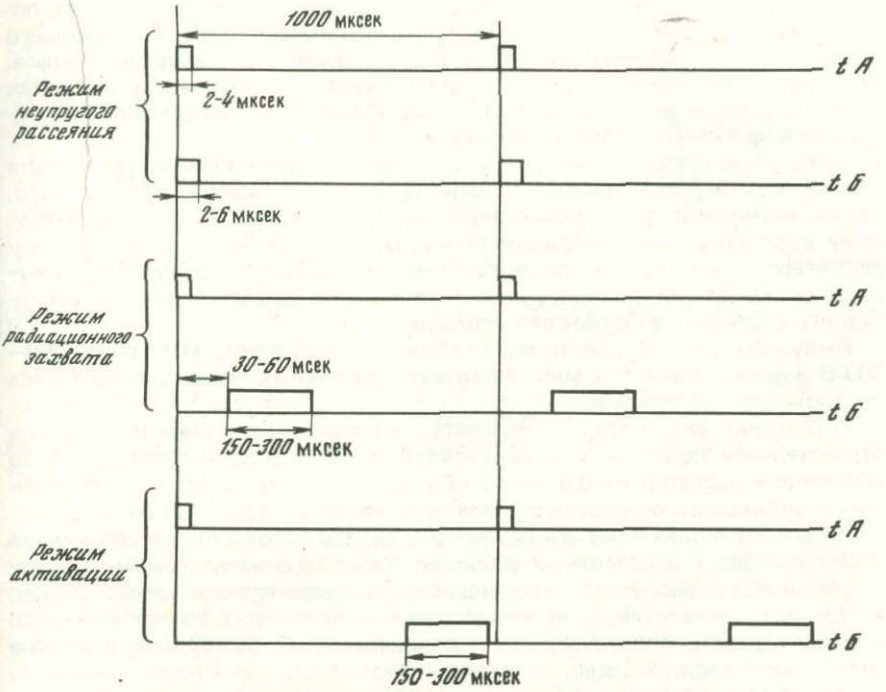


Рис. 107. Временная диаграмма работы блока управления и синхронизации
А — импульсы поджига; *Б* — импульсы управления

сом управления, вырабатывается блокинг-генератором, высокое входное сопротивление которого достигается введением в схему эмитерного повторителя. Стабилизация тока мишени, необходимая для поддержания постоянства нейтронного потока, осуществляется с помощью схемы автоматической регулировки давления газа в ускорителе трубки.

Гамма-спектрометр. Основными функциональными звеньями спектрометра являются гамма-датчик и анализатор амплитуд импульсов.

Особенностью гамма-датчика является применение в нем комбинированного сцинтиллятора, с помощью которого осуществляется дискриминация импульсов, обусловленных попаданием в кристалл заряженных частиц. Сцинтиллятор представляет собой кристалл NaJ (Tl) размером 40 × 50 мм, окруженный сцинтиллирующей пластмассой толщиной 3—4 мм. Кристалл и пластмасса разделены между собой прозрачным стеклянным контейнером. Оптический контакт осуществляется силиконовым клеем. Наружные стороны пластмассового сцинтиллятора, за исключением стороны, обращенной к фотоумножителю, покрыты отражающей эмалью. Дискриминация импульсов, возникающих в датчике под действием заряженных частиц, осуществляется с помощью специальной схемы, использующей разницу во времени высвечивания кристалла и сцинтиллирующей пластмассы.

В датчике используется фотоумножитель ФЭУ-81. Цилиндр из пермалоя служит магнитным экраном ФЭУ. Для стабилизации коэффициента усиления при разных температурных условиях работы датчика последовательно с высоковольтным делителем питания ФЭУ включено термосопротивление, изменение величины которого компенсирует изменение величины сигнала.

Датчик гамма-спектрометра вместе с источником высоковольтного питания (на 1800 В) и экраном из меди длиной около 150 мм, защищающего детектор от потока нейтронов генератора, размещены в выносной гильзе.

Регистрация, анализ и запоминание спектра γ-излучения производится многоканальным анализатором амплитуд импульсов, информация с которого выводится через ТМ-систему связи.

Блок управления и синхронизации. Блок управления и синхронизации обеспечивает нужный режим работы установки в зависимости от того, каким методом ведется анализ элементного состава вещества (по неупругому взаимодействию, радиационному захвату или активации). Он выдает стартовые импульсы поджига на ионный источник нейтронного генератора, а также синхронные с ними сигналы, управляющие работой амплитудного анализатора гамма-спектрометра.

Импульсы поджига имеют положительную полярность, амплитуду 250—300 В и длительность ~2 мкс. Частота следования их зависит от характера регистрируемого γ-излучения.

Управление анализатором производится прямоугольными импульсами отрицательной полярности с амплитудой 5—10 В, длительностью от 2 до 1000 мкс и частотой от 0,5 до 10 кГц. Длительность задержки управляющих импульсов относительно стартовых меняется от 0 до 1000 мкс.

На рис. 107 приведена временная диаграмма работы блока управления и синхронизации в различных режимах. Как видно из диаграмм, в режиме неупругого рассеяния вход анализатора амплитуд импульсов открывается практически лишь на время длительности нейтронного импульса, в режиме радиационного захвата — с задержкой на 30—60 мкс, в режиме активации — в конце цикла.

Для выбора режимов работы в широком интервале исходных параметров в блоке управления и синхронизации имеются два широкодиапазонных генератора импульсов: один из них выдает стартовые импульсы на генератор нейтронов и задержанные относительно них импульсы управления анализатором, второй — служит для формирования импульсов поджига.

ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА И СВОЙСТВ ПОРОД АКТИВАЦИОННЫМ МЕТОДОМ

Анализ γ-излучения неупругого рассеяния. На вышеописанной установке были получены спектры γ-излучения неупругого рассеяния нейтронов для некоторых земных пород, приведенные на рис. 108. На этих спектрах хорошо проявляются отдельные фотопики, связанные с возбуждением первых энергетических уровней разных ядер. Вместе с тем эти фотопики располагаются на значительном "пьедестале", о происхождении и составе которого будет сказано ниже.

Отметим, что значения сечений неупругого рассеяния быстрых нейтронов для разных элементов колеблются в относительно небольших пределах: от десятых долей до нескольких единиц барн. Поэтому для элементов, содержание которых в породе не превышает ~1%, макроскопические сечения слишком малы, чтобы использовать $(n, n'\gamma)$-реакцию для количественных определений. Однако в том случае, когда требуется идентифицировать тип исследуемой породы по содержанию основных породообразующих элементов, примерное равенство сечений, наоборот, является преимуществом.

Для оценки влияния плотности облучаемой породы на поток γ-квантов неупругого рассеяния и форму регистрируемых спектров были прове-

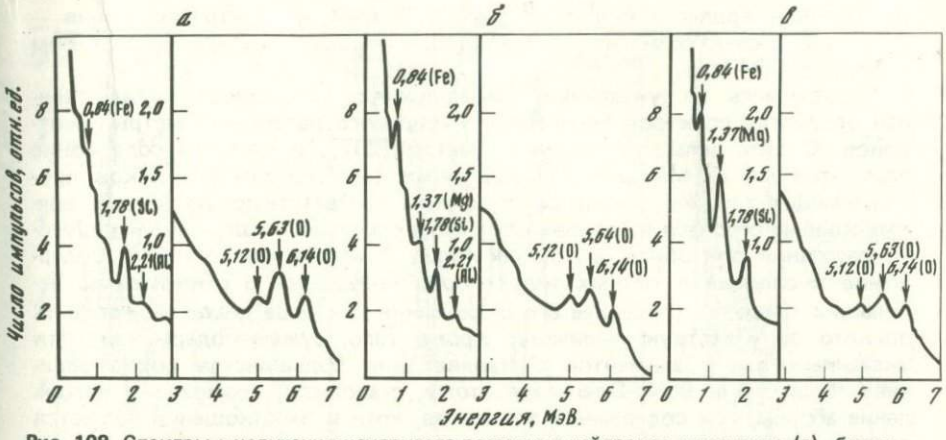


Рис. 108. Спектры γ-излучения неупругого рассеяния нейтронов на граните (*а*), базальте (*б*), дуните (*в*)

дены измерения на пробах песка с разной плотностью, которые показали, что регистрируемая скорость счета γ-квантов неупругого рассеяния возрастает с увеличением плотности облучаемых образцов, причем скорость роста постепенно уменьшается, и при плотности, большей ~2 г/см^3 поток γ-квантов неупругого рассеяния остается практически постоянным. Выполаживание кривой при $\rho > 2$ г/см^2 вызвано тем, что более плотные породы экранируют поток нейтронов и образовавшихся γ-квантов, уменьшая тем самым регистрируемую скорость счета.

На основании этой закономерности становится возможным определение плотности облучаемой породы по регистрируемой скорости счета γ-квантов неупругого рассеяния нейтронов. Абсолютная ошибка определения плотности составляет приблизительно ± 0,1 г/см^3.

Наличие "пьедестала" в спектре γ-излучения неупругого рассеяния обусловлено в основном попаданием в кристалл нейтронов и γ-квантов вследствие следующих процессов: а) прохождения нейтронов через защиту и образования в ней γ-квантов; б) рассеяния нейтронов от измеряемого образца; в) рассеяния нейтронов от окружающих предметов и возникновения в них γ-квантов (особенно при измерениях в помещении).

Использование большой защиты позволяет практически полностью экранировать детектор от потока нейтронов и тем самым регистрировать спектр, обусловленный лишь рассеянием нейтронов от окружающих предметов и возникновением в них γ-квантов. Так, например, прямое прохождение нейтронов для фильтра из меди толщиной 25 см составляет 2% от первоначального потока.

Из рассмотрения вышеприведенных спектров γ-излучения неупругого рассеяния видно, что наиболее распространенные в породах элементы имеют достаточно характерные и хорошо проявляющиеся гамма-линии. Так, в кислороде при неупругом рассеянии быстрых нейтронов с наибольшим сечением возбуждается уровень с энергией 6,14 МэВ. На аппаратурном спектре γ-излучение кислорода проявляется в виде трех пиков, обусловленных поглощением одного или двух аннигиляционных γ-квантов или вылетом их обоих из кристалла. В углероде возбуждается уровень с энергией 4,43 МэВ, а соответствующее ему γ-излучение также дает триаду пиков на аппаратурном спектре. Наиболее интенсивным в гамма-спект-

ре кремния является пик с энергией 1,78 МэВ, в спектре алюминия — 2,21 МэВ, в спектре магния — 1,37 МэВ, а железо характеризуется пиком с энергией 0,84 МэВ.

Основываясь на указанных гамма-линиях, проводится количественная обработка спектров γ-излучения неупругого рассеяния быстрых нейтронов. С этой целью используется метод [237], в котором содержание элементов или их отношения определяются по площадям фотопиков, принадлежащих тем же элементам. При этом соответствующие калибровочные кривые строятся на основе измерения спектров γ-излучения неупругого рассеяния для образцов горных пород с известным составом. Содержание кислорода в разных типах пород колеблется в относительно небольших пределах и среднее его содержание для ряда пород может быть принято за известную величину. Кроме того, сумма содержаний пяти указанных выше элементов составляет для большинства пород величину, близкую к 90%. Благодаря этому, становится возможным нахождение абсолютных содержаний элементов, хотя и их отношения являются достаточно показательными для определения типа исследуемой породы.

Данный метод обработки спектров γ-излучения неупругого рассеяния имеет определенные положительные стороны. Во-первых, нет необходимости в строгом нормировании регистрируемых гамма-спектров по нейтронному потоку, так как при обработке спектров берутся не абсолютные количества импульсов в фотопиках определяемых элементов, а их отношения в пределах одного спектра. Во-вторых, изменение плотности образца не вносит заметных искажений в получаемые результаты, так как в этом случае меняется лишь поток регистрируемого γ-излучения, а форма гамма-спектра, как это было сказано выше, остается постоянной. Погрешности найденных таким образом отношений площадей фотопиков позволяют оценить чувствительность метода, т.е. найти содержания элементов, которые могут быть определены с ошибкой в 100%. Так, для железа, магния, алюминия и кислорода эти величины соответственно равны 0,6; 1,2; 0,6 и 2,0%.

Анализ γ-излучения, возникающего при активации. Знание периодов полураспада радиоизотопов и энергий γ-квантов, излучаемых при их распаде, позволяет составить относительно простую (исходя из конечной цели эксперимента) программу облучения исследуемых образцов и регистрации наведенной активности. На рис. 109 приведены спектры γ-излучения активации, полученные через 12 мин после окончания облучения. Облучение проводили в течение 45 мин, регистрацию — в течение 30 мин. Поток нейтронов составлял $5 \cdot 10^7$ нейтрон/с.

Регистрация γ-излучения активации в процессе облучения породы с использованием той же геометрии измерений, что и при анализе по неупругому рассеянию, позволяет, несмотря на фон, обусловленный активацией материала датчика, получить спектр, содержащий ряд фотопиков, обусловленных активацией Mg, Si, Al, Fe и кислорода (последний находится в более жесткой части спектра) и, таким образом, определить их содержание в облучаемой породе.

Аналогичные спектры γ-излучения активации, в которых проявляются те же линии, могут быть получены с использованием другой программы измерений, когда облучение и регистрация проводятся последовательно с короткими ($\sim$20 с) экспозициями. В этом случае может быть использована "вращающаяся" [304] или подобная ей геометрия измерений, которая позволяет избавиться от фона, вызванного активацией материала гамма-датчика.

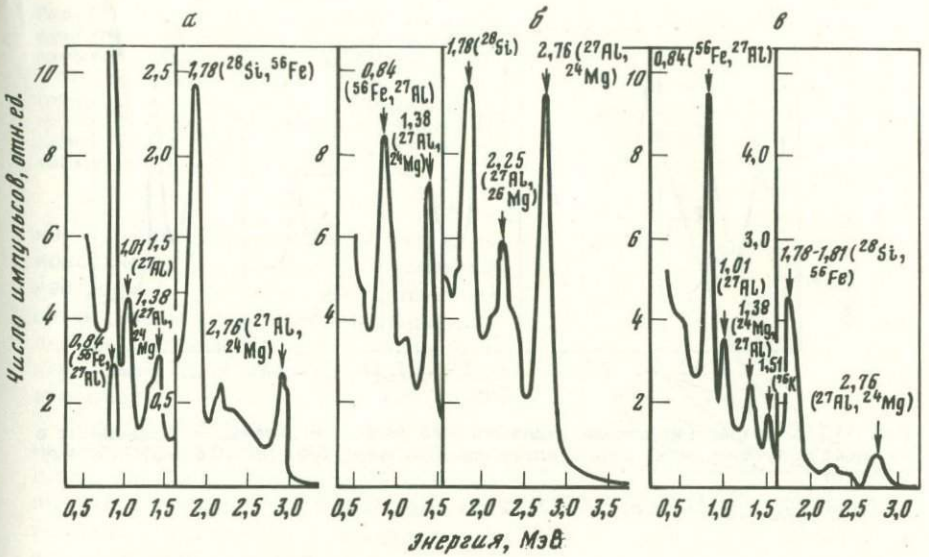


Рис. 109. Спектры γ-излучения активации, зарегистрированные через 12 мин после окончания облучения
а — базальт; *б* — дунит; *в* — гранит

Гамма-излучение, обусловленное активацией кислорода, может быть зарегистрировано также с помощью одного канала анализатора, настроенного так, чтобы фиксировать γ-кванты с энергией, большей 4,5 МэВ. Такой способ регистрации γ-излучения при активации кислорода применим для вышеупомянутых программ облучения и измерения.

После 12-минутной выдержки, за время которой практически полностью распадается ^{16}N, образовавшийся из кислорода, и существенно уменьшается количество ^{28}Al, образовавшегося в основном из ^{28}Si, регистрируется спектр гамма-излучения продуктов активации, в котором проявляются фотопики с энергией 0,84; 1,01; 1,28 и 1,78 МэВ. Этот спектр используется для определения содержаний алюминия и кремния.

Через 120 мин после окончания облучения распадается Mg, получающийся из ^{27}Al, а также ^{29}Al, образующийся из Si. В спектре γ-излучения активации, зарегистрированном после такой выдержки, проявляется фотопик с энергией 0,84 МэВ, обусловленный распадом Mn, образовавшегося из ^{56}Fe, а также фотопики с энергиями 1,37 и 2,75 МэВ, обусловленные распадом ^{24}Na. Последний образуется как на ^{24}Mg, так и на ^{27}Al соответственно за счет (n, p) и (n, α)-реакций. Мешающий определению магния вклад от активации ^{27}Al учитывается с помощью замеров на пробах, содержащих магний. Таким образом, магний определяется по площади фотопиков с энергией 1,37 и 2,75 МэВ, а железо по фотопику с энергией 0,84 МэВ.

Обработка спектров γ-излучения активации проводится так же, как и в случае использования неупругого рассеяния, и точность определения примерно такая же. Чувствительность определения составляет, например, для кислорода 1,0, для магния — 1,0, для алюминия — 0,4, для железа — 0,4%.

Анализ γ-излучения радиационного захвата. Гамма-излучение радиационного захвата регистрируется в промежутках между нейтронными

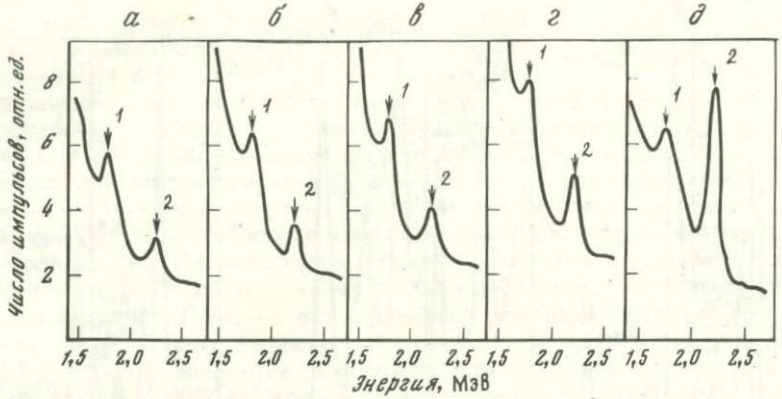


Рис. 110. Спектры γ-излучения радиационного захвата и активации, полученные в процессе облучения песка разной влажности (6% — *а*; 7,8% — *б*; 10,5 — *в*; 13% — *г*; 50% — *д*)

Пики: *1* — 1,78 [$^{28}Si(n, p)^{28}Al$]; *2* — 2,23 [$^{1}H(n, \gamma)^{2}H$]

импульсами. Одновременно с ним регистрируется γ-излучение, возникающее благодаря активации породы и материала датчика, а также за счет естественной радиоактивности. Такой спектр даже после вычитания γ-излучения от активации материала датчика и естественной радиоактивности, представляет собой из-за взаимного наложения большого числа гамма-линий такое распределение, в котором проявляются лишь триада пиков (6,14; 5,63 и 5,13 МэВ) за счет активации кислорода, фотопик с энергией 1,78 МэВ за счет активации кремнения и фотопик с энергией 2,23 МэВ за счет радиационного захвата на водороде. Последние два пика используются для построения кривой зависимости отношений площадей фотопиков, принадлежащих водороду и кремнию, от отношений содержаний этих элементов в породе. С этой целью могут быть использованы спектры γ-излучения радиационного захвата и активации кварцевого песка разной насыщенности (рис. 110). Помимо отношения водорода к кремнию при известном содержании последнего, по калибровочной кривой может быть определено содержание воды в исследуемой породе, при этом чувствительность определения составит примерно 0,5% H_2O.

ДИСТАНЦИОННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СОСТАВА ПОРОД ПО НЕЙТРОННОМУ ПОЛЮ

Нейтроны, возникающие в породе под действием космических лучей. Рассмотренные выше ядерно-физические методы позволяют дистанционно определять содержание в породе основных породообразующих элементов или естественных радиоактивных элементов. Однако есть ряд элементов, которые удобнее определять нейтронным методом. К ним относятся прежде всего водород, редкоземельные элементы и некоторые другие элементы, обладающие большим сечением захвата нейтронов в тепловой или резонансной области энергий. Поэтому нейтронный метод выгодно дополняет другие методы анализа. Применение его представляется целесообразным, в частности, для поиска воды (льда) на поверхности или под слоем реголита на Марсе [397], обнаружения замороженной воды в полярных районах Луны [535] и выявления пород с высоким содержа-

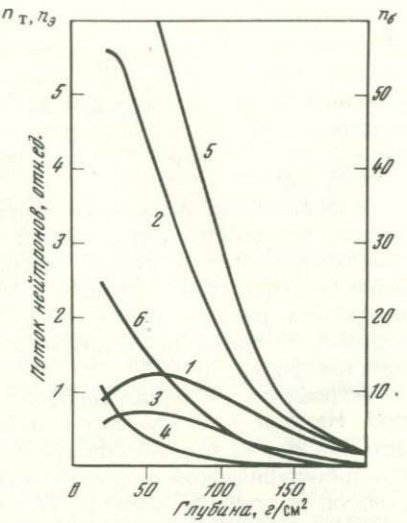


Рис. 111. Плотность потока нейтронов различных групп энергий ($n_т$, $n_э$, $n_б$) на разной глубине породы

1, 3, 5 — сухая порода: *1* — тепловые нейтроны; *3* — эпитепловые; *5* — быстрые нейтроны; *2, 4, 6* — та же порода с добавлением слоя воды 5 г/см²: *2* — тепловые: *4* — эпитепловые; *6* — быстрые нейтроны

нием редкоземельных элементов на ее поверхности [313]. Применение нейтронных методов для подобных целей возможно при исследовании любых космических тел, лишенных атмосферы или имеющих неплотную атмосферу.

Как упоминалось выше, тела, лишенные атмосферы, облучаются галактическими или солнечными космическими лучами, в результате чего образуются нейтроны, количество и спектральный состав которых зависят от элементного состава породы. Если пренебречь солнечными вспышками, которые происходят редко, то облучение поверхности тела происходит лишь галактическими космическими лучами, изотропно распределенными в пространстве, с постоянной плотностью потока. Так как скорость образования вторичных нейтронов на разной глубине практически не зависит от состава породы, то мы имеем дело с довольно постоянным во времени и распределенным по глубине источником нейтронов. Однако плотность потоков нейтронов разных энергетических групп (тепловые, эпитепловые и быстрые) у поверхности и на глубине зависит от содержания элементов, эффективно замедляющих и захватывающих нейтроны.

Потоки нейтронов разных энергетических групп у поверхности можно рассчитать теоретически исходя из спектрального состава и плотности потока галактических космических лучей. В работах [192, 331, 354, 440] проводились расчеты скорости образования быстрых нейтронов на разных глубинах в породе и было определено, что максимум находится на глубине ~ 40 г/см², а проинтегрированная по глубине скорость образования нейтронов составляет ~18 н/см².

Зная распределение быстрых нейтронов по глубине, можно вычислить плотности потоков нейтронов разных групп энергий на поверхности или измерить их в модельных экспериментах.

На рис. 111 приведены плотности потоков нейтронов разных групп энергий (медленные, эпитепловые и быстрые) над поверхностью безводной породы от слоя единичной толщины, расположенного на разных глубинах, при скорости образования быстрых нейтронов в материале слоя, равной скорости образования нейтронов на данной глубине под действием космических лучей. (Для сравнения на том же рисунке показаны плотности нейтронов для той же породы, содержащей слой воды толщиной 5 см, расположенный на поверхности; расположение слоя воды на разных глубинах от 0 до 50 г/см² породы существенно не изменяет характер этих кривых).

Как видно из рис. 111, плотность потока быстрых нейтронов у поверхности сухой породы значительно выше, чем тепловых или эпитепловых и по экспоненте убывает с глубиной. Плотность потока тепловых

и эпитепловых нейтронов вначале возрастает, достигая максимума на глубине 40–50 г/см^2, и затем медленно падает, становясь на порядок меньше при глубине ~ 200 г/см^2. Добавление в породу воды резко увеличивает поток тепловых и эпитепловых нейтронов и уменьшает поток быстрых нейтронов, особенно вблизи поверхности, т.е. на малых глубинах. (Соотношение потоков тепловых и быстрых нейтронов меняется в 2–3 раза).

Модельные эксперименты показывают, что водородосодержащий слой (вода, полиэтилен, плексиглас) толщиной 0,5–1,0 г/см^2 существенно изменяет скорости счета нейтронов в разных энергетических группах, если он находится на глубине от 0 до 50 г/см^2. Соотношения потоков нейтронов разных энергетических групп будут определенным образом меняться и при наличии других элементов, замедляющих или захватывающих нейтроны.

Устройство детектора нейтронов для дистанционного исследования пород. На рис. 112 (см. вкл.) показан прибор для дистанционного исследования пород по нейтронному потоку. Прибор имеет герметичный корпус цилиндрической формы, в котором смонтированы детекторы и электроника. В приборе имеется 12 нейтронных счетчиков СНМ-16, наполненных ^{3}He при давлении 7 атм.

Одна группа из четырех счетчиков расположена вблизи оси прибора. Счетчики защищены со всех сторон 5-сантиметровым слоем замедлителя (полиэтилена) и снаружи закрыты кадмиевым экраном. Эти счетчики замеряют поток быстрых нейтронов, замедляющихся в полиэтилене.

Вторая группа из четырех счетчиков расположена вблизи стенки цилиндра, обращенной к нейтронному потоку. Эти счетчики со стороны нейтронного потока защищены лишь тонкой стенкой корпуса, практически не влияющей на поток нейтронов, и регистрируют поток тепловых и эпитепловых нейтронов. Наконец, третья группа из четырех счетчиков, расположена в той же геометрии, что и вторая группа, но окружена кадмиевым экраном. Эта группа счетчиков регистрирует лишь поток эпитепловых нейтронов.

В корпусе прибора также расположены электронные устройства для регистрации и анализа сигналов с детекторов: предусилители, усилители, дискриминаторы верхнего и нижнего уровней, счетные устройства, преобразователь напряжения, высоковольтный источник напряжения.

Весь объем прибора заполнен гелием до давления 7 атм. Это наполнение служит дополнительным замедлителем быстрых нейтронов и подстраховывает работоспособность детекторов в случае утечки из них рабочего газа. Основные характеристики прибора: масса – 12 кг, энергопотребление – 8 Вт, габариты – d = 200 мм, h = 500 мм, общая рабочая площадь – 500 см^2, эффективность: по медленным нейтронам ~ 80%, по быстрым – 3–5%, число энергетических каналов – 3, емкость каждого энергетического канала – 10^5, рабочий диапазон температур – (–50°, +70° С).

Данный прибор разрабатывался с учетом соответствующих требований, предъявляемых к бортовой аппаратуре (минимальные масса, габариты и т.д.), поэтому он представляет собой не самый оптимальный вариант с точки зрения своих ядерно-физических характеристик. Однако такая плотная упаковка детектора дает возможность измерять поток нейтронов разных энергетических групп (по-существу, в одной точке). С помощью описанного прибора можно провести нейтронное картографирование поверхности космического тела с различным влагосодержанием или содержанием элементов с большим сечением рассеяния или захвата нейтронов в породе.

АЛЬФА-СПЕКТРОМЕТРИЯ

АНАЛИЗ ЛУННОЙ ПОРОДЫ НА КА "СЕРВЕЙОР-5, -6 и -7" МЕТОДОМ РАССЕЯНИЯ α-ЧАСТИЦ

Метод анализа и аппаратура. Метод рассеяния α-частиц в анализе лунного вещества использовался на КА "Сервейор" (1967—1968 гг.). Был определен химический состав пород в двух морских и одном материковом районах лунной поверхности. Прибор, использовавшийся в этих экспериментах, подробно описан в работах [414, 511], метод анализа и результаты экспериментов — в работах [269, 413, 415, 512—514].

Данный метод анализа основан на облучении мишени α-частицами радиоизотопного источника и измерении спектров либо рассеянных в обратном направлении α-частиц, либо протонов, рожденных в реакциях на легких ядрах.

Альфа-частицы, рассеянные в обратном направлении под углом, близким к 180°, имеют энергию $E'_\alpha = [E^0_\alpha (A - 4)^2/(A + 4)^2]$, где E^0_α и E'_α — энергии падающей и рассеянной α-частиц соответственно, A — массовое число облучаемого элемента. Ввиду слабой зависимости энергии рассеянной α-частицы от A, измерение спектра E'_α и определение содержания элемента требуют использования детектора с высоким энергетическим разрешением. Техника измерения, использованная в экспериментах на КА "Сервейор-5, -6 и -7", позволяет определять с хорошей точностью элементы примерно до $A \leqslant 40$. Могут быть определены и более тяжелые элементы, если они различаются по массовому числу более чем на единицу.

Определение элементов по спектру протонов, рожденных в (α, p)-реакции, имеет ограничения. Например, не могут быть определены легкие элементы, такие, как C и O, ввиду недостаточности энергии α-частиц радиоизотопных источников для возбуждения реакции (α, p). На более тяжелых элементах реакция (α, p) идет с бо́льшим выходом, однако, начиная примерно с $A \approx 35$—40, выход протонов становится незначительным ввиду высокого кулоновского барьера у тяжелых ядер. Поэтому определение содержания элементов по (α, p)-реакции возможно лишь в пределах примерно от Na до K.

На рис. 113 в качестве примера показаны спектры α-частиц, рассеянных лунной породой, и протонов, рожденных в (α, p)-реакциях на той же породе. Приведены также спектры α-частиц и протонов, полученные на отдельных элементах, составляющих эту породу. Зная спектры отдельных элементов (или их окислов) можно разложить спектр породы на составляющие компоненты. (Разложение можно сделать, например, пользуясь методом наименьших квадратов). Однако, по-видимому, более эффективным было бы применение метода [154], описанного в гл. 2.

Аналитические возможности данного метода были исследованы в работах [413, 414, 511, 512]. Они сводятся к следующему:

а) метод имеет хорошую чувствительность для элементов тяжелее He, но его чувствительность резко убывает с повышением массового числа элемента;

б) метод не позволяет определять водород, так как α-частицы на водороде не рассеиваются в обратном направлении;

в) чувствительность и точность определения легких элементов примерно такая же, как для кислорода, для тяжелых элементов она несколько ниже (как для железа);

г) ввиду малой проникающей способности α-частиц данный метод дает

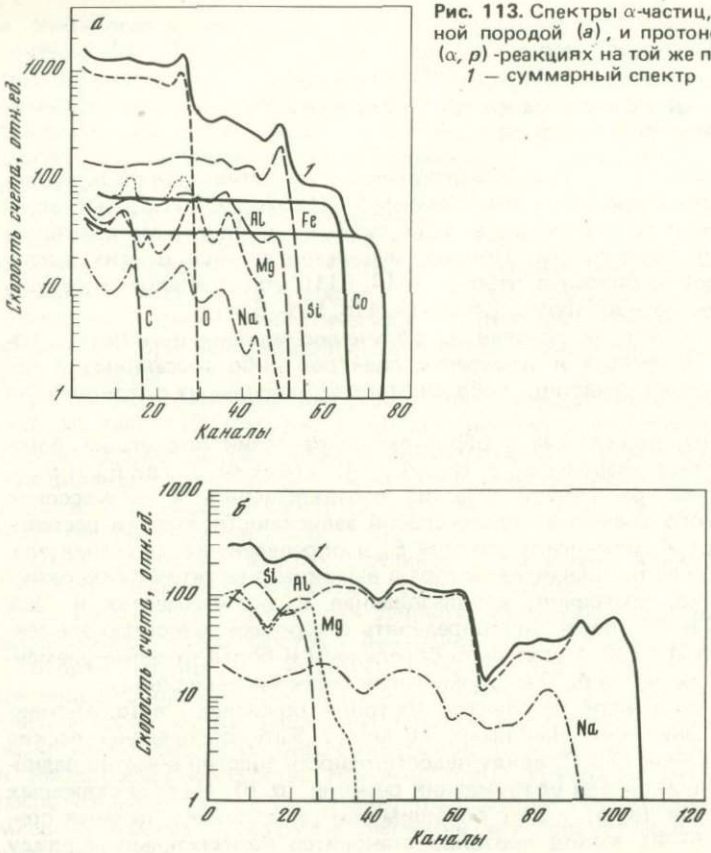


Рис. 113. Спектры α-частиц, рассеянных лунной породой (*а*), и протонов, рожденных в (α, *p*)-реакциях на той же породе (*б*)
1 — суммарный спектр

состав лишь самого верхнего слоя анализируемого образца толщиной в несколько микрон;

д) при реально использованной интенсивности радиоизотопного источника ^{242}Cm (~ 200 мКи) регистрируется слабый поток α-частиц и протонов, что требует длительного измерения. Например, на КА "Сервейор-5, -6 и -7" спектры регистрировались в течение 10 ч, чтобы получить необходимую статистику.

Методические работы показывают [514], что данный метод позволяет определять содержание основных породообразующих элементов в породах с точностью до 0,5% по массе (1 σ). Меньшая точность достигается лишь для соседних элементов — K и Ca, если они оба присутствуют в соизмеримых количествах.

На рис. 114 показана схема детекторной части прибора, применявшегося на КА "Сервейор-5, -6, -7", демонстрирующая взаимное расположение радиоизотопных источников, детекторов излучения и анализируемого образца. В приборе используются шесть радиоизотопных источников ^{242}Cm (суммарная активность 200 мКи), облучающих поверхность анализируемого образца; два альфа-детектора, измеряющих спектр рассеянных α-частиц, и четыре протонных детектора, измеряющих спектр протонов, рождаемых в мишени в результате реакции (α, *p*).

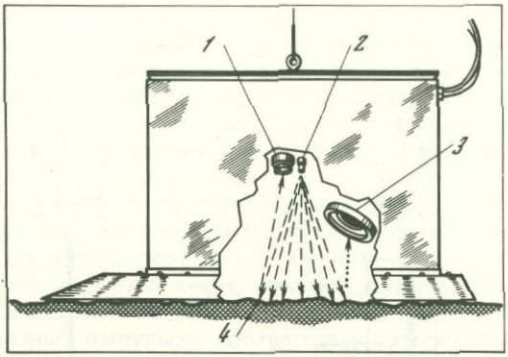


Рис. 114. Схема детекторной части прибора для измерения спектров α-частиц и протонов, использовавшаяся на КА "Сервейор"-5, -6, -7"
1 — детектор рассеянных α-частиц; *2* — источник α-частиц; *3* — детектор протонов; *4* — поверхность анализируемой породы

Для регистрации и измерения энергии α-частиц используются кремниевые поверхностно-барьерные детекторы с толщиной чувствительного слоя 50 мкм. Эта толщина обеспечивает высокую эффективность регистрации α-частиц и является почти прозрачной для протонов. Наружная поверхность детекторов покрыта тонкой позолоченной органической пленкой, предохраняющей их от загрязнения и проникновения света. Перед детектором установлены коллиматоры с площадью окна 0,25 $см^2$.

Для измерения энергии протонов используются кремниевые Li-дрейфовые детекторы с толщиной чувствительного слоя 350 мкм. Со стороны рабочей поверхности они защищены золотой фольгой толщиной 11 мкм ($\sim$ 21 $мг/см^2$), которая полностью поглощает α-частицы, но пропускает протоны с энергией более $\sim$ 1,5 МэВ. Перед детекторами установлены коллиматоры, ограничивающие рабочую поверхность детектора до $\sim$ 1,2 $см^2$.

Так как сечение реакции (α, p) мало и (как следствие) мало число рождаемых протонов, становится существенным вклад протонов космических лучей. Для устранения этого вклада альфа-детекторы защищены с внешней (верхней) стороны защитными кремниевыми Li-дрейфовыми детекторами, имеющими рабочую поверхность $\sim$ 3 $см^2$ и толщину чувствительного слоя 400 мкм. Основные и защитные протонные детекторы работают по схеме антисовпадений, что дает возможность регистрировать лишь протоны, рождаемые в (α, p)-реакциях, и исключать протоны космических лучей. Скорость счета α-частиц на поверхности Луны, измерявшаяся на КА "Сервейор-5, -6, -7", составляла $\sim$2 $с^{-1}$, скорость счета протонов $\sim$ 2 $мин^{-1}$.

Все источники и детекторы прибора смонтированы в едином выносном блоке, нижняя сторона которого не имеет стенки. Этот блок с помощью специального устройства опускался непосредственно на лунную поверхность. Электроника прибора размещалась внутри аппарата и работала в термостатированных условиях. Масса всего прибора около 13 кг, его энергопотребление 2 Вт.

Ввиду отсутствия атмосферы у Луны α-частицы беспрепятственно достигают анализируемой породы, а после рассеяния — соответствующих детекторов. Взаимодействие α-частиц с атомами породы происходит на глубине лишь в несколько микрон. При разработке данного метода были теоретически рассмотрены и экспериментально изучены некоторые

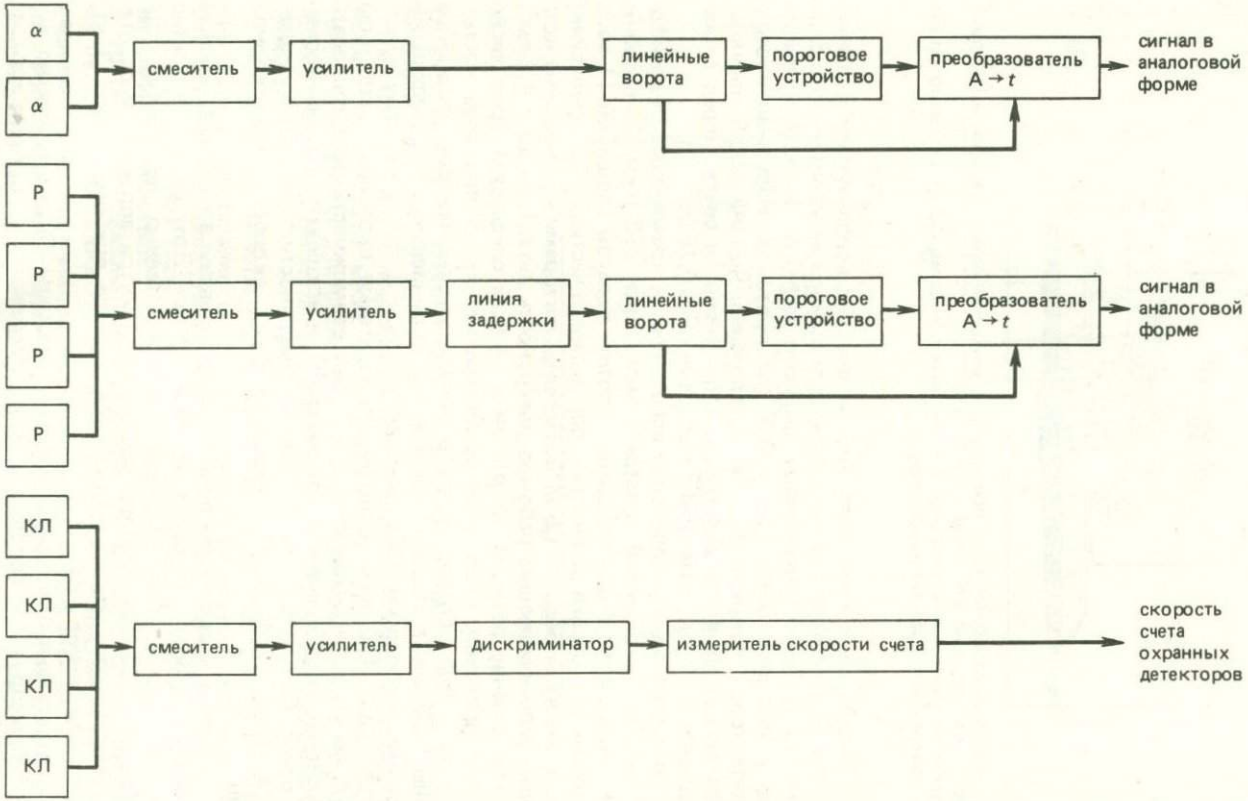


Рис. 115. Структурная электронная схема прибора для исследования состава пород Луны, применявшегося на КА "Сервейор"

α-детекторы α-частиц с предусилителями; *P*-детекторы протонов с предусилителями; КЛ-детекторы космических лучей с предусилителями

вопросы, связанные с взаимодействием α-частиц с толстой мишенью: спектры α-частиц, рассеянных толстой мишенью; резонансное ядерное рассеяние α-частиц на легких элементах, таких, как C и O (которое увеличивает сечение рассеяния на порядок при энергии α-частиц ~ 6 МэВ по сравнению с резерфордовским рассеянием); ядерные реакции (α, p) на Na, Mg, Al и Si с точки зрения количественного определения этих элементов и другие.

На рис. 115 показана структурная схема прибора [511]. Сигналы с детекторов через предусилители, смесители и усилители поступают на амплитудно-временные преобразователи и далее в цифровой форме — на ТМ систему. Для калибровки энергетических шкал прибора в его составе имеется калибровочный генератор, управляемый с Земли, который выдает калибровочные импульсы, соответствующие энергии α частиц в 2,5 и 3,5 МэВ.

Результаты экспериментов. В табл. 51 приведены результаты измерений элементного состава лунных пород, проводившихся на КА "Сервейор-5, -6 и -7". Погрешности измерений даны с 90% доверительной вероятностью, причем учитывались как статистические, так и аппаратурные погрешности.

Полагая, что "Сервейор-5" (Море Спокойствия) и "Сервейор-6" (залив Синус Меди) исследовали типично морские районы, а "Сервейор-7" (окрестность кратера Тихо) — материковый район лунной поверхности, были сделаны следующие заключения [514]:

1) породы, залегающие в лунных морях близки по составу к базальтам земной коры (в частности, порода, исследованная КА "Сервейор-5", оказалась очень похожей по составу на базальты океанических хребтов). Содержание основных породообразующих элементов в морских породах находится в пределах их содержаний в земных базальтах. Это свидетельствует о нагреве Луны в прошлом и, как следствие, о дифференциации ее вещества, приведшей к выплавлению базальтовых пород. Сравнение состава пород трех лунных районов с составом гранитов земной коры показывает, что в лунных породах нет такого обогащения Si, Na и обеднения Mg, Fe, Ca, как в гранитных континентах Земли. Хотя лунные моря в основе своей сложены базальтовыми породами, их элементный состав имеет существенные отличия от земных базальтов. Например, содержание Na (~ 0,5%) значительно ниже, чем в земных базальтах (в океанических хребтах оно равно ~ 1,5%). Кроме того, Море Спокойствия имеет более высокое содержание Ti (~ 2%), чем земные базальты. Если эти два элемента считать важными, то на Земле, вероятно, нет пород, состав которых точно отвечал бы составу лунного реголита;

2) состав лунных пород указывает на то, что их происхождение отлично от метеоритов, падающих на Землю[1];

3) наблюдается большое различие составов пород на морях и материке. Например, в морских породах содержится втрое больше Ti, Fe и значительно меньше Al, Ca. В то же время по количеству Si, Na, Mg оба типа пород различаются незначительно;

4) морские районы лунной поверхности имеют более высокое альбедо, по-видимому, из-за большого содержания минералов, имеющих в своем составе железо и титан;

5) более низкое содержание на лунных материках элементов, тяжелее Ca, должно указывать на более низкую плотность породы в материковых районах. На этот факт ранее обращалось внимание в работе [424], авторы

[1] Исключение составляет обнаруженный недавно метеорит Alha 81005,2, упавший на Землю с Луны.

Таблица 51

Содержания основных породообразующих элементов, измеренные КА "Сервейор-5, -6 и -7" (в ат. %)

Элемент	"Сервейор-5"	"Сервейор-6"	"Сервейор-7"
O	61,1 ± 10	59,3 ± 1,6	61,8 ± 1,0
Na	0,47 ± 0,15	0,6 ± 0,24	0,5 ± 0,2
Mg	2,8 ± 1,5	3,7 ± 1,6	3,6 ± 1,6
Al	6,4 ± 0,4	6,5 ± 0,4	9,2 ± 0,4
Si	17,1 ± 1,2	18,5 ± 1,4	16,3 ± 1,2
Ca	5,5 ±0,7	5,2 ± 0,9	6,9 ± 0,6
Ti	2,0 ± 0,5	1,0 ± 0,8	0 ± 0,4
Fe	3,8 ± 0,4	3,9 ± 0,6	1,6 ± 0,4

которой подсчитали на основе предварительного анализа данных КА "Сервейор-5, -6, -7", что коренные породы лунных морей и материков должны иметь плотности 3,15 и 2,95 г/см^3;

6) если считать, что данные, полученные КА "Сервейор-7", являются представительными для лунных материков, которые составляют более 80% всей поверхности Луны, и плотность 2,95 г/см^3 соответствует плотности материковых пород, то отличие их плотности от средней плотности Луны, равной 3,36 г/см^3, указывает на большую глубину распространения дифференцированного вещества;

7) наконец, более низкая плотность лунных материков коррелирует с их более высоким по сравнению с морями поднятием. Это говорит о том, что материки являются не первичным аккумулированным материалом Луны, а химически сегрегированной фракцией, которая ввиду более низкой плотности и изостатического равновесия находится на большем поднятии, чем морские районы, сложенные более плотной породой.

По окончании экспериментов, проведенных на КА "Сервейор-5, -6, -7", лунные образцы, доставленные на Землю, обстоятельно исследовали во многих лабораториях мира. Были идентифицированы практически все элементы, встречающиеся в земных породах. В рамках этих широких и продолжительных исследований лунного вещества эксперименты, проведенные на КА "Сервейор", следует рассматривать как начальный этап пути, приведшего в настоящее время к пониманию истории формирования лунного вещества.

АППАРАТУРА ДЛЯ АНАЛИЗА СОСТАВА АТМОСФЕРЫ И ПОВЕРХНОСТИ МАРСА МЕТОДОМ РАССЕЯНИЯ α-ЧАСТИЦ

Аналитический прибор, отличающийся небольшими изменениями от прибора, применявшегося на КА "Сервейор-5, -6, -7", был предложен [253] для исследования состава породы и атмосферы Марса. Несмотря на наличие небольшой атмосферы у Марса, точность определения элементов в породе примерно та же, что и на Луне. Кроме того, данный прибор может измерять плотность атмосферы с точностью ~ 5%, а также определять содержание азота, неона и аргона в количествах более 1%, улучшена чувствительность определения углерода и кислорода.

Принцип работы прибора показан на рис. 116. В нем использовался один альфа-детектор, четыре протонных детектора и шесть радиоизотопных источников. В этом приборе, как и в лунном, применялся радиоизотопный

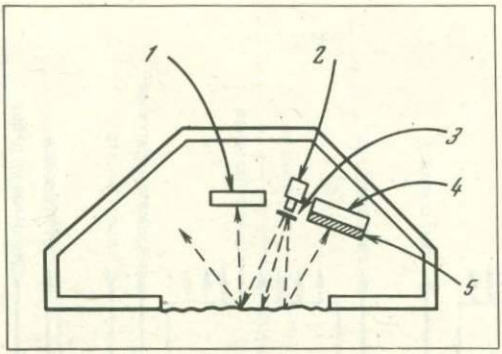


Рис. 116. Схема детекторной части альфа-спектрометра для определения состава атмосферы и поверхности Марса

1 — основной детектор рассеянных α-частиц; *2* — источник α-частиц; *3* — управляемый затвор; *4* — детектор протонов; *5* — защитный α-детектор

источник ^{242}Cm активностью 60 мК (источник испускает главным образом α-частицы с энергией 6,1 МэВ). Основные отличия этого прибора от ранее использованного на КА "Сервейор" сводятся к следующему:

а) расстояние от источника до образца и от альфа-детектора до образца сокращено с 7 до 2,5 см с целью уменьшения влияния марсианской атмосферы на спектры α-частиц и протонов. Это привело также к уменьшению облучаемой площади образца со 100 до 10 см^2 и увеличило скорость счета α-частиц и протонов при той же активности источника;

б) как следствие увеличения скорости счета был исключен один из двух альфа-детекторов, поскольку опыт работы показал, что поверхностно-барьерный кремниевый детектор является надежным в работе;

в) тонкая золотая фольга над протонным детектором заменена тонким кремниевым детектором толщиной ~ 35 мкм. Под ним расположен основной протонный детектор (как на "Сервейоре") и ниже — третий детектор, который включен на антисовпадение с двумя верхними детекторами. Второй и третий детекторы — дрейфовые Si (Li), аналогично "Сервейору". Регистрируются только те частицы, которые теряют соответствующие части энергии одновременно в двух верхних детекторах. Верхний детектор работает как поглотитель α-частиц;

г) перед источниками установлен механический затвор (шторка), который уменьшает вероятность загрязнения прибора при радиационном разрушении покрытия источников и позволяет измерять фон до открытия источников;

д) увеличено число каналов анализатора (для α-частиц и протонов) со 128 до 256, что повысило разрешающую способность прибора.

Прибор, как и на "Сервейоре" имеет два спектрометрических тракта, регистрирующих спектры α-частиц, рассеянных породой, и протонов, образующихся в результате реакции (α, p) на ядрах легких элементов.

На рис. 117 показана структурная схема электронного устройства прибора. Электронное устройство позволяет одновременно регистрировать два спектра (α-частиц и протонов) в 256 каналах анализатора с емкостью в канале 256 имп. Элементы этой схемы использовались ранее в бортовой аппаратуре некоторых КА и показали надежность работы.

Описанный прибор может быть использован не только для анализа поверхности Марса, но также для определения состава и плотности его атмосферы.

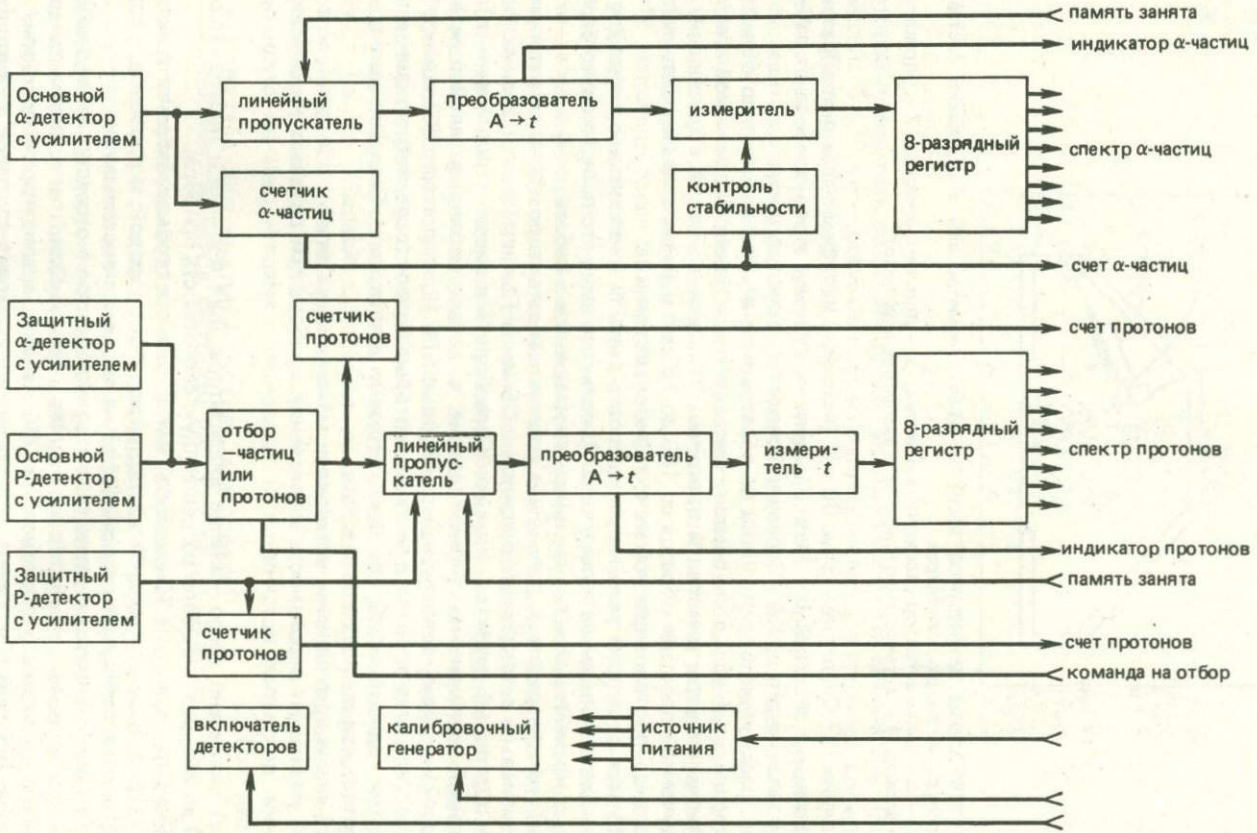


Рис. 117. Структурная электронная схема альфа-спектрометра для исследования состава атмосферы и поверхности Марса

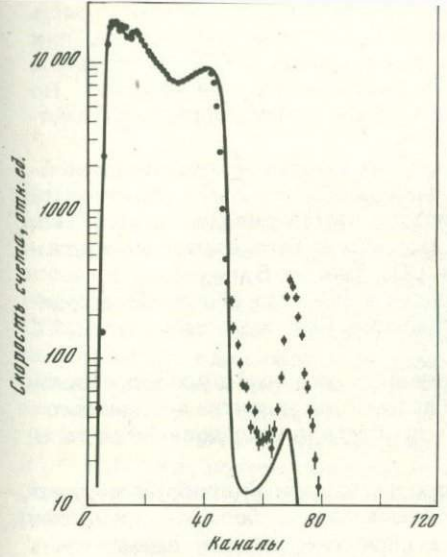


Рис. 118

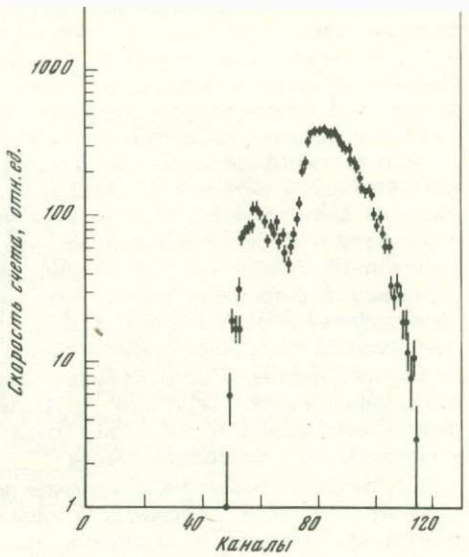


Рис. 119

Рис. 118. Спектр α-частиц, рассеянных от образца графита в вакууме (сплошная линия) и в атмосфере CO_2 при давлении 5 мм рт.ст. (точки)

Рис. 119. Спектр протонов, рожденных в (n, p) — реакции в чистом азоте

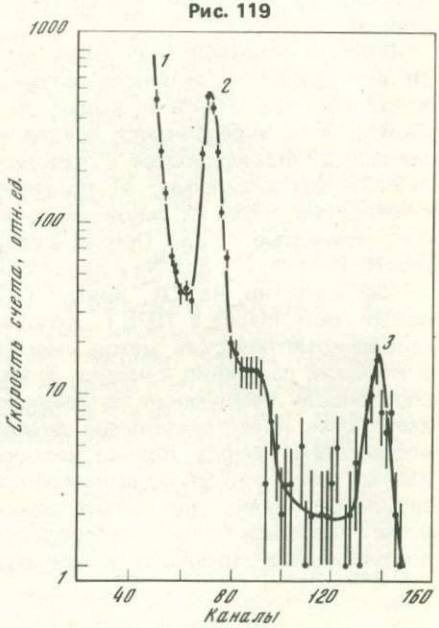


Рис. 120

Рис. 120. Спектр α-частиц от 5,1% аргона (остальное — CO_2) при давлении 5 мм рт.ст.

1 — углерод; *2* — кислород из CO_2; *3* — аргон

В момент подготовки эксперимента данные об атмосфере Марса носили лишь оценочный характер. Они были получены с пролетного аппарата "Маринер-9". Было известно, что общее давление атмосферы у поверхности планеты составляет примерно 5 мм рт.ст. и основным компонентом является CO_2, поэтому на приборе была отработана методика определения наиболее вероятных примесей — N_2, Ar и др.

На рис. 118 показан спектр α-частиц, рассеянных от образца графита

в вакууме и в атмосфере CO_2 при давлении 5 мм рт.ст. Основная часть спектра (до ~50 канала) принадлежит рассеянию от графита, пик в ~ 70 канале – рассеянию от кислорода, входящего в CO_2. (Этот пик в вакуумной среде возникает от верхнего окисленного слоя графита). По величине пика кислорода, принадлежащего CO_2, можно определить плотность атмосферы с точностью около 5%.

Азот в атмосфере может быть определен по спектру протонов, поскольку α-частицы с энергией 6,1 МэВ вызывают реакцию (α, p) практически лишь на азоте. Спектр протонов от чистого азота приведен на рис. 119. Результаты измерений показывают, что азот может быть определен в количестве от 1% и выше при общем давлении CO_2, равном 5 мм рт.ст.

На рис. 120 приведен спектр смеси аргона с CO_2. Разработанная методика позволяет определять при том же давлении CO_2 содержание Ar от 1% и неона от 3% с хорошей статистикой.

Таким образом, конструктивные изменения, внесенные в прибор, использовавшийся на КА "Сервейор", а также дальнейшее развитие методических работ, позволили авторам [253] создать прибор для исследования не только породы, но и атмосферы Марса.

Что касается анализа марсианской породы, то данный прибор позволяет, помимо основных породообразующих элементов, с большой точностью определять углерод и кислород, это в свою очередь дает возможность чувствовать несколько процентов воды или карбонатов в марсианской породе.

В целом основные аналитические возможности данного прибора сводятся к следующему: а) основные породообразующие элементы определяются в количествах от 1% и выше; б) легкие породообразующие элементы (которые не определяются вышеописанными γ- и X-спектрометрическими методами) определяются с точностью ~20% для углерода и натрия и ~2–3% для кислорода; в) плотность породы и атмосферы определяется с точностью ~5%) г) основная компонента атмосферы (CO_2) определяется с точностью ~5%; Предел определения малых компонент составляет: для N_2 и Ar от 1%, для Ne и других инертных газов от 3% и выше.

Как известно, на КА "Викинг-1, -2", которые исследовали атмосферу и поверхность Марса в 1975 г., использовались рентгеноспектрометры. Рентгенорадиометрический метод имеет некоторые премущества по сравнению с методом рассеяния α-частиц. В частности, ввиду большей проникающей способности X-излучения по сравнению с α-частицами рентгенорадиометрия дает более представительный анализ. Этот фактор особенно важен при исследовании Марса, порода которого может иметь окисленную пленку. Кроме того, рентгенорадиометрия позволяет определять более тяжелые элементы, однако для исследования малых тел, лишенных атмосферы, может оказаться более целесообразным использование метода α-рассеяния, позволяющего определять легкие элементы (C, N, O, Na).

ГЛАВА 5

МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Масс-спектрометры (МС) начали применяться в космических исследованиях (на ракетах) в начале 50-х годов в США, затем в СССР, ФРГ и Франции. К концу 60-х годов уже десятки МС ежегодно запускались на ракетах и спутниках Земли. В первое десятилетие на многих научных КА использовались радиочастотные МС, наиболее простые по конструкции, хотя и несколько уступающие по физическим характеристикам МС других типов. С начала 60-х годов, наряду с радиочастотными МС, начали применяться магнитные (с одинарной или двойной фокусировкой), квадрупольные и однопольные масс-фильтры, омегатроны и времяпролетные МС. Все они использовались в основном для исследования верхней атмосферы Земли ($H > 100$ км). В таких приборах нет необходимости иметь системы напуска и откачки газа, поэтому они имеют относительно простое устройство. С их помощью достигнуты важные научные результаты, изложенные во многих работах.

Исследование атмосфер планет и спутников предъявляет ряд специфических требований к масс-спектрометрической аппаратуре. Некоторые из них несовместимы в одном приборе, поэтому невозможно сделать унифицированный прибор, пригодный для решения широкого круга задач или применимый на разных планетах. Так, например, для исследования Луны, имеющей весьма разреженную атмосферу, необходим прибор с особенно высокой чувствительностью. В исследовании атмосферы Марса необходим прибор, позволяющий измерять состав и на больших высотах, чтобы получить информацию об истории планеты (для этого необходим МС с открытым источником), и на малых высотах, чтобы понять условия взаимодействия атмосферы с поверхностью (для этого необходим МС с закрытым источником). Для измерений плотной атмосферы Венеры важно использовать систему редукции давления при напуске в прибор и сорбцию основной компоненты (CO_2), чтобы иметь чувствительность прибора, достаточную для определения малых примесей. Наконец, особые требования предъявляются для источников возбуждения ионов в МС, предназначенных для анализа твердой фазы внеземного вещества. На некоторые из этих особенностей мы обратим внимание при рассмотрении конкретных приборов.

В табл. 52 приведены основные параметры МС, применявшихся для исследования тел Солнечной системы. Эти параметры не являются предельно достижимыми для данных типов приборов, поскольку они в значительной мере зависели от возможностей космического аппарата, на котором устанавливались, и характера научных задач, для решения которых данные приборы предназначались. Вместе с тем в совокупности они позволяют оценить возможности масс-спектрометрических исследований планет и спутников.

Как видно из таблицы, все масс-спектрометры имеют близкие аналитические характеристики, несмотря на принципиальные различия в источниках возбуждения, масс-анализаторах, системах откачки и т.д. Указанные диапазоны массовых чисел находятся в пределах двухсот, что определяется главным образом составом атмосфер планет. Динамические диапазоны масс-спектрометров 10^4–10^6 обеспечивают возможность определять малые компоненты с концентрацией, составляющей миллионные доли основного компонента. Наконец, малые масса и энергопотребление делают масс-спектрометры конкурентоспособными среди других бортовых приборов, применяемых для анализа состава внеземного вещества. До настоящего

Таблица 52

Основные характеристики масс-спектрометров для исследования планет и спутников

Цель исследования	Космический аппарат, год запуска.	Тип МС	Диапазон а.е.м.
Атмосфера Луны	"Аполлон-17", 1972	Магнитный	1–4 12–48 27–110
Атмосфера Марса	"Марс-6", 1974	Радиочастотный	12–48
Атмосфера Марса	"Викинг-1, -2", 1975	Магнитный	12–200
Атмосфера Венеры	"Венера-9, -10" 1975,	Однопольный масс-фильтр	10 –55
Атмосфера Венеры	"Венера-11, -12", 1978**	Радиочастотный	11–105
Атмосферы Венеры	"Пионер-Венера" 1978	Магнитный	1–208
Облака Венеры	"Вега", 1984*	Гиперболоидный, радиочастотный	10–150
Поверхностная порода	—	Магнитный	2–200

* *Сурков Ю.А., Шеретов Э.П., Иванова В.Ф.* и др. Масс-спектрометрическая аппаратура для анализа аэрозоля. Космич. исслед., 1985, (в печати).

** *Истомин В.Г., Гречнев К.В., Кочнев В.А.* и др. Состав нижней атмосферы Венеры по заданным масс-спектрометров. — Космич. исслед., 1979, т. 17, вып. 5, с. 703–707.

времени МС применялись главным образом для исследования атмосфер Венеры, Марса и Луны. Разрабатывается масс-спектрометрическая аппаратура для исследования аэрозоля облаков и поверхностных пород планет и спутников. Ниже мы рассмотрим некоторые из них.

МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЯ АТМОСФЕРЫ И ОБЛАКОВ ВЕНЕРЫ

В исследовании атмосферы Венеры масс-спектрометрия играла особую роль. Представляется парадоксальным, что там, где условия применения МС особенно трудны (высокие давления и температуры), они нашли более широкое применение, чем какие-либо другие аналитические приборы. Сложность применения МС для исследования атмосферы Венеры объясняется прежде всего необходимостью отбора газа для анализа при давлении, в миллионы раз превышающем то, которое необходимо иметь в анализато-

Разрешающая способность	Чувствительность, об. %	Динамический диапазон	Источник
			[305]
20–25 на уровне 0,5	По N_2 – 0,5 По O_2 – 0,1 По Ar – 0,05	10^4	[63]
200 на уровне 0,1	По C – 0,2 0 при 5 мм рт. ст.	10^2	[401]
~ 55 на уровне 0,1		10^5	[145]
25–35 на уровне 0,1	По N_2 – 0,2 По He – $5 \cdot 10^{-4}$ По Ar, H_3, K – 10^{-4}	10^5	
> 440 на уровне 0,1	10^{-4}	10^6	[556]
150 на уровне 0,1	~ 10^{-4} По N_2	10^6	
> 250 на уровне 0,1	~ 10^{-3}	10^6	[167]

ре МС. Кроме того, эти измерения обычно проводятся в динамических условиях, т.е. при непрерывно меняющихся давлении и температуре во время спуска КА в атмосфере планеты. Все это требует применения специальных систем напуска и откачки газа, имеющих строго одинаковую производительность, в результате чего в масс-анализаторе поддерживается постоянное низкое давление (~ 10^{-5} торр) при непрерывно обновляющейся пробе анализируемого газа.

Исследование атмосферы Венеры АМС "Венера-9 и Венера-10"

Первый МС для исследования плотной атмосферы Венеры был применен на АМС "Венера-9 и -10" Ю.А. Сурковым и др. [145], функциональная схема которого показана на рис. 121. Аналитическая часть масс-спектрометра состояла из устройства забора атмосферного газа /, системы напуска

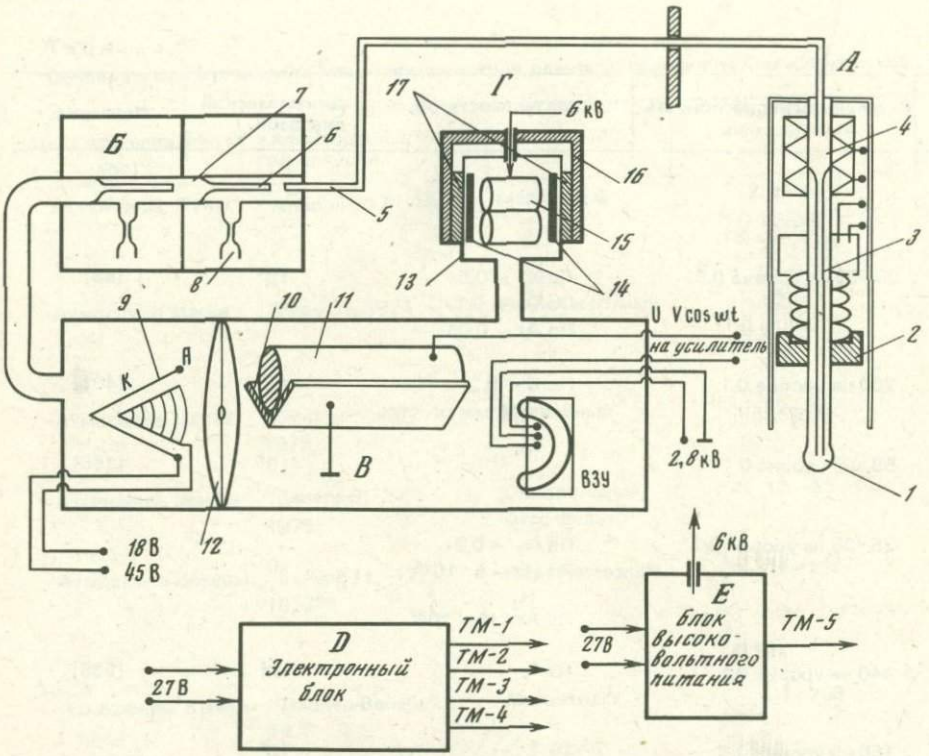


Рис. 121. Функциональная схема масс-спектрометра, применявшегося на АМС "Венера-9 и -10" для исследования атмосферы Венеры

А — пробозаборник; *1* — защитный колпачок, *2* — разбивающее устройство, *3* — входной капилляр, *4* — пористый натекатель; *Б* — система напуска: *5* — ввод системы, *6, 8* — капилляры, *7* — натекатель; *В* — масс-анализатор: *9* — ионный источник, *10, 11* — электроды анализатора, *12* — диафрагма; *Г* — магниторазрядный насос: *13* — корпус насоса, *14* — катоды, *15* — анод, *16, 17* — магнитопроводы

газовой смеси в ионный источник *II*, датчика *III* и магнитоионизационного насоса *IV*. Электронный блок *V* осуществлял управление режимом работы МС, обрабатывал и кодировал информацию, передаваемую на ТМ-систему, обеспечивал энергопитание масс-анализатора. Высоковольтное питание вакуумного насоса осуществлялось от отдельного блока *VI*.

Все блоки аппаратуры, исключая пробозаборник, размещались на монтажной плите в отсеке научной аппаратуры спускаемых аппаратов "Венера-9 и -10"; пробозаборник вынесен за пределы отсека и крепился к борту станции посредством гермофланца. Приборы регистрируют масс-спектры в диапазоне 10—55 а.е.м. с разрешающей способностью не менее 55 на уровне 10% высоты пика в области массы 55. Время развертки спектров 50 с, все аппаратуры 9,5 кг, потребляемая мощность 35 Вт.

Пробозаборник, осуществляющий забор пробы для анализа, в период хранения и перелета станции к Венере герметизируется стеклянным колпачком *1*, который разбивается устройством *2* в момент начала измерений. В утолщении капилляра *3* расположен пористый натекатель *4*, ограничивающий поступление газа в систему напуска и окруженный спиралью обогрева *5* для устранения в нем возможной конденсации. Открытый конец капил-

ляра находится во входной щели кожуха пробозаборника, расположенной так, что она продувается атмосферным газом при спуске станции, чем обеспечивается послойный анализ атмосферы и предотвращается попадание в пробозаборник продуктов возможной дегазации обшивки корпуса станции.

Система напуска обеспечивает поступление в ионный источник такого количества газа, при котором сохраняется рабочее давление в анализаторе ($\sim 10^{-5}$ торр) при изменении давления на входе в пробозаборник от 0,1 до 10 бар.

При создании системы напуска использован принцип зависимости проводимости капилляров и натекателей от характера потока (молекулярного или вязкостного). Пористые натекатели *7*, расположенные на пути следования газа в ионный источник, обеспечивают молекулярный режим течения, вследствие чего количество прошедшего через них газа изменяется пропорционально первой степени давления, а количество газа, проходящего через откачные капилляры *8*, в вакуумированные объемы в вязкостном режиме течения, изменяется пропорционально квадрату давления. Проводимости пористых натекателей и капилляров подобраны так, что при указанном выше изменении давления на входе в пробозаборник давление в ионном источнике масс-спектрометра изменяется меньше, чем на порядок.

Величины постоянной времени системы напуска ($\tau = 5$ с) и инерционности ($l = 10$ с) позволяют регистрировать изменения концентрации компонентов атмосферы Венеры при спуске. Конструкция системы предусматривает устранение фракционирования в газовом потоке, возникающего вследствие зависимости скорости прохождения газовых молекул от их массы.

Датчик масс-спектрометра включает в себя ионный источник, однопольный фильтр масс и вторичный электронный умножитель, собранные на жестком каркасе и помещенные в тонкостенный, цилиндрический корпус. Анод ионного источника *9* выполнен из вольфрамовой сетки с высокой прозрачностью в виде усеченного конуса, растянутого между двумя параллельными оправами так, что ось конуса проходит через центр входной диафрагмы; катодом *14* служит иридиевая нить диаметром 0,05 мм, покрытая окисью иттрия. Между анодом и входной диафрагмой создается фокусирующее поле, что позволяет использовать входную диафрагму небольшого диаметра для увеличения разрешения при сохранении достаточно высокой чувствительности. Для повышения надежности в ионном источнике предусмотрен запасной катод, автоматическое включение которого может осуществлять электрическая схема.

Анализатор конструктивно представляет собой блок из двух электродов: заземленного уголка, состоящего из пластин *10*, соединенных под прямым углом, и цилиндрического электрода *11*, расположенного по биссектральной плоскости уголка, на который подается постоянное напряжение U и высокочастотное $V = V_0 \cos \omega t$.

Коллектором ионов является вторичный электронный умножитель канального типа с коэффициентом усиления $\sim 10^7$.

В масс-спектрометре использован магнитоионизационный вакуумный насос. Конструкция его аналогична известным насосам такого типа, но выполнена в миниатюрных размерах. Скорость откачки по азоту при давлении 10^{-6} торр составляет 4 л/с.

Измерения масс-спектров производились во время спуска аппарата в атмосфере Венеры на высотах 50—30 км от поверхности. На рис. 122, как пример, представлен один из масс-спектров, зарегистрированный на высоте 47 км ("Венера-9"). Кривые соответствуют различным коэффициентам усиления (различным шкалам). Характер других спектров аналогичен

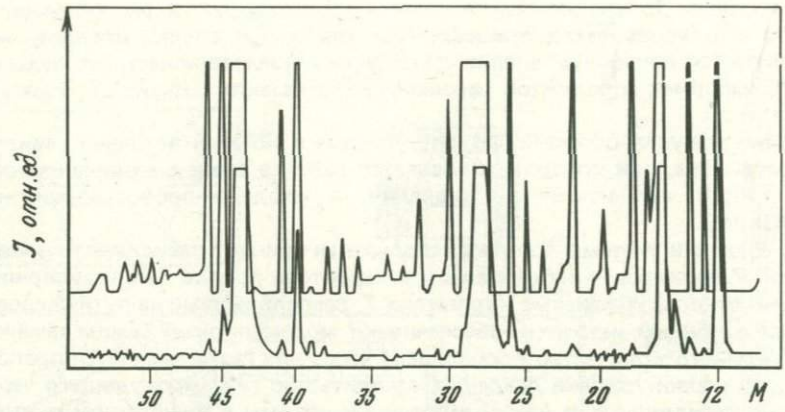


Рис. 122. Масс-спектр атмосферы Венеры, зарегистрированный на АМС "Венера-9"

приведенному. Он определяется присутствием больших количеств углекислого газа, дающего вклады фрагментарных ионов CO_2 в интенсивность многих массовых линий. Амплитуды сигналов, соответствующих массам 44,28 и некоторым другим, ограничены электроникой и поэтому имеют трапециевидную форму.

Концентрации малых компонент определялись относительно углекислого газа, содержание которого оценивалось по массе 22 (CO_2^{2+}), уточненной для каждого значения давления из построенной по спектрам кривой зависимости изменения интенсивности этой линии от времени спуска (время спуска коррелировалось с величиной давления).

Вклады фрагментарных ионов CO_2, учитывались на основании изучения их распределения в калибровочном масс-спектре химически чистого CO_2.

Азот определялся по пику фрагментарных ионов N^+ и N_2^{2+}, при этом учитывался вклад в интенсивность линии ионов CO^{2+} от CO_2 и CO и CH_2^+ от метана, присутствие которого было обнаружено в фоновом спектре прибора.

Анализ характера изменения относительной величины массы 32 в спектрах атмосферы Венеры показал, что интенсивность этой линии превышает интенсивность от вклада фрагментарных ионов O_2^+ от CO_2, причем величина избыточной интенсивности возрастает с приближением к поверхности. Причиной могло быть присутствие в атмосфере Венеры кислорода или серы. Проведенные в лаборатории на аналоге прибора исследования условий прохождения через систему напуска кислорода, чистой серы и ряда ее соединений (COS, CS_2, SO_2, H_2S, SO_3), присутствие которых в атмосфере Венеры можно ожидать исходя из геохимических представлений, привели авторов к предположению, что избыточная интенсивность линии, соответствующей массе 32 связана вероятнее всего с нахождением в атмосфере Венеры COS.

Были также оценены предел содержания аммиака и аргона.

В результате этих первых масс-спектрометрических исследований атмосферы Венеры (и вообще первого применения масс-спектрометра в исследовании плотных атмосфер планет) был получен [145] следующий состав атмосферы Венеры (в об.%):

$CO_2 - \sim 97$; $N_2 - 2 \pm 0{,}5$; $Ar - 2 \cdot 10^{-2}$; $COS\ (?) - 10^{-3}$;

$NH_3 - < 5 \cdot 10^{-4}$.

Ограниченные возможности передачи большого объема информации во время спуска аппарата в атмосфере Венеры наложили соответствующие ограничения и на характеристики данного прибора. Этим объясняется работа прибора в малом диапазоне масс (10–55) при малом динамическом диапазоне ($\sim 10^4$) по сравнению с принципиально достижимыми в данном приборе диапазоном масс 10–150 и динамическом диапазоном $\sim 10^5$. Причина такого ограничения заключается в том, что прибор устанавливался в герметичном термостатированном отсеке станции, который мог функционировать лишь до тех пор, пока температура атмосферы не достигала примерно 200°С.

Приведенные в таблице данные показали, что основными компонентами атмосферы Венеры являются CO_2 и N_2, сравнение количеств которых на Венере и Земле привело авторов [145] к важному заключению. Оказалось, что несмотря на совершенно различное содержание CO_2 и N_2 в атмосферах Венеры и Земли, общее количество их на планетах примерно одинаково (в пределах коэффициента 2). Однако на Земле, ввиду более низкой температуры поверхности, практически весь углерод находится в связанном состоянии в карбонатах осадочных пород. Если нагреть земную поверхность до 500 °С (как на Венере), то карбонаты разлагаются с образованием волластонита и углекислого газа по реакции типа

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2.$$

Таким образом, углерод выйдет в атмосферу Земли в виде CO_2 и количество его в атмосфере будет примерно такое же, как на Венере. Так как при этом азот на Земле сохранится в том же количестве, то его концентрация уменьшится и будет соответствовать примерно тому, что имеется сейчас в атмосфере Венеры. Поэтому столь разительное отличие атмосфер этих двух близких по своим физическим характеристикам планет является следствием различия температур их поверхностей, что в свою очередь обусловилось различным расстоянием Венеры и Земли от Солнца.

Исследование атмосферы Венеры АМС "Венера-11 и Венера-12"

После масс-спектрометрических исследований на АМС "Венера-9 и -10" МС начали применяться почти на всех советских и американских космических аппаратах, направлявшихся к Венере. Следующий масс-спектрометрический эксперимент был проведен на АМС "Венера-11 и -12" (*Истомин В.Г., Гречнев К.В., Кочнев В.А.* и др. Состав нижней атмосферы Венеры по данным масс-спектрометров. – Косм. исслед., 1979, т. 17, вып. 5, с. 703–707). В результате эксперимента по определению содержания инертных газов в атмосфере Венеры.

Для измерения содержаний инертных газов применялся радиочастотный МС, функциональная схема которого приведена на рис. 123. Прибор состоял из пяти основных функциональных узлов: системы напуска, ионного источника, радиочастотного анализатора, магниторазрядного насоса и электрометра.

МС устанавливался внутри термостатированного отсека спускаемого аппарата. Забор атмосферного газа производился через заборное устройство, представляющее собой трубопровод, имеющий в нижней части раструб. Во время спуска аппарата исследуемая атмосфера продувалась по трубопроводу в результате естественного напора газа. Порции газа, проходящего через трубопровод, отбирались в МС для анализа с помощью управляемого клапана. Раструб заборного устройства находился за габаритами

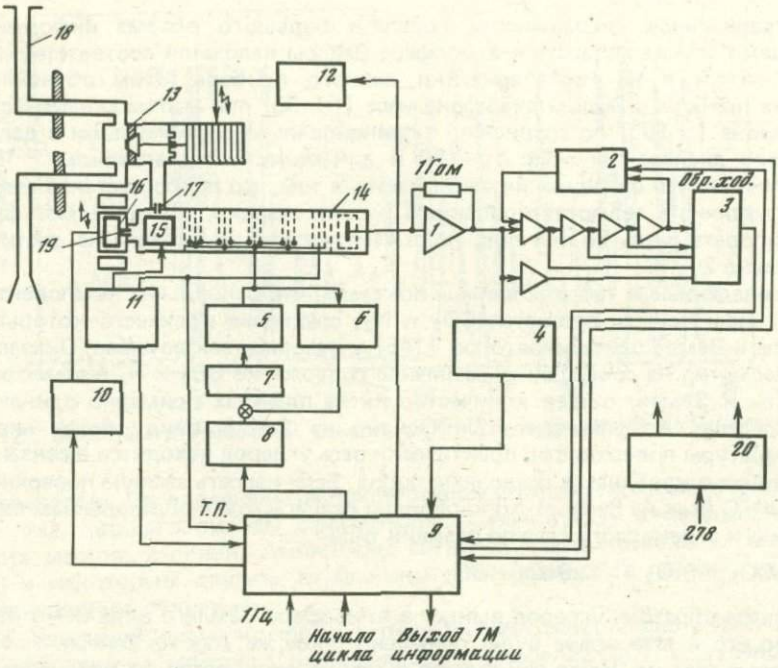


Рис. 123. Функциональная схема масс-спектрометра, применявшегося на АМС "Венера-11 и -12" для исследования атмосферы Венеры

1 — электрометр; *2* — схема автоподстройки "О"; *3* — схема автоматического выбора шкал; *4* — дискриминатор уровня напуска; *5* — управляемый генератор высокой частоты; *6* — измеритель частоты; *7* — интегратор; *8* — схема формирования закона изменения ВЧ; *9* — программное устройство; *10* — блок питания магниторазрядного насоса; *11* — схема стабилизации и измерения тока эмиссии; *12* — схема управления клапаном напуска; *13* — клапан системы напуска; *14* — радиочастотный анализатор; *15* — ионный источник; *16* — магниторазрядный насос; *17* — диафрагма системы напуска; *18* — заборное устройство; *19* — диафрагма насоса; *20* — источник питания

аппарата по направлению его спуска так, чтобы продукты гажения не попадали в МС.

Проба атмосферного газа из продуваемого заборного устройства *18* через клапан напуска *13* поступала вначале в предварительную камеру, а затем через диафрагму *17* в анализатор *14*. Ток ионов, прошедших анализатор, измерялся электрометрическим усилителем *1*, сигналы с которого кодировались и поступали на телеметрическую систему.

Измерительный цикл МС состоял из четырех этапов: 1) поиск, 2) измерение полного химического состава; 3) поиск; 4) измерение инертных газов. Весь цикл измерения продолжался 6 мин 40 с, затем происходило повторение цикла в течение всего времени спуска почти до поверхности.

Для отбора пробы газа применялась система напуска с замкнутой обратной связью. Напускной клапан с пьезострикционным приводом управляется высоковольтным импульсом. Диапазон импульсов разбит на 64 уровня. Переход от более низкого уровня на следующий увеличивает объем пробы вдвое. Данная система обеспечивает с высокой точностью (±50%) заданную величину давления в предварительной камере независимо от внешнего давления.

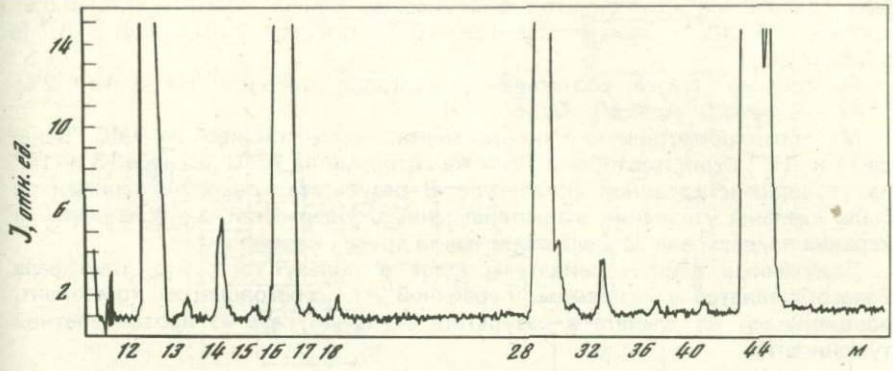


Рис. 124. Фрагмент масс-спектра атмосферы Венеры, зарегистрированный на АМС "Венера-11"

Газ из предварительной камеры вытекает в анализатор через диафрагму с отверстием ~20 мкм. При этом давление в предварительной камере падает и поток уменьшается. Диафрагма выбрана так, чтобы в течение двух последовательных 7 с спектров поток газа в анализатор уменьшался примерно в два раза. К моменту отбора следующей пробы давление газа в анализаторе снижается практически до исходного.

Анализатор имеет четыре каскада селекции, разделенных тремя пространствами дрейфов. Спектр масс развертывается изменением частоты высокочастотного напряжения. Изменение частоты генератора осуществляется изменением проницаемости ферритового сердечника контура, помещенного в поле электромагнита. Изменение частоты ВЧ-напряжения осуществляется таким образом, чтобы обеспечить максимальную чувствительность измерительного тракта. Для этого ВЧ-напряжение меняется по экспоненциальному закону от 7,5 до 2 МГц.

Прошедший через систему селекции ток ионов измеряется электрометром. Требуемая точность измерения ионного тока в динамическом диапазоне $5 \cdot 10^{-14} - 5 \cdot 10^{-9}$ А достигается наличием на входе электрометра цепочки из четырех последовательно включенных усилителей постоянного тока, имеющих коэффициенты передачи 0,1; 1; 10; 10^2; 10^3. Таким образом, получается пять измерительных шкал. Во время измерений автоматически выбирается та шкала, которая дает на выходе электрометра сигнал, находящийся в диапазоне 0,6–6 В, который поступает через коммутатор блока управления на ТМ-систему.

Прибор имеет следующие основные характеристики: диапазон массовых числе – 11–105; разрешение на уровне 0,1 амплитуды пика $M/\Delta M = 35 \pm 5$; время развертки – 1 с (в режиме "поиска") и 7 с (в режиме "измерения"); время передачи контрольных параметров – 1 с; время отбора пробы газа $5 \cdot 10^{-3}$ с, чувствительность – по N_2 – 0,2, по Ne, NH_3 – $5 \cdot 10^{-4}$, по Ar, Kr – $1 \cdot 10^{-4}$%; масса – 9,5 кг; энергопотребление – 17 Вт.

Описанный масс-спектрометр устанавливался на АМС "Венера-11 и -12" и работал на участках спуска в атмосфере планеты. Пробы для анализа отбирались начиная с 23 км и почти до поверхности. Всего было взято 11 проб и передано на Землю 176 спектров, характеризующих элементный, изотопный и химический состав атмосферы Венеры.

На рис. 124 приведен фрагмент одного из спектров, измеренных вышеописанным спектрометром.

В результате экспериментов на АМС "Венера-11 и -12" получены следую-

щие содержания компонентов в атмосфере Венеры: азот — 4,5 ± 0,5%; аргон — $1{,}5 \cdot 10^{-2}$; неон — $(10–15) \cdot 10^{-4}$; криптон — $(0{,}5–0{,}8) \cdot 10^{-4}$ (в об. % от CO_2).

Определено также соотношение изотопов аргона: ^{36}Ar — 42 ± 2%; ^{38}Ar — 8 ± 2%; ^{40}Ar — 50 ± 2%.

Масс-спектрометрические эксперименты, проводившиеся на АМС "Венера-11 и -12", были повторены теми же авторами на АМС "Венера-13 и -14" на усовершенствованной аппаратуре. В результате новых экспериментов были сделаны уточнения вышеприведенных содержаний, а также оценены верхние пределы возможных содержаний других компонент.

Полученные данные свидетельствуют в пользу того, что атмосфера Венеры является в основном "первичной", т.е. состоящей из компонент, появившихся на планете в результате аккреции газа из протопланетной туманности.

Исследование атмосферы Венеры КА "Пионер-Венера"

На КА "Пионер-Венера", направленном к планете в 1978 г. среди других научных приборов использовались масс-спектрометры, предназначенные для исследования состава верхней ($H > 100$ км) и нижней ($H < 100$ км) атмосферы Венеры. МС для определения состава нейтральных компонент нижней атмосферы был разработан Хоффманом и др. [560]. Он устанавливался на Большом зонде, т.е на одном из четырех зондов, сброшенных в атмосферу планеты, который начал измерения на высоте 62 км и проводил их до спуска на поверхность планеты. Прибор измерял состав газов относительно CO_2 (основного компонента атмосферы Венеры). Диапазон масс прибора составлял 1—208, чувствительность — порядка 10^{-6}.

МС состоит из секторного магнитного анализатора, натекателя газа, системы откачки и электронного блока, управляющего прибором. Все компоненты спектрометра смонтированы на общей раме, размером 31 × 36 см. Прибор имеет объем 10,6 л и массу 11 кг.

Функциональная схема прибора приведена на рис. 125. Снаружи сферического герметичного отсека КА располагаются натекатели, закрытые герметичной крышкой и механизм разгерметизации. Эта входная часть МС расположена ниже экватора сферического корпуса КА так, что натекатели (металлические капилляры), имеющие длину ~ 6 см, находятся вне зоны возможного загрязнения гажением материала КА.

Проба атмосферного газа забиралась через два микронатекателя, изготовленные из пассивированного тантала, имеющие скорость натекания $\sim 10^{-6}$ $см^3/с$ для натекателя, использовавшегося на высотах 62—46 км, и $\sim 10^{-7}$ $см^3/с$ для натекателя, использовавшегося на высотах ниже 46 км.

Проба анализируемого газа проходит через натекатель, ионный источник, магнитный анализатор и сорбируется геттером (циркониево-алюминиевым сплавом). Для того, чтобы поддерживать относительно постоянное давление в ионном источнике в течение всего спуска КА, применяется управляемый клапан, расположенный на пути от ионного источника к геттеру (он постепенно открывается при увеличении в анализаторе атмосферного давления). В этом случае динамический диапазон сохраняется более 10^6 при изменении давления внешней атмосферы на три порядка.

Масс-анализатор откачивается геттерным насосом и другим химическим геттером. Скорость откачки системы из области ионного источника ограничивается диафрагмой до ~5 $см^3/с$. Эта откачка ионов является единственной для инертных газов. Ее скорость остается постоянной во время спуска до поверхности. Однако, так как скорость натекания увеличивается

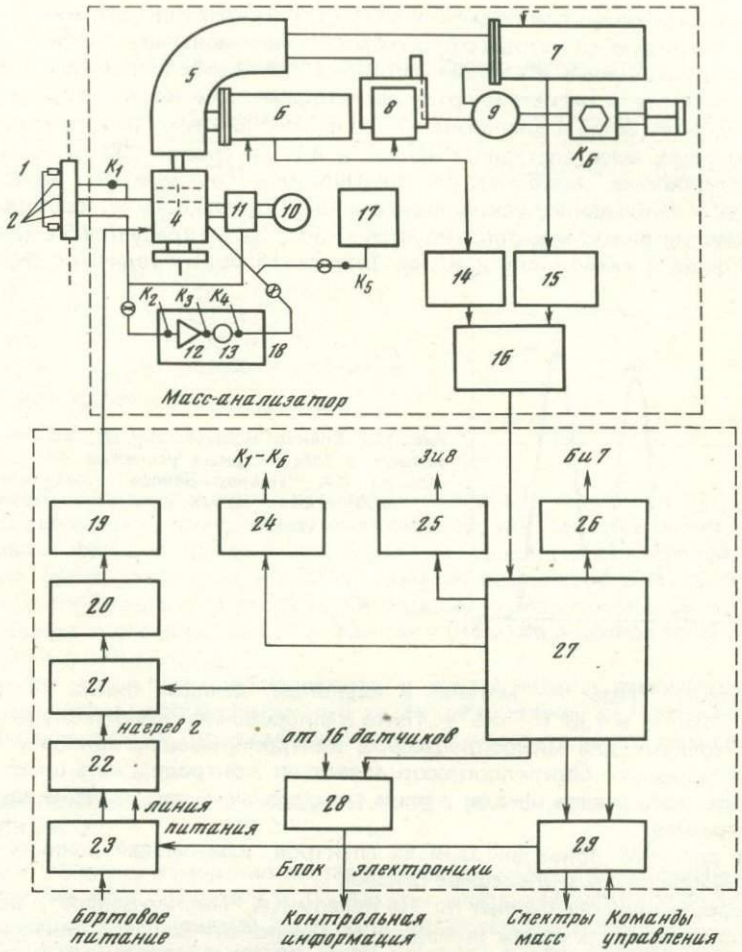


Рис. 125. Функциональная схема масс-спектрометра, применявшегося на КА "Пионер-Венера" для исследований атмосферы Венеры

Масс-анализатор: *1* — разгерметизирующее устройство; *2* — натекатели; *3* и *8* — откачные устройства; *4* — ионный источник; *5* — магнит; *6* и *7* — ВЭУ; *9, 10, 13* — геттеры; *11* — регулируемый клапан; *12* — молекулярное сито; *14, 15* — предусилители; *16* — усилитель-формирователь; *17* — коллектор газа; *18* — ячейка обогащения инертных газов; K_1, K_2, K_3, K_4, K_5 — клапаны. Блок электроники: *19* — регулировка тока эмиссии; *20* — генератор развертки; *21* — управление разверткой; *22* — питание для нагрева натекателей; *23* — низковольтный источник питания; *24* — управление клапанами; *25* — источник питания для ионной откачной системы; *26* — высоковольтное питание ВЭУ; *27* — микропроцессор; *28* — сбор и хранение информации о режимах работы; *29* — устройство стыковки с бортовой ТМ-системой

с увеличением внешнего давления по мере спуска КА, то отношение содержания инертных газов к CO_2 также увеличивается.

Масс-анализатор состоит из ионного источника с электронной бомбардировкой молекул, секторного анализатора магнитного момента и двух детекторов ионов (для малых и больших масс отдельно). Энергия ионизирующих электронов меняется по мере спуска КА трижды и составляет 70, 30 и 22 эВ (изменение этой энергии дает дополнительную информацию

при идентификации родительских молекул). В качестве источников электронов используются катоды с двойными вольфрамовыми нитями.

Ионы, ускоренные в ионном источнике, поступают в анализатор магнитных моментов и регистрируются детекторами. Два канала одновременно регистрируют ионы в диапазонах 1—16 и 15—208 а.е.м. Разрешение в области больших масс составляет $M/\Delta M \geqslant 440$ на уровне 10% высоты пика.

Сканирование масс-спектра производится ступенчатым изменением высокого напряжения, ускоряющего ионы. Полный спектр, состоящий из 236 позиций пиков масс, сканируется за 50 с. Затем требуется 5 с для измерения фона и калибровки прибора. Для калибровки вводится смесь кали-

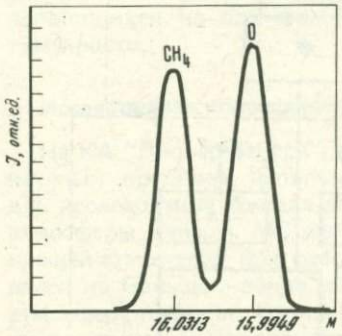


Рис. 126. Спектр дублета масс на 16 а.е.м., измеренный в лабораторных условиях масс-спектрометром КА "Пионер—Венера" (различие масс на 1/440, провал между пиками составляет 9% от пика кислорода)

бровочного газа — метана с ксеноном, дающая пики: 15 (CH_3^+), 68 ($^{136}Xe^{2+}$) и 136 ($^{136}Xe^+$). Пики калибровочной шкалы служат реперными точками для микропроцессора, контролирующего ионное ускоряющее напряжение. Микропроцессор позволяет контролировать шкалу масс, а также сканировать не все, а лишь те массовые пики, которые заложены в программу.

На рис. 126 приведен один из спектров, измеренный данным МС на участке спуска КА в атмосфере Венеры.

Информация, переданная по ТМ-каналу КА "Пионер-Венера", позволила получить 2% точность определения компонент во всем динамическом диапазоне. Кроме измеренных спектров масс передавалась также информация о режимах работы прибора: шкала масс, энергия электронов, усиление электронных умножителей, используемая нить накала в ионном источнике.

Управление работой МС осуществляется в основном микропроцессором по заданной программе, кроме разгерметизации входных капилляров и работы ячейки для обогащения пробы инертных газов.

Прибор работал на участке спуска от 62 км до поверхности. Однако приблизительно на высотах от 50 до 28 км натекатели закупорились аэрозольными частицами облачного слоя, и на этом участке измерялись лишь фоновые спектры. Ниже 30 км натекатели вновь открылись и измерения спектров атмосферы были продолжены.

В табл. 53 приведены результаты исследования состава атмосферы в описанном выше эксперименте Хоффмана и др. [556]. Данные по азоту и инертным газам находятся в согласии (в пределах коэффициента 2) с данными, полученными в работах (*Истомин В.Г., Гречнев К.В., Кочнев В.А.* и др. Состав нижней атмосферы Венеры по данным масс-спектрометров. — Косм. исслед., 1979, т. 17, вып. 5, с. 703—707), [145] и рассмотренных нами в предыдущих разделах. Представляют также интерес полученные на

Таблица 53

Состав атмосферы Венеры, измеренный на КА "Пионер-Венера" [556]

Элемент	Содержание, 10^{-6}	Изотопные отношения
Ne	9^{+20}_{-6}	$^{22}Ne/^{20}Ne = -0{,}07 \pm 0{,}02$
Ar	70^{+50}_{-30}	$^{40}Ar/^{36}Ar = 1{,}03 \pm 0{,}04$
Kr	<0,2	$^{38}Ar/^{36}Ar = 0{,}18 \pm 0{,}02$
N_2*	4 ± 2	
O_2	<30 (H = 52–22 км)	
COS	<3 (H = 22 км)	
SO_2	<300 (H = 22 км)	
H_2O	<1000 (H = 52–0 км)	

* Содержание N_2 дано в %

данном МС оценки концентраций малых активных компонент (O_2, SO_2, COS), содержание которых меняется с высотой, так как сами компоненты испытывают фазовые превращения. Одним из существенных выводов, который был сделан авторами, является высокая распространенность первичных газов на Венере. Что касается кислорода, то его содержание, по-видимому, является очень низким, так как ни в этом, ни в других экспериментах он не был обнаружен.

Судя по результатам эксперимента, в целом нижняя атмосфера (под облаками) носит восстановительный характер в отличие от верхней атмосферы (над облаками), проявляющей свойства окислительного характера.

МАСС-СПЕКТРОМЕТРИЯ АТМОСФЕРЫ МАРСА НА КА "ВИКИНГ-1 И ВИКИНГ-2".

Первая попытка измерения состава атмосферы Марса была предпринята в 1974 г. на АМС "Марс-6" [63]. Авторы использовали простейший МС, основными составляющими которого являются система напуска газа, радиочастотный масс-анализатор (типа Беннета) и магнитоионизационный насос. Однако масс-спектры передать не удалось, так как после посадки аппарата на поверхность радиосвязь прекратилась. Был измерен лишь один параметр прибора — "ток насоса", по величине которого авторы сделали ошибочное заключение о высоком содержании аргона в атмосфере Марса.

Подобный МС, но с улучшенными характеристиками был успешно использован на АМС "Венера-11 и -12".

Состав атмосферы Марса был измерен в 1975 г. на КА "Викинг-1 и -2". На посадочных модулях этих космических аппаратов находилось по два МС. Один из них был предназначен для измерения нейтральной компоненты в верхней атмосфере на высотах 100—200 км от поверхности, другой — для измерения состава нижней атмосферы и поверхности планеты (этот МС совместно с газовым хроматографом использовался также для анализа органических соединений в марсианской породе).

Разработка МС для исследования атмосферы Марса была начата за много лет до посадки КА "Викинг-1 и -2" (1975 г.), а их конструкции были уже опубликованы в 1972 г. При разработке МС для верхней атмосферы учитывались следующие соображения: а) измерения должны начаться при входе в атмосферу при давлении 10^{-4} торр, что требует высокую чувствительность прибора, б) отбор пробы для анализа должен производиться при

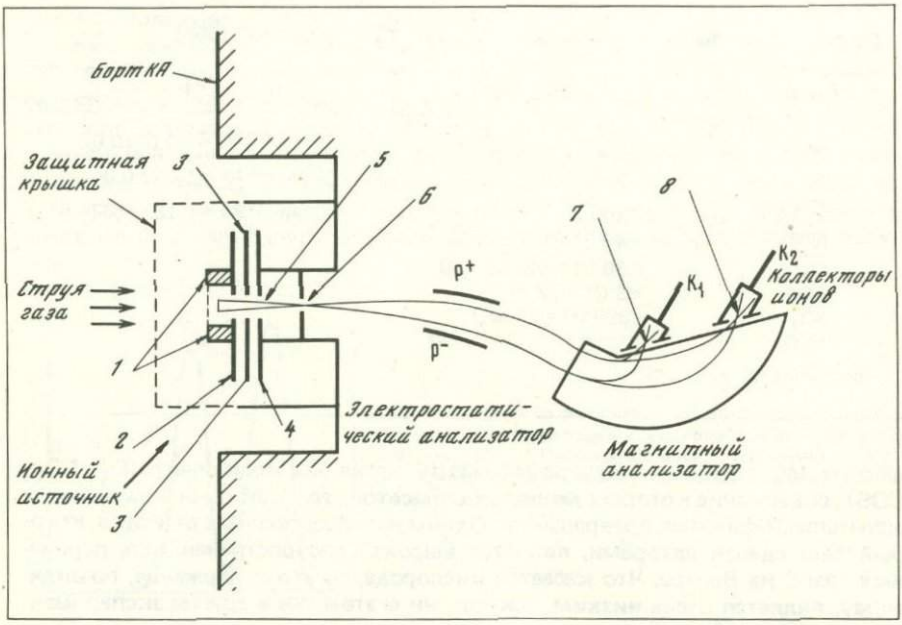


Рис. 127. Схема масс-спектрометра, применявшегося для исследования верхней атмосферы Марса на КА "Викинг-1 и -2"

1 — магниты; *2, 4, 6, 7, 8* — щели; *3* — фокусирующие электроды; *5* — электронный пучок; P^+P^- — пластины электростатического анализатора; K_1, K_2 — коллекторы ионов

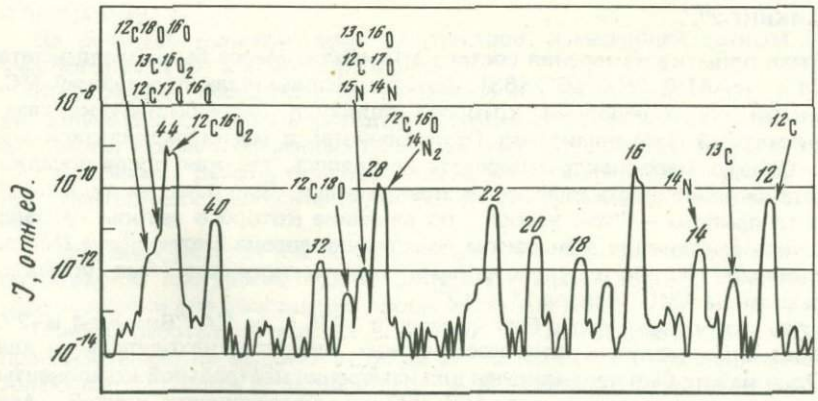


Рис. 128. Масс-спектр верхней атмосферы Марса, зарегистрированный на КА "Викинг-1"

высокой скорости входа КА в атмосферу, в) анализ должен проводиться каждые несколько секунд, чтобы получить профиль атмосферы. Для исследования верхней атмосферы Марса авторы [401] использовали МС с двойной фокусировкой, схематическое устройство которого показано на рис. 127. Прибор представляет собой вакуумированную систему. Во время полета к Марсу МС находился в откаченном состоянии. После отделения

посадочного аппарата от орбитального модуля прибор разгерметизировался (открывалась защитная крышка), и поток анализируемого газа попадал в МС, непосредственно в ионный источник. (Во время входа в атмосферу ось МС была направлена по вектору скорости.)

Так как измерения проводились на скорости ~4 км/с, то с этой же скоростью газ входил в МС. При входе струя газа ионизируется пучком электронов (пучок направлен по нормали к рисунку), коллимируется магнитным полем, создаваемым постоянными магнитами *1*, проходит через щель, фокусируется электростатическим полем пластин *3* на щель *4* и затем на заземленную щель *6*. Сколлимированный таким образом пучок ионов выходит из ионного источника и попадает в электростатический анализатор, поле в котором создается пластинами P^+ и P^-. После электростатического анализатора пучок ионов попадает в магнитный анализатор, где ионы движутся по круговой орбите и собираются коллектором К1 (или К2).

Фокусирующие свойства масс-анализатора подобраны таким образом, что вырезаемый пучок ионов, имеющих определенный диапазон масс, фокусируется в линию. Положение масс вдоль линии пропорционально $m^{1/2}$ (где m — масса иона). Если использовать только один коллектор ионов, то масса собранных ионов должна быть пропорциональна ускоряющему напряжению. Это приводит к необходимости иметь нежелательно высокое или низкое напряжение. Поэтому в приборе используются два коллектора К1 и К2, покрывающие два диапазона от 1 до 7 и от 7 до 49 а.е.м. одновременно. Развертка спектра масс производится за 5 с изменением ускоряющегося напряжения.

На рис. 128 приведен один из спектров, измеренный вышеописанным спектрометром [401]. На спектре показаны интенсивности пиков, соответствующих разным а.е.м., измеренные по мере сканирования (в течение 5 с). Так как во время спуска зонда в атмосфере происходило увеличение давления, то пики в правой части возросли. В частности вклад углерода в 12 а.е.м. (^{12}C) меньше в 1,4 раза по сравнению с его вкладом в 44 а.е.м. ($^{12}C^{16}O_2$). Измерения проводились на высотах 111–157 км.

В результате проведенного эксперимента было обнаружено присутствие NO в верхней атмосфере Марса. Показано, что изотопный состав углерода и кислорода такой же, как в верхней атмосфере Земли. Однако, атмосфера Марса оказалась обогащенной тяжелым изотопом азота ^{15}N на 75% по сравнению с земной. Это явилось следствием того, что на Марсе более легкий изотоп ^{14}N, по-видимому, частично потерян. Если предположить, что на раннем этапе существования Марса изотопное отношение $^{15}N/^{14}N$ было, как на Земле, то парциальное давление азота на Марсе в ту пору должно было составить не менее двух миллибар. Было также оценено количество кислорода, которое могло быть на Марсе в составе CO_2 и H_2O. Оно в начальные времена могло достигать двух бар [401].

Выше мы рассматривали масс-спектрометрию верхней атмосферы Марса, для которой использовался МС с открытым источником и без системы откачки. Совершенно иные требования предъявлялись к МС, работавшему на том же КА "Пионер-Венера" совместно с газовым хроматографом (ГХ) на поверхности Марса.

Его назначение было: 1) качественное или полуколичественное определение органических компонент, присутствующих в поверхностном слое породы; 2) качественное или количественное определение состава (включая изотопный) атмосферы у поверхности; 3) полуколичественное определение воды (и если возможно, ее физическое состояние) в поверхностной породе. Как следствие этих научных задач возникли и соответствующие

Таблица 54

Изотопные отношения некоторых компонент в атмосферах Марса и Земли [207]

Изотопы	Марс	Земля	Изотопы	Марс	Земля
$^{15}N/^{14}N$	0,0064 до 0,0050	0,00368	$^{18}O/^{16}O$	0,00189 ±0,0002	0,00204
$^{13}C/^{12}C$	0,0118 ± 0,0012	0,0112	$^{36}Ar/^{38}Ar$	4 до 7	5,3

технические требования: 1) измерения должны проводиться в широком диапазоне а.е.м., 2) отбор пробы атмосферы для анализа должен производиться при давлении ~5 мбар (т.е. превыщающем на 5 порядков давление, используемое в МС, 3) МС должен иметь систему откачки, обеспечивающую многократный анализ атмосферы и органики, содержащейся в породе.

Для решения этих задач применялся МС, основанный на том же принципе, что и выщеописанный. Нейтральные компоненты атмосферы или испаренные летучие компоненты породы попадали в ионный источник, облучались электронным пучком, ускорялись и коллимировались электрическим полем и анализировались магнитным масс-анализатором. Для удаления из МС проанализированной пробы газа и поддержания постоянно низкого давления ($\sim 10^{-5}$ торр) использовался магниторазрядный насос. Этот насос периодически включался на трассе полета к Марсу для поддержания необходимого вакуума в приборе. Для дозированного отбора пробы использовалась система напуска, ограничивающая поток анализируемого газа в прибор до величины, равной скорости откачки. МС производил измерения в диапазоне 12—200 а.е.м. Его чувствительность обеспечивала определение малых компонент в количестве ниже $5 \cdot 10^{-6}$ от CO_2 [207].

С помощью этого масс-спектрометра был проведен анализ марсианской атмосферы КА "Викинг-1 и -2". В результате анализа определены изотопные отношения углерода, азота, кислорода и аргона, приведенные в табл. 54. Кроме того, определены пределы содержания в марсианской атмосфере (10^{-4}%): $CH_4 < 120$; $Ne < 10$; $Kr < 0{,}3$; $Xe < 1{,}5$.

Как видно из таблицы, различия отношений изотопов углерода и кислорода на Марсе находятся в пределах 10%, Отношение $^{15}N/^{14}N$ больше на Марсе, чем на Земле, Аргоновые изотопные отношения для Марса и Земли примерно одинаковы.

Но полученные данные привели к следующему несоответствию. Относительно низкая распространенность ^{36}Ar на Марсе свидетельствует о том, что полная дегазация Марса, вероятно, составляла 1/100 от того, что имело место на Земле. Однако превышение ^{15}N относительно ^{14}N указывает на обратное, что значительное количество азота диссипировало, и таким образом начальное обезгаживание должно было быть более интенсивным, а атмосфера более плотной. Эти выводы сделаны на основании предположения, что первоначальное количество летучих на обеих планетах было одинаково. Однако, если предположить, что содержание летучих на Марсе было более близким к составу хондритов CI, то следует заключить, что первоначальное количество азота должно было быть в 30 раз, а углекислого газа в 10 раз больше, чем современное. Это заключение [207] согласуется с моделью первоначально низкого обезгаживания, при котором максимальное давление у поверхности Марса было ~100 мбар.

Что касается анализа органических соединений, то в пределах чувствительности метода они не были обнаружены в марсианской породе.

Измерения, проводившиеся на КК "Аполлон-14 и -15" показали, что плотность лунной атмосферы составляет 10^7 атомов на $см^3$ на дневной и $2 \cdot 10^5$ на ночной сторонах Луны. Для определения состава атмосферы, имеющей столь низкую плотность, был создан магнитный масс-спектрометр с высокой чувствительностью (до ~ 100 молекул/$см^3$ для таких газов, как азот и аргон). Этот спектрометр использовался в измерениях, проводившихся на КК "Аполлон-17".

Устройство масс-спектрометра описано в работе [305]. Принцип его действия такой же, как в лабораторных магнитных спектрометрах. Молекулы газа, поступающие через диафрагму, бомбардируются электронами, ускоряются электрическим полем, коллимируются в пучок, проходя магнитное поле, и регистрируются детектором масс-спектрометра. Регистрируемый диапазон масс определяется величиной напряжения, ускоряющего ионы анализируемого газа.

В данном приборе производилась одновременная регистрация масс-спектров в трех диапазонах атомных единиц масс: 1—4, 12—48 и 27—100 (диапазоны малых, средних и больших масс соответственно). Диапазоны средних и больших масс выбраны так, чтобы массы 28 и 64 регистрировались одновременно, что позволяет измерять одновременно CO и SO_2 (наличие которых может быть обусловлено вулканической деятельностью), изменяя напряжение, ускоряющее ионы, и подбирая соответствующие условия фокусировки для этих масс. Для каждого диапазона масс использовалась стандартная техника регистрации — электронные умножители, усилители импульсов, дискриминаторы и счетные устройства. Информация, накопленная за время одной развертки напряжения (0,6 с), поступала в блок памяти емкостью 21 бит и хранилась в памяти до опроса телеметрии. По ТМ-каналу информация передавалась 7-разрядным кодом, (т.е. с погрешностью ~1%).

Особой сложностью при подготовке эксперимента была калибровка масс-спектрометра, для чего использовалась криокамера, охлаждаемая жидким гелием, в которой создавался молекулярный пучок известной плотности потока. Масс-спектрометр стыковался с камерой так, чтобы пучок попадал на входную диафрагму прибора. Калибровочные коэффициенты масс-спектрометра определялись при известном потоке ионов и

Таблица 55

Содержание газов в лунной атмосфере [305]

Газ	Концентрация (молекул/$см^3$)	
	На дневной стороне Луны	На ночной стороне Луны
H_2	—	$6{,}5 \cdot 10^4$
^4He	$2 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^4$
^{20}Ne	—	$8 \cdot 10^4$
^{36}Ar	—	$3 \cdot 10^{3}$*
		$3{,}5 \cdot 10^{4}$*
^{40}Ar	—	$(7-8) \cdot 10^{3}$**
O_2	—	$< 2 \cdot 10^2$
CO_2	—	$< 3 \cdot 10^3$

*) Утренний терминатор
**) Вечерний терминатор

температуре ионного источника. Изменением давления газа в камере источника молекулярного пучка менялась плотность пучка и обеспечивалась проверка линейности прибора. Была достигнута наибольшая скорость счета $5 \cdot 10^5$ имп/с, после чего наступало насыщение детектора.

Калибровка была проведена по Ar, CO_2, CO, Kr, Ne, N_2 и H_2. По гелию калибровка не производилась, так как его нельзя откачать из данной камеры. Калибровка по гелию была рассчитана из отношения известных сечений ионизации для He и Ar.

В табл. 55 приведены результаты определения состава лунной атмосферы [305]. Они указывают на существование в лунной атмосфере главным образом четырех газов — водорода, гелия, неона и аргона. Их содержание, кроме аргона, близко к тому равновесному количеству, которое поддерживается двумя противоположно направленными процессами — солнечным ветром и диссипацией. Эти газы не конденсируются на лунной поверхности даже в ночное время ввиду недостаточно низкой температуры. Изотопы аргона конденсируются на поверхности в ночное время и испаряются в дневное. При этом ^{36}Ar может также иметь солнечное происхождение, а ^{40}Ar — выделяться из породы в результате распада ^{40}K. Таким образом, исследования показали, что Луна имеет лишь следы атмосферы, главным образом солнечного происхождения.

МАСС-СПЕКТРОМЕТР ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ АЭРОЗОЛЯ ОБЛАКОВ

Многие советские и американские КА, направлявшиеся к Венере, проводили нефелометрические измерения, которые позволили исследовать структуру облачного слоя и получить косвенную информацию (по коэффициенту преломления света аэрозольными частицами) о том, что вероятной компонентой венерианских облаков должны быть частицы концентрированной серной кислоты [94, 95, 326, 327, 366, 450]. Прямые измерения рентгенорадиометрическим методом [149, 151, 153], описанные в главе 2, показали, что в составе аэрозоля венерианских облаков кроме серосодержащего компонента присутствует также и хлоросодержащий. Однако до настоящего времени химический состав венерианских облаков остается неизвестным, несмотря на то, что уже два десятилетия космические аппараты регулярно направляются к этой планете. Сложность исследования состава облаков Венеры объясняется не только трудностями создания соответствующей аналитической аппаратуры, но и низким содержанием аэрозоля, что требует предварительного его концентрирования. Кроме того, венерианские облака неоднородны по структуре и, по-видимому, по составу. Причем весьма вероятно, что группы частиц разного размера (а их обнаружено три) имеют разный состав. Поэтому нужны измерения на разных уровнях атмосферы, причем одновременно разных групп частиц.

Масс-спектрометрическая аппаратура, рассматриваемая нами ниже, предназначена для сбора, разделения по фракциям (соответственно размеру частиц) и масс-спектрометрического анализа состава каждой фракции аэрозоля облачного слоя Венеры. Разрабатывалась она совместно французскими и советскими учеными для анализа аэрозоля венерианских облаков [Сурков Ю.А., Шеретов Э.П., Иванова В.Ф. и др. Масс-спектрометрическая аппаратура для анализа аэрозоля. — Космич. исслед., 1985, (в печати). См. также [557].

На рис. 129 приведена упрощенная функциональная схема этой аппаратуры. Работает она следующим образом. По команде от программно-временного устройства (ПВУ) спускаемого аппарата открывается клапан

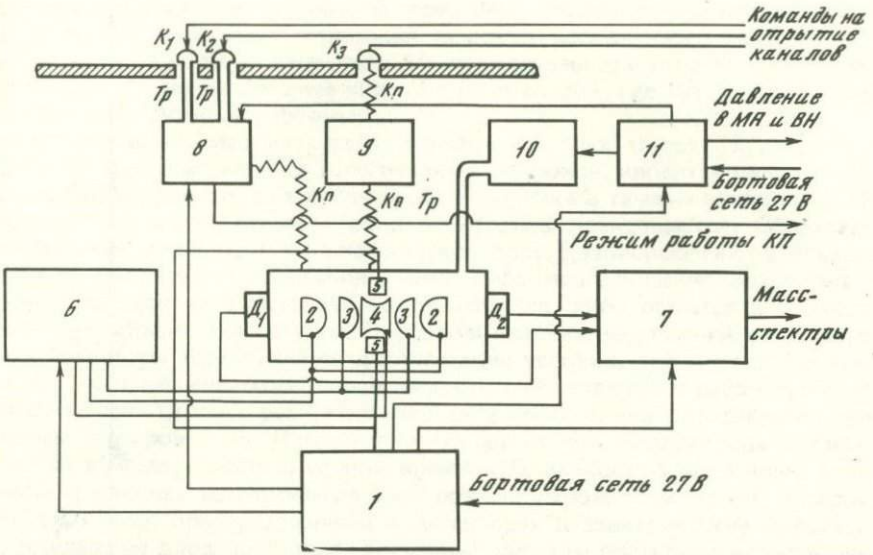


Рис. 129. Функциональная схема масс-спектрометра для исследования аэрозоля облаков

1 — источник питания (ИП); *2* — оптическая система; *3* — торцевые электроды; *4* — кольцевой электрод; *5* — источники электронов; *6* — генератор высокой частоты (ГВЧ); *7* — счетно-кодирующее устройство (СКУ); *8* — коллектор-пиролизатор аэрозоля (КП); *9* — устройство напуска газа (УН); *10* — вакуумный насос (ВН); *11* — электроника к ВН (ЭВН); $Д_1$, $Д_2$ — детекторы ионов; K_1, K_2, K_3 — клапаны напуска; *Тр* — трубопровод; *Кп* — капилляр

K_1 (или K_2), и через трубопровод атмосфера вместе с аэрозолем прокачивается через коллектор-пиролизатор (КП). В инерционном сепараторе КП происходит разделение аэрозоля на две группы (с размером частиц $d < 3$ мкм и $d > 3$ мкм). Каждая группа частиц подвергается пиролизу раздельно в пиролитических камерах, и газовые продукты пиролиза через систему инжекции поступают в масс-анализатор (МА). В МА гиперболоидного типа происходит ионизация молекул электронным пучком, разделение образующихся ионов по величинам m/e высокочастотным электрическим полем, фокусировка и инжекция ионов на детекторы $Д_1$ и $Д_2$. В детекторах ионный поток превращается в импульсы тока (частота которых характеризует интенсивность потока ионов) и затем в импульсы напряжения с нормализованными характеристиками. С детекторов импульсы поступают на счетно-кодирующее устройство (СКУ), где происходит их счет и кодирование для передачи на ТМ-систему.

Для анализа газовой компоненты атмосферы открывается клапан K_3 и газ проходит по капилляру через устройство напуска газа (УН), где происходит поглощение основной компоненты атмосферы Венеры — CO_2, непосредственно в МА и далее анализируется также, как продукты пиролиза аэрозоля.

В приборе применен гиперболоидный масс-анализатор [171]. Принцип его работы основан на способности высокочастотного (с постоянной составляющей) электрического поля с квадратичным распределением потенциала разделять ионы по удельному заряду. Разделение происходит в датчике МА, представляющем собой систему из трех полеобразующих электродов — среднего кольцевого и двух крайних торцевых. Электроды,

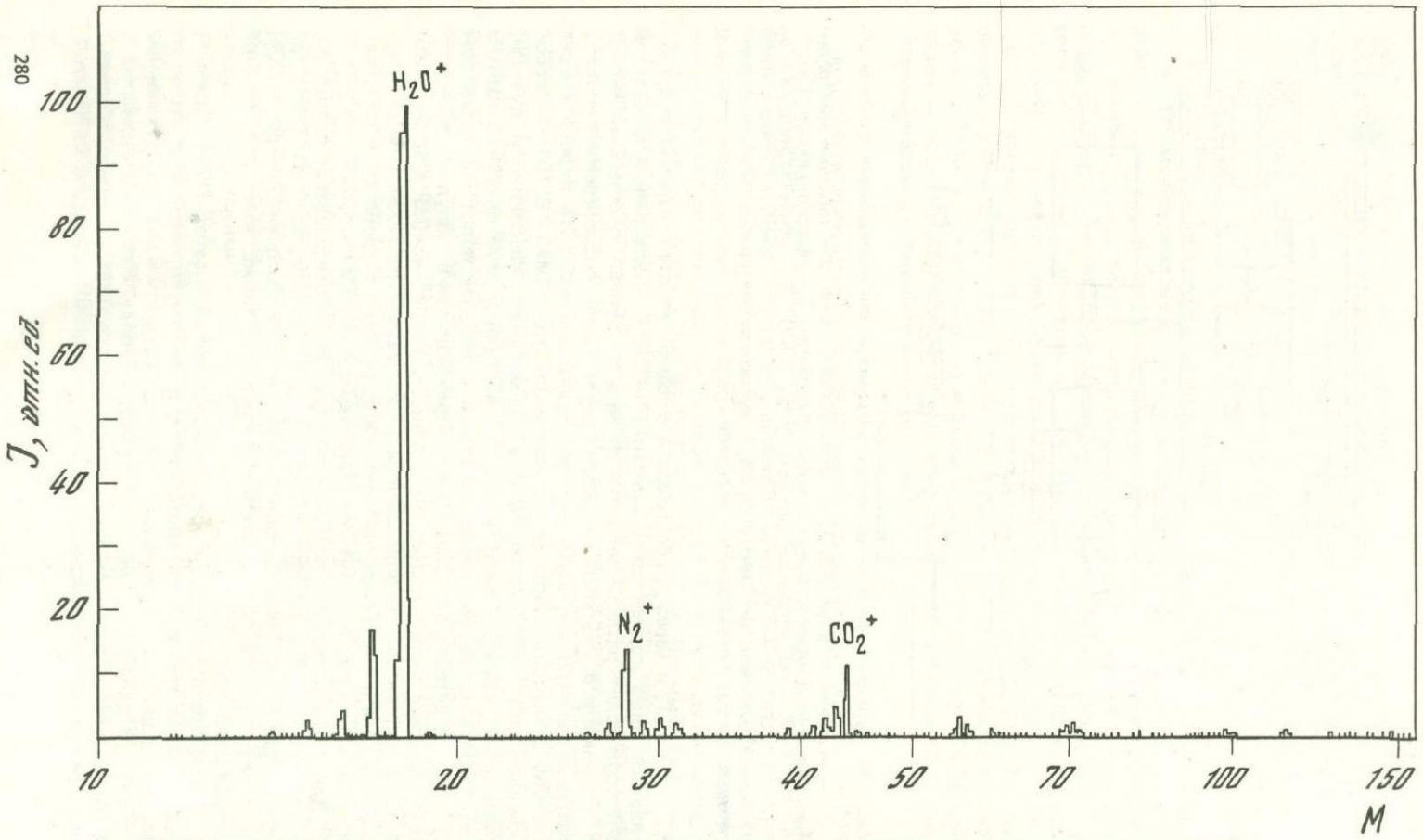


Рис. 130. Калибровочный масс-спектр, измеренный на масс-спектрометре, предназначенном для исследования аэрозоля облаков

имеющие форму гиперболоидов вращения, образуют замкнутый объем, в котором происходит ионизация молекул исследуемого газа, их разделение и инжекция на детекторы. Между кольцевым и торцевыми электродами приложено напряжение вида $U = U_{=} + U_{\sim}\varphi(t)$, где $\varphi(t)$ — импульсный сигнал прямоугольной формы.

Цикл работы масс-анализатора состоит из трех этапов (T_1, T_2, T_3). Электроны, образующиеся в источнике электронов, вводятся через каналы в кольцевом электроде в рабочий объем датчика в течение времени T_1. По прошествии этого времени ввод электронов прекращается. Образовавшиеся ионы движутся в высокочастотном поле. В зависимости от удельного заряда амплитуда колебания ионов либо неограниченно возрастает и ионы, попадая на электроды, нейтрализуются, либо остается в пределах рабочего объема анализатора. Подбором величин напряжений на электродах и частоты ВЧ-сигнала создаются такие условия, при которых только ионы с определенным удельным зарядом m/e остаются в рабочем объеме анализатора. Степень рассеяния всех остальных ионов определяется временем сортировки T_2. После окончания сортировки на электроды подается сигнал вывода, и ионы в течение времени T_3 выводятся через ионно-оптическую систему на вторичные электронные умножители. Таким образом, поток ионов, преобразованный в детекторах в электрические импульсы, поступает на вход усилителя. Усиленные сигналы поступают на интегральный дискриминатор с регулируемым порогом. С его помощью устраняются импульсы напряжения ниже контрольного уровня, определяемого шумами.

Так как в анализаторе используются два аналогичных детектора, то сигналы с выходов двух дискриминаторов через формирователи поступают на схему смешения, которая находится в счетно-кодирующем устройстве (СКУ). Максимальная скорость счета импульсов составляет $2 \cdot 10^6$ имп/с.

Генератор высокой частоты (ГВЧ) предназначен для развертки спектра масс. Развертка осуществляется изменением частоты ВЧ-сигнала. Для развертки диапазона от 10 до 150 а.е.м. частота изменяется от 400 до 86 кГц за время 50 с.

Счетно-кодирующее устройство предназначено для счета, кодирования, запоминания и передачи на ТМ-систему спектров масс.

СКУ работает следующим образом. В момент начала развертки спектра масс открывается схема пропускания, потоки импульсов с детекторов $Д_1$ и $Д_2$ поступают на смеситель и после смешивания подсчитываются в регистре на 19 бит. Затем информация кодируется и в преобразованном 12-битном коде (10 бит веса и 2 бита признака) переписывается в электронную память. Накопленная в памяти информация снимается по запросу ТМ-системы.

Для создания в аналитической части прибора необходимого вакуума (10^{-6}–10^{-7} торр) применен магнитоионизационный насос (ВН). В насосе используются два вида откачки: ионная, основанная на внедрении ионов газа в материал катода, и сорбционная, основанная на связывании молекул газа титановой (или танталовой) пленкой. ВН имеет герметичный корпус из нержавеющей стали, помещенный в магнитное поле. Внутри корпуса расположена электродная система, состоящая из двух плоскопараллельных катодов и находящегося между ними ячеистого анода. На анод подается высокое напряжение +6 кВ. Электрическое поле направлено по нормали к магнитному. При подаче на анод высокого напряжения между электродами возникает газовый разряд. В результате этого разряда ионная бомбардировка распыляет титановый катод, и микрочастицы титана оседают на стенках корпуса насоса, образуя активную пленку, сорбирую-

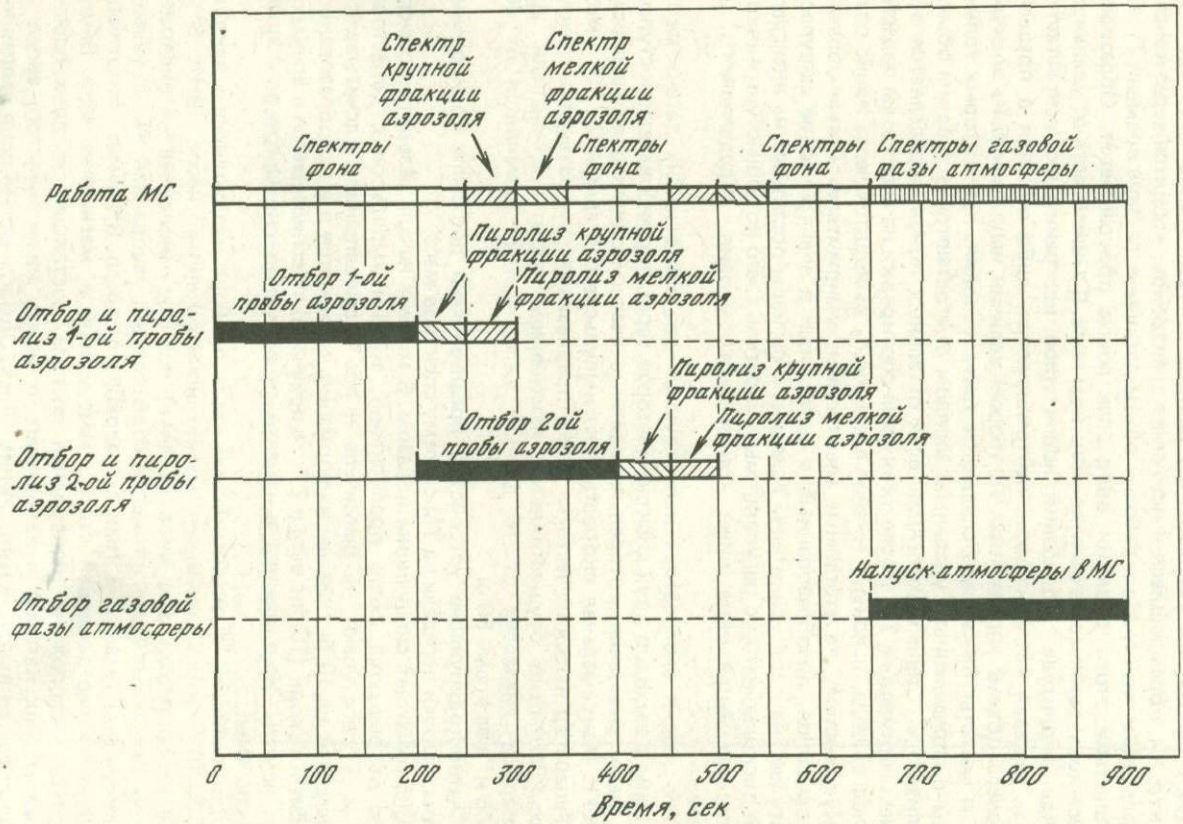


Рис. 131. Упрощенная циклограмма работы масс-спектрометра, предназначенного для исследования аэрозоля облаков

щую газы. В этих уловиях химически активные молекулы газа могут также образовывать соединения с распыленным титаном и покрываться последующими слоями титана. Ток разряда ВН зависит от давления газа в нем и его величина является показателем давления в рабочем объеме МА.

Напряженность магнитного поля в центре ВН составляет 1400 эрстед; напряжение между электродами — 6 кВ, максимальное рабочее давление — $5 \cdot 10^{-4}$ торр, скорость откачки — 3л/с.

Блок питания (БП) предназначен для преобразования напряжения бортсети ±27 В в напряжения, необходимые для питания блоков КП, ГВЧ, МА и СКУ и стабилизацию этих напряжений. Блок ЭВН питается отдельно от бортсети ±27 В. Он выдает высокое напряжение +6 кВ для питания ВН и команду на перекрытие каналов, по которым анализируемый газ поступает в МА, если давление в рабочем объеме МА превысило допустимое ($3 \cdot 10^{-5}$ торр).

На рис. 130 приведен один из калибровочных спектров, измеренный на данном приборе.

На рис. 131 приведена упрощенная циклограмма работы вышеописанного прибора. Прибор рассчитан на двухкратный отбор и анализ (с разделением по фракциям и пиролизом) проб аэрозоля и многократный (практически непрерывный) анализ газовой фазы атмосферы.

Так как при спуске в атмосфере Венеры КА проходит наиболее плотные слои облаков (63—47 км от поверхности) примерно за 10 мин., то отбираются и анализируются лишь две пробы аэрозоля. После завершения анализа аэрозоля облаков производится непрерывный напуск и откачка атмосферного газа из МС, в результате чего спектры измеряются по мере спуска КА и таким образом исследуется динамика состава в зависимости от T, P и H.

МАСС-СПЕКТРОМЕТР ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОРОД

МС для исследования твердой фазы планет и спутников с помощью космических средств еще не применялись. Это объясняется, по-видимому, тем, что в бортовом исполнении они являются более сложными, чем γ- X- α-спектрометры, и к тому же могут применяться лишь на посадочных аппаратах, в то время как спектрометры радиоактивных излучений позволяют проводить и дистанционные измерения. Вместе с тем МС позволяет не только расширить диапазон определяемых химических элементов, но и получить дополнительную информцию об изотопном составе элементов, что открывает возможность в историческом аспекте познать процессы, происходившие на планетах и спутниках в давно прошедшие времена.

Поэтому представляется целесообразным проведение исследований в области разработки и создания твердотельных МС, предназначенных для исследования состава твердого вещества с помощью космических средств. Мы рассмотрим один из возможных вариантов МС [167], который может быть использован для исследования вещества планет и спутников, лишенных атмосферы. Прибор является двухканальным и позволяет одновременно снимать масс-спектры двух твердотельных образцов (или масс спектры исследуемого образца и эталона). Прибор состоит из следующих основных функциональных блоков: датчика, управляющей электроники, натекателей, энергопитания, усилителей и ВЧ-генератора.

Датчик является аналитической частью прибора, в цилиндрическом корпусе которого расположены двухканальный монопольный радиочас-

тотный масс-анализатор, двухканальный иммерсионный объектив, двухканальный ионно-электронный преобразователь, два ионных источника с натекателями, два вторично-электронных умножителя.

Масс-анализатор датчика состоит из двух полеобразующих электродов (углового и цилиндрического). Угловой электрод представляет собой трубу квадратного сечения. Внутри его коаксиально располагается цилиндрический электрод. Такая конструкция электродов позволяет использовать два диаметрально противоположных квадранта квадрупольного поля. При этом электронно-оптические оси каналов находятся в двух противоположных углах углового электрода и направлены параллельно образующей цилиндрического электрода.

Электрическое поле в масс-анализаторе образуется при подаче на электроды переменного высокочастотного и постоянного напряжения. Ионы, попадающие в пространство между электродами, совершают колебания, которые зависят от параметров поля и отношения m/e. При заданных параметрах поля ионы только одного значения m/e имеют стабильную траекторию. Лишь по этой траектории данные ионы способны пройти через масс-анализатор, поскольку их колебания не будут выходить за пределы масс-анализатора. Все остальные ионы с другими величинами m/e будут иметь нестабильные траектории и попадут на электроды.

Иммерсионный объектив датчика предназначен для сбора, ускорения и фокусировки вторичных ионов, выбитых из анализируемого образца первичным ионным пучком. Он состоит из трех электродов (верхнего среднего и нижнего). Между верхним и нижним электродами приложена разность потенциалов ~700 В для ускорения ионов. Средний электрод соединен с корпусом. Во всех электродах имеется по два отверстия, расположенные по электронно-оптическим осям прибора.

Ионно-электронный преобразователь датчика предназначен для преобразования ионного тока в электронный, который затем усиливается вторичным электронным умножителем (ВЭУ). Преобразователь состоит из одиночной электростатической линзы (внешний электрод которой является одновременно эмиттером электронов) и отражающего электрода (который отражает ионы с энергией меньше определенного уровня, а остальные ионы нейтрализуются на его поверхности). Сигналы с ВЭУ поступают на блок усилителей.

Для создания пучка ионов рабочего газа используется ионный источник с холодным катодом на основе электрического разряда Пеннинга в магнитном поле. Ионный источник питается постоянным напряжением 6 кВ. В области 10^{-4}—10^{-5} торр ионный источник с разрядом Пеннинга обладает почти линейной зависимостью разрядного тока от давления газа в разрядной камере. В качестве рабочего газа используется водород.

Для дозированной подачи рабочего газа в разрядную камеру ионного источника используется натекатель водорода на основе палладиевого сплава, нагретого до высокой температуры.

Высокочастотное питание на масс-анализатор подается от ВЧ-генератора через выносную катушку, расположенную в датчике. Генератор подает напряжение, слагающееся из постоянной (U) и переменной (V) составляющих. U и V меняются плавно от минимального до максимального значения, при этом отношение U/V остается всегда постоянным. Частота колебаний напряжения меняется в пределах 2,0—2,2 МГц, а амплитуда — от 0 до 3000 В. Постоянное напряжение меняется от 0 до 450 В.

Для преобразования электронного тока, поступающего с датчика, в импульсы напряжения, передаваемые по каналу связи, используется сис-

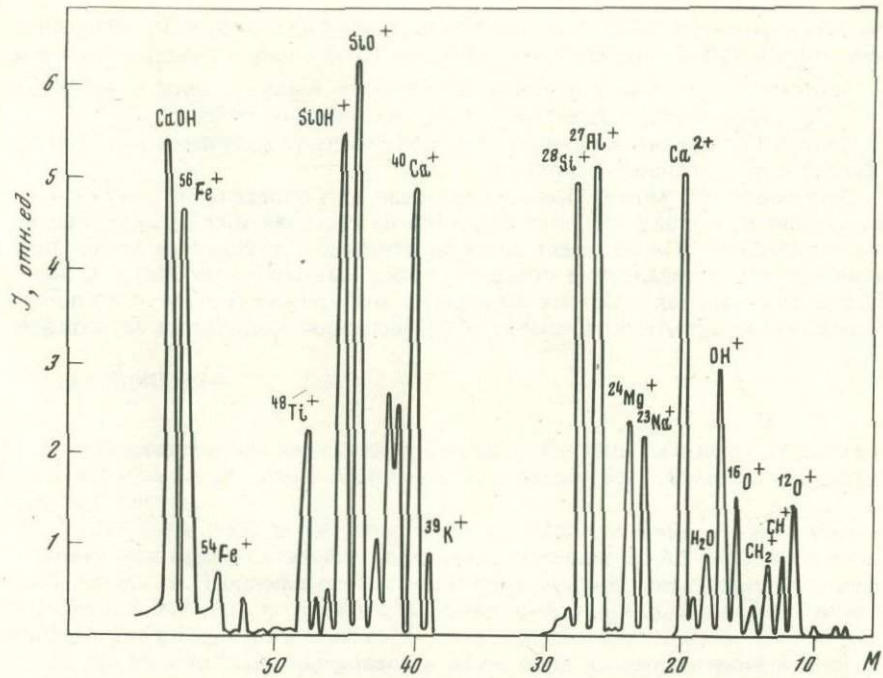


Рис. 132. Масс-спектр базальта, измеренный на приборе, предназначенном для исследования пород

Относительно условно базового диапазона а.е.м. от 21 до 40 масштаб по вертикали увеличен: в диапазоне а.е.м. 41—50 — в 30 раз, а.е.м. > 50 — в 10 раз

тема регистрации, состоящая из двух ВЭУ, блока усилителей, цепей коммутации в блоке автоматики и электронного коммутатора, расположенного в блоке энергопитания.

В связи с широким диапазоном входных токов и ограниченным динамическим диапазоном системы передачи, система регистрации выполнена трехшкальной с автоматическим переключением шкал и передачей по каналу связи интенсивности и номера рабочей шкалы.

В блоке регистрации применяются ВЭУ с $K = 10^5$. Величина тока, измеряемого электрометрическим усилителем, составляет 10^{-11}—10^{-5} А. Усилитель работает в режиме нелинейного функционального преобразования. При этом каждые два порядка изменения входного тока преобразовываются в напряжение, меняющееся на 6,2 В.

Блок автоматики и управления предназначен для приема внешних команд и выполнения следующих функций: управления механизмом подачи проб; подачи управляющего напряжения для ВЧ-генератора; переключения каналов масс-спектрометра; подачи команд для блока энергопитания; стабилизации разрядного тока ионных источников.

Блок энергопитания преобразует бортовое напряжение 27 В в высоковольтное напряжение для иммерсионного объектива, ионно-электронного преобразователя и вторичных электронных умножителей, а также низковольтное питание для блока усилителей, ВЧ-генератора и блока автоматики. Ниже приведены основные характеристики описанного твердотельного

масс-спектрометра [167] : диапазон измерения а.е.м. — 2—220; разрешающая способность на уровне 0,1 — не менее 1,2 М; порог чувствительности по чистому алюминию в величине вторичного ионного тока — не менее 10^{-11} А; динамический диапазон измерения ионных токов — 10^6.

На рис. 132 приведен один из спектров базальта, полученный на данном приборе в лабораторных условиях.

Описанный МС может быть использован для определения элементного и изотопного состава твердого вещества на планетах и спутниках, лишенных атмосферы. Он не имеет системы откачки и поэтому не может применяться для исследования пород на телах, имеющих атмосферу. Однако безатмосферных тел в Солнечной системе значительно больше — это преобладающая часть спутников планет и бесчисленное количество астероидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Заканчивая писать книгу, хочется еще раз оглянуться на путь, пройденный космохимией планет и спутников, и коснуться дальнейших перспектив ее развития.

В стране эти работы начались под руководством академика А.П. Виноградова при самой активной поддержке президента АН СССР академика М.В. Келдыша. Понимая особое значение развития представлений о телах Солнечной системы и особенно о Земле, они оказали решающее влияние на развитие этих работ в стране.

В данной книге рассматривалось лишь одно из направлений в исследовании тел Солнечной системы — космохимическое. Почти каждый полет в космос, каждый эксперимент, описанный в книге, были пионерскими и приводили, по-существу, к открытиям.

Сегодня, оглядываясь в прошлое, можно видеть, как далеко мы продвинулись в развитии представлений о планетах и спутниках. Это был путь бесконечных неожиданностей и оправданных ожиданий, путь сложнейших экспериментов и удивительных открытий. За этот короткий срок удалось создать новые представления о планетах и спутниках.

Два десятилетия назад, подготавливая первые эксперименты, мы не редко исходили лишь из предположений и догадок. Так, например, когда подготавливался первый космический аппарат для полета к Венере, не было известно, из чего состоит ее атмосфера (N_2 или CO_2) и какова ее мощность, не исключалась даже возможность существования на поверхности планеты океанов из органической или неорганической жидкости. И среди научных приборов, установленных на космическом аппарате, был индикатор типа жидкости.

Подготавливая первый космический аппарат, который должен сесть на поверхность Луны, исследователи были весьма обеспокоены возможностью погружения посадочного аппарата в глубь толстого пылевого слоя. Сегодня, вспоминая о предполагавшихся "океанах" на Венере и "пуховом покрывале" на Луне, можно лишь удивляться тому, как скудны были наши знания о Луне и планетах до космических полетов. Однако, несмотря на гигантский скачок в развитии представлений о Солнечной системе, мы находимся в самом начале бесконечного процесса познания ее природы.

Рассматривая планеты и спутники, мы упоминали основные задачи в их исследовании. Решение этих задач потребует длительного времени. Сложность создания космических аппаратов, их большая стоимость и длительные интервалы между пусками (они определяются астрономи-

ческими "окнами") являются факторами, определяющими темп исследований тел Солнечной системы.

В прошедшие два десятилетия, как мы видели, основное внимание было уделено Луне и планетам земной группы. Несомненно в ближайшем будущем это направление исследований останется приоритетным.

Изучение планет земной группы — тел, имеющих сходное с Землей происхождение и историю формирования, — останется основой для развития представлений о нашей планете.

Луна как ближайшее к Земле тело, как космический детектор, запечатлевший раннюю историю тел Солнечной системы, как естественная платформа для изучения дальнего космоса, как потенциальная сырьевая база для освоения ближайшего космического пространства, является предметом особого внимания в научном и прикладном аспектах.

Полеты к планетам-гигантам открыли путь к спутникам Юпитера и Сатурна. Размеры этих спутников соизмеримы с Луной и Меркурием. Их изучение особенно важно для понимания процесса формирования тел Солнечной системы и раннего этапа эволюции планет. Первые знакомства с этими спутниками уже выявили весьма интересные явления. В частности, оказалось, что спутник Юпитера Ио является единственным телом, на котором обнаружена современная вулканическая активность, как на Земле, а спутник Сатурна Титан оказался единственным телом, имеющим атмосферу, состоящую в основном из азота, как земная атмосфера. Изучение Ио внесет важный вклад в понимание ранней истории Земли (первые 1,0—1,5 млрд. лет), и в частности процесса дифференциации ее вещества. Изучение атмосферы Титана, состоящей из азота, метана, аммиака и сложных углеводородов, возможно, продвинет нас в понимании происхождения жизни на Земле. Сейчас мы слишком мало знакомы со спутниками планет. Однако совершенно очевидно, что дальнейшее знакомство с ними откроет бездну пока непредсказуемых явлений.

В пределах этой книги мы суммировали основные результаты космохимических исследований планет и спутников. Дальнейшее развитие работ этом направлении позволит в конечном счете построить стройную теорию происхождения, эволюции и современного строения планет и спутников от их зарождения до наших дней. Однако интересы науки простираются и в более отдаленный (допланетный) период существования Солнечной системы, к истокам ее зарождения. В связи с этим начинают все больше привлекать внимание малые тела — астероиды, кометы, метеорная пыль. Эти реликтовые тела мало изменились за время существования и сейчас хранят следы событий, происходивших в ранней Солнечной системе.

Подтверждением такой приоритетности исследований являются, в частности, проекты, которые разрабатываются в настоящее время Академией наук СССР, Национальным управлением по космическим исследованиям (НАСА) США, Европейским агентством по космосу (ЕСА) и другими странами в рамках национальных программ.

Несмотря на стремление стран, разрабатывающих космические проекты, вести исследования по программам, отличающимся исключительной новизной и оригинальностью, научные интересы фокусируют их внимание на наиболе актуальных проблемах.

Так, например, придавая особое значение в настоящее время получению глобальных характеристик Луны (ее геологическому картографированию, составлению карт магнитных, гравитационных, тепловых и радиационных полей химического и минерального состава) советские и зарубежные ученые независимо рассматривают вопросы создания лунных по-

лярных спутников. Получение этих глобальных характеристик совершенно необходимо для выбора районов, наиболее перспективных для будущих исследований, и разработки перспективной программы изучения и освоения Луны.

Полеты советских и американских космических аппаратов к Марсу дали возможность получить лишь самую первую информацию о ее атмосфере и поверхности. Нерешенной осталась главная проблема – существуют (или существовали) ли какие-либо формы жизни на планете.

С целью изучения атмосферы, поверхности и недр Марса ЕСА разрабатывает проект полярного спутника Марса "KEPLER". Аналогичный проект спутника Марса, предназначенного для определения глобального состава поверхностных пород и роли воды в марсианском климате, обсуждается американскими учеными (проект "Mars Geoscience/Climatology Orbiter"). В этом аспекте исследований особый интерес представляет разрабатываемый в СССР проект "Фобос". В рамках этого проекта предполагается провести одним КА исследование не только Марса, но и его спутника Фобос, происхождение которого является весьма интригующим.

Венере в космическую эпоху было уделено особое внимание. Два десятка советских и американских космических аппаратов исследовали планету. Мы много узнали о ее атмосфере, поверхности и истории формирования. В настоящее время большой интерес представляет изучение геологического строения и истории формирования поверхности и коры планеты. "Венера-13 и -14" (1981 г.), "Пионер-Венера" (1981 г.) и "Венера-15 и -16" (1983 г.) внесли особый вклад в этом направлении. Интереснейшие исследования Венеры провели в 1985 г. КА "Вега-1 и -2".

НАСА работает над созданием космического аппарата (проект "Venus Radar Mapper") для исследования рельефа поверхности радиолокационным методом, который будет запущен в 1988 г. Наконец, советскими и французскими учеными рассматривается возможность создания космического аппарата, с помощью которого можно будет первоначально провести исследование Венеры, а затем пройти вблизи нескольких астероидов или комет, исследуя их дистанционными методами.

В настоящее время, когда пишется эта книга, особое внимание ученых привлекает комета "Галлея". Она приближается к Земле на минимальное расстояние ~170 млн. км раз в 76 лет. В 1986 г. ожидается очередное сближение. В связи с этим идут на встречу с кометой Галлея советские космические аппараты "Вега-1 и -2", космические аппараты Европейского агентства по космосу ("JIOTTO") и Японии (Planet-A). Такой интенсивный штурм кометы Галлея даст возможность узнать много нового об этих труднодоступных для исследования малых тел Солнечной системы.

Наконец, прорабатываются вопросы, связанные с исследованием дальних планет и их спутников, а также астероидов.

С развитием космической техники темпы проникновения в космос будут расти. По-видимому, уже до конца этого столетия будут созданы фундаментальные представления о происхождении и эволюции Солнечной системы, а следующий век откроет эру полетов человека к планетам и спутникам, которые еще совсем недавно представляли мир таинства и экзотики.

"Человечество не останется вечно на Земле, ...сначала робко проникнет за пределы атмосферы, а затем завоюет себе все околосолнечное пространство" (Э.К. Циолковский).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адамович Н.И., Зуев В.И., Павловская Т.Ф.* и др. Гамма-спектрометры с германиевыми ППД. — В кн.: Тр. конф. по ядерному приборостроению. Лейпциг, 1970. 131 с.

2. *Акимов Ю.К.* Полупроводниковые детекторы ядерных частиц и их применение. М.: Атомиздат, 1967. 255 с.

3. *Акиншин Б.К., Марголин Е.М., Пахомов Э.Е.* и др. Ge (Li) -детектор с разделенными чувствительными областями и некоторые его применения для нейтронного активационного анализа. — Приборы и техника эксперимента, 1973, № 4, с. 71—74.

4. *Акиншин Б.К., Столыпин Ю.Е.* Исследование возможности создания детекторов повышенной надежности, вибро-, ударопрочной конструкции. — Приборы и техника эксперимента, 1977, № 3, с. 29—31.

5. *Алоев А.С., Вартанов Н.А., Казаков Ю.Е.* и др. Использование Ge (Li) -детекторов в спектрометрах совпадений. — Приборы и техника эксперимента, 1972, № 1, с. 228—232.

6. *Альфвен Х., Аррениус Г.* Эволюция Солнечной системы. М.: Мир, 1979. 511 с.

7. *Андерс Э.* Физико-химические процессы в солнечной туманности по метеоритным данным. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976, с. 256—294.

8. *Арефьев А.В.* Уплотнение индием разъемных соединений сверхвысоковакуумных систем. — Приборы и техника эксперимента, 1966, № 4, с. 138—140.

9. *Арсеньев И.Н., Днепровский И.С., Попеко Л.А.* и др. Ge(Li)-спектрометр с термоэлектрическим холодильником. — Атом. энергия, 1970, т. 28, вып. 2., с. 165—168.

10. *Балдин С.А., Вартанов Н.А., Ерыхайлов Ю.В.,* и др. Прикладная спектрометрия с полупроводниковыми детекторами. М.: Атомиздат, 1974. 320 с.

11. *Барашенков В.С.* Сечения взаимодействия элементарных частиц. М.: Наука, 1966. 531 с.

12. *Бармин И.В., Шевченко А.А.* Грунтозаборное устройство АМС "Венера-13" и "Венера-14". — Космич. исслед., 1983 (в печати).

13. *Барсуков В.Л., Дмитриев Л.В., Гаранин А.В.* Основные черты геохимии лунных пород. — В кн.: Грунт из материкового района Луны. М.: Наука, 1979, с. 18—30.

14. *Барсуков В.Л., Сурков Ю.А., Москалева Л.П.* и др. Геохимические исследования поверхности Венеры на АМС "Венера-13" и "Венера-14". — Геохимия, 1982, № 7, с. 899—919.

15. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

16. *Вавилов В.С., Гончаров Л.А., Гаврилов Т.Н.,* и др. Детекторы γ-излучения из германия с *i*-проводимостью. — Атом. энергия, 1972, т. 32, вып. 4, с. 335—336.

17. *Варгафтик Н.Б.* Справочник по теплофизическим свойствам жидкостей. М.: Наука, 1972.

18. *Вартанов Н.А., Самойлов П.С.* Прикладная сцинтилляционная гамма-спектрометрия. 2-е изд. М.: Атомиздат, 1975. 406 с.

19. *Ведехин А.Ф., Голотков Э.Т., Грибанова В.М.* и др. Изучение характеристик счетчика с ФЭУ-66 и сцинтилляторами типа NaJ(Tl), CsJ(Tl) и ZnS(Ag) + $B_2^{10}O_3$ при измерении температур от 18° до 120°. — Приборы и техника эксперимента, 1967, № 1, с. 75—78.

20. *Вернов С.Н., Чудаков А.Е., Вакулов П.В.* и др. Изучение земного корпускулярного излучения и космических лучей при полете космической ракеты. — Докл. АН СССР, 1959, т. 125, № 2, с. 304—307.

21. *Виноградов А.П., Лаврухина А.К., Ревина Л.Д.* Ядерные реакции в железных метеоритах. — Геохимия, 1961, № 11, с. 955—966.

22. *Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

23. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Предварительные результаты измерений гамма-излучения лунной поверхности на космической станции "Луна-10". — Космич. исслед., 1966, т. IV, вып. 6, с. 871—879.

24. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Москалева Л.П.* О радиоактивности лунных пород. — В кн.: Тр. VII сессии КОСПАР, Вена, 1965, с. 71—82.

25. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Чернов Г.М.* и др. Гамма-излучение Луны и состав лунных пород. — Космич. исслед., 1967, т. 5, с. 874—890.

26. *Виноградов А.П.* Предварительные данные о лунном грунте, доставленном на Землю автоматической станцией "Луна-16". — Геохимия, 1971, № 3, с. 261—273;, 1972, № 7, с. 763—774.

27. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Флоренский К.П.* Определение химического состава атмосферы Венеры межпланетной станцией "Венера-4". — Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 1, с. 37—40.

28. *Виноградов А.П.* Атмосферы планет Солнечной системы. — Вестн. МГУ. Геология, 1969, № 4, с. 3—14.

29. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М.* и др. Химический состав атмосферы Венеры. — Космич. исслед., 1970, т. 8, вып. 4, с. 578—587.

30. *Виноградов А.П.* Высокотемпературные протопланетные процессы. — Геохимия, 1971, № 11, с. 1283—1296.

31. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф.* и др. Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианской породе. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 3, с. 576—579.

32. *Виноградов А.П., Сурков Ю.А., Москалева Л.П.* и др. Измерение интенсивности и спектрального состава гамма-излучения Марса на АМС "Марс-5". — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1336—1339.

33. *Виноградов А.П., Флоренский К.П., Базилевский А.Т.* и др. Первые панорамы поверхности Венеры: (Предварительный анализ изображений). — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3, с. 570—572.

34. *Войткевич Г.В.* Основы теории происхождения Земли. М.: Недра, 1979. 135 с.

35. *Волков В.П., Сидоров Ю.И., Ходаковский И.Л., Барсуков В.Л.* О возможных конденсатах основного облачного слоя планеты Венеры. — Геохимия, 1982, № 1, с. 3—22.

36. *Волков В.П.* Химия атмосферы и поверхности Венеры. М.: Наука, 1983. 208 с.

37. *Вуд Дж.* Метеориты и происхождение Солнечной системы. — М.: Мир, 1971. 173 с.

38. *Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.

39. *Гальпер А.М., Дмитриенко В.В., Романюк А.С.* и др. О перспективах использования сжатого ксенона для регистрации γ-квантов с энергией 0,1—10 МэВ. — Изв. АН СССР. Сер. физ. 1981, т. 45, с. 649—652.

40. *Гельман Б.Г., Золотухин В.П., Ламонов Н.И.* и др. Анализ химического состава атмосферы Венеры на АМС "Венера-12" газовым хроматографом. — Космич. исслед., 1979, т. 17, № 5, с. 708—713.

41. *Гиманов В.П., Гоганов Д.А., Иванов С.А.* и др. Исследование спектров излучения рентгеновских трубок с помощью полупроводниковых спектрометров. — В кн.: Аппаратура и методы рентгеновского анализа. Л.: Машиностроение, 1980, вып. 24, с. 142—145.

42. *Гиманов В.П., Гоганов Д.А., Холодова Л.А.* и др. Полупроводниковые спектрометры рентгеновского излучения. — В кн.: Аппаратура и методы рентгеновского анализа. М.: Машиностроение, 1980, вып. 24, с. 174—182.

43. *Горн Л.С., Хазанов Б.И.* Спектрометрия ионизирующих излучения на космических аппаратах. М.: Атомиздат, 1979. 245 с.

44. *Горшков Т.В.* Гамма-излучение радиоактивных тел. Л.: Изд-во ЛГУ, 1956. 139 с.

45. *Гребенник В.Г., Додохов В.Х., Жуков В.А.* и др. Исследование детектирующих свойств счетчика, заполненного твердым ксеноном. Дубна, 1977. 12 с.

46. *Гребенник В.Г., Додохов В.Х., Жуков В.А.* и др. Исследование пропорционального счетчика высокого давления при низких температурах. — Приборы и техника эксперимента, 1978, т. 5, с. 62—65.

47. *Гроссман Л.* Химическое фракционирование в протопланетном облаке. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 89—96.

48. Грунт из материкового района Луны/Под. ред. В.Л. Барсукова и Ю.А. Суркова. М.: Наука, 1979. 359 с.

49. *Дай Д.Л., Ватлер Г.* Подсчет протонных доз в космическом пространстве на вычислительных машинах. — В кн.: Радиационная опасность при космических полетах. М.: Мир, 1964. 239 с.

50. *Дирнли Дж., Нортрон Д.С.* Полупроводниковые счетчики ядерных излучений. М.: Мир, 1966. 359 с.

51. *Дмитриев Л.В., Удинцев Г.Б.*

Ультраосновные породы для океанов и место среди них гипербазитов рифтовых зон. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 1, с. 176—194.

52. *Дмитриенко В.В., Романюк А.С., Утешев З.М.* Сжатый ксенон как рабочее вещество для регистрации гамма-квантов малых энергий. — Элементарные частицы и космические лучи, 1980, вып. 5, с. 72—83.

53. *Днепровский И.С., Вахонина А.М., Попеко Л.А.* и др. Блок детектирования с Ge(Li)-детектором, охлажденным термоэлектрической батареей. В кн.: Ядерное приборостроение. М.: Атомиздат, 1970, вып. 13, с. 22—25.

54. *Долгинов Ш.Ш., Ерошенко Е.Г., Жузгов Л.Н.* и др. Магнетизм и электропроводность Луны по данным "Лунохода-2". — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 314—322.

55. *Ерошенко Е.Г., Окульский Б.А.* Магнитное поле кратера Лемонье. — В кн.: Геомагнитные исследования. М.: Сов. радио, 1972 № 22, с. 75—81.

56. *Евтушенко В.Ф., Кибальчич Г.А., Сулыга В.А.* Сцинтиблоки и их параметры. — В кн.: Монокристаллы, сцинтилляторы и органические люминофоры. Черкассы: НИИТЭХИМ, 1970, вып. 5, с. 307—309.

57. *Егиазаров Б.Г., Кононов Б.Н., Курочкин С.С.* и др. Аппаратура автоматической станции "Луна-10" для исследования гамма-излучения лунных пород. — Космич. исслед., 1968, т. IV, с. 265—272.

58. *Ермолаев Н.П., Соборнов О.П.* Способ выражения радиогеохимических характеристик магматических горных пород в единой системе координат и его геохимические приложения. — Геохимия, 1973, № 6, с. 803—815.

59. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли, Луны и планет. М.: Знание, 1973. 448 с.

60. *Жарков В.Н., Трубицин В.П.* Физика планетных недр. М.: Наука, 1980. 448 с.

61. *Иохельсон С.В., Казаков Ю.Е., Стукин Е.Д.* Применение гамма-спектрометра с Ge(Li)-детектором для количественного радиоизотопного анализа. — В кн.: Докл. на III радиохим. совещ. в г. Обнинске. М.: Гидрометеоиздат, 1972. 176 с.

62. Исследования атмосферы Марса и Венеры. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 366 с.

63. *Истомин В.Г., Гречнев К.В., Озеров Л.Н.* и др. Эксперимент по измерению состава атмосферы Марса на спускаемом аппарате космической станции "Марс-6". — Космич. исслед., 1975, т. 8. вып. 1, с. 16—20.

64. *Камерон А.Г.Ч.* Модели первичной солнечной туманности. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976, с. 80—106.

65. *Камерон А.Г.Ч., Поллак Дж.* О происхождении Солнечной системы и Юпитера с его спутниками. — В кн.: Юпитер. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 90—120.

66. *Карпов И.К., Киселев А.И., Летников А.Ф.* Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 256 с.

67. *Карпов И.К., Киселев А.И., Дорогунец Г.И.* Термодинамика природных мультисистем с ограничивающими условиями. Новосибирск: Наука. 132 с.

68. *Кемурджиан А.Л., Громов В.В., Сологуб П.С.* и др. О физико-механических свойствах венерианской породы. — В кн.: Тр. XXVIII сессии МАФ, Прага, 1977, с. 129.

69. *Коган Р.М., Назаров И.М., Фридман Ш.Д.* Основы гамма-спектрометрии природных сред. М.: Атомиздат, 1969. 468 с.

70. *Козловская С.В.* О внутреннем строении и химическом составе Меркурия. — В кн.: Физика Луны и планет. М.: Наука, 1972, с. 228—331.

71. *Кондратьев К.Я.* Сравнительная метеорология планет. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 48 с.

72. *Консолманьо Г.Дж., Льюис Дж.С.* Модели строения и тепловой истории ледяных галлилеевых спутников. — В кн.: Юпитер. М.: Мир. т. 1, с. 301—321.

73. *Корзюк Т.Г.* Прикладная ядерная спектроскопия/Под ред. В.Г. Недовесова. М.: Атомиздат, 1970, вып. 1. 233 с.

74. *Кочаров Г.Е., Викторов С.В., Бородулин Н.Ф.* Лунная автоматическая спектрометрическая аппаратура РИФМА. — В кн.: Передвижная лаборатория на Луне "Луноход-1". М.: Наука, 1971, т. 1, с. 89—95.

75. *Кочаров Г.Е., Викторов С.В.* Химический состав лунной поверхности в районе работы "Лунохода-2". — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 71—74.

76. *Кочаров Г.Е., Викторов С.В., Чесноков В.И.* Ядерно-физические исследования Луны и планет. М.: Энергоиздат, 1981. 184 с.

77. *Комаров Г.Е., Викторов С.В.* Исследование химического состава лунного грунта на "Луноходе-1". — В кн.: Передвижная лаборатория на Луне "Луноход-1". М.: Наука, 1978, т. 2, с. 92—101.

78. Космические исследования: Спец. вып., 1976, № 5, 6; 1979, № 5; 1988, № 2.

79. *Крупенио Н.Н.* Оценка плотности вещества поверхностных слоев Луны, Марса и Венеры. 1975 (Препр. ИКИ АН СССР), Пр-212.

80. *Крылов Л.Н.* Температурная за-

висимость сигнала сцинтилляционного счетчика с кристаллами NaJ(Tl) и CsJ (Tl) при возбуждении гамма- и альфа-излучения. М.: Атомиздат, 1964. Вып. 1, с. 124—127.

81. *Ксанфомалити Л.В.* Планеты, открытые заново М.: Наука, 1978. 152 с.

82. *Кузьмин А.Д., Маров М.Я.* Физика планеты Венеры. М.: Наука, 1974. 408 с.

83. *Кузьмин Р.О.* Структура криолитосферы Марса. — Вопр. криологии, 1977, № 6, с. 7—25.

84. *Любарский К.Л.* Космические лучи и возраст метеоритов: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Дубна: ОИЯИ, 1966. 125 с.

85. *Любимов М.Л., Мишкин А.Г., Самариев И.И.* и др. Электроразрядные магнитные насосы для отпаянных ЭВП. — Электрон. техника, 1967, сер. 1, вып. 8, с. 105—114.

86. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 277 с.

87. *Лосев Н.Ф.* Количественный рентгеноспектральный флуоресцентный анализ. М.: Наука, 1969. 336 с.

88. *Ленин А.С.* Исследование атмосферного гамма-излучения с энергией 0,3—3,0 МэВ и выше 100 МэВ: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МИФИ, 1973.

89. Лунный грунт из Моря Изобилия. М.: Наука, 1974. 624 с.

90. Лунный грунт из Моря Кризисов. М.: Наука, 1980. 359 с.

91. *Маева С.В.* Термическая история планет земной группы. — В кн.: Физика Луны и планет. М.: Наука, 1972, с. 223—228.

92. *Мамиконян С.В.* Аппаратура и методы флуоресцентного рентгенорадиометрического анализа. М.: Атомиздат, 1976. 279 с.

93. *Мандельштам С.Л., Тиндо И.П., Карев В.И.* Исследование рентгеновского излучения Луны с помощью спутника Луны "Луна-10". — Космич. исслед., 1966, т. IV, вып. 6, с. 827—837.

94. *Маров М.Я., Лысцев В.Е., Лебедев В.Н.* Структура и микрофизические свойства облаков Венеры. М.: ИПМ АН СССР, 1978. 34 с.

95. *Маров М.Я.* Исследования атмосферы Венеры. — Астрон. вестн., 1979, т. 13, № 1, с. 3—22.

96. *Маталин Л.А., Наран Ж., Чубаров С.И.* Методы регистрации и обработки данных в ядерной физике и технике. М.: Атомиздат, 1968. 570 с.

97. *Матвеев В.В., Хазанов Б.И.* Приборы для измерения ионизирующих излучений. М.: Атомиздат, 1972. 695 с.

98. *Мелентьев В.И., Овечкин В.В., Руденко В.С.* Комптоновский полупроводниковый спектрометр с улучшенной светосилой. — Приборы и техника эксперимента, 1967, № 1, с. 45—49.

99. *Мороз В.И.* Физика планет. М.: Наука, 1967. 496 с.

100. *Мороз В.И., Мухин Л.М.* О ранних этапах эволюции атмосферы и климата планет земной группы. — Космич. исслед., 1977, т. 15, № 6, с. 901—922.

101. *Мороз В.И.* Физика планеты Марс. М.: Наука, 1978. 351 с.

102. *Моррисон Д., Бернс Дж.А.* Спутники Юпитера. — В кн.: Юпитер. М.: Мир, 1978, т. 1, с. 247—300.

103. *Моррисон Д., Крукшенк Д., Бернс Дж.А.* Сведения о спутниках. — В кн.: Спутники планет. М.: Мир, 1980, с. 13—28.

104. *Назарова М.Н., Переяслова Н.К.* Зависимость параметров сцинтилляционного датчика от температуры. Приборы и техника эксперимента, 1962, № 6, с. 49—51.

105. *Несс. Н.* Новые результаты исследований на лунном "Эксплорере-35". — В кн.: Физика Луны и планет. М.: Наука, 1972. с. 167.

106. *Ободовский И.М., Покачалов С.Г.* Средняя энергия ионообразования в жидком и кристаллическом ксеноне. — Физика низких температур, 1979, т. 8, с. 829—836.

107. *Острайкер Дж.П.* Гидродинамика коллапса: вращение и сжатие. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976, с. 221—234.

108. Первые панорамы поверхности Венеры. М.: Наука, 1979. 132 с.

109. *Перфилов Н.А., Ложкин О.В., Остроумов В.И.* Ядерные реакции под действием частиц высоких энергий. М.: Наука, 1962. 251 с.

110. *Питерсон Л., Джерд Р., Джейкобсон А.* Исследование рентгеновского излучения на баллонах. — Успехи физ. наук, 1968, т. 95, № 4, с. 689—700.

111. *Полак Дж.* Фобос и Деймос. — В кн.: Спутники планет. М.: Мир, 1980, с. 356—383.

112. *Акимов Ю., Калинин А.И., Кушнирук В.Ф.* Полупроводниковые детекторы ядерных частиц и их применение. М.: Атомиздат, 1967. 255 с.

113. Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976. 569 с.

114. Проспекты фирм "Philips" (Голландия), Semiconductor radiation detectors, 1974—1975; "Ortec" (США), 1974; Schumberger" (Франция), 1974.

115. *Радыванюк А.М., Евтушенко В.Ф., Балдин С.А.* Разработка и использование сцинтилляционных блоков детектирования с улучшенным энергетическим разрешением и повышенными механическими и климатическими параметрами. — В кн.: Развитие ядерного и изотопного приборостроения. М.: Атомиздат, 1970, ч. 1, с. 111—114.

116. *Рингвуд А.Е.* Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982, 293 с.

117. *Романов А.М.* Гамма-лучи малой энергии в атмосфере и космосе. — В кн.: Тр. 6-й Всесоюз. ежегод. шк. по космофизике. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1969, ч. 1., с. 111—115.

118. *Романюк А.С.* Исследование детекторов на сжатом ксеноне, предназначенных для регистрации линейчатого космического гамма-излучения: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М.: МИФИ, 1981. 127 с.

119. *Ронов А.В., Ярошевский А.А.* Химический состав земной коры и мантии. — В кн.: Тектоника Земли. М.: Наука, 1978, с. 379—402.

121. *Рускол Е.Л.* Об образовании Луны из околоземного роя. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 7, с. 99—108.

120. *Рускол Е.Л.* Происхождение Луны. М.: Наука, 1975. 188 с.

122. *Сафронов В.С.* Эволюция допланетного облака и образование Земли и планет. М.: Наука, 1969. 244 с.

123. *Сафронов В.С.* Длительность процесса формирования Земли и планет и ее роль в геохимической эволюции. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 624—629.

124. *Силантьев А.Н.* Спектрометрический анализ радиоактивных проб внешней среды. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. 183 с.

125. *Соболев В.С.* О генезисе лейцитовых пород. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4, с. 922—925.

126. *Соборнов О.П., Щеглов О.П., Балугина Н.М.* Исследование параметров сцинтиблоков на базе ФЭУ-93 с кристаллами NaJ (Tl) и CsJ (Tl) в диапазоне температур ±60° С. — В кн.: Монокристаллы, сцинтилляторы и органические люминофоры. Черкассы: НИИТЭХИМ, 1972, вып. 6, с. 249—255.

127. *Соборнов О.П.* Разработка аппаратуры и методики низкофоновой гамма-спектрометрии для исследования вещества внеземных объектов: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. М.: ГЕОХИ, 1974. 169 с.

128. *Смыслов А.А.* Закономерности распределения миграции урана и тория в горных породах земной коры. — В кн.: Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Л.: Недра, 1968, т. 164, с. 23—27.

129. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.

130. *Сурков Ю.А., Воробьев А.А., Королев В.А.* и др. Исследование изотопного состава урана в редкоземельных минералах. — Атом. энергия, 1960, т. 9, вып. 6, с. 477—482.

131. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П.* Моделирование ядерных реакций, возникающих при взаимодействии космических лучей с лунной поверхностью. — В кн.: Всесоюз. конф. по физике космич. лучей. Ташкент: Фан, 1968, с. 40—42.

132. *Сурков Ю.А., Иванов И.Н., Колесов Г.М.* и др. Нейтронно-активационный анализ лунного грунта, доставленного "Луной-16" из Моря Изобилия. — Космич. исслед., 1972, т. 10, вып. 6, с. 943—945.

133. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Зулькарнеев Р.Я.,* и др. Гамма-излучение, возникающее при неупругом взаимодействии протонов с энергией 660 МэВ с ядрами углерода, кислорода, алюминия, кремния. — В кн.: Прикладная ядерная спектроскопия. М.: Атомиздат, 1972, вып. 3, с. 246—253.

134. *Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М., Ахметшин И.К.* Бездисперсионный рентгенофлуоресцентный анализ в исследованиях космических и земных объектов.— Космич. исслед., 1972, т. 10, вып. 6, с. 930—937.

135. *Сурков Ю.А., Федосеев Г.А., Соборнов О.П.* и др. Радиоактивность реголита, доставленного из района кратера Аполлоний С автоматической станцией "Луна-20". — Космич. исслед., 1973, т. 11, вып. 6, с. 926—931.

136. *Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Соборнов О.П.* и др. Аппаратура, техника эксперимента и основные результаты исследования γ-излучения венерианской поверхности автоматической станцией "Венера-8". — Космич. исслед., 1973, т. 11, вып. 5, с. 781—789.

137. *Сурков Ю.А., Андрейчиков Б.М., Калинкина О.М.* Состав и структура облачного слоя Венеры. — Геохимия, 1973, № 10, с. 1435—1440.

138. *Сурков Ю.А., Иванов И.Н., Кирнозов Ф.Ф.* и др. Нейтронно-активационное определение редкоземельных элементов с использованием группового выделения и гамма-спектрометрии с Ge(Li)-детекторами. — Радиац. техника, 1974, вып. 8, с. 103—107.

139. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Щеглов О.П.* и др. Исследование состава венерианской породы в северной части земли Афродиты на посадочном аппарате станции "Вега-2". – Письма в АЖ, 1985, N4.

140. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Щеглов О.П.* и др. Метод, аппаратура и результаты определения элементного состава венерианской породы на КА "Вега-2". – АЖ, 1985, № 4.

141. *Сурков Ю.А., Федосеев Г.А.* Радиоактивность Луны, планет и метеоритов. В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 358—371.

142. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Кирнозов Ф.Ф.* и др. Предварительные результаты исследования гамма-излучения Марса на АМС "Марс-5". — В кн.: Докл. на 18-й сес. КОСПАР (Болгария). Варна, 1975, с. 48—62.

143. *Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Христианов В.К.* и др. Исследования плотности пород Венеры, выполненные на АМС "Венера-10". — Космич. исслед., 1976, т. 14, с. 697—703.

144. *Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Глазов В.Н.* и др. Содержание естественных радиоактивных элементов в венерианских породах по данным АМС "Верера-9" и "Венера-10". — Космич. исслед., 1976, т. 14, с. 704—709.

145. *Сурков Ю.А., Иванова В.Ф.* и др. Масс-спектральные исследования химического состава атмосферы Венеры на АМС "Венера-9" и "Венера-10". — Геохимия, 1977, № 4, с. 506—513.

146. *Сурков Ю.А., Соборнов О.П., Лебедев И.А.* Сцинтилляционные блоки детектирования с кристаллами CsJ (Tl) и α-реперными источниками. — Приборы и техника эксперимента, 1977, № 2, с. 65—68.

147. *Сурков Ю.А.* Гамма-спектрометрия в космических исследованиях. М.: Атомиздат, 1977. 209 с.

148. *Сурков Ю.А., Федосеев Г.А.* Космические исследования Луны и планет. — В кн.: Успехи Советского Союза в исследовании космического пространства. Второе космическое десятилетие. М.: Наука, 1978, с. 313—351.

149. *Сурков Ю.А.* Облачный слой Венеры. — В кн.: Тез. докл. 22-й сес. КОСПАР, (Индия), Бангалоре. 1979, с. 45—47.

150. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Манвелян О.С.* и др. Геохимическая интерпретация результатов измерения гамма-излучения Марса. — В кн.: Тр. 11-й конф. по Луне и планетам. (США), Хьюстон. 1980, с. 669—676.

151. *Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Гурьянов В.И.* и др. Исследование аэрозоля облачного слоя Венеры на АМС "Венера-12" (предварительные данные). — Геохимия, 1981, № 1, с. 3—9.

152. *Сурков Ю.А., Щеглов О.П., Москалева Л.П.* и др. Рентгенофлуоресцентный анализ пород Венеры на АМС "Венера-13" и "Венера-14". — ЖАХ, 1982, т. 37, № 8, с. 1349—1359.

153. *Сурков Ю.А., Кирнозов Ф.Ф., Глазов В.Н.* и др. Новые данные об аэрозоле облачного слоя Венеры. — Письма в "Астрон. журн", 1982, т. 8, № 11, с. 700—704.

154. *Сурков Ю.А., Москалева Л.П., Щеглов О.П.* и др. Элементный состав пород на Венере. — Космич. исслед., 1983, т. XXI, вып. 2, с. 308—319.

155. *Тер Хаар Д.* Некоторые замечания о теориях происхождения Солнечной системы из первичной туманности. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976, с. 107—117.

156. *Токсоц М.Н., Джонсон Д.Х.* Эволюция Луны и планет земной группы. — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 210—240.

157. *Тромбка Дж.* Элементный состав лунной поверхности по данным измерений гамма- и рентгеновского излучения на космических кораблях "Аполлон-15 и -16". — В кн.: Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 128—152.

158. *Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Гурштейн А.А.* и др. Геолого-морфологический анализ района работы "Лунохода-2". — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 1, с. 75—78.

159. *Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Кузьмин Р.О.* и др. Геологическая структура Эритрейского Моря на Марсе. — В кн.: Тектоника, структурная геология и планетология. М.: Наука, 1976, с. 281—298.

160. *Флоренский К.П., Волков В.П., Николаева О.В.* К геохимической модели тропосферы Венеры. — Геохимия, 1976, № 8, с.1135—1150.

161. *Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Засецкий В.В.* и др. Первые панорам Венеры. — Природа, 1976, № 8, с. 12—21.

162. *Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бурба Г.А.* и др. Очерки сравнительной планетологии. М.: Наука, 1981, 326 с.

163. *Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Крючков В.П.* и др. Анализ панорамы посадки "Венера-13" и "Венера-14". — Письма в "Астрон. журн.", 1982, т. 8, № 7, с. 429—432.

164. *Ходаковский И.Л., Волков В.П., Сидоров Ю.И.* и др. Геохимическая модель тропосферы и коры планеты Венера по новым данным. — Геохимия, 1979, № 12, с.1747—1758.

165. *Хаббард Н.Дж., Родс Д.М.* Химическая модель формирования лунных неморских пород. — Космохимия Луны и планет. М.: Наука, 1975, с. 425—438.

166. *Чайка М., Сабо Э., Лаврухина А.К.* Инструментальный метод активационного определения макрокомпонентов в метеоритах по короткоживущим изотопам. — Геохимия, 1967, № 9, с. 1106—1116.

167. *Черепин В.Т., Васильев М.А.* Вторичная ионно-ионная эмиссия металлов и сплавов. Киев: Наук. думка, 1975, 240 с.

168. *Чердынцев В.В., Исабаев Е.А., Сурков Ю.А.* и др. Избыток ^{235}U в магнетите с повышенным содержанием актиния. — Геохимия, 1960, № 4, с.373—374.

169. *Шашкин В.Л.* Опробование радиоактивных руд по гамма-излучению. М.: Атомиздат, 1972, 184 с.

170. *Шацман Д.А.Ф.* Первичная туманность малой массы. — В кн.: Происхождение Солнечной системы. М.: Мир, 1976, с. 166—167.

171. *Шеретов Э.П.* Гиперболоидные масс-спектрометры. — Измерение, контроль, автоматизация, 1980, № 11/12, с. 29—43.

172. *Шмидт О.Ю.* Происхождение Земли и планет. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 130 с.

173. *Шмитт Х.Х.* Эволюция Луны: Модель 1974. — В кн.: Космохимия Луны и планет, М.: Наука, 1975, с. 345—357.

174. *Юри Г.* Первичные и вторичные объекты. — В кн.: Экспериментальное исследование космического пространства. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 83—93.

175. *Якубович А.Л., Зайцев Е.И., Пржиялговский С.М.* Ядерно-физические методы анализа минерального сырья. М.: Атомиздат, 1969, 415 с.

176. *Яхнис Г.И., Говорова Р.А., Довгань М.Е.* и др. Некоторые вопросы стандартизации сцинтилляторов. — В кн.: Монокристаллы, сцинтилляторы и органические люминофоры. Черкассы: НИИТЭХИМ, 1970, вып. 5, с. 302—308.

177. *Achatzman E.* Cosmogeny of the Solar system and origin the deuterium. — Ann. Astrophys., 1967, vol. 30, p. 963—974.

178. *Adams J.B., McCord T.B.* Abstract. Conference on comparison of Mercury and the Moon. Houston: LPI, 1976. 112 p.

179. *Adler I., Trombka J.* Geochemical exploration of the Moon and Planets. N.Y.: Springer Verlag, New York, 1970. 228 p.

180. *Adler J., Trombka J., Gorenstein P.* Remote chemical analysis during the Apollo-15 mission. — J. Anal. Chem., 1972, vol. 44, № 3, p. 28A—37A.

181. *Adler J., Trombka J., Gerard J.* et al. The Apollo-15 X-ray fluorescence experiment. — In: Proc. 3th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1972, vol. 3, p. 2157—2178.

182. *Adler J., Trombka J., Gerard J.* Apollo-16 geochemical X-ray fluorescence experiment. — Science, 1972, vol. 177, № 4045, p. 256—259.

183. *Alfven H., Arrhenius G.* Structure and evolutionary history of the Solar system. Dordrecht; Boston: D. Reidel, 1975. 599 p.

184. *Alkhazov G.D., Komar A.P., Vorob'ev A.A.* Ionization fluctuations and resolution of ionization chamhers and semiconductor detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1967, vol. 48, p. 1—12.

185. *Amsel G., Baruch P., Smulkowski O.* High resolution study of nuclear radiations by P—N junction detectors. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1961, vol. NS-8, p. 21—25.

186. *Anders E., Owen T.* Mars and Earth: Origin and abundance of volatiles. — Science, 1977, vol. 198, № 4316, p. 453—465.

187. *Anderson D.L., Sammis C., Jordan T.* Composition and evolution of the mantle and core. — Science, 1971, vol. 171, № 3976, p. 1103—1112.

188. *Anderson D.F., Hamilton T.T., Ku W.H.M., Novick. R.* A large area, gas scintillation proportional counter. — Nucl. Instrum. and Meth., 1979, vol. 163, p. 125—133.

189. *Arens J., Taylor B.G.* A simple gain control system for scintillation counting systems in space experiment. — Nucl. Instrum. and Meth., 1973, vol. 108, № 1, p. 147—155.

190. *Arkani-Hamed J.* On the formation of the lunar mascons. — In: Proc 4th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1973, vol. 3, p. 2673—2684 (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 4).

191. *Armantrout G.A.* U-junction Ge (Li) drift detectors. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1967, vol. NS-14, № 1, p. 503—508.

192. *Armstrong T.W., Alsmiller R.G.* Calculation of cosmogenic radionuclides on the Moon and composition with Apollo measurements. — In: Proc. 2th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1971, vol. 2, p. 1729—1745.

193. *Armstrong T.W.* Calculation of the Lunar photon albedo from galactic and solar proton bombardment. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, p. 524—529.

194. *Arnell S.E., Hardell R., Hasselgren K.* et al. Thermal neutron capture gammas measured with Ge (Li)-spectrometers and internal reactor targets. — Nucl. Instrum. and Meth., 1967, vol. 54, № 2, p. 165—180.

195. *Arnold J.R., Metzger A.E., Anderson E.C.* et al. Gamma-rays in space Ranger-3. — J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, p. 4878—4880.

196. *Arnold J.R., Trombka J.I., Peterson L.E.* et al. Lunar orbital gamma-ray measurements from Apollo-15 and 16: — Report at 16th COSPAR, Constanz, DDR, 1973.

197. Atlas of Mars: Geological maps collection, US Geological Survey, 1973, Washington.

198. *Baertsch R.D., Hall R.N.* Gamma-ray detectors made from high purity germanium. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1970, vol. NS-17, N 3, p. 235—240.

199. *Baird A.K., Toulmin P., III, Clark B.C.* Mineralogic/petrologic implication of Viking geochemical results from Mars: Interior report. — Science, 1976, vol. 194, p. 81—84.

200. *Baird A.K., Castro A.J., Clark B.C.* et al. The Viking X-ray fluorescence experimental sampling strategies and laboratory simulations. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, № 28, p. 4595—4624.

201. *Baldwin R.B.* Lunar mascons:

Another interpretation. — Science, 1968, vol. 162, p. 1407–1410.

202. *Barsukov V.L., Khodakovsky I.L., Volkov V.P.* et al. The metal chloride and elemental sulfur condensates in the Venusian troposphere — it is possible? — In: Lunar and planetary science, Houston: LPI, 1981, vol. 12, pt 1, p. 43–45.

203. *Beech A.Mc.G., Parry J.K., Urquhard D.F.* A two crystal coincidence gamma-ray spectrometer using solid state detector. — Nucl. Instrum. and Meth., 1964, vol. 27, № 1, p. 169–171.

204. *Bertini H.W.* Internuclear-cascade calculation of the secondary nucleons: Spectra from nucleon-nucleus interactions in the energy range 340 to 2900 MeV and comparisons with experiment. — Phys. Rev. Ser. 2, 1969, vol. 188, № 4, p. 1711–1730.

205. *Beuermann K.P.* Secondary electrons and photons in the upper atmosphere. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 16, p. 4291–4310.

206. *Bhandari N., Ehat S.G., Lal D.L.* et al. Super-heavy elements in extraterrestrial samples. — Nature, 1971, vol. 230, № 5291, p. 219–224.

207. *Bieman K., Owen T., Rushneck D.R.* et al. The atmosphere of Mars near the surface: Isotope rations and upper limits on noble gases. — Science, 1976, vol. 149, № 4260, p. 76–78.

208. *Bosch H.E., Gatto L.R., Behar M.* et al. Electron-gamma angular correlation arrangement using semiconductor counters. — Nucl. Instrum. and Meth., 1969, vol. 68, N 1, p. 88–92.

209. *Bowell E., Zellner B.* Polarizations of asteroids and satellites. — In: Planet, stars and nebula. Tucson: Univ. Ariz.press, 1974, p. 381–404.

210. *Broadfoot A.L., Kumar S., Belton M.J.S.* et al. Mercury's atmosphere from Mariner-10: Preliminary results. — Science, 1974, vol. 85, N 4146, p. 166–169.

211. *Broadfoot B.R., Sandel D.E., Shemansky D.E.* et al. Extreme ultraviolet observations from Voyager-1 encounter with Saturn. — Science, 1981, vol. 212, № 4491, p. 206–211.

212. *Brower D., Clemence G.M., Orbits* and masses of planets and satellites. — In: Planets and satellites. Chicago: Univ. press, 1961, p. 31–94.

213. *Buhler S., Marcus L.* Gold finger cryostats for lithium-drifted germanium detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1967, vol. 50, № 1, p. 170–172.

214. *Caldwell R.L., Mills W.R., Allen L.S.* et al. Combination neutron experiment for remote analysis. — Science, 1966, vol. 152, № 3721, p. 457–465.

215. *Cameron A.G.W.* Abundances of the elements in the Solar system. — Space Sci. Rev., 1973, vol. 15, p. 121–146.

216. *Cameron A.G.W., Pine M.R.* Numerical models of the primitive Solar nebula. — Icarus, 1973, vol. 18, № 2, p. 377–406.

217. *Cameron A.G.W.* Properties of the Solar nebula and origin of the Moon. — Moon, 1973, vol. 7, p. 377–383.

218. *Cameron A.G.W.* Accumulation processes in the primitive Solar nebula. — Icarus, 1973. vol. 18, p. 407–450.

219. *Campbell D.B., Jurgens R.F., Dyce R.B.* et al. Radar interferometric observations of Venus at 70-centimeter wavelength. — Science, 1970, vol. 170, N 3962, p. 1090–1092.

220. *Campbell D.B., Dyce R.B., Ingalls R.F.* et al. Venus: Topography revealed by radar data. — Science, 1972, vol. 175, N 4021, p. 514–516.

221. *Campbell D.B., Dyce R.B., Pettengill G.H.* New radar image of Venus. — Science, 1976, vol. 193, N 4258, p. 1123–1124.

222. *Caren R.P.* Solid cryogenics for cooling spacedorne devices. — Cryog. Technol., 1968, vol. 15, p. 115–119.

223. *Carlson R.W., Bhattacharyya J.C., Smith B.A.* et al. An atmosphere on Ganymede from its occultation of SAO-186800 on 7 June 1972. — Science, 1973, vol. 182, N 4111, p. 53–55.

224. *Cassidy W.A.* Nondestructive neutronactivation analysis of small particles cosmic dust. — Ann. N.Y. Acad. Sci., 1964, vol. 119, art. 1, p. 318–326.

225. *Chase S.C., Miner E.D., Morrison D.* et al. Preliminary infrared radiometry of the night side of Mercury from Mariner-10. — Science, 1974, vol. 185, N 4116, p. 142–145.

226. *Cintala M.J., Wood C.A., Head L.W.* The effects of target characteristics of fresh crater morphology: Preliminary results for the Moon and Mercury. — In: Proc. 8th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon Press, 1977, p. 3409–3425.

227. *Clark B.C., Baird A.K.* Ultra-miniature X-ray fluorescence spectrometer for in situ geochemical analysis of Mars. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, N 19, p. 359–361.

228. *Clark B.C., Baird A.K., Toulmin P., III.* Inorganic analysis of Martian surface samples at the Viking landing sites. — Science, 1976, vol. 194, p. 1283–1288.

229. *Clark B.C., Baird A.L., Rose H.J.* et al. Inorganic analyses of Martian surface samples at the Viking landing sites. — Science, 1976, vol. 194, p. 81–84.

230. *Clark B.C., Baird A.K., Rose H.J.* et al. The Viking X-ray fluorescence experiment: Analytical methods and early results. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 28, p. 4577–4594.

231. *Clark S.P., Ringwood A.E.* Density distributions and construction of the mantle. — Rev. Geophys., 1964, vol. 2, p. 35—85.

232. *Conca J.* Dark-ray craters on Ganemede. — In: Proc. 12th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1981, vol. 2, p. 1599—1606.

233. *Consolmagno G.J.* An Io thermal model with intermittent volcanism. — In: Proc. 12th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1981, vol. 2, p. 1533—1542.

234. *Cooper J.A., Wogman N.A., Perkins R.W.* An anticoincidenceshielded Ge(Li) gamma-ray spectrometer for high sensitivity. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1968, vol. NS-15, N 3, p. 407—412.

235. *Cooper J.A., Rancitelli L.A., Perkins R.W.* An anticoincidenceshielded Ge(Li) gamma-ray spectrometer and application to radioanalytical chemistry problems. — J. Radioanal. Chem. 1970, vol. 6, N 1, p. 147—151.

236. *Cooper J.A., Perkins R.W.* A versatile Ge(Li)—NaJ(Tl) coincidence-anticoincidence gamma-ray spectrometer for environmental and biological problems. — Nucl. Instrum. and Meth., 1972, vol. 99 N 1, p. 125—146.

237. *Covell D.F.* Determination of gamma-ray abundance directly from the total absorption peak. — Anal. Chem., 1959, vol. 31, N 11, p. 1785—1790.

238. *Cruikshank D.P.* Radii and albedos of four Trojan asteroids and Jovian satellites 6 and 7. — Icarus, 1976, vol. 30, N 1, p. 77—83.

239. *Dan Okuba.* Double-drift thin-window planer Ge(Li)-detectors. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1970, vol. NS-17, N 1, p. 61—62.

240. *Davelaar J., Manzo G., Peacock A.* et al. In imagin gas scintillation counter for X-ray astronomy. — Astron. and Astrophys., 1980, vol. 87, p. 276—281.

241. *Davelaar J., Manzo G., Peacock A.* et al. A position sensitive gas scintillation proportional counter for X-ray astronomy.— IEEE Trans. Nucl. Sci., 1980, vol. NS-27, p. 196—203.

242. *Davies M.S., Dwornik S.E., Gault D.E., Strom R.G.* Atlas of Mercury. — NASA, 1978.

243. *Dayhoff M.O., Eck R., Lippincott E., Sagan C.* Venus: Atmosphere evolution. — Science, 1967, vol. 155, N 3825, p. 556—558.

244. *Detko J.F.* A dual chamber vacuum cryostat for germanium lithium drifted diodes. — Nucl. Instrum. and Meth., 1971, vol. 94, N 2, p. 395—396.

245. *Dollfus A.* Diametres des planets at satellites. — In: Surfaces and interiors of planets and satellites. N.Y.: Acad. press, 1970, p. 46—139.

246. *Drake M.J.* Meteorite from the lunar terrae: Preliminary petrology of alpha 81005,9. — In: Abstr. pap. to 14th Lunar and planet. sci. conf. (Mar. 14—18, 1983, Houston, USA). N.Y.: Pergamon press, 1983 p. 164—166.

247. *Drummond W.E.* High purity germanium radiation detectors. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1971, vol. NS-18, N 2, p. 91—100.

248. *Duncombe R.L., Klepszynski W.J., Seidelmann P.K.* The masses of the planets, satellites and asteroids. — Fundam. Cosm. Phys., 1973, vol. 1, p. 119—165.

249. *Dunlavey D.C., Seaborg G.T.* Alpha activity of Sm^{146} as detected with nuclear emulsions. — Phys. Rev., 1953, vol. 92, p. 206—207.

250. *Dyal P., Parkin C.W.* The Apollo-12 magnetometer experiment: Internal lunar properties from transient and steady magnetic field measurements. — In: Proc. 2th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1971, vol. 3, p. 2391—2398 (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 2).

251. *Dyal P., Parkin C.W., Daily W.D.* Surface magnetometer experiment: Internal lunar properties. — In: Proc. 4th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1973, vol. 3, p. 2925—2946. (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 4).

252. *Ebert K.H., Wänke H.* Über die Einwirkung der Höhenstrahlung auf Eisenmeteorite. — Ztschr. Naturforsh. A, 1957, Bd. 12, S. 766—767.

253. *Economov T.E., Turkevich A.L.* An alpha particle experiment for chemical analysis of the Martian surface and atmosphere. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, p. 781—791.

254. *El-Shishini M.M., Zobel W.* Temperature dependence of the response of lithium-drifted germanium detectors to gamma-rays. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1966, vol. NS-13, N 3, p. 359—362.

255. *Fanale F.P., Jonson T.V., Matson D.L.* Io's surface and the histories of the Galilean satellites. — In: Planetary satellites/Ed. J.A. Burns, 1976, University of Arizona Press., Tucson, c. 379—405.

256. *Field G.B.* Instability and waves driven by radiation in interstellar space and in cosmological models. — Astrophys. J., 1971, p. 29—40.

257. *Fish R.A., Goles G.G., Anders E.* The record in the meteorites: On the development of meteorites in asteroidal bodies. — Astrophys. J., 1960, vol. 132, p. 243—258.

258. *Fisher D.E.* Non-destructive activation analysis of meteorites. — Meteoritics, 1964, vol. 2, N 2, p. 137—139.

259. *Flasar F.M., Samuelson R.E., Conrath B.J.* Titan's atmosphere: Temperature and dynamics. — Nature, 1981, vol. 292, p. 693—698.

260. *Fleck C.M., Neidrstätter W.* A cryostat for Ge(Li)-detectors with internal liquid circulation and a swivelling cold

finger. — Nucl. Instrum. and Meth., 1968, vol. 66, N 2, p. 304–308.

261. *Florensky K.P., Basilevsky A.T., Kuzmin P.O.* et al. Geomorphologic analysis of some martian surface images from the Mars-3 and 5 automatic stations. — Icarus, 1975, vol. 26, p. 219–229.

262. *Florensky K.P., Ronca L.B., Basilevsky A.T.* Geomorphic degradations on the surface of Venus: An analysis of Venera-9 and 10. — Data Science, 1977, vol. 196, p. 869–871.

263. *Florensky K.P., Basilevsky A.T., Burba G.A.* et al. First panoramas of the Venusian surface. In: Proc. 8th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1977, p. 2655–2664.

264. *Florensky K.P., Ronca L.B., Basilevsky A.T.* et al. The surface of Venus as revealed by Soviet Venera-9 and Venera-10.— Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 38, p. 11–17.

265. *Florensky K.P., Volkov V.P., Nicolaeva O.A.* A geochemical model of the Venus troposphere. — Icarus, 1978, vol. 33, p. 537–558.

266. *Fouarge J., Delporte R.* Interaction detecteurs Ge(Li)-pompes ioniques. — Nucl. Instrum. and Meth., 1972, vol. 99, N 1, p. 81–102.

267. *Fowler I.L., Toone R.G.* Large hollow-cohe coaxial Ge(Li)-detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1972, vol. 98, N 2, p. 193–198.

268. *Franke H.F.* A flexible detector cryostat. — Nucl. Instrum. and Meth., 1969, vol. 72, N 1, p. 107–108.

269. *Franzgrote E.J., Patterson J.H., Turkevich A.L.* et al. Chemical composition of the Lunar surface in Sinus Medii. — Science, 1970, vol. 167, N 3917, p. 376–379.

270. *Friedman L.D., Lewis J.S.* Future exploration on Venus. — Astronaut. and Aeronaut., 1975, vol. 13, p. 46–58.

271. *Fuller M.* Lunar magnetism. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1974, vol. 12, p. 23–28.

272. *Gadenne M.C., Lansiart A., Seigneur A.* Detection gamma dans le xenon liquide et mesure de l'energie moyenne d'ionisation. — Nucl. Instrum. and Meth., 1975, vol. 124, N 2, p. 521–526.

273. *Ganguly I., Kennedy G.C.* Solibility of K in Fe–S liquid silicate–K–(Fe–S) equilibria, and their planetary implications. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 35, p. 411–420.

274. *Gatley I., Keiffer H., Miner E.* et al. Infrared observations of Phobos from Mariner-9. — Astrophys. J., 1974, vol. 190, p. 497–503.

275. *Gault D.E., Guest J.E., Murrey J.B.* et al. Some comparisons of impact craters of Mercury and the Moon. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 2444–2460.

276. *Gehrels T.* Physical studies of minors planets. — NASA, 1971, vol. SP-267, p. 95–116.

277. *Gillett F.C., Forrest W.J., Merrill K.M.* 8–13 micron observations of Titan. — Astrophys. J., 1973, vol. 184, p. L93–95.

278. *Gillett F.C.* Further observations of the 8–13 micron spectrum of Titan. — Astrophys. J., 1975, vol. 201, p. L41–43.

279. *Girla D.P.* Composition of interstellar grains. — Nature, 1971, vol. 229, N 5282, p. 237–241.

280. *Glazow P.* Ge(Li)-Bohrloch-detectoren zur Messung geringer γ-aktivitaten. — Nucl. Instrum. and Meth., 1970, vol. 80, N 1, p. 141–145.

281. *Goettel K.A., Lewis J.S.* Comments on a paper by V.M. Oversby and A.E. Ringwood. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, p. 148–150.

282. *Goettel K.A., Barshay S.S.* The chemical equilibrium mode for condensation in the Solar nebula: Assumptions, implications and limitations. — In: The origin of the solar system. N.Y.: Wiley, 1979, p. 611–627.

283. *Goldreich P.* An explanation of the frequent occurrence of commensurable motions in the solur system. — Mon. Not. Roy. Astron, Soc., 1965, v. 130, p. 159–164.

284. *Goldstein R.M.* Preliminary Venus radar results. — Radio Sci., 1965, vol. 69d, p. 1623–1625.

285. *Goldstein R.M.* A radar brightness and altitude image of a portion of Venus. — Icarus, 1974, vol. 23, p. 1–7.

286. *Goldstein R.M., Ramsey H.C.* Venus — characteristics and history. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1975, vol. 56, N 61 p. 388–391.

287. *Goldon G.E., Randle K., Goles G.G.* et al. Instrumental activation analysis of standard rocks with high-resolution γ-ray detectors. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 4, p. 369–396.

288. *Green D.H., Ringwood A.E.* Mineral assemblages in a model mantle composition. — J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, p. 937–945.

289. *Grossman L.* Condensation in the primitive solar nebula. — Geochim. et cosmochim. acta, 1972, vol. 36, p. 597–619.

290. *Grossman L., Larimer J.W.* Early chemical history of the Solar system. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1974, vol. 12, p. 71–101.

291. *Gruchn C.R., Kane J.V., Kelly W.H.* A single crystal Ge(Li) compton spectrometer. — Nucl. Instrum. and Meth., 1967, vol. 54, N 2, p. 268–276.

292. *Guest J.E., Gault D.E.* Crater population in the early history of Mercury. — Geophys. Res. Lett., 1976, N 3, p. 121–123.

293. *Guthrie M.P.* EVAR-4, ORNL-TM-3119. 1970. 56 p.

294. *Hall T., Murthy V.R.* The early chemical history of the Earth: Some cri-

tical elemental fractionations. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, p. 239–244.

295. *Hall A.* Observations and orbits of the satellites of Mars with data for ephemerides in 1979. Wash. (D.C.): US Gov. Print. Off., 1978.

296. *Hanel R., Courath B., Flasar F.M.* et al. Infrared observations of the Jovian system from Voyager-2. — Science, 1979, vol. 206, N 4421, p. 951–956.

297. *Hanel R., Courath B., Flasar M.* et al. Infrared observations of the Saturnian system form Voyadger-1. — Science, 1981, vol. 212, N 4492, p. 192–200.

298. *Hanks T.C., Anderson D.L.* Origin evolution and present thermal state of the Moon. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1972, vol. 5, p. 409–417.

299. *Harris P.G., Tozer D.C.* Fractionation of iron in Solar system. — Nature, 1967, vol. 215, N 5109, p. 1449–1451.

300. *Hays J.F.* Radioactive heat sources in the Lunar interior. — Phys. Earth and Planet. Inter., 1972, vol. 5, p. 77–82.

301. *Henck R., Siffert P., Coche A.* Characteristics of a 85 cm^3 Ge(Li) γ-ray detector. — Nucl. Instrum. and Meth., 1968, vol. 60, N 3, p. 343–345.

302. *Hick D.B., Jacobson A.S.* A Ge(Li) spectrometer for gamma-ray astronomy. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1974, vol. NS-21, N 1, p. 169–176.

303. *Hill M.W.* An anticoincidence-shielded Ge(Li) gamma-ray spectrometer. — Nucl. Instrum. and Meth., 1965, vol. 36, N 2, p. 350–352.

304. *Hislop J.A., Wainardi R.E.* Extraterrestrial neutron activation analysis. — Anal. Chem., 1967, vol. 39, N 2, p. 29A.

305. *Hoffman J.H., Hodger R.R., Johnson F.S.* et al. Lunar atmospheric composition results form Apollo-17. — In: Proc. 4th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1973, vol. 3, p. 2865–2875.

306. *Hoffman J.H., Oyama V.I., Von Zahn U.* Measurements of the Venus lower atmosphere composition: A critical composition. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, N A13, p. 7871–7881.

307. *Holland N.D.* On the chemical evolution of the terrestrial and Cytherean atmospheres. — In: Origin and evolution of atmospheres and Venus/Ed. P. Brancazio, A.G.W. Cameron. N.Y.: Wiley, 1964, p. 86–101.

308. *Howard H.T., Tyler G.L., Esposito P.B.* et al. Mercury's surface: Preliminary description and interpretation from Mariner-10 pictures. — Science, 1974, vol. 185, N 4146, p. 169–179.

309. *Hoyle F.* On the origin of the Solar system. — Quart. J. Roy. Astron. Soc., 1960, N 1, p. 28–55.

310. *Hoyle F., Wickramasinghe N.C.* Interstellar grains. — Nature, 1969, vol. 233, N 5205, p. 459–462.

311. *Höfler H., Sorantin H.* Application of nondestructive actvation analysis to meteorites: Determination of aluminium vanadium, manganese and gold in stony and iron meteorites. — Chem. Geol., 1967, vol. 2, N 4, p. 273–281.

312. *Huang S.S., Freeman G.R.* Electron mobilites in gasseous critical and liquid xenon: Density, electric field and temperature effects. Quasilocalization. — J. Chem. Phys., 1978, vol. 68, p. 1355–1360.

313. *Hubbard N.J., Meyer C., Gast P.W.* et al. The composition and derivation of Apollo-12 soils. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 10, p. 341–350.

314. *Hunt G.R., Logan L.M., Salisbury J.W.* Mars: Components of infrared spectra and the composition of the dustcloud. — Icarus, 1973, vol. 18, p. 459–469.

315. *Hunten D.M., Donahue T.M.* Hydrogen loss from the terrestrial planets. — Annu. Rev. Earth Sci., 1976, vol. 4, p. 265–292.

316. *Hunten D.M., McGill G.E., Nag A.F.* Current knowledge of Venus. — Space Sci. Rev., 1977, vol. 20, N 3, p. 265–282.

317. *Hunten D.M.* NASA Conf. Publ. N 2068, 1978, p. 127–131.

318. *Hurley P.M.* Absolute abundance and distribution of Pb, K and Sr in the Earth. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1968, vol. 32, N 3, p. 273–283.

319. *Ingersoll A.P.* The renaway green house: A history of water on Venus. — J. Atmos. Sci., 1969, vol. 26, p. 1191–1198.

320. *Irigaray J.L., Petit G.Y.* Etude des caracteristiques un detecteur Ge(Li) de 120 cm^3 et comparison avec des detecteurs plus petits. — Nucl. Instrum. and Meth., 1970, vol. 80, N 2, p. 264–269.

321. *Jeffreys H.* The resonant theory of the origin of the Moon. — J. Astron. Soc., 1930, vol. 91, p. 169–173.

322. *Kallemeyn G.W.* Alpha 81005: A new sample from the Lunar highlands? — In: Abstr. pap. 14th Lunar and Planet. sci. conf. (Mar. 14–18, 1983, Houston, USA). N.Y.: Pergamon press, 1983, p. 361–362.

323. *Keldysh M.V.* Venus exploration with Venera-9 and Venera-10 space craft. — Icarus, 1977, vol. 30, p. 605–625.

324. *Kenneth A., Goettel K.A.* Composition of the terrestrial planets. — NASA, TM x-3511, 1977, 47 p.

325. *Klein H.P., Horowitz M.N., Vevin G.V.* et al. The Viking biological investigations: Preliminary results. — Science, 1976, vol. 194, N 4260, p. 99–105.

326. *Knollenberg R.G., Hansen J., Ragent B.* et al. The clouds of Venus. — Space Sci. Rev., 1977, vol. 20, N 3, p. 329–354.

327. *Knollenberg R.G., Hunten D.M.* The clouds of Venus: Particle size distribution measurements. — Science, 1979, vol. 203, N 4382, p. 792–795.

328. *Kocharov G.E., Victorov S.V.* Investigation of the chemical composition of lunar surface along the route of Lunokhod-1. — In: Space researches. B., 1972, vol. 12, p. 13—22.

329. *Kocharov G.E., Victorov S.V., Chesnokov V.I.* et al. Chemical composition variations of the lunar surface in the contact zone "mare-highland". — In: Space researches. B., 1975, vol. 15, p. 587—593.

330. *Kohman T.P., Bender M.L.* Nuclide production by cosmic-ray in meteorites and on the Moon: Report. N NYO-844-72. 1967, 36 p.

331. *Kornblum J.J., Fireman E.L., Levine M.* et al. Neutrons in the Moon. — In: Proc. 4th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1973, vol. 2, p. 2171—2182.

332. *Kovach R., Anderson D.L.* The interiors of the terrestrial planets. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, p. 2873—2882.

333. *Kraushaar W.L.* Instrumental aspects of γ-ray astronomy serious need for news ideas and developments. — Astronaut. and Aeronaut., 1969, vol. 7, N 7, p. 28—33.

334. *Kroupenio N.N.* Some characteristics of the Venus surface. — Icarus, 1972, vol. 17, p. 692—698.

335. *Kuiper G.P.* The Moon. — J. Geophys. Res., 1959, vol. 64, p. 1713—1714.

336. *Kuiper G.P.* The Lunar and planetary laboratory and its telescopes. — Commun. Lunar and Planet. Lab., 1972, vol. 9, p. 199—247.

337. *Kumar S.* Mercury's atmosphere: A perspective after Mariner-10. — Icarus, 1976, vol. 37, p. 207—213.

338. *Kumar S., Hunten D.M., Broadfoot A.L.* Non-thermal hydrogen in the Venus exosphere: The ionospheric source and the hydrogen budget. — Planet. and Space. Sci., 1978, vol. 26, p. 1063—1075.

339. *Kunde V.G., Aikin A.C., Hanel R.A.* et al. C_4H_2, HC_3N and C_2N_2 in Titan's atmosphere. — Nature, 1981, vol. 292, N 5825, p. 686—688.

340. *Langseth M.G., Clark S.P., Chute J.L.* et al. The Apollo-15 lunar heat flow measurement. — Moon, 1972, vol. 4, p. 390—399.

341. *Larimer J.W.* Chemical fractionation in meteorites. 1. Condensation of the elements. — Geochim. et cosmochim. acta, 1967, vol. 31, N 4, p. 1215—1238.

342. *Larimer J.W.* Composition of the Earth: Chondritic or achondritic? — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, vol. 35, N 8, p. 769—786.

343. *Lederer C.M., Hollander J.M., Perlman I.* Table of isotopes. N.Y.: Wiley, 1967. 594 p.

344. *Lewis J.S.* Venus: Atmospheric and lithospheric composition. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 10, N 1, p. 73—80.

345. *Lewis S.R., Shafrir N.H.* Low level Ge(Li)-gamma-ray spectrometry in marine radioactivity studies. — Nucl. Instrum. and Meth., 1971, vol. 93, N 2, p. 317—332.

346. *Lewis J.S.* Consequences of the presence of sulphur in the core of the Earth. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1971, vol. 11, p. 130—134.

347. *Lewis J.S.* Satellites of the outer planets: Their physical and chemical nature. — Icarus, 1971, vol. 15, p. 174—185.

348. *Lewis J.S.* Metal/silicate fraction in the Solar system. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 15, p. 286—290.

349. *Lewis J.S.* Low temperature condensation from solar nebula. — Icarus, 1972, vol. 16, p. 241—252.

350. *Lewis J.S.* Chemistry of the planets. — Annu. Rev. Phys. Chem., 1973, vol. 24, p. 339—351.

351. *Lewis J.S.* The temperature gradient in the Solar nebula. — Science, 1974, vol. 84, N 4135, p. 440—443.

352. *Lindbland B.* A condensation theory of meteoric matter and its cosmological significance. — Nature, 1935, vol. 135, N 3404, p. 133—135.

353. *Lingenfelter R.E., Canfield E.N., Hess W.N.* The lunar neutron flux. — J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, N 9, p. 2665—2672.

354. *Lingenfelter R.E., Canfield E.N., Hampel V.E.* The lunar neutron flux. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 16, p. 353—369.

355. *Lippert J.* A cryostat for germanium detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1965, vol. 32, N 2, p. 360—369.

356. *Low F.J., Krishna-Swamy K.S.* Narrow-band photometry of Ori. — Nature, 1970, vol. 227, N 5265, p. 1333—1336.

357. *Lucchitta B.K., Soderblom L.A., Ferguson H.M.* Structures on Europa. — In: Proc. 12th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1981, p. 1555—1567.

358. *MacDonald G.J.F.* Dependence of the surface heat flow on the radioactivity of the Earth. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 14, p. 2933—2946.

359. *MacGregor G.A., Turiel I., Bettenhausen R.* et al. Evalution of an $L N_2$-temperature solid state spectrometer for rocket horne experiments. — Rev. Sci. Instrum., 1971, p. 35—39.

360. *Maguire W.C., Hanel R.A., Jennings D.E.* et al. C_3H_8 and C_3H_4 in Titan's atmosphere. — Nature, 1981, vol. 292, N 5825, p. 683—686.

361. *Malin M.C.* Surface of Mercury and the Moon: Effects of resolution and lighting conditions of the discrimination of volcanic features. — In: Proc. 9th Lunar and planet. sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1978, vol. 3, p. 3395—3409.

362. *Malvin M.C., Sauders R.S.* Surface of Venus: Evidence of diverse landforms from radar observations. — Science, 1977, vol. 196, N 4293, p. 987—990.

363. *Manzo G., Peacock A., Ander-*

sen R.D. et al. Preliminary studies of gas fillings in gas scintillation proportional counters. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1980, vol. NS-27, p. 204—207.

364. *Manzo G., Peacock A., Andersen R.D.* et al. High pressure gas scintillation spectrometers for X-ray astronomy. — Nucl. Instrum. and Meth., 1980, vol. 174, p. 301—315.

365. *Manzo G., Davelaar J., Peacock A.* et al. A fluorescent gated gas scintillation proportional counter for energy X-ray spectroscopy. — Nucl. Instrum. and Meth., 1980, vol. 177, N 2/3, p. 595—603.

366. *Marov M.Ya., Lebedev V.N., Lystsev V.E.* et al. Some preliminary estimates of aerosol component in the Venus atmosphere: Report presented to the 19th COSPAR meeting. USA, 1976.

367. *Masursky H.* An overview of geological results from Mariner-9. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 20, p. 4009—4030.

368. *Masursky H., Kaula W.M., McGill G.E.* et al. The surface and interior of Venus Space Sci. Rev., 1977, vol. 20, N 4, p. 431—437.

369. *Masursky H., Eliason E., Ford P.G.* et al. Pioneer-Venus radar results: Geology from images and altimetry. — J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N A13, p. 8232—8260.

370. *Mayer J.M.* Use ion implantation techniques to fabricate semiconductor nuclear particle detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1968, vol. 63, N 2, p. 141—151.

371. *McDonald G.J.F.* Origin of the Moon: Dynamical consideration. — In: The Earth-Moon system. N.Y.: Lenon press, 1966, p. 164—165.

372. *Mecrea W.H.* The origin of the Solar system. — Proc. Roy. Soc. London A, 1960, vol. 256, p. 245—266.

373. *Metzger A.E., Van Dilla M.A., Anderson E.C.* et al. Ranger gamma-ray spectrometer. — Nucleonics, 1962, vol. 20, N 10, p. 64—66.

374. *Metzger A.E., Arnold J.R.* Gamma-ray spectroscopic measurements of Mars. — Appl. Opt., 1970, vol. 9, p. 1289—1295.

375. *Metzger A.E., Trombka J.I., Peterson I.E.* et al. Lunar surface radioactivity: Preliminary results of the Apollo-15 and Apollo-16 gamma-ray spectrometer experiments. — Science, 1973, vol. 179, N 4075, p. 800—803.

376. *Metzger A.E., Trombka J.I., Reedy R.C.* et al. Element concentrations from lunar orbital gamma-ray measurements. — In: Proc. 5th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1975, vol. 1, p. 1067—1078.

377. *McElroy M.B., Hunten D.M.* The ratio of deuterium to hydrogen in the Venus atmosphere. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 7, p. 1720—1739.

378. *McGetchin T.R., Smyth J.R.* The mantle of Mars: Some posible geological implications of its high density. — Icarus, 1978, vol. 34, p. 512—536.

379. *McKinnon W.B.* Tectonic deformation of Galileo Ragio and limits to the planetary expansion of Ganymede. — In: Proc. 12th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1981, vol. 2, p. 1585—1597.

380. *Michaels W., Küpfer H.* A high-resolution Ge(Li) anticompton spectrometer for radiative neutron capture spectroscopy. — Nucl. Instrum. and Meth., 1967, vol. 56, N 2, p. 181—188.

381. *Minner C.E.* A semiconductor detector cryostat. — Nucl. Instrum. and Meth., 1967, vol. 55, N 1, p. 125—127.

382. *Morabito L.A., Synnott S.P., Kupferman P.N.* et al. Discovery of currently active extraterrestrial volcanism. — Science, 1979, vol. 204, N 4396, p. 972—979.

383. *Moore J.R., Fabbi B.* An estimate of the juvenile sulphur content of basalts. — Contrib. Miner. and Petrol., 1971, vol. 33, N 2, p. 118—127.

384. *Morgan J.W., Anders E.* Chemical composition of Mars. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 10, p. 1601—1610.

385. *Moroz V.I.* The atmosphere of Venus. — Space Sci. Rev., 1981, vol. 29, N 1, p. 3—127.

386. *Morrison D.* Determination of radii of satellites and asteroids from radiometry and protometry. — Icarus, 1973, vol. 19, p. 1—14.

387. *Morrison D., Cruikshank D.P.* Physical properties of the natural satellites. — Space Sci. Rev., 1974, vol. 15, p. 641—739.

388. *Morrison D., Cruikshank D.P.* Thermal properties of the Galilean satellites. — Icarus, 1977, vol. 18, p. 224—236.

389. *Moshkin B.D., Economov V.N., Avduevsky V.S.* et al.. Venera-8: Measurements of Solar illumination through the atmosphere of Venus. — J. Atmos. Sci., 1973, vol. 30, p. 1215—1218.

390. *Mueller P.F.* Chemistry and petrology of Venus: Preliminary deductions. — Science, 1963, vol. 141, N 3585, p. 1046—1047.

391. *Mueller P.F.* A chemical model for the lower atmosphere of Venus. — Icarus, 1964, vol. 3, p. 285—298.

392. *Muller P.M., Sjogren W.L.* Lunar gravity preliminary estimates from lunar orbiter. — Science, 1968, vol. 159, p. 625—628.

393. *Mueller P.F., Saxena S.K.* Chemical petrology. B.: Springer, 1977. 163 p.

394. *Murphy R.E.* Temperatures of Saturn's. — Astrophys. J., 1973, vol. 181, N 1, p. L87—L90.

395. *Murrey B.C., Storm R.G., Trask N.J.* et al. Surface history of Mercury: Implication for terrestrial planets. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 17, p. 2508—2514.

396. *Murrey B.C.* Mercury. — Sci. Amer., 1975, vol. 233, N 1, p. 58—68.

397. *Mutch T.A., Arvidson R.E., He-*

ad J.W., III, et al. The geology of Mars. Princeton: Univ. press, 1976, p. 262–316.

398. *Nakano G.H., Imhof W.L.* Performance of large germanium detectors at elevated temperatures for satellite applications. – IEEE Trans. Nucl. Sci., 1971, vol. NS-18, p. 258.

399. *Nakano G.H., Imhof W.L., Johnson R.G.* A satellite-borne high-resolution Ge(Li) gamma-ray spectrometer. 1. Description of the instrument and gamma-ray backgrounds in earth orbit. – IEEE Trans. Nucl. Sci., 1974, vol. NS-21, N 1, p. 159–163.

400. *Ness N.F., Behannon K.W., Lepping R.P.* et al. Magnetic field of Mercury is confirmed. – Nature, 1975, vol. 255, N 5505, p. 204–206.

401. *Nier A.O., Hanson W.B., McElroy W.B.,* et al. Entry science experiments for Viking, 1975. – Icarus, 1972, vol. 16, p. 74–91.. *Nier A.O., McElroy M.V., Yung Y.L.* Isotopic composition of the Martian atmosphere. – Science, 1976, vol. 194, N 4260, p. 68–71.

402. *Noland M., Veverka J., Pollack J.B.* Mariner-9 polarimetry of Phobos and Deimos. – Icarus, 1973, vol. 20, p. 490–502.

403. *Northrop J.A., Hostetler R.L.* Measurement of gamma-ray fluxes in and above atmosphere, – Bull. Amer. Phys. Soc. Ser. 2, 1961, vol. 6, p. 52–63.

404. *Ogilvie K.W., Scudder J.D., Hartle R.E.* et al. Observations at Mercury enconter by the plasma science experiment on Mariner-10. – Science, 1974, vol. 185, N 4146, p. 145–151.

405. *O'Hara M.J., Biggar G.M., Richardson S.W.* Experimental petrology of lunar material: The nature of mascons, seas and the lunar interior. – Science, 1970, vol. 167, p. 605–607.

406. *O'Leary B.T.* Frequencies of occultations of stars by planets, satellites and asteroids. – Science, 1972, vol. 175, N 4026, p. 1108–1112.

407. *O'Leary B.T., van Flandern T.C.* Io's triaxial figure. – Icarus, 1972, vol. 17, p. 209–215.

408. *Öpik E.J.* The origin of the Moon.– Irish Astron. J., 1955, vol. 3, p. 245–251.

409. *Oversby V.M., Ringwood A.E.* Potassium distribution between metal and silicate and its bearing on the occurrence of potassium in the Earth's core. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 14, p. 345–346.

410. *Owen T., Biemann K., Rushneck D.* et al. The composition of the atmosphere at the surface of Mars. – J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, p. 4635–4639.

411. *Oyama V.I.* Composition of the Venus lower atmosphere from the Pioneer-Venus gas chromotograph. – J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, p. 7891–7902.

412. *Pang K.D., Lumme K., Bowell E.* Microstructure and particulate properties of the surface of Io and Ganymede: Comparison with other solar system bodies. – In: Proc. 12th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1981, p. 1543–1553.

413. *Patterson J.H., Turkevich A.L., Franzgrote E.* Chemical analysis of surfaces using alpha particles. – J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 6, p. 1311–1327.

414. *Patterson J.H., Franzgrote E.J., Turkevich A.L.* et al. Alpha-scattering experiment on Surveyor: Comparison with Surveyor-5 and 6. – J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 25, p. 6120–6148.

415. *Patterson J.H., Turkevich A.L., Franzgrote T.E.* et al. Chemical composition of the lunar surface in a terra region near the crater Tycho. – Science, 1970, vol. 168, N 3933, p. 825–828.

416. *Peacock A., Andersen R.D., Dordfecht A.* et al. Performance of a flight model gas scintillation proportional counter spectrometer for X-ray astronomy. – IEEE Trans. Nucl. Sci., 1979, vol. NS-26, N 1, p. 486–489.

417. *Peacock A., Andersen R.D., Leimann E.A.* et al. Performance characteristics of a gas scintillation spectrometer for X-ray astronomy. – Nucl. Instrum. and Meth., 1980, vol. 169, p. 619–625.

418. *Peacock A., Andersen R.D., Manzo G.* et al. The gas scintillation proportional counter on Exosat. – Space Sci. Rev., 1981, vol. 30, p. 525–534.

419. *Peacock A., Sims M., Taylor B.G.* Geochemical survey of the lunar surface using a remote sensing X-ray flurescent spectrometer. – ESA; ESTEC, 1983. 22 p.

420. *Peal S., Cassen P., Reynolds R.* Melting of Io by tidal dissipation. – Science, 1979, vol. 203, N 4382, p. 892–894.

421. *Pehl R.H., Cordi R.C., Goulding F.S.* High-purity germanium detector fabrication and performance. – IEEE Trans. Nucl. Sci., 1972, vol. VS-19, N 1, p. 265–269.

422. *Pell E.M.* Ion drift in an n-p junction. – J. Appl. Phys., 1960, vol. 31, p. 291–302.

423. *Perlow G.J., Kissinger C.W.* A search for primary cosmic gamma-radiation. II. Low energy radiation above and within the atmosphere. – Phys. Rev., 1951, vol. 84, p. 572–580.

424. *Phinney W.C., O'Keefe J.A., Adams J.B.* et al. Implications of the Syrveyor-7 results. – J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 25, p. 6053–6057.

425. *Pilcher C.B., Ridway S.T., McCord T.B.* Galilean satellites: Identification of water frost. – Science, 1972, vol. 170, p. 1086–1087.

426. *Pollack J.B., Veverka J., Noland M.* et al. Mariner-9 television observations of Phobos and Deimos. – Icarus, 1972, vol. 17, p. 394–407.

427. *Pollack J.B., Veverka J., Noland M.* et al. Mariner-9 television observations of

Phobos and Deimos. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, p. 4313–4326.

428. *Pollack J.B., Reynolds R.T.* Implication of Jupiter's early contraction history for the composition of the Galilean satellites. — Icarus, 1974, vol. 21, p. 248–253.

429. *Pollack J.B., Young K.* Calculations of the radiactive and dynamical state of the Venus atmosphere. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1025–1037.

430. *Pollack J.B., Erickson E.F., Goorvitch D.* et al. A determination of the composition of the Venus clouds from observation in the near infrared. — J. Atmos. Sci. 1975, vol. 32, p. 1140–1150.

431. *Pollack J.B., Black D.C.* Implication of the gas compositional measurements of Pioneer-Venus for the origin of planetary atmosphere. — Science, 1979, vol. 205, N4401, p. 36–59.

432. *Pollack J.B., Young Y.L.* Origin and evolution of planetary atmosphere. — Annu. Rev. Earth and Planet. Sci., 1980, vol. 8, p. 425–487.

433. *Pollack J.B.* Titan. — In: The new Solar system. Cambridge (Mass.), 1981.

434. *Porelli A., Gardner R.P.* Modification of the simple model for the prediction of pulse-height spectra for gamma-ray energies greater than 1.5 MeV. — Nucl. Instrum. and Meth., 1979, vol. 159, p. 177–180.

435. *Prinn R.G.* Venus: Chemical and dynamical processes in the stratosphere and mesosphere. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1237–1247.

436. *Porschen W., Reizler W.* Natürliche Radioaktivitat von Wolfram. — Ztschr. Naturforsch. A., 1953, Bd. 8, s. 502–509.

437. *Prunier J., Aelemand R., Laval M.* et al. Some properties of xenon liquid-filled nuclear detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1973, vol. 109, N2, p. 257–264.

438. *Rasool S.J., Gross S.H., McCowern W.E.* The atmosphere of Mercury. — Space Sci. Rev., 1966, vol. 5, p. 565–584.

439. *Rasool S.J., de Bergh C.* The runaway green house and the accumilation of CO_2 in the Venus atmosphere. — Nature, 1970, vol. 226, N5237, p. 1037–1039.

440. *Reedy R.C. Arnold J.R.* Interaction of solar and galactic cosmic-ray particles with the Moon. — J. Geophys. Res., 1972, vol. 77, N4, p. 537–555.

441. *Reedy R.C., Arnold J.R., Trombka J.I.* Expected gamma-ray emission spectra from the lunar surface as a function of chemical composition. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, N 26, p. 5847–5855.

442. Reports. — Science, 1976, vol.194, p. 57–105.

443. *Riezler W., Porschen W.* Sehr landlebige natürline Strahler. — Ztrschr. Naturforsch. A, 1956, Bd. 11, S. 143–149.

444. *Ringwood A.E.* On the chemical evolution and densities of the planets. — Geochim. et cosmochim. acta., 1959, vol 15, p. 257–283.

445. *Ringwood A.E.* Chemical evolution of the terrestrial planets. — Geochim. et cosmochim. acta., 1966, vol. 30, p. 41–104.

446. *Ringwood A.E., Essene E.* Petrogenesis of lunar basalts and the internal constitution and origin of the Moon. — Science, 1970, vol. 167, p. 607–610.

447. *Ringwood A.E., Clark S.P.* Internal constitution of Mars. — Nature, 1971, vol. 234, N5324, p. 89–92.

448. *Ringwood A.E., Anderson D.L.* Earth and Venus: A comparative study. — Icarus, 1977, vol. 30, p. 243–253.

449. *Ringwood A.E.* Limits on the bulk composition of the Moon. — Icarus, 1976, vol. 28, p. 325–349.

450. *Rogent B., Blamont J.* Preliminary results of the Pioneer-Venus nephelometer experimints. — Science, 1979, vol. 203, N4382, p. 790–792.

451. *Rogers A.E.E., Ingalls R.P.* Venus: Mapping the surface reflectivity by radar interferometry. — Science, 1969, vol. 165, N 3895, p. 797–799.

452. *Rossow W.B., Sagan C.* Microwave boundary conditions on the atmosphere and clouds of Venus. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1164–1176.

453. *Russell C.T., Coleman P.J., Lichtenstein N.* et al. Subsatellite measurements of the lunar magnetic field. — In: Proc. 4th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1973, vol. 3, p. 2833–2845 (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 4).

454. *Sagan C.* Structure of the lunar atmosphere of Venus. — Icarus, 1962, vol.1, p. 151–169.

455. *Sagan C.* Origins of the atmospheres of the Earth and planets. — In: International dictionary of geophysics / Ed. S.K. Runcorn. L.: Pergamon press, 1967, p. 97–104.

456. *Sauders R.S, Malin M.C.* Geological interpretation of new observations of the surface of Venus. — Geophys. Res. Lett., 1977, vol. 4, p. 547–550.

457. *Santhanam S., Webb P.P., Monaro S.* A well-type Ge(Li) detector. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1969, vol. NS-16, N 1, p. 75–81.

458. *Schedlovcky J.P., Rayudu G.V.S.* Radionuclide productions in thick iron targets bombarded with 1- and 3-GeV protons. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, p. 2231–2339.

459. *Schlomka T.* Zur Darstellung physikalischer und geometrisch Groben durch Welttensoren 1 und 2 Stufe. — Ztschr. Naturforsch. A, 1952, Bd. 7, S. 637–643.

460. *Schlosser P.O., Miller D.W., Gerber M.S.* et al. A practical gamma-ray camera system using high-purity germani-

um. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1974, vol. NS-21, N1, p. 658–664.

461. *Schmitt R.A., Joles J.J., Smith R.H.* Et al. Elemental abundances in stony meteorites. — Meteoritics, 1972, vol. 7, N2, p. 131–133.

462. *Schrader C.D., Waggoner J.A., Matzger A.E.* et al. Analyse of lunar surface. — Nucleonics, 1962, vol. 20, p. 67–75.

463. *Schrader CD., Stinner R.J.* Remote analysis of surface by neutron-gamma-ray inelastic scattering technique. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 66, p. 1951–1956.

464. *Schrader C.D., Stinner R.J.* Remote analysis of surface by neutron-gamma-ray inelastic scattering technique. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 66, p. 1951–1955.

465. *Schultz P.H.* Morphological constraints on degradational and endogenetic processes (abstract). — In: Proc. 6th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press., 1975, p. 722–723.

466. *Schultz P.H., Gault D.E.* Seismic effects from major basin formation on Moon and Mercury. — Moon, 1975, vol 12, p. 159–177.

467. *Sever Y., Lippert J.* A compton-rejection germanium spectrometer. — Nucl. Instrum. and Meth., 1965, vol. 33, N2, P. 347–348.

468. *Shemansky D.E., Broadfoot A.L* Interaction of the surface of the Moon and Mercury with their exospheric atmosphers. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1977, vol. 15, p. 491–499.

469. S.H.R.E.L.L.D.A.L.F.F. Pattern of bombardment-produced radionuclides in rock 100107 and in lunar soil. — In: Proc. Apollo-11 Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1970, vol. 2, p. 1502–1503 (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 1).

470. *Shorthill R.W., Moore H.J., Scott R.F.* et al. The "Soil" of Mars (Viking-1). : Science, 1976, vol. 194, N 4260, p. 91–97.

471. *Sigfried R.W., Solomon S.C.* Mercury internal structure and thermal evolution. — Icarus, 1974, vol. 23, p. 192–205.

472. *Sill G.T.* Sulfuruc acid in the Venus clouds. — Commun. Lunar and Planet. Lab., 1972, N 171, p. 191–198.

473. *Smith W.B., Ingalls R.P., Shapiro I.I.* et al. Surface hight variations on Venus and Mercury. — Radio Sci., 1970, vol. 5, p. 411–423.

474. *Smith B.A.* Phobos: Preliminary results from Mariner-7. — Science, 1970, vol. 168, N 3933, p. 828–830.

475. *Smith B.A., Soderblom L.A., Beede R.* et al. The Galilean satellites and Jupiter: Voyager-2 imaging science results. — Science, 1979, vol. 206, N 4421, p. 927–950.

476. *Smith B.A., Soderblom L.A., Jonhson T.V.* et al. The Jupiter system through the eyes of Voyager-1. — Science, 1979, vol. 204, N 4396, p. 951–972.

477. *Sonnett C.P., Colburn D.S., Schwartz K.* Electrical heating of meteorite parent bodies and planets by dynamo induction from a pre-main sequence T-Tauri solar wind. — Nature, 1968, vol. 219, N 5157, p. 924–926.

478. *Soter S.* The dust belts of Mars. Ithaca (N.Y.), 1971. 37 p. (Cent. Radiophys. Space Res. Rep.; N 462).

479. *Soter S., Harris A.* The equilibrium shape of Phobos and other small bodies. — Icarus, 1976, vol. 30, p. 192–199.

480. Special issue of "Venus exploration". — Space Sci. Rev., 1977, vol. 20, N 3/4, p. 249–525.

481. *Spitzer L.* Diffuse matter in space. — In: Auterscience. N.Y., 1968, p. 48–52.

482. *Strobel D.F.* Aeronomy of the major planets: Photochemistry of ammonia and hydrocarbons. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, vol. 13, p. 372–382.

483. *Stuck R., Ponpon J.P., Siffert P.* et al. Behaviour of γ-ray detectors from high-purity germanium at low temperature. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1972, vol. NS 19, N 1, p. 270–278.

484. *Suominen P.* Semitoroidal detectors configuration for large (well–type) Ge(Li)-detectors. — Nucl. Instrum. and Meth., 1972, vol. 101, N 1, p. 25–30.

485. *Surkov Yu.A., Moskaleva L.P., Khalemsky A.N.* et al. On gamma-radiation of the atmosphere and surface of Mars. — Space Res., 1971, vol. 11, p. 181, 186.

486. *Surkov Yu.A., Kirnozov F.F., Ivanov I.N.* Analyse par activation aux neutrons'd'échantillons du sol lunaire obtenus par Luna 16 dans la mer d'abondance. — J. Radioanal. Chem., 1973, vol. 18, p. 169–176.

487. *Surkov Yu.A., Shtan A.S., Ivanov I.N.* et al. Investigation of the composition and radioactivity of the lunar rock from the Sea of Fertility. — Space Res., 1972, vol. 12, p. 33–38.

488. *Surkov Yu.A., Moskaleva L.P., Kirnozov F.F.* et al. Preliminary results of investigations of gamma-radiation of Mars from "Mars-5". — Space Res., 1976, vol. 16, p. 993–1000.

489. *Surkov Yu.A., Khristianov V.K., Korchuganov B.N.* et al. Methods, equipment and main results of the measurement of the venusian rock density on the "Venera-10". — Space Sci. Instrum., 1977, vol. 3, p. 287–299.

490. *Surkov Yu.A.* Geochemical studies of Venus by Venera-9 and Venera-10 automatic interplanetary stations. — In: Proc. 8th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1977, p. 2665–2689.

491. *Surkov Yu.A., Kirnozov F.F., Khristianov V.K.* et al. Investigations of the density of the Venusian surface rocks by Venera-10. — Space Res., 1977, vol. 17, p. 651–657.

492. *Surkov Yu.A., Kirnozov F.F., Glazov V.N.* et al. Investigations of Venusian gamm-radiation by Venera-9 and Venera-10. – Space Res., 1977, vol.17, p. 659–665.

493. *Surkov Yu. A., Moskaleva L.P., Basilevsky A.T.* et al. Geochemical interpretation of the results of measuring gamma-radiation of Mars. – In: Proc. 11th Lunar and planet. sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1980, p. 669–676.

494. *Surkov Yu.A., Shcheglov O.P., Moskaleva L.P.* et al. X-ray fluorescence spectrometry on the surface of Venus. – Anal. Chem., 1982, vol. 54, N 8, p. 957A–966A.

495. *Tavendale A.J.* Germanium surface barrier detector with deep deplition layer for γ-rays. – Nucl. Instrum. and Meth., 1970, vol. 84, N 2, p. 314–316.

496. *Taylor S.R.* Planetary Science: A lunar perspective (Houston, 15th Lunar Planet. Sci. Inst., 1982).

497. *Testard O.A., Leny J., Leszyszyn J.* et al. A cryogenic device for a low energy X-ray space detector. – Cryogenics, 1970, N 9, p. 137–141.

498. The ancient Sun / Ed. R.O. Pepin et al. 1980. 580 p. (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 13).

499. *Toksöz M.N., Solomon S.C., Minear J.W.* et al. Thermal evolution of the Moon. – Moon, 1972, vol. 4, p. 190–196.

500. *Toksöz M.N., Johnston D.H.* The evolution of the Moon and its comparison with terrestrial planets. – In: Soviet-Amer. conf. on cosmochem. of the Moon and planets. Moscow, 1974, p. 210–240.

501. *Toksöz M.N., Hsui A.T., Johnston D.H.* Thermal evolutions of the terrestrial planets. – Moon and Planets, 1978, vol. 18, p. 281–320.

502. *Toksöz M.N., Hsui A.T.* Thermal history and evolution of Mars. – Icarus, 1978, vol. 34, p. 537–547.

503. *Tokunaga A., Beck S., Geballe T., Lacy J.* The detection of C_2H_2 of Saturn and Titan. – Bull. Amer. Astron. Soc., 1980, vol. 12, N 3, p. 669–670.

504. *Toshinobu J.* A temperature compensated scintillation gamma-ray detector for well logging. – Bull. Jap. Petrol. Inst., 1971, vol. 13, N 1, p. 97–101.

505. *Toulmin P., III, Baird A.K., Clark B.C.* et al. Inorganic chemical investigation by X-ray fluorescence analysis: The Viking Mars lander. – Icarus, 1973, vol. 20, p. 153–178.

506. *Toulmin P., III, Baird A.K., Clark B.C.* et al. Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results. – J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 28, p. 4625–4634.

507. *Trask N.J., Guest J.E.* Preliminary geologic terrain map of Mercury. – J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, N 17, p. 2461–2477.

508. *Traub W.A., Carleton N.P.* Spectroscopic observations of winds on Venus. – J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1045–1059.

509. *Trombka J.I., Arnold J.R., Adler I.* et al. Lunar elemental analysis obtained from the Apollo gamma-ray and X-ray remote sensing experiment. – In: Proc. Soviet-Amer. conf. on cosmochem. of the Moon and planets. Moscow, 1974, p. 128–152.

510. *Turekian K.K., Clark S.P.* The non-homogeneous accumulation model for terrestrial planet formation and the consequences for the atmosphere on Venus. – J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1257–1261.

511. *Turkevich A.L., Knolle K., Emmert R.A.* Instrument for lunar surface chemical analysis. – Rev. Sci. Instrum., 1966, vol. 37, p. 1681–1687.

512. *Turkevich A.L., Knolle K., Franzgote E.* et al. Chemical analysis experiment for the Surveyor lunar mission. – J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, p. 831–839.

513. *Turkevich A.L., Franzgote E.J., Patterson J.H.* Chemical composition of the lunar surface in Mare Tranquillitatis. – Science, 1969, vol. 165, N 3890, p. 277–279.

514. *Turkevich A.L.* The chemical composition of the lunar surface. – Accounts Chem. Res., 1973, vol. 6, p. 81–89.

515. *Turcotte R.E., Moore R.B.* A simple versatile cryostat encapsulated detectors. – Nucl. Instrum. and Meth., 1969, vol. 72, N 2, p. 210–212.

516. *Tyler G.L., Eshleman V.R., Anderson J.D.* et al. Radio science investigations of the Saturn system with Voyager-1: Preliminary results. – Science, 1981, vol. 212, N 4491, p. 201–206.

517. *Urey H.C.* The planets, their origin and development. New Haven: Jale Univ. press, 1952. 245 p.

518. *Urey H.C.* The cosmic abundances of potassium, uranium and thorium and the heat balances of the Earth, the Moon and Mars. – Proc. Nat. Acad. Sci. US, 1955, vol. 41, p. 127–139.

519. *Urey H.C.* Meteorites and the Moon. – Science, 1965, vol. 147, p. 1262–1265.

520. *Urey H.C., McDonald G.J.F.* Origin and history of the Moon. – In: Physics and astronomy of the Moon / Ed. Z. Kopal. N.Y.; L.: Acad. press, 1971, p. 213–220.

521. US space science programm: Report to COSPAR. Wash.: NASA, 1963.

522. *Vakita H., Hagasawa H., Uyeda S.* et al. Uranium and thorium contents in ultrabasic rocks. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 2, N 4, p. 377–381.

523. Venus / Ed. D.M. Hunten. et al. Tucson: Univ. Ariz. press, 1983. 1143 p.

524. *Veverka J., Noland M., Sagan C.* et al. A Mariner-9 atlas of the moons of Mars. – Icarus, 1974, vol. 23, p. 206–289.

525. *Veverka J.* Photometry of satel-

lite surface. — In: Planetary satellites / Ed. J.A. Burns. Tucson: Univ. Ariz. press, 1977, p. 210–231.

526. Viking-1: Early results. — NASA SP-408, 1976. 67 p.

527. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Moskaleva L.P.* On the radioactivity of lunar rocks. — In: Moon and planets / Ed. A. Dollfus. Amsterdam: Pergamon ress, 1967, p. 71–79.

528. *Vinogradov A.P., Surkov Yu.A., Florensky K.P.* The chemical composition of the Venus atmosphere based on the data of the interplanetary station "Venera-4". — J. Atmos. Sci., 1968, vol. 25, p. 535–536.

529. *Waldron E.C., Schultz V.A., Kohman T.P.* Natural alpha activity of neadymium. — Phys. Rev., 1954, vol. 93, p. 254–255.

530. *Walker J.C., Turecian K., Hunter D.* An estimate of the present day deepmantle degassing rate data on the atmosphere of Venus. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 3558–3561.

531. *Walker J.C.G.* Evolution of the atmosphere of Venus. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1248–1256.

532. *Walker J.C.G.* Evolution of the atmosphere. N.Y.: Macmillan, 1977. 195 p.

533. *Wasserburg G.J., MacDonald G.J.F., Hoyle F.* et al. Realative contributions of uranium, thorium and potassium to heat production in the Earth. — Science, 1964, vol. 143, p. 465–467.

534. *Watson C.C.* The sputter-generation of planetary coronae: Galilean satellites of Jupiter. — In: Proc. 12th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1981, vol. 2, p. 1569–1583.

535. *Watson K., Murray B.C., Brown H.* The behavior of volatiles on the lunar surface. — J. Geophys. Res., 1961, vol. 66, p. 3033–3041.

536. *Werkeiser A.H., Miller T.G.* Low temperature response of some scintillators. — Nucl. Instrum. and Meth., 1969, vol. 75, p. 167–168.

537. *Whitten M.B., Colin L.* The ionospheres of Mars and Venus. — Rev. Geophys. and Space Psys., 1974, vol. 12, p. 155–192.

538. *Wickramasinghe N.C., Nandy K.* Interstellar extencition graphite, iron and silicat grains. — Nature, 1970, vol. 227, N 5233, p. 51–53.

539. *Wiik H.B.* The chemical composition of some stony meteorites. — Geochem. et cosmochim. acta, 1956, vol. 9, N 5/6, p. 279–289.

540. *Womack W.A., Overbeck J.W.* High resolution search for solar gamma-ray lines. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 10, p. 1811–1816.

541. *Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B.* et al. Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. — In: Proc. Apollo-11 Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1970, vol. 1, p. 965–974 (Geochim. et cosmochim. acta; Suppl. 1).

542. *Wood J.A.* Thermal history and early magmatism in the Moon. — Icarus, 1972, vol. 16, p. 229–230.

543. *Wood C.A., Head J.W., Cintula M.J.* Crater degradation of Mercury and the Moon: Clues to surface evolution. — In: Proc. 8th Lunar sci. conf. N.Y.: Pergamon press, 1977, vol. 3, p. 3503–3520.

544. *Woolf N.J., Ney E.P.* Circumstellar infrared emission from cool stars. — Astrophys. J., 1969, vol. 155, p. 181–184.

545. *Young A.T.* Are the clouds of Venus sulfuric acid? — Icarus, 1973, vol. 18, p. 564–582; The clouds of Venus. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1125–1132.

546. *Young L.D.C.* High resolution spectra of Venus. — Icarus, 1972, vol. 17, p. 632–658.

547. *Zaklad H., Dezenzo S.E., Muller R.A.* et al. A liquid xenon radioisotope camera. — IEEE Trans. Nucl. Sci., 1972, vol. NS-19, N 3, p. 206–213.

548. *Zelner B.N.* On the nature of Iapetus. — Astrophys. J., 1972, vol. 174, p. L107–109.

549. *Zelner B.N., Capen R.C.* Photometric properties of the Martian satellites. — Icarus, 1974, vol. 23, p. 437–444.

550. *Zobel W., Mainshein F.C., Seroggs R.J.* Spectra of gamma-rays produced by the interaction of 160 MeV protons with Be, C, O, Al, Co and Bi: Prepr. ORNL N 3506. US, 1965. 34 p.

551. *Zohar S., Goldstain R.M.* Venus map: A detailed look at the feature. — Nature, 1968, vol. 219, N 5152, p. 357–358.

552. *Zohar S., Goldstain R.M.* Surface features on Mercury. — Astron. J., 1974, vol. 79, p. 85–91.

553. *Barsukov V.L., Volkov V.P., Khodokovsky I.L.* The crust of Venus: Theoretical models of chemical and mineral composition. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, suppl., pt 1, p. A3–A9.

554. *Barsukov V.L., Khodakovsky I.L., Volkov V.P.* et al. The mineral composition of rocks at Venera-13 and Venera-14 landing sites. — In: Lunar and planet. sci. Houston, 1983, vol. 14, pt 1, p. 19–20.

555. *Donahue T.M., Hoffman J.H., Hogder R.R.* Venus was wet: A measurement of the ratio of deuterium to hydrogen. — Science. 1982, vol. 216, p. 630–633.

556. *Hoffman J.H., Hodges R.R., Wright W.W.* et al. Pioneer-Venus sounder probe neutral gas mass spectrometer. — IEEE Trans. Geosci. Electron., 1980, vol. GE-18, N 1, p. 80–84.

557. *Israel G., Imbauer D., Hantz C.* Development of a collector pyrolyser of aerosols devoted to analysing the Venusian clouds: Rep. presented at Intern. Astronaut's Fed. sess. Lausanne, 1984. 16 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ЧАСТЬ I

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПЛАНЕТАХ И СПУТНИКАХ 6

Введение 6

Глава 1. **Происхождение и эволюция тел Солнечной системы** 7
Ранняя история Солнечной системы 7
Физические условия и химический состав солнечной туманности 9
Конденсация газа в пылевые зерна 10
Аккумуляция пылевых зерен и газа в планетарные тела 13
Строение планет. Дифференциация вещества 15
Атмосферы планет и их спутников 18
Перспективы исследования 21

Глава 2. **Меркурий** 22
Основные характеристики планеты 22
Геологические особенности поверхности Меркурия 24
Состав и строение Меркурия 27
Атмосфера и летучие компоненты на Меркурии 29
Перспективы исследования Меркурия 30

Глава 3. **Венера** 32
Основные характеристики планеты 32
Состав и строение атмосферы 33
Происхождение и эволюция атмосферы 36
Природа и история поверхности и коры 38
Эндогенные процессы, дифференциация вещества 50
Внутреннее строение Венеры 52
Перспективы исследования Венеры 54

Глава 4. **Марс** 55
Основные характеристики планеты 55
Особенности геологического строения поверхности 55
Состав и свойства поверхностной марсианской породы 57
Вещество мантии и ядра 61
Атмосфера и летучие компоненты на Марсе 63
Перспективы исследования Марса 64

Глава 5. **Спутники планет** 66
Луна 68
Спутники Марса — Фобос и Деймос 80
Спутники Юпитера — Амальтея, Ио, Европа, Ганимед и Каллисто 83
Спутник Сатурна — Титан 88
Перспективы исследования спутников планет 92

ЧАСТЬ II

ИССЛЕДОВАНИЕ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ С ПОМОЩЬЮ КОСМИЧЕСКИХ СРЕДСТВ 93

Глава 1. **Гамма-спектрометрические исследования**. 93
Гамма-излучение тел Солнечной системы 94
Гамма-спектрометрическая аппаратура для космических исследований 108
Исследование γ-излучения Луны на АЛС "Луна–10, –12", КК "Аполлон–15, –16" 140
Исследование γ-излучения Марса на АМС "Марс–5" 154
Исследование γ-излучения Венеры на АМС "Венера–8, –9, –10", и "Вега–1, –2". 168

Глава 2. **Рентгеноспектрометрические исследования**. 181
Введение 181
Основы рентгенорадиометрического метода 182
Рентгенорадиометрический анализ пород Венеры на АМС "Венера-13" и "Венера-14" 188
Исследование состава пород Венеры на КА "Вега-2" 210
Рентгенорадиометрический анализ аэрозоля облачного слоя Венеры на АМС "Венера-12" и "Венера-14" 211
Рентгенорадиометрический анализ пород Марса на КА "Викинг-1" и "Викинг-2". 217
Рентгеноспектрометрический анализ пород Луны 223

Глава 3. **Нейтронометрия** 237
Метод и аппаратура для активационного анализа породы. 237
Исследование состава и свойств пород активационным методом. 244
Дистанционное исследование состава пород по нейтронному полю 248

Глава 4. **Альфа-спектрометрия** 251
Анализ лунной породы на КА "Сервейор-5", -6 и -7" методом рассеяния α-частиц 251
Аппаратура для анализа состава атмосферы и поверхности Марса методом рассеяния α-частиц 256

Глава 5. **Масс-спектрометрические исследования**. 261
Масс-спектрометрия атмосферы и облаков Венеры 262
Масс-спектрометрия атмосферы Марса на КА "Викинг-1" и "Викинг-2" 273
Масс-спектрометрия атмосферы Луны на КК "Аполлон-17". 277
Масс-спектрометр для исследования аэрозоля облаков 278
Масс-спектрометр для исследования пород 283

Заключение. 287

Литература 290

Юрий Александрович Сурков

КОСМОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАНЕТ И СПУТНИКОВ

Утверждено к печати
Ордена Ленина Институтом геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского

Редактор *Е.Д. Лебедева*

Художник *М.Л. Храмцов*

Художественный редактор *Г.П. Валлас*

Технические редакторы *А.Л. Шелудченко,*
О.В. Аредова

Корректор *Г.В. Дубовицкая*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29223

Подписано к печати 19.08.85. Т – 17221
Формат 60 x 90 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 19,5 + 1,5 вкл. Усл.кр.-отт. 19,8
Уч.-изд.л. 28,4. Тираж 700 экз. Тип. зак. 649
Цена 4 р. 40 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"
готовятся к печати

Балашов Ю.А. **Изотопно-геохимическая эволюция мантии и коры Земли.** – 20 л. 3 р.

Впервые подробно рассмотрена неоднородность состава литосферной части верхней мантии, астеносферы, подстилающих ее слоев и земной коры на базе изотопных, геохимических и геофизических данных. Рассмотрены происхождение важнейших типов магматических пород, время и условия становления их мантийных и коровых источников, важнейшие этапы развития мантии и коры, геохронологические аспекты событий в архее; оцениваются темпы роста коры.

Для геологов, геохимиков, геофизиков, петрологов.

Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. 15 л. 2р.30к.

Приведены новые данные о соотношениях между тектоническими деформациями, метаморфизмом и рудообразованием в разломах докембрийского возраста. Впевые охарактеризованы внутреннее строение и металлогеническое значение Тыркандинской и Абчадской систем, структурно-петрологические и геохимические условия образования редкометальных высокотемпературных натриевых метасоматитов, влияние древних разломов на фанерозойскую металлогению Чешского срединного массива.

Для геологов, минералогов, специалистов в области геологии докембрия.

Кузнецов Л.Д., Эпельбаум М.Б. **Эвтектические соотношения в открытых системах с вполне подвижными компонентами.** 10 л. 1р.50к.

Рассматривается проблема влияния флюида сложного состава на ликвидусные фазовые соотношения, управляющие равновесными процессами выплавления и кристаллизации магматических расплавов. С помощью модифицированного термодинамического аппарата дана общая топология эвтектических соотношений в этих системах и выведены описывающие их уравнения. Приведен анализ возможных топологических типов диаграмм плавкости.

Для геологов, геохимиков.

Скарновые месторождения. 20 л. 3р.50к.

В монографии отражены результаты исследований последних лет на весьма важных в научном и практическом отношениях природных скарновых объектах Урала, Зауралья и Сибирской платформы. Основное внимание уделено описанию типов рудовмещающих метасоматитов, их морфологии, состава, соотношений их с рудными за-

лежами, метасоматической зональности, механизма образования скарнов и характеристике вещественного состава магнетитовых руд.

Для геологов, минералогов, геохимиков, петрологов.

Современная техника и методы экспериментальной минералогии. 20л. 3р.50к.

Книга посвящена современной гидротермальной, газовой и твердофазовой технике высокого давления, включая и аппаратуру с алмазными наковальнями. Рассмотрены вопросы измерения высоких давлений и температур, исследования фазовых равновесий, роста кристаллов, растворимости, диффузии, фильтрации и других процессов, протекающих в глубинных зонах коры и мантии Земли.

Для геологов, минералогов, геофизиков, геохимиков

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга—почтой" Академкнига":

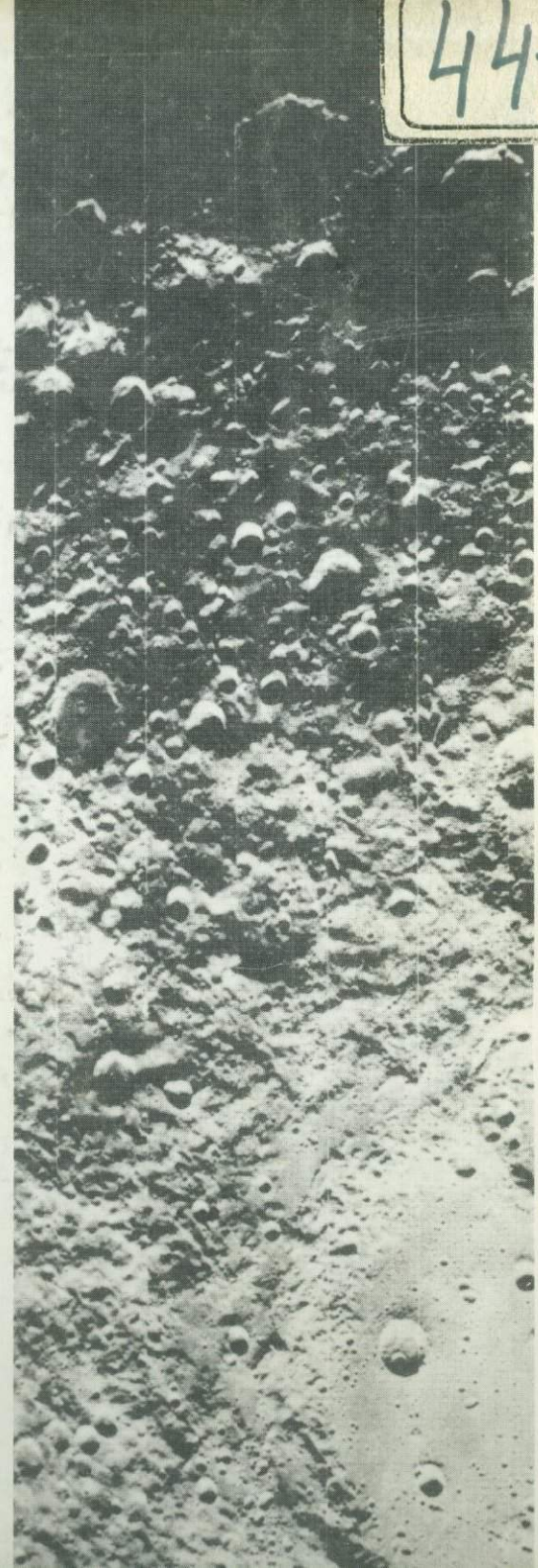
480091 Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97; 370005 Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13; 320093 Днепропетровск, проспект Ю.Гагарина, 24; 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95; 252030 Киев, ул. Пирогова, 4; 277012, Кишинев, проспект Ленина, 148; 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2; 197345 Ленинград, Петрозаводская ул. 7; 220012 Минск. Ленинский проспект, 72; 117192 Москва, В-192, Мичуринский проспект, 12; 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137; 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6; 450059 Уфа, 59, ул. Р. Зорге, 10; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

4411

4 р. 40 к.

Мы живем в эпоху, когда изучение космического пространства становится зрелой ветвью фундаментальной науки. В рамках ее в корне меняются представления о Солнечной системе и объектах дальнего космоса. Полеты в другие миры дали возможность лучше понять и наш собственный мир. И сейчас мы стоим на пороге решения самой интригующей проблемы современности — происхождения планет и нас самих.

Ю.А. Сурков



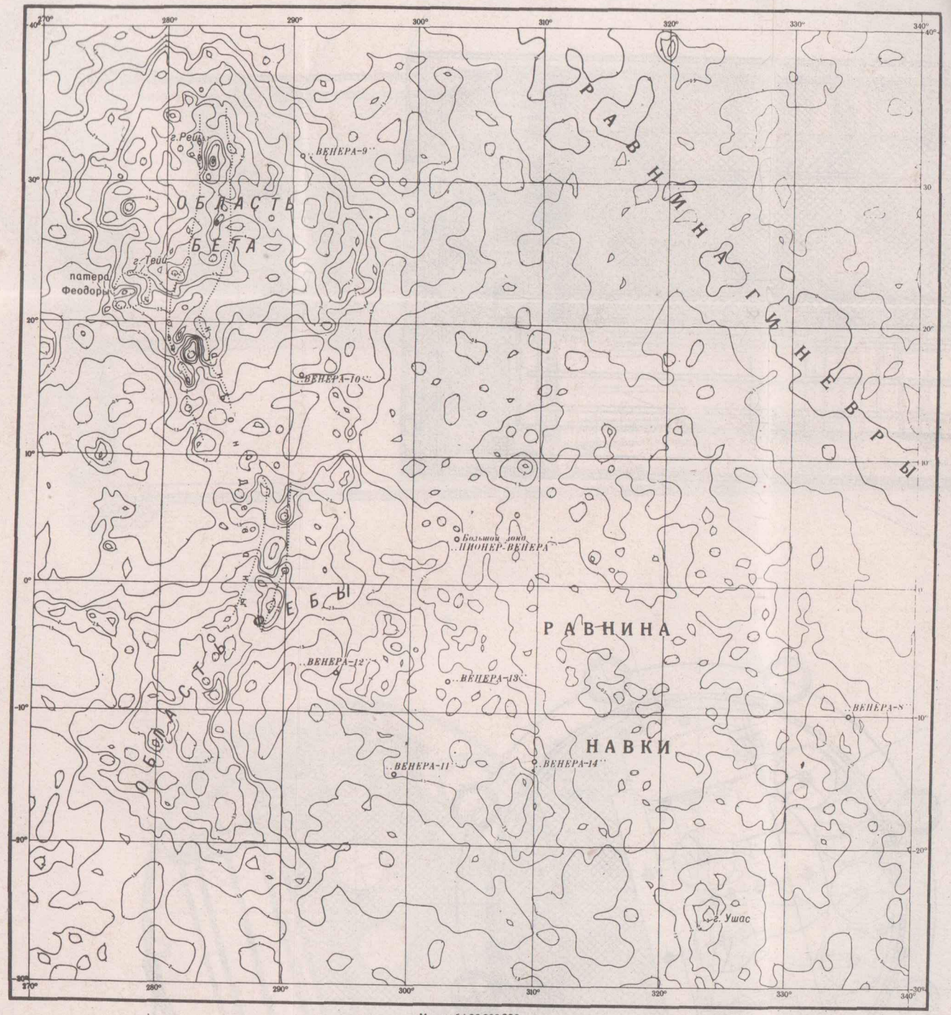


Рис. 2. Региональная карта Венеры

Зак. 649

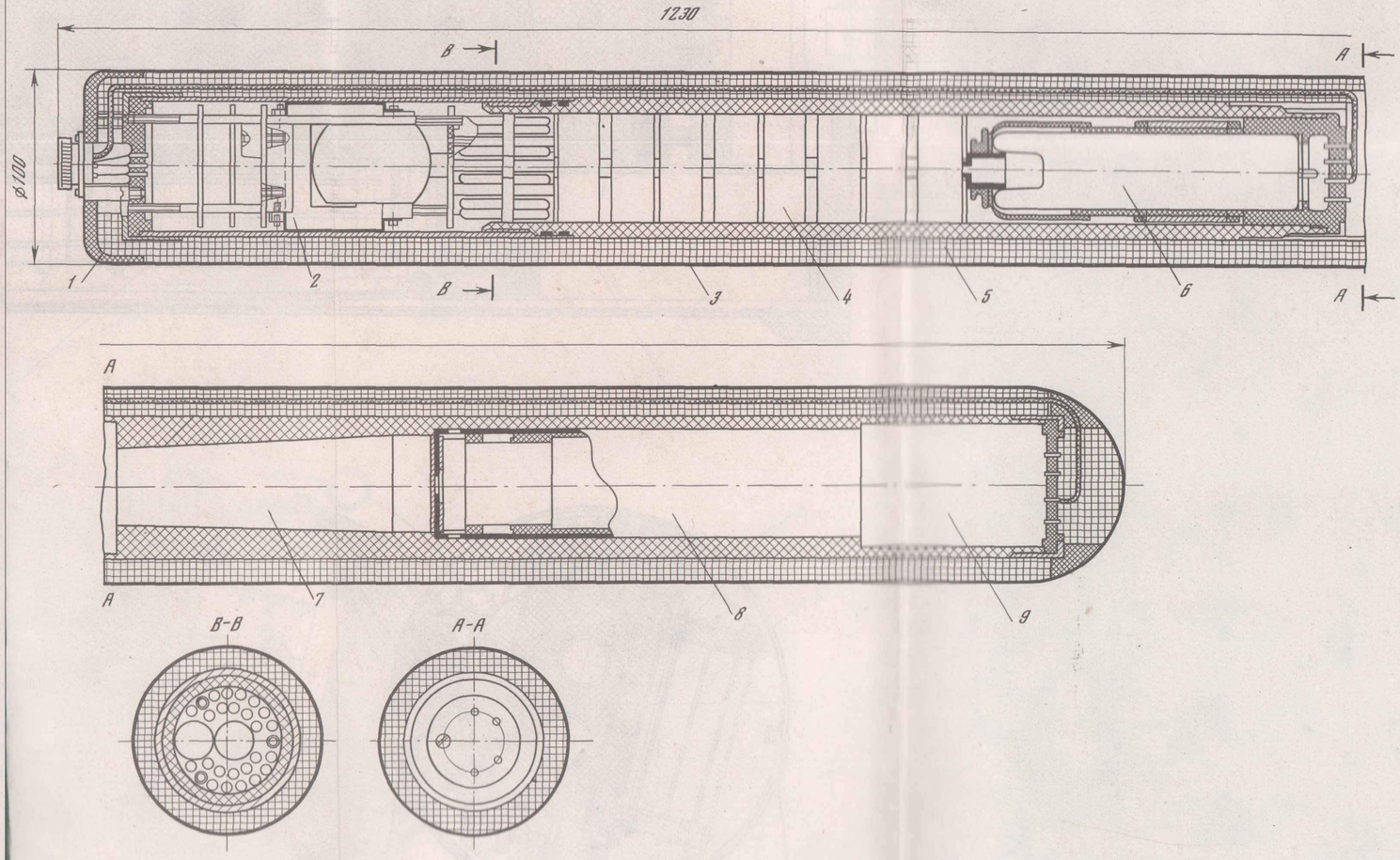
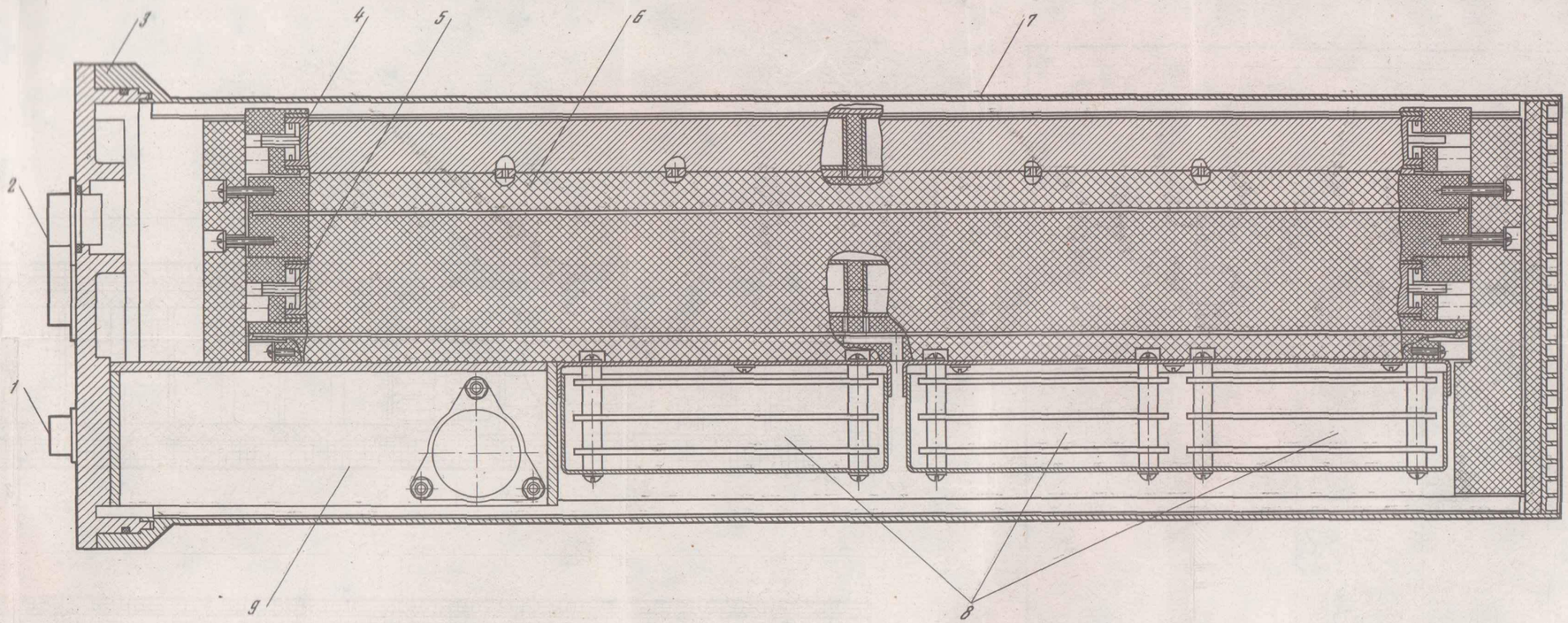
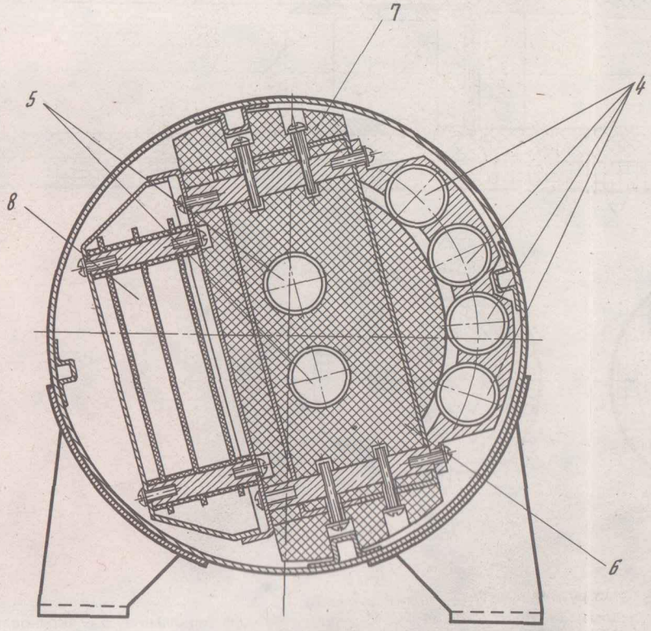


Рис. 106. Конструкция выносной гильзы

1 — крышка; 2 — блок питания; 3 — корпус; 4 — схема умножения; 5 — экрановакуумная изоляция; 6 — ускорительная трубка; 7 — защита; 8 — гамма-датчик; 9 — блок питания датчика





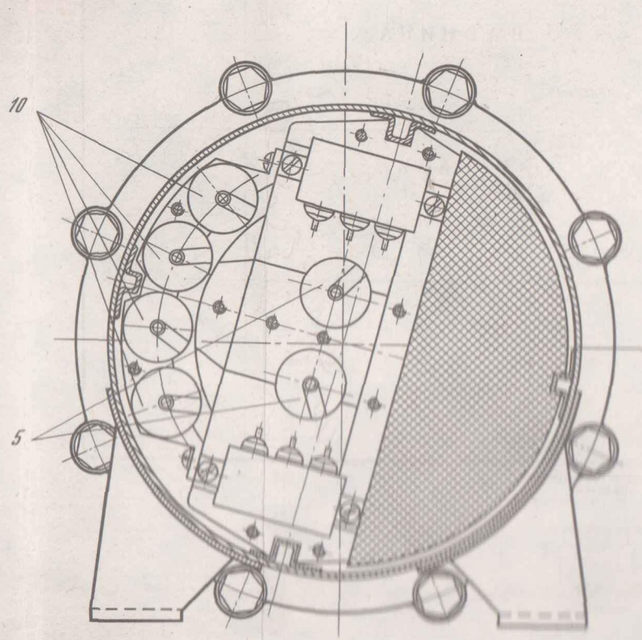


Рис. 112. Устройство прибора для дистанционного измерения потока нейтронов
1 — заправочный клапан; *2* — разъем; *3* — корпус прибора; *4* — детекторы тепловых нейтронов; *5* — детекторы быстрых нейтронов; *6* и *7* — замедлитель (парафин); *8* — электронное устройство; *9* — источник питания; *10* — детекторы надтепловых нейтронов