

УСПЕХИ ФИЗИЧЕСКИХ НАУКСОВЕЩАНИЯ И КОНФЕРЕНЦИИ

523 (048)

**НАУЧНАЯ СЕССИЯ ОТДЕЛЕНИЯ ОБЩЕЙ ФИЗИКИ
И АСТРОНОМИИ АКАДЕМИИ НАУК СССР
(28—29 марта 1973 г.)**

28 и 29 марта 1973 г. в конференц-зале Физического института им. П. Н. Лебедева АН СССР состоялась научная сессия Отделения общей физики и астрономии АН СССР. На сессии были заслушаны доклады:

1. Э. Р. Мустель. О воздействии солнечных корпускулярных потоков на нижние слои земной атмосферы.
2. А. Д. Сытинский. О связи сейсмичности Земли с солнечной активностью.
3. В. И. Мороз, Л. В. Ксацфомалити, А. Э. Наджиц. «Марс-3»: астрофизические исследования нижней атмосферы и поверхности планеты.
4. М. А. Колосов, Н. А. Савич. Исследование космической плазмы методом дисперсионного интерферометра.
5. М. А. Колосов, О. И. Яковлев. Исследование распространения радиоволн в солнечной системе с помощью советских космических аппаратов.
6. Г. С. Иванов-Холодный, А. В. Михайлов, Н. А. Савич. О формировании ионосферы Марса.

Ниже публикуется содержание докладов.

551.515(048)

Э. Р. Мустель. О воздействии солнечных корпускулярных потоков на нижние слои земной атмосферы. Доклад содержит краткое содержание результатов исследований по проблеме воздействия солнечных корпускулярных потоков на нижние слои земной атмосферы, т. е., по сути дела, по проблеме воздействия солнечной активности на погоду и климат Земли. Указанные исследования выполнялись в Лаборатории солнечно-земных связей Гидрометцентра СССР и в Астрономическом совете АН СССР.

Первая основная задача исследований заключалась в доказательстве реальности солнечно-атмосферных связей. Применялись статистические методы анализа, в частности, метод наложения эпох. В этом методе основную роль играет так называемый «реперный» (или ключевой) момент, по отношению к которому (используется много таких моментов) строится среднее поведение во времени изучаемого параметра. В нашем исследовании изучалось преимущественно наземное атмосферное давление.

С тем чтобы избежать многих неопределенностей, использовались не данные о солнечной активности, а так называемые геомагнитные моменты (дни), рассматриваемые в качестве «реперных» моментов статистического анализа. Геомагнитный момент t_m — это первый день сравнительно интенсивного и сравнительно изолированного геомагнитного возмущения (изолированного от других возмущений), когда оно уже сделалось достаточно сильным. Геомагнитный момент t_m соответствует фактически первому дню наиболее интенсивного взаимодействия земной магнитосферы с только что вторгшимся в нее корпускулярным потоком. Указанные геомагнитные дни t_m были отобраны для периода с 1890 г. по настоящее время. Пока для статистического анализа использовались геомагнитные моменты, соответствовавшие корпускулярным потокам,

выброшенным из областей хромосферных вспышек. Эти потоки создают в среднем наиболее сильные геомагнитные возмущения со сравнительно резким максимумом. Всего за период с 1890 г. по настоящее время отобрано 280 указанных моментов, все они являются совершенно независимыми друг от друга.

Предварительный статистический анализ показал, что в определенных, весьма обширных районах Земли мы наблюдаем после момента t_m увеличение наземного атмосферного давления с некоторым максимумом и в это же время в других обширных районах Земли наблюдается понижение давления с некоторым минимумом. Среднее время, протекающее между моментом t_m и экстремумами давления (максимумом или минимумом), составляет около трех дней. Это время названо временем реакции атмосферы. Анализ далее показал, что для различных сезонов картина распределения знаков изменения давления (увеличение или уменьшение) по поверхности Земли различна. Следовательно, проблема реальности корпускулярно-атмосферных связей должна изучаться для каждого сезона отдельно, а это означает, что число независимых моментов t_m должно быть уменьшено в четыре раза и равно примерно 70. Далее, нами было найдено, что из-за сильной инерционности атмосферных процессов статистические «шумы» применяемого метода наложенных эпох оказываются для $n \approx 70$ одного порядка с изучаемыми колебаниями давления (солнечного происхождения) и что для четкого выделения «сигнала» необходимо, чтобы $n \geq 500$. Именно неучет этого обстоятельства являлся основной причиной огромного количества неудач предыдущих исследователей, работавших по данной проблеме. С тем, чтобы преодолеть указанную трудность, были использованы данные метеостанций, расположенных достаточно далеко (взаимное расстояние $L \geq 3000$ км) друг от друга. В данном случае показания отдельных метеостанций являются практически независимыми друг от друга. Все это позволило увеличить число независимых параметров n до указанного выше значения ($n \approx 500$), причем применение различных статистических критериев (пока для зимнего периода времени) привело к уверенному заключению о реальности корпускулярно-атмосферных связей. Сейчас ведутся дополнительные исследования по данной проблеме (используются другие сезоны, дополнительные метеостанции и другие методы исследования).

Параллельно с анализом проблемы реальности корпускулярно-атмосферных связей велись исследования по другим направлениям. Результаты этих исследований могут быть сформулированы кратко следующим образом:

а) Найдено, что вторжение в магнитосферу Земли солнечного корпускулярного потока (момент t_m) приводит к изменению характера (типа) атмосферной циркуляции, причем каждому сезону присущи свои специфические изменения атмосферной циркуляции. Особенно важным свойством рассматриваемых изменений является усиление меридиональных компонент циркуляции, что обычно вызывает наиболее существенные изменения в состоянии атмосферы (изменения погоды, климата). Очень интересно, что в холодный период времени районы Исландии и Алеутских островов оказываются областями весьма заметного падения атмосферного давления после моментов t_m . Это полностью согласуется с наличием в указанных областях Земли (также только в холодный период времени) глубоких областей пониженного давления — так называемых «центров действия атмосферы». Этот факт непосредственно говорит о том, что солнечная корпускулярная активность является одной из существенных причин циклонической активности на Земле.

б) Найдено, что указанные преобразования атмосферной циркуляции характерны не только для самого нижнего атмосферного уровня, но и для более высоких тропосферных и стратосферных слоев.

в) Найдено, что после момента t_m наблюдаются заметные изменения в интенсивности струйных течений вблизи тропопаузы.

г) Найдено, что после момента t_m наблюдается общее увеличение энергии атмосферных движений.

Естественно, что в проблеме воздействий солнечных корпускулярных потоков на атмосферу Земли имеется еще много вопросов, требующих своего разрешения. Очень важным из них является вопрос о возможном механизме указанных воздействий. Имеются веские указания на то, что в данном случае потоки являются лишь некоторым фактором, ведущим к нарушению равновесия атмосферных масс в тех областях, где это равновесие является наименее устойчивым. Поэтому исходная энергия, требуемая для возникновения корпускулярно-атмосферных явлений, может быть намного ниже той энергии, которая содержится в уже сформировавшихся циклонах и антициклонах и которая черпается из общей энергии всей атмосферы. Далее, требует всестороннего изучения вопрос о том, как энергия, приносимая солнечным корпускулярным потоком в верхние (ионосферные) слои, переносится вниз к стратосфере и тропосфере. По всем этим и другим, не указанным здесь вопросам ведется работа, требующая не только использования обычных метеорологических данных и гидродинамических теорий, но и постановки специальных экспериментов с помощью геофизических ракет и искусственных спутников Земли.

С материалами доклада можно ознакомиться в № 24 «Научных информационных» Астрономического совета АН СССР за 1972 г.

[523 7+550.348](048)

А. Д. Сытинский. О связи сейсмичности Земли с солнечной и активностью В результате анализа солнечных и инструментальных сейсмических данных установлено:

1 Общая сейсмичность Земли, выраженная через суммарную энергию землетрясений и число катастрофических землетрясений за год, зависит от фазы 11-летнего солнечного цикла, с уровнем значимости около 0,99 (вычислялись критерии t Стьюдента и критерий χ^2 Пирсона). При этом наиболее высокая сейсмичность имеет место в эпоху максимума (-1—+3 года) и эпоху минимума (+6 год) 11-летнего солнечного цикла (рис 1)

2 Время возникновения отдельных сильных землетрясений (с $M \geq 6,5$) зависит (с уровнем значимости около 0,99 — вычислялся критерий χ^2 Пирсона) от положения активных областей на Солнце. Землетрясения происходят главным образом через 2—3 дня после прохождения активной области через центральный солнечный меридиан. Для доказательства этого положения было рассмотрено 594 землетрясения с $M \geq 6,5$, имевших место в 1957—1967 гг и в 1953 г (рис 2)

На основании полученных закономерностей связи землетрясения с активностью на Солнце производилось прогнозирование (в порядке опыта) времени возникновения сильных землетрясений с $M \geq 6,0$. Прогнозы заблаговременно сообщались на сейсмическую станцию «Пулково». Оценки качества прогноза за 1963 г и 1965—1966 гг, полученные на сейсмической станции «Пулково» и в лаборатории математической статистики ИФЗ АН СССР показали, что с уровнем значимости около 0,995 прогноз не случайно связан с землетрясением с $M \geq 6$

При исследовании механизма связи сейсмичности Земли с солнечной активностью было установлено, что эта связь осуществляется через общепланетарные атмосферные процессы. При этом были получены данные, указывающие на зависимость времени и места землетрясения от характера и момента смены формы циркуляции атмосферы. Механизм такой зависимости состоит в том, что в связи с усилением солнечной активности происходит возмущение квазистационарного движения атмосферы, приводящее к перераспределению массы атмосферы по земному шару и к перемещению центра тяжести системы Земля—атмосфера и, следовательно, к нарушению равновесия фигуры Земли. Расчеты, проведенные на основании данных наблюдений, показывают, что энергия таких возмущений может составлять 10^{27} — 10^{28} эрг и достаточна, чтобы вызвать также наблюдаемые явления, как смещение полюсов, флуктуации угловой скорости вращения Земли. Землетрясения же в этом случае, по-видимому, могут явиться следствием смещения блоков земной коры, обусловленного возмущениями фигуры равновесия Земли.

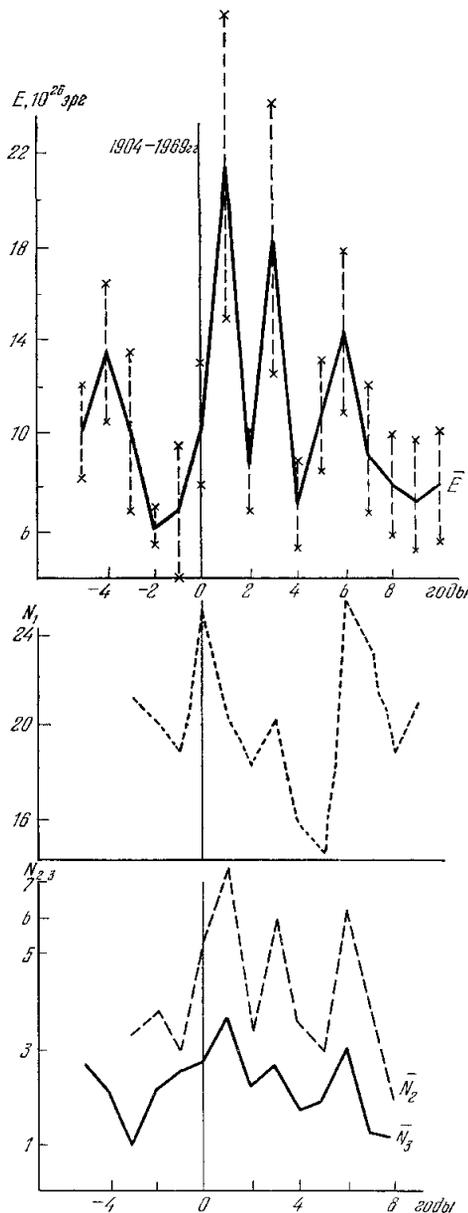


Рис 1. Средние циклические кривые годовых значений энергии землетрясений \bar{E} и годовых чисел землетрясений \bar{N}
 $\bar{N}_1 = 7,0$, $\bar{N}_2 = 7,5$, $\bar{N}_3 = 7,75$ за 1904—1969 гг
 0-год — год максимума 11-летнего солнечного цикла

Механизм влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы объясняется на основании закона сохранения момента количества движения:

$$L_a = I_a \omega_a = \text{const} \quad (1)$$

(для случая поглощения энергии в верхней атмосфере). При этом между потенциальной (Π) и кинетической (K) энергиями атмосферы имеет место соотношение

$$dK = -A d\Pi \quad (2)$$

($A = \omega_a^2 r/g$ — отношение центробежной силы к силе тяжести). Установлено, что усиление солнечной активности расширяет всю атмосферу и, следовательно, увеличивает

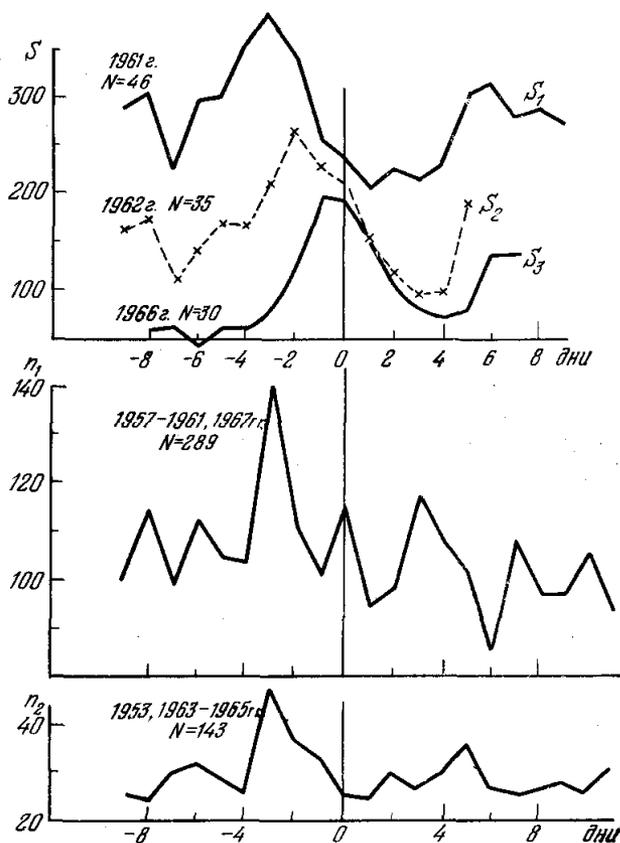


Рис. 2. Распределение числа n случаев прохождений активными солнечными областями через центральный солнечный меридиан (ЦСМ) и средних площадей S пятен в области ЦСМ относительно дат землетрясений с $M \geq 6,5$ (0-дни).

n_1 — для эпохи максимума солнечной активности ($N = 289$; 1957—1961 и 1967 г.), n_2 — для эпохи минимума солнечной активности ($N = 143$; 1953 и 1963—1965 гг.), S_1 — $N = 46$ (1961 г.), S_2 — $N = 35$ (1962 г.), S_3 — $N = 30$ (1966 г.).

I_a и Π . Это должно приводить на основании (1) и (2) к уменьшению ω_a и K , т. е. к нарушению установившегося движения в атмосфере, обусловленного температурными градиентами в тропосфере, и, следовательно, к усилению макротурбулентного обмена и соответственно циклогенеза. Как указывалось, расчеты, выполненные на основании данных наблюдений, показывают, что энергия возмущений составляет $\Delta\Pi = 10^{27} - 10^{28}$ эрг, а $\Delta K = 10^{25} - 10^{26}$ эрг, что соответствует энергии циклонов. Соответственно смещение центра тяжести столба атмосферы $\Delta h_0 = 4 - 40$ м, а необходимая глубина проникновения энергии, поступающей в атмосферу за счет солнечной активности, $Z = 35 - 40$ км. Полученные расчетные данные находятся в хорошем согласии с предложенным механизмом.

Особенности поведения индекса зональной циркуляции α (угловая скорость вращения атмосферы относительно Земли) также подтверждают справедливость рассмотренного механизма. Установлено, что уменьшения α связаны с прохожденими

активных солнечных областей через ЦСМ и наступают в среднем на сутки раньше уменьшений температурного градиента между полюсом и экватором. В соответствии с этим, процессы в нижней атмосфере в связи с солнечной активностью имеют следующую последовательность: 1) возмущение — нарушение теплового равновесия, 2) релаксация — восстановление теплового равновесия. Далее опять следует возмущение. Поскольку при этом происходит смена термобарического поля, можно полагать, что естественные синоптические периоды определяются вариациями корпускулярного излучения Солнца или солнечной активностью.

Полученные результаты открывают широкие возможности для дальнейших исследований геофизических явлений. Ожидаемые результаты таких исследований представляются вполне определенными. В частности, помимо решения некоторых вопросов солнечно-земной физики, а также взаимодействия атмосферы и фигуры Земли, в результате дальнейших исследований может быть успешно решена проблема прогнозирования землетрясений.

Основные результаты доклада опубликованы в следующих работах:

А. Д. Сытинский, Геомагн. и аэроном. 6,726 (1966); ДАН СССР 208, 1078 (1972).

523.43 (048)

В. И. Мороз, Л. В. Ксанфомалити, А. Э. Наджип. «Марс-3»: астрофизические исследования нижней атмосферы и поверхности планеты. В период противостояния 1971 г. на околомарсианские орбиты были выведены три искусственных спутника — советские «Марс-2» и «Марс-3» и американский «Маринер-9». Исследования, проведенные с помощью этих космических аппаратов, существенно расширили наши знания о соседней планете. Мы коснемся здесь результатов, которые были получены на «Марс-3» по четырем экспериментам: 1) измерение инфракрасной яркостной температуры поверхности в диапазоне 8—40 мкм, 2) определение высот на поверхности по интенсивности полос поглощения CO_2 λ 2 мкм, 3) измерение содержания H_2O в атмосфере по интенсивности полосы поглощения λ 1,38 мкм и фотометрия в непрерывном спектре в окрестностях этой полосы, 4) фотометрия планеты в пяти узких спектральных интервалах в диапазоне 3700—7000 Å.

Задачи, которые решают перечисленные приборы, — это классические задачи астрофизических исследований Марса, в течение многих лет ставившиеся при наземных наблюдениях. Использование искусственных спутников Марса для таких исследований позволяет резко увеличить пространственное разрешение (в H_2O -фотометре, например, — до 5 км на поверхности планеты вместо нескольких тысяч км при наземных наблюдениях), исключить трудности, создаваемые поглощением H_2O и CO_2 в земной атмосфере, и проводить измерения при углах падения и отражения, недоступных с Земли, в частности, исследовать ночную сторону планеты.

«Марс-3» имеет период около 12 суток, и расстояние в перицентре орбиты составляло от 1000 до 1500 км. Измерения велись в течение семи прохождений перицентра; при каждом прохождении сканировалась (за счет движения спутника) узкая полоса на поверхности планеты, пересекающая ее с юга на север в пределах от 50—60° ю. ш. до 40—70° с. ш.

Измерения начались в декабре и были завершены в марте. В начальный период наблюдений на Марсе была пылевая буря, в январе она утихла. Сравнение декабрьских и февральских наблюдений позволило впервые изучить некоторые свойства облаков, почти сплошным покровом окутывающих планету в период пылевых бурь.

Характер суточного хода температуры поверхности указывает на низкую ее теплопроводность. Константа тепловой инерции $(kpc)^{1/2} \approx 0,006 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \text{сек}^{-1/2} \text{град}^{-1}$ характерна для сухой пыли при низком давлении. Темные области на 10—15° теплее светлых. В области северной полярной шапки зарегистрированы температуры, близкие к температуре конденсации CO_2 — основной составляющей атмосферы Марса. Оказалось, что пылевая буря существенно влияет на тепловой режим планеты. Во время пылевой бури поверхность холоднее, чем в «спокойное» время, при прозрачной атмосфере. По-видимому, временный облачный слой, возникающий в период пылевой бури, создает своего рода антипарниковый эффект. Пылевые облака пропускают коротковолновое солнечное излучение хуже, чем длинноволновое планетарное; в результате поверхность остывает, атмосфера нагревается¹⁻³.

Высоты, измеренные по полосам CO_2 , находятся, как правило, в удовлетворительном согласии с результатами наземной радиолокации там, где такое сравнение можно провести. На трассах измерений высоты колеблются в пределах от -2 до +5 км. Намечается некоторая корреляция между высотами и альбедо: если рядом расположены темная и светлая области, то темная часть в большинстве случаев оказывается более высокой^{1, 4}. Высота облаков во время бури была порядка 10 км, но верхняя граница, видимо, сильно размыта.

Содержание водяного пара было очень малым даже для Марса: несколько микрон осажденной воды в вертикальном столбе с декабря по февраль, в марте возросло, по-видимому, до 20 *мм*. Над северной полярной шапкой содержание H_2O меньше 0,5 *мм*. В прошлые противостояния наземные измерения содержания H_2O (среднего по всей планете) показывали в тот же сезон большую влажность (до 60 *мм*). Уменьшение количества H_2O в нижней атмосфере сопровождалось падением концентрации водорода в верхней ⁵.

Сравнение фотометрических профилей Марса в области 0,7 и 1,4 *мм* показывает значительное увеличение контраста при переходе к более длинным волнам во время бури. Это согласуется с частицами приблизительно микронного размера. В период пылевой бури наблюдались яркие ультрафиолетовые облака, связанные, видимо, с еще меньшими частицами. Общее количество пыли в атмосфере во время пылевой бури оценивается, примерно, в 10^9 *т*. В области северной полярной шапки наблюдались конденсационные облака с частицами субмикронного размера ^{1, 3}.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Мороз, Л. В. Ксанфомалити, Вестн. АН СССР, № 9, 10 (1972). V. I. Moroz, L. V. Ksanfomaliti, Icarus 17, 408 (1972).
2. В. И. Мороз, Л. В. Ксанфомалити, А. М. Касаткин и др., ДАН СССР 208, 299 (1973). В. И. Мороз, Л. В. Ксанфомалити, Б. С. Кунашев и др., *ibid.*, стр. 1048.
3. В. И. Мороз, Л. В. Ксанфомалити, А. М. Касаткин, А. Э. Наджиц, Косм. иссл. 10, 925 (1972).
4. В. И. Мороз, А. Э. Наджиц, А. Б. Гильварг, ДАН СССР 208, 77 (1973).
5. N. N. Dementyeva, V. G. Kurt, A. S. Smirnov et al., Icarus 17, 475 (1972).

523.152.3 (048)

М. А. Колосов, Н. А. Савич. Исследование космической плазмы методом дисперсионного интерферометра. 1. Для исследований космической плазмы (ионосфер Земли и планет, межпланетной и околосолнечной сред) весьма эффективно применение метода дисперсионного интерферометра, основанного на зависимости фазовой скорости распространения радиоволн от частоты. При проведении таких экспериментов передающее устройство космического аппарата излучает несколько когерентных сигналов, а наземный комплекс аппаратуры осуществляет прием, выделение сигналов из шумов и измерение необходимых фазовых соотношений между ними. Как следует из общей теории ^{1, 2}, в приближении первого порядка многочастотные дисперсионные интерферометры позволяют измерять абсолютные значения и вариации интегральной электронной концентрации вдоль траектории луча при соответствующем выборе количества и номиналов частот используемых сигналов. Эти измерения в определенных условиях позволяют получать информацию о радиальном распределении концентрации электронов в ионосферах планет и околосолнечном пространстве, изучать средние характеристики и неоднородную структуру межпланетной среды, дисперсионные ошибки траекторных измерений и т. п. Более сложные системы — дисперсионные интерферометры с когерентным и некогерентным ответом — открывают возможность исследований нестационарных процессов в космической плазме, а также некоторых других физических эффектов.

Для решения такого рода задач в ИРЭ АН СССР разработан и изготовлен комплекс бортовой и наземной аппаратуры дисперсионного интерферометра ³, работающего в диапазонах дециметровых ($\lambda_1 \approx 32$ см) и сантиметровых ($\lambda_2 \approx 8$ см) волн и обеспечивающего в двухчастотном режиме измерение вариаций, а в четырехчастотном — абсолютных значений интегральной электронной концентрации на трассе космический аппарат — Земля.

2. При помощи передатчика дисперсионного интерферометра станции «Марс-2», выведенной на орбиту спутника планеты 18.12. 1972 г., впервые проведено двухчастотное радиопроектирование дневной ионосферы Марса ⁴. Измерения приведенной доплеровской частоты были начаты за ~25 минут до захода станции за диск планеты. На участке записи, где еще нет влияния ионосферы Марса, была определена среднеквадратичная погрешность измерений, оказавшаяся равной 0,017 *су*. По результатам измерений на основе известной методики было рассчитано распределение электронной концентрации $N(h)$ в ионосфере Марса в интервале высот $115 \leq h \leq 350$ км над поверхностью планеты (рис. 1). Вычисленная погрешность определения значений N составила $\sim 10^3$ см⁻³. Соответственно этому значению профиль $N(h)$ можно считать достоверным до высоты ~330 км. Концентрация электронов в главном максимуме, расположенном на высоте 140 км, составляет $1,5 \cdot 10^6$ см⁻³. Для сравнения на рис. 1

нанесены распределения $N(h)$, полученные по результатам одновременного одночастотного радиопросвечивания⁵ (кривая с кружками) и по данным аппарата «Маринер-9»⁶ (штриховая кривая).

Более высокая точность используемого метода исследования по сравнению с одночастотным позволила обнаружить излом профиля $N(h)$ на высоте ~ 210 км. Шкала

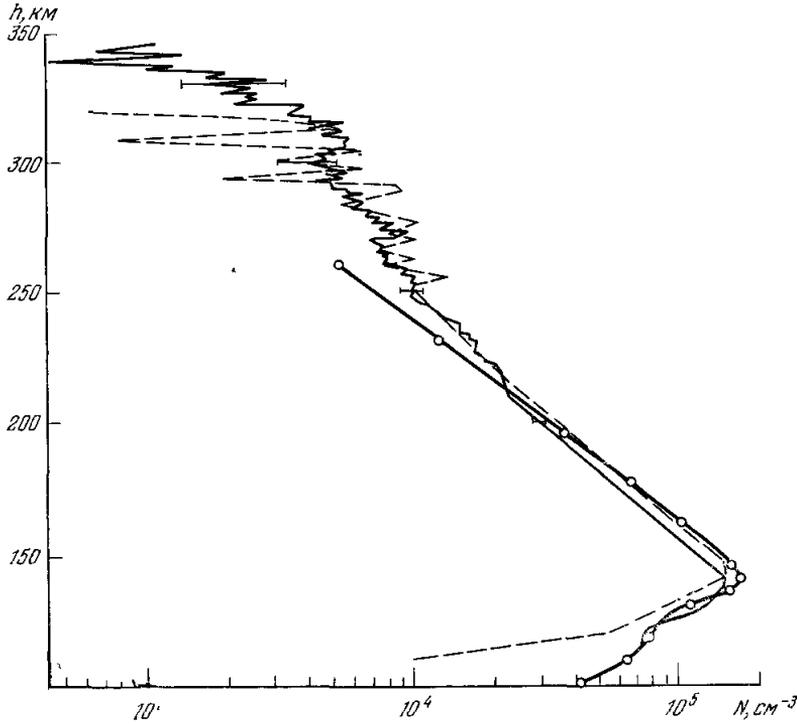


Рис. 1.

высот в интервале $150 \leq h \leq 200$ км составляет 36 км, а при $210 \leq h \leq 300$ км — 57 км. Это изменение высотного градиента профиля $N(h)$ позволяет судить о физических процессах в ионосфере Марса и уточнить теорию ее образования.

3. Установка передатчика дисперсионного интерферометра на спутнике «Луна-19» позволила впервые провести многократное радиопросвечивание окололунного пространства с целью обнаружения и определения основных физических параметров окололунной плазмы⁷. Из 15 сеансов измерений, проведенных в мае — июне 1972 г., для дальнейшей обработки были отобраны 6, во время которых маскирующее влияние земной ионосферы было минимальным. Во время трех сеансов 8.05.1972 г. поверхность Луны в точке касания луча при заходе не была освещена Солнцем и измеренные значения приведенной разности фаз $\Delta\psi(t)$ располагаются вблизи нулевой линии в течение 40-секундных интервалов перед моментом оптического захода спутника за Луну. В сеансах 11.06.1972 г., проведенных на трех последовательных витках спутника вокруг Луны, поверхность в точке касания луча была освещена восходящим Солнцем (зенитный угол Солнца $\sim 89^\circ$). При этом во всех трех случаях наблюдалось закономерное возрастание величины $\Delta\psi$ с приближением к моменту оптического захода, что свидетельствует о наличии плазмы в окололунном пространстве над освещенной поверхностью Луны. Усреднение и сглаживание результатов этих измерений

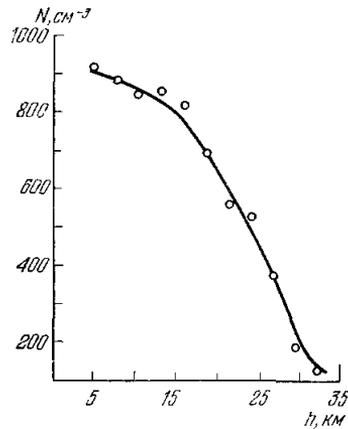


Рис. 2.

и последующее решение обратной задачи позволило получить распределение электронной концентрации $N(h)$ с высотой над поверхностью Луны (рис. 2). Как видно из графика $N(h)$, концентрация электронов, имеющая наибольшее значение $\sim 900 \text{ см}^{-3}$ на высотах 5—10 км, монотонно спадает с удалением от поверхности Луны, достигая значений, сравнимых с ошибками измерений, на высоте $\sim 30 \text{ км}$. Вопрос о распределении $N(h)$ в интервале 0—5 км требует дополнительного рассмотрения и пока остается открытым.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. А. Савич, Радиотехн. и электрон. **12**, 606 (1967).
2. Н. А. Савич, Д. Я. Штерн, *ibid.* **14**, 1481 (1969).
3. М. А. Колосов, Н. А. Савич и др., Косм. иссл. **8**, 735 (1970).
4. М. А. Колосов, Н. А. Савич и др., Радиотехн. и электрон. **18** (110) (1973).
5. М. А. Колосов, О. И. Яковлев и др., *ibid.* **17**, 2483 (1972).
6. A. J. Kliogre et al., Science **175**, 313 (1972).
7. М. Б. Васильев, А. С. Вышков и др., ДАН СССР **212** (1) (1973).

523.164.8 (048)

М. А. Колосов, О. И. Яковлев. Исследование распространения радиоволн в солнечной системе с помощью советских космических аппаратов. При распространении радиоволн в Солнечной системе радиоволны могут проходить через атмосферы планет, через межпланетную и околосолнечную плазму; они могут также отражаться поверхностями планет и Луны. В 1962—1972 гг. в СССР были проведены систематические исследования распространения радиоволн при радиосвязи с аппаратами типа «Луна», «Марс» и «Венера». В докладе дан обзор этих исследований.

С помощью спутника «Марс-2» было осуществлено многократное радиопросвечивание атмосферы Марса¹. При заходе этого аппарата за планету на Земле регистрировались изменения частоты и амплитуды радиоволн. По этим данным определялись зависимости от высоты давления, плотности и электронной концентрации. Для экваториальных районов Марса получены следующие средние значения: давление вблизи поверхности — 7 мб, концентрация атомов у поверхности — $2,3 \cdot 10^{17} \text{ см}^{-3}$, температура на высоте 10 км — 220° К, шкала высот в тропосфере — 11 км, электронная концентрация нижнего ионосферного максимума — $7,5 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$, высота регулярного нижнего ионосферного максимума — 110 км, электронная концентрация главного ионосферного максимума — $1,7 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$, высота главного максимума — 138 км, шкала высот верхней ионосферы — 35 км, электронная концентрация на высоте 220 км — $3,4 \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$.

Спускаемые аппараты «Венера-4—8» дали возможность получить прямые экспериментальные данные о распространении дециметровых радиоволн в плотной атмосфере Венеры². Было показано, что радиоволны частоты 1000 Мгц не испытывают ослабления при распространении их через всю толщу атмосферы Венеры. При погружении аппаратов в атмосферу Венеры наблюдаются быстрые неглубокие замирания напряженности поля. При расположении аппаратов «Венера-7 и 8» на поверхности планеты регистрировались флуктуации глубиной в 5—8%. Если эти замирания обусловлены флуктуациями коэффициента преломления, связанными с турбулентностью атмосферы, то структурная постоянная $c_n \approx 10^{-7} \text{ см}^{-1/3}$. Это указывает на повышенную турбулентность атмосферы Венеры.

Спутники «Луна-11—14 и 19» позволили провести систематические исследования отражения радиоволн различными участками лунной поверхности³. Измерения коэффициентов отражения и спектров радиоволн позволили определить диэлектрическую проницаемость, плотность поверхностных пород и степень неровности поверхности. Средняя диэлектрическая проницаемость для глубин до 9 м оказалась равной 3, а плотность $1,5 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$.

Неровности рельефа, характеризующиеся наклонами поверхностей, для разных районов заключены в пределах 2—15°. Показана высокая эффективность метода отражений радиоволн для исследования рельефа Венеры; имеется принципиальная возможность видения планет по принципу радиолографии.

Аппарат «Марс-2» позволил осуществить радиопросвечивание солнечной короны. При радиопросвечивании околосолнечной плазмы наблюдаются флуктуации фазы, частоты, амплитуды и размытие спектра радиоволн⁴.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. А. Колосов, О. И. Яковлев, Ю. М. Круглов, Б. П. Трусов, А. И. Ефимов, В. В. Кержанович, Радиотехн. и электрон. 17, 2483 (1972).
2. О. И. Яковлев, А. И. Ефимов, Т. С. Тимофеева, Косм. иссл. 9, 748 (1971).
3. С. С. Матюгов, О. И. Яковлев, Радиотехн. и электрон. 16, 1545 (1971).
4. А. И. Ефимов, О. И. Яковлев, *ibid.*, стр. 1554.

523.43 (048)

Г. С. Иванов-Холодный, А. В. Михайлов, Н.А. Савич. О формировании ионосферы Марса. Модели ионосферы Марса начали строить около десяти лет назад, сначала исходя из чисто теоретических соображений. Когда при использовании космических ракет стали получать экспериментальные данные, пришлось эти модели коренным образом пересмотреть. Однако модели, построенные до экспериментов 1971 г., хорошо описывали лишь область максимума электронной концентрации на высоте 140 км, который аналогичен области E или F_1 земной ионосферы. Модели более высоких областей марсианской ионосферы в своей основе существенно отличались от модели земной ионосферы. Например, в наиболее хорошо разработанной динамической модели Клотье, Мак-Элроя и Мишеля ¹ источником ионизации служит не коротковолновое излучение Солнца, а солнечные корпускулярные потоки; при этом ионы и электроны ионосферы сдуваются со сверхзвуковыми скоростями по направлению к поверхности планеты. В чем причина появления таких необычных моделей ионосферы Марса? В основном их две: слишком низкая точность первых измерений ионосферы в 1964 г., слишком грубые представления о параметрах нейтральной атмосферы и магнитосферы Марса на больших высотах.

Необходимость заново пересмотреть вопрос возникла после экспериментов 1971 г., проведенных на космических аппаратах «Марс-2» и «Маринер-9», в результате которых были установлены следующие три важных факта: 1) На Марсе Ш. Ш. Долгиновым и сотрудниками ² открыто магнитное поле, интенсивность которого настолько велика, что оно способно удерживать ионосферную плазму так же, как на Земле. 2) Проведены точные измерения ионосферы до высоты $h \approx 330$ км ³, причем на профиле электронной концентрации $n_e(h)$ (точки на рис. 1) в области высот ~ 210 км наблюдается четко выраженный излом, разделяющий ионосферу на две разные части. В нижней части на высотах 150—200 км шкала высот $H_i = 36$ км, а в области 220—310 км она в $\sim 1,5$ раза выше $H_i \approx 57$ км. Из-за плохой точности в прежних измерениях этот эффект практически был неуловимым ⁴. 3) Из спектрометрических наблюдений Барта в 1969 г. ⁵ и в 1971 г. ⁶ найдено, что температура нейтральной атмосферы 325—350° К (т. е. в 1,5—2 раза ниже, чем предполагалось раньше) и что на высотах ~ 140 км в атмосфере, состоящей в основном из CO_2 , имеется небольшая примесь атомного кислорода $\sim 2\%$.

Из этих данных сразу можно заключить, что ионосфера Марса «захвачена» магнитным полем и должна быть построена по земному образцу. Ниже ~ 210 км она образуется под действием фотохимических процессов, а выше определяющими становятся процессы диффузии. Основное уравнение, описывающее распределение n_e с высотой, запишется, как обычно:

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} = q - L + D, \tag{1}$$

где q и L — фотохимические скорости образования и уничтожения электронов, а диффузионный член для случая одного преобладающего иона имеет вид

$$D = \frac{\partial}{\partial h} \left[D \left(\frac{\partial n_e}{\partial h} + \frac{n_e}{H_i} + n_e \frac{\partial H_i}{\partial h} \right) \right],$$

где D — коэффициент диффузии, H_i — шкала высот для этого иона. В квазистационарных условиях в «фотохимической» области ниже ~ 210 км можно считать $q \approx L$.

Конкретный вид фотохимических процессов в марсианской ионосфере, конечно, отличен от земных, хотя источником первичных ионов днем является в обоих случаях процесс фотоионизации коротковолновым излучением Солнца. Как теперь стало ясно, ниже ~ 200 км в основном образуются ионы CO_2^+ , а выше ~ 200 км — в основном ионы O^+ , и в общем виде

$$q = I_0 (\sigma_1^i n_1 + \sigma_2^i n_2) \exp(-H_1 \sigma_1 n_1 - H_2 \sigma_2 n_2),$$

где I_0 — интенсивность солнечного излучения, n — концентрации, а σ и σ^i — сечения поглощения и ионизации атомов O (индекс 1) и молекул CO_2 (индекс 2). Образовавшиеся первичные ионы вступают в различные ионно-молекулярные реакции, результат которых сводится к следующему. Из-за примеси атомного кислорода ионы CO_2^+ эффективно преобразуются в ионы O_2^+ и O^+ . Все ионы O^+ при взаимодействии с CO_2 преобразуются в ионы O_2^+ . Поэтому равновесными ионами, которые должны наблюдаться

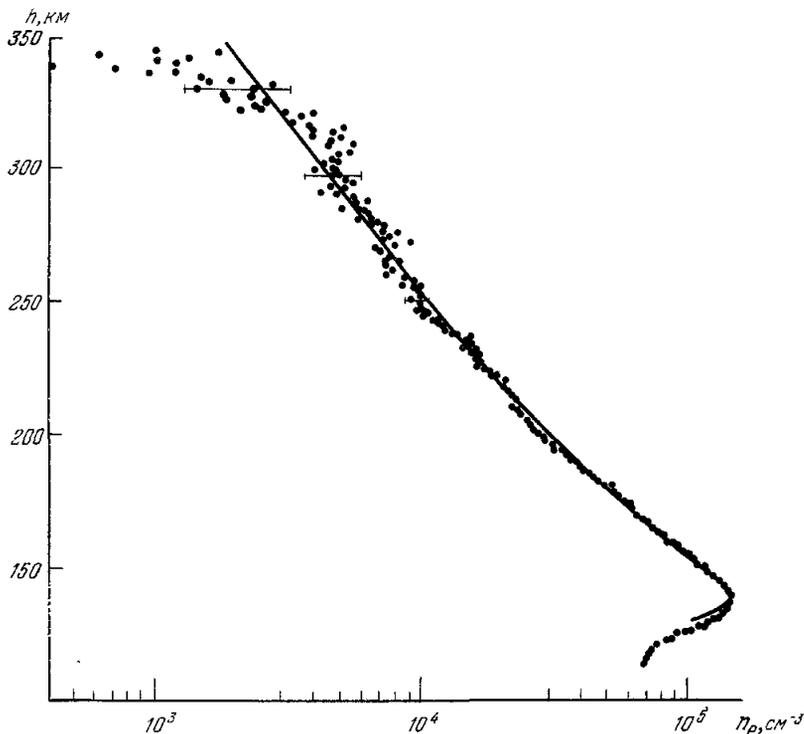


Рис. 1.

в ионосфере Марса, являются главным образом молекулярные ионы O_2^+ и CO_2^+ , причем первых должно быть в 2—4 раза больше, чем вторых. Этими ионами определяются процессы рекомбинации, поэтому величина

$$L = \alpha n_e^2,$$

где $\alpha = (\alpha_2 [\text{CO}_2^+]/n_e) + (\alpha_3 [\text{O}_2^+]/n_e)$, а α_2 и α_3 — коэффициенты рекомбинации ионов CO_2^+ и O_2^+ . При этом известно, что α_2 почти не зависит от температуры, а $\alpha_3 \propto T^{-1}$.

Знание механизма образования ионосферы в области действия фотохимических процессов позволяет использовать ионосферные данные, полученные с помощью «Марса-2», для расчета параметров нейтральной атмосферы. Для этого необходимо на каждой высоте разрешить уравнение баланса $q = L$ относительно концентрации нейтральных частиц n_1 и n_2 . Поскольку неизвестных два, требуется второе уравнение. Им является обобщенный закон барометрического распределения. В качестве нижнего граничного условия используются данные для максимума n_e , которые дают опорную величину концентрации $[\text{CO}_2] = 2 \cdot 10^{10} \text{ см}^{-3}$ на высоте 140 км. Данные об изломе профиля $n_e(h)$ позволяют довольно точно определить концентрацию атомного кислорода. На рис. 2 представлены результаты расчета модели верхней атмосферы Марса для $h \geq 140$ км при двух предположениях относительно зависимости константы рекомбинации α от температуры. На самом деле реализуется некоторый промежуточный случай, однако закон $\alpha \propto T^{-1}$, по-видимому, ближе к действительности, так как $\alpha \approx \alpha_3$ (подробнее результаты расчетов будут опубликованы в журнале «Геомагнетизм и аэронавигация»).

Интересно сопоставить рассчитанную модель с результатами спектрометрических наблюдений^{5, 6}. По этим данным получено, что на высоте $h \approx 200$ км $T \approx 325^\circ \text{ K}$ ($270\text{--}440^\circ \text{ K}$), а на высотах 135—140 км концентрация атомов кислорода $\sim 2\%$, что

близко к модели на рис. 2. Наблюдения в области 160 км подтверждают также общий фотохимический вывод о том, что ионов CO_2^+ мало, а основными ионами являются ионы O^+ . В работе ⁶ отмечалось, что выше 250 км для эмиссий атомного кислорода шкала высот составляет ~65 км. Так и должно быть, поскольку из рис. 2 можно заключить, что на указанных высотах в атмосфере преобладает атомный кислород, шкала высот для которого $H_1 = H_2 \approx 57$ км. Таким образом, рассчитанная нами по ионосферным данным модель атмосферы по многим своим параметрам близка к тому, что дают спектротрические измерения.

Перейдем к анализу механизма образования верхней части ионосферы Марса. При этом попытаемся выяснить, почему в ней отсутствует слой, аналогичный главному максимуму n_e в области F2 земной ионосферы. Исходя из модели нейтральной атмосферы на рис. 2, которую легко экстраполировать на большие высоты, где $T = \text{const}$, мы решили уравнение (1) численным способом на ЭВМ (подробности будут опубликованы в журнале «Космические исследования»). Полученный в результате расчета профиль электронной концентрации представлен на рис. 1 сплошной линией. Горизонтальными черточками показаны среднесквадратичные ошибки измерений. Видно, что теоретическая кривая хорошо согласуется с результатами измерений, отражая излом профиля $n_e(h)$ в области ~210 км. Таким образом, уравнение (1), описывающее земную ионосферу, пригодно и для описания марсианской ионосферы.

Рассмотрим теперь вопрос, почему на Марсе отсутствует слой, аналогичный слою F2 на Земле. Известно, что в земной ионосфере в области действия «фотохимии» в нижней ее части наблюдается квадратичный, а в ее верхней части — линейный закон рекомбинации. Эти два закона дают существенное различие в ходе n_e с высотой: при квадратичном законе уменьшение n_e с ростом h , а при линейном, наоборот, увеличение. Это обстоятельство благоприятствует образованию слоя F2, который возникает на уровне, где примерно сравнивается эффективность двух конкурирующих механизмов: фотохимического и диффузионного. Ниже этого уровня преобладают фотохимические процессы, поэтому там наблюдается рост n_e с увеличением h , а выше преобладают процессы диффузии, которые стремятся распределить плазму по барометрическому закону, т. е. приводят к уменьшению n_e с высотой. В марсианской атмосфере ситуация такова, что эта возможность не реализуется, ибо во всей области фотохимического равновесия действует квадратичный закон рекомбинации $L \propto n_e^2$. Это связано с крайне низкой концентрацией атомного кислорода. Если бы концентрацию [O] увеличить на несколько порядков, то основными первичными ионами стали бы ионы O^+ . В этом случае молекулярные ионы образовывались бы в основном по ионно-молекулярным реакциям и это привело бы к линейному закону рекомбинации, а в конечном счете к образованию слоя F2. Наиболее заметным образом на Марсе эффект диффузии проявляется в появлении излома на профиле $n_e(h)$ в области ~210 км.

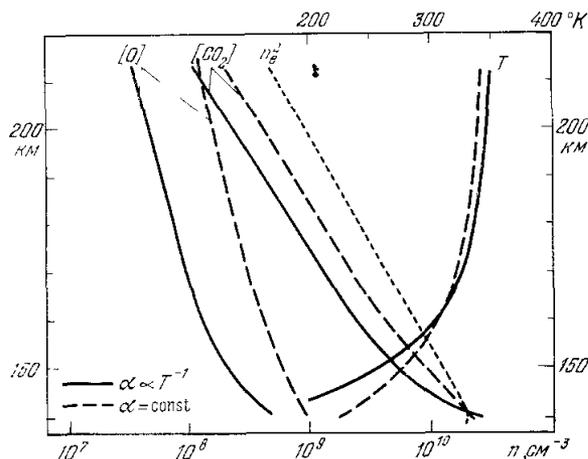


Рис. 2.

ЛИТЕРАТУРА

1. P. A. Cloutier, M. B. Mc Elroy, F. C. Michel, J. Geophys. Res. 74 (26), 6215 (1969).
2. Ш. Ш. Долгинов, Е. Г. Ерошенко, Л. Н. Жузгов, ДАН СССР 207, 1296 (1972).
3. М. А. Колосов, Н. А. Савич, см. в этом же выпуске УФН (стр. 370).
4. J. S. Hogan, R. W. Stewart, S. I. Rasool, Radio Sci. 7, 525 (1972).
5. A. I. Stewart, J. Geophys. Res. 77, 54 (1972).
6. C. A. Barth, C. W. Hord, A. I. Stewart, A. L. Lane, Science 175 (4019), 309 (1972).