# УСПЕХИ ФИЗИЧЕСКИХ НАУК

### ФИЗИКА НАШИХ ДНЕЙ

550,388

## ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРИ ИОНОСФЕРЫ\*)

## Р. Бурдо

Возможность производить ионосферные наблюдения с помощью ракет и спутников и новые результаты наземных экспериментов расширили наши представления о механизмах, управляющих земной поносферой.

Ионосферу принято по традиции определять как часть верхней атмосферы, содержащую значительное число заряженных частиц, обладающих тепловой энергией (до нескольких десятых долей электрон-вольта). Возникновением этих частиц — электронов и ионов — ионосфера обязана ионизации нейтральных частиц ультрафиолетовым и рентгеновским излучением Солнца, а возможно, также и корпускулярным излучением. Рекомбинация между вновь образовавшимися заряженными частицами приводит к частичной потере электронов. Однако благодаря тому, что потери эти происходят очень медленно, ионосфера продолжает существовать и в течение ночи, особенно на больших высотах. Ввиду большой концентрации электронов стало классически привычным принисывать ионосфере ее влияние на радиосвязь.

В формировании характеристик ионосферы, кроме указанных выше механизмов образования и потерь электронов, участвуют также гравитационные и электромагнитные силы. Все эти факторы привели к образованию нескольких областей ионосферы, обладающих уникальными особенностями. Области эти следующие: *D*-область (на высотах от 50 до 85 км). *E*-область (от 85 до 140 км), *F*-область (от 140 до 600 км) и верхняя ионосфера (от 600 км до нескольких земных радиусов).

С помощью наземных радиозондов — классического орудия ионосферных исследований — были идентифицированы и поименованы области *D* и *E*, а также часть *F*-области, расположенная ниже 300 км. Радиозондом, представляющим собой «низкочастотный радиолокатор», измеряют промежуток времени, истекший от момента посылки радиосигнала с Земли до возвращения его после отражения от ионосферы. В точке отражения сигнала концентрация электронов пропорциональна квадрату его частоты. Таким образом, если произвести измерения такого рода на различных частотах и получить зависимость промежутков времени от частоты, можно определить концентрацию электронов как функцию высоты. Долголетние наблюдения на ионосферных станциях всего мира дали много

<sup>\*)</sup> R. E. Bourdeau, Research within the Ionosphere, Science 148, No. 3670, 585 (1964). Перевод К. Э. Виллер.

В оригинале — резюме: «Благодаря использованию лабораторий, управляемых на расстоянии, мы пересмотрели наши представления об этой области атмосферы».

ценных сведений о широтных и временны́х вариациях концентрации электронов в нижней ионосфере.

Настоящая статья имеет целью подвести итоги успехов, достигнутых за последнее время в изучении ионосферы, особенно в связи с появившейся возможностью помещать лаборатории непосредственно в исследуемую среду. Сюда входит также установление связи между высотными, широтными и временными вариациями характеристик ионосферы, с одной стороны, и гравитационными и электромагнитными силами, возможными источниками ионизации и природой нейтральной атмосферы, порождающей электроны и ионы, — с другой.

# НЕЙТРАЛЬНАЯ АТМОСФЕРА

Исторически подразделение нейтральной атмосферы на отдельные области совершалось в соответствии с высотными вариациями температуры. Для средних дневных условий зависимость температуры от высоты <sup>1</sup> представлена в виде кривой в левой части рис. 1. Лишь на высотах, превышающих 50 км, наблюдается значительная концентрация свободных



Рис. 1. Зависимость температуры и состава нейтрального газа ионосферы от высоты (по Джонсону <sup>1</sup>).

электронов. Таким образом, для исследователя ионосферы из всех областей нейтральной атмосферы наибольший интерес представляют мезосфера, простирающаяся от максимума температуры на высоте 50 км до минимума вблизи 85 км, и термосфера, лежащая выше 85 км.

Температуры мезосферы определялись главным образом по измерениям давления с помощью манометра, установленного на борту ракеты, а также по скорости звука в опытах с гранатами, поднимаемыми на ракете. Полученные данные указывают на большие сезонные и широтные вариации мезосферы<sup>2</sup>. Наблюдаемое в нижней термосфере сильное повышение температуры вызвано в основном поглощением ультрафиолетового излучения Солнца. Выше 200 км температура остается почти постоянной благодаря теплопроводности<sup>3</sup>. Здесь температуры определялись в основном по измерению плотности атмосферы с помощью приборов, расположенных на борту ракет <sup>4</sup> и спутников <sup>5, 6</sup>. Косвенные данные о температуре были получены также в результате изучения укорочения орбит спутников <sup>7</sup>.

Среди параметров нейтральной атмосферы наиболее важное значение для теории формирования ионосферы имеет ее состав. Распределение главных составляющих нейтральной атмосферы по высоте, выраженное в процентах, приведено в правой части рис. 1. Ниже 100 км относительные



Рис. 2. Модели временных и солнечных вариаций свойств нейтрального ионосферного газа.

Вариации: a) среднего молекулярного веса, б) температуры нейтрального газа в ионосфере, в) концентрации на высоте 600 км (СМВ — среднее местное время) (по Харрису и Пристеру <sup>12</sup>).

распространенности нейтральных составляющих контролируются процессом перемешивания, поэтому здесь преобладают молекулярный кислород и азот. На бо́льших высотах кислород О<sub>2</sub> поглощает ультрафиолетовое излучение Солнца, в результате чего происходит диссоциация атомарного кислорода. На еще бо́льших высотах перемешивание перестает играть роль и все составляющие находятся в диффузионном равновесии. Каждая составляющая имеет независимое от других распределение. Приняв определенные значения высоты, на которой происходит диффузионное разделение, и атмосферной температуры, можно, пользуясь уравнением гидростатики, подсчитать распределение отдельных составляющих нейтральной атмосферы.

Как видно из правой кривой рис. 1, с увеличением высоты содержание молекулярных составляющих падает и на высоте 500 км преобладает атомарный кислород. Еще выше доминируют более легкие газы. В течение длительного времени считалось, что кислородная атмосфера непосредственно переходит в водородную. Однако результаты анализа торможения спутника «Эхо-1» в атмосфере указали на существование между ними промежуточного слоя гелия. Вскоре после того как в наблюдениях на ракетах<sup>9</sup> и спутниках<sup>10</sup> был обнаружен ионизованный гелий, спектроскопические исследования на спутнике «Эксплорер-1» <sup>6</sup> подтвердили существование нейтрального гелия на больших высотах. Толщина и высота слоя гелия должны сильно зависеть от атмосферной температуры <sup>11</sup>. Это легко видеть из кривой зависимости среднего молекулярного веса от высоты для крайних значений цикла солнечной активности, приведенных на рис. 2, а 12. Толщина этого слоя, как полагают, убывающе мала. Так, в течение всего года минимальной солнечной активности этот слой отсутствует.

Приведенные на рис. 1 и 2, *а* данные о структуре атмосферы были получены главным образом из измерений полной концентрации с помощью приборов, помещенных на борту ракет, и из анализа торможения спутников. Что же касается больших высот, то там состав атмосферы контролируется диффузионным равновесием. Это было качественно подтверждено первыми ракетными измерениями с помощью масс-спектрометров <sup>13</sup>. Однако в первых опытах из-за несовершенства аппаратуры состояние исследуемого газа менялось перед тем, как он попадал в анализатор, и вероятность ошибки была велика. Только в 1963 г. путем прямого взятия проб из атмосферы удалось провести важные в количественном отношении <sup>6, 14</sup> измерения отношений O/O<sub>2</sub> и O/N<sub>2</sub>.

Наблюдения торможения спутников показывают, что температура и плотность изотермической области термосферы испытывают значительные вариации в зависимости от времени суток и фазы 11-летнего цикла солнечной активности (рис. 2, б и в). Приведенные здесь пять кривых для температуры и плотности соответствуют различным уровням солнечной активности. Индексом активности служит интенсивность радиошумов S, измеренная на поверхности Земли. Величина S колеблется в пределах от 70 при минимуме солнечных пятен до 250 · 10<sup>-22</sup> em/m<sup>2</sup> цикл · сек в течение года максимальной солнечной активности.

### НОРМАЛЬНАЯ *D*-ОБЛАСТЬ

Самой нижней областью ионосферы, содержащей значительное количество свободных электронов, является *D*-область, занимающая те же высоты, что и мезосфера (50—85 км). Эта область характеризуется высокой частотой столкновений между электронами и нейтральными частицами ввиду сравнительно большой плотности атмосферы на этих высотах. В этих столкновениях с большой вероятностью безвозвратно теряется электромагнитная энергия, полученная ранее электронами. Таким образом, *D*-область поглощает радиоволны; следовательно, из всей ионосферы эта область имеет самое важное значение для радиосвязи. Между тем *D*-область меньше всех изучена экспериментально, в основном по следующим двум причинам: 1) для такой слабо ионизованной среды трудно придумать эффективный метод исследования и 2) большинство исследователей стремится производить более секретные опыты на спутниках в верхней ионосфере. В настоящем разделе рассматривается «нормальная» *D*-область. Иначе говоря, теоретическое рассмотрение ограничивается географически умеренными широтами, а во времени — отсутствием вспышек на Солнце. Несмотря на то, что ракеты для исследования этой области не требуют больших затрат, даже предварительные модели высотного распределения электронов в ней можно было предложить лишь в самое последнее время.

Пользоваться обыкновенными наземными радиозондами для исследования *D*-области не позволяет слишком малая распространенность в ней свободных электронов. Однако благодаря разработке новых, более сложных наземных методов исследования распространения радиоволн



Рис. З. Профили концентрации электронов в поносферном *D*-слое.

удалось пробить брешь и добиться успешных результатов <sup>15, 16</sup>. Все наземные методы отличаются одной общей особенностью: получаемые с их помощью результаты зависят одновременно и от  $N_e$ , и от v. Таким образом, для получения из них высотной зависимости концентрации электронов  $N_e$  необходимо принять определенный профиль для частоты столкновений v. Группе исследователей из Центра космических полетов Годдарда и нескольким участникам из Скандинавии <sup>17, 18</sup>, работавшим вместе, удалось разработать новые сложные эксперименты, в которых радиосигналы посылаются с земли и принимаются приемниками, установленными на борту ракет. Такой прием in situ позволяет разделить  $N_e$  и v и обладает чувствительностью, достаточной для исследования наблюдаемых в *D*-области малых концентраций электронов.

По нескольким ракетным данным и наземным наблюдениям был построен средний профиль концентрации электронов  $N_e$  для нормальной дневной *D*-области, приведенный на рис. З (кривая 1). Однако одного профиля, несмотря на важное его значение, недостаточно для понимания процесса формирования этой области. Для выполнения этой задачи необходимо установить связь между  $N_e$  и конкуренцией между скоростями образования и потерь электронов для каждой дискретной высоты.

Что же касается скорости q образования электронов, то ее можно вычислить, если известны: 1) интенсивность ионизующего излучения, 2) концентрации составляющих, поддающихся ионизации и чувствительных к этому излучению, 3) сечения поглощения составляющих, поддающихся ионизации. Оценка величины q представляет собой сложную задачу. Дело в том, что для каждой индивидуальной составляющей сечение является иной функцией длины волны, когда источником ионизации служит солнечная радиация, и функцией электронной или протонной энергии, когда корпускулярное излучение играет роль источника.

Главной причиной потерь электронов в *D*-области является, как полагают, процесс диссоциативной рекомбинации электронов с положительными ионами, в результате которого образуется возбужденная, но нейтральная составляющая. Для оценки темпа электронных потерь необходимо знать различные для разных видов ионов значения скорости рекомбинации.

Теоретические модели <sup>19</sup>, построенные главным образом по данным ракетных измерений солнечной радиации, сократили число возможных источников ионизации нормальной *D*-области до трех. Эти источники могут действовать раздельно или же в различных сочетаниях. Согласно общепринятой точке зрения ионизация нижней части *D*-области (между высотами 50 и 70 км) обусловлена действием космических лучей на ее главные составляющие (O<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>). Если это действительно так, то в нижней части Д-области должна наблюдаться сильная широтная зависимость ионизации. Что же касается роли двух других возможных источников иониации верхней части *D*-области, то по этому вопросу имеются некоторые разногласия. Возможно, что составляющие О<sub>2</sub> и N<sub>2</sub> ионизуются рентгеновскими лучами с длиной волны от 2 до 8 Å. Этот источник отличается чрезвычайно большим непостоянством и очень малой интенсивностью (не превышающей 10<sup>-3</sup> эрг · см<sup>-3</sup> сек<sup>-1</sup> в отсутствие солнечной активности). Ионизация может вызываться также действием лаймановского L<sub>а</sub>-излучения (длина волны 1216 Å). Это единственное ультрафиолетовое излучение, обладающее благоприятным сечением поглощения и, согласно ракетным наблюдениям, проникающее в *D*-область. Но это стабильное интенсивное излучение, доступное измерению при интенсивности в несколько эрг/см<sup>3</sup>сек, действует только на окись азота, содержащуюся в ионосфере в ничтожных количествах. А потоки рентгеновских лучей могут в экстремумах солнечного цикла отличаться больше чем на два порядка величины <sup>20</sup>. Таким образом, уровнем солнечной активности определяется относительная роль рентгеновского и  $L_{\alpha}$ -излучений в формировании нормальной *D*-области.

Одновременные измерения источника ионизации и понизационных характеристик ионосферы производились лишь во время нескольких космических полетов. Ракетные измерения концентрации электронов  $N_e$  и потоков  $L_{\alpha}$ -излучения, произведенные одновременно некоторыми исследователями <sup>17</sup>, показали, что во всяком случае в течение года минимальной солнечной активности рентгеновское излучение можно исключить из числа значительных источников ионизации нормальной D-области. Для надежной оценки относительной роли рентгеновского и  $L_{\alpha}$ -излучений крайне необходимо провести лабораторные исследования с целью разрешить неопределенности в сечении поглощения и скоростях рекомбинации.

Ионный спектрометр является ценным орудием ионосферных исследований. Однако использовать его для наблюдений в *D*-области чрезвычайно трудно, настолько трудно, что они проводились всего лишь один раз, в 1963 г.<sup>21</sup>. Ниже 83 км главной ионной составляющей оказалось NO<sup>+</sup>, если не считать примесей, которые могла вынести наверх ракета. Этим подтверждается правильность гипотезы о роли  $L_{\alpha}$ -излучения, но не исключается априори ионизация рентгеновскими лучами, поскольку возможно взаимодействие между ионами и молекулами<sup>22</sup>. Так, полученный непосредственно под действием рентгеновских лучей нон O<sup>+</sup><sub>2</sub> может вступить в реакцию с молекулой N<sub>2</sub> и образовать ион NO<sup>+</sup> и молекулу NO. Таким образом, для суждения о правильности одной из гипотез — о роли  $L_{\alpha}$ - или рентгеновского излучения — одних результатов наблюдений с помощью ионного спектрометра недостаточно. Для этого необходимо знать также скорости различных реакций.

### ОСОБЫЕ ЯВЛЕНИЯ, НАБЛЮДАЕМЫЕ (В) Д-ОБЛАСТИ

В D-области наблюдается целый ряд явлений, способных повысить распространенность электронов в ней на два порядка величины и больше. а это влечет за собой ослабление электромагнитных волн вплоть до полного исчезновения радиосвязи. Усиленное поглощение радиоволн в *D*-области, длящееся иногда в течение часа, можно наблюдать на освещенной стороне Земли одновременно с появлением солнечной вспышки. Лишь после того как пуск ракеты был точно согласован во времени с появлением солнечной вспышки и наблюдения показали усиленное рентгеновское излучение в нижних слоях ионосферы до высот около 30 км, удалось разгадать механизмы, ответственные за появление этих внезапных ионо-сферных возмущений <sup>23</sup>. Корреляция видимых вспышек с наблюдавшимися на спутниках усиленными потоками рентгеновских лучей и с повышенным поглощением радиоволн наглядно показала доминирующую роль рентгеновского излучения в возникновении ионосферных возмущений 20. Повышение на порядок величины понизации D-области во время внезапного ионосферного возмущения было обнаружено также и наземными методами 15 (см. кривую 2 на рис. 3). Теоретическая оценка этого повышения дана в работе 19.

Усиленное поглощение радноволи наблюдается во время северных сияний в высоких широтах. Оно может вызываться повышенной ионизацией, обусловленной прямо или косвенно (тормозное излучение) действием осаждающихся электронов большой энергии <sup>22</sup>. Ракетные наблюдения во время северных сияний подтвердили возможность повышения концентрации электронов на два порядка величины (кривая 3 на рис. 3). Другого рода поглощение наблюдается выше зоны северных сияний, в полярной шапке. Была установлена корреляция между поглощением этого рода и измеренными на спутниках <sup>24</sup> усиленными потоками протонов большой энергии. Эти последние наблюдаются во время солнечных вспышек определенных типов. Повышение концентрации электронов, совпадающее с явлениями поглощения в полярной шапке (кривая 4 на рис. 3), было один раз измерено на ракете <sup>25</sup>.

В средних широтах зимой часто наблюдается усиленное поглощение радиоволн, не связанное с солнечными вспышками. Причины этих явлений точно не известны. На основании результатов наземных наблюдений было высказано предположение, что это усиленное поглощение радиоволн связано с повышенной концентрацией электронов<sup>15</sup>. Возможно, однако, что это явление вызывается изменением частоты v соударений электронов. Так, при приблизительно одинаковых, согласно измерениям, концентрациях электронов была установлена высокая степень корреляции между значительными изменениями v и варпациями давления, измеренными в стратосфере при двух полетах ракеты. Такая корреляция указывает на влияние метеорологических условий на состояние *D*-области <sup>17</sup>.

# Е-ОБЛАСТЬ

Из наземных наблюдений с помощью радиозондов были получены многие ценные детали временных и широтных зависимостей максимальной ионизации, обнаруженной в *E*- и *F*-областях. Однако благодаря только ракетным исследованиям распространения радиоволн<sup>26</sup> и применению плазменных зондов <sup>27, 28</sup> удалось определить имеющие важное значение высотные вариации N<sub>e</sub>. По этим последним измерениям были построены типичные дневной и ночной, профили N<sub>e</sub>, приведенные на рис. 4. Из этих



Рис. 4. Типичные профили концентрации электронов в поносферных областях D, E и F.



Рис. 5. Сравнение скорости образования ионов (левые и средние кривые) с ракетными измерениями ионного состава (правые кривые) (по Ватанабе и Хинтереггеру<sup>29</sup> и Тейлору и Бринтону<sup>30</sup>).

кривых видно, что ночью *D*-область ионизации, по существу, исчезает, в *E*-области концентрация электронов падает в 100 раз, а в верхней *F*-области прочно сохраняется. -

Вертикальные сечения интенсивности солнечной радиации <sup>29</sup> и понного состава <sup>30, 31</sup> дали другие важные сведения о физике ионосферы. При оценке высотной зависимости: 1) скорости образования электронов в дискретных участках рентгеновского и ультрафиолетового спектров (левая часть рис. 5) и 2) скорости образования ионов разных видов (средняя часть рис. 5) — были использованы <sup>29</sup> измерения солнечной радиации и модель нейтральной атмосферы. Из этих кривых видно, что быстрее всего образуются ионы  $O_2^+$ ,  $N_2^+$  и  $O^+$ . Между тем, согласно

спектрометрическим наблюдениям<sup>30</sup>, типичные результаты которых показаны на рис. 5 справа, ион  $N_2^+$ , несмотря на предсказанную для него больскорость образования, шую является лишь незначительной составляющей Е-области. Эти кривые показывают также, что доминирующей ионной составляющей Е-области являются ионы NO+, хотя они не образуются в значительных количествах прямой ионизацией. В моделях потери ионов N<sub>2</sub><sup>+</sup> чаще всего приписываются 32 комбинированным эффектам 1) диссоциативной рекомбинации с электронами и 2) ионноатомного обмена ( $N_2^++O-\cdot NO^++$ + N), а существование иона NO<sup>+</sup> обычно объясняют ионно-атомным обменом с участием ионов  $N_{a}^{\perp}$  и O<sup>+</sup>.



Рис. 6. Обнаружение с помощью ракеты спорадического *Е*-слоя (по Смиту <sup>27</sup>).

Ракетные измерения, совершенно очевидно, сильно расширили наши представления о факторах, контролирующих формирование дневной *E*-области. Однако даже по вопросу об относительном значении для *E*-области рентгеновского и ультрафиолетового излучений между отдельными моделями существуют значительные разногласия. Для их примирения необходимо произвести ряд лабораторных измерений различных коэффициентов скорости и ракетных наблюдений.

Эксперименты с помощью ракет лишь в самое последнее время приобрели чувствительность, достаточную для широких исследований ночного *E*-слоя.

Из ночной кривой рис. 4 легко видеть, что в этом слое концентрация электронов  $N_e$  падает ниже  $10^3$  см<sup>-3</sup>. Она достигает максимума на высоте 100-110 км и затем резко падает, образуя несколько выше виадину в кривой.

Сравнение дневных и ночных (впервые проведенных) ракетных измерений с помощью ионных спектрометров дает основание считать, что существование ночного *E*-слоя можно объяснить теорией медленного распада в процессе <sup>31</sup> диссоциативной рекомбинации, не прибегая к предположению о существовании ночного источника ионизации. Ракстные эксперименты свидетельствуют также о присутствии на высотах 100— 110 км металлических ионов метеоритного происхождения.

В Е-области часто наблюдается аномалия, названная спорадической ионизацией (E<sub>s</sub>). В одной из обыкновенных своих форм ионизация E<sub>s</sub>

проявляется в виде тонкого слоя толщиной не более 0,5 км, в котором концентрация электронов  $N_e$  значительно выше, чем в областях, расположенных непосредственно над и под ним. Один из вызываемых этим слоем эффектов заключается в отражении радиосигналов аномально высоких частот (рис. 6). Такие слои существуют на особых высотах <sup>33</sup> в диапазоне 100—120 км. Согласно некоторым теориям <sup>34</sup> спорадическая ионизация вызывается комбинированным действием изменения направления ветра и электромагнитных волн. Между изменением направления ветра, измеряемого на ракете в опыте с выпуском паров натрия, и ионизацией  $E_s$ , измеренной на другой ракете, запущенной почти одновременно с первой <sup>27</sup>, была установлена корреляция. Однако связь между ионизацией  $E_s$ и изменением направления ветра до сих пор еще точно не известна.

### *F*-ОБЛАСТЬ

Как видно из рис. 4, внутри этой области лежит высота, соответствующая максимуму концентрации электронов  $N_m$ . В *F*-области различают два слоя:  $F_1$  и  $F_2$ , так как в дневное время в пределах высот 140— 200 км в кривой ионизации часто появляется уступ.

Здесь важно подчеркнуть, что высота, соответствующая максимуму концентрации электронов (см. рис. 4), лежит значительно выше высоты максимального образования электронов (см. рис. 5, слева). В построенных ранее моделях образование пика  $F_2$  приписывалось действию механизмов переноса зарядов, играющих такую же важную роль, как и фотохимические процессы. Это было подтверждено в ракетных наблюдениях. Точнее говоря, в этих моделях образования электронов, зависящим от высоты уменьшением скоростью образования электронов, зависящим от высоты уменьшением скорости электронных потерь и переносом зарядов.

Электроны F-области, согласно ракетным измерениям солнечной радиации и ионного состава (см. рис. 5), обязаны своим происхождением главным образом ионам O<sup>+</sup>, образующимся под действием ультрафиолетового излучения. Что же касается электронных потерь в F-области, то основной их причиной является диссоциативная рекомбинация, представляющая собой двухступенчатый процесс. Он складывается из: 1) ионноатомного обмена между ионами O<sup>+</sup> и молекулами N<sub>2</sub> и 2) рекомбинации образовавшихся ионов NO<sup>+</sup> с электронами. Медленностью этого двухступенчатого процесса частично объясняется прочное сохранение ионизации F-области в ночное время. Возможно, что с увеличением высоты скорость потерь электронов падает быстрее, чем скорость образования новых электронов. Экспериментальные наблюдения, показывающие, что  $N_m$  лежит выше максимума образования новых электронов, могли бы найти в этом свое объяснение.

Действия, оказываемые фотохимическими, гравитационными и электромагнитными силами, чрезвычайно осложняют поведение F-области. Нако пленные за последние тридцать лет наблюдения с помощью радиозондов показали, что под влиянием времени суток и года, солнечной активности и широты высота и величина  $N_m$  испытывают сильные вариации <sup>32</sup>. При оценке скоростей ионизации, потерь и диффузии <sup>35</sup> была установлена связь между этими наблюдениями и зависящими от высоты данными о нейтральной атмосфере, полученными из измерений торможения спутников (см. рис. 2).

С уменьшением плотности нейтральных составляющих уменьшается роль фотохимических процессов. И тогда начинают преобладать процессы переноса зарядов, которые вызывают наблюдаемое уменьшение концентрации электронов  $N_e$  с высотой.

Так, например, гравитационные силы действуют на ионы, которые в силу кулоновского притяжения заставляют электроны диффундировать вниз. В этих случаях можно применить закон гидростатики, а распределение электронов контролируется средней электронно-ионной температурой и типом иона.

До проникновения с помощью ракет и спутников в верхнюю ионосферу полагали, что область, заполненная ионами O<sup>+</sup>, непосредственно примыкает к вышележащей области, в которой преобладают ионы водорода. Оказалось, однако, как показали проведенные в 1960 г. наблюдения на ракетах<sup>9</sup> и спутниках <sup>10</sup>, что в середине солнечного цикла в дневное время эти две области разделяются слоем ионов гелия. Последующие



Рис. 7. Дневые п ночные измерения концентрации электронов (по Бауэру и Джексону <sup>50</sup> и Донли <sup>36</sup>).

наблюдения с помощью ракет <sup>36</sup> свидетельствуют о том, что в ночное время слой гелия исчезает. Исходя из различных скоростей утечки водорода и гелия, Бауэр <sup>11</sup> предсказал, что с понижением температуры высота и толщина слоя ионов гелия будет уменьшаться. Это означает сильную зависимость от широты и фазы солнечного цикла.

Приведенные на рис. 7 результаты ракетных измерений концентрации заряженных частиц на очень больших высотах поясняют, в какой мере ионосфера контролируется температурами заряженных частиц и ее ионным составом. Даны как дневной (кривая 2), так и ночной (кривая 1) профили. Их экспоненциальные части свидетельствуют о постоянстве температур во всей области, которые равны соответственно 1300 и 800 °К. Изменение наклона обеих кривых интерпретируется как обусловленное переходом от ионов O<sup>+</sup> к более легким. Выше этого перехода днем преобладают поны He<sup>+</sup>, а ночью H<sup>+</sup>. Это последнее обстоятельство, а также меньшая высота перехода в ночное время дают поразительный эффект: концентрации электронов, измеренные ночью, превышают дневные их значения. Однако ввиду того, что обе серии измерений производились в различные дни, возможно, что эти кривые не соответствуют точно истинным суточным вариациям концентрации.

### ИССЛЕДОВАНИЯ НА СПУТНИКАХ

Для ионосферных исследований были использованы спутники трех типов, выполнявших различные задачи. Спутники, допускающие прямые измерения, позволяют путем взятия проб из окружающей среды измерять многие параметры ионосферы в непосредственной близости от космического корабля. Такого рода исследования были проведены три раза на спутнике США «Эксплорер-8» и на британском спутнике «Ариэль-1».

В первых опытах с помощью метода, аналогичного разработанному Лэнгмюром для лабораторных исследований газовых разрядов, измерялась электронная температура. Второе исследование было посвящено определению локальной концентрации электронов по снятым радиочастотным импедансным характеристикам зонда, помещенного в исследуемую среду. В третий же раз были использованы сетчатые ионные ловушки, принцип действия которых аналогичен использованному в опытах, проведенных на ИСЗ-3. Большая скорость спутника относительно иона позволяет пользоваться ловушкой как заменителем ионного спектрометра. Были определены ионный состав и температуры <sup>10</sup>.

На спутниках второй категории остроумным образом использовался зонд, двигавшийся по орбите. Как и при ионосферных исследованиях с помощью классического наземного радиозонда, измеряется промежуток времени, протекший от момента посылки радиосигнала до возвращения отраженного сигнала. Но в измерениях на спутнике отражение происходит от верхней части ионосферы. Изменяя плавно частоту посылаемого радиосигнала, получили непрерывный профиль концентрации электронов в области, расположенной между пиком  $F_2$  и высотой спутника, вдоль пути последнего. С канадского спутника «Алуэтт-1», снабженного зондом с «качающейся частотой», в течение двух лет производилось зондирование верхней стороны ионосферы вдоль приполярной орбиты. Такой зонд дает хорошее разрешение по высоте. На недавно запущенном в США спутнике «Эксплорер-20» радиозонд работает на фиксированной частоте. Этот зонд не обладает высотной разрешающей способностью, но позволяет обнаруживать иррегулярности в горизонтальном направлении.

При использовании спутников третьей категории на них производится передача радиосигналов на частотах, проникающих через ионосферу, и эти сигналы принимаются и изучаются на поверхности земли. Благодаря вращательному и другим эффектам Допплера оказывается возможным измерять полное содержание электронов в сечении между спутником и местом приема радиосигналов. Совсем недавно запущенный спутник «Эксплорер-22» ведет наблюдения исключительно этим методом, но еще слишком рано говорить о результатах.

# РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ НА СПУТНИКАХ

Уникальные наблюдения влияния широты и суточных изменений на поведение электронов в областях, расположенных выше пика  $F_2$ , а также иррегулярностей концентрации электронов, в сопоставлении с магнитным полем, — вот основные результаты исследований, проведенных на спутниках.

Впервые данные о зависимости концентрации ионосферных электронов от магнитного поля были получены с помощью наземных радиозондов. Впоследствии на этих же ионосферных станциях были выяснены детали характеристик нижней стороны теперь всем хорошо знакомой экваториальной аномалии. В настоящее время морфология этой аномалии изучена до высот порядка 1000 км. Зависимости концентрации электронов от магнитного склонения для различных дискретных высот, построенные по результатам наблюдений на спутнике «Алуэтт», приведены на рис. 8<sup>37</sup>. Наблюдения эти сделаны в восточном полушарии в 1000 часов по местному времени. В экваториальных областях наблюдается общее повышение концентрации электронов. Оно вызвано диффузией электронов вдоль почти горизонтальных силовых линий магнитного поля. На высотах, превышающих 600 км, в указанное на рис. 8 время концентрация электронов достигает максимума на геомагнитном экваторе. А ниже обнаруживаются два



Рис. 8. Профили концентрации электронов, построенные по измерениям па постоянных высотах над Сингапуром 1000 км по среднему местному времени (по Клигу и др.<sup>37</sup>).

пика, симметрично расположенных вдоль определенной силовой линии. Экваториальная аномалия наблюдается в ионосфере преимущественно в дневное время. Высота, выше которой кривая концентрации электронов образует один пик, названа «куполом» аномалии. Над Сингапуром высота купола варьирует в пределах от 600 км в ранние утренние и вечерние часы до максимума 1000 км <sup>37</sup> в полуденные часы. Согласно другим аналогичным измерениям <sup>38</sup>, вдоль 75-го западного меридиана экваториальная аномалия достигает максимума в более поздние дневные часы. Суточный ход экваториальной аномалии дает основания считать, что ее характеристики сильно зависят от конкуренции между скоростью образования электронов, которая ведет к максимуму  $N_e$  в субполярной точке, и диффузией электронов вдоль силовых линий магнитного поля, имеющей тенденцию к созданию симметричного распределения  $N_e$  вокруг геомагнитного экватора.

Характерный для верхней стороны ионосферы минимум концентрации электронов также зависит от широты. В средних широтах во время ионосферных бурь, связанных с магнитными возмущениями, он довольно распространен. Такой минимум в виде впадины на кривой можно видеть из рис. 9, на котором приведены кривые, построенные по измеренным на спутнике «Алуэтт» отражениям радиоволн фиксированных частот <sup>38</sup> (для 65° W). Ширина впадины на рис. 9 меньше 5°, и ее середина соответствует 45°N.

Измерения концентрации электронов с помощью радиочастотного зонда, проведенные на спутнике «Ариэль» <sup>39</sup>, впервые привели к выводу о сильном влиянии магнитного поля на состояние верхней ионосферы.



Рис. 9. Контуры отражений радиоволн постоянной частоты, построенные по измерениям на борту спутника «Алуэтт» (по Локвуду и Нелмсу <sup>38</sup>).

Другой вывод, сделанный на основании этих измерений, касается существования усиленной ионизации вдоль трех специфических слоев в магнитном поле. Описанная выше экваториальная аномалия ответственна за существование одного из этих слоев. Наблюдения на спутнике «Алуэтт» <sup>37</sup> подтвердили существование этих трех слоев. Были обнаружены еще



Рпс. 10. Типичная понограмма, записанная на спутнике «Алуэтт» в отсутствие размывания слоя *F*.

и другие слои. Некоторые слои были связаны с различными условиями: 1) одни — с поясом искусственной радиации, вызванной ядерными испытаниями в США; 2) другие — с центром внутреннего пояса радиации; 3) третьи — с ионизацией, существующей в области максимального потока частиц большой энергии во внешнем поясе радиации. Все эти наблюдения дают основание считать, что в качестве источника ионизации области *F*  необходимо, наряду с ультрафиолетовым излучением, рассматривать также и быстрые частицы.

Условие «F-размывания» является очень распространенной аномалией F-области. В этих условиях F-область обнаруживает диффузность, обычно приписываемую пятнам ионизации, отличающимся по концентрации от непосредственно окружающей их ионизации. На рис. 10 дана типичная для однородной ионосферы ионограмма, полученная на спутнике



Рис. 11. Ионограмма, записанная на спутнике «Алуэтт» в условиях размывания в *F*-слое.

«Алуэтт». Здесь один след соответствует обыкновенному виду распространения радиоволн, а второй — необыкновенному. Сравнение рис. 10 с ионограммой рис. 11, записанной в условиях *F*-размывания, показывает, что в последнем случае действительно получаются многократные отражения от ионосферы. С помощью спутника «Алуэтт» был произведен тщательный анализ вероятности наступления условий *F*-размывания. Он подтвердил <sup>40</sup> результаты более ранних исследований с помощью наземных радиозондов, показавших, что размывания являются почти постоянной особенностью ионосферы высоких широт. Вблизи экватора оно наблюдается только ночью, а в средних широтах сравнительно редко.

В северных географических широтах, между 15° и 45° N, плотность электронов, как видно из рис. 9, не сильно зависит от магнитной широты. Можно ожидать в этом районе, что в механизме переноса зарядов важную роль будет играть гравитация. Если окажется, что это действительно так, то распределение электронов будет сильно зависеть от средней ионной массы и средней электронно-ионной температуры. Суточные вариации распределения электронов (рис. 12) изучались с помощью спутника «Алуэтт»<sup>41</sup>. Эти наблюдения показали, что с увеличением высоты амплитуда суточных вариаций концентрации электронов падает. Этим подтверждается правильность вывода, сделанного на основании результатов ракетных измерений, проведенных на рис. 7. Согласно этому выбоду, на высотах, превышающих 1000 км, концентрации электронов ночью выше, чем днем, из-за увеличения относительных распространенностей легких ионных



составляющих. Приведенные на рис. 12 суточные вариации концентрации электронов изучались с точки зрения ионного состава и температуры заря-

женных частиц. Из всего сказанного можно заключить, что на высотах, пре-

вышающих 500 км, в днев-

ное время преобладает ион

О+, а ночью даже на таких

низких высотах, как 500 км, возрастает распространен-

ность более легких ионных

ТЕМПЕРАТУРЫ

ЗАРЯЖЕННЫХ ЧАСТИЦ

в верхней ионосфере

ные наблюдения этих па-

раметров. При своем возникновении фотоэлектроны

обладают большей энергией,

чем окружающие их элек-

троны. Часть избыточной

энергии стремится перейти

к окружающим электронам.

В поведении ионосферы на высотах, превышающих  $300 \ \kappa m$ , значительную роль играют электронная  $T_e$  и ионная  $T_i$  температуры. Поэтому важное значение при-

эксперименталь-

составляющих 41.

обретают

Рис. 12. Суточные вариации концентрации электронов в верхней области ионосферы (по Бауэру и Блумле<sup>41</sup>).

Передача энергии происходит либо через прямые упругие столкновения, либо после частичной потери избыточной энергии через предварительные неупругие столкновения с окружающими нейтральными частицами или положительными ионами. В результате окружающий электронный газ, вероятно, будет горячее нейтрального газа, во всяком случае в дневное время. На нижних высотах, где концентрация нейтрального газа относительно велика, ионная температура, согласно общепринятой гипотезе, такая же, как и нейтрального газа. На больших высотах ионная температура может превышать температуру нейтрального газа вследствие того, что здесь ионизация сильнее и тепловой контакт ионов с электронами может быть теснее, чем с нейтральными частицами <sup>42</sup>.

Первые указания на сильный суточный ход температуры ионосферных газов были получены из измерений, проведенных с помощью спутника «Эксплорер-8». Эта зависимость подтвердилась результатами измерений на спутнике «Ариэль» <sup>44</sup>, а также измерениями некогерентного обратного рассеяния с помощью наземного радиолокатора <sup>45</sup>. Из измерений на спутнике «Ариэль» и из сравнения наблюдений обратного рассеяния в двух местах <sup>45, 48</sup> выявилась также сильная зависимость температуры  $T_e$ от магнитной широты. Последующие наблюдения на спутнике «Эксплорер-17» подтвердили существование суточного и широтного хода температуры  $T_e$ . Общее рассмотрение всех полученных результатов приводит к заключению, что в определенных широтах в определенные дневные часы

электронная температура может вдвое превышать температуру нейтрального газа.

Так как вновь образованные электроны передают часть своей избыточной энергии окружающим электронам, должна, следовательно, существовать тесная связь между концентрацией электронов N<sub>o</sub> и электронной температурой  $T_{e}$ . Таким образом, широтный ход температуры  $T_{e}$  дневной ионосферы можно объяснить тем, что концентрация электронов, по крайней мере на умеренных высотах, контролируется магнитным полем. Однако выше 600 км наблюдается повышение температуры T<sub>e</sub> с высотой <sup>44</sup>. Если бы единственным источником тепла, повышающим температуру дневных заряженных частиц, служило прямое ультрафиолетовое излучение Солнца, то такого повышения Т. с высотой нельзя было бы ожидать. С указанными выше наблюдениями согласуется гипотеза<sup>45</sup> о косвенном действии ультрафиолетового излучения. Оно проявляется в действии механизма, состоящего в том, что не все вновь образованные электроны отдают свою энергию в нижнем слое F-области. Энергия некоторых электронов диффундирует вдоль силовых линий магнитного поля и скапливается на больших высотах. Важное значение имеет наблюдение 6, 44, согласно которому ночью электронная температура несколько выше температуры нейтрального газа. Это указывает на существование ночного источника тепла, интенсивность которого составляет лишь небольшую долю интенсивности ультрафиолетового излучения 44.

### ВЕРХНЯЯ ИОНОСФЕРА

На больших высотах различают собственно *F*-область, в которой доминируют ионы O<sup>+</sup>, и верхнюю ионосферу, где более распространены легкие ионы. Переход от одной области к другой, согласно большинству наблюдений, происходит на высоте около 600 км. Наблюдения с помощью спутников «Эксплорер-8»<sup>47</sup> и «Ариэль» <sup>48</sup> показывают, что происходит переход от ионов O<sup>+</sup> к He<sup>+</sup> и затем, с увеличением высоты, к H<sup>+</sup> по крайней мере в середине солнечного цикла. Из этих наблюдений видно также, что с переходом ото дня к ночи толщина и высота слоя ионов гелия резко падают. Результаты других наблюдений свидетельствуют о более сложном поведении верхней ионосферы. Они показывают, что в течение года минимальной солнечной активности ионы гелия не преобладают ни в дневных условиях, ни в любых ночных условиях. Однако морфология ионного состава верхней ионосферы пока еще точно не выяснена.

Была высказана мысль о том, что ионная масса является функцией ионной температуры <sup>49</sup>. В настоящее время имеются основания считать, что в верхней ионосфере 45 ионная температура контролируется электронной температурой. Как показал автор, она зависит от широты и времени суток. Все рассмотренные здесь результаты ясно показали необходимость модернизации существующих теоретических моделей Г-области и верхней поносферы. В них должны быть учтены следующие факторы: 1) Гравитационные силы, рассматриваемые в сочетании с зависящими от времени и широты температурами заряженных частиц и ионным составом. 2) Возможность существования источника понизации, связанного с быстрыми частицами; предполагается, что он накладывается на ультрафиолетовый источник и вносит свой вклад в поддержание ночной ионосферы. 3) Возможность косвенного ионизующего действия ультрафиолетового излучения. Здесь, точнее говоря, речь идет о фотоэлектронах, диффундирующих вдоль силовых линий магнитного поля и отдающих свою энергию на больших высотах. Проведенные за последние годы исследования ионосферы на спутниках и наземных ионосферных станциях позволили дать предварительное описание параметров заряженных частиц на больших высотах. Однако для создания адекватных теорий формирования этих областей необходимо продолжить наблюдения и установить корреляцию их с потоками фотоэлектронов и быстрых частиц.

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- 1. F. S. Johnson, Astronautics 8, 54 (1962). 2. W. Nordberg and W. G. Stroud, NASA, Natl. Aeron. Space Admin., Tech. Note D-703, 1961.
- 3. L. Spitzer, Atmospheres of the Earth and Planets, Univ. of Chicago Press, Chicago, 1952.
- 4. R. Horowitz, H. E. LaGow, J. F. Guiliani, J. Geophys. Res. 64, 2287 (1959).
- G. S. Sharp, W. B. Hanson, D. D. McKibbin, ibid 67, 1375 (1962).
   N. W. Spencer, G. P. Newton, C. A. Reber, L. H. Brace, R. Horo-witz, NASA, Goddard Space Flight Center Report X-651-64-114 (1964).
- 7. L. G. J a c c h i a, Planet. Space Sci. 12, 355 (1964).

- 8. M. Nicolet, J. Geophys. Res. 66, 2263 (1961). 9. W. B. Hanson, ibid 67, 183 (1962). 10. R. E. Bourdeau, W. C. Whipple, Jr., J. L. Donley, S. J. Bauer, ibid, crp. 467.

- S. J. Bauer, Atmospher. Sci. 19, 276 (1962).
   I. Harris, W. Priester, J. Geophys. Res. 67, 4585 (1962).
   E. B. Meadows and J. W. Townsend, Bcc. Space Research Proceedings 1st International Space Science Symposium, North-Holland, Amsterdam, 1960, vol. 1.
- 14. E. J. Schaefer, J. Geophys. Res. 68, 1175 (1963); A. O. Nier, J. H. Hoffman, C. J. Johnson, J. C. Holmes, ibid. 69, 979 (1964). 15. J. S. Belrose and E. Cetiner, Nature 195, 688 (1962).
- 16. R. E. Barrington and E. V. Thrane, J. Atmos. Terr. Phys. 24, 31 (1962).
- 17. A. C. Aikin, J. A. Kane, J. Troim, J. Geophys. Res., November 1964.
- 18. M. Jespersen, O. Petersen, J. Rybner, B. Bjelland, O. Holt, B. Landmark, Norvegian Space Res. Commum. Rept., No 3 (1963).

- B. Nicolet and A. C. Aikin, J. Geophys. Res. 65 (1960).
   H. Friedman, Astronautics 8, 14 (1962).
   R. S. Narvisi and A. D. Bailey, B cf. Space Research, Proceedings 4th International Space Science Symposium, vol. 5 (B negarn).
- 22. A. C. A i k i n. International Dictionary of Geophysics, Pergamon, Oxford, England, 1964.
- 23. T. A. Chubb, H. Friedman, R. W. Kreplin, J. E. Kupperian, J. Geophys. Res. 62, 389 (1957).
  24. B. Maehlum and B. J. O'Brien, ibid. 67 (1961).
  25. J. E. Jackson and J. A. Kane, ibid. 64, 1074 (1959).
  26. L. G. Goddard, M. F. Leebacker, Computer Mathematical Computer Science, 1999.

- 26. J. C. Seddon and J. E. Jackson, Ann. Geophys. 14, 456 (1958); J. E. Jackson and S. J. Bauer, J. Geophys. Res. 66, 3055 (1961). 27. L. G. Smith, Geophys. Corp. Amer. Tech. Rept., 62-1-N (1962). 28. W. B. Hanson and D. D. McKibbin, J. Geophys. Res. 66, 1667
- (1961).
- 29. K. Watanabe and H. E. Hinteregger, ibid. 67, 999 (1962). 30. H. A. Taylor and H. C. Brinton, ibid. 66, 2587 (1961).
- 31. J. C. Holmes, C. Y. Johnson, J. M. Young, всб. Space Research Procee-
- dings 5th International Space Science Symposium, vol. 5 (B newaru).
  32. T. E. V an Z and t and R. W. K n e c h t, B c6. Space Physics (D. P. Galley and A. Rosen, Eds.), Wiley, New York, 1964.
  33. J. C. Seddon, Ionospheric Sporadic E, Pergamon, Oxford, England, 1962,
- стр. 909.
- 34. J. D. Whitehead, J. Atmos. Terr. Phys. 20, 49 (1961).
  35. H. Rishbeth, ibid. 26, 657 (1964); J. S. Nisbet and T. P. Quinn, J. Geophys. Res. 68, 1031 (1963).
- 36. J. L. Donley, J. Geophys. Res. 68, 2058 (1963).
- 37. J. W. King, P. A. Smith, D. Eccles, H. Helm, Radio Res. Stand., Bucks, England Rept., 94 (1963). 38. G. E. K. Lockwood and G. L. Nelms, J. Atmos. Terr. Phys. (в печати)

- 39. J. Sayers, P. Rothwell, J. H. Wager, Nature 198, 230 (1963).
  40. W. Calvert and C. W. Schmid, J. Geophys. Res. 69, 1839 (1964).
  41. S. J. Bauer and L. Blumle, ibid., ctp. 3613.
  42. W. B. Hanson, Bcö. Space Research Proceedings 3rd International Space Science Symposium, North-Holland, Amsterdam, 1962, vol. 3. 43. G. P. Serbu, R. E. Bourdeau, J. L. Donley, J. Geophys. Res. 66, 4313
- (1961).

- 44. А. Р. Willmore, Proc. Roy. Soc. London, 1963 (в печати).
  45. J. V. Evans, J. Geophys. Res. 67, 4914 (1962).
  46. K. L. Bowles, J. Res. Natl. Bur. Std. 65D, 1 (1961).
  47. R. E. Bourdeau and J. L. Donley, Proc. Roy. Soc. London Conf., May 1963 (в печати).
- 48. R. L. B o y d, ibid.
- 49. S. J. Bauer, J. Geophys. Res. **69**, 553 (1964). 50. S. J. Bauer and J. E. Jackson, ibid. **67**, 1675 (1964).