

**А. Д. ДАНИЛОВ**

# ПОПУЛЯРНАЯ АЭРОНОМИЯ



Отредактировал и опубликовал на сайте : PRESSI (HERSON)

**А. Д. ДАНИЛОВ**

# ПОПУЛЯРНАЯ АЭРОНОМИЯ

Издание второе,  
дополненное и переработанное

Ленинград Гидрометеиздат 1989

ББК 26.23

**Д18**

**Д18 Данилов А. Д.** Популярная аэрономия. Изд. 2-е, доп. и перераб. Л.

Гидрометеиздат, 1989- 230 с.

В книге в популярной форме рассказывается об аэрономии - молодой науке, изучающей структуру верхней атмосферы Земли и протекающие там физические и химические процессы. Дается описание современных представлений о структуре атмосферы и ионосферы на высотах 50 - 500 км и проблем, связанных с различными вариациями атмосферных и ионосферных параметров. Подробно излагается современная концепция цикла процессов образования и гибели заряженных частиц, которая определяет существование ионосферы.

Книга рассчитана на специалистов в области метеорологии, физики ионосферы и распространения радиоволн, солнечно-земной физики, физики ионно-атомных столкновений, аспирантов и студентов вузов

Д  $\frac{1805040400-019}{069(02)-89}$  54-89

**ББК 26.23**

**Рисунки Л. В. Корнеевой**

С Гидрометеиздат, 1978

С Гидрометеиздат, 1989,

с изменениями и дополнениями

ISBN 5-286-00171 -8

*Любимой дочери  
моей Наташе  
посвящается  
эта книга*

## **ПРЕДИСЛОВИЕ КО ВТОРОМУ ИЗДАНИЮ**

В предисловии к первому изданию автор постарался сформулировать цель написания этой книги и очертить круг возможных читателей. Прошедшие с тех пор десять лет показали, что книга оказалась полезной и своих читателей нашла. В то же время за десять лет наука существенно продвинулась в изучении строения и физикохимии атмосферы. Появились новые аэрономические проблемы, о которых полезно знать „соседям" по науке и необходимо знать тем, кто готовится сам приложить свои силы к исследованию ионосферы, верхней атмосферы и т. д. Вот почему возникла потребность во втором издании.

В это издание, кроме различных дополнений и уточнений, сделанных в уже существовавших разделах книги, включены три новые главы и один новый параграф. Они посвящены соответственно метеорологическому влиянию на ионосферную область D, физике ионосферных бурь, аэрономической стороне проблемы солнечно-погодных связей и стратосферному озону. На взгляд автора, эти темы наиболее ярко характеризуют то новое, что появилось в аэрономии за последнее десятилетие: интерес к изучению средней атмосферы и взаимодействия атмосферных слоев, практическую направленность ряда аэрономических исследований на прогноз состояния ионосферы, связь аэрономии с проблемами загрязнения и охраны окружающей среды.

Остается выразить надежду, что новое издание книги будет принято читателями не менее благосклонно, чем предыдущее.

## ДЛЯ КОГО НАПИСАНА ЭТА КНИГА

(предисловие к первому изданию)

Есть разные категории научно-популярной литературы. Научно-популярная книга может быть рассчитана на массового читателя — это, пожалуй, самая сложная форма популяризации. Ею блестяще владел замечательный советский популяризатор Я. И. Перельман. Можно написать популярную книгу для детей — школьников и дошкольников. Так писали М. Ильин и С. Сегал. Есть много популярных книг для старших школьников, студентов и прочих достаточно образованных людей, интересующихся данной областью науки в целом. Наконец, есть прекрасные книги (они написаны, как правило, крупными специалистами), в доступной любому интеллигентному человеку форме рассказывающие о большой научной проблеме. Такова „Вселенная, жизнь, разум" И. С. Шкловского.

Данная книга не подходит ни под одну из перечисленных категорий. Она — попытка автора рассказать об очень молодой и относительно небольшой области науки — аэрномии... своим коллегам. Да, да, именно коллегам — ученым физикам, геофизикам, астрофизикам. Но, конечно, не тем, кто сам непосредственно занимается этой наукой. Скорее, тем, кто работает рядом — дверь в дверь. Ведь в наше время — время непрерывно растущего потока информации — все уже становится специализация отдельных ученых, научных коллективов и даже целых направлений. И специалисту все труднее следить за тем, что делается в смежной области, какие сдвиги там происходят, какие проблемы возникают. Когда его научные интересы все же приводят его в эту смежную область, он оказывается в трудном положении. Выясняется, что, для того чтобы получить ответ на интересующие вопросы, необходимо поднять целую гору пухлых журналов и книг. Как правило, на это нет ни времени, ни сил. Кроме того, специалисты разных наук и даже разных направлений одной науки говорят теперь на столь разных языках, что понять специальную литературу даже в соседней области трудно, а порою и невозможно.

Молодая наука аэрномия не представляет в этом отношении исключения. Здесь есть и большой поток информации, и уйма обзоров и толстых серьезных книг, и, конечно, свой научный жаргон, и ... практически полное отсутствие популярной литературы. А литература такая нужна. Родившись на стыке нескольких наук — метеорологии, астрономии, физики плазмы, геофизики,— аэрномия представляет интерес для специалистов многих областей знаний.

Именно поэтому и появилась эта книга — в ней сделана попытка в рамках небольшого

произведения простым языком рассказать о тех подчас довольно сложных проблемах, которыми занимается современная аэрономия.

В том, что такая книга нужна и в первую очередь коллегам, убедил автора опыт издания предыдущей книги такого рода\*. По отзывам многих коллег, она оказалась им полезной при необходимости быстро познакомиться с какой-то проблемой атмосферной фотохимии, при подготовке к чтению лекций для студентов, при сдаче аспирантами кандидатского экзамена.

Автор надеется, что данная книга окажется не менее полезной в этом отношении. Со времени выхода „Химии, атмосферы и космоса" прошло семь лет — для такой быстро развивающейся науки, как аэрономия, срок большой. Многие проблемы, остро стоявшие в 1969 г., перестали быть проблемами. На большинство загадок тех времен найдены ответы. Но, конечно, появились новые проблемы и загадки. О них-то и пойдет речь.

Однако в отличие от книги 1969 г. здесь автор стремился построить изложение более систематично, описать не только острые проблемы, но и области аэрoномии, где положение дел относительно спокойно. Это неизбежно связано с риском сделать книгу более скучной, но автор надеется, что некоторая полнота изложения компенсирует этот недостаток.

Конечно, хотелось бы, чтобы эта книга нашла и более широкого читателя. Именно поэтому автор старался в меру сил сделать изложение более живым и образным и свести к минимуму количество формул и менее существенных деталей. И, естественно, хотелось бы, чтобы чтение этой книги побудило читателей, далеких от атмосферных проблем, особенно будущих исследователей — студентов, аспирантов, глубже познакомиться с аэрономией и прочесть более серьезные труды в этой области. Но это уже — благие пожелания автора. А как минимум он будет считать свою задачу выполненной, если эта книга, как уже говорилось, окажется полезной его коллегам, работающим в широком диапазоне смежных наук.

Автор выражает глубокую благодарность А. Х. Хргиану, внимательно прочитавшему рукопись и сделавшему ряд весьма полезных замечаний, и А. В. Михайлову, оказавшему большую помощь в написании ряда разделов книги.

Автор считает также своим приятным долгом сказать несколько слов об иллюстраторе книги — Л. В. Корнеевой. Будучи физиком, она прочла рукопись и нашла оригинальные решения для иллюстрации некоторых важных вопросов. Не будучи профессиональным художником, она мужественно прошла через все профессиональные испытания, прежде чем книга смогла появиться в ее сегодняшнем виде. Остается надеяться, что читатели найдут наше сотрудничество плодотворным.

\* Данилов А. Д. Химия, атмосфера и космос. Л., Гидрометеиздат, 1969.

## ЧТО ТАКОЕ АЭРОНОМИЯ?

Аэрономия... Не правда ли, красивое слово. И навевает романтические ассоциации с астрономией и аэронавтикой. Но, конечно, отличается и от того и от другого. Что же такое аэрономия? Если задать сейчас этот вопрос разным специалистам, связанным с изучением атмосферы Земли, мы получим несколько разных ответов. Причина в том, что границы молодой науки аэрономии — детища ракетно-спутникового энтузиазма начала 60-х годов — все еще довольно размыты. Входит ли в ведение аэрономии стратосфера? А тропосфера? Если нет, то где метеорология — наука о приземном слое атмосферы переходит в аэрономию — науку о верхней атмосфере? И должна ли аэрономия включать все, что мы изучаем в верхней атмосфере? Например, приливы и ветры, потоки микрометеоров, распространение радиоволн в ионосфере — является ли все это предметом изучения аэрономии?

Однозначных ответов на все эти вопросы пока не существует. И не очень хорошо видна перспектива более четкого определения границ аэрономии. Ибо указанные вопросы появились именно в последние годы в связи с непрерывным расширением атмосферных исследований. И дальнейшее их расширение может привести к еще большему усложнению (или, если угодно, расширению) понятия „аэрономия“.

Здесь мы будем рассматривать аэрономию как науку прежде всего о строении верхней атмосферы Земли и происходящих в ней микропроцессах. Именно так понимал аэрономию бельгийский ученый М. Николе, который первым ввел это понятие в обиход исследователей верхней атмосферы и в 1961 г. написал первую книгу по аэрономии\*.

Таким образом, в нашем понимании аэрономия должна заниматься поисками ответов на вопросы: как устроена верхняя атмосфера и какие физико-химические процессы ответственны за ее строение. Ответ на первый вопрос предполагает изучение распределения с высотой и различных вариаций так называемых термобарических параметров атмосферы (т.е. плотности, температуры, давления газа) и концентраций различных компонент атмосферного газа, от основных, таких, как азот и кислород, до так называемых малых составляющих, концентрации которых составляют незначительные доли процента от концентрации основных компонент. К малым составляющим формально относятся и заряженные частицы (ионы и электроны), которые образуют очень важную область атмосферы — ионосферу. При ответе на второй основной вопрос аэрономии мы должны изучить различные микропроцессы, происходящие в атмосферном газе и контролирующее поведение всех тех параметров, которые интересуют нас в первом вопросе. К таким

\* В русском переводе книга М. Николе „Аэрономия“ выпущена в 1964 г. (М., „Мир“).

микропроцессам относятся прежде всего ионизация и диссоциация частиц атмосферного газа под действием внешних источников (солнечное излучение, вторгающиеся в атмосферу частицы и т. д.), различные химические превращения одних частиц в другие, молекулярная и амбиполярная диффузия.

Крупномасштабные динамические процессы, такие, как ветры, дрейфы, различные волны, должны, видимо, рассматриваться как предмет аэрономического изучения лишь постольку, поскольку в некоторых случаях, как мы теперь понимаем, они влияют на состав и строение верхней атмосферы.

Таково предлагаемое читателям понимание предмета аэрoномии. Что касается точного определения высотных границ „сферы действия" аэрoномии, то здесь положение не менее сложное. Мы будем рассматривать в этой книге высоты от 50 — 60 км до нескольких сотен километров, где и сосредоточены основные проблемы аэрoномии (образование ионосферы, диссоциация кислорода, фотохимия окислов азота, возбужденных частиц и т. д.) в ее классическом понимании. Однако сегодня книга об аэрoномии немыслима без обсуждения такой аэрoномической проблемы, как проблема озона, волнующая все человечество, поэтому мы посвятим ей один из параграфов, хотя для этого в ходе нашего рассказа нам и придется спуститься до высот 20 — 30 км.

Итак, аэрoномия занимается строением и физикохимией верхней атмосферы. При описании нового направления в науке первым возникает вопрос: зачем надо этим заниматься, почему интересно развивать именно эту область знаний? Ведь в наше время любое направление исследований должно нести на себе некоторое бремя сегодняшних забот, вносить вклад в решение насущных задач науки, техники, народного хозяйства. Как же обстоит в этом смысле дело с аэрoномией?

Наше время — время космических ракет и искусственных спутников Земли (ИСЗ), это знает каждый школьник. Чуть ли не ежедневно появляются сообщения о новых запусках больших и малых ИСЗ, геофизических и метеорологических ракет. И на каждом спутнике, на каждой ракете установлены сложнейшие научные приборы. Для чего они предназначены? В основном для исследований характеристик (или параметров) окружающей среды. А среда, которая их окружает,— это верхняя атмосфера Земли и прилегающее к ней космическое пространство. Общая плотность газа на данной высоте, количество нейтральных и заряженных частиц, их „паспорта", т. е. их химическое отождествление, температура атомов, молекул и ионов — вот далеко не все параметры, которые необходимо изучить в ходе ракетных и спутниковых экспериментов. Знание же характеристик атмосферы и космического пространства необходимо для решения конкретных прикладных задач.



Огромно влияние земной ионосферы на развитие радиосвязи на Земле. Не будь ее — не была бы возможна радиосвязь на коротких и ультракоротких волнах. Малейшие изменения в характеристиках ионосферы отражаются на качестве радиопередач, на надежности радиосвязи. Бурное развитие в последние десятилетия радиосвязи, радиолокации, радионавигации и других членов „радиосемейства" требует все более точного знания характеристик ионизированной оболочки Земли и не только в данный момент (диагностика), но и, по возможности, заблаговременно — на часы, дни и месяцы вперед (прогноз). О том, как решается сложная задача удовлетворения этих запросов и какую роль при этом играет аэрномия, мы расскажем в одном из параграфов этой книги.

Верхнюю атмосферу Земли бороздят десятки искусственных спутников. Как рассчитать время жизни каждого из них? Как подобрать орбиту, чтобы высота полета была наименьшей, но спутник при этом „прожил" бы весь запланированный срок? Для ответа на эти и многие другие вопросы прикладного характера необходимо надежно знать распределение плотности и температуры верхних слоев атмосферы.

Итак, знать характеристики верхней атмосферы, ионосферы и прилегающего космического пространства необходимо. Это — практическое требование сегодняшнего дня. Но причем же тут химические процессы? Здесь нужен не химик, а физик и инженер, которые поставят приборы и измерят все, что нас интересует. Да, несомненно, все было бы так, если бы верхняя атмосфера Земли была образованием, как говорят, статическим. То есть, если бы она не менялась ни в зависимости от времени, ни в зависимости от места на Земле. Но первые же опыты на ракетах и спутниках показали, что атмосфера меняется! Меняется очень сильно, причем эти изменения зависят от многих совершенно различных факторов. Только основная характеристика атмосферного газа — его плотность — имеет различные формы зависимости от времени суток, широты места, солнечной активности, сезона, геомагнитной активности и т. д. И изменения эти оказываются очень большими. Так, на высоте 300 км плотность меняется ото дня к ночи в 3 — 4 раза, а на высоте 600 км — в 10 раз. Очень сложные изменения претерпевает в течение суток, в течение года, в течение цикла солнечной активности такой важный параметр, как концентрация электронов.

Совершенно ясно, что изучить верхнюю атмосферу Земли только с помощью экспериментов нельзя. Сколько бы запусков со сложнейшей аппаратурой мы ни делали, результат будет характеризовать лишь конкретный набор условий. Скажем, данные мы получим за 11 ч 25 августа при низкой активности Солнца на  $35^\circ$  с. ш. А что будет 27 августа в 2 ч ночи на  $10^\circ$  ю. ш.? Что будет, если завтра на Солнце появится вспышка?

Очевидно, что количество космических экспериментов, которое может проводить человечество, вследствие их дороговизны и сложности, ограничено. Невозможно перебрать все мыслимые комбинации внешних факторов: солнечной активности, времени, места и т. п. Значит, надо понять, как и почему изменяются характеристики верхней атмосферы, какими процессами эти изменения вызваны. И тогда мы сможем построить атмосферные модели, учитывающие все преходящие условия и позволяющие получить любой из интересующих нас (а также народное хозяйство или ученых других специальностей) параметров.

Итак, основная цель аэронамии состоит в том, чтобы подробно и точно описать происходящие в верхней атмосфере процессы, определить влияние каждого из них на изменение различных атмосферных параметров и, в конце концов, построить настолько полные и детальные модели верхней атмосферы, что по ним можно будет с достаточной для практических целей точностью предсказывать поведение всей верхней атмосферы в целом или конкретных характеристик в любых заданных условиях.

В разных областях аэронамии мы в разной мере приблизились к этой цели. Скажем, ионный состав атмосферы выше 100 км мы уже знаем достаточно хорошо и умеем моделировать его с приемлемой точностью. А вот ионный состав ниже 100 км известен еще плохо и его теоретическое моделирование только начинается.

В процессе построения теоретических моделей верхней атмосферы выявляются новые процессы и явления в атмосфере, о которых раньше не знали совсем или не думали в плане их роли в аэронамии. Так, десять лет назад еще никто не связывал поведение нижней ионосферы с изменением метеорологических условий в стратосфере и мезосфере, а сейчас проблема метеорологического влияния на ионосферу и прежде всего на область  $D$  — самая интересная проблема всей физики ионосферы. При поисках механизмов такого влияния обратили внимание на возможность существования так называемых внутренних атмосферных волн, и сегодня экспериментаторы уже четко видят проявление таких волн при оптических, радиолокационных, масс-спектрометрических наблюдениях атмосферы. Мы расскажем об этом подробнее в главе „Ионосфера и метеорология“.

Читатель найдет много примеров подобного рода на страницах этой книги. Собственно, вся она посвящена рассказу о том, что мы уже знаем в аэронамии, какие новые идеи появились в последнее время и в чем состоят наиболее острые нерешенные проблемы.

Чтобы облегчить читателю понимание тех глав, которые посвящены в основном проблемам и загадкам аэронамии, в первых двух главах дается очень краткое и схематическое описание — неизбежно сухое, как всякая систематизация — строения атмосферы в целом и ионосферы как ее существенной части в частности.

## I. КАК УСТРОЕНА АТМОСФЕРА

Большинство современных проблем аэрономии связано с физикохимией верхней атмосферы. Иначе говоря, ученых волнуют вопросы „почему?“, „в результате каких процессов?“. Конечно, такие вопросы обычно возникают после того, как установлен сам факт существования того или иного явления (скажем, высоких концентраций окиси азота или присутствия ионов-связок), которое надо объяснить. Но и сам процесс установления какого-либо факта представляет собой решение проблемы или поиск ответа на вопрос „как устроено?“. Описание таких проблем и всевозможных коллизий, возникающих при их решении, ничуть не менее интересно, чем описание проблем физикохимии.

Однако в силу первичности вопроса „как устроено?“ по отношению к вопросу „почему?“ в настоящее время в аэрономии гораздо больше последних, чем первых,— во всяком случае на уровне изложения в данной книге. Поэтому и основной акцент здесь сделан на проблемах атмосферной физикохимии, при решении которых непрерывно рождаются противоречия, возникают новые вопросы, проблемы и идеи.

Ну, а как же быть с чистой структурой? Имеет ли смысл в подобной книге описывать устоявшиеся за много лет представления о составе и строении атмосферы? Ответом автора на этот вопрос является данная глава. В ней дается достаточно краткое описание основных особенностей строения атмосферы. Такое описание, видимо, будет полезно для самой общей ориентировки при чтении дальнейших глав.

### СКОЛЬКО НА СВЕТЕ СФЕР?

Ученые любят придумывать всякие „сферы“. Вспомним хотя бы биосферу, гидросферу, литосферу. Больше всего, конечно, развелось различных сфер в науках об атмосфере — метеорологии и аэрономии. Тут и широко известные понятия (кто не слышал о стратосфере или ионосфере!), и понятия, используемые лишь узкими специалистами (например, метасфера), и давно устоявшиеся термины (та же стратосфера), и термины, рождение которых происходит на наших глазах (эксайтсфера).

Давайте пройдемся по атмосфере снизу вверх и постараемся разобраться хоть в части „сферических“ терминов, ведь большинство из них связаны как раз с основными параметрами, определяющими структуру атмосферы (так называемыми „структурными параметрами“) — давлением, плотностью, температурой и составом газа.

Атмосферу можно делить на области (или сферы) по разным признакам: по температуре, составу или доминирующим физическим процессам. Поскольку каждая такая система деления дает несколько терминов, то и набирается целое семейство „сфер". Наиболее распространенной является стратификация атмосферы по температурному признаку. Именно она дает широко известные понятия „тропосфера" и „стратосфера". С нее мы и начнем свой поход по „небесным сферам", в котором в качестве карты можно использовать рис. 1.

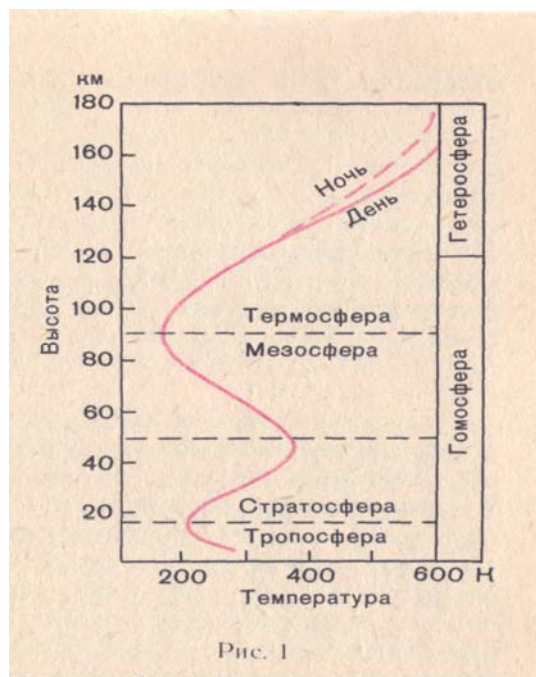


Рис. 1

Мы стартуем с поверхности Земли. Пусть у нас лето и температура  $+ 27^{\circ}\text{C}$ , или  $300\text{ K}$ . Двигаясь вверх, мы быстро обнаружим, что температура резко падает (это знают все, кто поднимался в горы). Иначе говоря, наблюдается отрицательный градиент температуры. Область атмосферы, где мы сейчас находимся, называется тропосферой. Где верхняя граница тропосферы? Там, где прекращается падение температуры с высотой, и начинается ее рост (очевидно, в этом месте градиент температуры равен нулю). Выше расположена уже стратосфера, в которой градиент температуры положителен. Граница между тропосферой и стратосферой (или узкий слой, где градиент температуры равен нулю) называется тропопаузой. Двигаясь по тропосфере, мы успеем основательно замерзнуть, ибо температура тропопаузы всего лишь около  $200\text{ K}$ . Что же касается ее высоты, то она меняется от экватора к полюсу и на средних широтах равна  $12 - 13\text{ км}$ .

Чтобы согреться, давайте активно подниматься дальше по стратосфере. Теперь чем выше, тем теплее. И так до самой стратопаузы — области, где наблюдается второй излом на высотном профиле температуры. Здесь (высота около  $50\text{ км}$ ) температура ( $270 - 280\text{ K}$ ) почти равна той, с которой мы начинали.

А дальше — снова в холод. Температура вновь падает с высотой, вновь наблюдается отрицательный градиент температуры. Это — мезосфера. Ее верхняя граница — мезопауза — лежит на высоте  $85\text{ км}$  (конечно, как и другие граничные высоты, она может меняться примерно на  $5\text{ км}$  в ту или другую сторону). Это — последняя точка перегиба на кривой  $T(h)$  и одновременно область самой низкой температуры (в мезопаузе она может понижаться до  $150\text{ K}$ ). Дальше температура будет только возрастать — мы вступаем в область термосферы. В

термосфере сначала происходит резкое возрастание температуры — за каких-нибудь 30 — 40 км мы проскакиваем весь интервал от 150 до 300 К, в котором находились до сих пор, и продолжаем подниматься выше. На высоте 150 км температура уже перевалила за 500 К. И здесь нам надо выбирать, день сейчас или ночь. Ибо от этого зависит дальнейший рост температуры. Если дело происходит днем, температура будет продолжать подниматься до 1500 — 2000 К. Если ночью, рост температуры будет значительно слабее — до 700 — 1000 К. В обоих случаях примерно с высоты 200 — 250 км рост температуры прекратится, и далее она будет оставаться постоянной. Мы вступили в область изотермии.

Ну а что же дальше, или, если угодно, выше? Во что переходит термосфера? Обычно говорят, что термосфера переходит в экзосферу, хотя этот термин родился в результате деления на „сферы“ не по температурному признаку, а по признаку доминирующего процесса, определяющего состав атмосферы. Стратификация поэтому признаку гораздо проще, чем по температурному. От поверхности Земли до высоты 105 — 110 км плотность атмосферного газа достаточно велика, и поэтому все движения в атмосфере происходят как движения атмосферного газа в целом. Невозможно выделить отдельно движение, скажем, молекул азота или кислорода — частицы разных типов непрерывно перемешиваются. Такой процесс называется турбулентным перемешиванием или турбулентной диффузией. Ясно, что турбулентная диффузия стремится сохранить постоянным состав атмосферного газа с высотой. Именно поэтому до указанных высот состав основных компонент атмосферного газа остается неизменным, вариациям подвержены лишь относительные концентрации химически активных малых компонент, таких, как окись азота, озон и т. д. Область атмосферы от поверхности Земли до 105 — 110 км называется гомосферой, т. е. областью постоянного состава.

Выше кончается царство турбулентной диффузии, которая ставила все газы в одинаковые условия и тем обуславливала неизменный состав воздуха, и начинается царство молекулярной диффузии — гетеросфера. Область перехода (105 — 110 км) обычно называется турбопаузой.

Над турбопаузой дружба между различными атмосферными газами нарушается. Теперь каждый живет сам по себе. И более легкие устремляются вверх, а более тяжелые отстают. Иначе говоря, чем выше мы поднимаемся в гетеросфере, тем больше доля легких частиц (скажем, H и He) по сравнению, с тяжелыми (скажем, O<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>).

Приведем здесь одну несложную формулу, которая важна для понимания многих вопросов, обсуждаемых ниже. Концентрация частиц  $[X]_h$  данного сорта X (скажем, атомов O или молекул N<sub>2</sub>) на некоторой высоте h связана с концентрацией этих же частиц  $[X]_0$  на

другой высоте  $h_0$ , которую можно рассматривать как условное начало отсчета, следующим образом:

$$[X]_h = [X]_0 e^{-\frac{h-h_0}{H}}, \quad (1)$$

где  $H$  — очень важное понятие, правильно называемое „высота однородной атмосферы“. Встречается и неправильное название „шкала высот“, которое явилось результатом ошибочного перевода английского термина „scale height“ — буквально „приведенная высота“.

Что понимается под  $H$  в формуле (1)?

$$H = RT/Mg, \quad (2)$$

где  $R$  — универсальная газовая постоянная,  $T$  — температура газа,  $M$  — его молекулярная масса и  $g$  — ускорение свободного падения. Физический смысл высоты однородной атмосферы очень прост. Она показывает, на сколько километров надо подняться от данного уровня, чтобы концентрация рассматриваемого газа упала в  $e$  раз. В гомосфере, где концентрации всех основных составляющих атмосферы уменьшаются с высотой одинаково, естественно, и значение  $H$  будет для всех частиц одинаково. А вот в гетеросфере...

В гетеросфере вступает в силу закон: чем легче, тем больше. Ибо в знаменателе (2) стоит молекулярная масса данного газа  $M$ . Чем больше  $M$ , тем меньше  $H$ . А чем меньше  $H$ , тем быстрее падает с высотой концентрация этого газа. Пусть, например, высота однородной атмосферы для молекулярного азота ( $M = 28$ ) на уровне турбопаузы (скажем, 110 км) равна 8 км. Для гелия ( $M = 4$ ) она тогда составляет 56 км. Значит, при переходе от 110 к 166 км абсолютная концентрация гелия упадет в  $e$  раз. Но концентрация  $N_2$  в том же интервале высот успеет упасть в  $e^7$  раз, так как подъем на каждые 8 км будет означать уменьшение  $[N_2]$  в 2,7 раза. Таким образом, концентрация гелия относительно молекулярного азота возрастет с высоты 110 к высоте 166 км в  $e^6 \approx 400$  раз! Вот что такое независимый закон распределения частиц, или так называемое диффузионное разделение.

Обратим внимание еще на одно обстоятельство. В формуле (2) в числителе стоит температура. Значит, чем выше  $T$ , тем больше  $H$  и, соответственно, тем медленнее (в масштабе высот) происходит падение концентрации, а следовательно, и диффузионное разделение легких и тяжелых газов. Чем температура ниже, тем все эти эффекты выражены сильнее.

До каких же высот будет справедлива формула (1)? До тех, где частицы атмосферы еще испытывают достаточно соударений, чтобы обмениваться кинетической энергией. Область атмосферы, где это уже не так, называется экзосферой. Там на смену уравнениям гидростатики, одним из следствий которых является формула (1), приходят уравнения гидродинамики, учитывающие убегание легких атомов водорода и гелия из земной атмосферы. Гетеросфера на

высотах больше 1000 км переходит в экзосферу, однако переход этот, конечно, не имеет четкой границы и зависит от многих геофизических факторов.

Мы знаем теперь, как меняется с высотой температура атмосферы — один из основных атмосферных параметров. Другим таким параметром является плотность атмосферы (обычно обозначаемая через  $\rho$ ), т. е. масса газа, заключенного в единичном объеме (обычно в  $1 \text{ см}^3$ ). Поведение плотности с высотой гораздо проще, чем поведение температуры. Если последняя то возрастает, то убывает, то остается постоянной в зависимости от области высот, или „сферы“, то первая неуклонно уменьшается с ростом высоты. Скорость этого уменьшения определяется все той же высотой однородной атмосферы  $H$ . У поверхности Земли  $H$  равна 7 — 8 км и выше меняется в соответствии с описанным ранее изменением температуры. На высоте 100 км плотность атмосферы уже примерно в миллион раз меньше, чем в приземном воздухе. В термосфере падение плотности с высотой замедляется, так как из-за роста температуры и уменьшения молекулярной массы газа  $M$  растет  $H$ . На высоте 300 км  $H$  уже составляет 50 — 60 км. Соответственно плотность на этой высоте равна примерно  $10^{-10}$  от ее значения у поверхности Земли.

На этом пока заканчиваем нашу экскурсию по „небесным сферам“. В следующей главе мы еще будем говорить о делении на „сферы“ по признаку распределения заряженных частиц, а в главе 7 расскажем подробнее об озоносфере.

Сейчас нам надо вернуться в область рассмотренной нами гетеросферы и поговорить подробнее об изменении нейтрального состава, поскольку он нам нужен для всех дальнейших бесед. А главным в проблеме нейтрального состава является соотношение атомы — молекулы.

## АТОМЫ — МОЛЕКУЛЫ

Состав гомосферы хорошо известен. Это — состав нашего приземного воздуха. Отличие может быть лишь в небольших примесях — малых составляющих, таких, как  $\text{O}_3$ ,  $\text{NO}$ ,  $\text{N}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , о которых мы еще поговорим отдельно. С основными же составляющими все ясно: 78% молекулярного азота, 21% молекулярного кислорода и около 1% аргона. Остальное как раз и есть малые составляющие, которые в сумме дают меньше 0,1% общего количества частиц.

Эта картина остается на удивление неизменной, пока мы движемся по атмосфере вверх примерно до 100 км. Здесь в число основных составляющих начинает входить атомарный кислород. Откуда же он взялся в гомосфере? Конечно, из молекул  $\text{O}_2$ . Ведь чем выше мы поднимаемся, тем сильнее действует на окружающие молекулы кислорода солнечное ультрафиолетовое излучение, способное диссоциировать молекулу  $\text{O}_2$ , разрушить ее на два

атома. Из-за этого-то процесса диссоциации и появляются начиная с высот 80 — 90 км в заметных количествах атомы О. (О том, почему этого же не происходит с молекулами N<sub>2</sub>, мы поговорим отдельно в главе 7.) На высоте турбопаузы концентрация атомов кислорода уже может составлять 10 — 20% концентрации O<sub>2</sub>.

А дальше вступает в игру молекулярная диффузия, которая правит выше уровня турбопаузы. И теперь все карты в руках более легких атомов О. Поэтому их относительная концентрация, а значит и их роль в различных процессах, начинает быстро расти с высотой.

Со своими „родителями“, молекулами O<sub>2</sub>, атомы О расправляются быстро. Уже на высоте 120 — 130 км концентрации О и O<sub>2</sub> сравниваются, и выше атомов кислорода много больше, чем молекул. С молекулами азота дело обстоит несколько труднее, поскольку они не так подвержены разрушению в результате диссоциации, как O<sub>2</sub>. Но неумолимые законы диффузионного разделения приводят к тому, что на высотах 160 — 180 км сравниваются концентрации О и N<sub>2</sub>. Выше у атомарного кислорода нет конкурентов среди молекул — он основная (доминирующая) компонента атмосферы. Его концентрация определяет общую плотность атмосферы, ионизация атомов О является основным процессом ионизации, высота однородной атмосферы для атмосферного газа равна высоте однородной атмосферы для атомарного кислорода и т. д.

Все это имеет место на высотах от 160 — 180 до 600 — 700 км. Ну а выше? Кто же может конкурировать с атомами О, если с молекулами O<sub>2</sub> и N<sub>2</sub> покончено еще внизу? Только другие атомы. Мы уже приводили в качестве примера некоторые цифры по скорости возрастания концентрации гелия (напомним, что гелий в 4 раза легче кислорода — его атомная масса равна 4). На уровне турбопаузы количество гелия ничтожно мало — примерно один атом He на 10<sup>4</sup> окружающих молекул. Но по законам молекулярной диффузии его относительная концентрация непрерывно и быстро растет. И вот выше 600 км он вступает в борьбу с атомарным кислородом. И, конечно, побеждает. Но и его царству приходит конец. Его вытесняет еще более легкий газ — водород, который в 4 раза легче гелия. Количество водорода в области турбопаузы еще меньше, чем гелия (около 10<sup>-9</sup> от общего числа частиц), но диффузионное разделение к нему еще более благоприятно. Поэтому в конце концов он становится основной атмосферной компонентой (концентрации Н и He сравниваются на высотах 1500 — 2000 км).

С водородом конкурировать уже некому — это самый легкий газ. Поэтому он и остается основной компонентой атмосферы до самого ее „конца“, т. е. до той весьма размытой границы, где экзосфера переходит в межпланетный газ, тоже, кстати, состоящий и основном из водорода.



Итак, все, что мы рассказали в этом параграфе, можно сформулировать очень кратко. До высоты 105 — 110 км атмосфера перемешана и ее состав постоянен. Выше начинает расти доля более легких газов. До высоты 160 — 180 км доминируют молекулы (в основном  $N_2$ ). Затем их сменяют атомы кислорода, доминирующие на высотах 180 — 600 км. От 600 до 1500 км основной компонентой атмосферы является гелий, а выше — водород.

Казалось бы, все просто и ясно и на проблеме состава атмосферы можно поставить точку. И это действительно было бы так, если бы не сильная изменчивость состава.

### **ЭТИ БЕСЧИСЛЕННЫЕ ВАРИАЦИИ...**

Общая картина изменения плотности и состава атмосферы с высотой нам теперь ясна. Но общей картины еще недостаточно. Для практических целей необходимы конкретные цифры. Мало знать, что атомарный кислород является основной компонентой атмосферы на высоте, скажем, 300 км. Нужно знать, сколько там имеется атомов O в кубическом сантиметре газа и сколько молекул  $N_2$  (иначе говоря, каково отношение  $[O]/[N_2]$ ).

Выясняется, что на эти вопросы нельзя ответить в общем. Необходимо точно указать конкретные условия: сезон, время суток, широту, активность Солнца и магнитную активность. Вот, оказывается, сколько различных факторов влияет на изменение нейтрального состава верхней атмосферы!

Но мало понимать, что они влияют. Надо еще знать — как. Это и есть на сегодня главная проблема строения верхней атмосферы: как и в зависимости от каких внешних факторов изменяются ее основные параметры (плотность, температура и состав) на каждой высоте.

Проблема эта очень сложна и находится в стадии решения. За последние 10 — 15 лет появилось много (более десятка) глобальных моделей термосферы, основанных на данных различных специальных спутников, оптических измерений и измерений так называемым методом некогерентного рассеяния радиоволн. В этих моделях в той или иной степени находят отражение разнообразные вариации плотности, состава и температуры. Однако детальное сравнение показывает, что амплитуда эффекта (скажем, рост температуры от минимума к максимуму солнечной активности) по разным данным получается несколько различной. Кроме того, по мере накопления экспериментальных данных о термосферных параметрах происходит то, что часто происходит в науке: один эффект (скажем, широтные вариации) становится понятен и изучен, но в ходе этого изучения выявляется новый эффект, о котором раньше не подозревали и которому пока нет места в существующих теоретических представлениях. Действительно, почему при всех прочих равных условиях плотность атмосферы над Восточной

Сибирью всегда в несколько раз выше, чем над Атлантикой?

Учитывая сказанное, мы рассмотрим здесь картину вариаций атмосферных параметров лишь в самом общем виде.

Какие же факторы могут (или, если угодно, должны) влиять на состояние нейтрального газа верхней атмосферы на данной высоте?

Прежде всего, очевидно, время суток. Ведь освещенность атмосферы Солнцем зависит главным образом от этого фактора. А Солнце — основной поставщик энергии, поступающей в атмосферу. По этой же причине следует ожидать и изменения состояния верхней атмосферы с изменением солнечной активности. И все с тем же Солнцем связана зависимость параметров верхней атмосферы от сезона — ведь освещенность зимнего полушария много меньше, чем летнего. Эта зависимость дает так называемые годовые вариации — скажем, максимум зимой, минимум летом, или наоборот.

Далеко не так очевидна причина появления полугодовых вариаций, дающих максимумы в равноденствия, а минимумы в солнцестояния, или наоборот. Тем не менее из экспериментов известно, что такие вариации существуют.

Наконец, верхняя атмосфера должна реагировать на различные возмущения, прежде всего геомагнитные, поэтому и говорят о вариациях атмосферных параметров с магнитной активностью.

Посмотрим, что же известно сегодня о влиянии всех этих факторов на плотность, температуру и состав верхней атмосферы, опуская детали и спорные вопросы.

Плотность атмосферы на высотах больше 120 — 150 км различна днем и ночью. Днем она больше — максимум  $\rho$  в суточном ходе наступает около 14 — 16 ч местного времени. Если бы мы могли посмотреть на Землю из космического пространства и при этом увидеть верхнюю атмосферу, мы бы обнаружили, что последняя несимметрична — чуть восточнее подсолнечного меридиана (т. е. меридиана, где сейчас полдень) вся атмосфера слегка выпучена — наблюдается вздутие. В аэронавигации так и говорят: „дневное вздутие атмосферы“. Насколько атмосфера вздута (т. е. каково отношение плотности  $\rho$  в максимуме и минимуме суточной кривой) и на какое точно местное время приходится максимальное вздутие — это вопросы сложные, выходящие за рамки нашего изложения. Заметим только, что по современным представлениям параметры вздутия сами зависят от нескольких факторов — широты, сезона, солнечной активности.

Глядя на Землю извне, мы обнаружим, что верхняя атмосфера несимметрична и вдоль меридиана. Характер широтного распределения  $\rho$  зависит от сезона и времени суток. Например, во время равноденствия днем плотность от экватора к средним широтам будет спадать, а ночью, наоборот, расти. При этом ночью на широтном ходе  $\rho$  могут наблюдаться

один или два минимума — в районе экватора и примерно на широте  $70^\circ$ .

Зависимость плотности от солнечной активности в целом известна, пожалуй, лучше всего. Упрощенно ее можно сформулировать так: чем выше активность — тем выше плотность и чем больше высота — тем амплитуда этого изменения больше. (Так, на высоте 150 км среднее значение  $\rho$  меняется от максимума к минимуму солнечного цикла на 10 — 20%, а на высоте 400 км происходит изменение  $\rho$  уже в несколько раз.) Но, конечно, наличие других вариаций, и прежде всего суточных и сезонных, существенно усложняет нарисованную простую картину.

Больше всего дебатов вызвала изменчивость плотности верхней атмосферы в течение года. Какие вариации преобладают в годовом ходе  $\rho$  — годовые или полугодовые? Когда плотность на заданной высоте больше — зимой или летом?

На первый вопрос однозначно ответить, видимо, нельзя. Оба типа вариаций накладывают свой отпечаток на кривую изменения  $\rho$  в течение года, причем относительный вклад годовой и полугодовой составляющих меняется с высотой, уровнем активности и т. д. В среднем на этой кривой наблюдаются два максимума в периоды около равноденствий и два минимума, соответствующие солнцестояниям. Однако значения  $\rho$  в этих минимумах различны. Зимние значения — самые низкие за год. Это и есть годовой минимум  $\rho$ . Летние значения соответственно выше, причем разница, видимо, растет с высотой. Это ответ на наш второй вопрос — о соотношении  $\rho$  зимой и летом.

Наконец, плотность верхней атмосферы не остается безразличной к возмущениям геомагнитного поля. После сильных магнитных бурь несколько раз на высотах 300 — 400 км наблюдали увеличение  $\rho$  в 1,5 — 2 раза. Однако это явление отмечается не всегда и не на всех широтах. Точный ответ на вопрос о том, как отзывается плотность верхней атмосферы на различные возмущения, еще предстоит найти.

Сложным образом изменяется в зависимости от условий и температура верхней атмосферы. Обычно рассматривают вариации температуры в области изотермии (выше 150 — 160 км), где  $T$  считается постоянной и обозначается как  $T_\infty$ . Часто ее называют температурой экзосферы.

Наиболее четкая зависимость наблюдается между температурой экзосферы и солнечной и магнитной активностью. Существуют эмпирические формулы, которые позволяют найти  $T_\infty$  для данного момента времени, зная значение потока радиоизлучения Солнца  $P_{10}$  для этого момента и среднее значение  $\bar{P}_{10}$  за солнечный цикл.

Установлена также достаточно надежная эмпирическая связь между приростом  $T_\infty$  во время магнитных бурь и значением планетарного геомагнитного индекса  $k_p$ .

Суточные вариации  $T_{\infty}$  подобны суточным вариациям плотности. Температура максимальна днем и минимальна ночью. Однако время наступления максимумов на суточных кривых  $\rho$  и  $T_{\infty}$  не совпадает. Максимум температуры наблюдается на 0,5 — 1 ч позже, чем максимум плотности (вздутие атмосферы). Это различие иногда называют фазовой аномалией суточного хода.

Многие детали вариаций температуры верхней атмосферы еще находятся в стадии изучения. Поскольку измерять температуру гораздо сложнее, чем плотность или нейтральный состав, количество надежных данных о поведении  $T_{\infty}$  значительно меньше, чем, скажем, о поведении  $\rho$ . А потому и меньше ясность в вопросах о различных вариациях. Так, очень сложной и запутанной выглядит пока картина распределения  $T_{\infty}$  по земному шару — многоплановая комбинация широтных, сезонных и суточных изменений экзосферной температуры. Надежно можно утверждать лишь то, что верхняя атмосфера в летнем полушарии всегда теплее, чем в зимнем, и что этот контраст составляет 300 — 400 К.

Трудности исследования поведения температуры в верхней атмосфере в последние годы углубились. Долгое время для определения  $T_{\infty}$  использовали высотные профили той или иной нейтральной компоненты (скажем, Ar, N<sub>2</sub>, O). По профилю определяли высоту однородной атмосферы  $H$  (т. е. скорость уменьшения данной концентрации с высотой), а по  $H$  с помощью формулы (2) легко находили  $T$ . При этом автоматически предполагалось, что температуры, найденные по профилям разных компонент, должны совпадать — в этом ведь суть барометрического закона распределения. Однако выяснилось, что это не так. В ряде случаев (особенно сильно эффект проявляется в возмущенных условиях) температуры, соответствующие вертикальному распределению разных газов (например,  $T_{\infty}$  (N<sub>2</sub>) и  $T_{\infty}$  (O)), оказываются различными. Из этого, увы, теперь уже установленного факта вытекают по меньшей мере два огорчительных заключения. Во-первых, ясно, что нельзя определять истинную  $T_{\infty}$  таким способом, а следовательно, придется отказаться от многих выводов о глобальном распределении температуры, полученных, скажем, по поведению высотных профилей (N<sub>2</sub>). Во-вторых, различие  $T_{\infty}$  (N<sub>2</sub>) и  $T_{\infty}$  (O) означает, что не выполняется барометрический закон и на распределение концентраций атмосферных газов действуют какие-то другие силы, связанные, видимо, с горизонтальной динамикой атмосферы.

Наибольший интерес для аэронавтики представляет, несомненно, изучение вариаций нейтрального состава верхней атмосферы, т. е. абсолютных и относительных концентраций основных составляющих атмосферного газа, и в первую очередь O и N<sub>2</sub>. Как мы не раз увидим далее, именно с этими вариациями связан целый ряд важных ионосферных проблем — изменение эффективного коэффициента рекомбинации, поведение области  $F_2$  во время ионосферных бурь и т. д.

Прежде всего, говоря о вариациях состава, мы должны понять, как он изменяется в течение суток. Будет ли отношение  $[O]/[N_2]$  на данной высоте неизменно днем и ночью и если нет, то когда оно больше? Напрашивается ответ: днем должно быть больше атомов O, так как они образуются в результате воздействия на атмосферу солнечного излучения. Но при аккуратных расчетах получается, что это не так. Время жизни (в главе 4 мы расскажем подробнее об этом понятии) атомов кислорода на высотах 100 — 200 км составляет много дней и даже недель. Поэтому концентрации O просто не успевают заметно измениться ото дня к ночи, хотя в ночное время и „выключается" солнечный источник диссоциации.

Есть другой фактор, который должен приводить к разнице между дневным и ночным составом. Это температура. Днем она выше, чем ночью. А чем выше температура, тем больше тяжелых молекул  $N_2$  по сравнению с легкими атомами O (см. формулу в начале главы). Значит, по теории диффузионного разделения днем отношение  $[O]/[N_2]$  должно быть меньше, чем ночью. На этом принципе построены все теоретические модели атмосферы.

Однако когда попробовали сравнить измеренные на ракетах значения  $[O]/[N_2]$  ниже 200 км в разное время суток, пришли к прямо противоположному выводу: дневные значения  $[O]/[N_2]$  больше ночных. В чем же дело?

Исследования последнего десятилетия показали, что по измерениям со спутников (некоторые из них опускались до высоты порядка 200 км) наблюдается картина, предсказанная теоретически: ото дня к ночи  $[O]/[N_2]$  растет. Описанное выше противоречие с ракетными измерениями (проводившимися ниже 200 км), возможно, объясняется тем, что измерения концентрации атомарного кислорода в верхней атмосфере с помощью масс-спектрометров связаны с большими трудностями. Атомы кислорода могут рекомбинировать на стенках прибора и регистрироваться уже как молекулы  $O_2$ . В этом случае мы будем получать меньшее значение  $[O]$  и большее  $[O_2]$ , чем это есть на самом деле. Чтобы уменьшить этот эффект, в последние годы стали прибегать ко всяческим ухищрениям — делать стенки прибора из специальных материалов (например, титана), на которых атомы O рекомбинируют „неохотно", устраивать искусственное охлаждение анализатора, чтобы максимально уменьшить „подвижность" атомов, и т. д. Однако сомнения в правильности ракетных измерений концентрации атомарного кислорода, особенно в отношении первых экспериментов, проводившихся в 60-х годах, все еще остаются. А потому остается открытым вопрос о суточных вариациях отношения  $[O]/[N_2]$  ниже 200 км.

Очень важную роль играет отношение  $[O]/[N_2]$  в области  $F_2$ , где расположен основной ионосферный максимум. Законы фотохимии приводят к тому (мы расскажем об этом в главе 4), что в области ионосферного максимума (250 — 300 км) равновесная концентрация электронов

прямо пропорциональна этому отношению. Значит, оно непосредственно определяет состояние ионосферы.

Именно поэтому все вариации концентрации электронов в максимуме слоя  $F_2$ , наблюдаемые в виде изменения критических частот этого слоя  $f_0F_2$  при наземном радиозондировании ионосферы, пытались объяснять в первую очередь вариациями нейтрального состава. О проблемах, связанных с объяснением поведения области  $F_2$ , мы поговорим подробно в главе 4.

Что же известно сегодня о других вариациях нейтрального состава? На высотах 300 — 400 км абсолютная концентрация атомов кислорода в течение суток меняется слабо с небольшим плоским максимумом около 14 — 15 ч. Концентрация  $N_2$  имеет более выраженные суточные вариации с максимумом около 14 ч. Наложение этих двух суточных кривых и определяет вариации общей плотности  $\rho$  с послеполуденным вздутием, о котором мы уже говорили.

Хуже обстоит дело с анализом изменения нейтрального состава и течение года. Проблема выглядит несколько по-разному для спутниковых высот ( $h > 250$  км) и высот меньше 250 км, где измерения проводятся в основном на ракетах. Так, попробовали сопоставить результаты ракетных измерений, проведенных в различное время года, и получить ход  $[O]/[N_2]$  на заданной высоте. И получили... Увы, разные группы авторов получили разные результаты. Одна группа пришла к выводу, что в течение года наблюдается один минимум (весна — лето) и один максимум (зима), т. е. наблюдается годовая вариация отношения  $[O]/[N_2]$ . Исследователи другой группы пришли к выводу, что в течение года наблюдается два максимума (примерно в весеннее и осеннее равноденствие) и два минимума (летом и зимой), т. е. наблюдаются полугодовые вариации этого отношения.

Здесь уместно вспомнить то, что мы говорили чуть выше о проблеме надежности масс-спектрометрических измерений концентрации атомарного кислорода в ракетных экспериментах. В настоящее время на основе только наиболее надежных масс-спектрометрических измерений, подкрепленных измерениями  $O$  оптическими методами, считается, что концентрации атомарного кислорода и азота испытывают в нижней термосфере полугодовые вариации. Подтверждает это и тот факт, что на спутниковых высотах



сомнений нет — там доминирует именно полугодовая компонента.

Наиболее четко полугодовые вариации выражены на этих высотах у концентрации  $O$ , амплитуда изменения которой может составлять 3 — 4. Абсолютные концентрации молекулярного азота таких заметных полугодовых вариаций не обнаруживают. Поскольку выше примерно 200 км  $[O] > [N_2]$ , полугодовые вариации атомарного кислорода на спутниковых высотах проявляются и в полугодовых вариациях плотности, о которых мы уже упоминали. Здесь концы с концами сходятся и особых неприятностей нет.

Однако неприятности, и очень существенные, имеются и на этих высотах. В то время как ниже 200 км значения  $[O]$  и  $[N_2]$  зимой больше, чем летом, по измерениям со спутников обнаружена прямо противоположная картина. Что это означает? Прежде всего, что имеется некая высота, где происходит изменение знака сезонной вариации абсолютных концентраций  $O$  и  $N_2$ . Какова точно эта высота и каков механизм такого изменения, еще предстоит установить.

Превышение зимних концентраций  $O$  над летними порождает и другую трудность. Ведь, как мы говорили выше, зимние значения плотности атмосферы всюду на высотах  $h > 200$  км больше летних. Ниже 200 км сезонный ход  $\rho$  вполне согласуется с сезонными вариациями  $[O]$  и  $[N_2]$ . А вот выше... Выше получается вопиющее противоречие. Основная атмосферная компонента выше 200 км — это атомарный кислород. Он-то и обеспечивает „общую" плотность атмосферы. Как же эта плотность может меняться в противофазе с  $[O]$ ?!

Причина указанного противоречия сейчас уже в принципе ясна. Дело в том, что концентрация атомарного кислорода на высотах, скажем, области  $F_2$  зависит от двух параметров — температуры и концентрации атомарного кислорода на нижней границе термосферы — турбопаузе. Значение  $[O]$  на этой границе, как мы только что говорили, зимой выше, чем летом. Процесс диффузии стремится перенести эту картину сезонных вариаций на бóльшие высоты. Однако при этом вмешивается температура (она летом больше, чем зимой), которая приводит к более быстрому падению  $[O]$  с высотой зимой, чем летом. В результате последний эффект с ростом высоты сглаживает первоначальный контраст зима/лето и начиная примерно с высот 250 — 300 км приводит к тому, что летние значения  $[O]$  превышают зимние.

Разобранный пример показывает, сколь сложно взаимодействие процессов, определяющих поведение компонент термосферного газа.

Очень важной современной проблемой строения верхней атмосферы является проблема граничных условий, или проблема турбопаузы. Как мы уже говорили, от поверхности Земли до высоты 100 — 120 км (турбопауза) атмосфера перемешана, а выше

вступает в силу закон диффузионного разделения. Во многих моделях атмосферы предполагалось, что условия в турбопаузе неизменны (параметры атмосферы на  $h \approx 120$  км брались обычно в качестве граничных условий) и не зависят от внешних факторов — сезона, солнечной и магнитной активности и т. п. В таких моделях все изменения состава верхней атмосферы происходили лишь за счет изменения температуры экзосферы и соответствующего перераспределения концентраций атомов и молекул по барометрической формуле.

Однако наблюдения показали, что высота турбопаузы не остается постоянной — она претерпевает целый ряд вариаций, изменяясь от 90 до 120 км! А это значит, что „плавает” нижняя граница всех термосферных моделей, построенных в предположении диффузионного разделения газов и „танцующих от печки”, т. е. начинающих расчет с высот турбопаузы, где концентрации основных компонент просто задаются.

Мы расскажем подробнее о вариациях высоты турбопаузы и связанных с этим проблемах моделирования термосферы в главе 4, а к проблеме турбулентного перемешивания вернемся при обсуждении концепции метеорологического контроля области  $D$  в главе 6.

## ОТКУДА ВЕТЕР ДУЕТ?

Исторически развитие аэрономии шло таким образом, что строение и фотохимию атмосферы рассматривали сначала в полном отрыве от атмосферной динамики. Даже область  $F_2$ , наиболее, как выяснилось позже, подверженную влиянию динамических процессов, первоначально считали результатом действия только процессов ионизации и рекомбинации. Лишь в конце 50-х — начале 60-х годов стало ясно, какую большую роль играет в формировании слоя  $F_2$  амбиполярная диффузия. Еще через десятилетие подошли к пониманию роли другого динамического фактора — потоков плазмы из протоносферы в ионосферу и обратно. И, наконец, в самое последнее время стали привлекать для объяснения особенностей поведения области  $F_2$  систему нейтральных ветров.

Различные динамические процессы — ветры, дрейфы, волны привлекаются теперь для объяснения многих явлений в верхней атмосфере. В одной из следующих глав мы увидим, как тесно связано состояние ночной ионосферы на высотах 100 — 200 км с профилем горизонтального ветра. Горизонтальные ветры могут быть причиной полугодовых вариаций нейтрального состава атмосферы и изменения количества окиси азота в нижней ионосфере, гравитационные волны влияют, видимо, на распределение профиля свечения атмосферных эмиссий и т. д.



Сколько-нибудь подробное описание (или даже классификация) динамических процессов в верхней атмосфере выходит за рамки данной книги, равно как описание методов их исследования и связанных с этим проблем. Здесь мы ограничимся лишь краткой формулировкой основных положений, которые могут помочь при чтении дальнейших глав.

Когда говорят о ветрах в верхней атмосфере, то имеют в виду, как правило, движение нейтрального газа, глобальное по масштабу и медленно меняющееся во времени. На рассматриваемых в данной книге высотах нейтральный ветер в основном связан с тепловыми эффектами, т. е. с тем, какие географические области сильнее нагреты.

В области  $E$  зональный ветер (ветер вдоль параллели) направлен с востока на запад зимой и с запада на восток летом. Это связано, видимо, с тем, что зимой полярная область на высотах 80 — 100 км теплее приэкваториальной, а летом — наоборот.

Меридиональная компонента ветра на этих высотах менее регулярна. В среднем зимой ветер дует к экватору на всех широтах, а летом — только на низких. В высоких широтах летом ветер чаще дует к полюсам.

Выше 200 км ветер в среднем направлен к полюсу около полудня и к экватору — ночью. Скорость ветра составляет примерно 200 — 300 м/с на ночной стороне и 50 — 100 м/с на дневной. Образно можно себе представить, что атмосферный газ растекается от послеполуденного вздутия, о котором мы говорили выше, к наиболее холодной (раннее утро) части атмосферы, как через полюс, так и зонально, вдоль параллели (на низких широтах). Ниже, в главе про область  $F$ , мы увидим, как эта картина нейтральных ветров используется для объяснения изменения высоты и формы слоя  $F_2$  в течение суток.

Вертикальные движения нейтрального газа (вертикальные ветры) измерять очень трудно, поэтому информации о них пока мало. Ясно, однако, что, во-первых, вертикальные ветры должны быть много слабее горизонтальных и, во-вторых, скорость вертикальных ветров должна расти с высотой. Современные оценки дают скорости около 0,01 м/с в области  $D$  и 2 — 3 м/с на высоте 300 км. Такие скорости слишком малы, чтобы вертикальные ветры могли влиять на рассматриваемые в этой книге ионизационно-рекомбинационный баланс и равновесные концентрации различных частиц. Однако при решении других важных проблем верхней атмосферы (например, проблемы теплового баланса) вертикальные ветры могут играть существенную роль даже и при небольших скоростях, приведенных выше.

Необходимо отметить здесь одну особенность системы горизонтальных нейтральных ветров на высотах 100 — 200 км: это большая изрезанность профиля ветра, особенно в ночное время. В соседних слоях атмосферы, отстоящих друг от друга на 5 — 7 км, ветер может дуть в

разные стороны. Ниже мы поговорим подробно о том, как это влияет на распределение ночной ионизации на этих высотах.

Для характеристики упорядоченного движения заряженных частиц в верхней атмосфере используют термин „дрейф". Дрейф ионизации может вызываться различными причинами. Прежде всего, это нейтральный ветер. На интересующих нас высотах плазма (заряженные частицы) вкраплена в достаточно плотную среду нейтральных частиц и при движении последних, естественно, движется вместе с ними. Однако присутствие в верхней атмосфере магнитных и электрических полей вызывает собственные движения заряженных частиц, поэтому дрейф последних далеко не всегда совпадает с нейтральным ветром. Так, при движении ионосферной плазмы за счет нейтрального ветра, дующего под углом к силовым линиям магнитного поля, появляется дополнительная компонента дрейфа, направленная вверх (или вниз, смотря, куда направлен нейтральный ветер). Этот вертикальный дрейф играет большую роль в формировании узких слоев в ионосфере (при реализации так называемого механизма ветрового сдвига) и в изменениях, происходящих в течение суток в области  $F_2$ .

Очень активно изучаются в последнее время различные волновые процессы в верхней атмосфере. Наиболее часто упоминаются при этом „внутренние" волны (низкочастотные аналоги звуковых), распространяющиеся, в отличие от „внешних", не горизонтально, а вертикально. При периоде колебаний таких волн порядка нескольких минут природу волновых движений усложняет гравитация — появляются так называемые гравитационные волны.

Именно эти внутренние гравитационные волны и пытаются в настоящее время привлечь для объяснения многих явлений в верхней атмосфере, от эмиссий ночного неба до нейтрального состава атмосферы. Далее в первом издании данной книги было написано следующее: «Но количество конкретных достижений в этом направлении пока невелико, поэтому мы почти не будем возвращаться к гравитационным волнам. Однако, вне сомнения, в недалеком будущем в книгах такого рода динамическим процессам и в том числе волнам придется уделять целые главы. Такова тенденция современного развития физики верхней атмосферы, или, иначе говоря, именно оттуда „дует ветер"». Ниже мы будем еще не раз убеждаться в справедливости сказанного и в главе 6 подробно поговорим о роли динамических процессов в области  $D$ . Закljučая эту главу, добавим лишь, что динамические процессы в последние годы действительно стали едва ли не главным объектом исследований в средней атмосфере и без их учета не мыслится сейчас решение даже таких проблем, считавшихся чисто фотохимическими, как поведение слоя озона или высотное распределение окиси азота.



происхождения заряженных частиц собственно в ионосфере: они — продукт радиоактивности как естественной, так в последнее время, увы, и искусственной.

Начиная со стратосферных высот в атмосфере уже имеются заряженные частицы вполне „нормального" происхождения, т. е. порожденные космическими лучами. Их концентрация на высотах 20 — 30 км может, согласно ракетным измерениям, достигать и даже превосходить 1000 ионов на  $1 \text{ см}^3$ , что ничуть не меньше, чем количество заряженных частиц в области *D* ионосферы. И все же область высот ниже 50 км практически никогда не относят к ионосфере. Почему?

Потому, что исторически под ионосферой понимали область атмосферы, влияющую на распространение радиоволн. Именно благодаря этому влиянию ионосфера и была открыта, именно наземные методы распространения радиоволн и служили источником информации об ионосфере в первые десятилетия ее изучения.

Для распространения радиоволн важна не просто концентрация заряженных частиц в единице объема. Важно, какие это частицы. Ни положительные, ни отрицательные ионы на распространение радиоволн практически не влияют (мы не говорим сейчас о специальных случаях вроде некогерентного рассеяния или свистящих атмосфериков). Все влияние на распространение определяется электронами, которые в силу своей малой массы относительно легко взаимодействуют с полем волны. Таким образом, с точки зрения радиофизики ионосфера кончается там, где становится пренебрежимо мала концентрация свободных электронов.

В верхней атмосфере, ниже примерно 80 км, количество свободных электронов быстро падает с уменьшением высоты из-за очень активных процессов прилипания этих электронов к нейтральным частицам. В результате на высоте около 50 км концентрация электронов становится уже настолько мала (скажем, менее 10 электронов на  $1 \text{ см}^3$ ), что они практически необнаружимы методами распространения радиоволн. С точки зрения радиофизики это и есть нижняя граница ионосферы. Ну, а с точки зрения аэронавтики? С точки зрения аэронавтики это неправильно. Заряженные частицы на высоте 30 или 40 км ничуть „не хуже", чем такие же частицы на высотах 60 — 70 км. Почему же последние относятся к ионосферной физике, а первые — нет? Тем не менее принята исторически более ранняя концепция ионосферы, связанная с распространением радиоволн: ионосфера начинается на высотах 50 — 60 км, где появляются электроны в заметных концентрациях. Нам остается лишь принимать эту концепцию, а на высотах 20 — 40 км рассматривать ионы просто как малые составляющие, входящие в компетенцию физикохимии мезосферы и стратосферы.

Итак, давайте, двигаясь вверх, начиная с этой принятой нами нижней границы, посмотрим, как устроена земная ионосфера, из каких частиц, и в каком количестве, она

состоит, как ведет себя в пространстве и во времени. Но прежде сделаем еще одно отступление по поводу терминов „слои" и „области".

Когда на первых монограммах обнаружили, что отражение радиоволн происходит от фиксированных высот, решили, что на этих высотах располагаются слои заряженных частиц, которые и действуют как своего рода электронные зеркала для радиоволн. Слои эти обозначили снизу вверх заглавными буквами латинского алфавита:  $D$ ,  $E$  и  $F$ . Позднее выяснилось, что слой  $F$  довольно часто дает два отражения от разных высот, поэтому ввели стратификацию: слой  $F_1$  и слой  $F_2$ .

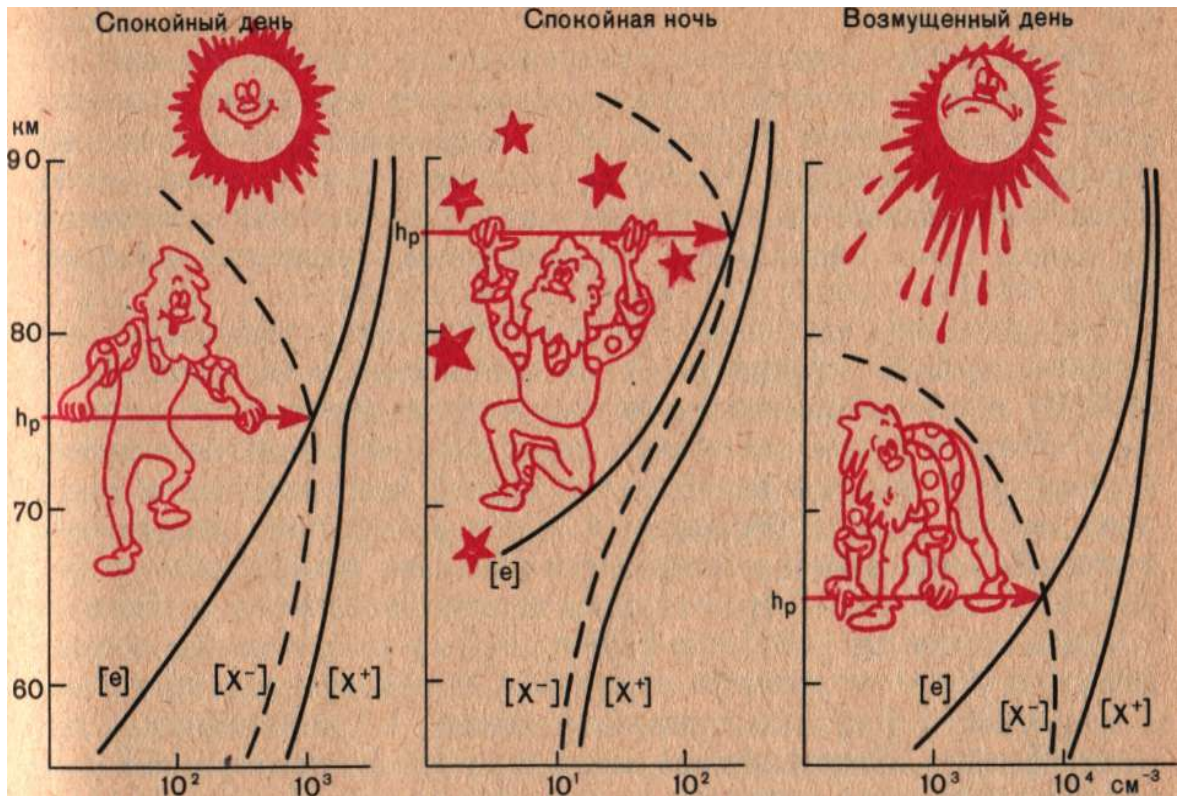
Первые же ракетные измерения показали, что никаких сколько-нибудь выраженных „слоев" в ионосфере не существует. Имеется единый монотонный профиль изменения концентрации электронов с высотой с одним основным максимумом (на высотах 250 — 300 км), который и отождествляется со слоем  $F_2$ . Остальные отражения, наблюдаемые на ионограммах, происходят не от реальных слоев, а от областей в ионосфере (или точек на высотном профиле  $[e]$ ), где концентрация электронов и ее градиент удовлетворяют определенным условиям. Поскольку, однако, к этому времени стало понятно, что разным „слоям" (или просто разным высотам) соответствует разная физика, отказавшись от буквального понятия „слой", заменили его понятием „область". Стали говорить об области  $D$  (60 — 90 км), области  $E$  (90 — 130 км), области  $F_1$  (170 — 200 км) и области  $F_2$  (200 — 400 км). Несколько раз заходил разговор о существовании области (слоя)  $C$  на высотах 50 — 60 км, где некоторые измерения дают пик  $[e]$ . Но широкого распространения концепция слоя  $C$  не получила.

Хотя термин „область" и вытеснил в основном термин „слой", последний иногда используется в литературе, но, конечно, лишь как синоним слова „область", а не в своем буквальном значении.

## ГДЕ СКОЛЬКО ЭЛЕКТРОНОВ

Итак, двигаясь вверх от нашей условной границы 50 км и игнорируя существование проблематического слоя  $C$ , мы оказываемся в области  $D$ . Это наиболее сложная для исследования часть ионосферы. Почему? Об этом мы поговорим в отдельной главе. Сейчас отметим главное. Область  $D$  — единственная область ионосферы, где „уживаются" три типа заряженных частиц: положительные и отрицательные ионы и электроны. Ниже, как мы уже отмечали, практически нет электронов — они все присоединились к нейтральным частицам и образовали отрицательные ионы. Выше (в области  $E$ ) совсем нет отрицательных ионов. Плотность нейтрального газа здесь уже недостаточна для эффективного прилипания электронов к нейтралам.





### Концентрация

Рис.4

Значит, именно в области  $D$  происходит „смена власти“. Царство отрицательных ионов сменяется царством электронов. Поскольку процесс непрерывный, обязательно есть высота  $h_p$ , на которой концентрации электронов и отрицательных ионов равны. Точное значение  $h_p$  пока не известно, равно как плохо известны и значения  $\Lambda$  — отношения количества отрицательных ионов к количеству электронов ( $[X^-]/[e]$ ), ниже  $h_p$ . Считается, что  $h_p \approx 75$  км днем в спокойных условиях. Ночью высота  $h_p$  должна возрастать, а во время сильных возмущений (вспышка, полярное сияние) — падать. Поскольку, в силу так называемой квазинейтральности ионосферной плазмы, количества положительно и отрицательно заряженных частиц в единице объема всегда равны, т. е.  $[X^+] = [X^-] + [e]$ , мы можем полагать, что выше  $h_p$  выполняется соотношение  $[X^+] \approx [e]$ , а ниже  $h_p$  — соотношение  $[X^+] \approx [X^-]$ .

Рисунок 4 дает пример распределения заряженных частиц в области  $D$  для нормального спокойного дня и двух крайних случаев — спокойной ночи и возмущенного дня.

Иллюстрируя сказанное выше об изменении соотношения между  $[e]$  и  $[X^-]$ , рисунок позволяет в то же время получить представление о том, как сильно могут изменяться

абсолютные концентрации всех заряженных частиц и, прежде всего, интересующая нас концентрация электронов.

Изменчивость концентрации электронов в области  $D$  очень велика. Несмотря на технические трудности ее измерения, известно уже несколько типов вариаций  $[e]$  в зависимости от разных геофизических параметров. Чтобы не усложнять наш рассказ, мы не будем останавливаться на этих регулярных вариациях, но посвятим несколько фраз аномальным (возмущенным) условиям в области  $D$ .

Больше всего здесь нас будут интересовать возмущения трех типов: солнечные вспышки, явления поглощения в полярной шапке (ППШ) и так называемая зимняя аномалия. Возмущение первого типа состоит в резком увеличении концентрации заряженных частиц в области  $D$  (иногда в 100 раз и более) непосредственно после вспышки на Солнце. Вызывается такое возмущение, совершенно очевидно, рентгеновским излучением вспышки, которое обычно бывает в сотни и тысячи раз сильнее излучения спокойного Солнца.

Возмущение второго типа также связано с солнечными вспышками, но более косвенным образом. Оно вызывается протонами с энергиями в десятки миллиэлектронвольт, вторгающимися в высокоширотную область земной атмосферы (выше примерно  $80^\circ$  геомагнитной широты — это и есть область полярной шапки) после вспышки на Солнце.

Возмущение третьего типа — зимняя аномалия, состоит, как было установлено относительно недавно, также в довольно сильном увеличении концентрации заряженных частиц на высотах области  $D$ . Это увеличение может быть 10 — 100-кратным и вызывается оно... Чем оно вызывается — это отдельная проблема (так называемый метеорологический контроль области  $D$ ), одна из интереснейших проблем, появившихся в аэрномии за последнее десятилетие. Мы расскажем о ней подробно в одной из последующих глав.

Возмущения всех трех типов очень характерны для области  $D$ , и их изучение уже дало, как мы увидим в главе 5, много ценного для физики нижней ионосферы. Что касается ионного состава области  $D$ , то его измерения еще настолько малочисленны, даже уникальны, что о них пойдет подробный разговор в главе 5. Здесь для общности отметим лишь, что вопрос о химическом отождествлении отрицательных ионов все еще остается открытым, хотя несколько первых измерений их состава уже были сделаны. С положительными ионами дело обстоит несколько лучше: мы знаем, что в области  $D$  наблюдаются в основном положительные ионы-связки ( $\text{H}_3\text{O}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}_5^+$ ,  $\text{NO}^+ \cdot \text{H}_2\text{O}$  и т. д.) и „обычные“ ионы  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ . Соотношение между этими двумя типами ионов сильно меняется в зависимости от условий, что дает нам ключ к пониманию физики ряда процессов (подробно см. главу 5). Заканчивая рассказ о структуре области  $D$ , добавим лишь, что в ней всегда, по современным

представлениям, температура электронов равна температуре нейтральных частиц.

Переходя теперь к вышележащим областям ионосферы, мы получаем одно несомненное преимущество. Нам больше не нужно беспокоиться о распределении разных заряженных частиц (как это было в области  $D$ ) — все, что нас интересует, это профиль концентрации электронов, ибо выше 90 км он всегда тождествен профилю концентрации положительных ионов.

На рис. 5 схематически показаны два таких профиля — для дневных и ночных условий. Если мы будем двигаться вверх от высоты 90 км вдоль дневного профиля,  $[e]$  будет довольно быстро (иногда на порядок) возрастать примерно до высоты 110 км, где темп ее увеличения с высотой резко замедляется. Эта „точка перегиба" на профиле концентрации электронов и фиксируется на ионограммах как дневной слой  $E$ . Концентрация электронов здесь обычно составляет  $(3...10) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ . Двигаясь дальше вверх, мы наблюдаем постепенное увеличение  $[e]$  вплоть до максимума области  $F_2$ , где  $[e]$  обычно составляет около  $10^6 \text{ см}^{-3}$ . В области высот 180 — 200 км темп изменения электронной концентрации меняется — относительно слабое возрастание  $[e]$  между областями  $E$  и  $F$  (130 — 180 км) сменяется более быстрым ростом в основании области  $F_2$  (выше 200 км). Если это изменение темпа выражено достаточно хорошо, соответствующая точка перегиба проявляется на ионограмме и мы говорим, что появился слой  $F_1$ .

Ночью картина несколько отлична. Концентрация в максимуме области  $E$  оказывается в 10 — 100 раз меньше, чем днем. Уменьшение  $[e]$  между областями  $E$  и  $F_1$  происходит еще сильнее, поэтому ночью иногда максимум области  $E$  может выглядеть, как реальный слой с падением  $[e]$  выше и ниже максимума. На профиле  $[e]$  на высотах 100 — 170 км появляется

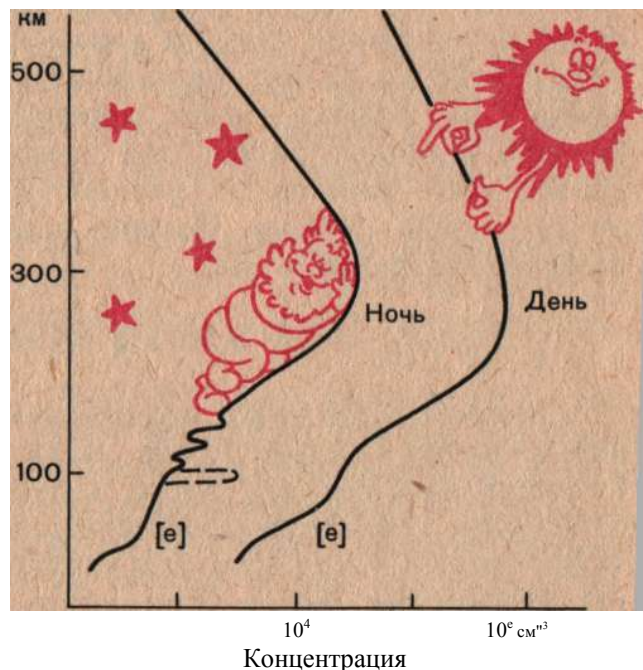


Рис. 5

сильная изрезанность, причем перепады концентрации между соседними максимумами и минимумами могут быть 3 — 4-кратными. Иногда в области  $E$  может появляться узкий (с



полушириной порядка нескольких километров) слой  $[e]$  (на нашем рисунке он показан пунктиром) с максимальной концентрацией электронов, в 3 — 5 и даже 10 раз превышающей концентрацию на соседних высотах. Это так называемый спорадический слой  $E$ , обычно обозначаемый как  $E_s$ . Он хорошо виден на ионограммах вертикального зондирования ионосферы.

Изрезанность ночного профиля  $[e]$  в области высот 100 — 170 км и появление спорадического слоя  $E$  говорят (как мы увидим в главе 4) о сильном влиянии динамических процессов на ночную ионосферу на этих высотах.

В области  $F_2$ , как видно из рис. 5, концентрация электронов также сильно уменьшается ночью, при этом повышается высота максимума  $[e]$ .

Намереваясь двинуться в нашем рассказе о профиле  $[e]$  дальше вверх, выше максимума области  $F_2$ , мы неизбежно наталкиваемся на вопрос: а до каких пор „дальше“? Где верхняя граница ионосферы? Вопрос этот не имеет общепринятого решения. В качестве верхней границы ионосферы рассматривают иногда высоту, где сравниваются концентрации ионов кислорода и водорода. Это происходит, в зависимости от условий, на высотах 600 — 1000 км. Область, лежащую выше, называют тогда протоносферой. Иногда границей ионосферы считают область, где столкновения между частицами становятся несущественными и ионы и электроны начинают „жить“ по законам бесстолкновительной плазмы. В этом случае ионосфера переходит прямо в плазмосферу. Наконец, иногда, чисто условно, в качестве верхней границы ионосферы берут высоту, где сравниваются концентрации нейтральных и заряженных частиц ( $\approx 1000$  км). Тот факт, что вопрос о верхней границе ионосферы окончательно не решен, является лучшим доказательством того, что он и не очень важен и носит скорее терминологический характер. Говоря „ионосфера“, все обычно имеют в виду ту область верхней атмосферы, которая наиболее важна для практических целей, т. е. оказывает наибольшее влияние на распространение радиоволн. Это высоты от 50 до 400 — 500 км. Именно этим интервалом высот ограничим свое рассмотрение и мы.

### **КАК МНОГО РАЗНЫХ ИОНОВ...**

Следующим важным параметром после электронной концентрации является ионный состав. Ведь если все электроны одинаковы, то ионов наблюдается много и разных. И они сильно отличаются по массам, химическим свойствам, даже размерам. Вопрос о том, из каких именно ионов состоит ионосфера на данном уровне, имеет, как мы увидим не раз в этой книге, очень большое значение для аэронавигации.

В области  $E$  ионосфера состоит целиком из ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ . Днем эти ионы

представлены на высотах 100 — 130 км примерно в равных количествах

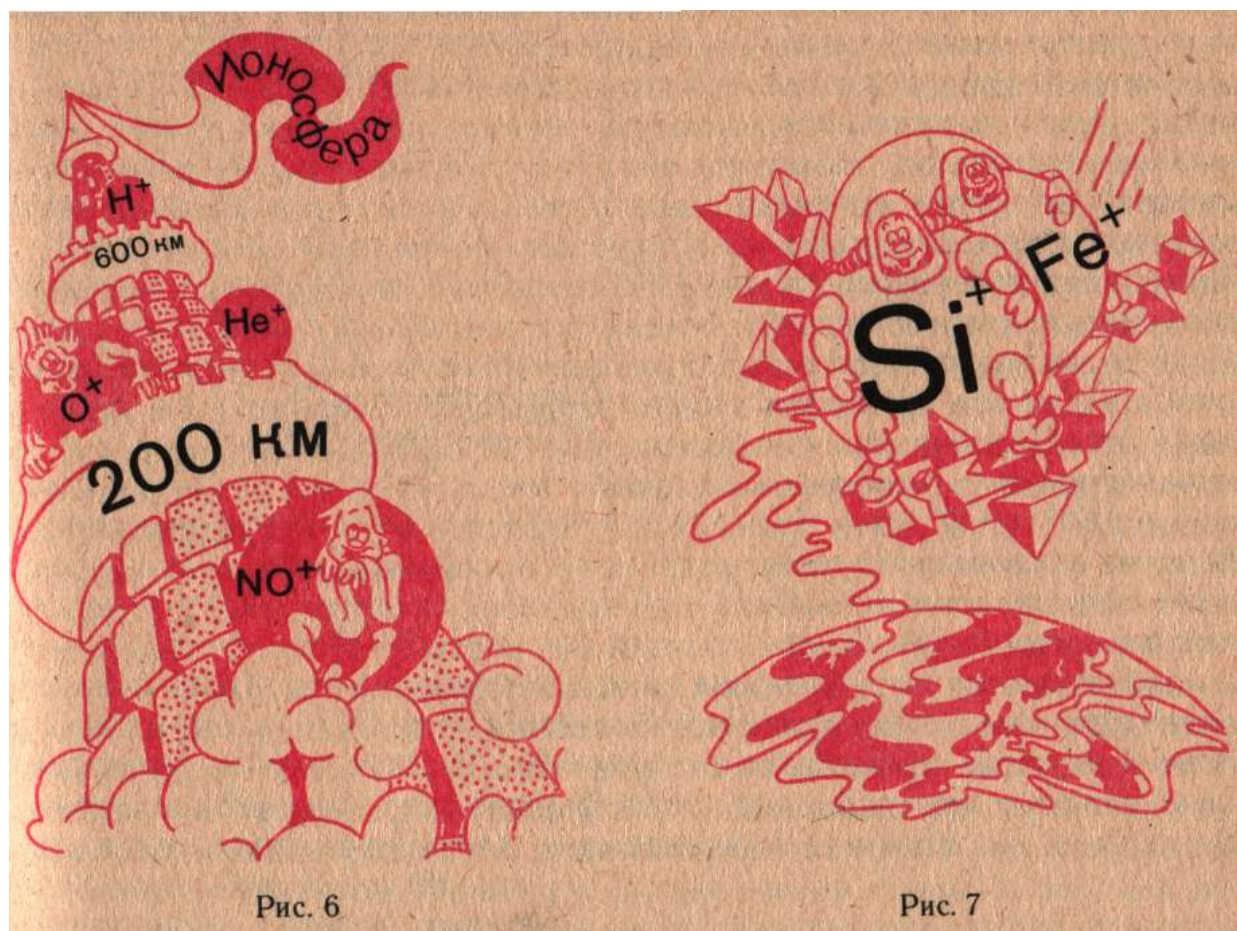


Рис. 6

Рис. 7

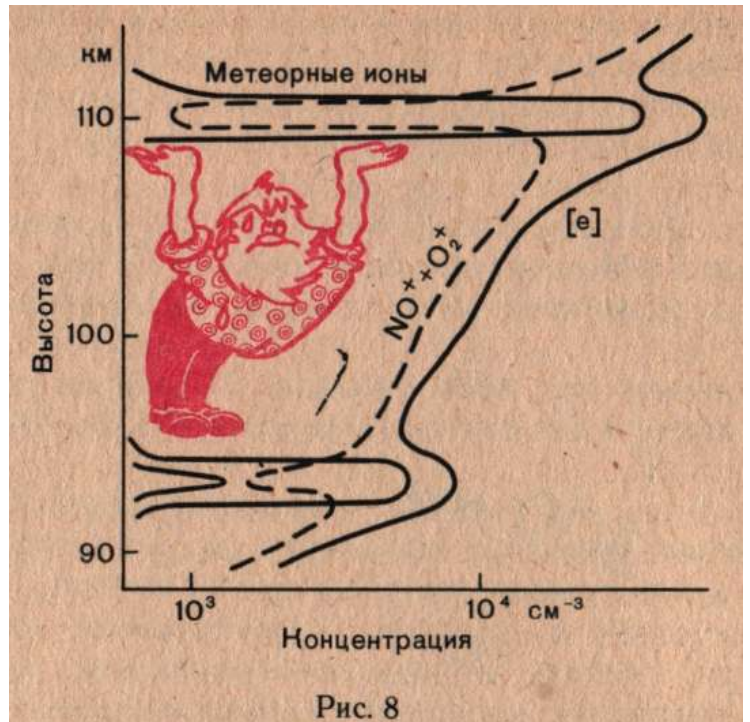
( $[\text{NO}^+] / [\text{O}_2^+] \approx 1$ ). Ночью доля ионов  $\text{NO}^+$  возрастает и отношение  $[\text{NO}^+] / [\text{O}_2^+]$  может достигать 5 — 8.

Картина изменения ионного состава в области  $E$  была бы очень простой и понятной, если бы время от времени там не появлялись так называемые метеорные ионы. Здесь нам придется сделать небольшое отступление и рассказать об этом интересном явлении в верхней атмосфере.

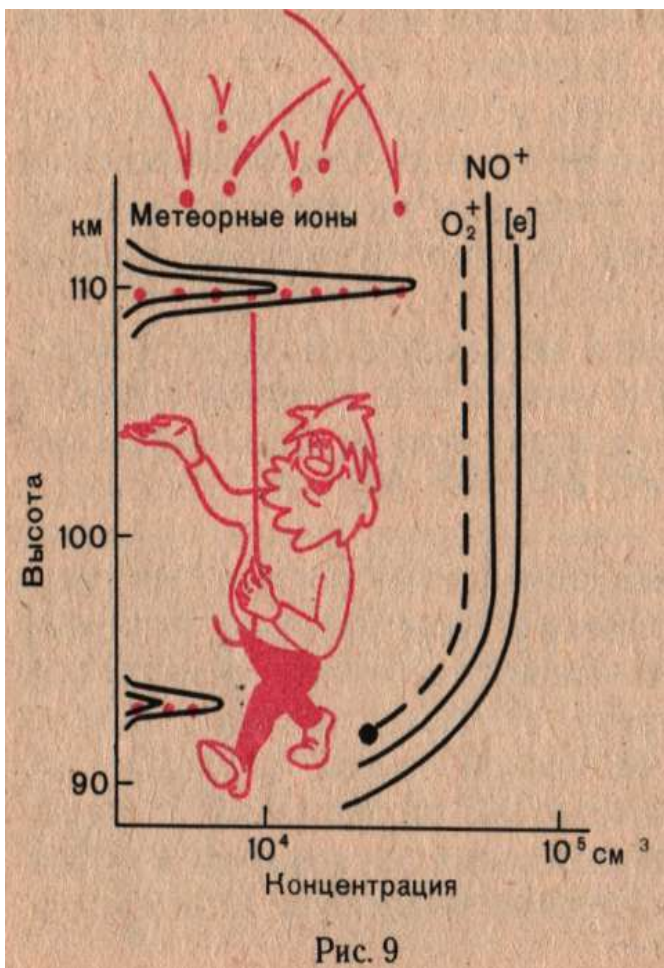
В ряде масс-спектрометрических экспериментов были обнаружены (впервые это сделал советский ученый В. Г. Истомин в 1961 г.) наряду с „обычными“ азотно-кислородными ионами также неожиданные для атмосферы ионы:  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Fe}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^+$ ,  $\text{Mg}^+$ ,  $\text{Al}^+$ ,  $\text{Si}^+$  и т. д. Как видим, большинство из них — ионы металлов, поэтому их и стали называть ионами металлов или металлическими ионами. Но среди них есть и кремний — неметалл, поэтому такое название не совсем точно. Предполагая, что эти ионы появляются в результате испарения микрометеоров в верхней атмосфере, их стали называть метеорными ионами — название также не совсем точное, поскольку метеорная природа этих ионов окончательно не доказана и обсуждаются и другие источники их происхождения. За неимением лучшего, мы будем пользоваться этим последним названием, помня, однако, о его

некоей условности.

Метеорные ионы появляются обычно на профилях распределения ионных концентраций в виде узких слоев с полушириной от нескольких километров до сотен метров и с очень большим градиентом концентрации от максимума к краям слоя. Как правило, концентрация этих ионов примерно на порядок меньше, чем концентрация основных ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$  (рис.



9). В этом случае метеорные ионы практически не влияют на профиль  $[e]$ . Однако наблюдаются ситуации, когда концентрация этих ионов в максимуме сравнима с концентрацией ионов  $\text{O}_2^+$  и  $\text{NO}^+$  в окрестностях слоя или даже превышает ее (рис. 8). В



этом случае метеорные ионы влияют на основные ионосферные характеристики двояко. Во-первых, на профиле концентрации электронов появляется пик, соответствующий пику метеорных ионов. Во-вторых, внутри узкого слоя этих ионов резко уменьшаются (часто ниже границы чувствительности масс-спектрометра) концентрации обычных ионов  $\text{O}_2^+$  и  $\text{NO}^+$ .

Хотя слои метеорных ионов регистрировались примерно в двух десятках масс-спектрометрических экспериментов, закономерность их появления все еще плохо понятна. Известно лишь, что чаще всего эти слои появляются в двух интервалах высот: 92 — 93 и 105 — 110 км. Однако регистрировались такие слои и на других высотах практически во всей области от 80 до 140 км. Другой особенностью



этих слоев является одновременное появление нескольких различных ионов (скажем,  $Mg^+$ ,  $Fe^+$ ,  $Na^+$ ) внутри одного слоя. При этом относительная концентрация метеорных ионов может быть различна — в одних случаях в слое доминирует  $Fe^+$ , в других  $Mg^+$ , а иногда слой может состоять, скажем, практически из одних ионов  $Na^+$  с небольшой добавкой  $K^+$ ,  $Ca^+$  или других ионов. В целом чаще всего в таких слоях встречаются ионы магния и железа.

Что касается физикохимии метеорных ионов, то она все еще известна очень плохо. Единственное, что представляется несомненным, — это роль механизма ветрового сдвига (мы расскажем об этом в главе 4) в формировании узких слоев указанных ионов и связь их с появлением спорадического слоя  $E_s$ .

Но вернемся к описанию „нормального" ионного состава. Двигаясь вверх от области  $E$ , мы обнаружим, что относительное количество ионов  $O_2^+$  и  $NO^+$  (т. е.  $[NO^+]/[e]$  и  $O_2^+/[e]$ ) начинает уменьшаться. Их вытесняют ионы атомарного кислорода, которые уверенно регистрируются с высот 130 — 140 км. Относительная концентрация ионов  $O^+$  быстро возрастает с высотой, и уже на высотах 170 — 190 км днем количества ионов  $O^+$ , с одной стороны, и  $NO^+$  и  $O^+$  — с другой, оказываются равны. Выше безраздельно господствуют ионы  $O^+$ , и ионосфера становится практически чисто атомарной. Однако ионы  $O_2^+$  и  $NO^+$  прослеживаются масс-спектрометром до больших высот — в максимуме области  $F_2$  их концентрация составляет около 1% общей концентрации ионов. И это, как мы увидим ниже, очень важно. Ведь молекулярные ионы очень активные участники процесса рекомбинации. Даже в таких малых относительных количествах они все еще „играют первую скрипку" в рекомбинации в слое  $F_2$ .

Почти одновременно с ионами  $O^+$  на масс-спектрах начинают появляться ионы атомарного и молекулярного азота  $N^+$  и  $N_2^+$ . Ионы  $N^+$  ведут себя как „младший партнер" ионов атомарного кислорода — высотный профиль  $[N^+]$  довольно точно повторяет профиль  $[O^+]$ , однако их концентрация составляет около 10%  $[O^+]$ . Ионы  $N_2^+$  образуют в ионосфере типичный слой с максимумом на высотах 180 — 220 км, причем эти ионы всегда остаются малой ионной компонентой — их относительная концентрация обычно не превосходит 10 — 15%.

Выше максимума области  $F_2$  к безраздельно господствующим там ионам  $O^+$  начинают примешиваться ионы гелия, а потом и водорода. Ионы гелия не в силах составить достойной конкуренции ионам  $O^+$  и так и остаются малой ионной компонентой, достигая максимальной относительной концентрации 10 — 20% на высотах 500 — 600 км. А вот относительная концентрация ионов водорода неуклонно растет с высотой, и наступает момент (точнее, высота), когда концентрации  $H^+$  и  $O^+$  сравниваются. Выше доминируют

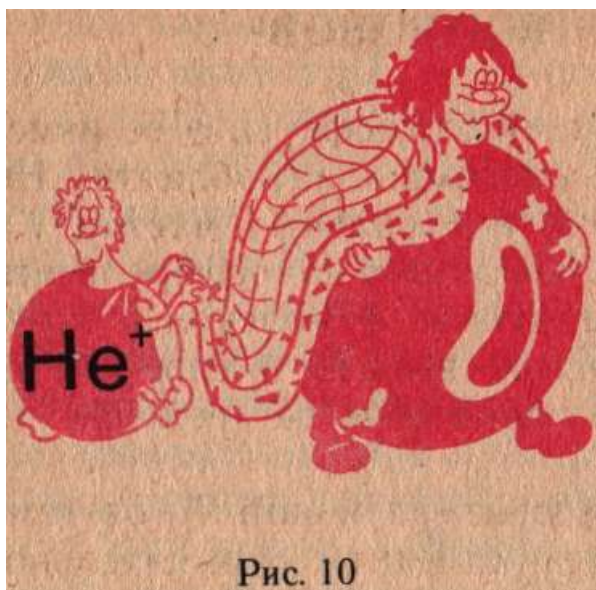


Рис. 10

ионы  $H^+$ . Это и есть протоносфера.

Ночью изменение ионного состава с высотой происходит в принципе так же, с той лишь разницей, что „смена режима“ от молекулярных ионов  $NO^+$  и  $O_2^+$  к  $O^+$  происходит на больших высотах. Ионы  $N^+$  и  $N_2^+$ , как правило, ночью не регистрируются.

Все, что мы рассказали здесь об изменении ионного состава с высотой, отображено на рис. 11 (для дня и ночи соответственно). Справа и слева на рис. 11

показано относительное содержание всех рассмотренных ионов, причем ширина области, занятой данным ионом на данной высоте, равна его относительной концентрации в процентах. Например, на высоте 200 км днем  $[O^+]/[e] = 45\%$ ;  $[N^+]/[e] = 5\%$ ;  $[N_2^+]/[e] = 10\%$ ;  $[NO^+]/[e] = 20\%$  и  $[O_2^+]/[e] = 20\%$ .

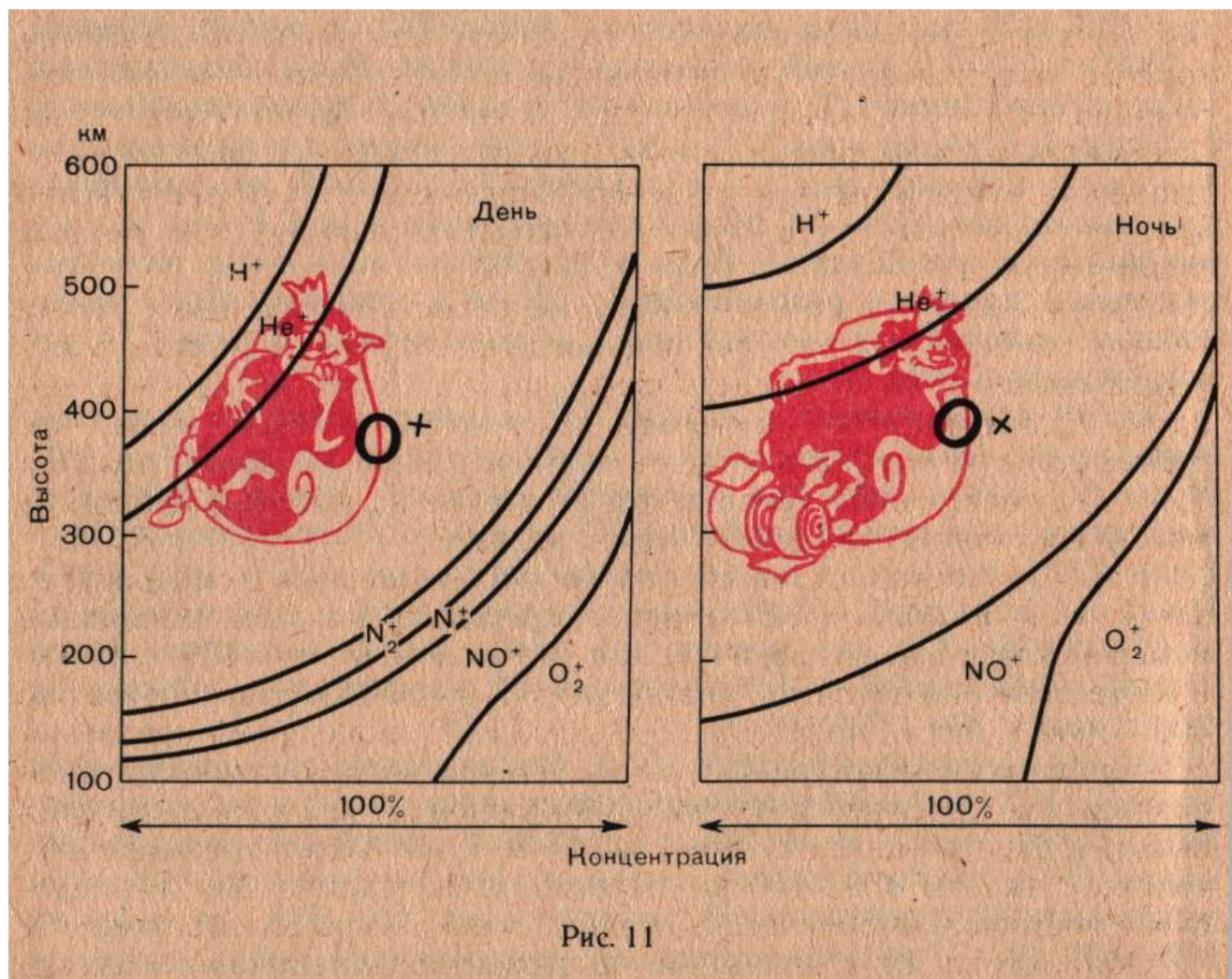


Рис. 11

## КАКОВА ТЕМПЕРАТУРА ЭЛЕКТРОНОВ?

Мы уже говорили о температуре верхней атмосферы, о ее изменении и о связанном с ним делении атмосферы на области. Но при этом всюду речь шла о температуре нейтральных частиц  $T_n$ . Возникает вопрос: будут ли заряженные частицы в ионосфере иметь ту же температуру, что и нейтральные атомы и молекулы окружающего газа? Вопрос, далеко не простой, вызвал в свое время много дискуссий, а некоторые частные проблемы не решены до конца и по сей день.

На вопрос о том, отличается ли температура ионов  $T_i$  от температуры нейтралов  $T_n$ , сегодня следует ответить отрицательно. Нет, достаточно тяжелые ионы не успевают получить необходимого избытка энергии, чтобы их температура повысилась заметным образом, поэтому считают (в пределах современных точностей), что  $T_i = T_n$ .

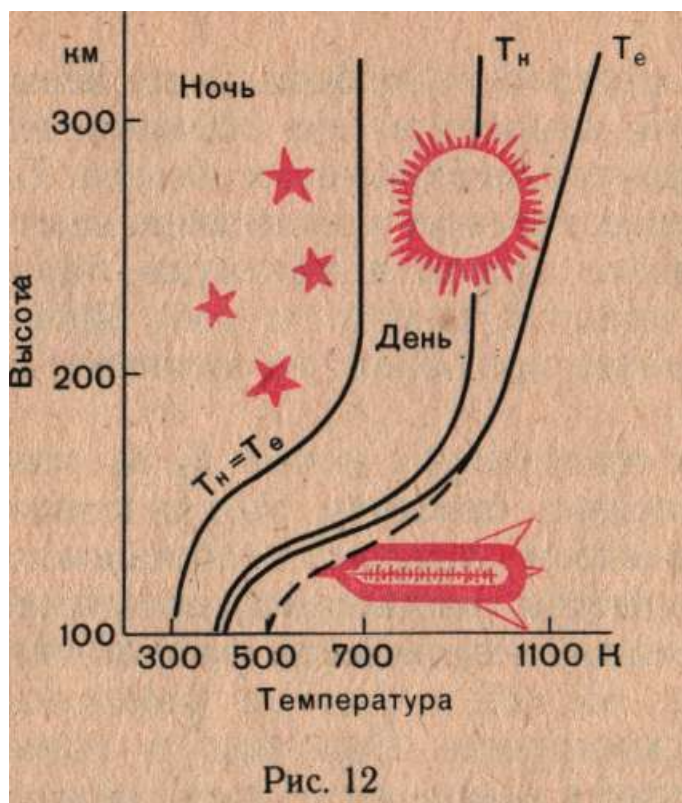
Другое дело — легкие частицы электроны. Они, как и ионы, получают избыток кинетической энергии в самом акте своего рождения. И этот избыток приводит к тому, что электроны оказываются горячее окружающего их нейтрального газа. Сколь велика эта разница ( $T_e - T_n$ ), зависит от того, насколько быстро происходит „охлаждение“ электронов в столкновениях с нейтралами. Чем выше плотность атмосферы, тем чаще столкновения и тем соответственно труднее электрону удержать свой избыток энергии, тем меньше будет разница  $T_e - T_n$ .

Именно поэтому в области  $D$ , где плотность нейтральных частиц велика, температура электронов никогда не отличается заметным образом от температуры нейтральных частиц. В то же время в области  $F$  температура электронов днем в 1,5 — 2 раза выше, чем температура нейтралов, и может достигать 3000 К. Ночью разница  $T_e - T_n$  существенно уменьшается, но все же на высотах области  $F_2$  может составлять несколько сот кельвинов.

Наиболее остро стоит сейчас вопрос о дневных температурах электронов в области  $E$  и непосредственно над ней. Зондовые измерения дают превышение  $T_e$  над  $T_n$  уже на высотах 100 — 110 км, и соответственно дневные  $T_e$  на высотах 110 — 150 км равны примерно 600 — 1000 К при  $T_n$  в пределах 300 — 600 К. В то же время измерения с Земли методом некогерентного рассеяния не обнаруживают никакой разницы между температурами электронов и нейтралов на этих высотах. При измерениях этим методом  $T_e$  начинает превышать  $T_n$  только с высоты 150 — 160 км. Противоречие налицо. Вот и попробуйте построить эмпирическую модель температуры электронов.

Оба метода (и зондовый, и некогерентного рассеяния) имеют, конечно, свои ограничения. Но даже с учетом этих ограничений пока не удается привести результаты различных измерений  $T_e$  в области  $E$  к одному знаменателю. Чем больше проводится





проверок и уточнений, тем прочнее стоят сторонники каждого метода на своих позициях. А разница остается. И это тем более удивительно, что на больших высотах никаких систематических расхождений между этими двумя методами не замечается. Ну, а на высотах 110 — 150 км каждый выбирает ту температуру электронов (по зондовым или наземным измерениям), которая ему больше нравится... Как в среднем изменяется температура электронов с высотой в ионосфере днем и ночью, показано на рис. 12.

Сейчас активно изучается вопрос о вариациях температуры электронов. Уже ясно, что выше, скажем, 160 км (не будем касаться скользкой области высот 100 — 150 км)  $T_e$  испытывает сильные вариации в течение суток. Точнее говоря, температура электронов, видимо, тесно связана с зенитным углом Солнца. Это и понятно, поскольку поглощение коротковолнового излучения Солнца является основным источником нагрева ионосферной плазмы.

Другие вариации  $T_e$  не так хорошо установлены и не так понятны. Похоже, что на данной высоте при сходных условиях  $T_e$  будет тем выше, чем больше солнечная активность (чем выше, скажем, число Вольфа), и тем ниже, чем сильнее магнитное возмущение (чем больше, скажем, магнитный  $K_p$ -индекс). Кроме того, на высотах области  $F_2$  и выше нее обнаружена очень интересная связь между температурой электронов и их концентрацией: чем больше  $[e]$ , тем меньше  $T_e$  и наоборот. Создается впечатление, что произведение  $T_e \cdot [e]$  представляет собой (для данных условий, конечно) своего рода природный инвариант.

Здесь уместно отметить, что подобные инварианты (т. е. некие комбинации аэрономических параметров, остающиеся практически неизменными при значительном изменении самих параметров) обнаруживаются и при рассмотрении ряда других вопросов физики ионосферы, например формы слоя  $F_2$  или амплитуды изменения  $[e]$  во время ионосферной бури. Возможно, существование инвариантов — принципиальное свойство ионосферы, отражающее какие-то еще не понятые нами глубокие закономерности ее „устройства“.

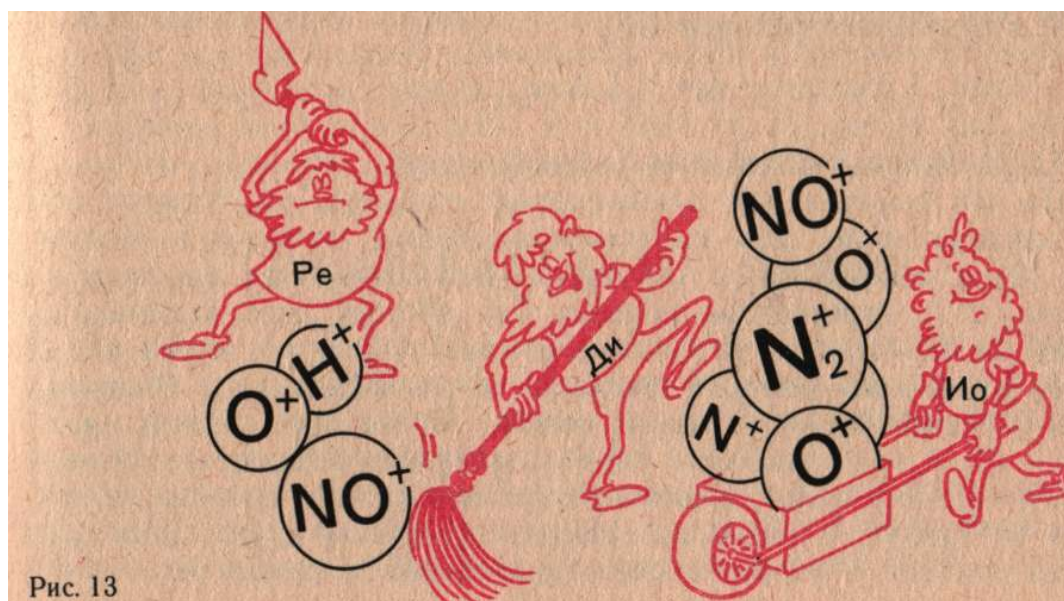
### 3. КТО ОТВЕЧАЕТ ЗА ОБРАЗОВАНИЕ ИОНОСФЕРЫ

В этой главе мы начнем рассказ о физике земной ионосферы. Современная физика ионосферы многостороння. Она затрагивает разные вопросы теории и эксперимента, она задевает интересы соседних наук — химии, метеорологии, астрофизики, ее проблемы касаются разных высотных областей — от мезосферы на высотах 50 — 60 км до протоносферы на высотах тысячи километров.

Однако при всем разнообразии вопросов, рассматриваемых в ионосферной физике, в них есть некая общая основа. Она состоит в том, что ионосфера является продуктом деятельности трех основных процессов — ионизации, рекомбинации и динамики (рис. 13). Ионизация непрерывно стремится к увеличению и накоплению числа заряженных частиц, рекомбинация активно борется за их взаимное уничтожение, а динамика, ничего не создавая и не уничтожая, ведет лишь к перераспределению (правда, в ряде случаев очень важному) заряженных частиц, созданных ионизацией.

В сущности, все проблемы ионосферной физики связаны с тем, что на разных высотах, в разное время, в различных географических областях эти процессы (в силу многих причин, о которых мы не раз будем говорить) действуют по-разному. Борьба основных процессов — ионизации, рекомбинации и динамики — и создает все разнообразие ситуаций, наблюдаемых в ионосфере. Задача же аэрономии сводится к тому, чтобы, используя эти процессы, объяснить, как и почему те или иные ситуации возникают.

Насколько это удастся, какие трудности и проблемы тут возникают — об этом как раз мы и будем вести речь ниже. А начнем с описания двух первых из трех основных процессов и расскажем о тех областях ионосферы, которые образуются как раз в результате борьбы этих двух процессов.





## БОРЬБА МЕЖДУ ИОНИЗАЦИЕЙ И РЕКОМБИНАЦИЕЙ

В принципе дело обстоит относительно просто. Солнечное излучение в ультрафиолетовой и рентгеновской частях спектра воздействует на нейтральные частицы верхней атмосферы. Происходит процесс ионизации, т. е. электрон отрывается от нейтрального атома или молекулы. Из нейтральной частицы образуются две заряженные: положительная — ион и отрицательная — электрон. В обычных физических символах это записывается так:



где  $X$  — нейтральная частица, на которую воздействует излучение (квант излучения обозначается через  $h\nu$ );  $X^+$  — получившийся из  $X$  положительный ион и  $e$  — электрон.

Для того чтобы произошел процесс (3), надо затратить некоторую энергию. Наименьшая энергия, при которой данная частица  $X$  может быть ионизирована, называется потенциалом ионизации данной частицы  $V_x$  и выражается в электрон-вольтах. Очевидно, что не всякое излучение может вызывать ионизацию. Оторвать электрон от частицы  $X$  можно, лишь воздействуя на нее излучением, квант которого  $h\nu$  несет энергию, не меньшую, чем  $V_x$ . Длина волны  $\lambda$  (или частота  $\nu$ ), для которой справедливо равенство  $h\nu = V_x$ , называется порогом ионизации частицы  $X$ .

Если бы в атмосфере действовал только процесс (3), происходило бы непрерывное накопление заряженных частиц и концентрация ионов и электронов бесконечно возрастала бы. Но реально этого, конечно, не наблюдается. Как только образовалось некоторое заметное количество  $X^+$  и  $e$ , начинается обратный (по отношению к ионизации) процесс соединения положительного иона с электроном, приводящий к восстановлению нейтральной частицы, „погибшей" в результате реакции (3):



Такой процесс называется рекомбинацией.

На тех высотах, где динамические процессы отсутствуют или их влияние мало, два противоборствующих процесса — ионизация (3) и рекомбинация (4) определяют количество заряженных частиц, т. е. строение ионосферы. Так обстоит дело в принципе.

На самом деле за каждой из реакций (3) и (4) стоит целый набор различных реакций ионизации и рекомбинации с образованием и исчезновением разных ионов. Кроме того, между реакциями (3) и (4) появляется еще промежуточный процесс — ионно-молекулярные реакции, в которых заряженные частицы не рождаются и не гибнут, а лишь преобразуются друг в друга. Весь этот набор реакций с участием различных ионов и составляет основу

фотохимии ионосферы. История же ионосферной физики за последние 25 — 30 лет есть в основном история построения и изучения этого комплекса процессов.

Как от простой схемы двух процессов типа (3) и (4) (так называемого слоя Чепмена) перешли к более сложным схемам, в каком столкновении мнений, борьбе идей рождалось представление обо всей совокупности реакций ионизации и рекомбинации (так называемом ионизационно-рекомбинационном цикле процессов) — обо всем этом можно прочесть в упомянутой выше книге автора „Химия, атмосфера и космос". Здесь мы постараемся рассказать о том, как выглядит современная схема ионосферной фотохимии и какие особенности поведения ионосферы эта схема может объяснить.

Начнем с наиболее простой области ионосферы, расположенной на высотах 100 — 200 км. Эта область считается простой по нескольким причинам. Во-первых, выше 100 км заведомо нет отрицательных ионов, а они, как мы увидим в главе 5, крайне усложняют ионизационно-рекомбинационный цикл. Во-вторых, один из важнейших динамических процессов — амбиполярная диффузия начинает серьезно вмешиваться в дела ионов и электронов лишь где-то выше 200 км, а в интересующей нас сейчас области высот она нам никаких неприятностей причинить не может. В-третьих, преимущество указанной области заключается в ее доступности для небольших геофизических и метеорологических ракет. А такие ракеты поставляют весьма ценные экспериментальные данные, с которыми можно сравнивать выводы теории. Мы можем эту теорию контролировать и уточнять по надежным результатам наблюдений.

По всем этим причинам область высот 100 — 200 км (будучи сама по себе значительной и важной частью ионосферы!) стала чем-то вроде полигона для проверки и отработки фотохимической теории образования ионов в атмосфере. Построенная для высот 100 — 200 км фотохимия применяется затем и к большим высотам (скажем, области максимума слоя  $F_2$ ), где приходится „мирить" ее с динамическими процессами, и к области  $D$ , где на нее накладывается специфика отрицательных ионов и ионов-связок.

## ГЛАВНЫЙ ИСТОЧНИК—СОЛНЦЕ

Основной вопрос ионосферной физики — что является первопричиной образования пояса заряженных частиц в верхней атмосфере Земли — уже давно получил ответ. Первопричина появления ионосферы — ионизирующее излучение Солнца.

Что значит „ионизирующее"? Очевидно, способное вызвать процесс ионизации. Чуть выше мы говорили, что, для того чтобы произошел процесс ионизации (3), квант излучения должен иметь энергию не меньше потенциала ионизации частицы  $X$ . В роли  $X$  в верхней

атмосфере могут выступать основные нейтральные компоненты:  $N_2$ ,  $O_2$ ,  $O$ . Наименьший потенциал ионизации из них имеет молекулярный кислород — около 12 эВ. Эта энергия соответствует длине волны 102 нм. Значит, ионизирующим излучением в данном случае будет любое ультрафиолетовое и рентгеновское излучение с  $\lambda < 102$  нм. Это — верхняя граница.

С нижней границей положение сложнее. Дело в том, что наиболее коротковолновая часть солнечного излучения ( $\lambda < 3$  нм) проходит большую часть ионосферы, почти не поглощаясь, а значит, и не участвуя в создании ионизации. Только на высотах области  $D$ , о которой будет особый разговор, ниже 100 км это излучение вступает в игру и отдает свою энергию на образование заряженных частиц. Таким образом, выше 100 км ионизацию производит ультрафиолетовое (10 — 102 нм) и так называемое мягкое рентгеновское (3 — 10 нм) излучение Солнца.

Энергия солнечного излучения, заключенная в интервале длин волн 10 — 102 нм, как раз и определяет выше 100 км скорость ионизации — тот важный параметр, который мы будем многократно упоминать в этой книге, обозначая его через  $q$ . Поскольку в данном случае речь идет о процессе ионизации излучением, этот процесс часто называют фотоионизацией (а соответствующую скорость — скоростью фотоионизации), чтобы отличить его от других ионизационных процессов, например, вызванных корпускулами.

Поясним, что такое скорость ионизации. Проходя через атмосферный газ, ионизирующее излучение взаимодействует с его частицами и производит ионизацию — отрыв электрона от нейтральной частицы. Эффективность этого процесса, т. е. количество актов ионизации (или, что то же, количество образованных пар ион—электрон) в единице объема ( $1 \text{ см}^3$ ) в единичный интервал времени (1 с), и называется скоростью ионизации  $q$ .

От чего же зависит  $q$ ? Из сказанного ясно, что она должна быть тем больше, чем больше количество (поток) квантов ионизирующего излучения  $I$  и чем выше концентрация нейтральных частиц  $[M]$  в единичном объеме. Оказывается (это не так очевидно, но очень важно),  $q$  зависит также от некоторого параметра  $\sigma_i$ , называемого эффективным сечением ионизации. Он характеризует то, насколько охотно взаимодействует, производя ионизацию, излучение той или иной длины волны с данным видом частиц (скажем,  $O_2$  или  $N_2$ ). Итак,

$$q = [M]I\sigma_i. \quad (5)$$

Это выражение является основой основ всех вычислений скоростей ионизации в земной ионосфере. Реальные формулы для расчетов, конечно, гораздо сложнее, поскольку приходится учитывать изменение интенсивности излучения по спектру, поглощение этого излучения в атмосфере, зависимость  $\sigma$ , от длины волны и т. д. Но основной принцип заложен в формуле (5), и мы рассмотрим ряд вопросов, отталкиваясь от нее.

Первый вопрос: все ли мы имеем, чтобы рассчитать значения  $q$  в ионосфере в соответствии с (5)? Из изложенного выше нам уже известно, что модель атмосферы у нас есть. Значит, есть и  $[M]$ . Сечения ионизации исследованы в лаборатории. Здесь тоже не видно проблем. Остается еще поток ионизирующего излучения  $I$ . Эту величину выражают обычно либо в квантах через квадратный сантиметр в секунду, характеризуя количество квантов, способных произвести ионизацию, либо в эргах тоже через квадратный сантиметр в секунду, характеризуя общую энергию, которую несет указанное количество квантов. Эрги используя чаще, однако для обсуждения проблем ионизации и рекомбинации удобнее кванты. Так вот,  $I$  и есть самое сложное место расчетов  $q$ .

В конце 50-х — начале 60-х годов взгляды на энергию солнечного ионизирующего излучения характеризовались большой неопределенностью. Разные авторы оценивали ее значениями от 0,1 до 100 эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Это очень широкая „вилка“. Не многие из аэрономических параметров могут похвастаться таким диапазоном неопределенности.

К концу 60-х годов, однако, дело более или менее прояснилось. Измерения спектра ультрафиолетового излучения Солнца были проведены на ракетах американским ученым Хинтереггером и дали значения  $I$  около 3 эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. К таким же значениям привела после всех уточнений и теория ионизационно-рекомбинационного цикла в ионосфере (мы расскажем об этом ниже). Именно на этой стадии относительного благополучия кончается описание борьбы мнений об интенсивности коротковолнового излучения Солнца в книге „Химия, атмосфера и космос“. На стр. 25 мы читаем: „Можно ли считать, что все в порядке? В первом приближении, несомненно, да. Все три оценки количества актов ионизации (или рекомбинации) в земной ионосфере — по энергии коротковолнового излучения Солнца, по скорости процессов рекомбинации и по эффективности ионно-молекулярных реакций — дают близкие между собой (или, как принято говорить, одного порядка) результаты“.

Куда уж лучше! После „вилки“ в три порядка величины — „близкие результаты“. Но такое благополучие длилось недолго. Уже в 1969 г. Хинтереггер пересмотрел свои экспериментальные данные и оценил  $I$  примерно в 2 эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> при средней солнечной активности.

Здесь уместно поговорить о зависимости солнечного коротковолнового излучения от активности Солнца. Солнце является звездой с очень „постоянными привычками“ в видимой области спектра, где поток излучения не изменяется от года к году даже на проценты своей величины. В коротковолновой части спектра ( $\lambda < 300$  нм), однако, Солнце очень переменчиво. И чем больше его активность, тем больше оно должно излучать в коротковолновой области. В качестве индексов солнечной активности используются

различные параметры. Наиболее употребительные из них  $W$  — число солнечных пятен и  $P_{10}$  — поток солнечного радиоизлучения на волне 10,7 см в единицах  $10^{-22}$  Вт·м<sup>-2</sup>·Гц<sup>-1</sup>. Эта величина, которую в последнее время стали называть индексом Кэвингтона, изменяется примерно от 70 в глубоком минимуме солнечной активности до 200 — 250 в период максимума солнечного цикла.

Уже давно стало ясно, что значение  $I$ , таким образом, должно быть тем больше, чем больше  $P_{10}$ . Теория возникновения ультрафиолетового излучения в атмосфере (хромосфере и короне) Солнца гласит, что от максимума к минимуму значение  $I$  должно меняться в несколько (3 — 5) раз. Но теория солнечной атмосферы очень сложна и необходима ее проверка экспериментом. Однако при высоких  $P_{10}$  (больших 160 — 170) никто пока интенсивности солнечного ультрафиолетового излучения не измерял. А при  $P_{10} \approx 70 \dots 150$  возникли противоречия, с которых мы и начали свой разговор о зависимости  $I$  от солнечной активности.

Теперь мы понимаем, что важно не только значение  $I$ , но и то, к какой активности Солнца оно относится. Значение  $I \approx 3$  эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>, которое Хинтереггер получил в 1965 г., относилось к низкой активности,  $P_{10} = 71$ . Исправленное же значение  $I \approx 2$  эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> относилось уже к средней активности,  $P_{10} = 144$ . Разница, таким образом, оказалась весьма серьезной, ибо при этом для  $P_{10} \approx 70$  мы должны ожидать еще меньшие значения  $I$ .

И здесь в миниатюре повторилась история становления взглядов на значения  $I$  в 50 — 60-х годах. Ибо „уточненные“ экспериментальные данные 1969 г. о солнечном коротковолновом излучении пришли в противоречие с ионосферными оценками, основанными на роли этого излучения в верхней атмосфере.

„Как это так, — сказали специалисты по физике атмосферы, — значение  $I$  меньше двух эргов? Теория рекомбинации согласуется с  $I = 3$  эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в минимуме активности. Это означает, что нам нужно три эрга и ни эргом меньше“. Конечно, разница теперь не то, что в прошлые годы. Не в тысячи или сотни раз, а всего в 2 — 3 раза. Но по нынешним временам и это — очень серьезное противоречие. Ведь основные ионосферные параметры, используемые для оценок скорости рекомбинации, измеряются с гораздо большей точностью.

На этом кончалось описание истории борьбы мнений об ионизирующем излучении Солнца в первом издании этой книги, но не сама история.

Развитие теоретических работ по физике ионосферы, построение достаточно сложных ионосферных моделей привело к подтверждению полученных ранее оценок энергии

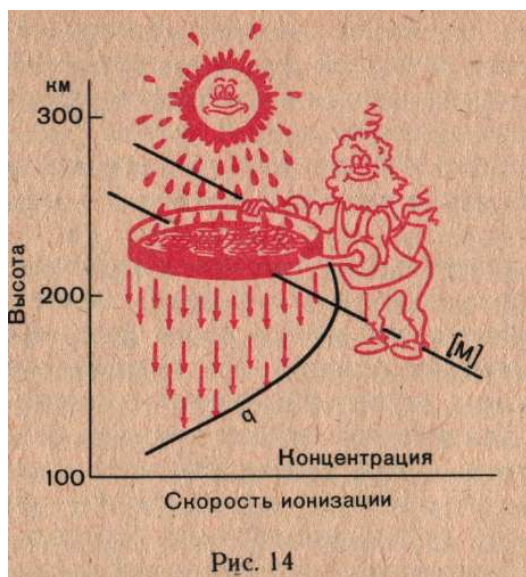
ионизирующего излучения Солнца —  $3 \text{ эрг}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в период минимума его активности и  $6—7 \text{ эрг}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в период максимума. Серия спутниковых измерений, проведенная в конце 70-х годов, дала большой экспериментальный материал, подтверждающий ионосферные оценки  $I$  для низкой активности Солнца. На ракетах было получено значение  $I = 6 \text{ эрг}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$  в период высокой активности. Казалось бы, все хорошо, все стало на свои места. Однако вместо одной проблемы появилась другая.

Сравнивая день за днем полученные по спутниковым наблюдениям значения  $I$  с соответствующими значениями индекса солнечной активности  $P_{10}$ , ученые обнаружили, что между ними (вопреки ожиданиям) существует очень плохая корреляция. Упомянутый выше крупнейший специалист в области изучения солнечного ультрафиолетового излучения профессор Хинтереггер привел примеры разного поведения  $I$  и  $P_{10}$ . В период самой низкой активности минимумы на кривых изменения со временем  $P_{10}$  и  $I$  не совпадали на три месяца, причем в этот период между двумя минимумами в отдельные группы дней изменение  $P_{10}$  и  $I$  носило противоположный характер (рост  $I$  при падении  $P_{10}$  и наоборот).

Этот факт явился очень сильным ударом для специалистов по ионосферному и термосферному моделированию. Ведь индекс  $P_{10}$  — основной входной параметр (призванный учитывать именно изменение солнечной активности) практически во всех моделях термосферы и ионосферы, а он не дает правильного представления о вариациях наиболее важной части солнечного коротковолнового излучения!

Для того чтобы разобраться в этой ситуации, потребовались годы. Не вдаваясь в детали этой работы (отметим только, что в решение данной проблемы большой вклад внес советский ученый А. А. Нусинов), кратко изложим ее итоги. Выяснилось, что энергия солнечного ультрафиолетового излучения тесно связана с индексом  $P_{10}$ , но не столь простым (линейным) образом, как это полагалось ранее. Значение  $I$  в данный день зависит не только от „сегодняшнего“ значения  $P_{10}$ , но и от среднего значения  $P_{10}$  за последние два — три оборота Солнца. Такая зависимость  $I$  от  $P_{10}$  отражает тот факт, что в поток солнечного излучения короче  $100 \text{ нм}$  вносят вклад как фоновое излучение солнечной атмосферы, так и излучение активных областей. Картина усложняется еще и тем, что различные эмиссионные линии в солнечном спектре с  $\lambda < 100 \text{ нм}$  образуются в разных областях солнечной атмосферы (хромосфере, переходном слое, нижней короне), а потому имеют разный характер зависимости от солнечной активности.

Несмотря на описанные трудности сегодня можно считать проблему решенной. Мы знаем, каков должен быть поток ионизирующего излучения для дня с заданным индексом  $P_{10}$ . Ошибки определения  $I$  при этом могут достигать  $20—30\%$ , однако это уже огромный



прогресс по сравнению с тем, с чего начинали определение  $I$  („вилка" в 2 — 3 порядка величины), или с неопределенностью в 2 раза, на которой мы остановили наш рассказ в первом издании этой книги. Вернемся теперь к основной нити нашего повествования — к определению скорости ионизации, для которой как раз и необходимы возможно более точные значения  $I$ .

Для того чтобы изучать поведение заряженных частиц в ионосфере, необходимо прежде всего знать значения  $q$  на разных высотах.

Типичное распределение  $q$  с высотой показано на рис. 14. Формула (5) позволяет понять, почему высотный профиль скорости ионизации выглядит так, а не иначе.

Величина  $\sigma_i$  от высоты не зависит, а потому на профиль  $q$  не влияет. Давайте двигаться вдоль этого профиля сверху вниз, скажем, с высоты 300 км. На этой высоте поглощение излучения еще не существенно, поэтому величину  $I$  можно считать постоянной. Значит, меняется только концентрация нейтральных частиц. Чем больше  $[M]$ , тем больше  $q$  — это следует из (5). А поскольку  $[M]$  растет с уменьшением высоты, должна увеличиваться и скорость ионизации  $q$ . Именно это мы и видим на рис. 14. Но где-то ниже 200 км атмосфера становится уже настолько плотной, что начинается поглощение ионизирующего излучения. Чем ниже мы опускаемся, тем меньше оказывается количество ионизирующих квантов, достигшее данного уровня. Величина  $I$  начинает быстро уменьшаться при нашем движении вниз. Теперь уже два множителя изменяются в формуле (5) с уменьшением высоты —  $[M]$  и  $I$ . Начиная с некоторого уровня в атмосфере, уменьшение  $I$  становится сильнее, чем увеличение  $[M]$ . На этом уровне образуется максимум скорости ионизации, что и видно на рис. 14.

Конечно, кривая на рисунке — лишь пример, показывающий, чем определяется высотный профиль скорости ионизации. На практике рассчитывают целый набор профилей  $q$  для различных условий — для максимума и минимума солнечной активности и для различных моментов дня. Последнее очень важно, поскольку высота Солнца над горизонтом (или, что чаще используют, зенитный угол Солнца  $\chi$ , т. е. расстояние Солнца в угловой мере от точки зенита) меняется в течение дня. В полдень высота Солнца максимальна, а зенитный угол минимален. А во время восхода и захода (Солнце на горизонте) высота равна нулю, а зенитный угол равен  $90^\circ$ . Поглощение ионизирующего

излучения очень сильно зависит от зенитного угла. Когда солнечные лучи падают на атмосферу прямо (Солнце в зените,  $\chi = 0$ ), они проникают в атмосферу наиболее глубоко. При наклонном падении лучи проходят бóльшую толщину атмосферы, поглощение возрастает, и на данный уровень в атмосфере попадает меньше излучения, чем при вертикальном падении. Таким образом, чем больше зенитный угол Солнца (чем ближе оно к горизонту), тем меньше скорость ионизации солнечным излучением на данной высоте.

Вернемся на время к реакции фотоионизации (3). Мы уже знаем, что энергия кванта ионизирующего излучения  $h\nu$  тратится на отрыв электрона от нейтральной частицы X. Знаем мы и то, что энергия, которую надо затратить на отрыв электрона (потенциал ионизации), составляет 10 — 15 эВ. Спрашивается, куда девается избыток энергии жестких квантов, т. е. тех, которые несут десятки и сотни электрон-вольт? Например, энергия кванта с длиной волны 30 нм составляет около 40 эВ, а с длиной волны 10 нм — более 100 эВ. Скажем, 15 эВ уйдет на сам процесс ионизации, а остальные?

Часть энергии может быть потрачена на возбуждение образовавшегося иона — это составит, самое большее, несколько электрон-вольт. Часть может перейти в кинетическую энергию иона, т. е. пойти на разогрев атмосферного газа — это обычно доли электрон-вольта. И все еще остается вопрос: а остальное? Куда девается остальная энергия ионизирующего кванта?

Избыток энергии, как выяснилось, уносит образующийся электрон. Он носит название фотоэлектрона, так как рождается в процессе фотоионизации, и может иметь энергию (в зависимости от того, насколько жестким был ионизирующий квант) от долей электрон-вольта до сотен электрон-вольт.

Таким образом, в верхней атмосфере существует новый агент, о существовании которого первоначально и не подозревали,— горячие (т. е. энергичные, с энергией, превосходящей тепловую энергию окружающих частиц) электроны. Этот агент может активно участвовать во многих важных процессах в верхней атмосфере. Скажем, в разогреве атмосферного газа — ведь, сталкиваясь с нейтральными атомами и молекулами, горячие электроны будут передавать им часть своей энергии. Или в образовании возбужденных нейтральных частиц — ведь большая часть переданной при столкновении энергии может идти именно на возбуждение. И, наконец, в ионизации. Да, да, как это ни странно, именно в ионизации. В том самом процессе, где фотоэлектроны родились. Они, как мы только что говорили, могут иметь энергию до сотен электрон-вольт и, значит, вполне способны оторвать новый электрон от подвернувшейся нейтральной частицы. Получается, что при вычислении скорости ионизации в атмосфере необходимо учитывать кроме первичного акта



ионизации еще и вклад вторичных процессов — ионизации фотоэлектронами. Это существенно усложняет расчеты профилей  $q$ .

Является ли коротковолновое излучение Солнца единственным источником ионизации в ионосфере? Нет, не является. Но оно — главный источник. В определенных условиях, например, в самой нижней части ионосферы (ниже 90 км), в ночное время или в случае особых явлений в полярных широтах, ионизацию создают другие источники ионизации (прежде всего потоки корпускул), о которых мы расскажем в соответствующих разделах этой книги.

Мы знаем теперь ответ на вопрос, поставленный в названии этой главы: за образование ионосферы выше 100 км в дневных условиях отвечает коротковолновое излучение Солнца. Представляем мы себе и трудности, с которыми связан расчет скоростей ионизации этим излучением в верхней атмосфере. Мы имеем высотный профиль  $q$ , т. е. знаем, сколько электронов (и ионов) образуется на каждой высоте в одном кубическом сантиметре в секунду. Значит ли это, что мы знаем тем самым и профиль распределения концентрации электронов в ионосфере? Увы, нет. Ведь равновесные концентрации заряженных частиц — результат действия всего ионизационно-рекомбинационного цикла, в котором ионизация является лишь первым шагом. Мы увидели, как рождаются заряженные частицы. Давайте посмотрим теперь, как складывается их дальнейшая судьба.

#### 4. РАВНОВЕСНЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ ИОНОВ

Итак, нас теперь интересует дальнейшая судьба ионов, родившихся в акте фотоионизации. Что происходит с ними потом?

Прежде всего, динамические процессы могут в принципе унести их на большие расстояния от места рождения, в область атмосферы с другими условиями. Однако о такой ситуации, действительно наблюдаемой в области  $F_2$  и выше, мы поговорим чуть позже. А сейчас мы рассматриваем, как и договорились, область высот 100 — 200 км. Принято считать, что на этих высотах динамика не влияет заметно на заряженные частицы, во всяком случае, днем. Давайте посмотрим, почему.

#### ЧТО ТАКОЕ „ВРЕМЯ ЖИЗНИ”

В фотохимии используют известное физическое понятие „время жизни” данной частицы (иона, электрона, нейтрального атома и т. д.). Оно обозначается обычно через  $\tau$  и представляет собой время, которое частица (назовем ее  $X$ ) успевает просуществовать между своим рождением в одном процессе и гибелью в другом. Если под „другим” понимается любая реакция, в которой участвует наша частица  $X$ , то и  $\tau$  будет просто фотохимическое время жизни или время жизни относительно фотохимических процессов. Если же под „другим” понимать какую-то конкретную реакцию, то мы получим время жизни относительно этой реакции. Когда имеется несколько реакций, в которых может участвовать данная частица, сравнение соответствующих времен жизни дает нам представление о том, какая из реакций доминирует. Та из них, время жизни относительно которой меньше, будет являться основным процессом гибели частиц  $X$ .

Поскольку мы не раз будем оперировать понятием „время жизни” и проводить сравнение значений  $\tau$  для разных процессов, уместно, видимо, пояснить все сказанное примером. Пусть нас интересует, во-первых, каково время жизни электронов на высоте 160 км в дневное время и, во-вторых, какой из трех процессов рекомбинации:

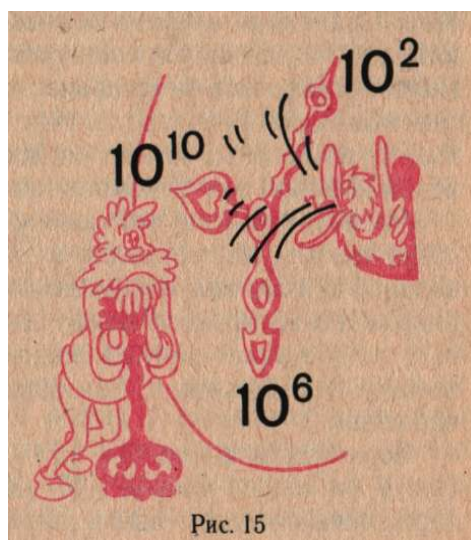
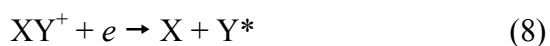


Рис. 15

определяет гибель электронов на данной высоте. Первый процесс — радиативная рекомбинация атомных ионов, второй — рекомбинация атомных ионов при тройных соударениях (M — любая третья частица), а третий — диссоциативная рекомбинация молекулярных ионов. Пусть нам известны константы скорости всех трех процессов и концентрации частиц:  $\alpha_p = 10^{-12} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ;  $\alpha_t = 10^{-26} \text{ см}^6 \cdot \text{с}^{-1}$ ;  $\alpha^* = 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ;  $[Y^+] = 2 \cdot 10^5 \text{ см}^{-3}$ ;  $[XY^+] = 3 \cdot 10^5 \text{ с}^{-3}$ ;  $[M] = 10^{10} \text{ см}^{-3}$ .

Вероятность участия частицы (в нашем случае электрона) в данной реакции  $\eta$  равна произведению константы скорости на концентрации других участвующих частиц. Для реакций (6) — (8) это будет выглядеть следующим образом:

$$\eta_1 = [Y^+] \alpha_p; \quad \eta_2 = [Y^+] [M] \alpha_t; \quad \eta_3 = [XY^+] \alpha^*. \quad (9)$$

Ну а время жизни обратно пропорционально вероятности участия:  $\tau = 1/\eta$ . Это и понятно: чем активнее частица участвует в данной реакции (чем больше  $\eta$ ), тем меньше время жизни, и наоборот.

Подставляя теперь конкретные значения параметров, получаем:

$$\begin{aligned} \eta_1 &= 2 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}; & \eta_2 &= 2 \cdot 10^{-11} \text{ с}^{-1}; & \eta_3 &= 3 \cdot 10^{-2} \text{ с}^{-1}; \\ \tau_1 &= 5 \cdot 10^6 \text{ с}; & \tau_2 &= 5 \cdot 10^{10} \text{ с}; & \tau_3 &= 33 \text{ с}. \end{aligned}$$

Итак, электрону необходимо подождать 5 миллионов секунд (более 10 лет), прежде чем он сможет принять участие в реакции радиативной рекомбинации (6). Для участия в реакции (7) надо ждать еще больше —  $5 \cdot 10^{10}$  с. Но ждать столько ему, конечно, не придется — в среднем через 33 с после рождения он погибает в акте диссоциативной рекомбинации.

Вот мы и получили ответы на интересовавшие нас вопросы. Наименьшее из полученных значений  $\tau$  представляет собой фотохимическое время жизни электрона в наших условиях. Оно равно 33 с. Сравнивая времена жизни относительно всех трех процессов, или, что то же, вероятности участия  $\eta$ , мы видим, что в процессах гибели электронов безусловно доминирует реакция диссоциативной рекомбинации. Вероятность участия электрона в этой реакции в сотни тысяч раз больше, чем вероятность участия в реакции радиативной рекомбинации или рекомбинации при тройных соударениях.

Мы знаем теперь, что такое фотохимическое время жизни. И нам легко понять, какую важную роль это понятие играет в решении вопроса о том, как взаимодействуют фотохимия и динамика. Ибо динамический процесс может действовать на частицу (перемещать ее), только пока частица живет — в течение времени  $\tau$ . Следовательно, чем больше  $\tau$ , тем дальше унесут частицу динамические процессы.

Вернемся к процессам (6) — (8) и рассмотрим такой пример. Пусть на нашей высоте 160 км действует горизонтальный дрейф заряженных частиц вдоль параллели со скоростью

$V = 0,1$  м/с. И пусть (исключительно для примера!) не существует ни реакции (6), ни реакции (8), а гибель электронов определяется реакцией тройных соударений (7). Время жизни электрона тогда равно  $5 \cdot 10^{10}$  с. Все это время он будет ( $V = 0,1$  м/с) дрейфовать вдоль параллели и отдрейфует на  $5 \cdot 10^{10} \cdot 0,1 = 5 \cdot 10^9$  м (!). А это значит, что он много раз обогнет земной шар! Ясно, что в этом случае ни о каком фотохимическом равновесии не может быть и речи, ибо в данный момент в данном месте будут находиться электроны, родившиеся в разных местах, в разных условиях и в разное время. Например, не будет разницы между дневными и ночными концентрациями электронов, ибо ночью ионосфера будет полна электронов, родившихся вчера днем и позавчера днем, и днем много лет назад...

Ну а в реальной ситуации, когда действует диссоциативная рекомбинация и время жизни равно нескольким десяткам секунд? В этом случае, очевидно, электрон за время  $\tau$  переместится на несколько сотен метров. Много это или мало? Интуитивно все мы, конечно, чувствуем, что это мало и что ничего страшного от этого не произойдет. Но с чем все-таки эти метры сравнивать? Это и есть основной вопрос проблемы „фотохимия — динамика“. Оказывается, сравнивать надо с характерными размерами изменения параметров среды. Если электрон из одного места перенесен в другое, но с теми же условиями, ничего не изменится в уравнении фотохимического равновесия. Но если он попал в условия, отличные от начальных — другая плотность нейтральных частиц, а, следовательно, иная скорость ионизации, или другая концентрация положительных ионов, а, следовательно, другая вероятность рекомбинации, то в этом случае условия фотохимического равновесия уже не будут выполнены, а это и будет означать, что динамика влияет на распределение заряженных частиц.

Остается лишь понять, что же это за „характерные размеры“, которые мы должны использовать для сравнения. За такие размеры при рассмотрении вертикальных движений принимают высоту однородной атмосферы (о которой мы говорили выше) нейтрального газа  $H$ . Таким образом, если за время  $\tau$  динамика (в данном случае амбиполярная диффузия) переносит электрон (или ион) на расстояние, меньшее  $H$ , условие фотохимического равновесия сохраняется. В случае горизонтальных перемещений определить „характерные размеры“ труднее. Обычно считается, что они составляют десятки километров и что горизонтальный перенос как таковой не влияет заметно на распределение заряженных частиц.

Таков принцип сравнения роли фотохимии и динамики. Если теперь взяться за конкретные цифры (чего мы здесь делать не будем), то мы получим, что время жизни заряженных частиц на высотах 100 — 200 км днем составляет несколько десятков — сотню

секунд. При реальных скоростях вертикальных (амбиполярная диффузия) и горизонтальных (дрейф) движений в верхней атмосфере эти процессы не успевают за время  $\tau$  перенести ионы достаточно далеко, чтобы нарушилось фотохимическое равновесие. Именно поэтому считают, что в дневных условиях на высотах 100 — 200 км влиянием динамических процессов можно пренебрегать. Ночью, когда концентрации всех заряженных частиц уменьшаются, падают и вероятности участия, скажем, электронов в реакциях рекомбинации (см. (9)) и возрастают времена их жизни. В этом случае некоторые процессы переноса могут оказаться существенными. Но о ночной ионосфере на высотах, больших 100 км, речь пойдет отдельно.

### ДВЕ ОСНОВНЫЕ РЕАКЦИИ

Мы возвращаемся к основному вопросу этой главы: какова судьба ионов после их образования в результате фотоионизации? Раз динамическими процессами на выбранных нами высотах можно пренебречь, остаются фотохимические реакции. Двумя главными типами химических процессов на высотах 100 — 200 км являются (кроме фотоионизации) диссоциативная рекомбинация и ионно-молекулярные реакции. О них-то мы и поговорим в этом параграфе, прежде чем перейти к общей картине ионных преобразований.

Становление взглядов на диссоциативную рекомбинацию ионов как быстрый процесс, играющий важную роль в ионосфере Земли и планет, шло довольно долго. Понадобилось около 20 лет, чтобы от первых предположений английского ученого Бейтса о существовании и роли диссоциативной рекомбинации, высказанных в 1950 г., прийти к современным представлениям об этом процессе.

Итак, диссоциативная рекомбинация молекулярных ионов записывается в виде:



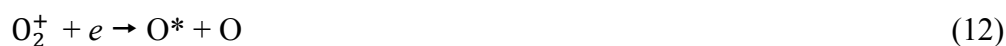
При соединении молекулярного иона  $XY^+$  с электроном, как и при всякой рекомбинации, выделяется энергия, которая ранее была затрачена на ионизацию. От того, какие есть пути уноса этой энергии, будет зависеть эффективность (константа скорости) данного типа комбинационных процессов. В реакциях (6) и (7) энергия уносится либо излучением (отсюда и название „радиативная рекомбинация" — (6)), либо третьей частицей  $M$  (реакция тройных соударений — (7)). Это относительно слабые пути уноса энергии, поэтому эффективность процессов (6) и (7) мала.

В процессе диссоциативной рекомбинации (10) энергия рекомбинации иона сначала идет на возбуждение. Но образующаяся молекула нестабильна — она не может удержать полученный запас энергии и распадается на составляющие ее атомы, один из которых, в свою очередь, может быть возбужден.

Оказалось, что такой путь освобождения энергии, выделяющейся при рекомбинации, наиболее удобен природе — константа скорости диссоциативной рекомбинации весьма высока. Если для процесса радиативной рекомбинации (6), как мы видели, константа скорости равна  $10^{-12}$   $\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ , то для диссоциативной рекомбинации основных ионосферных ионов она составляет  $10^{-6}$  —  $10^{-7}$   $\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Разница в миллион раз и определяет ту роль, которую процесс диссоциативной рекомбинации играет в ионосфере как главный рекомбинационный процесс выше 100 км.

Что же мы знаем и чего не знаем сейчас о конкретных процессах диссоциативной рекомбинации?

В ионосфере нас интересует главным образом диссоциативная рекомбинация трех основных молекулярных ионов —  $\text{O}_2^+$ ,  $\text{NO}^+$  и  $\text{N}_2^+$ :



О рекомбинации сложных ионов-связок, наблюдаемых в области *D*, мы поговорим в одной из следующих глав. Для ионов  $\text{N}_2^+$ ,  $\text{O}_2^+$  и  $\text{NO}^+$  было проведено много лабораторных измерений. Трудности таких измерений и забавные случаи, которые при этом возникали, описаны в книге „Химия, атмосфера и космос“. К настоящему времени эти трудности преодолены, получены надежные значения констант диссоциативной рекомбинации для наших ионов при комнатной температуре (около 300 К):

$$\begin{aligned} \alpha_{\text{NO}^+}^* &= 4,5 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}; \quad \alpha_{\text{O}_2^+}^* = 2,2 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}; \\ \alpha_{\text{N}_2^+}^* &= 2 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1} \end{aligned} \quad (14)$$

Однако температура 300 К не характерна для верхней атмосферы. Для интересующих нас высот более характерны температуры 1000 К и выше. Значит, нужно еще знать, как меняются значения  $\alpha^*$  с температурой. Но тогда возникает следующий вопрос: с какой именно температурой? Ведь в реакции участвует ион и электрон, а температуры ионов и электронов в ионосфере могут быть различны. А может, вообще, значения  $\alpha^*$  зависят от температуры основной массы частиц среды, т. е. от температуры нейтралов?

Полностью этот вопрос не решен и по сей день. При лабораторных измерениях, которые собственно и питают нас сведениями о скоростях диссоциативной рекомбинации для различных ионов, получают несколько разную картину изменения  $\alpha^*$  в зависимости от того, меняют ли в эксперименте только температуру электронов  $T_e$  при неизменной температуре ионов  $T_i$  и температуре нейтралов  $T_n$ , или увеличивают  $T_e$  и  $T_i$  одновременно. Принято все же считать (и это

является основой всех аэрономических расчетов), что в первую очередь значения  $\alpha^*$  зависят от температуры электронов. Для ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$  принимается обратно пропорциональная зависимость  $\alpha^*$  от  $T_e$ , а для  $\text{N}_2^+$  зависимость оказалась настолько слабой, что ею часто пренебрегают. Таким образом, в основной части ионосферы мы имеем три процесса диссоциативной рекомбинации (11) — (13) с константами скорости:

$$\begin{aligned} \alpha_{\text{NO}^+}^* &= 4,5 \cdot 10^{-7} \frac{300}{T_e} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1} \\ \alpha_{\text{O}_2^+}^* &= 2,2 \cdot 10^{-7} \frac{300}{T_e} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1} \\ \alpha_{\text{N}_2^+}^* &= 2 \cdot 10^{-7} \frac{300}{T_e} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1} \end{aligned} \quad (15)$$

Казалось бы, выражения (15) дают нам исчерпывающий ответ на все вопросы, связанные с диссоциативной рекомбинацией молекулярных ионов в ионосфере. На любой высоте, в любых условиях, зная электронную температуру, можно вычислить  $\alpha^*$  для любого из ионов. И действительно, знание  $\alpha^*$  в виде (15) считалось бы вполне достаточным 15 лет назад. Но, увы, не сегодня — ведь аэрномия идет вперед.

Есть два вопроса, на которые мы не получаем ответа на основе выражений (15). Первый: что будет, если ионы находятся в возбужденном состоянии? Все измерения в лаборатории проводятся для невозбужденных ионов. А в ионосфере, как мы теперь понимаем, часть ионов может образовываться с запасом внутренней энергии — возбуждением. Как это отразится на эффективности диссоциативной рекомбинации, мы пока не знаем. Есть лишь общие соображения о том, что значения  $\alpha^*$  для возбужденных ионов должны быть ниже и могут составлять даже  $10^{-8} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Иначе говоря, возбужденные ионы должны быть более долгоживущими, чем обычные. Если это так, то образование в процессе ионизации даже небольшой доли возбужденных ионов (скажем, 10% от  $q$ ) может приводить к заметному, скажем двукратному, увеличению равновесной концентрации ионов. А это уже очень существенно!

Второй вопрос тоже связан с возбуждением. Но уже с возбуждением продуктов реакций (11) — (15) — атомов кислорода и азота. В большинстве случаев один или оба продукта диссоциативной рекомбинации должны быть возбуждены. Но в какое состояние? (Скажем, атом кислорода будет в состоянии  $^1D$  или  $^1S$ ?) А какой из атомов? Пойдет ли реакция диссоциативной рекомбинации  $\text{NO}^+$  по пути (11) с образованием возбужденного атома азота или по пути  $\text{NO}^+ + e \rightarrow \text{N} + \text{O}^*$  с образованием возбужденного атома кислорода?

Мы не будем сейчас говорить о том, почему важно знать ответы на эти вопросы. Отметим лишь, резюмируя положение дел с диссоциативной рекомбинацией, что основными сведениями об этом процессе, необходимыми для анализа всего цикла процессов ионизация — рекомбинация, мы располагаем, а отсутствие данных о возбуждении атомов азота и кислорода порождает свои проблемы в другой области — физике малых составляющих и возбужденных частиц, о которых мы поговорим позже.

Выражение „ионно-молекулярные реакции" стали употреблять в аэрономии около 20 лет назад. Раньше использовали такие термины, как „перезарядка", „перенос зарядов", которые и сейчас изредка встречаются в литературе.

Что же стоит за выражением „ионно-молекулярные реакции"? К ним относят несколько типов процессов. Не вдаваясь в детали химической кинетики, приведем примеры характерных реакций, которые понадобятся нам в дальнейшем:



Несмотря на заметные различия, эти реакции имеют много общих черт. В каждой из них участвуют заряженная (положительный ион) и нейтральная частицы и получаются заряженная и нейтральная частицы. Значит, ни образования, ни исчезновения зарядов не происходит. Происходит их перераспределение. В этом отличие ионно-молекулярных реакций от процессов ионизации, где заряженные частицы образуются, и рекомбинационных процессов, где они гибнут.

Вторая важная особенность ионно-молекулярных реакций состоит в том, что в уравнении реакции слева всегда стоит ион с большим потенциалом ионизации, чем справа. Это необходимо для того, чтобы реакция не требовала дополнительной энергии, т. е. была, как говорят, экзотермической. Если же это условие нарушить, то мы получим реакцию, которая для своего протекания требует подпитки энергией извне, т. е. является эндотермической. Такие процессы, как правило, идут медленно и большой роли в аэрономии не играют. Требование экзотермичности приводит к тому, что в аэрономических ионно-молекулярных реакциях чаще всего образуются ионы  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ , редко ионы  $\text{O}^+$  и никогда — ионы  $\text{N}_2^+$ .

Стоит обратить уже сейчас внимание еще на одну характерную деталь. Из четырех процессов, которые мы выбрали для примера, у двух в правой части уравнения стоят атомы азота,



а в левой — молекулы  $N_2$ . Значит, ионно-молекулярные реакции могут еще приводить, кроме перераспределения ионов, и к диссоциации молекул (скажем,  $N_2$ ) на атомы. Для кислорода это почти несущественно, а вот для образования атомарного азота... Но об этом мы поговорим в одной из следующих глав.

Нас, как всегда, в первую очередь интересует интенсивность данного типа процессов, т. е. константы скорости ионно-молекулярных реакций  $\gamma$ . Нужно отметить, что разброс значений  $\gamma$  для различных ионосферных реакций гораздо больше, чем разброс значений  $\alpha^*$ . Как мы только что видели, для константы диссоциативной рекомбинации при 300 К разница между „быстро рекомбинирующим" ионом окиси азота и „медленно рекомбинирующим" ионом  $N_2^+$  относительно невелика — два с небольшим раза. А в случае ионно-молекулярных реакций диапазон  $\gamma$  при комнатной температуре достигает двух порядков величины — от  $10^{-12}$  до  $10^{-10}$   $см^3 \cdot с^{-1}$ .

Но важно, конечно, не это, а то, знаем ли мы эти константы достаточно надежно, чтобы использовать их для аэрономических расчетов? В целом на этот вопрос сегодня следует ответить утвердительно. Сейчас, после многих лет поисков, споров и ошибок, мы знаем значения  $\gamma$  для основных ионно-молекулярных реакций и их зависимость от температуры. Как ионно-молекулярные реакции вписываются в общий цикл процессов, мы увидим в следующем параграфе, а сейчас расскажем о проблеме, показывающей, насколько сложны вопросы, связанные с ионно-молекулярными реакциями.

Есть такое понятие — „колебательная температура", или „температура колебательного возбуждения". Дело в том, что практически при любой температуре газа часть молекул этого газа будет находиться в состоянии колебательного возбуждения. С ростом температуры количество колебательно-возбужденных молекул быстро растет. Однако возможна ситуация, когда температура газа не меняется, а количество (процент) колебательно-возбужденных частиц растет (скажем, за счет фотохимических процессов). Тогда рост числа возбужденных частиц можно приписать росту некоторой эффективной температуры — температуры колебательного возбуждения  $T_k$ . В самом простом случае  $T_k$  равна обычной (кинетической) температуре газа  $T_n$ . В остальных случаях (при наличии дополнительных источников возбуждения)  $T_k$  больше, чем  $T_n$ .

Группой американских исследователей под руководством Фергюсона, заложивших основы наших сегодняшних представлений о значениях констант

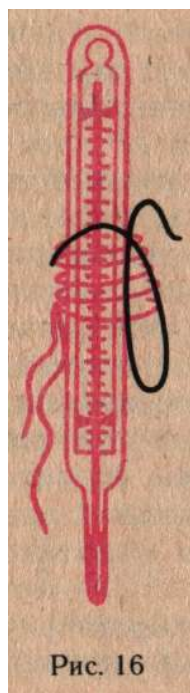


Рис. 16

скорости ионно-молекулярных реакций  $\gamma$ , в 1969 г. был получен неожиданный результат. Оказалось, что константа скорости самой важной ионосферной ионно-молекулярной реакции (16) зависит от колебательной температуры участвующих в ней молекул азота. Причем не просто зависит, а очень сильно зависит: при изменении  $T_k$  от 300 до 1000 К  $\gamma_{16}$  возрастала в 100 (!) раз. Этот факт получил огромный резонанс среди специалистов по аэронауке. Возник вопрос о пересмотре чуть ли не всей схемы ионизационно-рекомбинационных преобразований в ионосфере. Однако до этого дело не дошло. При внимательном подходе выяснилось, что такой драматический эффект получается, когда сам газ остается холодным, при комнатной температуре. А при температуре, скажем, 1000 К увеличение колебательной температуры уже не ведет к росту  $\gamma_{16}$  более чем в 2 раза. Поскольку же нас в ионосфере как раз интересуют температуры  $T_n$  в 1000 К и выше, эффект колебательного возбуждения не должен как будто играть такой страшной роли, как показалось сначала.

Однако проблема не снята с повестки дня. Дело в том, что для объяснения ряда эффектов в области  $F_2$  ионосферы требуется предполагать зависимость  $\gamma_{16}$  от условий. Но от каких? Все от той же колебательной температуры азота? Или, может быть, от электронной температуры, которая сильно меняется на высотах максимума  $F_2$ ? Какова, например, роль изменения колебательной температуры (и соответственно значения  $\gamma_{16}$ ) в объяснении сезонной аномалии в области  $F_2$ ? Существует мнение, что вся разница между летними и зимними значениями  $[e]$  в максимуме слоя  $F_2$  обусловлена именно изменением  $T_k$ . Но есть модели ионосферы, в которых эта разница объясняется изменением с сезоном состава атмосферы, а гипотеза о связи  $\gamma_{16}$  и  $T_k$  не привлекается вовсе. Возможно, истина лежит посередине и наряду с очевидным изменением  $[O]/[N_2]$  в сезонную аномалию в слое  $F_2$  вносит (по крайней мере в годы высокой солнечной активности) вклад и эффект изменения колебательной температуры азота. Точные ответы на поставленные здесь вопросы еще предстоит найти.

## **ЧТО ВО ЧТО ПЕРЕХОДИТ, ИЛИ ОКОНЧАТЕЛЬНАЯ СХЕМА ПРОЦЕССОВ**

Мы рассмотрели в предыдущих разделах все этапы того непрерывного круговорота заряженных частиц в верхней атмосфере, который называется ионизационно-рекомбинационным циклом процессов. Давайте соединим теперь отдельные части и посмотрим на картину преобразования ионов и электронов в целом. Не забудем только, что речь идет о дневной ионосфере на высотах 100 — 200 км, где нет ни отрицательных ионов, ни ионов-связок, которые так „усложняют жизнь” в области  $D$ , и где

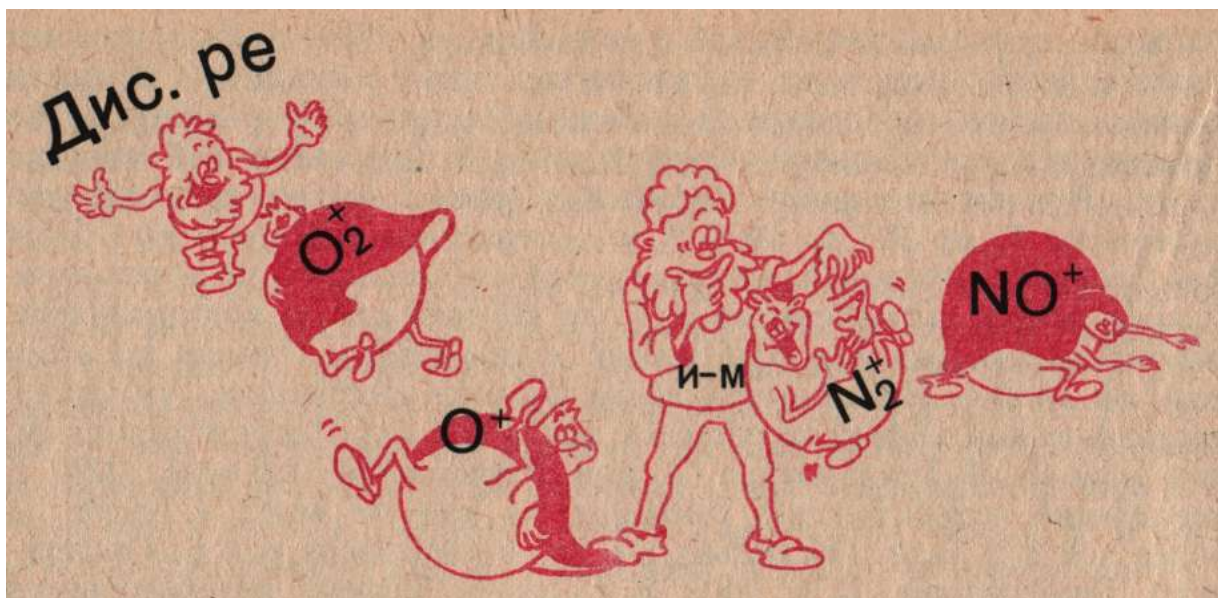


Рис. 17

можно не беспокоиться о динамических процессах. Итак, в результате фотоионизации образуются положительные ионы и электроны. Электроны, как говорится, все на одно лицо — их различить невозможно. Ионы же образуются разные, в различных количествах, и их дальнейшая судьба складывается по-разному.

Атмосфера на высотах 100 — 200 км, как мы уже знаем, состоит из молекул и атомов азота и кислорода. Значит, именно ионы  $N_2^+$ ,  $O_2^+$ ,  $O^+$  и  $N^+$  образуются в результате фотоионизации.  $O^+$  и  $N^+$  — ионы атомарные. Для них нет быстрой реакции рекомбинации с электроном. Поэтому судьба их ясна — рано или поздно они гибнут в ионно-молекулярных реакциях, образуя другие ионы. Какие именно? И это ясно — ионы с меньшим потенциалом ионизации, т. е.  $O_2^+$  и  $NO^+$ . А вот у образующихся при фотоионизации молекулярных ионов  $N_2^+$  и  $O_2^+$  судьба сложнее. Два типа процессов борются за их уничтожение: диссоциативная рекомбинация и ионно-молекулярные реакции. Исход этой борьбы различен для  $O_2^+$  и  $N_2^+$ . Ионы молекулярного кислорода гибнут в основном в реакциях рекомбинации с электронами, и только на высотах, где много молекул окиси азота (область  $E$  и несколько выше), на судьбу этих ионов начинает влиять реакция  $O_2^+$  с  $NO$ . Что касается ионов молекулярного азота, то на их концентрацию диссоциативная рекомбинация совсем не влияет. Слишком велика активность этих ионов в ионно-молекулярных реакциях, которые целиком и определяют гибель  $N_2^+$ . В терминах времени жизни это выражается так: время жизни  $N_2^+$  относительно ионно-молекулярных реакций много меньше, чем время жизни  $N_2^+$  относительно диссоциативной рекомбинации.

Эффективность гибели  $N_2^+$  в ионно-молекулярных реакциях (на рис. 17 обозначены И — М) настолько высока, что равновесные концентрации этих ионов в ионосфере оказываются очень низкими. Скажем, на высотах менее 150 км концентрации  $N_2^+$ , как правило, меньше предела чувствительности масс-спектрометра. Хотя ионов  $N_2^+$  в процессе фотоионизации на этих высотах образуется больше, чем каких-либо других ионов, поскольку молекулы азота являются там доминирующей компонентой нейтральной атмосферы. Это явление в аэрономической литературе иногда называют ненаблюдаемой ионизацией. Иначе говоря, в данном случае ионизация как процесс идет очень активно, но из-за быстрых процессов гибели результирующая равновесная концентрация мала и сплошь и рядом оказывается ниже порога измерений.

Последним типом положительных ионов, о судьбе которых мы еще ничего не сказали, являются ионы  $NO^+$ . Эти ионы образуются в результате ионно-молекулярных реакций. Прямая ионизация молекул  $NO$ , конечно, идет, но на рассматриваемых сейчас высотах очень мало может добавить (из-за малой по сравнению с основными нейтральными компонентами концентрации  $NO$ ) к активному образованию  $NO^+$  в ионных реакциях. Сами же ионы  $NO^+$  начать новую ионно-молекулярную реакцию и превратиться в другой ион не могут — для этого у них слишком низкий потенциал ионизации. А, следовательно, их дальнейшая судьба ясна — они гибнут только в реакциях диссоциативной рекомбинации.

Все, о чем мы говорили в этом параграфе, можно очень компактно изобразить на схеме. Такая схема показана на рис. 18. Здесь квадратиками обозначены равновесные концентрации ионов и электронов, а стрелки соответствуют фотохимическим реакциям. Значки возле стрелок показывают, какая частица участвует в данной реакции. Скажем,

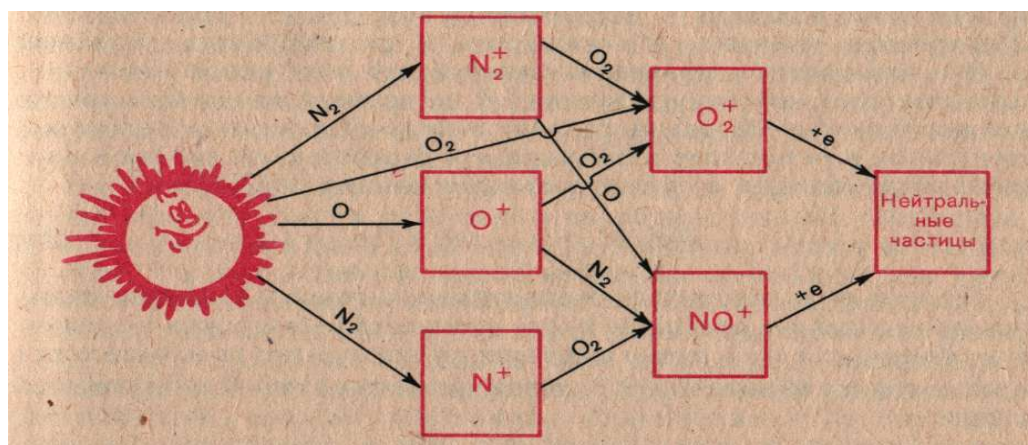


Рис.18

значок  $N_2$  возле стрелки, соединяющей  $O^+$  и  $NO^+$ , означает, что идет реакция ионов  $O^+$  с молекулами  $N_2$ , в результате которой образуется ион  $NO^+$ . Легко видеть, что это упоминавшаяся уже в предыдущем параграфе реакция (16).

Итак, глядя на схему, мы можем теперь подвести итог сказанному в этом параграфе. Цикл преобразований положительных ионов начинается с ионизации (в нашем случае — фотоионизации), в результате которой образуются первичные ионы  $N_2^+$ ,  $O^+$ ,  $O_2^+$ ,  $N^+$ . Ионно-молекулярные реакции производят перераспределение ионов, превращая в конце концов  $N_2^+$ ,  $O^+$  и  $N^+$  в  $O_2^+$  и  $NO^+$ . Эти два иона и участвуют в последней фазе цикла — рекомбинации ионов с электронами, приводящей к исчезновению заряженных частиц.

Схемы, подобные приведенной на рис. 18, очень распространены в аэрономии и очень удобны. Кроме общего описания характера протекания процесса в целом, какое мы сделали выше, они позволяют получать и уравнения для равновесных концентраций любого иона. Для этого надо в левую сторону уравнения записать все процессы, стрелки которых упираются в данный квадрат, а в правую — процессы, стрелки которых от него начинаются. Скажем, в случае  $NO^+$  (следите по схеме!):

$$[N_2^+] [O] \gamma_{18} + [O^+] [N_2] \gamma_{16} + [N^+] [O_2] \gamma_{19} = [NO^+] [e] \alpha^*. \quad (20)$$

Вот вам и уравнение баланса для ионов  $NO^+$ . Просто, не правда ли?

### ВАЖНЫЙ ПАРАМЕТР С ДЛИННЫМ НАЗВАНИЕМ

Параметр, о котором пойдет речь, действительно очень важен для ионосферной физики и у него действительно длинное и труднопроизносимое название — эффективный коэффициент рекомбинации. Постараемся показать его важность и расшифровать название.

Все начинается с уравнения баланса для электронов. Оно записывается так: скорость изменения  $[e]$  во времени на данном уровне в ионосфере  $d[e]/dt$  равна разнице между скоростью образования электронов в результате ионизации  $q$  и скоростью их гибели в процессе рекомбинации с положительными ионами  $[e][X^+]\alpha$ :

$$d[e]/dt = q - [e][X^+]\alpha. \quad (21)$$

Поскольку в отсутствие отрицательных ионов (а именно такие условия мы сейчас рассматриваем) количество электронов в единичном объеме, т. е.  $[e]$ , равно суммарному количеству положительных ионов в том же объеме, т. е.  $X^+$ , предыдущее выражение записывается в виде:

$$d[e]/dt = q - \alpha[e]^2. \quad (22)$$

Коэффициент при  $[e]^2$  в рекомбинационном члене в этом уравнении и называется эффективным коэффициентом рекомбинации  $\alpha'$ .

Хотя, на первый взгляд, этот коэффициент введен несколько формально, он оказался очень полезен и важен для ионосферных исследований.

Действительно, до тех пор, пока не начались прямые ракетные и спутниковые измерения ионосферных параметров, основную информацию об ионосфере получали методом наземного радиозондирования. Это были сведения об электронной концентрации на некоторых фиксированных высотах (слои  $F_2$ ,  $F_1$  и  $E$ ). Для каждой из этих высот можно было построить кривые изменения электронной концентрации со временем (скажем, в течение суток) и оценить значения  $\alpha'$ . Особенно наглядно это можно сделать, если предположить, что в некий момент, например в момент захода Солнца или полного солнечного затмения, источник ионизации выключается, т. е. значение  $q$  становится равным нулю. В этом случае, как легко видеть из формулы (22),  $d[e]/dt = \alpha'[e]^2$ . Электронная концентрация должна непрерывно уменьшаться, причем скорость этого уменьшения как раз и определяется коэффициентом  $\alpha'$ .

Принципиально можно определить значения  $\alpha'$  и не выключая источник ионизации, а наоборот, добавляя относительно короткий импульс ионизации (именно это происходит в области  $E$  во время солнечных вспышек) и изучая реакцию электронной концентрации на изменившиеся значения  $q$ . Чем выше эффективный коэффициент рекомбинации, тем точнее кривая изменения  $[e]$  со временем будет следовать за кривой изменения  $q$ . Чем меньше  $\alpha'$ , тем медленнее электронная концентрация будет спадать от возмущенного значения до нормального (рис. 19).

Наконец, по тому же принципу можно определить  $\alpha'$  и из суточного хода электронной концентрации. Только в этом случае на рисунке, аналогичном рис. 19, следовало бы нанести кривую изменения  $[e]$  в течение дня и сравнивать с ней кривую изменения  $q$ . Если значение  $\alpha'$  достаточно мало, будет наблюдаться некоторая асимметрия между дополуночной и послеполуночной частями кривой изменения электронной концентрации.

Все описанные здесь методы просты лишь принципиально. На самом деле они таят в себе много подводных камней. Ни ночью, ни во время полной фазы солнечного затмения значения  $q$  не падают до нуля, так как остаются другие источники ионизации; при учете асимметрии поведения  $[e]$  необходимо учитывать несимметричность суточного хода параметров нейтральной атмосферы, что не так просто и т. д. Тем не менее, уже на первом этапе ионосферных исследований эти методы дали ряд важных выводов об эффективном коэффициенте рекомбинации, которые качественно справедливы и по сию пору. Один из них состоит в том, что коэффициент  $\alpha'$  быстро падает с высотой и, скажем, в области  $F_1$  его



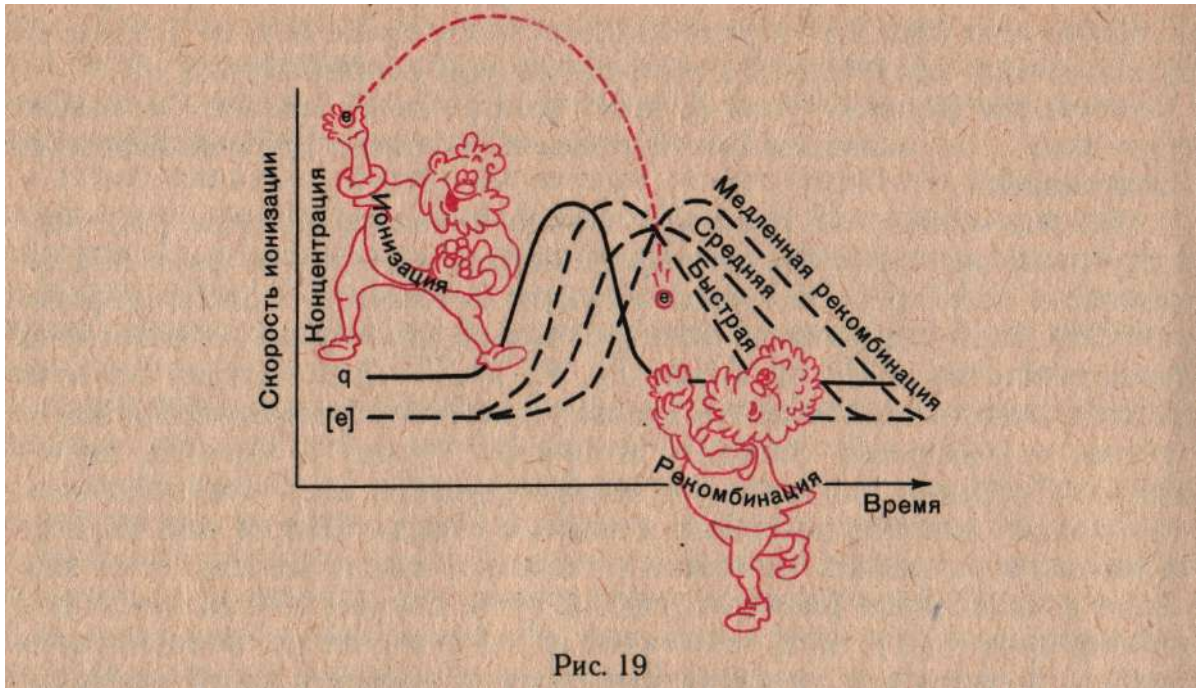


Рис. 19

значение в 10 — 100 раз меньше, чем в области  $E$ . Второй относится к двум законам рекомбинации, о которых мы поговорим чуть позже.

Что касается количественных оценок  $\alpha'$ , то здесь бытовавшие в течение почти двух десятилетий представления об относительно низких скоростях рекомбинации ( $\alpha' \approx 10^{-8} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  в области  $E$  и  $\alpha' \approx 10^{-9} \dots 10^{-10} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  в области  $F_1$ ) пришли в непримиримое противоречие с новыми данными и идеями, появившимися в конце 50-х — начале 60-х годов в результате вторжения в ионосферные исследования спутников и ракет. В настоящее время концепция высоких значений  $\alpha'$  является общепринятой. Она базируется на надежных методах определения эффективного коэффициента рекомбинации и полностью подкрепляется современной фотохимической теорией.

Чтобы взглянуть на понятие эффективного коэффициента рекомбинации с точки зрения фотохимии, вернемся к уравнению (21). Что такое  $[X^+]$  в этом уравнении? Концентрация положительных ионов. Но если ионов несколько разных типов, как и есть на самом деле? Тогда, видимо,  $[X^+]$  есть сумма концентраций всех ионов. Ну, а  $\alpha'$  в этом случае, рекомбинации какого иона он должен соответствовать? Очевидно, он должен являть собой средневзвешенное рекомбинационных коэффициентов для всех ионов:

$$\alpha' = \sum \alpha_i^* [X_i^+] / [e]. \quad (23)$$

Но мы уже знаем, какие положительные ионы реально существуют в ионосфере выше 100 км. Обсуждали мы и различные процессы рекомбинации. А коли так, легко понять, что в последнем выражении должны учитываться лишь молекулярные ионы (ведь у атомарных очень низкий коэффициент рекомбинации!), да и то не все. Как видно из схемы преобразования

положительных ионов (рис. 18), в рекомбинации с электронами принимают реальное участие лишь два основных молекулярных иона  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ . Значит, и практическая расшифровка нашей формулы для  $\alpha'$  выглядит так:

$$\alpha' = \alpha_{\text{NO}^+}^* \frac{[\text{NO}^+]}{[e]} + \alpha_{\text{O}_2^+}^* \frac{[\text{O}_2^+]}{[e]}. \quad (24)$$

Вот мы и привели наш „важный параметр“ к очень простым величинам: относительным концентрациям двух молекулярных ионов и константам диссоциативной рекомбинации для этих ионов. И те и другие нам достаточно хорошо известны. Отталкиваясь от них и поговорим подробнее о поведении  $\alpha'$  в ионосфере.

Начнем с абсолютных значений. В области  $E$ , как мы знаем,  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$  являются основными ионами. Днем их примерно поровну. Значит, дневное значение  $\alpha'$  должно лежать примерно посередине между  $\alpha_{\text{NO}^+}^*$  и  $\alpha_{\text{O}_2^+}^*$ . Это будет около  $(3...4) \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Двигаясь вверх, мы будем иметь все меньшую долю молекулярных ионов за счет появления все большего количества атомарных. На высотах области  $F_1$ , скажем, суммарная доля ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$  не превосходит днем 25 — 30%. К тому же с ростом высоты растет электронная температура  $T_e$ . А константы  $\alpha_{\text{NO}^+}^*$  и  $\alpha_{\text{O}_2^+}^*$  обратно пропорциональны  $T_e$ . Оба указанных фактора приводят к достаточно быстрому уменьшению  $\alpha'$  с ростом высоты. В области  $F_1$   $\alpha'$  будет уже равен  $(3...5) \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ .

При переходе ото дня к ночи также два фактора влияют на изменение  $\alpha'$ . С одной стороны, растет доля ионов  $\text{NO}^+$ , с другой — падает электронная температура. В результате на высотах 100 — 200 км ночью эффективный коэффициент рекомбинации в 2 — 3 раза выше, чем днем (рис. 20). Хотя в этой главе мы ограничиваем свой разговор высотами 100 — 200 км, в данном случае, говоря об эффективном коэффициенте рекомбинации, мы вынуждены захватить бóльшие высоты, чтобы рассмотреть вопрос о так называемых двух законах рекомбинации.

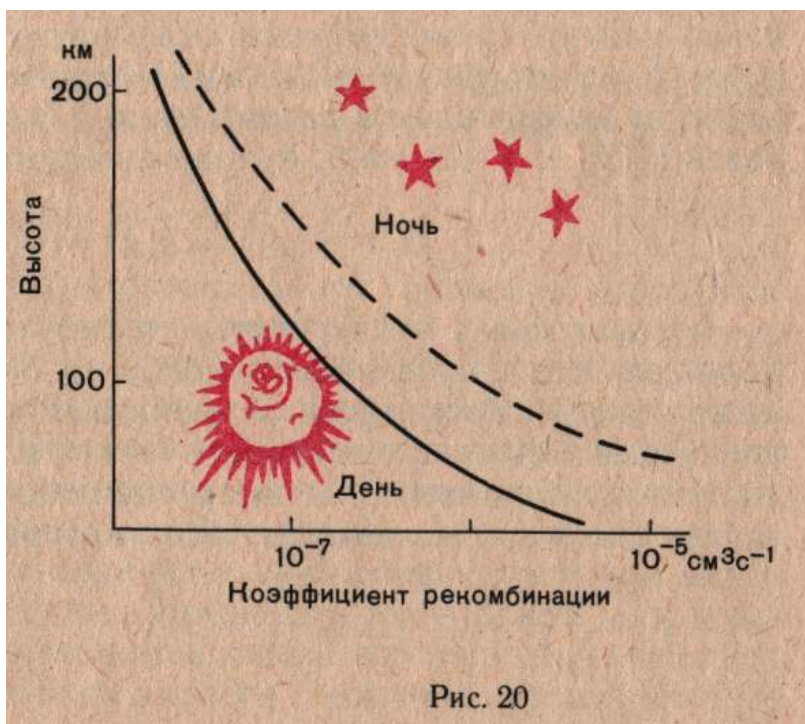


Рис. 20



Дело в том, что уже на заре ионосферных исследований обнаружили странный факт. Оказалось, что в области  $E$  гибель электронов происходит пропорционально  $[e]^2$  (тогда в равновесных условиях  $q \propto [e]^2$ ), а в области  $F_2$  — пропорционально  $[e]$  (соответственно  $q \propto [e]$ ). Говорят, что в первом случае имеет место квадратичный закон рекомбинации:

$$q = \alpha' [e]^2 \quad (25)$$

где  $\alpha'$  как раз и есть эффективный коэффициент рекомбинации, о котором мы говорили выше. В данном случае он не должен зависеть от  $[e]$ . Второй случай представляет собой линейный закон рекомбинации:

$$q = \beta [e] \quad (26)$$

Чтобы перейти к нему от предыдущей формулы, надо предположить, что  $\alpha'$  сам зависит от  $[e]$ :  $\alpha' = \beta/[e]$ , где  $\beta$  — линейный коэффициент рекомбинации, который уже от  $[e]$  не зависит.

Фотохимическая теория полностью объясняет наблюдаемое изменение закона рекомбинации в ионосфере с высотой. Впервые это объяснение дал английский ученый Ратклифф. Исходя из концепции двух типов процессов — ионно-молекулярных реакций и диссоциативной рекомбинации — он показал, что на малых высотах, где велика плотность нейтральных частиц и доля молекулярных ионов, гибель электронов определяется именно диссоциативной рекомбинацией и значение  $\alpha'$  просто равно константе скорости диссоциативной рекомбинации  $a^*$  (или средневзвешенному значению, если есть несколько ионов с разными  $\alpha_i^*$ ).

Когда количество нейтральных частиц становится мало и мала доля молекулярных ионов (как это наблюдается в области  $F_2$ ), ионно-молекулярные реакции оказываются тем узким местом, которое тормозит рекомбинационный процесс и тем самым определяет значение коэффициента рекомбинации. В этом случае  $\beta$  оказывается равен  $\gamma[M]$  и в условиях фотохимического равновесия:

$$q = \alpha' [e]^2 = \beta [e] = \gamma[M] [e] \quad (27)$$

Следует сразу подчеркнуть, что мы говорим здесь об условиях фотохимического равновесия в области  $F_2$  и о выражении  $q = \beta [e]$  лишь, следуя Ратклиффу, в целях наглядности. На самом деле в уравнении баланса заряженных частиц в области  $F_2$  и выше всегда должен присутствовать член, описывающий динамику переноса этих частиц. Но это уже тема другого параграфа.

## КОГДА ЗАШЛО СОЛНЦЕ

Одна из увлекательных проблем аэрономии — проблема поддержания ночной ионосферы. Действительно, ионосфера — порождение солнечного ультрафиолетового и рентгеновского излучения. Благодаря нему она существует, на его вариации живо реагирует. Что же должно случиться ночью? Должна ли ионосфера погибнуть, исчезнуть, лишившись своего основного источника? Или ей удастся удержаться на дневных запасах до наступления утра и прихода новых порций живительного излучения? А может, ночью найдется „зам" — нечто, что временно возьмет на себя функции новообразования и поддержит ионосферу в борьбе с губительной рекомбинацией? Все эти вопросы находят разные ответы на различных высотах. О ночных условиях в областях  $D$  (60 — 90 км) и  $F$  (180 — 300 км) мы будем говорить ниже. Здесь же мы расскажем о том, как в борьбе идей и мнений решается проблема ночной ионизации для высот 100 — 170 км, где расположены область  $E$  и так называемая долина в ночном распределении  $[e]$  между областями  $E$  и  $F$ .

Итак, что же должно случиться с областью  $E$  ионосферы ночью, когда зашло Солнце и в атмосферу перестало поступать солнечное излучение?

Как мы уже говорили, когда нет сильных динамических процессов и состояние ионосферы определяется фотохимией, электронная концентрация на заданной высоте описывается простым уравнением:

$$d[e]/dt = q - \alpha'[e]^2. \quad (28)$$

В дневных условиях скорость ионизации уравнивает скорость гибели электронов в рекомбинационных процессах, поэтому полагают  $d[e]/dt = 0$  и решают остающееся простое алгебраическое уравнение, находя  $[e]$  по  $q$  и  $\alpha'$ .

А как быть с ночными условиями? Что подставлять в уравнение (28) вместо  $q$ ? Нуль? Давайте попробуем и посмотрим, что получится.

$$d[e]/dt = -\alpha'[e]^2. \quad (29)$$

Суть этого простенького дифференциального уравнения кристально ясна физически: каждую секунду концентрация электронов уменьшается на величину скорости рекомбинации  $\alpha'[e]^2$  (т. е. на число электронов, успевших погибнуть в течение этой секунды в рекомбинационных процессах). Решение уравнения дает закон изменения электронной концентрации со временем, т. е. позволяет рассчитать, как будет изменяться концентрация электронов в течение ночи. Все зависит, очевидно, от величины эффективного коэффициента рекомбинации, ибо он как раз определяет то, с какой скоростью происходит уничтожение электронов, после того как перестала работать фотоионизация. Простые расчеты с помощью уравнения (29) показывают, что при низком

значении  $\alpha' \approx 10^{-8} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  электронная концентрация должна упасть за ночь меньше чем в 100 раз. А вот при  $\alpha' \approx 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  уменьшение  $[e]$  идет очень быстро — примерно в 300 раз за первый час. К концу ночи в таком случае от области  $E$  должны остаться лишь жалкие крохи — около 20 электронов на кубический сантиметр.

Два случая с разными значениями коэффициента рекомбинации, которые мы рассмотрели, дают совершенно разную картину поведения области  $E$  ночью. Какой же из них соответствует реальности, подтверждается наблюдениями? Оказывается, первый. Ионосфера в области  $E$  хотя и „худеет“ после захода Солнца (происходит уменьшение  $[e]$ ), но не исчезает полностью ( $[e]$  редко падает ниже  $2 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ ), да и уменьшение концентрации не происходит с такой скоростью, как во втором случае.

Именно этот факт послужил еще на заре ионосферных исследований основой для утверждения, что эффективный коэффициент рекомбинации в области  $E$  составляет  $10^{-8} — 10^{-9} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Иначе говоря, решили, что ионосфера в области  $E$ , после того как отключилось питающее ее излучение Солнца, просто „дотягивает“ до утра за счет малой скорости гибели заряженных частиц.

Однако уже в середине 60-х годов стало ясно, что такие низкие значения  $\alpha'$  в области  $E$  несовместимы с новыми аэрономическими идеями о высоких скоростях рекомбинации молекулярных ионов. Как мы знаем из предыдущего параграфа, ночью на рассматриваемых нами высотах эффективный коэффициент рекомбинации даже несколько выше, чем днем, и составляет  $(4...6) \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Значит, должна наблюдаться картина, описанная во втором случае (при  $\alpha' \approx 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ). В чем же дело? Низкие значения  $\alpha'$  хорошо описывают поведение ионосферы ночью, но неприемлемы с точки зрения фотохимии. Правильные же по современным фотохимическим канонам значения  $\alpha' \approx 10^{-7}...10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  дают драматический эффект почти полного исчезновения области  $E$  ночью, чего реально не наблюдается. Выходит, что где-то в начале наших рассуждений мы допустили ошибку. И эта ошибка состоит в том, что мы предположили равенство нулю величины  $q$  в уравнении (28) после захода Солнца.

Прежде чем переходить к более подробному обсуждению вопроса о значении  $q$ , полезно рассмотреть иллюстрацию проблемы ночного источника ионизации.

Ионосферу можно образно представить себе резервуаром заряженных частиц. В дневных условиях в резервуар непрерывно втекают частицы через кран „фотоионизация“. Но резервуар не переполняется, поскольку непрерывно же действует канал „рекомбинация“, по которому частицы из резервуара вытекают. В равновесных дневных условиях количество частиц в резервуаре (т. е. концентрация ионов и электронов в ионосфере) определяется, таким

образом, скоростью двух процессов: натекания частиц (фотоионизация) и их вытекания (рекомбинация). Ночью же, очевидно, равновесие нарушается. Натекание прекращается, а вытекание остается. Следовательно, количество частиц в резервуаре будет непрерывно уменьшаться. Как быстро будет происходить это уменьшение? Это зависит только от эффективности вытекания, скажем, от диаметра отверстия, через которое это вытекание происходит (т. е. от скорости рекомбинации, определяемой значением  $\alpha'$ ). Хотя темп уменьшения  $[e]$  со временем замедляется (вспомните обычную ванну — скорость вытекания воды из нее сильно зависит от того, наполнена ли она доверху или на одну четверть), за ночь, как мы видели, при современных значениях  $\alpha'$  ионосфера должна практически исчезнуть. Отверстие для вытекания столь велико, что удерживать воду в резервуаре всю ночь невозможно. А она держится! В чем же дело?

Единственный выход — предположить, что ночью образование заряженных частиц в результате процессов ионизации не прекращается полностью. Но кран „фотоионизация“ ночью закрыт, так как Солнце ушло за горизонт. Откуда же резервуар пополняется заряженными частицами? Вывод прост: значит, кроме коротковолнового солнечного излучения существует дополнительный источник ионизации, который не выключается и ночью. Иначе говоря, есть еще один кран (на рис. 21 он показан пунктиром), через который непрерывно поступают ионы и электроны. Днем слабая струйка из этого крана незаметна на фоне мощного потока заряженных частиц, образуемых солнечным излучением. Но вот ночью... Ночью ситуация меняется. Солнце зашло, начинается утеkanie частиц из резервуара по каналу „рекомбинация“. Количество вещества в резервуаре уменьшается, уменьшается, и вдруг... стоп. Уменьшение прекратилось, скорость истечения (напомним, что она прямо зависит от количества ионов и электронов) стала сравнима со скоростью натекания из дополнительного крана. Вновь наступило состояние равновесия, и вновь выполняются равновесные условия, но уже с ночными значениями  $[e]$  и со скоростью ионизации  $q$ , обусловленной дополнительным источником ионизации.

Итак, все наши рассуждения с неизбежностью приводят нас к заключению о том, что ночью в рассматриваемой области высот действует дополнительный источник ионизации ( $q \neq 0$ ), что и обеспечивает



Рис. 21

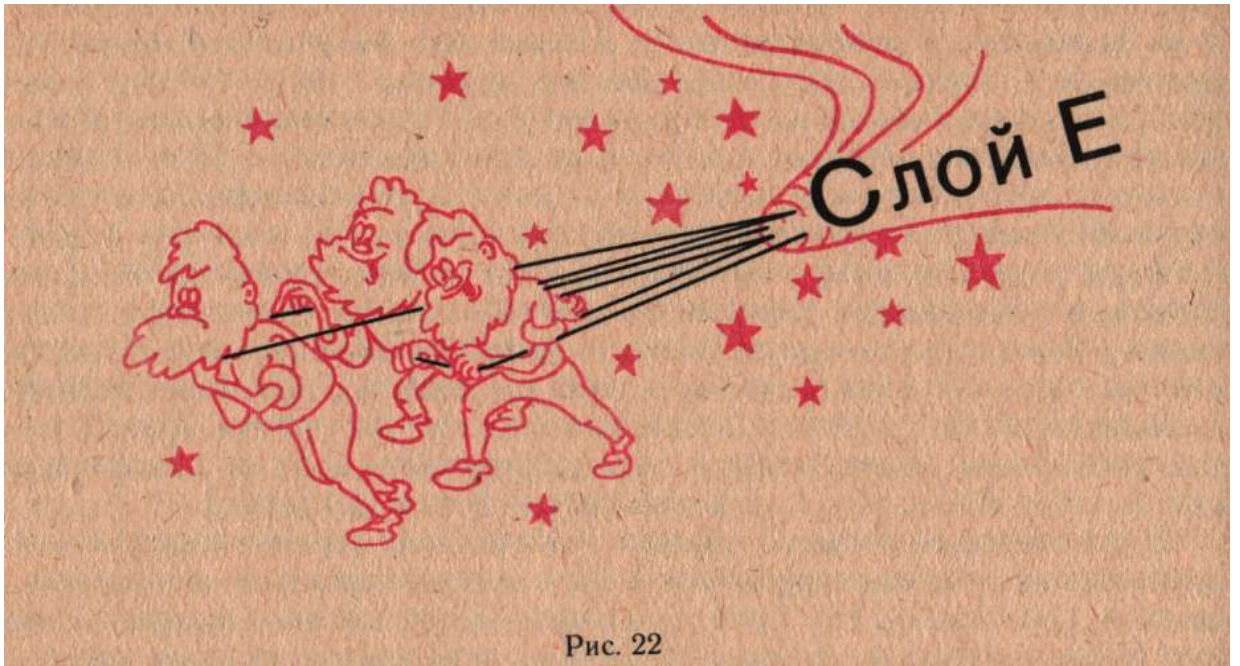


Рис. 22

сохранение электронной концентрации, несмотря на высокую скорость рекомбинации. Теперь вся проблема лишь в том, что это за источник, какова его природа.

Еще в 1960 г. советские ученые Г. С. Иванов-Холодный и Л. А. Антонова выдвинули гипотезу корпускулярной ионизации ночной ионосферы. Они предположили, что ночью ионосфера существует за счет потоков корпускул, а точнее, за счет мягких электронов с энергиями от одного до нескольких десятков килоэлектронвольт.

Первоначально казалось, что такие потоки нужны для всей ионосферы, однако потом стало ясно, что область  $F$  поддерживается за счет динамических процессов (мы еще вернемся к этому), в области  $D$  действуют более жесткие корпускулы, а вот на высотах 100 — 170 км... Здесь, как мы видим, источник ионизации ночью просто необходим. Так почему бы корпускулярным потокам не быть этим источником?

У корпускулярной гипотезы много привлекательных сторон. Достаточно иметь общий поток мягких электронов ночью около  $0,01 \text{ эрг}\cdot\text{см}^2\cdot\text{с}^{-1}$ , чтобы решилась наша проблема втекания — вытекания и соответствующие равновесные концентрации электронов оказались близки к наблюдаемым. Кроме того, потоки корпускул могут логично объяснить две важные особенности поведения электронной концентрации в области  $E$  — изменчивость  $[e]$  во времени и изрезанность высотного профиля  $[e]$ . Первый факт можно объяснить переменчивым характером появления мягких электронов, второй — изменчивостью спектра потока, т. е. соотношения между числом частиц различных энергий.

Однако корпускулярная гипотеза встретила и ряд трудностей. И главная из них заключается в том, что неясно, существуют ли реально на средних широтах необходимые потоки мягких электронов. Мы привыкли связывать различные эффекты в

высокоширотной ионосфере (полярные сияния, авроральное поглощение, явления поглощения в полярной шапке и т. д.) с вторжением корпускул различных энергий, но вот в средних широтах...

Казалось бы, всю проблему может решить эксперимент. Но измерять „кэвные“ электроны очень и очень трудно. И хотя было проведено несколько успешных регистраций таких потоков различными группами исследователей, нет недостатка и в отрицательных результатах: во многих измерениях эти потоки не были обнаружены вовсе или оказывались ничтожно малыми для наших целей.

Что же можно противопоставить корпускулярной гипотезе? Какие еще источники поддержания ионизации в ночной области  $E$  можно предложить? Солнце зашло, света звезд недостаточно (хотя в его составе есть ультрафиолетовое и рентгеновское излучение), метеоры не годятся. Может быть, динамические процессы, которые оказались источником ночной области  $F_2$ ? Нет, в нашем теперешнем случае они тоже не подходят. Ниже 180 — 200 км время жизни заряженных частиц становится слишком мало из-за быстрых процессов рекомбинации. Скажем, на высоте 120 км при значениях  $[e] = 10^5 \text{ см}^{-3}$  и  $\alpha' = 10^{-6} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ , которые мы уже использовали выше, время существования электрона ( $\tau \approx 1 / (\alpha'[e])$ ) между моментом рождения в процессе ионизации и моментом гибели в рекомбинационном акте будет составлять около 10 с. За такое короткое время электрон не сможет улететь от места рождения достаточно далеко (скажем, из дневного полушария, где продолжается ионизация солнечным излучением, в ночное). Иными словами, при столь малых  $\tau$  динамика как источник дополнительной ионизации бессильна. Тогда что же все-таки может производить ионизацию в ночной области  $E$ ? Ответ был найден несколько неожиданный: ночью ионизация в области высот 100 — 170 км поддерживается за счет... солнечного ультрафиолетового излучения. Но, конечно, не прямого (Солнце-то ведь давно зашло!), а рассеянного. Расскажем подробнее, что это за рассеяние.

Земная атмосфера простирается на большие расстояния — до нескольких радиусов Земли. С удалением от поверхности Земли состав атмосферного газа, как мы знаем, меняется, и в атмосфере начинают доминировать все более легкие газы. В самой внешней части атмосферы, которая нас сейчас интересует, доминирующими составляющими являются гелий и вытесняющий его с удалением от Земли водород. Эту внешнюю часть земной атмосферы часто называют геокороной. Естественно, на больших расстояниях от твердой Земли понятия „заход“ и „восход“ Солнца теряют смысл. Геокорона (за исключением небольшого пятна земной тени) освещена Солнцем практически всегда. Значит, она может рассеивать солнечные лучи и посылать часть из них назад на ночную





сторону Земли.

Но это лишь часть идеи, ее геометрия. Есть еще и физика. Она состоит в том, что не всякое рассеяние годится. Плотность газа в геокороне настолько мала, что обычное рассеяние ничего не даст — интенсивность рассеянного излучения будет ничтожно мала. Спасти может только так называемое резонансное рассеяние. При резонансном рассеянии квант излучения в спектральной линии, испущенный возбужденным атомом (скажем, водорода) на Солнце, поглощается аналогичным атомом в геокороне. При этом атом геокороны возбуждается на тот же уровень, на

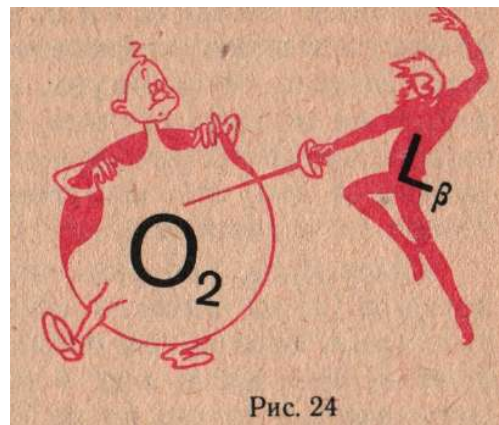
который был возбужден излучавший атом на Солнце. По прошествии времени возбужденный атом геокороны испускает квант излучения той же спектральной линии. Но если первоначальное излучение распространялось в одном направлении (от Солнца) и попасть на ночную сторону Земли не могло, то испущенный атомом геокороны квант того же излучения может равномерно двинуться в любую сторону, в том числе и в сторону ночной части Земли. Эффективность процесса резонансного рассеяния в сотни и тысячи раз выше, чем эффективность обычного рассеяния, именно поэтому оно может дать заметный поток ультрафиолетового излучения на ночную ионосферу.

Однако не всякое излучение может попасть в ночную ионосферу за счет механизма резонансного рассеяния, а только то, которое найдет соответствующих партнеров в геокороне. Проще говоря, пройти через описанную процедуру могут лишь линии H и He (коль скоро в геокороне доминируют водород и гелий). В ультрафиолетовой части солнечного спектра (которая только и интересует нас сейчас с точки зрения ночной ионизации) это линии водорода 121,6 нм (Лайман- $\alpha$ , или  $L_\alpha$ ) и 98,3 нм (Лайман- $\beta$ , или  $L_\beta$ ) и гелия 30,4 и 58,4 нм. Именно излучение в этих линиях, рассеянное на атомах водорода и гелия в геокороне, и должно, согласно рассматриваемой гипотезе, обеспечивать поддержание ночной ионизации в области E и „долине" между областями E и F.

Вклад указанных линий в ионизацию интересующей нас области должен быть существенно различен. Линии гелия (30,4 и 58,4 нм) сильно поглощаются атмосферным газом и поэтому не могут проникнуть непосредственно в область E. Они тратят свою энергию на создание ионизации на высотах 140 — 170 км. В то же время водородные линии (121,6 и 98,3 нм) проходят этот интервал высот почти без потерь, зато могут создавать ионизацию в самой области E. При этом их роли в процессе ионизации также



будут различны. Излучение  $L_\alpha$ , в силу того что энергия его кванта меньше потенциала ионизации основных атмосферных компонент азота и кислорода, способно ионизовать лишь молекулы NO, у которых низкий потенциал ионизации, но зато может проникать в самую нижнюю часть области  $E$  и даже в область  $D$ . Следует отметить, что вклад рассеянного излучения в поддержание ночной ионизации зависит, таким образом, от концентрации малой составляющей атмосферы — окиси азота, которая, как мы увидим из последующих глав, сильно меняется в зависимости от условий.



Излучение  $L_\beta$  также бессильно ионизовать молекулы  $N_2$  или атомы O (так как потенциал ионизации этих частиц выше, чем энергия кванта  $L_\beta$ ), но может ионизовать одну из основных составляющих атмосферы в области  $E$  — молекулярный кислород. Излучение в линии наиболее эффективно в максимуме области  $E$  на высоте около 120 км и практически не влияет из-за поглощения атмосферным газом на самую нижнюю часть области  $E$  (95 — 110 км).

Поскольку мы понимаем, как действует рассеянное излучение в линиях водорода и гелия на разные области высот, мы можем взять интенсивности этих линий и рассчитать равновесные концентрации электронов в ночной ионосфере. После этого остается лишь сравнить теорию с экспериментом, и станет ясно, решает ли рассеянное излучение проблему поддержания ночной ионосферы.

Правда, чтобы „взять“ интенсивности рассеянного излучения, их нужно иметь. В этой части проблемы есть свои трудности, которые, однако, мы не будем здесь обсуждать. Отметим лишь, что первые измерения интенсивности необходимых нам эмиссий были проведены, и будем считать (хотя результаты измерений нуждаются в уточнении и подтверждении), что эта часть проблемы решена и соответствующие скорости ионизации нам известны достаточно надежно.

Раз так, то более нет препятствий к тому, чтобы рассчитать для условий фотохимического равновесия (как мы это делали в дневное время) распределение электронной концентрации и сравнить его с наблюдаемым. Такое сравнение провели. Оказалось, что по абсолютным значениям концентрации электронов все более или менее сходится. На высоте 120 км, например, равновесное значение  $[e]$  получается равным  $3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ , что лежит примерно внутри разброса экспериментальных данных от  $10^3$  до  $10^4 \text{ см}^{-3}$ . С этим пока все в порядке. Трудность в другом. Теоретический профиль  $[e]$  неизбежно получается гладким, без резких пиков и провалов. Этого и следовало ожидать. Ведь плотность атмосферного газа меняется

плавно, изменение интенсивности линий за счет поглощения происходит плавно, температура, влияющая на коэффициент рекомбинации, тоже не дает скачков. Откуда же взяться пикам и провалам на профиле  $[e]$ ? Этому фотохимическая теория объяснить не может. Значит ли это, что механизм ночной ионизации рассеянным излучением не годится вообще? Оказалось, что нет.

Выяснилось, что для обеспечения слоистой структуры ночного профиля  $[e]$  на высотах 100 — 170 км необходимо наряду с дополнительным источником ионизации в виде, скажем, рассеянного излучения привлекать еще и динамику. Мы уже говорили выше, что динамические процессы не способны спасти ночную область  $E$  от „вымирания“ из-за малого времени жизни электронов на этих высотах. Иначе говоря, никакой динамический процесс не может за время  $\tau$  транспортировать электроны из другой части ионосферы (скажем, из дневного полушария или с больших высот, где они могут генерироваться иным механизмом). Однако ночью значения  $\tau$  оказываются достаточными для того, чтобы в результате динамических процессов происходило перераспределение концентрации заряженных частиц внутри рассматриваемой области. Дополнительный источник ионизации спасает ионосферный резервуар от опустошения вследствие рекомбинации и поддерживает общее количество заряженных частиц на некотором уровне, а динамические процессы, не меняя этого количества, перераспределяют вещество внутри резервуара, вызывая своего рода волны — максимумы и минимумы на вертикальном профиле  $[e]$ .

Пора уже сказать более определенно, что это за динамические процессы. Речь идет о системе горизонтальных ветров в верхней атмосфере. Из наблюдений известно, что эта система очень сложна, или, как часто говорят, сильно стратифицирована. Это означает, что на двух близких высотах (скажем, 110 и 130 км) может дуть ветер в совершенно противоположных направлениях, а где-то между ними (скажем, на высоте 120 км) может располагаться зона безветрия.

Пока речь идет о нейтральном ветре, т. е. о горизонтальном движении всей массы нейтрального газа. Движущиеся нейтральные частицы увлекают за собой и заряженные (ионы и электроны). А при движении заряженной частицы в магнитном поле возникает сила, заставляющая эти частицы смещаться вертикально вверх или вниз, смотря по тому, в какую сторону происходит движение относительно силовых линий магнитного поля. Поскольку система горизонтальных ветров в области  $E$  и выше нее сильно стратифицирована, будет иметь сложный вид и кривая изменения с высотой скорости вертикального дрейфа. Пример такой кривой представлен на рис. 25. Мы видим, что в разных высотных интервалах скорость вертикального дрейфа имеет разное направление — то „вверх“, то „вниз“. Между этими

интервалами неизбежно имеются точки, где скорость равна нулю (дрейф отсутствует). Причем поведение заряженных частиц возле этих точек будет различно. Так, частицы, расположенные выше нулевой точки на высоте 110 км, будут стремиться сдвинуться вниз, а ниже нее — вверх. Заряженные частицы будут как бы сбегаться к этой точке. Будем называть такие точки точками сходимости. К точкам сходимости на рис. 25 относится также точка на высоте 95 км. Точка на высоте 120 км, наоборот, обладает свойством расходимости, ибо заряженные частицы, по тем же соображениям, будут от нее разбегаться. Естественно, что, если мы теперь возьмем гладкий профиль электронной концентрации (который дает чистая фотохимия) и „включим“ указанный механизм, на нашем профиле образуются максимумы (в точках сходимости) и минимумы (в точках расходимости). Чем сильнее стратификация горизонтального ветра, тем более изрезанным будет профиль электронной концентрации. Чем больше скорость ветра, тем активнее будут сгоняться заряженные частицы к точкам сходимости и тем соответственно больше будет перепад концентраций между соседними максимумами и минимумами. Вот, вам и объяснение пикам и провалам на профиле [e].

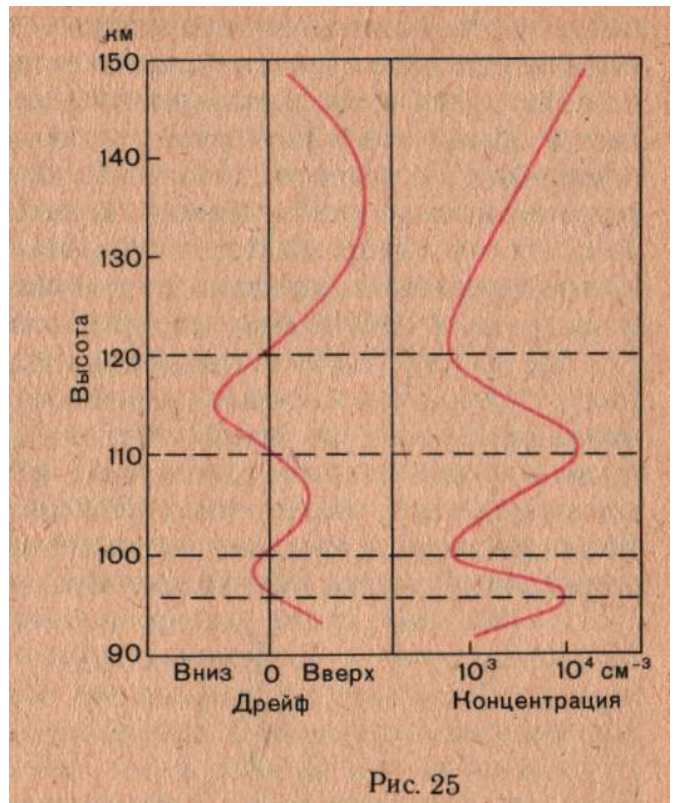


Рис. 25

Роль этого механизма в создании изрезанностей в распределении электронной концентрации наглядно подтверждается при сопоставлении одновременных измерений электронной концентрации и скорости горизонтального ветра. Одно из таких сопоставлений (взятое из оригинальной работы) приведено на рис. 25. Мы видим, что, действительно, точки сходимости и расходимости на профиле вертикального дрейфа, вызванного горизонтальным ветром, соответствуют максимумам на профиле [e].

Роль этого механизма в создании изрезанностей в распределении электронной концентрации наглядно подтверждается при сопоставлении одновременных измерений электронной концентрации и скорости горизонтального ветра. Одно из таких сопоставлений (взятое из оригинальной работы) приведено на рис. 25. Мы видим, что, действительно, точки сходимости и расходимости на профиле вертикального дрейфа, вызванного горизонтальным ветром, соответствуют максимумам на профиле [e].

Группа японских ученых, много сделавших для развития гипотезы рассеянного излучения, провела серию одновременных измерений [e] и структуры ветра на высотах 100 — 170 км в течение ночи. Авторы нашли, во-первых, что профиль электронной концентрации в течение ночи сильно изменяется, происходит смещение максимумов и минимумов, понижение „долины“ и т. д., и, во-вторых, что все это изменение полностью следует за изменением в

течение ночи структуры горизонтальных ветров.

Итак, гипотеза рассеянного излучения, привлекая на помощь ветер, дала очень красивое решение задачи о ночном источнике ионизации на высотах 100 — 170 км. Значит ли это, что проблема решена полностью и можно к ней не возвращаться? Увы, нет. Все, что мы говорили о согласии теории и эксперимента, относилось к невозмущенным условиям, когда ночные электронные концентрации относительно низки (скажем, на высоте 120 км составляют примерно  $(2...3) \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ ). Но общее количество электронов в ночной области высот 100 — 170 км сильно меняется, и обеспечить нужную скорость ионизации в случае достаточно высоких  $[e]$  (на высоте 120 км это будет соответствовать примерно  $10^4 \text{ см}^{-3}$ ) рассеянное излучение не может. Не может оно объяснить и того факта, что случаи более высокой ионизации демонстрируют явную связь с моментами повышенной геомагнитной активности.

Значит, мы снова возвращаемся к корпускулярной гипотезе. Но теперь уже с несколько других позиций. Корпускулы нужны нам, чтобы объяснить повышение ионизации над фоном (даваемым рассеянным излучением) при возмущениях магнитного поля Земли. Но нужны-то они нужны, а вот действительно ли они существуют? Ведь что касается самих электронов с энергией от 1 до 10 кэВ, то измерять их трудно, и результаты разных авторов расходятся. Одни „видят“ их своими приборами и получают значения потоков, достаточные для обеспечения  $q$ . Другие „не видят“ их совсем или получают столь малые потоки, что о вкладе в ионизацию области  $E$  и говорить не приходится. Третьи... Третьи не измеряют ни того, ни другого, но задают простой вопрос: откуда на средних широтах могут взяться электроны столь малых энергий? И это очень неприятный вопрос для сторонников корпускулярной гипотезы. Ведь если бы эти электроны пришли извне, земное магнитное поле должно было бы их отбросить к полюсам, в высокоширотную ионосферу. А если они образовались уже внутри ионосферы, то где, и с помощью какого механизма?

Вот в этом-то и состоит суть современной проблемы ночной ионизации. Мы все больше имеем очень убедительных аэрономических доказательств роли корпускул в ночной области  $E$  на средних широтах, но все еще не получили ни непреложного экспериментального доказательства существования необходимых корпускулярных потоков, ни теоретического объяснения их природы.

### **БОРЬБА ДИНАМИКИ И ФОТОХИМИИ**

Мы поговорили подробно об ионосфере на высотах 100 — 200 км. Давайте теперь двинемся выше, в область  $F_2$ , где расположен главный максимум распределения электронной концентрации. Существование этого максимума известно давно — именно он

лучше всего наблюдается с наземных ионосферных станций. Но вот, как и почему он образуется? Оказывается, что для ответа на этот вопрос уже недостаточно всего, что мы знаем о фотохимии (т. е. скорости ионизации и рекомбинации) заряженных частиц. Необходимо рассматривать их перераспределение в результате динамических процессов. Попробуем понять, почему это необходимо.

На высотах слоя  $F_2$  уравнение фотохимического равновесия для концентрации электронов записывается в виде (26), т. е.  $q = \beta[e]$ , где  $\beta$  — линейный эффективный коэффициент рекомбинации. Он определяется скоростью трансформации атомарных ионов  $O^+$  и  $N^+$ , которые образуются в результате ионизации атомов  $O$  и молекул  $N_2$  — основных нейтральных частиц на этих высотах, в молекулярные ионы, рекомбинирующие с электронами по реакциям диссоциативной рекомбинации. Трансформация эта происходит при участии нейтральных молекул  $N_2$  и  $O_2$  в основном следующим образом:



Значит, коэффициент  $\beta$  прямо пропорционален концентрациям молекулярных составляющих атмосферы. А скорость ионизации  $q$ ? Значение  $q$  определяется количеством нейтральных атомов, поскольку они являются основной ионизуемой компонентой на рассматриваемых высотах. Что же получается? Концентрация электронов, согласно формуле (26), прямо пропорциональна концентрации атомов и обратно пропорциональна концентрации молекул, т. е. грубо говоря,  $[e] \propto [A]/[M]$ . Поскольку основными нейтральными атомами в области  $F_2$  являются атомы кислорода, а основными молекулами — молекулы азота, пишут более конкретно:  $[e] \propto [O]/[N_2]$ . Отметим себе это простое соотношение — сегодня его рассматривают как ключ к решению многих проблем области  $F$ . Но мы еще поговорим об этом дальше, а сейчас вернемся к нашему основному вопросу — почему фотохимия одна не в силах объяснить существование области  $F_2$ .

Поскольку молекулы — более тяжелые частицы, чем атомы, их концентрация выше примерно 120 км (уровня диффузионного разделения) уменьшается с высотой быстрее, чем концентрация атомов. Более тяжелые молекулы как бы тонут в атмосфере более легких атомов. Последнее означает, что отношение  $[O]/[N_2]$  будет все время расти с высотой, а значит, должна возрасти и концентрация электронов. Пока мы поднимаемся от 200 км к 300, нас это устраивает. Наша теория объясняет рост  $[e]$  ниже максимума слоя  $F_2$ . Двигаемся выше. И тут стоп! Дальше что-то не то. Мы проходим

максимум слоя. А откуда, собственно, слой? По фотохимической теории должен продолжаться рост концентрации электронов, а в реальной атмосфере начинается ее уменьшение с высотой. В чем же дело? Видимо, мы подошли к верхней границе применимости фотохимической теории. И действительно, выше максимума слоя  $F_2$  уравнение (26) уже неприменимо, так как в нем не учитывается процесс, который на этих высотах начинает играть существенную роль. Этот процесс — амбиполярная диффузия заряженных частиц. Теперь мы должны ввести в уравнение (26) новый член, определяющий изменение концентрации электронов за счет вертикального переноса путем диффузии:

$$q - \beta[e] - \omega = 0. \quad (31)$$

Возникает вопрос, почему мы не рассматривали процесс диффузии раньше, когда говорили об ионосфере ниже 200 км. Ответ на этот вопрос связан с уже встречавшимся на страницах этой книги понятием „время жизни“.

На высоте, скажем, 150 км фотохимическое время жизни электрона довольно мало (днем примерно 10 с), а время жизни относительно диффузии велико (десятки минут). За те секунды, что электрон „живет“ между своим рождением и гибелью, диффузия просто не успевает переместить его на какое-нибудь существенное расстояние. В уравнении (31) это будет означать, что член  $\omega$  мал по сравнению с двумя остальными и им можно пренебречь. Так и получается уравнение фотохимического равновесия (26). Но скорость процессов диффузии очень сильно зависит от плотности нейтральных частиц в атмосфере. Чем выше эта плотность, тем меньше скорость диффузии. Двигаясь от высоты 150 км вверх, мы обнаруживаем, что скорость диффузии быстро растет (так как падает плотность газа) и соответственно диффузионное время жизни электронов падает. Время жизни относительно фотохимии растет с высотой, поэтому на определенной высоте эти времена сравниваются. Выше царит амбиполярная диффузия.

К чему же она стремится? К установлению диффузионного распределения заряженных частиц. Согласно такому распределению, концентрация ионов и электронов должна монотонно уменьшаться с высотой примерно вдвое медленнее, чем концентрация нейтральных частиц в условиях диффузионного равновесия.

Вот вам и конфликт! Фотохимия стремится установить распределение, при котором концентрация, скажем, электронов непрерывно растет с увеличением высоты. У диффузии прямо противоположная цель — привести заряженные частицы к распределению, при котором их концентрация будет с высотой уменьшаться. Происходит борьба двух процессов — фотохимии и диффузии — за право

контролировать поведение ионов и электронов. Кто побеждает в этой борьбе, зависит от соотношения сил (скорости процессов), а последнее меняется с высотой. С ростом высоты скорость фотохимических процессов уменьшается, а эффективность процессов диффузии растет. При движении вверх найдется такая высота, на которой скорость процессов фотохимии и диффузии окажется сравнимой. Выше заряженные частицы будут подчиняться законам диффузии, а ниже — фотохимии. В идеальном случае на этой высоте и будет

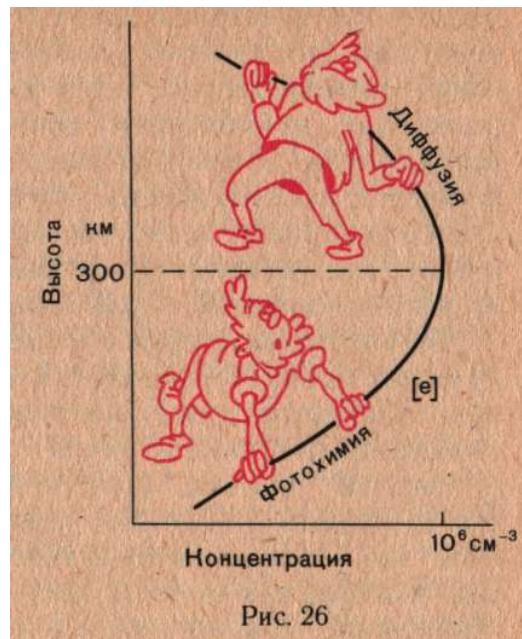


Рис. 26

находиться максимум слоя, образованного „соревнованием“ двух процессов. Именно так и объясняется в настоящее время существование максимума слоя  $F_2$  — основного ионосферного максимума в распределении электронной концентрации.

Такова в общих чертах картина образования области  $F_2$ . Объясняет ли она данные наблюдений о поведении этой области? Следует подчеркнуть, что данных этих много — гораздо больше, чем, скажем, об области  $E$  или тем более  $D$ . Ведь слой  $F_2$  — главный ионосферный слой — хорошо наблюдается на ионограммах. А значит, об области  $F_2$  мы имеем многочисленные регулярные данные со всей мировой сети станций ионосферного зондирования. Кроме того, на высотах области  $F_2$  регулярно летают искусственные спутники. Они тоже дают много информации о том, как меняются параметры этой области в пространстве и во времени.

Посмотрим, каковы же основные особенности поведения области  $F_2$  и как они объясняются современной теорией. Начнем с ночного слоя  $F_2$ . Из экспериментов известно, что ночью концентрация электронов в этом слое падает примерно на один порядок, а высота максимума повышается примерно на 100 км.

Изменение высоты слоя происходит по двум причинам. Ночью, когда источник ионизации практически отсутствует, максимум слоя должен располагаться там, где влияния фотохимии (в данном случае рекомбинации) и диффузии становятся равными. Днем же за счет того, что максимум скорости ионообразования расположен внизу (ниже 200 км), смещается вниз и максимум  $[e]$ . Этот эффект объясняет примерно половину наблюдаемого изменения высот ото дня к ночи.

Вторая половина вызвана вертикальным дрейфом заряженных частиц под



действием нейтрального ветра. При движении нейтрального газа в движение вовлекаются и заряженные частицы. Двигаясь горизонтально, под углом к силовым линиям магнитного поля, они приобретают составляющую движения, направленную вертикально, вверх или вниз — зависит от того, откуда дует ветер. В период равноденствия, когда картина суточных вариаций проявляется наиболее четко, ветер дует к полюсам днем и к экватору ночью. Соответственно вертикальная составляющая дрейфа оказывается направленной ночью вверх, а днем вниз.

Объясняемое таким образом увеличение высоты максимума слоя  $F_2$  имеет прямое отношение к проблеме поддержания (вернее, сохранения) ночного слоя  $F_2$ . Поскольку коэффициент рекомбинации  $\beta$  пропорционален концентрации молекул, а последняя уменьшается с высотой, подъем слоя примерно на 100 км означает перенос его в область медленной рекомбинации. Настолько медленной, что слой не успевает полностью исчезнуть в течение ночи и может сохраняться как остаток дневной ионизации. Это — принципиальное объяснение сохранения слоя  $F_2$  ночью. Количественные расчеты показывают, что для объяснения многочисленных наблюдений необходимо предположение о существовании небольшой дополнительной „подкачки“ ионизации ночью. Ясен уже и механизм этой „подкачки“. Ее осуществляют потоки плазмы (ионов и электронов) из более высоких областей.

Оказалось, что ионосфера находится в своеобразных отношениях взаимообмена с расположенной выше плазмосферой. Днем, когда на ионосферных высотах интенсивно идет фотоионизация, ионосфера может себе позволить „поделиться“ частью образующейся плазмы, и та устремляется вверх, образуя поток ионов и электронов. Ночью, когда фотоионизации нет, рекомбинация (которая активна в ионосфере, но практически отсутствует в плазмосфере) начинает быстро уничтожать заряженные частицы в области  $F_2$ . И здесь плазмосфера „возвращает свой долг“, посылая потоки плазмы вниз в ионосферу, чтобы поддержать истощенный рекомбинацией профиль электронной концентрации. Таким образом, потоки частиц из плазмосферы (их интенсивность составляет  $10^7 — 10^8 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ) вместе с системой нейтральных ветров объясняют обе особенности ночной области  $F_2$  — сохранение достаточно высоких концентраций электронов и подъем максимума слоя.

Вторая особенность поведения области  $F_2$  — так называемая зимняя аномалия (не путать с зимней аномалией поглощения радиоволн в области  $D$ ). Она состоит в том, что дневная электронная концентрация в максимуме слоя  $F_2$  зимой выше, чем летом. На первый взгляд это прямо противоречит теории. Ведь летом больше время облучения атмосферы солнечным излучением, вызывающим ионизацию, значит, должна бы быть больше (а уж

никак не меньше!) и концентрация заряженных частиц. Такое поведение  $[e]$  в области  $F_2$  показалось настолько странным, что его назвали зимней аномалией. Так сказать, явное отклонение от кажущегося здравого смысла. Известно при этом, что высота максимума слоя  $F_2$   $h_m$  зимой оказывается меньше (на 20 — 30 км), чем летом.

С самого начала исследований зимней аномалии в области  $F_2$  ее пытаются связать с изменением отношения концентрации атомарных и молекулярных компонент атмосферы  $[O]/[N_2]$ . Наиболее простое объяснение состоит в том, что зимой (когда освещенность Солнцем меньше) температуры атмосферы ниже и, следовательно, по законам диффузионного разделения выше отношение  $[O]/[N_2]$ . А электронная концентрация, как мы уже говорили, пропорциональна этому отношению.

Выяснилось, что есть еще один фактор, который изменяет равновесную концентрацию электронов при изменении температуры в нужную нам сторону. Этот фактор — константа  $\gamma$  ионно-молекулярной реакции  $O^+ + N_2$ , которая в значительной мере определяет значение коэффициента  $\beta$ . При уменьшении  $T_n$  от лета к зиме будет уменьшаться  $\gamma$ , а значит, и  $\beta$ , что приведет к росту равновесной концентрации электронов зимой по сравнению с летом при тех же значениях  $q$ .

Небольшое увеличение высоты  $h_m$  летом по сравнению с зимой тоже легко объясняется в рамках описанной схемы. Ведь летом выше  $\beta$  (как за счет роста количества молекул, так и за счет прямого влияния  $T_n$  на константу  $\gamma$ ), а следовательно, нижняя часть слоя более активно уничтожается рекомбинацией и максимум перемещается вверх.

Известно, что сезонная аномалия по-разному проявляется на разных широтах и в годы различной активности Солнца. В высоких широтах и в годы максимума активности наблюдается наибольший рост  $[e]$  от лета к зиме. В период солнечного минимума и на низких широтах эффект зимней аномалии, как правило, мал. Эти особенности явления объясняют разным характером вариаций параметров все той же нейтральной атмосферы. Из данных измерений нейтрального состава известно, что амплитуда сезонных вариаций температуры (а следовательно, и концентраций  $O$  и  $N_2$ ) как раз растет с увеличением широты места и солнечной активности. На низких широтах при минимуме активности эти вариации малы и могут перекрываться полугодовыми вариациями состава, о которых мы рассказывали в главе 2.

Рассказывая в начале главы об основных химических процессах, мы упоминали о зависимости константы ионно-молекулярной реакции (16) (которая в значительной мере определяет коэффициент рекомбинации  $\beta$  в слое  $F_2$ ) от колебательной температуры молекул  $N_2$ . По современным представлениям этот эффект вносит свой вклад в формирование

сезонной аномалии в области  $F_2$  по крайней мере в период высокой солнечной активности.

Очень сложна картина поведения области  $F_2$  как в пространстве, так и во времени в периоды так называемых ионосферных бурь — возмущений в ионосфере, связанных, по современным представлениям, с изменением обстановки в околоземном космическом пространстве. Ионосферные бури представляют собой настолько важное с точки зрения практического использования данных об ионосфере явление и с его объяснением связано столько интересных аэрономических вопросов, что им будет посвящена отдельная глава.

Так выглядят на сегодня проблемы области  $F_2$ . Как мы уже говорили, это — область ионосферы, где одна фотохимия уже не может нести ответственность за все явления. Чтобы понять особенности поведения заряженных частиц, здесь уже надо привлекать целый ряд совсем других процессов: амбиполярную диффузию, потоки из плазмосферы, нейтральные ветры. Скорее всего, этот список не полон и нам предстоит еще подробнее узнать о влиянии на область  $F_2$  других факторов, например электрических полей или гравитационных волн.

## 5. ЗАГАДОЧНАЯ ОБЛАСТЬ *D*

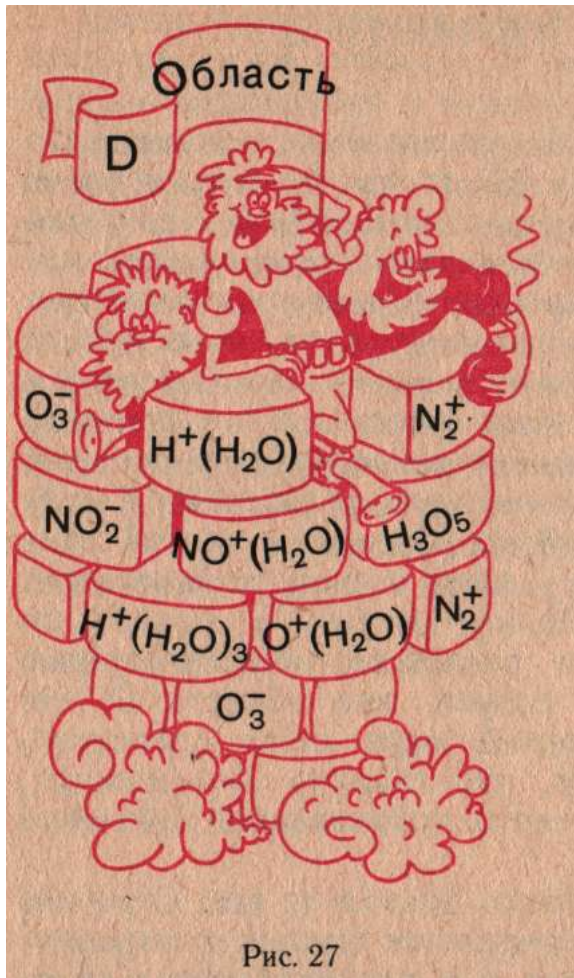
Мы поговорим в этой главе о самой нижней части ионосферы — области *D*, расположенной на высотах 50 — 90 км. Некоторое время назад эту область называли также нижней ионосферой. Но с развитием ракетных и спутниковых исследований выяснилось, что земная ионосфера простирается значительно дальше, чем это считалось раньше: достаточно большие концентрации ионосферной плазмы наблюдаются на расстояниях в несколько тысяч километров от поверхности Земли. В связи с этим изменился и „масштаб названий“, В последние годы под нижней ионосферой чаще всего подразумевают часть ионосферы, включающую области *D*, *E* и *F*<sub>1</sub> и расположенную ниже примерно 200 км. Однако и по сей день иногда говорят „нижняя ионосфера“, имея в виду только интересующую нас в этой главе область *D*.

Ни одна ионосферная область не вызывала за всю историю ионосферных исследований столько споров, как область *D*. Ни к одной не применимы в такой полной мере слова „загадки“, „проблемы“. И это несмотря на то, что область *D* — нижняя, а значит, и самая близкая к нам часть ионизированной оболочки Земли!

Предметом жгучих дискуссий являлось буквально все. Строение ионосферы на этих высотах, т. е. распределение основного параметра — электронной концентрации. Состав, т. е. распределение с высотой концентраций отдельных ионов. Роль малых составляющих: окиси азота, паров воды, атомов кислорода и т. д. И последнее, возможно, самое главное, — физика процессов, которые создают и поддерживают ионосферу в области *D*: источники ионизации, законы рекомбинации, пути преобразования одних заряженных частиц в другие. Как это ни парадоксально, но и сегодня по всем перечисленным пунктам мы с гораздо меньшей надежностью можем описать область *D* (если вообще можем), чем, скажем, ионосферу на высотах от 400 — 500 до нескольких тысяч километров.

### ПОЧЕМУ ЭТО ТАК ТРУДНО

В чем же тут дело? Почему изучать физику заряженных частиц на расстоянии 60 км от поверхности Земли оказывается труднее, чем на расстоянии 600 км? Причины этому две. Одна связана с тем, что сама „жизнь“ заряженных частиц в условиях плотной нейтральной атмосферы в области *D* неизмеримо сложнее, чем „жизнь“ этих же частиц на разреженных просторах внешней ионосферы (выше максимума ионизации, расположенного на высоте 250 — 300 км). Как мы уже знаем, плотность нейтрального газа в атмосфере резко падает с высотой. Количество нейтральных частиц в единице объема на



600 км во много миллионов раз меньше, чем на 60 км. Соответственно меньше и так называемая частота столкновений заряженных частиц с нейтральными, а значит, меньше хлопот со всякими процессами, которые такими столкновениями порождаются.

В области *D* ионы и электроны вкраплены в весьма плотную (по ионосферным понятиям, разумеется!) среду нейтральных частиц и непрерывно с очень большой частотой сталкиваются с последними, порождая обилие химических превращений. Отсюда и разнообразие типов положительных ионов, и появление отрицательных ионов, и связь с такими малыми составляющими, как NO, O, H<sub>2</sub>O, концентрации которых сами по себе известны плохо, и т. д. Все это вместе взятое и приводит к сложному поведению ионосферы на

высотах 50 — 90 км и трудностям исследования проходящих в ней физических процессов, которые определяют первую из причин плохой изученности области *D*. О проблемах физики и структуры этой области как раз и пойдет речь в данной главе.

Вторая причина, тормозящая прогресс в исследовании области *D*, касается экспериментальных трудностей и связана, так же как и первая, с расположением этой области в достаточно плотных слоях атмосферы.

Сколько-нибудь подробный разбор различных методик ионосферных измерений выходит за рамки этой книги, поэтому ограничимся здесь лишь самым общим описанием проблемы.

Прямые измерения ионосферных параметров (концентраций ионов, электронов, электронной и ионной температур) выполняются различными методами. Скажем, на ракете устанавливается специальный прибор — зонд, который измеряет количество заряженных частиц в окружающем ракету атмосферном газе, анализируя изменение электронной проводимости этого газа между двумя электродами, на которые подано высокое напряжение. Этот метод дал много сведений о распределении ионов и электронов в ионосфере выше 100 км. Пытались применять его и для измерений на меньших высотах.

Но вот беда, в условиях высокой плотности нейтрального газа метод становится ненадежен. Абсолютные значения измеряемых параметров начинают зависеть от многих факторов: плотности газа, образования пленки на электродах, так называемой подвижности ионов в газе и т. д. И точно учесть эти факторы очень и очень трудно. Когда сравнили зондовые измерения в области  $D$  с другими, более надежными результатами, оказалось, что значения, скажем, общей концентрации положительных ионов  $[X^+]$  в зондовых измерениях сильно завышены (в 3 — 5, а то и 10 раз). К чему это привело с точки зрения аэрономических проблем, мы поговорим ниже. Сейчас достаточно отметить, что ряд исследователей используют зондовую методику в области  $D$  лишь для относительных измерений, т. е. для того, чтобы судить о том, как выглядит форма высотного профиля концентрации положительных ионов или электронов, или чтобы, сравнивая измерения одним и тем же прибором, получить представление о характере изменения данного параметра ото дня ко дню.

Очень много полезных сведений о строении ионосферы дает так называемый метод некогерентного рассеяния. Метод этот очень дорогостоящий и требует создания огромных радиолокаторов, посылающих в атмосферу мощные (в несколько мегаватт) импульсы радиоволн. Тем не менее, в мире сейчас существует и успешно работает около десятка таких установок. Но вновь та же беда. В плотных слоях атмосферы из-за частых столкновений электронов и ионов с нейтралами этот метод в его обычном варианте принять нельзя. В последние годы, правда, стали появляться радары (как когерентного, так и некогерентного рассеяния), специально предназначенные для измерений в нижней ионосфере, поэтому можно надеяться, что в ближайшее время банк надежных измерений параметров области  $D$  существенно обогатится.

По всему земному шару разбросана сеть ионосферных станций. Эти станции регулярно патрулируют состояние ионосферы — следят за отражением радиоволн различных частот от ионосферных слоев. Каждые 15 минут на каждой станции получают и фотографируют картинку-ионограмму, где видно, на каких высотах отражаются радиоволны, каких частот. Богатейший материал накоплен таким образом о поведении главного ионосферного максимума в области  $F_2$  (250—300 км). Часто появляется на ионограммах слой  $F_1$  (180 — 200 км), днем хорошо видна ионизация в области  $E$  (100 — 120 км), в виде яркого следа проявляется узкий спорадический слой  $E_s$  ( $\approx$  105 — 110 км). А вот область  $D$  вновь оказывается не охваченной этим методом исследования. На ионограммах ей нет места — радиоволны, испущенные ионосферной станцией, не отражаются от области  $D$ . Правда, нельзя сказать, что оператор на ионосферной станции совсем не видит этой области. Время от времени она проявляется, но лишь в негативном плане. Некоторые частоты исчезают с

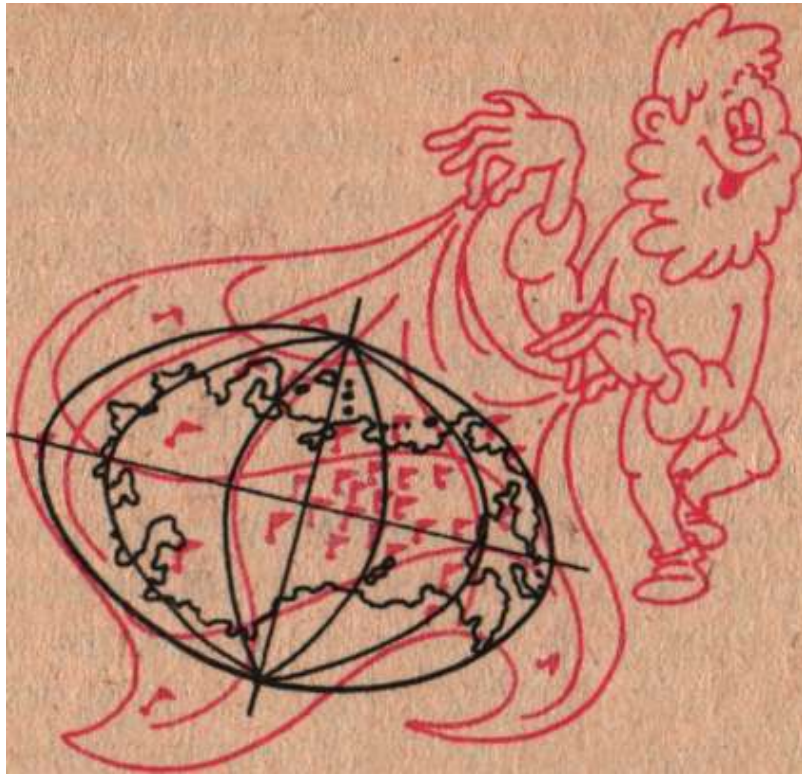


Рис. 28

ионограммы: они застряли по дороге от станции к отражающим слоям и обратно — частично или полностью поглотились на высотах, меньших 100 км. Эффект от области  $D$  налицо. Но дает ли это нам что-нибудь для выяснения структуры самой области  $D$ ? К сожалению, очень мало. В случае вертикального ионосферного зондирования (так называется описанный выше метод), как и в других случаях, когда измеряется интегральный (суммарный) эффект прохождения радиоволн через область  $D$ , очень трудно перейти от этого интегрального эффекта к реальному распределению концентраций электронов (а именно они определяют поглощение радиоволн) по высоте и к абсолютным значениям этих концентраций. Ведь нам, во-первых, плохо известно, как распределено само поглощение с высотой, а во-вторых, это поглощение зависит не только от концентрации электронов, но и от того, сколь часто они сталкиваются с нейтральными частицами, т. е. от частоты соударений. А с этой частотой возникают в области  $D$  уже свои проблемы, обсуждение которых увело бы нас далеко в сторону. Отметим лишь грустный факт, что и вертикальное зондирование не дает нам желаемых сведений о строении ионосферы на высотах 50 — 90 км.

В предыдущих главах мы уже видели, как важно знать ионный состав ионосферы на разных уровнях и как много дали масс-спектрометрические измерения этого состава в областях  $E$  и  $F$ . Ну а что же в области  $D$ ? Та же картина. Различные типы масс-спектрометров, успешно применяемые выше 100 км, ниже работать отказываются. Они „захлебываются“ в плотной нейтральной среде и либо совсем выходят из строя, либо отказываются измерять нужные параметры.



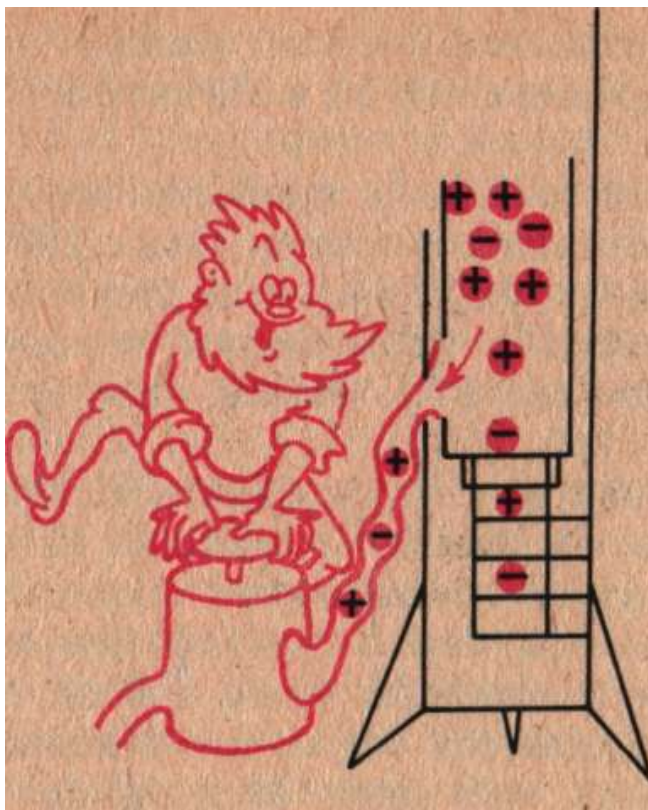


Рис. 29

Чтобы спасти положение, придумали, как „обмануть“ масс-спектрометры и заставить их работать на малых высотах. Перед анализатором прибора стали помещать камеру с вакуумным насосом. Насос непрерывно откачивает поступающий из окружающей ракету атмосферы воздух и создает в камере пониженное давление, которое масс-спектрометр уже способен „пережить“. Прибор работает и дает сведения об относительном содержании различных ионов в окружающем газе, но, естественно, не об их абсолютном количестве.

Ясно, что описанная процедура делает масс-спектрометрические эксперименты на малых высотах значительно более сложными и громоздкими, чем на высотах областей *E* и *F*. Именно поэтому активное исследование ионного состава области *D* задержалось по сравнению с более высокими областями почти на 10 лет.

Но это еще не все. Оказалось, что специфика самого ионного состава области *D* вносит дополнительные трудности в процесс его измерений. Сложные положительные ионы-связки, играющие, как выяснилось, такую большую роль в физике области *D* (мы поговорим об этом подробно дальше в этой главе), очень неустойчивы. Образно говоря, они могут развалиться от малейшего прикосновения. А ведь прикосновение ракеты, налетающей на неподвижный газ со скоростью около 1 км/с, трудно назвать „малейшим“. Возникла опасность, что те ионы, которые масс-спектрометр измеряет в нижних слоях,— не что иное, как жалкие „осколки“ значительно более сложных (и соответственно более громоздких и неустойчивых) ионов-связок, реально существующих в атмосфере и распадающихся при встрече с прибором под действием различных факторов (ударной волны движущейся ракеты, электрического поля прибора и т. д.).

Значит, одной лишь откачной системы мало — нужно еще прибегать к специальным ухищрениям, чтобы избавиться от разрушения сложных ионов.

А отрицательные ионы? Ведь проблема их измерения не стояла при исследованиях состава ионосферы выше 100 км. Следовательно, здесь для масс-спектрометристов вообще „terra incognita". Да плюс те же самые трудности с возможным распадом более сложных отрицательных ионов-связок на более простые в самом процессе измерений.

Нужно ли, учитывая все это, удивляться, что и по части измерений ионного состава мы далеки в области  $D$  от того положения, которое имеется в других ионосферных областях.

Итак, трудности получения экспериментальной информации о строении и составе ионосферы ниже 100 км очевидны. Несмотря на это, естественно, делаются все новые и новые попытки изучения области  $D$  различными методами. Используют радиоволны, излученные с ракеты, модифицируют идею поглощения радиоволн, усовершенствуют зондовую методику, применяют методы, основанные на тонких эффектах распространения радиоволн, таких, как перекрестная модуляция, частичное отражение, взаимодействие с ионосферной плазмой сверхдлинных радиоволн и т. д. И нет недостатка в профилях, скажем, электронной концентрации, измеренных в разных местах различными приборами в разных условиях. Но беда состоит в том, что, получая в разных измерениях сильно отличающиеся результаты, мы каждый раз должны решать, является ли это отражением реальной изменчивости самой области  $D$  или результатом ошибочности одного (или обоих) примененных методов.

## ИЩЕМ ИСТОЧНИК ИОНИЗАЦИИ

„Одинокой области  $D$  требуется приличный источник ионизации для воздействия в дневное время. Обращаться по адресу: Земля, ионосфера, высота 65 — 85 км". Именно так, вероятно, должна выглядеть проблема, если перевести ее на язык доски объявлений. Ну а если говорить серьезно, то поиски источника ионизации в области  $D$  доставили исследователям немало хлопот.

Мы уже говорили в предыдущих главах, что солнечное ультрафиолетовое излучение с длиной волны менее 100 нм не проникает в атмосферу ниже 120 — 140 км. А оно является главной причиной существования основной части ионосферы. Его ближайший помощник — рентгеновское излучение с длиной волны 1 — 10 нм ионизует нейтральные частицы на высотах 90 — 120 км, обеспечивая тем самым существование области  $E$ . Но и оно не может пробиться сквозь толщу нейтральных частиц на меньшие высоты.

Остается еще более коротковолновое излучение с длиной волны менее 1 нм. Кванты

этого излучения благодаря своей высокой энергии способны пробиться несколько глубже в толщу атмосферы и вызвать ионизацию на высотах 80 — 90 км. Но и в этом случае интенсивность очень резко падает с уменьшением высоты из-за сильного поглощения. Скорость ионизации, которую может обеспечить рентгеновское излучение, составляет на высоте 80 км 0,004% или  $4 \cdot 10^{-5}$  скорости ионизации на высоте 100 км, а на 70 км эта величина уменьшается до  $10^{-7}$ . Реально оказывается, что эта скорость ионизации способна обеспечить лишь образование самой верхней части области *D*, лежащей выше 85 км. Очевидно, если бы за ионизацию области *D* отвечало только рентгеновское излучение, то эта глава бы просто не понадобилась, так как не было бы ни проблем и загадок, ни самой области *D*.



Но она есть, со всеми своими проблемами. Значит, есть и другие источники, ее питающие, помимо рентгеновского излучения. Одним из таких источников являются галактические космические лучи. Последние суть ядра тяжелых элементов, прилетающие к нам из просторов Галактики и вторгающиеся в атмосферу. Энергия этих частиц столь велика, что они свободно проходят всю атмосферу до поверхности Земли или, во всяком случае, до низколежащих плотных слоев. Ни о каком поглощении космических лучей на ионосферных высотах, которые интересуют нас, нет и речи.

Казалось бы, космические лучи — кандидат номер один на роль создателя области *D*. Но и у них есть свои трудности. Поток космических лучей мал. А посему требуется много нейтральных частиц, чтобы произошло достаточное число актов ионизации (напомним, что  $q$  пропорционально потоку частиц  $n$  и концентрации нейтралов  $[M]$ ). Значит, вклад космических лучей в ионизацию в атмосфере будет возрастать с уменьшением высоты и падать с ее увеличением. Оценки показывают, что предельная высота, где этот вклад еще существен, — 65 км. Ниже вся ионизация в атмосфере обязана своим происхождением именно космическим лучам. Выше они бессильны, так как мала плотность нейтральных частиц.

Итак, источники ионизации в области *D* выше 85 км и ниже 65 км известны. А кто же отвечает за поддержание ионизации в основной части области *D* между 65 и 85 км? Вот на этом-то „участке фронта" и разгорелись основные бои.

Для решения проблемы нам нужен источник (излучение или потоки частиц), который, существенно не поглощаясь, проникает на высоты 70 — 80 км. Солнечное излучение с длиной волны короче 100 нм мы уже рассмотрели. Оно не может проникнуть так глубоко в

атмосферу. А излучение с длиной волны больше 100 нм? Оно „маломощно“ для наших целей — один квант этого излучения несет слишком мало энергии (меньше 12 эВ), чтобы оторвать электрон от молекулы азота или кислорода, из которых на 99% состоит атмосфера на этих высотах. Напомним, что потенциал ионизации  $O_2$  и  $N_2$  составляет соответственно 12 и 15 эВ. Значит, единственная надежда — поиск не основной, малой составляющей, которая бы не была столь привередлива, как азот и кислород, и поддавалась бы воздействию более мягкого излучения. Такая компонента нашлась. Это окись азота NO, потенциал ионизации которой равен 9,6 эВ. Разница с  $O_2$ , казалось бы, и не очень большая, но какая принципиальная! Чтобы оторвать электрон от нейтральной молекулы NO хватает энергии кванта излучения в линии Лайман- $\alpha$  ( $\lambda = 121,6$  нм). Один квант этого излучения несет энергию около 10 эВ (т. е. чуть-чуть больше, чем необходимо для ионизации молекулы NO, но совершенно недостаточно для ионизации молекулы  $O_2$  или тем паче  $N_2$ ), причем общее количество этих квантов, или интенсивность линии, очень велико и составляет около  $3 \cdot 10^{11}$  квант·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Это большое число. Оно больше, чем полное количество квантов в области длин волн короче 100 нм, ответственное, как мы уже знаем, за ионизацию всей ионосферы выше 90 — 100 км. Никаких неприятностей с поглощением у излучения в линии Лайман- $\alpha$  тоже нет. Это излучение проникает, почти не поглощаясь, в столь волнующую нас область высот 70 — 80 км.

Получается, что подходящий ионизирующий агент найден. Найдена и компонента, которая готова ионизоваться под действием этого агента. Казалось бы, есть хороший источник ионизации: Лайман- $\alpha$  плюс окись азота. В чем же, собственно, проблема? В количестве NO.

Проблема окиси азота тесно связана со многими вопросами, обсуждаемыми в этой книге. Мы поговорим о борьбе мнений по поводу количества NO в главе 7. Однако частично мы должны коснуться этого вопроса уже сейчас. Будем для простоты рассматривать одну какую-нибудь высоту, скажем, 80 км. Для других высот (70, 75 или 85 км) проблемы принципиально останутся теми же, только сдвинутся все цифры. На этой высоте для поддержания дневной ионосферы необходимо иметь примерно 1 — 10 актов ионизации в 1 см<sup>3</sup> в секунду. Не будем пока обсуждать, как получены эти цифры — это станет ясно из дальнейшего. Такая скорость ионизации  $q$  при заданном потоке излучения в линии Лайман- $\alpha$  (опять же для простоты станем считать его хорошо известным и неизменным во времени) на рассматриваемой высоте требует концентрации окиси азота порядка  $10^7$  —  $10^8$  см<sup>-3</sup>. Много это или мало?

В этом и есть суть проблемы. Как мы увидим в следующей главе, вокруг этих значений — от  $10^6$  до  $10^9$  см<sup>-3</sup> — как раз и колеблются экспериментальные оценки количества NO в области  $D$ . Ясно, что наша проблема источника ионизации очень зависит от этих цифр. Если

$[\text{NO}] \approx 10^6 \text{ см}^{-3}$  и меньше, как давали первые теории и эксперименты, ионизация окиси азота является слабым процессом и проблема источника ионизации на высотах 65 — 85 км встает во весь рост.

Именно эта ситуация подтолкнула ученых в середине 60-х годов к поискам новых путей поддержания ионизации в средней части области *D*. Поскольку казалось, что все возможности электромагнитного излучения Солнца уже исчерпаны, обратились к потокам корпускул. Могут ли потоки энергичных заряженных частиц проникать в область *D* и вызвать там ионизацию? Оказалось, что могут. И наиболее вероятный кандидат на это — электроны с энергиями в десятки килоэлектронвольт. Такие электроны должны свободно проходить через более высокие слои атмосферы и тратить свою энергию (в основном на ионизацию) как раз на высотах 60 — 80 км. Весь вопрос еще в том, существуют ли достаточные потоки таких электронов в атмосфере.

Некоторое время вопрос оставался открытым, и соответственно оставалась нерешенной проблема ионизации области *D*. Затем провели измерения на ракетах (а дело это, конечно, далеко не простое) и получили, что потоки электронов с энергиями в десятки килоэлектронвольт существуют, но... их интенсивность в спокойных условиях на средних широтах недостаточна для поддержания ионосферы.

На высоте 80 км, например, они способны обеспечить скорость ионизации около 0,1 акта в  $1 \text{ см}^3$  в секунду, а нужно, как мы знаем, 1 — 10 актов в  $1 \text{ см}^3$  в секунду.

Значит, в „чистом виде" идея не прошла. Но она, как и многие идеи такого рода, не оказалась бесплодной. Потоки электронов указанных энергий признаны основным источником ионизации в области *D* ночью, когда отсутствует солнечное излучение. Эти потоки важны и для объяснения ионизации на высотах 60 — 80 км в возмущенных условиях, т. е. в полярной ионосфере и во время геомагнитных бурь в средних широтах. В этих случаях потоки электронов, тесно связанные с магнитным полем Земли, могут возрастать в десятки и сотни раз, что, видимо, и объясняет наблюдаемое возрастание ионизации в области *D* во время таких возмущений.

Американские ученые Хантен и МакЭлрой предложили еще один механизм ионизации в области высот 65 — 85 км, о котором ранее не думали. Мы знаем, что излучение с длиной волны длиннее 100 нм не в состоянии ионизовать обычную молекулу азота или кислорода — не хватает энергии кванта. Ну а если молекула необычная? Если она находится в возбужденном состоянии, т. е. сама уже несет некий запас энергии? Оказывается, в этом случае энергия кванта, способного ионизовать такую молекулу, может быть меньше, так как дефицит покрывается за счет внутренней энергии возбужденной молекулы.

Именно на этом простом принципе построена идея Хантена и МакЭлроя. В солнечном спектре есть интервал длин волн 102,7 — 111,8 нм, излучение которого относительно легко проникает на высоты области *D*. Само по себе это излучение не может ионизовать ни O<sub>2</sub>, ни N<sub>2</sub> — не хватает энергии. Но от энергии кванта этого излучения (в среднем около 11,5 эВ) до порога ионизации молекулы кислорода (около 12 эВ) относительно недалеко. Нехватка составляет менее 1 эВ. Чтобы ее компенсировать, нужна молекула O<sub>2</sub>, сама запасшая примерно такую энергию. Оказалось, что для этой роли вполне подходит молекулярный кислород, возбужденный в состояние <sup>1</sup>Δ<sub>g</sub>. Не вдаваясь в детали, отметим лишь, что энергия возбуждения для состояния <sup>1</sup>Δ<sub>g</sub>, т. е. энергия, которую запасает молекула кислорода, находясь в этом состоянии, составляет чуть меньше 1 эВ. Вполне достаточно, чтобы покрыть дефицит и „поддаться“ ионизации излучением 102,7 — 111,8 нм.

Роль описанного механизма в образовании области *D* зависит, естественно, от количества окиси азота. Мало NO — слаб механизм „NO плюс Лайман-α“, значит, ионизация O<sub>2</sub> (<sup>1</sup>Δ<sub>g</sub>) выходит на первое место. Много окиси азота — ионизация O<sub>2</sub> (<sup>1</sup>Δ<sub>g</sub>) играет более скромную роль.

По современным представлениям, окиси азота все-таки „много“ — как раз те 10<sup>7</sup> — 10<sup>8</sup> молекул на 1 см<sup>3</sup>, которые необходимы, чтобы объяснить ионизацию области *D* механизмом „NO плюс Лайман-α“. Однако какова бы ни была роль рассматриваемого механизма в общем ионизационном бюджете на высотах 65 — 85 км, этот механизм является в дневное время основным поставщиком ионов O<sub>2</sub><sup>+</sup>, тогда как ионизация в линии Лайман-α способна порождать лишь ионы NO<sup>+</sup>. Как мы увидим ниже, вопрос о том, какие именно ионы рождаются в первичном акте ионизации, может быть очень важен для понимания всего дальнейшего цикла ионных превращений.

Все, о чем мы говорили в этом параграфе, справедливо для, так сказать, нормальных условий, т. е. для области *D* в дневное время не в полярной области и без особых возмущений. Ночная среднеширотная область *D* изучена пока плохо. И причина лежит прежде всего в трудностях измерений. Ведь ночью концентрации ионов во всем интервале высот 50 — 90 км много меньше (в 10 — 100 раз), чем днем, а концентрации электронов ниже некоторого уровня практически равны нулю. В этих условиях все трудности экспериментального характера, о которых мы говорили в начале главы, возрастают во сто крат. Поэтому мы очень плохо представляем себе и фотохимию ночной области *D*. Ясно лишь, что на роль главного источника ионизации претендуют в основном потоки электронов, о которых мы уже говорили выше. Так ли это, достаточно ли энергии этих потоков для поддержания ночной области *D* или, может быть, нужны какие-либо дополнительные источники вроде предложенной

индийскими учеными ионизации коротковолновым излучением звезд? Это вопросы, над которыми специалисты по аэронауке работают сегодня.

Перейдем теперь к возмущенной области  $D$ . Во время солнечных вспышек электронная концентрация на высотах 70 — 90 км возрастает в десятки, а иногда и сотни раз. Не вызывает особых сомнений, что этот эффект связан с сильным возрастанием интенсивности рентгеновского излучения Солнца во время вспышки. Эта интенсивность (особенно для самой жесткой, т. е. самой коротковолновой части спектра) при сильной вспышке может увеличиваться в тысячу и более раз. При этом, естественно, во много раз увеличивается проникновение рентгеновских лучей в область  $D$ , и они становятся главным источником ионизации на высотах 70 — 80 км, где в обычных условиях они „тушуются" на фоне более сильных механизмов „Лайман- $\alpha$  плюс NO" и „O<sub>2</sub> (<sup>1</sup> $\Delta_g$ ) плюс излучение 102,7 — 111,8 нм".

Последнее обстоятельство крайне важно для изучения физики области  $D$ . Ведь рентгеновское излучение умеют достаточно надежно измерять с искусственных спутников. И механизм ионизации этим излучением не требует присутствия „экзотических" компонент (NO или O<sub>2</sub> (<sup>1</sup> $\Delta_g$ )) — оно легко ионизует основные атмосферные невозбужденные компоненты азот и кислород. А это означает, что в случае вспышки мы можем иметь достаточно точные и надежные значения скорости ионизации  $q$  для тех высот, где в обычных условиях в силу трудностей, описанных выше, таких значений пока нет. Как удастся использовать этот факт, мы еще увидим ниже.

Другой вид возмущения, характерный только для высокоширотной области  $D$ , — так называемое поглощение в полярной шапке. Это возмущение вызывается протонами высоких энергий, приходящими к Земле от Солнца. Магнитное поле Земли направляет такие протоны вдоль силовых линий в околополюсные зоны, где они и вторгаются в верхнюю атмосферу. Из-за своей высокой энергии (десятки миллионов электрон-вольт) протоны без помех проходят верхнюю часть ионосферы и вызывают резкое увеличение ионизации на высотах области  $D$ . И опять, как в случае солнечных вспышек, важным является то обстоятельство, что ионизация протонами не зависит ни от NO, ни от O<sub>2</sub> (<sup>1</sup> $\Delta_g$ ), ни от других малых компонент, — протоны ионизуют все частицы (в том числе и основные — N<sub>2</sub> и O<sub>2</sub>), так сказать, не взирая на лица.

Вот как обстоит дело с источниками ионизации. Но знать источники (и даже скорости) ионизации еще недостаточно, чтобы понять поведение данной области ионосферы. Ионы и электроны, рожденные в первичном акте ионизации, оказываются затем вовлеченными в сложную сеть фотохимических процессов: реакций образования ионов-связок,



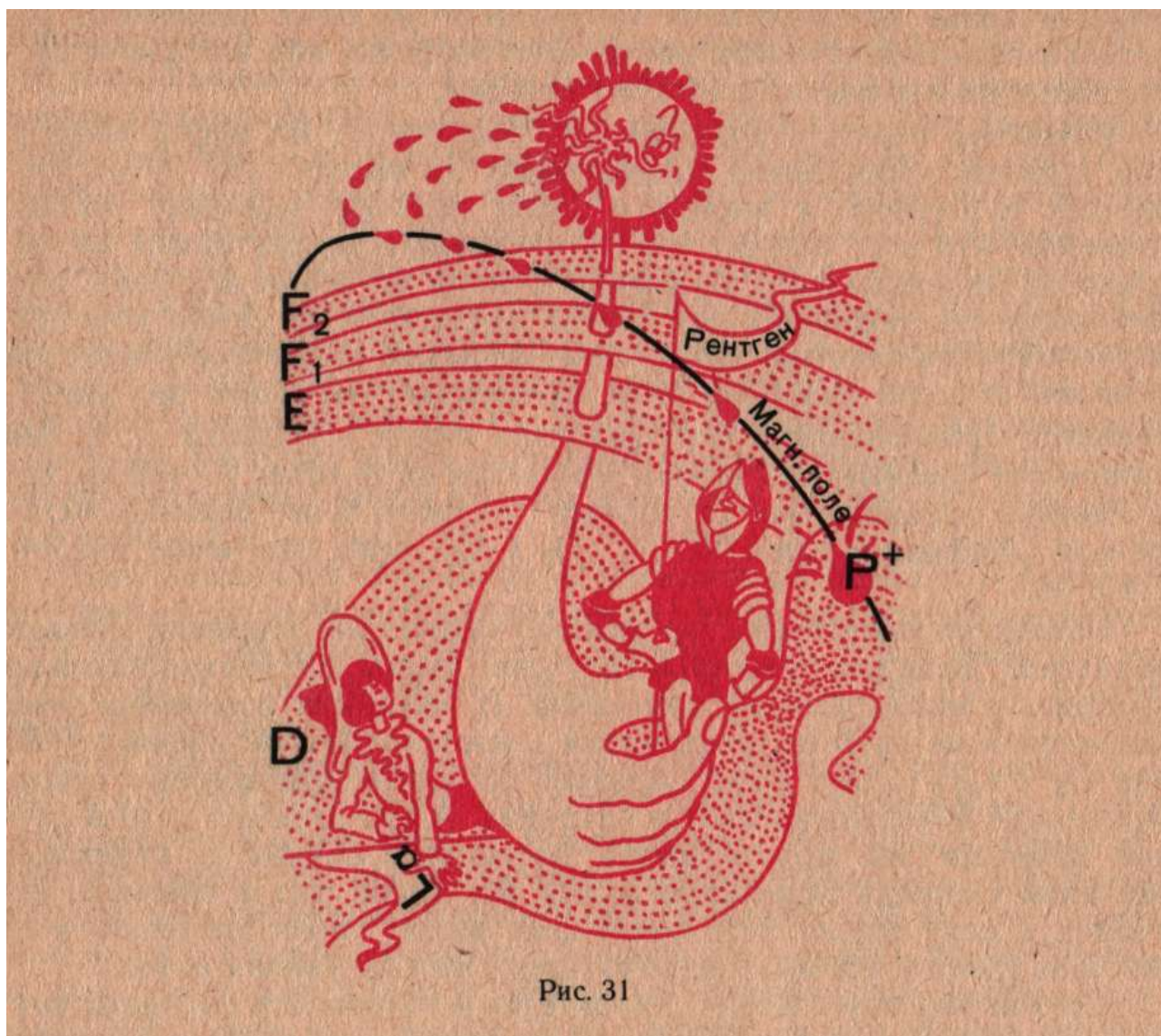


Рис. 31

рекомбинационных процессов и реакций с участием отрицательных ионов.

### **НЕ СВЯЗЫВАЙТЕСЬ С ИОНАМИ-СВЯЗКАМИ!**

Если бы от ученых, занимающихся какой-то проблемой, зависело, какие вопросы должны в эту проблему входить, стоило бы посоветовать специалистам по области *D*: не связывайтесь с ионами-связками! Так спокойно было с ионизационно-рекомбинационным циклом процессов, пока в нем участвовали только обычные ионы. А со связками не оберешься хлопот!

Но совет советом, а эти самые ионы-связки так плотно вошли в физику области *D*, что изучение последней без них немислимо. Приходится-таки ими заниматься со всеми

вытекающими отсюда трудностями...

Первые успешные измерения ионного состава (мы говорим пока только о положительных ионах!) в области *D* были проведены с помощью масс-спектрометра американским ученым Нарциси более 20 лет назад. И дали эти измерения весьма неожиданные результаты. Оказалось, что ниже высоты 82 км (граница получилась довольно четкая) основными ионами являются не обычные молекулярные ионы  $\text{NO}^+$  (30 а. е. м.) и  $\text{O}_2$  (32 а. е. м.), а ионы с массовыми числами 19 а. е. м., 37 а. е. м., 55 а. е. м. и т. д. Что же это за ионы?

„Паспорта“ этих ионов расшифровали не сразу. И далеко не сразу поверили в реальность этих ионов в ионосфере. Всегда ведь есть опасность, что то или иное химическое соединение может быть занесено в верхнюю атмосферу самой ракетой, на которой стоит масс-спектрометр. И мы будем напрасно ломать голову над объяснением природы этого соединения в атмосфере, а оно к атмосфере-то и отношения не имеет, а имеет отношение к какой-нибудь там смазке. Такое тоже бывает.

Но в случае данных Нарциси все оказалось не так. Результаты подтвердились в последующих экспериментах, скептицизм рассеялся, и стали искать химическую расшифровку измеренных масс ионов. Оказалось, что эти ионы представляют собой сочетание протонов и молекул воды: 19 а. е. м. —  $\text{H}_3\text{O}^+$  или  $\text{H}^+\cdot(\text{H}_2\text{O})$ ; 37 а. е. м. —  $\text{H}_5\text{O}_2^+$  или  $\text{H}^+\cdot(\text{H}_2\text{O})_2$ ; 55 а. е. м. —  $\text{H}_7\text{O}_3^+$  или  $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_3$  и т. д. Получается последовательность ионов типа  $\text{H}^+\cdot(\text{H}_2\text{O})_n$ , где  $n = 1, 2, 3, \dots$ , причем, как мы видим, эти ионы состоят из протона (иона водорода) и связанных с ним одной или нескольких молекул воды. Отсюда и название: протоногидратные связки или просто ионы-связки.

Позднее были обнаружены ионы-связки с другими составляющими, помимо  $\text{H}^+$  и  $\text{H}_2\text{O}$ :  $\text{NO}^+\cdot(\text{H}_2\text{O})$ ,  $\text{NO}^+\cdot(\text{CO}_2)$ ,  $\text{NO}^+\cdot\text{N}_2$ , и т. д., затем стали обнаруживать совсем тяжелые связки типа  $\text{H}^+\cdot(\text{H}_2\text{O})_n$  и  $\text{NO}^+\cdot(\text{H}_2\text{O})_n$  с высокими (порядка 5 — 7)  $n$  и соответственно массовыми числами, большими 100 а. е. м., а потом...

Потом возникло сомнение в том, что все эти ионы — действительно те ионы, которые существуют в области *D*. Появилось подозрение, что на самом деле в ионосфере на высотах 60 — 70 км присутствуют в основном очень тяжелые ионы-связки с массовыми числами, возможно, в сотни атомных единиц массы, которые в силу своей неустойчивости в процессе измерений легко разрушаются на составляющие их молекулы и значительно более простые ионы





$\text{H}_3\text{O}^+$ ,  $\text{H}_3\text{O}_2^+$ ,  $\text{HO}^+\cdot\text{H}_2\text{O}$  и т. д. Их-то и регистрирует масс-спектрометр. Стали поговаривать даже о том, что ионная химия области  $D$  должна рассматриваться не на обычном молекулярном уровне, а на уровне заряженных пылинок или кристаллов, в которые превращаются ионы в процессе образования все более тяжелых и сложных связей.

Признаемся сразу, что этот вопрос в настоящий момент не решен до конца. Одни масс-спектрометристы верят в правильность полученных концентраций отдельных ионов-связок, другие считают, что разрушение происходит, и в атмосфере доминируют тяжелые связки, третьи хранят осторожное молчание.

Что же делать в такой ситуации? Как использовать для изучения физики области  $D$  богатейший материал масс-спектрометрических экспериментов, если неизвестно, что же в этих экспериментах измерялось?

Остается единственная возможность — не заниматься концентрациями отдельных ионов-связок, но рассматривать на каждой высоте суммарное количество связок и сравнивать его с количеством обычных ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$

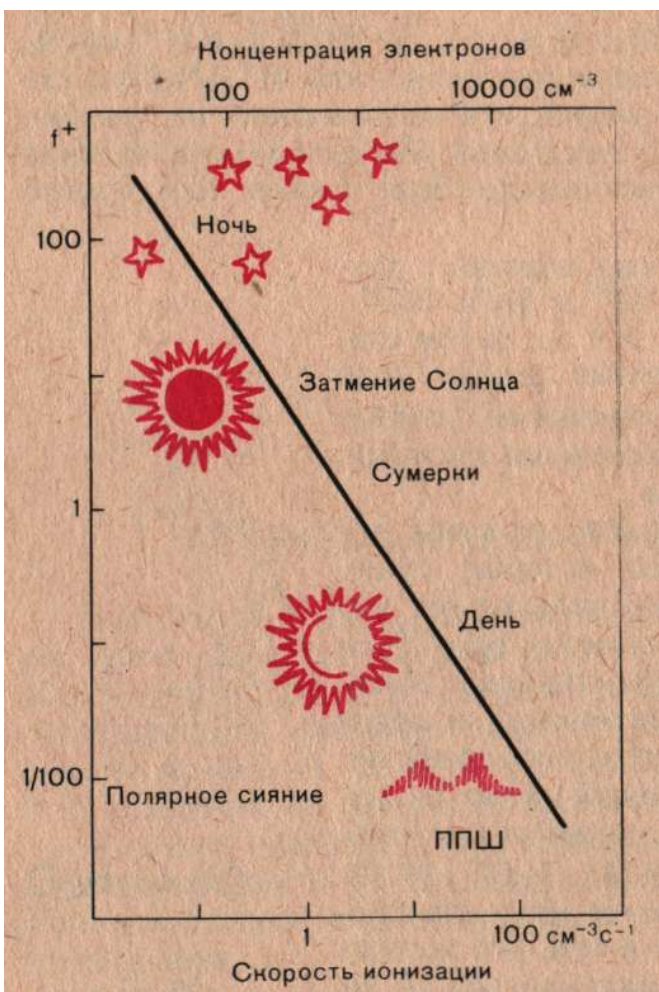


Рис. 33

Именно на этом пути и были в 70-е годы получены интересные результаты, которые помогли хоть частично разобраться в клубке проблем физики области  $D$ .

Оказалось, что если ввести параметр  $f^+$ , характеризующий соотношение на данной высоте между общим количеством ионов-связок и количеством обычных ионов ( $f^+ = [\text{Cв}^+] / ([\text{NO}^+] + [\text{O}_2^+])$ ), и проанализировать экспериментальные данные по ионному составу, то получается интересная закономерность. Значение  $f^+$  на фиксированной высоте очень сильно зависит от уровня ионизации, т. е. от скорости ионизации  $q$  и соответствующей равновесной концентрации электронов  $[e]$ . На высоте 80 км, например,  $f^+$  изменяется (рис. 33) от  $10^2$  ночью или во время полного солнечного затмения (в этих случаях  $q$  и  $[e]$  очень малы) примерно до 1 днем

(обычные  $q$  и  $[e]$ ) и  $10^{-2}$  во время сильных

возмущений типа ППШ (когда  $q$  и  $[e]$  сильно возрастают). Изменение, что и говорить, существенное — на 4 порядка величины (в 10 тысяч раз)!

Таким образом, ночью на высоте 80 км доминируют ионы-связки, а доля ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$  не превышает 1%. Днем и те и другие существуют примерно в равной пропорции, а во время возмущений доля связок становится мала (несколько процентов) и доминируют обычные ионы. Чем сильнее область  $D$  „освещена“ ионизирующим излучением, тем ниже отступает область ионов-связок. Такое впечатление, что ионы-связки „не любят“ освещенный период и предпочитают „держаться в тени“.

Какие же выводы можно сделать из этих результатов, основанных на экспериментальных данных? Один из выводов касается важного вопроса об эффективном коэффициенте рекомбинации — мы поговорим о нем в следующем параграфе. А сейчас посмотрим, что дает обнаруженное изменение  $f^+$  для понимания механизмов образования ионов-связок.

Как образуются ионы-связки? С какого процесса начинается цепочка „связкообразования“? Как одни связки переходят в другие? На все эти вопросы необходимо иметь ответы, если мы хотим (а мы, несомненно, хотим!) до конца понять физику ионосферы на высотах, где доминируют ионы-связки. Но получить однозначные ответы на эти вопросы на основе очень сложных и громоздких схем, включающих десятки реакций, многие из которых не исследованы еще в лаборатории, довольно трудно. И еще труднее обсуждать такие схемы в рамках данной книги.

Как же быть?

И здесь снова помогает подход, о котором мы уже рассказывали. Давайте просто рассматривать все ионы-связки вместе как нечто единое, не занимаясь их внутренними „проблемами“, но противопоставляя их обычным ионам  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ .

Чтобы не говорить все время „обычные ионы  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ “, будем называть их еще первичными ионами. Ведь именно они образуются в результате первичных актов ионизации, а ионы-связки являются продуктом последующих (вторичных) реакций. Итак, первичные ионы — с одной стороны и ионы-связки — с другой. Теперь схема преобразований положительных ионов приобретает вполне читаемый вид (рис. 34) — на ней показаны процессы, которые мы уже

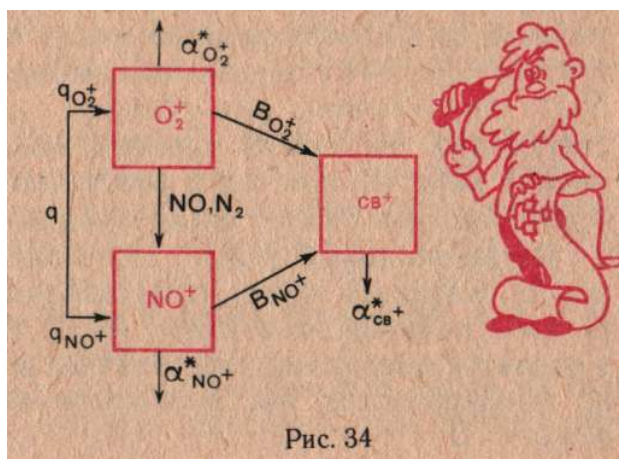


Рис. 34

встречали. Стрелки „ $q_{\text{NO}^+}$ ” и „ $q_{\text{O}_2^+}$ ” олицетворяют образование соответствующих ионов в актах ионизации. Стрелка „NO, N<sub>2</sub>” соответствует перекачке O<sub>2</sub><sup>+</sup> в NO<sup>+</sup> по ионно-молекулярным реакциям с N<sub>2</sub> и NO. Диссоциативная рекомбинация NO<sup>+</sup>, O<sub>2</sub><sup>+</sup> и связок показана соответственно стрелками „ $\alpha_{\text{NO}^+}^*$ ”, „ $\alpha_{\text{O}_2^+}$ ”, „ $\alpha_{\text{св}}^*$ ”. И наконец, два канала образования ионов-связок (из O<sub>2</sub><sup>+</sup> и NO<sup>+</sup>) обозначены как „V<sub>O<sub>2</sub><sup>+</sup></sub>” и „V<sub>NO<sup>+</sup></sub>”. Как мы видим, схема действительно простая, и соотношения, которые легко из нее получить, тоже оказываются очень несложными. Не приводя их здесь, отметим лишь выводы, которые из них вытекают.

Во-первых, в рамках этой схемы величина  $f^+$  оказывается обратно пропорциональной электронной концентрации. Вот вам качественное объяснение уменьшения  $f^+$  с ростом  $q$  и  $[e]$ , обнаруженного по экспериментальным данным.

Во-вторых, выясняется, что роль каналов V<sub>O<sub>2</sub><sup>+</sup></sub> и V<sub>NO<sup>+</sup></sub> в образовании связок различна в разных условиях. В невозмущенных условиях образование связок идет главным образом из ионов NO<sup>+</sup>, канал V<sub>O<sub>2</sub><sup>+</sup></sub> мало существен. В возмущенных условиях (поглощение в полярной шапке, солнечная вспышка) каналы меняются ролями и на первое место выходит образование связок из O<sub>2</sub><sup>+</sup>. Происходит это в основном потому, что первичными ионами во время всех возмущений, связанных с вторжением корпускул или усилившегося рентгеновского излучения, становятся не ионы NO<sup>+</sup>, как в спокойных условиях (тут ведь ионизируются в основном молекулы NO), а ионы O<sub>2</sub><sup>+</sup>. Последнее обстоятельство требует небольшого пояснения. Корпускулы, как и жесткое рентгеновское излучение, проникая в область  $D$ , не ищут себе, подобно излучению в линии Лайман- $\alpha$ , специальных „партнеров”, чтобы произвести акт ионизации. Они ионизируют, образно говоря, „все что попадется”. А попадаются им, поскольку атмосфера состоит главным образом из азота и кислорода, молекулы O<sub>2</sub> и N<sub>2</sub>. Но ионы N<sub>2</sub><sup>+</sup> имеют на высотах области очень малое время жизни (тысячные доли секунды) из-за быстрых ионно-молекулярных реакций, превращающих их в O<sub>2</sub><sup>+</sup> и частично в NO<sup>+</sup>. Аккуратные расчеты показывают, что, если учесть прямую ионизацию молекул O<sub>2</sub> и преобразование ионов N<sub>2</sub><sup>+</sup>, 100 актов ионизации корпускулами или рентгеновским излучением дают 90 ионов O<sub>2</sub><sup>+</sup> и 10 ионов NO<sup>+</sup>. Вот почему мы говорим, что первичными (т. е. существующими до начала сложной цепочки процессов связкообразования) ионами при всех возмущениях (кроме зимней аномалии, о которой речь пойдет ниже) являются ионы O<sub>2</sub><sup>+</sup>.

Введение параметра  $f^+$  для анализа фотохимии положительных ионов оказалось очень продуктивным. Уже после выхода в свет первого издания этой книги А. Г. Симоновым и Н. В. Смирновой в развитие описанного подхода был выполнен цикл работ, существенно продвинувших нас в понимании физикохимии верхней части области  $D$ .

Поскольку с течением времени количество измерений ионного состава в области  $D$  медленно (вспомним о трудностях, описанных выше), но все же увеличивалось, удалось разделить экспериментальные данные по на два сезона (лето — зима). При этом обнаружилось очень интересное обстоятельство — летние значения  $f^+$  на данной высоте всегда больше зимних. Иначе говоря, доля ионов-связок (вспомним, что  $f^+ = [Св^+] / ([N0^+] + [O_2^+])$ )

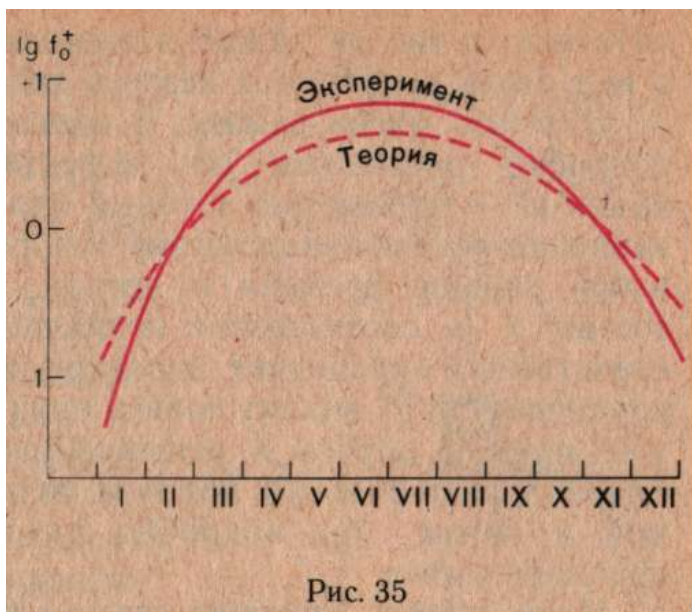


Рис. 35

на высоте, скажем, 80 км летом в несколько раз больше, чем зимой. Значит, наряду с описанной уже зависимостью  $f^+$  от степени ионизации (от  $q$ , или  $[e]$ ) есть еще и сезонная зависимость этого важного параметра, характеризующего ионный состав?

Выяснилось, что это именно так. Более тщательный анализ показал, что, если все измеренные значения  $f^+$  привести (зная зависимость  $f^+$  от  $[e]$ , см. рис.33) к одному значению электронной концентрации (скажем, на высоте 80 км к  $[e] = 10^3 \text{ см}^{-3}$ ), то полученные „приведенные“ значения  $f_0^+$  дают хорошо выраженный сезонный ход (естественно, с максимумом летом и минимумом зимой) — сплошная кривая на рис. 35.

Что же можно в рамках описанной здесь схемы сказать о причинах таких сезонных вариаций ионного состава? Оказывается, очень много.

Прежде всего, простое соотношение, непосредственно следующее из схемы (рис. 34),

$$f^+ = B / ([e] \cdot \alpha_{СВ}^*) \quad (32)$$

гласит, что параметр  $f^+$  должен быть обратно пропорционален электронной концентрации (в этом мы уже убедились) и прямо пропорционален суммарной эффективности  $B$  образования ионов-связок по обоим каналам.

Что же вызывает сезонные вариации  $f^+$ ? Константа  $\alpha_{СВ}^*$  от сезона зависеть не должна, зависимость от  $[e]$  мы уже „убрали“, введя  $f_0^+$  вместо  $f^+$ . Остается неизбежный вывод: с сезоном резко меняется эффективность образования связок  $B$ . Расчеты по формуле (32) с использованием конкретных значений  $f^+$ ,  $[e]$  и  $T$ , измеренных в каждом эксперименте, позволили получить сезонный ход величины  $B$  — пунктирная кривая на рис. 35.

Здесь уместно сделать шаг в сторону от главной линии нашего рассказа и поставить вопрос, который, вероятно, уже задает себе читатель: а так ли важны эти сезонные вариации  $f^+$ ,

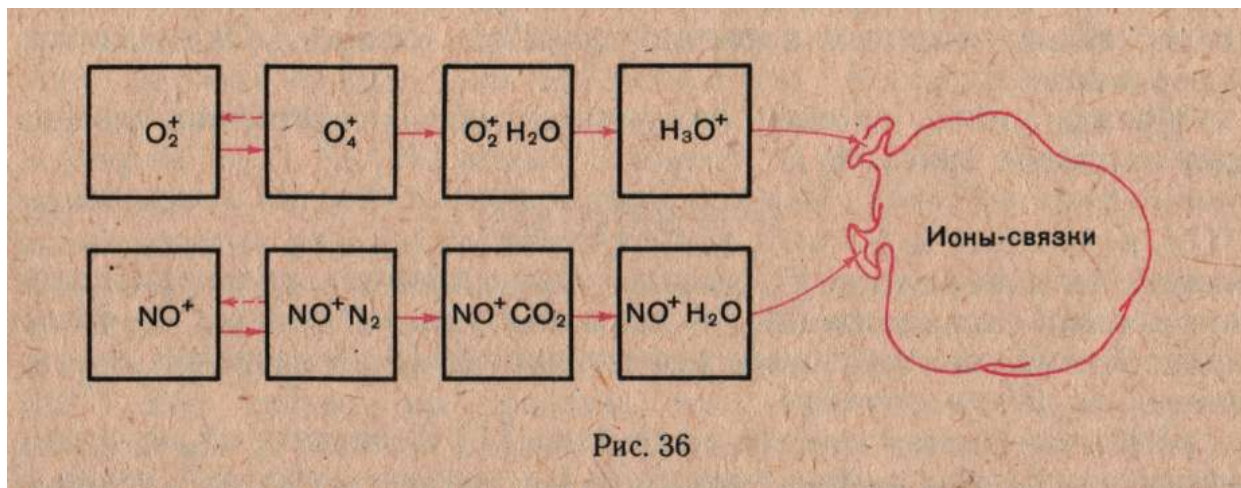


чтобы писать о них столь подробно и лезть в дебри формул и фотохимии?

Ответим: очень важны. В одном из следующих параграфов мы подробно расскажем об эффективном коэффициенте рекомбинации  $\alpha'$  — параметре, который является ключевым ко всему ионизационно-рекомбинационному циклу в области  $D$ . Так вот, не вдаваясь раньше времени в детали, подчеркнем здесь, что ионный состав, т. е. соотношение первичных ионов и ионов-связок, непосредственно определяет значение  $\alpha'$ . Понять механизмы сезонной изменчивости  $f^+$  значит понять причину сезонных вариаций  $\alpha'$ . А это уже прямая дорога к решению очень серьезной проблемы ионосферной физики: в чем причина различия в поведении области  $D$  зимой и летом. Мы подробно расскажем об этой увлекательной проблеме ниже.

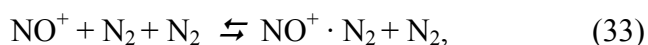
Итак, понять причины сезонных вариаций  $f^+$  важно. Пока что с помощью упрощенной фотохимической схемы нам удалось свести сезонные вариации  $f^+$  к таковым для эффективной скорости образования ионов-связок из  $O_2^+$  и  $NO^+$ . Чтобы продвинуться далее, нам теперь придется чуть расширить рамки нашего рассказа и рассмотреть несколько реакций.

Мы уже говорили, что детальные схемы преобразования положительных ионов в области  $D$  чрезвычайно сложны, громоздки и просто „не лезут“ в стиль изложения данной книги. Но давайте попробуем ограничиться лишь первыми этапами этих схем — теми реакциями, с которых начинаются цепочки связкообразования из  $O_2^+$  и  $NO^+$ . В случае  $O_2^+$  картина будет выглядеть так (рис. 36):

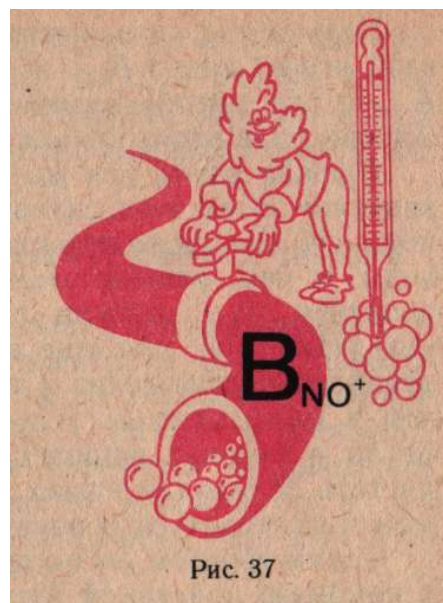


ионы  $O_2^+$  превращаются в  $O_4^+$ , те — в  $O_2^+ \cdot H_2O$  и последние — в первую протоногидратную связку  $H^+ \cdot H_2O$ . Существенно здесь то, что для успешного функционирования этого канала в  $O_2^+$  необходимо много воды (высокие значения  $[H_2O]$ ) и мало атомарного кислорода. Последнее связано с тем, что атомы  $O$  быстро превращают промежуточные ионы  $O_4^+$  вновь в  $O_2^+$ , не давая им перейти дальше по цепочке в ионы  $O_2^+ \cdot H_2O$ .

Для канала  $V_{NO^+}$  картина выглядит иначе. Здесь на первом же этапе цепочки связкообразования имеется сильное противодействие. Реакция



которая считается основной в первом шаге образования связок из  $NO^+$ , идет не только „вперед“ к образованию иона-связки  $NO^+ \cdot N_2$ , но и „назад“ — к первичному иону  $NO^+$ . Кто победит в этой борьбе, успеют ли ионы  $NO^+ \cdot N_2$  вступить в другие реакции и поддержать цепочку процессов образования связок, определяется относительными эффективностями прямого и обратного



процесса. Оказалось (это известно из теоретических расчетов и лабораторных измерений), что обе реакции очень сильно зависят от температуры участвующих частиц, причем противоположным образом. При возрастании  $T$  эффективность прямого процесса падает, а обратного возрастает, и наоборот. Представляете, какая сильнейшая зависимость от температуры получается, если мы рассматриваем суммарный эффект этой двойной реакции, т. е. конечный выход необходимых нам ионов  $NO^+ \cdot N_2$ ? По оценкам разных авторов зависимость константы скорости этого эффективного процесса от температуры записывается как  $\gamma_{33} \propto T^{14}$  или даже  $T^{18}$ ! Это очень сильная зависимость. Достаточно небольшого изменения  $T$ , чтобы  $\gamma_{33}$  изменилась в несколько раз, а то и на порядок величины.

Вот мы и нашли ключ к объяснению сезонных вариаций  $V$ . Ведь в мезосфере на высотах области  $D$  температура летом ниже, чем зимой. Поэтому летом, в силу только что сказанного, должна быть гораздо выше эффективность образования ионов-связок по каналу  $V_{NO^+}$ . А он, как мы знаем, в спокойных условиях вносит основной вклад в  $V$ . Значит, обычные сезонные вариации мезосферной температуры вполне объясняют сезонные изменения эффективности  $V$ , а следовательно,  $f^+$  и, как мы увидим в следующем параграфе, эффективного коэффициента рекомбинации.

На рис. 35 для простоты приведена лишь одна кривая изменения  $f^+$  (и соответственно  $V$ ) в течение года. На самом деле экспериментальные данные разбиваются на две группы (измерения в высоких и в средних широтах) и дают две разные кривые. В высоких широтах амплитуда изменения зима — лето значительно больше, чем в средних. И это хорошо согласуется с приведенным здесь объяснением, поскольку и амплитуда сезонных вариаций  $T$  в мезосфере в высоких широтах больше, чем в средних.

Получается, что основную роль в вариациях  $B$  (а значит, и  $f_0^+$ ) играет канал  $V_{NO^+}$  и его сильная зависимость от температуры. А что же преобразование первичных ионов  $O_2^+$  в ионы-связки? Какова роль этого канала?

Прежде всего, как мы уже говорили, он определяет суммарное значение  $B$  во всех случаях, когда первичными ионами являются ионы  $O_2^+$ . Его эффективность тем выше, чем больше концентрация воды и чем меньше количество атомарного кислорода. Значит, величина  $V_{O_2^+}$  должна быть прямо пропорциональна отношению  $[H_2O]/[O]$ . Мы еще недостаточно хорошо знаем детали поведения этого отношения в мезосфере, но можем сказать уже сейчас, что в определенных условиях, например в районе летней мезопаузы в высоких широтах, указанное отношение может резко возрасти. В таких условиях должна возрасти и роль канала  $V_{O_2^+}$  и он может становиться основным путем образования ионов-связок.

Таким образом, из экспериментальных данных об ионном составе с помощью описанной схемы мы получили представление об относительной эффективности и изменчивости двух каналов образования ионов-связок из первичных ионов. Можем мы из тех же данных оценить и абсолютные значения  $V_{O_2^+}$  и  $V_{NO^+}$ .

Следует иметь в виду, что мы дали здесь, так сказать, качественную картину грубыми мазками. Но за ней стоят детальные расчеты и сопоставления всех описанных параметров для конкретных экспериментальных данных и конкретных условий.

Мы завершаем наш рассказ о составе и химии положительных ионов в области  $D$ . Мы постарались в этом параграфе описать то, что стало уже достаточно ясно, нашло свое подтверждение при сопоставлении различных данных (как в случае  $T$  и  $f_0^+$ ). Ну а что же осталось неясно? Неясен пока очень существенный вопрос: какие же ионы доминируют среди положительных ионов-связок? Каков основной ион?

Фотохимия дать ответ на этот вопрос пока бессильна, ибо надежной полной схемы преобразований ионов-связок еще не построено. Слишком много плохо исследованных реакций включаются в такую схему, когда мы начинаем рассматривать переходы от относительно простых связок ( $H_3O^+$ ,  $H_5O_2^+$ ,  $NO^+ \cdot H_2O$ ) к более сложным ( $NO^+ \cdot (H_2O)_n$ ,  $H_2SO_4^+ \cdot H_2O$  и т. д.). Слишком мало пока известно нам о возможной эффективности этих реакций и о распределении участвующих в них малых атмосферных компонент.

А эксперимент? Эксперимент по мере совершенствования аппаратуры указывает на существование все более и более тяжелых ионов-связок, часть которых пока даже не имеет надежного химического отождествления. Так, при одном из измерений в условиях холодной летней мезопаузы наблюдались ионы с массовыми числами, достигающими 400 а. е. м.! Что это

за ионы, мы можем только гадать. А раз так, то и вопрос о точном химическом составе положительных ионов-связок в области  $D$  остается открытым. Однако это не мешает, как мы уже видели здесь и увидим далее, использовать данные об ионном составе (главным образом в виде параметра  $f^+$ ) для изучения общей картины ионизационно-рекомбинационного цикла в области  $D$ .

## ПОЛОЖИТЕЛЬНАЯ СТОРОНА ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ИОНОВ

Электрон — легкая частица, положительный ион — тяжелая (отношение масс положительного иона и электрона равно примерно  $10^4$ ). Так уж повелось, что в большей части ионосферы положительные частицы тяжелые, а отрицательные — легкие. Но электрону не нравится быть легкой частицей. Он стремится натолкнуться на одну из окружающих нейтральных частиц и примкнуть к ней. Если это ему удастся, образуется отрицательный ион. Это уже тяжелая отрицательно заряженная частица.

В книге „Химия, атмосфера и космос" в разделе „Что такое отрицательные ионы" подробно рассказано о том, как в принципе образуются отрицательные ионы, какие именно первичные ионы и в результате каких процессов могут формироваться в земной ионосфере и на каких высотах. Не повторяя здесь всего этого материала, отметим лишь кратко, что отрицательные ионы образуются в области  $D$  в результате тройной реакции



и, поскольку скорость этой реакции ( $\alpha[\text{O}_2]^2[e]$ ) зависит от плотности атмосферного газа в квадрате, концентрация отрицательных ионов должна резко уменьшаться с высотой.

Коронный вопрос физики нижней атмосферы — это вопрос о  $\Lambda$  — отношении концентраций отрицательных ионов  $[\text{X}^-]$  к концентрации электронов  $[e]$ . Где, если мы движемся сверху вниз, кончается область легких отрицательных частиц и начинается царство тяжелых? Мы знаем, что на высоте 100 км отрицательных ионов практически нет ( $\Lambda$  очень мало). Мы уверены, что на высоте 50 — 60 км отрицательные ионы доминируют над электронами ( $\Lambda \gg 1$ ). Но вот как происходит переход внутри этих 40 — 50 км? Где та высота, на которой сравниваются концентрации отрицательных ионов и электронов ( $\Lambda = 1$ )?

Много лет ученых занимает эта проблема. Много попыток сделано ее решить. Много в результате получено кривых распределения параметра  $\Lambda$  с высотой. И среди них... ни одной надежной. Ибо проблема определения количества отрицательных ионов очень сложна.

В принципе возможны два пути ее решения — экспериментальный и теоретический, но...

Мы договорились не вдаваться в технические проблемы аэрономических измерений. Поэтому просто констатируем, что прямо измерить количество отрицательных ионов  $[X^-]$  в области  $D$  еще никому не удалось. Видимо, сколько-нибудь надежного прибора для этого просто пока не существует. Но зато сколько было предпринято попыток получить  $[X^-]$  из измерений двух других концентраций: электронов и положительных ионов!

Поскольку в ионосфере всегда выполняется условие нейтральности, т. е. имеет место равенство количества положительно и отрицательно заряженных частиц в единичном объеме:

$$[X^+] = [X^-] + [e], \quad (35)$$

достаточно измерить  $[X^+]$  и  $[e]$ , чтобы получить  $[X^-]$ . Но с измерениями концентрации электронов и особенно концентрации положительных ионов имеются трудности. Единственный метод измерения  $[X^+]$  — зонды, устанавливаемые на ракете. О проблемах интерпретации таких измерений мы уже говорили. Ну, а к чему приводят результаты зондовых измерений  $[X^+]$ , если мы им верим?

Оказывается, зондовые измерения свидетельствуют о высоких значениях  $\Lambda$  в области  $D$ . Если мы сопоставим средние значения  $[X^+]$ , полученные зондовым методом, со средними значениями электронной концентрации, скажем, для дневных условий, то получим (рис. 38), что  $[X^+]$  заметно превышают  $[e]$  до высот 85 — 90 км. Но это означает (см. формулу (35)), что

практически во всей области  $D$  доминируют отрицательные ионы и  $\Lambda \gg 1$ . Так, получается, что на высоте 80 км  $\Lambda \approx 10$  (электронов на порядок меньше, чем отрицательных ионов), на высоте 75 км  $\Lambda$  колеблется от 13 до 62 (!), и т. д.

Так обстояло дело еще лет 10 — 15 назад. Высокие значения  $[X^+]$  и  $\Lambda$  были приняты многими учеными и обсуждались даже возможные процессы образования столь большого количества отрицательных ионов. Однако в последние годы концепция высоких  $\Lambda$  терпит поражение. Все, что мы знаем о физике области  $D$ , говорит против

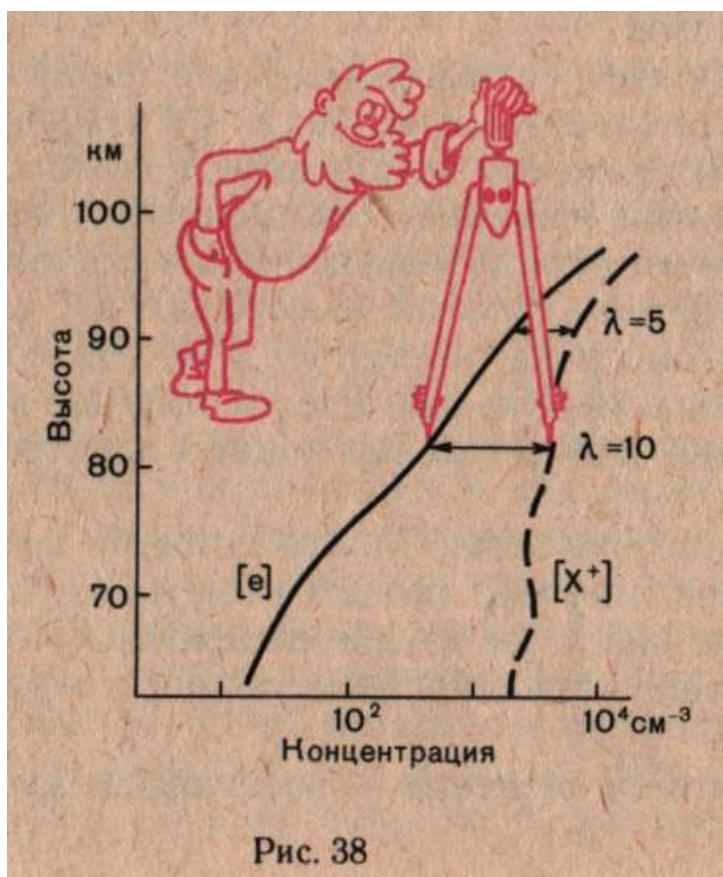


Рис. 38

высоких концентраций  $X^-$  выше 70 — 75 км. Целый ряд косвенных оценок (например, по эффективному коэффициенту рекомбинации, о котором мы поговорим ниже) показывают, что днем в невозмущенной ионосфере концентрации электронов и отрицательных ионов сравниваются ( $\Lambda \approx 1$ ) на высоте около 75 км. В силу довольно быстрого падения  $\Lambda$  с ростом высоты это означает, что днем в спокойных условиях уже на высоте 80 км роль отрицательных ионов мала ( $\Lambda \ll 1$ ). В то же время на высоте 70 км отрицательные ионы уверенно доминируют ( $\Lambda > 1$ ). Высоты 80 и 70 км обычно используют как своего рода характерные высоты для рассмотрения вопросов фотохимии области  $D$  соответственно без учета отрицательных ионов (как мы это делали в предыдущем параграфе) и с учетом таковых (как мы это будем делать здесь и в следующем параграфе).

Пошли навстречу концепции низких  $\Lambda$  и экспериментаторы. В последние годы с помощью усовершенствованной зондовой методики стали получать более низкие значения  $[X^+]$ , не дающие такого сильного различия между  $[X^+]$  и  $[e]$ , а значит, и не требующие таких высоких  $\Lambda$ .

Впрочем, относительно высокие  $\Lambda$  возможны ночью, в сумерки и во время затмений. Поскольку в этих условиях, как мы увидим ниже, разрушение отрицательных ионов идет медленнее, чем днем, возможно накопление  $X^-$  до более высоких, чем днем, концентраций. Так, в сумерки на высоте 80 км значение  $\Lambda$  может быть близко к единице, а ночью и во время полной фазы солнечного затмения оно может составлять даже несколько единиц.

Мы видим теперь, как обстоит дело с общим количеством отрицательных ионов, т. е. с абсолютными концентрациями  $X^-$  в области  $D$ . Но кроме этого общего количества хорошо бы еще знать и химический состав отрицательных ионов — ионы каких массовых чисел, каких химических элементов наблюдаются. Увы, дело с измерениями ионного состава отрицательных ионов обстоит плохо. Ко всем трудностям исследования ионного состава в случае положительных ионов, о чем мы говорили выше, добавляется еще то, что теперь речь идет об отрицательных ионах, а измерять концентрации тяжелых отрицательных частиц труднее, чем положительных.

Тем не менее, первые масс-спектрометрические эксперименты по измерению состава отрицательных ионов были проведены еще в 70-е годы и даже не одной, а сразу несколькими группами исследователей — в ФРГ, США и Швейцарии. Что же обнаружили в этих экспериментах?

Обнаружили очень сложную картину. Гораздо более сложную, чем ожидали. Было очевидно, что в области  $D$  должны присутствовать ионы  $O_2^-$ , поскольку они образуются в первичной реакции (34). Ожидали в небольших количествах ионы  $O^-$ . Можно было ожидать и



Состав отрицательных ионов, обнаруженных в ионосфере

Масса, а. е. м.	Отождествление	Масса, а. е. м.	Отождествление
32	$O_2^-$	68	$O_2^- \cdot (H_2O)_2$
35	$Cl^-$	76	$CO_4^-$
35	$H_3O_2^-$	78	$CO_3^- \cdot H_2O$
37	$Cl^-$	93 ± 1	$NO_2^- \cdot (HNO_2)$
60	$CO_3^-$		$CO_4^- \cdot (H_2O)$
61	$HCO_3^-$	111 ± 1	$NO_2^- \cdot (HNO_2) \cdot H_2O$
62	$NO_3^-$	125 ± 1	$NO_3^- \cdot (HNO_3)$

появления таких ионов, как  $NO_2^-$ ,  $NO_3^-$ ,  $CO_3^-$ . Но кто мог предсказать существование в ионосфере ионов  $HCO_3^-$ ,  $O_2^- \cdot (H_2O)_2$ ,  $NO_2^- \cdot (HNO_2)$  и т. д.! В таблице для иллюстрации приведен список всех ионов (с указанием массового числа и вероятного химического отождествления), зарегистрированных в одном из первых экспериментов западногерманской группы. Как видим, коллекция более чем экзотических ионов весьма внушительная.

Дело, однако, не только в необычности и сложности обнаруженных отрицательных ионов. Плохо то, что нет повторяемости, воспроизводимости результатов. Измерения американских ученых дают в основном другие массовые числа (а значит, и другое отождествление) сложных ионов, чем измерения исследователей из ФРГ и Швейцарии. Результаты расходятся в том, какие ионы доминируют на каких высотах. Есть различие и в высотном ходе. В большинстве западногерманских экспериментов выше 75 — 77 км наблюдается падение концентраций отрицательных ионов, а американские ученые в одном из первых измерений обнаружили слои отрицательных ионов на высотах 88 — 92 км. Аналогичное увеличение  $[X]$  зарегистрировано также швейцарской группой, но, правда, в особых условиях — в области летней полярной мезопаузы. Наконец, нет единства даже в вопросе о том, все ли зарегистрированные отрицательные ионы относятся к атмосфере. Например, ионы с массовыми числами 35 и 37 а. е. м. западногерманская группа отождествляет с изотопами хлора и считает ионами атмосферного происхождения (тогда возникает очень интересная проблема: откуда этот хлор взялся на высотах 60 — 70 км), а американцы считают эти ионы продуктами загрязнения ракетой.

Более поздние эксперименты не изменили существенно описанное положение дел. Следует отметить лишь, что измерения состава отрицательных ионов в нижней мезосфере и



стратосфере показывают, что там доминируют сложные ионы связки ( $m = 100 \dots 500$  а. е. м.) на основе серной и азотной кислот (типа  $\text{HSO}_4^- \cdot (\text{H}_2\text{SO}_4)_n$  и  $\text{NO}_3^- \cdot (\text{HNO}_3)_n$ ), причем с изменением высоты типы доминирующих ионов чередуются (на высотах 60 и 20 км доминируют ионы на основе  $\text{NO}_3^-$  на высоте 40 км и в тропопаузе — на основе  $\text{HSO}_4^-$ ).

Удивленный читатель вправе спросить: а откуда же в атмосфере сера, мы все время говорили о кислородно-азотной атмосфере. Точного ответа нет, но видимо, откуда, откуда и хлор — из различных антропогенных загрязнений. Мы подробнее расскажем о них ниже, говоря о судьбе слоя озона.

Необходимо отметить также очень интересные результаты, полученные в экспериментах по проекту КАМП программы МАП летом 1982 и 1983 гг. Эксперименты проводились в условиях холодной летней мезопаузы в высоких широтах. При этом выше 85 км были обнаружены очень тяжелые отрицательные ионы с  $m = 100 \dots 400$  а. е. м. (прибор не позволил надежно определять массовые числа в области таких больших  $m$ ). Предполагается, что это были отрицательно заряженные ионы-связки, приближающиеся по своим свойствам к частицам „метеорного дыма“. Возможно, они генетически связаны с частицами, из которых состоят серебристые облака, наблюдавшиеся на тех же высотах, что и тяжелые отрицательные ионы.

Таким образом, несмотря на наличие отдельных интересных в физическом плане результатов, на сегодня наши представления о составе отрицательных ионов отрывочно противоречивы.

Словом, картина пока довольно безрадостная. Нет согласия между экспериментаторами, значит, нет надежных экспериментальных данных, и мы не имеем ни реальной картины распределения состава отрицательных ионов, ни даже опорных точек, чтобы проверить теоретические модели, описывающие поведение и распределение  $X^-$ .

Разобравшись с тем, как обстоит дело с экспериментальными данными, уместно теперь задать вопрос: а что гласит теория образования отрицательных ионов, можем ли мы что-либо добавить к картине поведения  $X^-$  в области  $D$  на основе фотохимии отрицательных ионов? Признаемся сразу: проблема фотохимии отрицательных ионов пока далека от своего решения. Многие реакции еще не исследованы в лаборатории. А многие еще просто неизвестны! Ведь в существующие сегодня схемы не включаются некоторые отрицательные ионы (в основном тяжелые ионы-связки), вошедшие в таблицу, не говоря уже об ионах на основе серной кислоты. Но ведь эти ионы существуют, а значит, существуют и соответствующие реакции их образования и гибели. Просто мы о них пока ничего не знаем. Тем не менее, делаются интенсивные попытки построить теоретические схемы

преобразования отрицательных ионов и посмотреть, какие из наблюдаемых экспериментальных фактов в эти схемы могут объяснить.

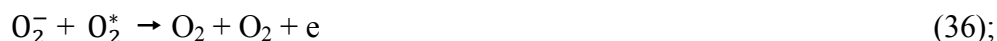
Рассмотрим теперь возможности фотохимической теории отрицательных ионов. Как и в случае положительных ионов, мы опишем упрощенную схему, позволяющую нам обсудить наиболее острые вопросы, но избежать разбора громоздких схем с множеством реакций, требующих детальных пояснений. В нашей схеме будут фигурировать наряду с электронами два типа отрицательных ионов—„ионы кольца" и „стабильные ионы". Эти названия были введены автором еще в начале 70-х годов по следующим причинам. Ионы первой группы очень быстро переходят друг в друга по ионно-молекулярным реакциям (например,  $O_2^-$  в  $O_3^-$  и в  $O_4^-$ ;  $O_3^-$  в  $CO_3^-$ ;  $CO_3^-$  назад в  $O_2^-$  и т. д.). При этом все время идут быстрые реакции прилипания и отлипания, поэтому электроны как бы движутся по кругу: от свободного состояния к иону  $O_2^-$ , затем к  $O_3^-$ , затем к  $CO_3^-$ , затем назад к  $O_2^-$  и вновь к свободному состоянию. При этом указанные реакции столь эффективны, что именно они определяют время жизни (а, следовательно, и концентрации) ионов кольца. Это время жизни, по крайней мере днем, очень мало (например, вероятность участия  $O_3^-$  на высоте 70 км в реакции с  $CO_2$  составляет  $250 \text{ с}^{-1}$ , что соответствует  $\tau(O_3^-) = 4 \cdot 10^{-3} \text{ с}$ ), поэтому процессы фотоотлипания и взаимной нейтрализации для них не существенны (для тех же ионов  $O_3^-$  коэффициент фотоотлипания  $\rho(O_3^-) = 0,3 \text{ с}^{-1}$ , что соответствует времени жизни  $\tau(O_3^-) = 3,3 \text{ с}$ ). Как показывают оценки, концентрации ионов кольца, по крайней мере, в дневной области  $D$  малы — не они выступают в качестве основных отрицательных ионов, однако их роль как промежуточного этапа всего ионизационно-рекомбинационного цикла процессов очень велика.

Стабильные ионы названы так потому, что для них, по всей видимости, нет столь быстрых процессов перехода друг в друга или отделения электрона (отлипания). Основным процессом гибели для них является взаимная нейтрализация с положительными ионами. Стабильные ионы должны составлять подавляющее большинство отрицательных ионов в области  $D$ . Наиболее вероятные кандидаты на роль стабильных ионов —  $NO_2^-$ ,  $NO_3^-$  и отрицательные ионы-связки, о которых пока известно мало.

В нашу схему включено четыре принципиальных процесса. О прилипании мы уже говорили. Оно происходит в основном по реакции (34). На всякое прилипание должно существовать отлипание, т. е. отделение электрона с разрушением отрицательного иона. Есть оно и в нашей схеме. Его обеспечивают два очень важных процесса отлипания от ионов  $O_2^-$  в реакциях с атомарным кислородом и возбужденными молекулами кислорода.

Здесь уместно сделать маленькое отступление. Что значит „отлипание"? Это значит

отрыв электрона от нейтральной частицы. Но электрон в отрицательном ионе не просто приложен к нейтральной частице, он с ней связан некоторой энергией. Эта энергия связи называется электронным сродством  $S$  данной нейтральной частицы и выражается обычно в электрон-вольтах. Значит, чтобы произошло отлипание, нужно затратить энергию, равную  $S$ . Но где ее взять! Отлипание может произойти под действием излучения (фотоотлипание). В этом случае необходимую энергию обеспечивает квант излучения. В случае реакции



для отрыва электрона используется энергия возбужденной молекулы  $\text{O}_2^*$  (обратим внимание, что в правой части уравнения реакции возбужденных частиц нет — энергия ушла на разрушение  $\text{O}_2^-$ ). Ну, а в случае реакции  $\text{O}_2^-$  с  $\text{O}$ ? У атома  $\text{O}$  ведь нет дополнительной энергии. Оказывается, в реакции



отрыв электрона происходит за счет энергии диссоциации молекулы  $\text{O}_3$ . Действительно, чтобы разрушить молекулу озона на  $\text{O}_2$  и  $\text{O}$ , надо затратить энергию. А при создании (ассоциации)  $\text{O}_3$  эта энергия должна выделиться. Вот она-то и расходуется на отлипание электрона, а вся реакция носит поэтому название ассоциативного отлипания.

Итак, вернемся к нашим баранам. Следующий тип процессов в рассматриваемой схеме — ионно-молекулярные реакции. Они аналогичны ионно-молекулярным реакциям положительных ионов, хорошо нам теперь известным, и играют в схеме ионных преобразований примерно такую же роль, т. е. переводят первичные ионы  $\text{O}_2^-$  в конечном итоге во вторичные, более стабильные ионы ( $\text{NO}_2^-$ ;  $\text{NO}_3^-$  и т. д.), которые уже участвуют в процессах рекомбинации и образования связей.

И, наконец, последний тип процессов — взаимная рекомбинация положительных и отрицательных ионов:



Мы знаем о ней пока меньше, чем о другом процессе гибели заряженных частиц — диссоциативной рекомбинации, но все же достаточно для того, чтобы использовать эти данные для оценок скорости гибели отрицательных ионов в фотохимических схемах, а также для анализа поведения эффективного коэффициента рекомбинации. Константа  $\alpha_{\text{вз}}$  скорости процесса (38), согласно лабораторным данным, для наиболее вероятных „партнеров" в области  $D$  — ионов  $\text{NO}^+$  и  $\text{NO}_2^-$  — равна примерно  $10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Естественно, о значении  $\alpha_{\text{вз}}$  для таких участников реакции (38), как тяжелые положительные и отрицательные ионы-связки, пока данных нет.

Таким образом, любые сложные детальные схемы фотохимии отрицательных ионов могут быть сведены к упрощенной схеме, включающей только электроны, ионы кольца и стабильные ионы. Основными трудностями такой схемы являются два обстоятельства. Первое — цикл реакций между ионами кольца существенно зависит от концентрации атомарного кислорода, которая известна плохо и может быть очень изменчива, особенно ото дня к ночи. При малых значениях  $[O]$  кольцо разрывается: например, ионы  $CO_3^-$  уже не „возвращаются” назад к ионам  $O_2^-$  и электронам, а становятся стабильными ионами.

Видимо, это действительно имеет место в определенных ситуациях, так как в ряде экспериментов ионы  $CO_3^-$  наблюдаются в заметных количествах, чего не должно было бы быть при наличии быстрой реакции  $CO_3^-$  с атомарным кислородом и достаточно высоких значениях  $[O]$ .

Второе обстоятельство, представляющее известную трудность в описываемой схеме, состоит в том, что переход от ионов кольца к стабильным ионам  $NO_2^-$  и  $NO_3^-$  происходит только в результате реакций с участием окислов азота, концентрации которых в нижней области  $D$  изменчивы, недостаточно хорошо известны и, видимо, малы для поддержания достаточной скорости образования стабильных ионов.

В качестве решения проблемы предложены две похожие реакции:



Их главное достоинство состоит в том, что в них участвует молекулярный азот — основная нейтральная компонента на высотах области  $D$ . Их главный недостаток состоит в том, что этих реакций никто никогда не регистрировал в лаборатории. Но достоинство в данном случае оказывается сильнее. Молекулярного азота так много, что для нашей схемы достаточно, чтобы реакции (39) и (40) шли с очень низкими константами скорости ( $\approx 10^{-14} \dots 10^{-15} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ). А реакции отрицательных ионов с такими низкими константами в лаборатории пока измерять не могут — это ниже чувствительности обычных лабораторных методов. Так что приходится принять реакции (39) и (40) на веру, исходя из логики самой схемы. Верно ли наше предположение, должно ответить будущее.

Вот так выглядело несколько лет назад положение дел с фотохимической теорией отрицательных ионов. Много неясностей, элементов произвола, белых пятен. Тем не менее, делались попытки с помощью изложенного теоретического подхода описать

некоторые особенности поведения заряженных частиц в нижней области  $D$ , особенно во время явлений поглощения в полярной шапке. Во всех этих работах получали согласие теории (чаще качественное) с теми или другими измерениями характеристик нижней области  $D$ , однако надежной схемы, описывающей все разнородные данные, построить не удалось. Причина этого лежала, прежде всего, в том, что для исследования нижней области  $D$  не было такого мощного экспериментального подспорья, каким явились данные о составе положительных ионов (и в первую очередь параметр  $f^+$ ) для развития и проверки фотохимической схемы в верхней области  $D$ .

В последние годы (особенно в период МАП) стали появляться результаты измерений ионного состава мезосферы и стратосферы (включая и область  $D$ ) с помощью более совершенной масс-спектрометрической аппаратуры, обладающей высокой точностью определения массовых чисел ионов и большим диапазоном измеряемых масс. Это потребовало принципиального пересмотра фотохимии отрицательных ионов во всей области высот, где эти ионы регулярно присутствуют в значительных количествах (мы оставляем здесь в стороне обсуждение возможных причин появления слоев отрицательных ионов на относительно больших высотах порядка 90 км, где большую часть времени  $\Lambda \ll 1$ ).

Такой пересмотр происходит в настоящее время, и заключается он в основном в поисках эффективных путей образования сложных отрицательных ионов-связок. Если бы описанная нами схема исчерпывала все существенные процессы с участием отрицательных ионов, в области  $D$  не наблюдалось бы отрицательных ионов с массовыми числами большими 76 а. е. м. ( $\text{CO}_4^-$ ). Однако, как мы говорили выше, уже в первых масс-спектрометрических экспериментах появились свидетельства о существовании более тяжелых отрицательных ионов (с  $m \geq 100$  а. е. м.). Это означает, что в нашей схеме отсутствует важный элемент — цепочка образования отрицательных ионов-связок.

В самое последнее время появился ряд работ, в которых делаются попытки построения фотохимических схем, способных обеспечить образование таких ионов (включая ионы, содержащие хлор и серу). Однако эти схемы еще очень несовершенны. К тому же требуется их непрерывная корректировка, поскольку по мере проведения новых экспериментов по измерению состава отрицательных ионов верхняя граница массовых чисел наблюдаемых ионов непрерывно поднимается и в настоящий момент составляет уже около 400 а. е. м.

Таким образом, проблема полного описания состава и фотохимии отрицательных ионов еще ждет своего решения. Будем надеяться, что ждать осталось не очень долго.

Стоит отметить, что кроме масс-спектрометрических измерений ионного состава есть другие экспериментальные факты, которые косвенно подтверждают разумность отдельных элементов описанной выше схемы. Наиболее интересный из них связан с отождествлением основного отрицательного иона в области *D*. Эта проблема описана в книге „Химия, атмосфера и космос“ под рубрикой „Загадочный икс минус“. Из наблюдений во время поглощения в полярной шапке следует, что основной отрицательный ион на высотах 60 — 80 км должен иметь высокое электронное сродство, большее 3 эВ. Ни  $O_2^-$ , который в те времена считался главным претендентом на роль основного иона, ни ряд других ионов ( $O_4^-$ ,  $O_3^-$ ,  $CO_4^-$ ) этому требованию не удовлетворяют. В нашей схеме этой проблемы нет. Основными ионами (ионами с наибольшей концентрацией) должны быть ионы  $NO_2^-$  и  $NO_3^-$ , а их электронное сродство, согласно лабораторным измерениям, как раз достаточно высоко (3,5 — 5 эВ).

Другой экспериментальный факт — соотношение день — ночь. Ночью на фиксированной высоте  $\Lambda$  выше, чем днем (это известно надежно). Почему? Схема дает ясный ответ. Потому, что ночью резко уменьшаются концентрации  $O$  и  $O_2^*$  (это тоже известно надежно), а именно эти нейтральные компоненты отвечают за отлипание электронов. Меньше  $[O]$  и  $[O_2^*]$  — слабее разрушение отрицательных ионов — больше  $[X^-]$  и меньше  $[e^-]$  — выше значения  $\Lambda$ .

В книге „Химия, атмосфера и космос“ описана еще одна загадка (в то время еще неразгаданная) отрицательных ионов в области *D*. Она тоже связана с отлипанием электронов. Из экспериментов во время явлений ПППШ уже давно установили, что отлипание электронов происходит с высокой эффективностью, которая в тысячу раз выше, чем эффективность известного тогда процесса отлипания в реакции  $O_2^-$  с молекулой  $O_2$  (невозбужденной). Описанная схема полностью решает эту проблему. Отлипание от  $O_2^-$  в реакции с возбужденными  $O_2$  и ассоциативное отлипание с атомами  $O$  вполне обеспечивает наблюдаемую во время ПППШ скорость отлипания электронов.

Последний пример хорошо иллюстрирует одно важное обстоятельство. Не будь проблемы отлипания в области *D*, вряд ли стали бы так активно исследовать в лаборатории реакции отлипания от  $O_2^-$ . И, возможно, еще долго науке ничего не было бы известно о таких процессах, как  $O_2^- + O_2^*$  или  $O_2^- + O$ , равно как и о ряде других процессов, позволивших построить рассмотренную здесь схему. А сейчас, поскольку в ракетных экспериментах обнаруживают отрицательные ионы с большой массой, активно ведутся поиски процессов связкообразования с участием отрицательных ионов. Таким образом, аэрономические проблемы физикохимии отрицательных ионов в области *D* стимулируют развитие экспериментальных и теоретических исследований ионной кинетики. И в этом, так сказать,

положительная сторона существования в земной ионосфере отрицательных ионов. Ну, а отрицательные стороны должны быть очевидны для всех, кто прочтет эту главу...

## И ВНОВЬ О КОЭФФИЦИЕНТЕ РЕКОМБИНАЦИИ

Мы уже говорили о „важном параметре с длинным названием" — эффективном коэффициенте рекомбинации  $\alpha'$ . До сих пор он интересовал нас только выше 100 км в областях  $E$  и  $F$ . Настало время поговорить об этом параметре в сложных условиях области  $D$ . В том, что условия сложные, убеждает все сказанное ранее в данной главе. Насколько при этом все непросто и с эффективным коэффициентом рекомбинации, должен показать этот параграф.

Сложности начинаются уже с обозначением. Выше 100 км все обозначают эффективный коэффициент рекомбинации через  $\alpha'$  или, в худшем случае, через  $\alpha_{эф}$ . И никому не придет в голову называть его, скажем,  $\phi$  или  $K$ . А вот в области  $D$  существуют два обозначения:  $\alpha'$  (или, что то же,  $\alpha_{эф}$ ) и  $\psi$ . Но дело, конечно, не в самом факте существования двух букв — символов для одного параметра (это-то пережить можно!), а в том, что разные авторы вкладывают разный смысл, в само понятие „эффективный коэффициент рекомбинации" и связывают различие в смысле с различием в обозначениях. Чтобы объяснить это подробнее, нам необходимо на время вернуться к простенькой математике уравнения непрерывности.

Как мы видели в главе 4, уравнение непрерывности для электронов в случае отсутствия отрицательных ионов и при пренебрежении динамическими процессами имеет вид:

$$d[e]/dt = q - \alpha'[e]^2. \quad (41)$$

Здесь за  $\alpha'$  стоит совокупность процессов диссоциативной рекомбинации, приводящих к гибели заряженных частиц.

В области  $D$  время жизни заряженных частиц за счет очень быстрых фотохимических процессов мало. А значит, динамика не может угнаться за фотохимией и в уравнении (41) ее можно не учитывать. Но вот отрицательные ионы... Они-то как раз и порождают, как мы знаем, добрую половину проблем области  $D$ . Как они повлияют на вид уравнения (41)? Ведь теперь существуют уже два процесса гибели заряженных частиц — известная нам диссоциативная рекомбинация и взаимная нейтрализация положительных и отрицательных ионов.

Оказывается, уравнение непрерывности теперь выглядит несколько иначе:

$$d[e]/dt = q - (1 + \Lambda) (\alpha^* + \Lambda\alpha_{вз}) [e]^2. \quad (42)$$



Здесь все обозначения нам уже знакомы, включая  $\alpha_{вз}$  — коэффициент скорости той самой реакции взаимной нейтрализации между  $X^-$  и  $X^+$ . Уравнения (41) и (42) очень похожи по форме. Разница лишь в том, что в последнем случае перед множителем  $[e]^2$  стоят два множителя, а не один. И если один из множителей обозначить через  $\alpha'$ , то подобие двух формул будет почти полное. Вот только какой же из множителей назвать эффективным коэффициентом рекомбинации и как его обозначить? Тут-то и зарыта собака. Одни исследователи, сохраняя единство формы записи уравнения непрерывности для всех ионосферных областей, называют эффективным коэффициентом рекомбинации и обозначают через  $\alpha'$  все выражение  $(1 + \Lambda) \cdot (\alpha^* + \Lambda \alpha_{вз})$ , стоящее перед  $[e]^2$ . В этом случае, естественно, уравнение (42) просто превращается в (41). Другие же обозначают все выражение  $(1 + \Lambda)(\alpha^* + \Lambda \alpha_{вз})$  через  $\psi$ , а под  $\alpha'$  понимают только  $(\alpha^* + \Lambda \alpha_{вз})$ , причем разные авторы, использующие эти обозначения, не сходятся в том, какой из этих параметров ( $\alpha'$  или  $\psi$ ) следует считать (и называть) эффективным коэффициентом рекомбинации. Представляете, какая получается путаница! Чтобы избежать ее, по крайней мере, на этих страницах, мы будем всюду следовать первой из описанных точек зрения и считать, что эффективный коэффициент рекомбинации  $\alpha' = (1 + \Lambda) \cdot (\alpha^* + \Lambda \alpha_{вз})$ .

Покончив для себя с терминологической путаницей, давайте вернемся к физике. О чем же говорят нам уравнения (41) и (42)? О том, что в равновесных условиях ( $d[e]/dt = 0$ ) электронная концентрация на заданной высоте в области  $D$  должна быть пропорциональна  $\sqrt{q}$ . Если, конечно, эффективный коэффициент рекомбинации на этой высоте не меняется с изменением условий. Долгое время так и считали, поскольку по сути своей  $\alpha'$  должен являться константой, характеризующей данную высоту. Однако новые данные принесли и новые идеи...

Попробовали сопоставить изменения во времени  $q$  и  $[e]$  на фиксированных высотах (естественно, для этого надо уметь одновременно измерять оба параметра — задача очень непростая!). И, о ужас, получили совсем другую связь между  $[e]$  и  $q$ , чем ожидалось. Не  $q \propto [e]^2$  (как дает (41) при  $d[e]/dt = 0$  и  $\alpha' = \text{const}$ ), а  $q \propto [e]$ . И вывод с большой точностью получился одинаковый у разных авторов, проводивших такие сравнения, хотя они использовали разные условия и различные наборы данных о  $q$  и  $[e]$ . Никуда не денешься, для высот 65 — 85 км получается линейная связь между скоростью ионизации и электронной концентрацией. Как же это увязать с уравнением (41)? Возможность только одна — предположить, что коэффициент  $\alpha'$  не постоянен, а зависит от условий и изменяется (на заданной высоте) примерно обратно пропорционально электронной концентрации ( $\alpha' \propto [e]^{-1}$ ).

Вывод, на первый взгляд, весьма одиозный. Однако, оглядевшись вокруг, ученые нашли этому выводу ряд подтверждений среди других фактов, например во время солнечных вспышек.

Известно, что на солнечные вспышки сильнее всего реагирует именно область  $D$ . Испущенное во время вспышки мощное рентгеновское излучение относительно свободно проходит через основную часть ионосферы, но, поглощаясь на высотах 70 — 90 км, приводит к резкому увеличению ионизации на этих высотах. Сам эффект был известен давно. Но лишь когда стали контролировать поток рентгеновского излучения Солнца на искусственных спутниках Земли, удалось сделать количественное сравнение степени возрастания  $q$  и  $[e]$ . (Большой вклад в это внесли индийский ученый А. Митра и его сотрудники.)

Оказалось, что эффективный коэффициент рекомбинации, вычисленный из уравнения  $q = \alpha'[e]^2$  по наблюдаемым  $q$  и  $[e]$ , во время вспышки не остается постоянным. Величина  $\alpha' = q/[e]^2$  падает с развитием эффекта вспышки (рис. 39) и достигает минимума примерно тогда же, когда наблюдается максимум электронной концентрации. Значит, мы приходим к тому же выводу, что и раньше (но уже для специфических условий вспышки, при которых надежность экспериментальных данных выше): с увеличением  $[e]$  падает  $\alpha'$ . Следовательно, изменчивость  $\alpha'$  и обратная зависимость его от изменения  $[e]$  — факт, видимо, реальный.

Обнаружив экспериментальный факт, обратились к теории. Может ли (и если да, то почему) изменяться  $\alpha'$  при изменении условий? Теория ответила, что этот вопрос должен по-разному решаться на высотах, где есть отрицательные ионы и где их практически нет. Следуя за ней, и мы рассмотрим вопрос отдельно для верхней и для нижней области  $D$ , взяв, как мы договорились, в качестве характерных высот 80 и 70 км соответственно.

Итак, 80 км. Отрицательных ионов (по крайней мере, днем) нет —  $\Lambda \approx 0$ . Из всех членов в выражении

$$\alpha' = (1 + \Lambda) (\alpha^* + \Lambda\alpha_{вз}) \quad (43)$$

остается только  $\alpha^*$ . Вполне естественно, эффективный коэффициент рекомбинации

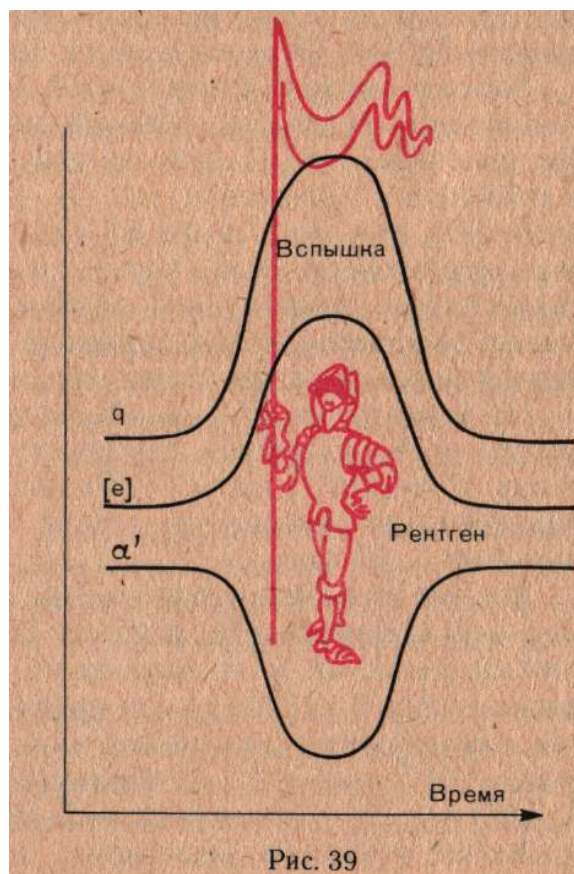


Рис. 39

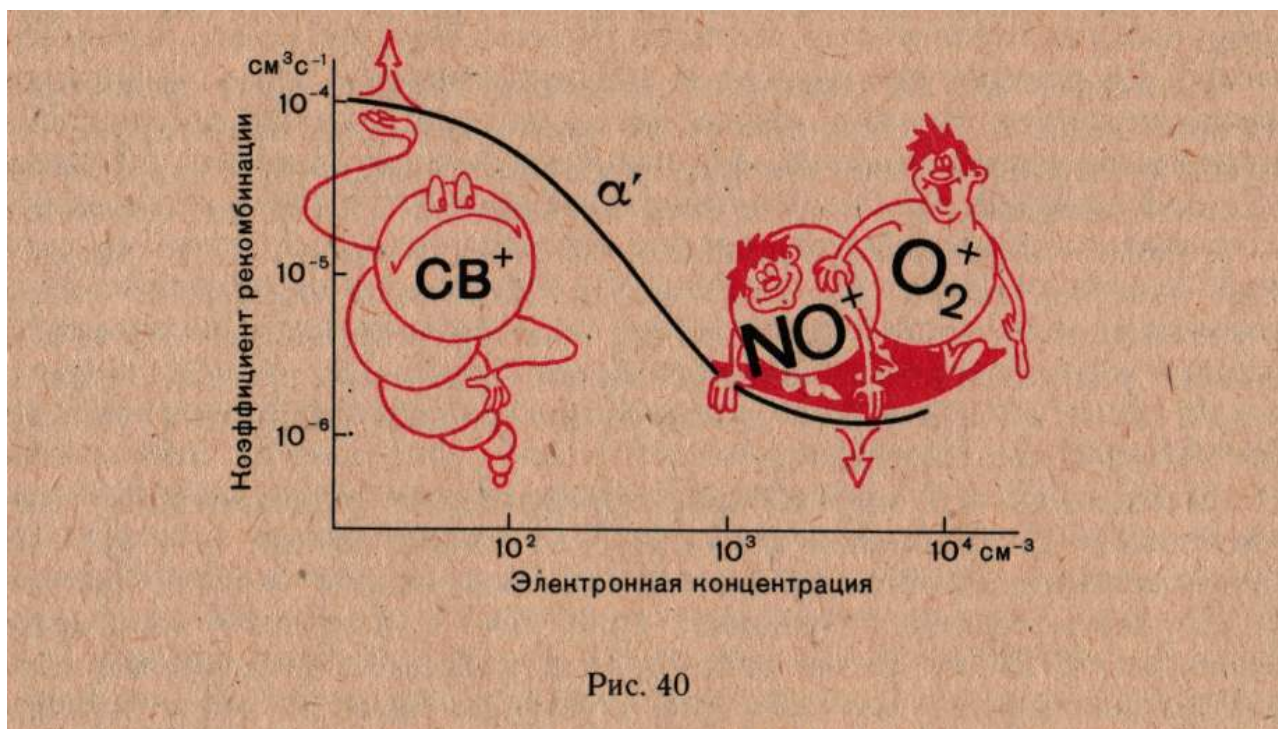


Рис. 40

определяется константой диссоциативной рекомбинации положительных молекулярных ионов (чему же еще рекомбинировать, если нет отрицательных ионов!). Но вот каких именно „положительных молекулярных“ ионов? Ведь, как мы уже знаем, на высоте 80 км наряду с обычными ионами  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$  есть и ионы-связки!

Здесь-то и лежит ключ всей проблемы. Ионы-связки, согласно лабораторным данным, рекомбинируют с электронами гораздо охотнее, чем  $\text{NO}^+$  и  $\text{O}_2^+$ , причем, чем сложнее связки, тем выше соответствующая константа  $\alpha^*$ . В пределе при массе ионов-связок около 100 а. е. м. и выше  $\alpha^*$  стремится к  $10^{-5} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Напомним, что в реальной области  $D$  существуют, скорее всего, именно сложные ионы-связки, поэтому мы можем это значение  $\alpha_{\text{св}}^*$  принять для наших рассуждений как характерное значение константы диссоциативной рекомбинации ионов-связок.

Ну, а значения  $\alpha^*$  для обычных ионов мы уже знаем из предыдущих глав. С учетом температуры области  $D$  для нормальных ионов  $\alpha^* \approx 5 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Разница в константах диссоциативной рекомбинации нормальных ионов и ионов-связок, как видим, очень большая — 20 раз.

Вот где возможное объяснение изменчивости  $\alpha'$  на высоте 80 км! Оно — в изменчивости ионного состава, т. е. соотношения между ионами-связками и нормальными ионами. Захватят власть ионы-связки ( $[\text{Св}^+] \approx [X^+]$ ) — и эффективный коэффициент рекомбинации определяется диссоциативной рекомбинацией этих ионов:  $\alpha' \approx \alpha_{\text{св}}^* = 10^{-5} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Доминируют нормальные ионы ( $[\text{NO}^+] + [\text{O}_2^+] = [X^+]$ ) — и  $\alpha \approx \alpha_{\text{нор}}^* = 5 \cdot 10^{-7} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Ну, а между этими крайними случаями возможны, конечно, все

промежуточные. Насколько реальна подобная изменчивость, мы уже знаем, поскольку об этом рассказывалось в параграфе „Не связывайтесь с ионами-связками". Правда, измерить ионный состав области  $D$  во время вспышки пока никто не мог (да и не пытался, вероятно, — слишком сложно поймать нужный момент). Но вот анализ всех измерений ионного состава в разных условиях нам тут весьма поможет. Ведь этот анализ как раз выявил падение относительного количества ионов-связок  $f^+$  с ростом электронной концентрации. Качественно это именно то, что нам и нужно. Чем выше  $[e]$ , тем меньше ионов-связок, а значит, тем меньше  $\alpha'$ . И наоборот.

Итак, все очень хорошо сходится. И уменьшение  $q/[e]^2$  во время вспышек, и линейная связь между  $q$  и  $[e]$  в верхней части области  $D$  объясняются наблюдаемым экспериментально изменением ионного состава — уменьшением количества быстро рекомбинирующих ионов-связок при увеличении  $q$  и  $[e]$ . Это очень важный вывод. Он позволяет теперь рассматривать под единым углом зрения всю совокупность данных о  $q$ ,  $[e]$  и ионном составе, соединить их в одну проблему. Решение этой проблемы упирается, очевидно, в вопрос о том, почему соотношение между обычными ионами и ионами-связками меняется так, а не иначе. А это, в свою очередь, связано с вопросом о путях образования ионов-связок из  $O_2^+$  и  $NO^+$ , о котором мы рассказывали выше в этой главе.

Возникает естественный вопрос: а не испытывает ли величина  $\alpha'$  еще каких-нибудь вариаций? Скажем, при переходе от зимы к лету? Долгое время ответа на этот вопрос найти не удавалось — не было экспериментальной основы, надежных одновременных измерений  $q$  и  $[e]$  в разные сезоны. Помогли, как ни странно, возмущения.

Обычно, говоря о возмущениях в ионосфере (подробнее см. главу 8), мы имеем в виду явления, которые нарушают более или менее изученную картину спокойного состояния ионосферы и ставят перед ее исследователями сложные проблемы. Именно так обстоит дело в области  $F$ . Что касается области  $D$ , то здесь возмущения часто помогают лучше понять физику процессов в целом и в том числе в невозмущенных условиях. Именно это произошло с вопросом о сезонных вариациях  $\alpha'$ .

В ноябре 1969 г. и августе 1972 г. произошли два сильных явления ППШ. Во время этих явлений измеряли на ракетах электронную концентрацию в области  $D$  внутри полярной шапки, а на искусственных спутниках — потоки энергичных протонов, вызвавших эти явления.

Таким образом, в руки исследователей попали одновременно измеренные значения  $[e]$  и  $q$  (зная потоки протонов, достаточно просто рассчитать скорость вызываемой ими ионизации) для нескольких моментов каждого из явлений. А зная  $[e]$  и  $q$ , как мы уже говорили, легко рассчитать  $\alpha'$ .

Сравнение полученных в двух явлениях ППШ значений  $\alpha'$  вначале поразило исследователей. Оказалось, что на одной и той же высоте (скажем, 80 км) значения  $\alpha'$  в летнем явлении (1972 г.) в 10 — 20 раз выше, чем в зимнем (1969 г.). Потребовалось некоторое время, чтобы поверить в реальность обнаруженного различия и понять его причины.

А причины, как выяснилось, связаны все с тем же параметром  $f^+$ , пользуясь которым мы стараемся вести наш рассказ о сложных (и подчас запутанных) проблемах области  $D$ . После появления новых измерений ионного состава удалось на новом уровне провести анализ всего массива данных о параметре  $f^+$  и выделить еще один тип его вариации — с сезоном.

Оказалось, что летние эксперименты дают гораздо большие значения  $f^+$  на всех высотах верхней области  $D$ , чем зимние. А о прямой связи  $f^+$  с  $\alpha'$  мы уже говорили выше. Несколько позже стала ясна и причина сезонных вариаций  $f^+$  — изменение скорости образования ионов-связок  $B$  из-за регулярных сезонных вариаций температуры атмосферы. Но это уже предмет отдельного рассказа — мы будем говорить о сезонной изменчивости аэрономических характеристик области  $D$  в следующей главе.

Ну, а может ли  $\alpha'$  на высоте 80 км быть больше, чем  $10^{-5} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ? Оказывается, может. Но только если в игру вступят отрицательные ионы. Они, как мы уже говорили, могут играть некоторую роль на этой высоте в сумерки и ночью. Если  $\Lambda > 1$ , то, согласно (43), эффективный коэффициент рекомбинации будет в  $(1 + \Lambda)$  раз больше, чем  $\alpha^*$ . Таким образом, в некоторых случаях не без помощи отрицательных ионов  $\alpha'$  на высоте 80 км может достигать  $10^{-4} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ .

Внимательному читателю теперь уже, вероятно, ясно, как должен решаться вопрос о причинах изменения эффективного коэффициента рекомбинации  $\alpha'$  в нижней части области  $D$ . Изменением ионного состава положительных ионов тут делу не поможешь. Практически при всех условиях доминируют ионы-связки, поэтому  $\alpha^*$  в выражении (43) можно считать почти постоянным и равным  $\alpha_{\text{св}}^*$ . Но зато появляется другой фактор, который может изменяться, —  $\Lambda$ . Вот его-то и обвиняют в наблюдаемой изменчивости  $\alpha'$  на высоте 70 км. Конкретно это означает, что во время солнечной вспышки на высоте 70 км значение  $\Lambda$  должно (чтобы объяснить уменьшение  $\alpha'$ ) падать примерно в 5 раз.

Следующий естественный вопрос: что же вызывает падение  $\Lambda$ ? Но чтобы на этот вопрос ответить, необходимо построить полную схему преобразования отрицательных ионов. А это, как мы говорили в предыдущем параграфе, дело, увы, пока далекое от завершения...

## 6. ИОНОСФЕРА И МЕТЕОРОЛОГИЯ

В этой главе мы расскажем об одной из самых интересных проблем аэронауки, появившихся в последнее десятилетие. Проблема эта, видимо, имеет отношение ко всей ионосфере до области  $F$  включительно, однако наиболее остро она стоит в области  $D$ .

Постановке проблемы, пониманию ее важности способствовало проведение в 1979 — 1985 гг. крупного международного проекта (одного из крупнейших в планетарной геофизике) — Программы средней атмосферы (Middle Atmosphere Program). В русском языке прижился перевод английской аббревиатуры — МАП.

Работы по программе МАП дали так много для понимания аэрономических проблем, для изучения связи различных атмосферных слоев, для выявления новых „белых пятен" в аэрономической науке, что о ней следует рассказать подробнее, тем более что многие из идей и результатов, о которых будет идти речь ниже, получены именно в рамках МАП.

МАП был предложен несколько лет назад группой ученых разных стран, в которую входили и советские специалисты. Проект поддержали многие организации, входящие в Международный совет научных союзов (Международная ассоциация геомагнетизма и аэронауки, Комитет по исследованию космического пространства, Международный научный радиосоюз и др.), а также межправительственная Всемирная метеорологическая организация (ВМО). МАП стал крупнейшей программой исследований, продолжающей серию таких известных международных программ в области планетарной геофизики, как Международный геофизический год, Международный год спокойного Солнца, Международные исследования магнитосферы. Проект был рассчитан на 1982 — 1985 гг., однако уже с 1979 г. под руководством международного комитета МАП велась работа по уточнению отдельных проблем изучения средней атмосферы, а также по координации исследований в рамках всей программы. Советские ученые приняли активное участие в работах по МАП. Решением Президиума АН СССР была создана советская национальная комиссия по МАП, руководить которой имел честь автор этой книги.

Что же такое „средняя атмосфера"? Под средней атмосферой понимается часть воздушной оболочки Земли, расположенная на высотах от 10 до 120 км. Как видно из рис. 1, средняя атмосфера простирается от тропопаузы (нижняя граница) до нижней термосферы, целиком включая стратосферу и мезосферу. Верхняя граница средней атмосферы в конечном счете определяется турбопаузой (или гомопаузой), отделяющей нижнюю, перемешанную часть атмосферы от верхней, контролируемой процессами

молекулярной

диффузии. В средней атмосфере располагаются также область сгорания микрометеоров (80 — 100 км), нижняя часть ионосферы (области *E* и *D*), слой озона с максимумом на высотах 25 — 30 км и серебристые (или мезосферные) облака.

Основные проблемы, решению которых должна была способствовать программа МАП, можно сформулировать следующим образом: как изменяется слой озона в атмосфере и каковы возможности его антропогенного разрушения; влияет ли солнечная активность на погоду и климат (воздействие сверху вниз); чем вызваны метеорологические эффекты в ионосфере и верхней атмосфере (воздействие снизу вверх); как прогнозировать поведение нижней ионосферы и распространение длинных и сверхдлинных волн?

Обо всех этих проблемах (кроме проблемы распространения радиоволн, которая не входит в компетенцию аэронавигации) мы еще поговорим на страницах этой книги. А пока попробуем понять, почему именно для изучения средней атмосферы потребовалось создавать такой грандиозный проект.

Исторически сложилось так, что средняя атмосфера оказалась „ничейной землей" среди специалистов, занятых изучением земной атмосферы. Действительно, тропосферу в течение уже более столетия активно изучают метеорологи. Однако до недавнего времени они редко поднимались в своих исследованиях выше тропопаузы или нижней части стратосферы; их стихия — облака, циклоны и антициклоны в тропосфере, там, где мы обычно применяем слова „погода" и „климат".

Атмосфера выше 100 км, куда входят термосфера, самая внешняя оболочка — экзосфера, а также большая часть области заряженных частиц — ионосферы, получила несколько расплывчатое, но ставшее очень распространенным название „верхняя атмосфера". Эта область атмосферы стала бурно исследоваться с конца 50-х годов, когда в ход пошли геофизические ракеты и искусственные спутники Земли. Отряд специалистов-геофизиков, изучающих верхнюю атмосферу, пополнился астрофизиками, которых интересует воздействие солнечного излучения на атмосферный газ, специалистами по физике плазмы, исследующими процессы в ионосфере, и другими учеными смежных специальностей.

Средняя атмосфера как бы „отстала" от своих соседей сверху и снизу. Внизу идет бурное развитие метеорологических исследований — данные о погоде и климате нужны всем. Вверху летают спутники и ракеты; их становится больше и больше с каждым годом, это своего рода символ второй половины XX в. Ну а средняя атмосфера? Нужно ли развивать изучение этой области высот? Может ли это помочь в решении каких-либо важных научных или хозяйственных проблем? До недавнего времени ответить на этот вопрос было практически



невозможно. Те немногочисленные группы специалистов, чьи научные интересы попадали в область средней атмосферы, были очень разобщены и почти не имели точек соприкосновения.

Нижняя часть стратосферы, как мы уже говорили, входила в компетенцию метеорологов. Они практически никогда не пересекались с ионосферными специалистами, которых интересует область высот, больших 50 — 60 км. И те и другие были далеки от специалистов по озону или ученых, изучающих серебристые облака...

Но в наше время исследования, проводимые на стыке различных наук, приобрели большое значение. Именно поэтому и возникла в конце 70-х годов идея проекта, который был бы не только международным (атмосфера-то окружает весь земной шар, а значит, и изучать ее должны сообща ученые всех стран), но и междисциплинарным, т. е. объединяющим ученых, работающих в различных научных областях — специалистов по метеорологии, физике ионосферы, динамике атмосферы, изучению слоя озона и т. д.

Объединение специалистов различных дисциплин с самого начала было „написано на знамени" МАП и дало, как стало ясно по завершении программы, наиболее важные и интересные результаты. Одним из них как раз и является обнаружение влияния метеорологических процессов на состояние ионосферы, которому посвящена данная глава. Но прежде чем перейти к основному рассказу, отметим еще одно обстоятельство.

Хотя программа МАП закончилась в 1985 г., изучение средней атмосферы продолжается и развивается. Результаты работ по МАП вызвали такой большой интерес ученых, поставили столько новых важных научных проблем, что немедленно по инициативе многих стран был создан новый международный проект — МАК (Международная атмосферная кооперация), в рамках которого продолжают многие комплексные программы по изучению средней атмосферы, зародившиеся в период МАП. Как говорится, король умер, да здравствует король!

### **ПОЧЕМУ АНОМАЛИЮ НАЗЫВАЮТ ЗИМНЕЙ?**

В ионосферной терминологии есть довольно много „аномалий". Собственно, первоначально, на ранних этапах изучения ионосферы, когда только открывали ионосферный мир, все отклонения от очень простой схемы строения и образования ионосферы называли аномалиями. Так появились „суточная аномалия", „сезонная аномалия в области  $F_2$ " (мы рассказывали о ней в главе 4), „экваториальная аномалия", „бразильская аномалия" и т. д. По мере развития физики ионосферы многие аномалии нашли свое объяснение, и в ряде случаев термин „аномалия" отпал. В других — он остался, но скорее как прижившееся название явления (экваториальная аномалия), чем как указание на необычность, аномальность

поведения ионосферы.

Несколько более сложная судьба у героини нашего рассказа в этом параграфе — зимней аномалии (ЗА). Первоначально она называлась „зимняя аномалия поглощения радиоволн". Название это прямо говорит о сути явления: многолетними наблюдениями было обнаружено, что поглощение радиоволн СВ-диапазона зимой существенно выше, чем летом. Поглощение это происходит в области  $D$  ионосферы, и мы вправе ожидать более сильного поглощения летом, когда ионосфера сильнее освещена Солнцем, чем зимой, а не наоборот. Вот вам и аномалия. Но естественно спросить, почему именно „зимняя"? С таким же успехом можно говорить, что она „летняя" — летом поглощение ниже, чем зимой. Ответ на этот вопрос мы дадим чуть позже.

До того как в середине 70-х годов это явление стали активно изучать с помощью ракетных экспериментов, было получено много сведений о морфологии зимней аномалии наземными методами измерения поглощения  $L$ . Оказалось, что зимняя аномалия — явление, характерное лишь для средних широт (примерно  $30 — 60^\circ$ ), что она имеет пятнистую структуру с типичными размерами пятен  $1,5 — 2$  тыс. км и что проявляется она как в средневолновом, так и в коротковолновом диапазонах с наибольшим эффектом на частотах  $2 — 3$  МГц. Выяснилось, что в среднем поглощение радиоволн в период с октября по март больше, чем в летние месяцы (июнь — август), при этом наибольшее различие приходится на декабрь и январь. Выяснилось также, что в отдельные зимние дни поглощение резко возрастает (иногда именно эти дни называют днями зимней аномалии) даже на фоне высокого зимнего поглощения. Таким образом, стало очевидно, что есть, по крайней мере, два типа явлений, объединенных одним названием — среднее превышение  $L_{зима}$  над  $L_{лето}$  и появление зимой очень резких „всплесков"  $L$  в отдельные дни. Мы сознательно пока не приводим конкретных цифр, чтобы избежать введения новых понятий, говоря о вариациях поглощения. Эти цифры мы встретим ниже, когда будем рассматривать явление ЗА в терминах вариаций параметров области  $D$ .

Вернемся теперь к названию. Поглощение радиоволн указанного диапазона происходит в ионосфере на высотах области  $D$  ( $75 — 95$  км). Следовательно, „зимняя аномалия поглощения радиоволн" означает аномалию в поведении каких-то параметров области  $D$ , влияющих на поглощение. Но каких именно?

Поглощение в ионосфере радиоволн данной частоты зависит от двух основных параметров — концентрации электронов  $[e]$  и частоты столкновений этих электронов с нейтральными частицами атмосферного газа  $\nu_e$ . Который же из них вызывает явление ЗА?

Первоначально подозрение пало на частоту столкновений. Слишком уж трудно было предположить, что концентрация электронов, которые, как мы неоднократно говорили выше при обсуждении природы других ионосферных областей, являются порождением солнечного

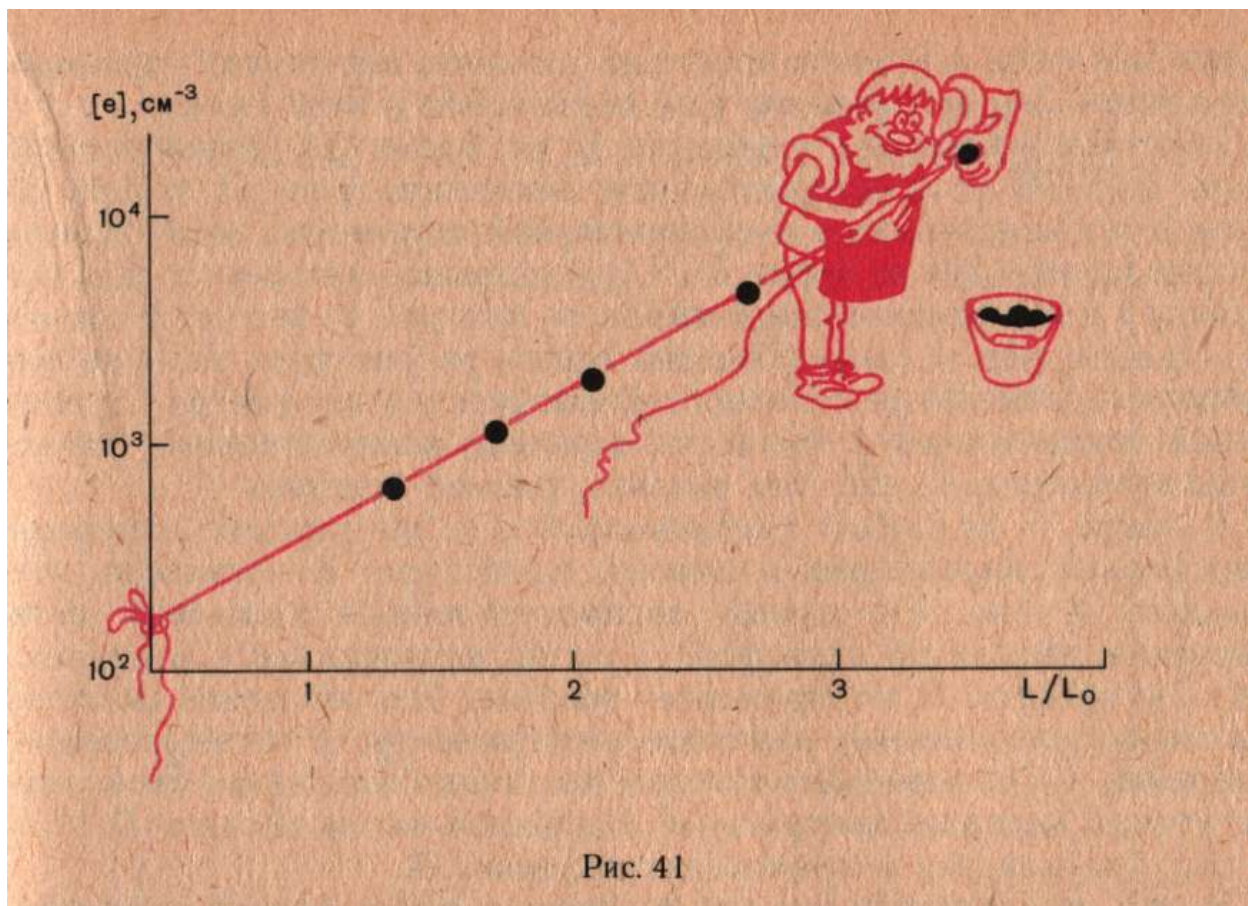


Рис. 41

излучения, может летом быть значительно меньше, чем зимой.

С помощью только наземных измерений поглощения решить этот вопрос было нельзя. Но вот зимой 1975-76 г. был проведен международный комплексный эксперимент по изучению зимней аномалии. В момент явления (дни ЗА) проводились тщательные наземные измерения в нескольких пунктах в Западной Европе, и было запущено несколько ракет с приборами для измерения параметров области  $D$ . И немедленно был получен ответ на поставленный выше вопрос:  $\nu_e$  или  $[e]$ ? Ответ предельно четок и прекрасно иллюстрируется рис. 41. На этом рисунке по горизонтальной оси отложено изменение поглощения радиоволн  $L$ , а по вертикальной — концентрация электронов на фиксированной высоте 83 км. Хорошо видно, что наблюдается четкая линейная связь между  $[e]_{83}$  и  $L$ : чем больше концентрация, тем больше поглощение. Значит, первопричина изменений  $L$  именно  $[e]$ , а не  $\nu_e$ . Сегодня, зная о вариациях нейтральной атмосферы гораздо больше, чем 20 лет назад, мы можем с уверенностью сказать, что таких сильных (чтобы обусловить наблюдаемый эффект ЗА) вариаций частоты соударений электронов с нейтралами и не может существовать, поскольку не существует необходимых для этого сильных вариаций общего количества нейтральных частиц.

Итак, первопричина вариаций  $L$  — вариации  $[e]$ . А значит, мы можем говорить теперь уже не о „зимней аномалии поглощения радиоволн“, а о „зимней аномалии в области  $D$ “. Впрочем, и этот термин все чаще заменяют просто на „зимнюю аномалию“, применяя

сокращение ЗА, которым мы уже пользуемся в этой главе.

Ракетные измерения в области  $D$  во время ЗА после эксперимента 1975-76 г. проводились еще несколько раз. И теперь мы знаем о тех изменениях в аэрономических параметрах этой области, которые происходят во время ЗА. Однако прежде чем переходить к их анализу и к тем удивительным выводам, которые из него получаются, мы должны, как и было обещано выше, рассмотреть явление уже в терминах изменения основного ионосферного параметра — электронной концентрации и привести, наконец, количественные оценки, чтобы представить себе, так сказать, размер бедствия.

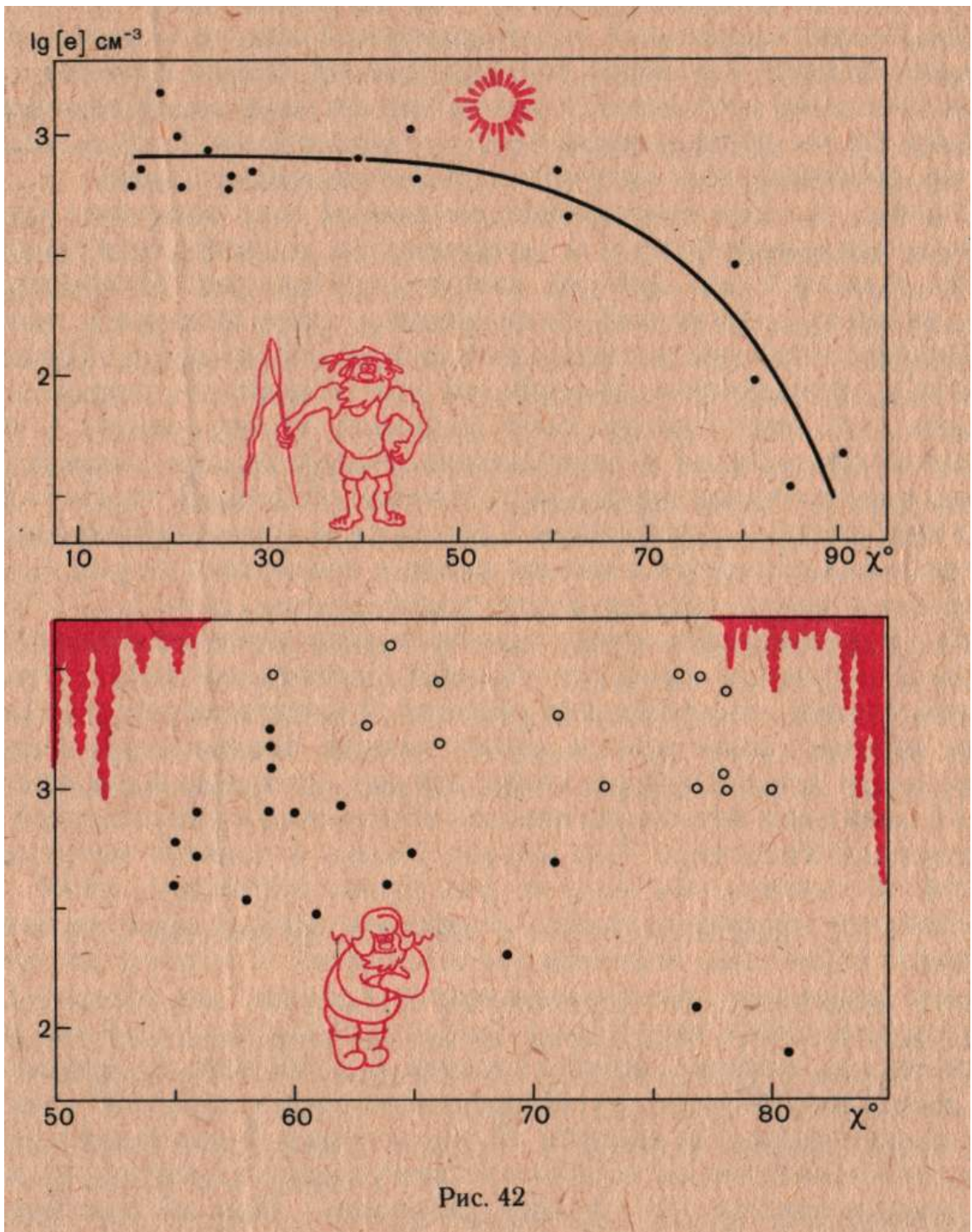
В главе 5 подробно рассказывалось о трудностях измерений ионосферных параметров в нижней ионосфере. В частности, упоминалось о том, что самый распространенный наземный метод получения данных об ионосфере — метод вертикального зондирования — к области  $D$  не применим вообще. Тем не менее наиболее тщательно выполненные ракетные эксперименты, а также наземные измерения так называемым методом частичных отражений позволяют достаточно надежно измерять  $[e]$  в верхней части области  $D$  (75 — 95 км), где как раз и происходит явление ЗА.

В чем же заключается это явление с точки зрения изменения электронной концентрации? Наиболее наглядно это можно проиллюстрировать с помощью рис. 42. На обеих частях рис. 42 приведена зависимость  $[e]$  на высоте 80 км от зенитного угла Солнца  $\chi$ . Рисунки построены на основе тщательного анализа всех имеющихся в литературе ракетных измерений  $[e]$  в области  $D$  и старательного отбора тех из них, которые пригодны для сопоставления (только средние широты, только умеренная солнечная активность, только спокойные геомагнитные условия и т. д.). И вот на основе этих „рафинированных“ данных построен суточный ход (т. е. изменение с зенитным углом Солнца) электронной концентрации летом (вверху) и зимой (внизу). Напомним, что каждая точка на рисунке — это отдельный ракетный эксперимент.

Чего же мы могли ожидать, выполняя эту работу, и что получили? Поскольку ионосфера — дитя Солнца, следовало ожидать, что суточный ход  $[e]$  будет иметь „обычный“ вид: при малых  $\chi$ , соответствующих дневным летним условиям, значения  $[e]$  будут выше, а при увеличении  $\chi$  (приближение Солнца к горизонту)  $[e]$  будет соответственно уменьшаться. При этом если поведение области  $D$  контролируется ионизирующим излучением Солнца, то в любой день (за исключением возмущений) значение  $[e]$  на данной высоте при данном  $\chi$  должно быть одним и тем же.

Именно такая картина наблюдается в области  $E$ , которая заведомо днем контролируется солнечным излучением и именно такая картина получилась... для области  $D$ . Но только летом.





Действительно (см. рис. 42, сверху), летние значения  $[e]$  (хотя они получены в разные дни, в разных местах и в разных ракетных экспериментах!) с очень небольшим для такой ситуации разбросом укладываются на довольно гладкую кривую, которая выглядит именно так, как мы и ожидали: с изменением зенитного угла Солнца плавно меняется и электронная концентрация. Но взглянем теперь на нижнюю часть рис. 42. Что там творится! Ничего похожего на аккуратную, строгую картину, которую мы имеем летом. Зимой — какой-то хаос. При одних и тех же зенитных углах значение  $[e]$  может быть и  $10^3 \text{ cm}^{-3}$ , и  $10^4 \text{ cm}^{-3}$ , и даже больше. Разница в  $[e]$  при одном и том же значении  $\chi$  может достигать десятков, а то и сотен

раз. Где же здесь солнечный контроль? В таком хаосе точек трудно говорить даже о каком бы то ни было суточном ходе!

Да, выявить суточный ход и солнечный контроль здесь трудно. Нельзя объяснить разброс точек и какими-нибудь другими гелиогеофизическими причинами, скажем, магнитными возмущениями, поскольку (и мы подчеркивали это) специально выбирались эксперименты, проведенные в отсутствие подобных возмущений.

Значит, солнечное излучение неизменно (при заданном  $\chi$ ), магнитных возмущений нет, а электронная концентрация в области  $D$  „пляшет“ ото дня ко дню в десятки раз! Очевидно, что есть какой-то неучтенный нами фактор (или факторы), который сильно меняется сам и заставляет сильно меняться  $[e]$ . Поскольку Солнце и геомагнитные явления мы уже исключили, остается одна область, где этот фактор (или факторы) можно искать — метеорологические явления в нейтральной атмосфере, как в самой мезосфере, где непосредственно расположена область  $D$ , так и в нижележащих слоях — стратосфере и тропосфере (рекомендуем здесь читателю вновь вернуться в начало книги и посмотреть на рис. 1, чтобы яснее представить себе взаимное расположение слоев).

Вот так появилась концепция метеорологического контроля области  $D$  — одно из наиболее весомых достижений МАП. Эта концепция гласит, что поведение области  $D$  контролируется не только и не столько солнечной и геомагнитной активностью (как это имеет место для ионосферы выше 100 км), но также в значительной мере изменением метеорологической обстановки в окружающей и нижележащей атмосфере. Что именно входит в понятие метеорологической обстановки, мы еще не раз будем обсуждать ниже. Пока отметим, что термин „контроль“ у ряда ученых вызывает ассоциации с целенаправленным действием (управлением), а потому они предпочитают говорить о „метеорологическом влиянии“ на область  $D$ . Но этот термин также имеет свои слабости, поскольку влияние метеорологических условий можно уловить и в области  $F_2$ , однако там оно составляет десяток-другой процентов общих вариаций электронной концентрации. В области  $D$  мы говорим о вариациях  $[e]$  под влиянием изменения метеорологических условий в десятки раз, поэтому представляется, что термин „контроль“ больше соответствует ситуации, если мы договоримся не вкладывать в него антропогенного смысла.

Вернемся теперь к рис. 42 и постараемся в нем разобраться. Что следует из хаоса точек на рисунке внизу? Прежде всего, что большинство зимних значений  $[e]$  при заданном  $\chi$  больше, чем соответствующие летние значения  $[e]$ . Иначе говоря, в среднем при прочих равных условиях электронная концентрация зимой выше, чем летом. Это лишь формулировка в терминах  $[e]$  того обстоятельства, с которого мы начали наш рассказ о зимней аномалии,—

поглощение радиоволн зимой выше, чем летом.

На рис. 42 хорошо видны точки, дающие особенно высокие значения  $[e]$ . Они показаны незакрашенными кружочками и соответствуют дням с аномально высоким  $L$ , или дням ЗА, о которых мы тоже уже говорили, рассказывая о зимней аномалии в терминах поглощения радиоволн.

Таким образом, мы видим уже два проявления ЗА — превышение средних зимних значений  $[e]$  над летними и наличие дней ЗА с очень высокими  $[e]$ . Есть и третий эффект. Он состоит в следующем. Если отбросить на зимней части рис. 42 экспериментальные точки, соответствующие дням ЗА (очень высокие  $[e]$ ), можно попытаться провести через оставшиеся точки некую среднюю кривую. Она в принципе будет подобна кривой на рисунке вверху, но пойдет выше нее (это и есть превышение средних зимних значений  $[e]$  над средними летними). При этом разброс точек относительно такой кривой будет гораздо больше, чем летом, и составит 2 — 3 раза. Что это означает? Что зимой область  $D$  на рассматриваемых высотах очень нестабильна (по сравнению с летом) даже в „спокойные" дни и ото дня ко дню электронная концентрация может меняться в несколько раз. Это — третий эффект или третье проявление зимней аномалии. Теперь мы уже хорошо знаем, в чем состоит это явление в целом, и можем ответить на вопрос, вынесенный в заголовок данного параграфа. Зимней аномалия называется потому, что именно зимой область  $D$  демонстрирует необычное поведение, отличающееся от поведения остальной части ионосферы.

## НОРМАЛЬНАЯ ХИМИЯ В АНОМАЛЬНЫЕ ДНИ

В предыдущем параграфе мы описали три проявления зимней аномалии. Настала пора искать их причины и пути, связывающие их с метеорологическими явлениями. Начинать надо с первого, и мы займемся этим в данном параграфе, опираясь на современные представления о фотохимии области  $D$ , которые подробно обсуждались в предыдущей главе.

Как уже неоднократно упоминалось, явление ЗА происходит в основном на высотах 75 — 95 км, поэтому мы можем счастливо обойтись безо всех тех сложностей, которые неизбежно вносит учет фотохимии отрицательных ионов.

В этом параграфе мы будем говорить в основном о наиболее ярком проявлении зимней аномалии — днях ЗА, а потом посмотрим, как построенная нами фотохимическая картина может быть применена и для объяснения двух других проявлений зимней аномалии.

Какие же изменения происходят в аэрономических параметрах слоя  $D$  в дни ЗА? Ракетные эксперименты дают нам достаточно данных, на основе которых можно нарисовать следующую картину.



В дни ЗА увеличивается  $[e]$  на высотах 75 — 95 км, что и служит основой явления. Одновременно возрастает температура нейтрального газа. При этом возрастание  $T$  происходит не на всех высотах — в максимуме явления она возрастает (прирост может достигать 40 — 50 К), а ниже 70 км и выше 100 км температура может быть меньше, чем в спокойных условиях. Создается впечатление, что высотное распределение приращения  $\Delta T$  в аномальный день носит волнообразный характер с „длиной волны“ около 15 км. На это явление обратили внимание еще в первых ракетных измерениях  $T$  в дни ЗА, но его важность стала ясна лишь позднее. Мы вернемся к этому вопросу, когда вплотную подойдем к проблеме внутренних атмосферных волн.

Поскольку многие фотохимические процессы зависят от температуры, важность установления того факта, что в дни ЗА меняется  $T$ , очевидна. Какие же еще существенные для нашего рассмотрения параметры области  $D$  изменяются в эти дни? Это прежде всего доля ионов-связок (или наш параметр  $f^+$ ) и концентрация окиси азота NO, при этом первая на 1 — 2 порядка величины уменьшается, а вторая во столько же раз возрастает.

Естественно, в сложной аэрономической картине области  $D$  в дни ЗА происходят и другие изменения (растет количество возбужденных молекул  $O_2$ , уменьшается доля протоногидратных связок по сравнению с ионами-связками типа  $NO^+ \cdot (H_2O)_n$  и т. д.), однако для построения более простой и выпуклой картины того, что происходит во время ЗА, мы ограничимся четырьмя указанными выше изменениями (рост  $[e]$ , рост  $T$ , падение  $f^+$ , рост  $[NO]$ ) и посмотрим, как они согласуются между собой и к каким выводам о природе ЗА приводят. Для этого нам потребуется лишь вспомнить основы фотохимии положительных ионов, которые мы уже обсуждали в предыдущей главе.

В силу хорошо известного нам соотношения  $q = [e]^2 \alpha'$ , которое заведомо справедливо в области  $D$ , изменение  $[e]$  может произойти либо за счет изменения  $q$ , либо за счет изменения  $\alpha'$ , либо за счет суммарного изменения обоих параметров.

Один из экспериментальных фактов гласит, что во время ЗА уменьшается параметр ионного состава  $f^+$ . Это уменьшение на высоте 80 км происходит примерно от 1 в спокойных дневных условиях до  $10^{-2}$  во время явления. (Приводя количественные оценки, мы в этой книге даем цифры для одной высоты, чаще всего для 80 км, однако читатель должен иметь в виду, что это лишь пример и что сходные явления наблюдаются и на соседних высотах во всем рассматриваемом в каждом данном примере высотном интервале.)

Чем же вызывается падение  $f^+$  и к чему оно приводит? На эти вопросы у нас уже есть ответ. Падение  $f^+$  вызывается уменьшением эффективности образования ионов-связок по каналу  $B_{NO^+}$  (основному каналу в спокойных условиях и во время ЗА). Действительно, говоря

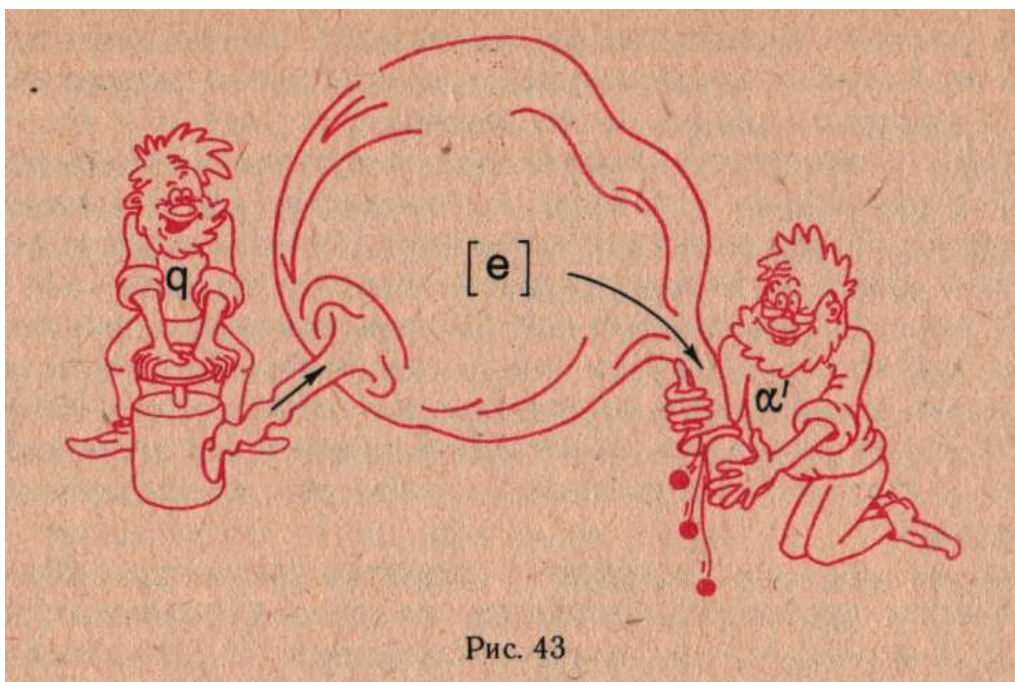


Рис. 43

о наблюдаемых сезонных вариациях количества ионов-связок в предыдущей главе, мы отмечали очень сильную обратную зависимость эффективности канала их образования из первичных ионов  $\text{NO}^+$  от температуры. Рост температуры налицо — значит, должно быть меньше значение  $f^+$ , что и наблюдается. Детальные расчеты с использованием температурной зависимости начальной реакции (33) цепочки связкообразования полностью подтверждают наше качественное рассуждение.

Ну, а к чему же приводит падение  $f^+$ ? Как следует из того, что мы знаем теперь об эффективном коэффициенте рекомбинации, — к падению  $\alpha'$ . Ведь малые  $f^+$  — это мало ионов-связок, обладающих высоким коэффициентом рекомбинации. А если их мало, то и их вклад в  $\alpha'$  мал и последний определяется медленно рекомбинирующими ионами и становится меньше.

Итак, один вывод из нашего фотохимического анализа ясен: факт уменьшения во время ЗА  $f^+$  означает уменьшение эффективного коэффициента рекомбинации. Как следует из формулы, которую мы только что вспоминали, уменьшение  $\alpha'$  — это один из двух возможных путей увеличения электронной концентрации. Но ведь именно это увеличение и составляет основной эффект ЗА, который мы хотим объяснить. Значит ли это, что ответ найден, и явление ЗА вызывается лишь ростом температуры? Увы, нет.

Детальные расчеты показали, что за счет изменения ионного состава  $\alpha'$  действительно уменьшается в несколько (3 — 5) раз. По нашей формуле (обратите внимание, что электронная концентрация входит в нее в квадрате) это может при неизменном  $q$  объяснить увеличение  $[e]$  примерно в 2 раза. А реальное возрастание  $[e]$  происходит в десятки раз! Следовательно, изменение  $\alpha'$  хотя и „работает" в сторону

увеличения  $[e]$ , в дни ЗА объяснить полностью сильное возрастание электронной концентрации не может. Остается второй путь изменения  $[e]$  — увеличение  $q$ .

Какими процессами обусловлена скорость ионизации в области  $D$  в спокойных условиях, мы подробно рассказывали выше в параграфе „Ищем источник ионизации...“ Может быть, в дни ЗА появляется какой-то дополнительный источник заряженных частиц, скажем, корпускулярные потоки? Долгое время на них возлагали большие надежды и искали связь явлений ЗА с геомагнитной активностью, с явлениями высыпания корпускул... Увы. Сейчас уже ясно, что такой связи нет. И нечего надеяться на дополнительный источник, а надо, как теперь принято говорить, „изыскивать внутренние резервы“.

Какие же „резервы“ скрыты в скорости ионизации? Мы знаем, что основным процессом ионизации на рассматриваемых высотах является взаимодействие потока излучения в солнечной линии Лайман- $\alpha$  с молекулами NO. Предположить сильные (на порядки величины) вариации интенсивности Лайман- $\alpha$  мы не имеем никаких оснований — таких вариаций согласно наблюдениям просто не существует. Значит, остается одно — предположить, что в дни ЗА сильно возрастает в области  $D$  концентрация молекул азота.

Постойте, постойте! А зачем же нам это предполагать, когда это дано нам в числе основных экспериментальных фактов, наблюдаемых во время ЗА?

Действительно, качественно концы с концами сошлись замечательным образом — для объяснения наблюдаемых высоких концентраций электронов нужны высокие концентрации окиси азота, а они как раз и наблюдаются в дни ЗА. На этот раз не подвели и количественные оценки. Расчеты для нескольких явлений ЗА различной интенсивности показали, что все четыре наблюдаемых параметра ( $[e]$ ,  $f^+$ ,  $T$  и  $[NO]$ ) очень хорошо согласуются в рамках упрощенной схемы, которая описывалась в предыдущей главе, и подтвердили вывод о том, что, хотя падение  $f^+$  вносит свой вклад в увеличение  $[e]$ , основная часть эффекта вызвана ростом  $[NO]$ .

Казалось бы, все в порядке. Задача решена, фотохимическая схема все объяснила, косвенно подтвердив тем самым и свою правильность. Но... В сущности причины явления (напомним, что мы сейчас все время говорим о днях с аномально высокими  $L$  и  $[e]$  — днях ЗА) мы пока не нашли. Формулировку „это дни, когда сильно увеличивается концентрация электронов в верхней области  $D$ “, мы заменили на формулировку „это дни, когда в области мезопаузы возрастают температура газа и количество окиси азота“. А вот почему они возрастают? В этом корень всей проблемы метеорологического контроля области  $D$ . Мы вернемся к этому вопросу в следующем параграфе, а пока вспомним о том, что у нас есть

еще два проявления зимней аномалии, которые мы должны сначала также рассмотреть с позиции фотохимии.

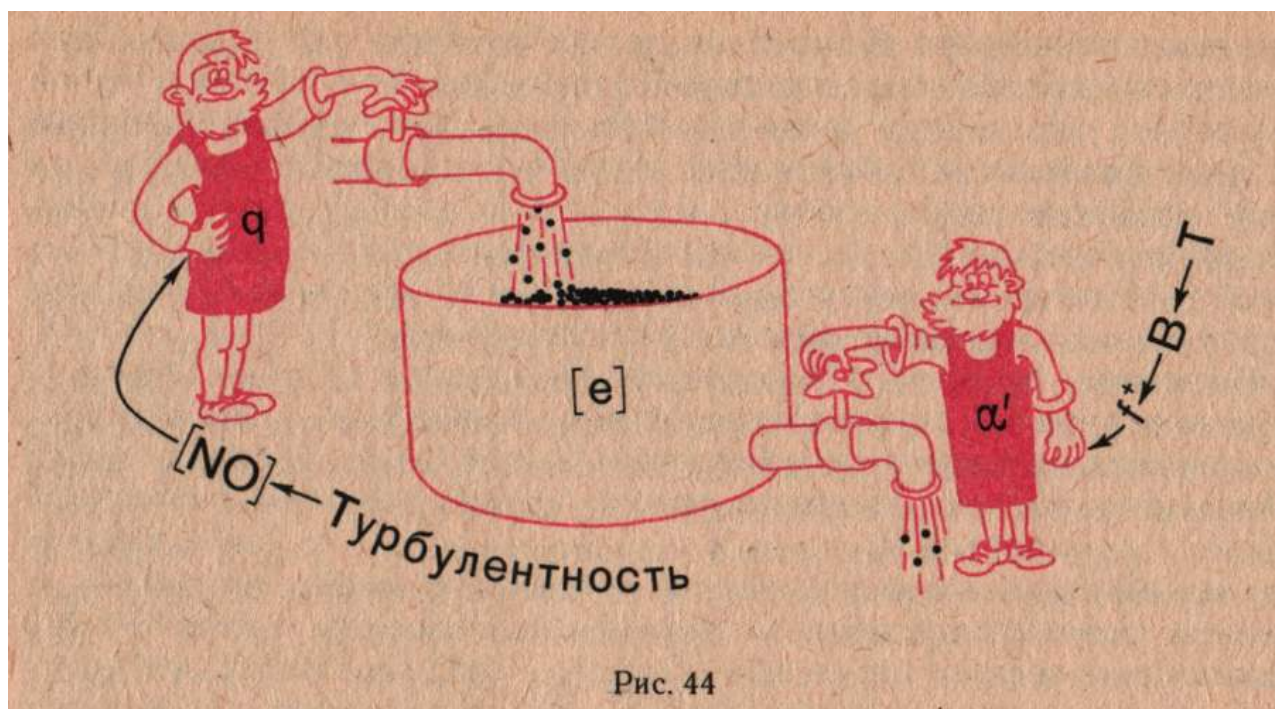
Сделать это теперь несложно. Регулярные сезонные различия мы уже фактически объяснили, когда обсуждали в предыдущей главе сезонные вариации  $f_0^+$  и  $B_{\text{NO}^+}$ . Мы обнаружили (на базе экспериментальных данных), что летом эти параметры выше, чем зимой. И затем нашли этому объяснение в сезонных вариациях температуры, которые влияют на  $B_{\text{NO}^+}$  через скорость реакции (33).

Поскольку падение  $f^+$  означает уменьшение  $\alpha'$  (мы говорили об этом выше), то естественным образом объясняется превышение средних зимних концентраций над летними: при одинаковых  $q$  зимой медленнее работает рекомбинация (из-за меньших  $\alpha'$ ) и, следовательно, оказываются большими равновесные  $[e]$ . Таким образом, цепочку процессов, приводящих к первому (в нашем списке) проявлению зимней аномалии — превышению средних  $[e]$  и  $L$  над летними, мы можем записать следующим образом:  $T \rightarrow B \rightarrow f^+ \rightarrow \alpha' \rightarrow [e]$ .

По опыту предыдущего рассмотрения мы знаем, что эффекта изменения  $[e]$  можно добиться и другим путем — меняя количество окиси азота, которая определяет скорость ионообразования:  $[\text{NO}] \rightarrow q \rightarrow [e]$ . Возникает вопрос: не проще ли объяснить сезонный эффект этим путем, предположив, что  $[\text{NO}]$  летом в 2 раза меньше, чем зимой?

Вопрос справедливый, и на данный момент ответ на него может быть лишь таков. Да, такое изменение количества окиси азота от лета к зиме могло бы объяснить сезонное различие в  $[e]$ . Но, к сожалению, надежных данных или даже указаний на сезонные вариации  $[\text{NO}]$  у нас пока нет. Вопрос с вариациями  $[\text{NO}]$  весьма сложен и противоречив (мы посвятим этой важной атмосферной составляющей отдельный параграф в следующей главе), а сезонные вариации температуры — факт давно известный и хорошо изученный. Так надо ли искать „от добра добра“?

Чуть сложнее дело с объяснением третьего проявления ЗА — сильной зимней изменчивости  $[e]$  ото дня ко дню. В принципе эту изменчивость можно объяснить вариациями ото дня ко дню температуры атмосферы и влиянием на электронную концентрацию все той же цепочки  $T \rightarrow B \rightarrow f^+ \rightarrow \alpha' \rightarrow [e]$ . В силу очень сильной чувствительности эффективности образования связок  $B$  к  $T$  даже небольшие (в пределах  $\pm 20$  К) отклонения  $T$  от среднего значения могут обеспечить вариации электронной концентрации в 2 — 3 раза. С количественной стороны этого вполне достаточно, но для уверенного заключения о роли именно температурных вариаций необходимо показать, что в дни с повышенными  $T$  действительно повышается и  $[e]$  и наоборот. Иначе говоря, нужно найти надежную корреляцию между этими величинами. А поиск корреляций, как мы увидим в конце этой



главы, дело весьма тонкое и сложное...

Картина усложняется еще и тем, что мы не можем исключить небольшой (2 — 3 раза) изменчивости ото дня ко дню и количества NO. Более того, все, что мы знаем сейчас о процессах, определяющих это количество в области  $D$ , говорит в пользу их большой нестабильности именно в зимний период (подробнее см. в следующем параграфе). Но тогда не исключены и вариации  $[NO]$ , а значит, и вариации  $[e]$ .

Таким образом, обе цепочки процессов (от вариации  $T$  через изменение  $\alpha'$  и от вариации  $[NO]$  через изменение  $q$ ) могут вносить свой вклад (и, скорее всего, вносят) в третье проявление ЗА — сильную изменчивость ото дня ко дню электронной концентрации зимой.

Итак, мы видим, что все проявления зимней аномалии, включая и наличие аномальных дней, не требуют пока привлечения какой-то необычной, аномальной фотохимии и вполне объясняются в рамках „обычных“, уже существующих схем. Но при этом приходится предполагать, что происходит изменение важных параметров нейтральной атмосферы — температуры и количества NO. Какие процессы стоят за этими изменениями — основной вопрос всей концепции метеорологического контроля области  $D$ . Мы переходим к нему в следующем параграфе.

## О ВЕТРАХ, ВОЛНАХ И ТУРБУЛЕНТНОСТИ

В этом параграфе мы вынуждены в ходе нашего рассказа о метеорологическом влиянии на ионосферу коснуться вопросов динамики земной атмосферы. Проблема динамического режима атмосферы очень и очень сложна. Эта сложность связана как с чисто

экспериментальными трудностями получения сведений о движениях атмосферного газа на различных высотах, так и с обилием типов и масштабов таких движений (различного типа циркуляционные системы, разного вида волновые явления, приливы, ветры, вихри и т. д.). Теоретическое описание даже отдельных типов движений, а тем более динамической картины атмосферы в целом, требует, даже при введении многих упрощающих предположений, решения систем громоздких дифференциальных уравнений.

Очевидно, что все это выходит далеко за рамки данной книги — даже популярное изложение основ атмосферной динамики потребовало бы самостоятельной книги, не меньшей, чем эта. Тем не менее, чтобы продвинуться в понимании проблемы метеорологического контроля в области  $D$  и подвести ее описание к уровню сегодняшнего дня, нам необходимо затронуть ряд вопросов атмосферной динамики и воспользоваться некоторыми терминами из ее лексикона. Чтобы сделать это, избегая сложных выкладок и введения большого количества новых терминов, мы постараемся нарисовать здесь максимально упрощенную картину, достаточную, однако, для объяснения „на пальцах“ важных для нас эффектов. Отметим сразу, что для многих из этих эффектов на сегодня и не проведено точных математических расчетов.

Прежде всего нас будет интересовать ветер, под которым мы будем понимать перенос газа в горизонтальной плоскости. Наиболее важный для нашего рассказа высотный интервал — это стратосфера (по причинам, которые станут ясны ниже), поэтому давайте нарисуем схематичную картину стратосферных ветров.

Основным источником почти всякого движения в атмосферном газе является его нагрев в какой-то области. Нагретый воздух будет стремиться двигаться от источника нагрева, вызывая тем самым систему ветров и вертикальных движений. В стратосфере источник нагрева атмосферного газа хорошо известен. Это — поглощение ультрафиолетового излучения Солнца в интервале примерно 200 — 300 нм в основном молекулами озона на высотах 20 — 40 км. В этом интервале высот мы и будем рассматривать стратосферные ветры для целей дальнейшего изложения.

Пусть теперь у нас в южном полушарии лето, а в северном — зима. Естественно, стратосфера больше подвергается воздействию солнечных лучей (а значит, и нагреву) в летнем, т. е. южном полушарии. Тот факт, что раз в сутки наступает ночь, в данном случае не существен, ибо постоянная времени (мы здесь вновь отсылаем читателя к началу главы 4, где поясняется это важное понятие) процесса охлаждения значительно больше полусуток. Разница степени нагрева между полушариями и является в нашем случае тем источником, который приводит в движение атмосферу. От летнего полюса к зимнему вдоль меридиана должен возникнуть перенос воздуха — меридиональный ветер. Чтобы система была замкнута,



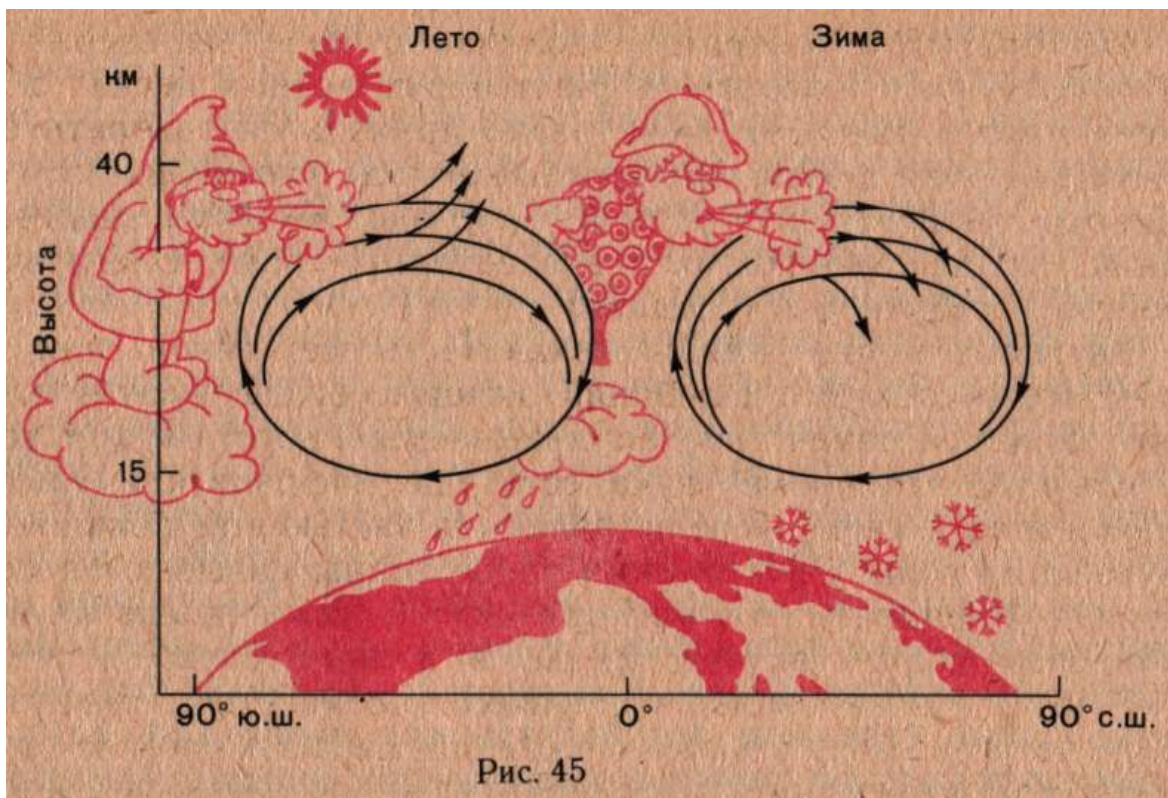


Рис. 45

представим себе такую картину. В мало освещенных Солнцем высокоширотных областях северного полушария принесенный ветром газ будет охлаждаться и опускаться вниз примерно на высоты тропопаузы, где будет происходить обратное движение от „холодного" полюса к „теплому". Картина для нас существенно не изменится от того, что на самом деле, видимо, существует не одна описанная ячейка циркуляции, а две: меридиональный ветер не пересекает экватор и обе ячейки замыкаются восходящими движениями в приэкваториальной зоне (рис. 45).

Итак, мы имеем меридиональный ветер, дующий летом от полюса к экватору, а зимой наоборот. На неподвижной Земле наблюдалась бы, видимо, сферически симметричная картина и дело этим бы и ограничилось. Но на вращающейся Земле на всякое тело (в том числе и на объем воздуха), движущееся вдоль меридиана, действует сила Кориолиса. Она отклоняет это тело в северном полушарии на восток при движении к полюсу и на запад при движении от полюса. Значит, наш ветер не будет дуть строго вдоль меридиана и его можно рассматривать как сумму двух векторов — вдоль меридиана (меридиональный ветер) и вдоль параллели (зональный ветер).

Все сказанное можно завершить следующим из нашего рассказа утверждением: в стратосфере зимой зональный ветер должен быть направлен в основном с запада на восток, а летом — наоборот, с востока на запад. Мы говорим „в основном", поскольку реальная картина более сложна и бывают случаи (о некоторых из них мы будем в этой книге говорить), когда описанная закономерность направленности зональных ветров нарушается.



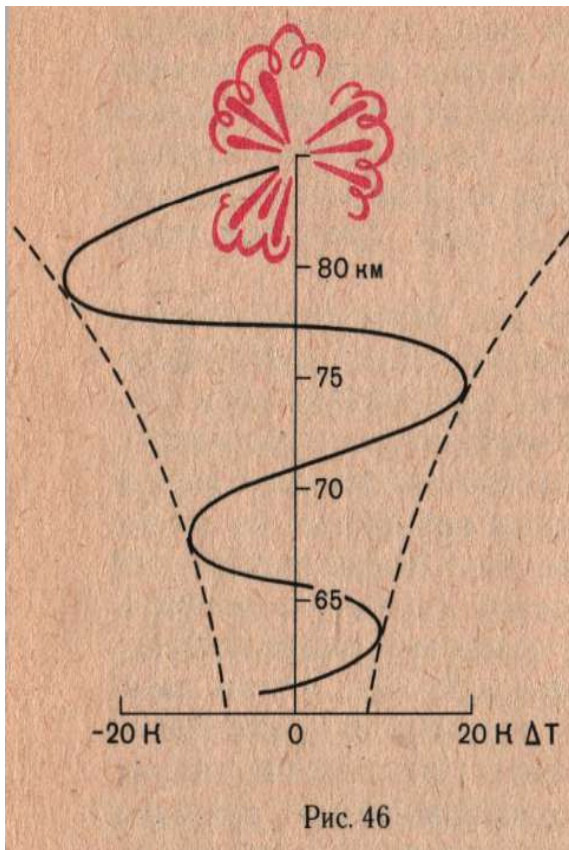
Мы привыкли говорить о волнах на море, на озере — вообще на воде. Иногда говорим о „застывших волнах песка" в пустыне или в полосе дюн. Но очень редко приходится говорить о волнах в воздухе, хотя формально каждый из нас (поскольку это изучают в школе) знает о том, что звук — это одна из форм волновых колебаний, распространяющихся в воздушной среде. Благодаря этому свойству воздуха мы и слышим.

Звуковые волны — лишь малая часть всех типов (или, по-научному, всего спектра) колебаний, которые существуют в атмосфере. Они входят в семейство так называемых акустических волн (кто не слышал, что кроме звука есть еще инфразвук и ультразвук), а последние, в свою очередь, являются частью еще большего отряда внутренних волн. Внутренними такие волны называются по вполне очевидной причине: в отличие от поверхностных (волны на море) они распространяются внутри среды, в данном случае — атмосферы.

В отряд внутренних волн входит семейство гравитационных волн, которые будут больше всего интересовать нас в этом параграфе и которые чаще всего называют внутренними гравитационными волнами (ВГВ). Почему они называются внутренними, мы уже объяснили. Остается объяснить термин „гравитационные" (и заодно просить читателя не путать их с гравитационными волнами, существование которых предсказывается общей теорией относительности). Гравитационными волны этого семейства называются потому, что роль возвращающей силы (т. е. силы, которая стремится вернуть объем воздуха после возмущения в первоначальное положение) играет не упругость воздуха, как в акустических волнах, а притяжение Земли, т. е. гравитация.

Спектр гравитационных волн в атмосфере очень широк. Они могут иметь периоды от нескольких минут до десятков часов, причем известные всем приливы (они наблюдаются не только в океане, но и в атмосфере) представляют собой как раз ВГВ с очень большим периодом, сравнимым с земными сутками.

Важным свойством атмосферных внутренних волн является то, что при распространении вверх их амплитуда увеличивается, поскольку, как мы знаем, плотность среды (атмосферного газа), в которой происходят колебания, при этом монотонно уменьшается, а количество движения должно сохраняться. Такой процесс, как ясно из самых общих соображений, не может продолжаться бесконечно. Должен наступить момент (соответствующий высоте, уровню давления и т. д.), когда вся картина колебания перестанет быть устойчивой и волновая структура разрушится, или, как говорят, волна диссипирует. Вот эта самая диссипация волн и является тем процессом, который очень нужен нам в нашем рассказе о метеорологическом влиянии на ионосферу и ради которого мы затеяли весь этот разговор о динамике атмосферы. Ибо по современным представлениям диссипация большинства ВГВ происходит на высотах 80 — 100 км, т. е. именно



там,  
где мы ищем решение проблемы метеорологического контроля области  $D$ .

Необходимо отметить, что изучение ВГВ в атмосфере — направление достаточно новое. Значительное развитие оно получило лишь в последнее десятилетие и лишь в результате повышения интереса к динамике средней атмосферы в ходе работ по программе МАП. Как следствие появились наблюдения ВГВ с помощью различной аппаратуры — радаров, лидаров и т. д. Конечно, строго говоря, наблюдают не саму волну (которая есть лишь колебание прозрачного для радиоизлучения воздуха), а эффект, который она вызывает в распределении каких-либо параметров, например температуры газа, количества малых

составляющих (натрия) и т. д.

На рис. 46 приведен типичный пример волновой структуры в высотном профиле температуры по лидарным наблюдениям. Хорошо видны две упомянутые выше особенности распространения ВГВ: увеличение амплитуды с ростом высоты и исчезновение (диссипация) волны на высоте около 85 км. Признаюсь читателям, что при подготовке обсуждаемого рисунка в целях наглядности пришлось прибегнуть к небольшой „хитрости“: такую „красивую“ ярко выраженную волновую структуру имеет не сам высотный профиль  $T$ , а высотный профиль вызванного ВГВ отклонения  $\Delta T$  (эта величина и отложена по горизонтальной оси) от среднего профиля  $\Delta T$  в отсутствие волны. На самом деле эти „добавки“  $\Delta T$ , достигающие, как видно из рисунка, десятков Кельвинов, накладываются на саму кривую высотного хода  $T$ , придавая ему слегка волнистый вид. Поскольку сами величины  $T$  на высотах мезосферы составляют, грубо говоря, около 200 К, влияние ВГВ состоит в изменении  $T$  на несколько (до десятка) процентов. Для температуры это большая величина.

Заканчивая этот вводный рассказ о ВГВ, следует сказать несколько слов о том, откуда эти самые волны берутся. На сегодня ответ таков: буквально отовсюду. Произошло ли даже небольшое землетрясение, взорвали ли строители скалу, мешавшую проложить дорогу, сошла ли крупная лавина в горах, разразился ли ураган — любое явление, сопровождающееся

достаточно сильным сотрясением воздуха, вызывает появление ВГВ. Вопрос лишь в их интенсивности и спектре. А поскольку на поверхности Земли и в атмосфере почти все время что-нибудь трясется, взрывается, обрушивается, сталкивается и т. д., то земную тропосферу можно рассматривать как постоянно действующий источник ВГВ. О том, что происходит с этими волнами на пути вверх и как они могут помочь нам в решении проблемы метеорологического влияния на ионосферу, мы расскажем чуть позже, после того как поговорим еще об одном типе атмосферных движений.

Третий тип атмосферных движений, которого нам необходимо здесь коснуться, это турбулентность. Под турбулентностью в атмосфере понимают отклонения от средних движений, которые представляют в виде вихрей разного масштаба — от нескольких метров до тысяч километров. В английском языке турбулентность (или турбулентная диффузия) звучит именно как *eddy diffusion* — вихревая диффузия.

Если, как мы уже говорили, такое явление, как ВГВ, стало предметом пристального изучения в атмосферной физике сравнительно недавно, то история изучения атмосферной турбулентности насчитывает многие десятилетия и связана с такими именами, как академик А. Н. Колмогоров, академик А. Н. Обуков и др. В нашем коротком рассказе нет ни возможности, ни необходимости пускаться в дебри этого сложного раздела атмосферной науки. Для наших целей достаточно понимать под турбулентностью существование вихреобразных движений (нас будут интересовать пространственные масштабы от единиц до десятков километров), которые стремятся нарушить всякого рода стратификацию атмосферы, перемешать ее. С одним очень важным примером влияния турбулентности мы встретились в самом начале этой книги во время нашего „путешествия по небесным сферам“. Говоря о разделении атмосферы по составу газа, мы выделили гомосферу (область постоянного состава) и гетеросферу (область, где состав сильно изменяется с высотой), а также назвали границу между двумя этими „сферами“ — гомопаузу, или турбопаузу, поместив ее условно на высотах 100 — 110 км. Теперь мы можем уточнить, что своим существованием гомосфера целиком обязана именно крупномасштабному турбулентному перемешиванию, а высота турбопаузы  $h_T$  представляет собой очень важный параметр, показывающий, где становятся равными эффективности двух конкурирующих процессов — турбулентной и молекулярной диффузии. Первая стремится перемешать атмосферный газ в переходной области и поднять границу гомосферы как можно выше, вторая, наоборот, стремится „навести порядок“, т. е. расставить все компоненты атмосферного газа строго по их атомным или молекулярным массам и соответственно опустить  $h_T$ . Эта борьба турбулентности и диффузии приводит к тому, что высота  $h_T$ , будучи действительно в среднем расположена на высотах 100 — 110 км,

может в отдельных случаях опускаться до 90 км или подниматься до 120 км.

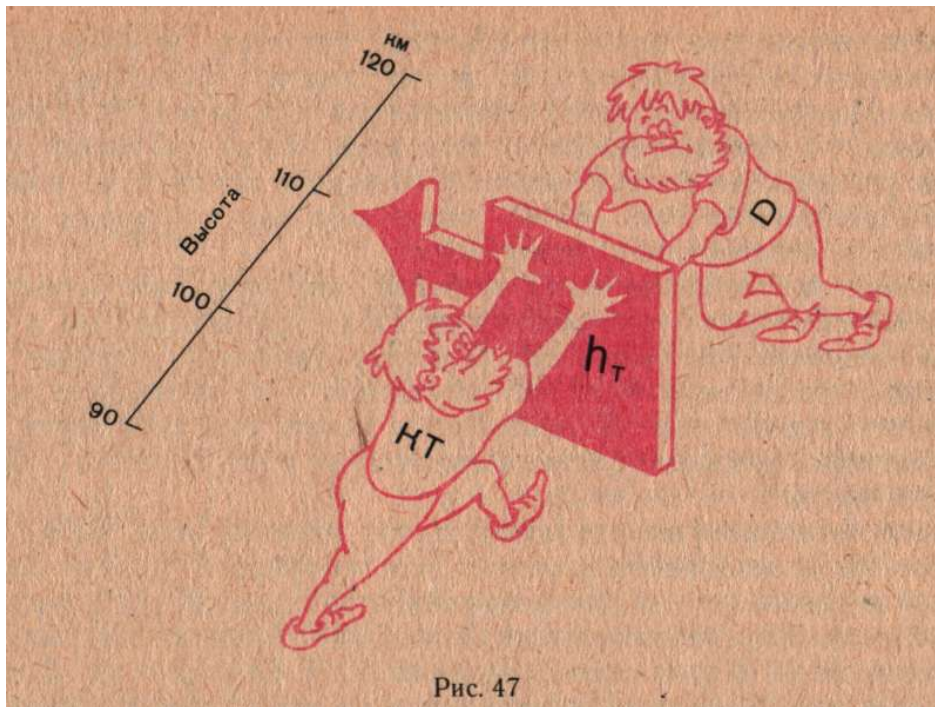


Рис. 47

Здесь нам надо на время нарушить последовательность нашего рассказа и сделать небольшой формальный шаг в сторону, а именно ввести какую-то меру для определения интенсивности процессов турбулентной и молекулярной диффузии. Такой мерой являются коэффициенты молекулярной  $k_M$  и турбулентной  $k_T$  диффузии. Оба коэффициента имеют размерность  $\text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ , и знание их позволяет оценивать различные характеристики турбулентных процессов: скорость переноса газа, время жизни той или иной компоненты и т. д., а также, естественно, сравнивать роль диффузионных и турбулентных процессов между собой и с ролью других процессов, например фотохимии. В частности, высоту турбопаузы можно в первом приближении представить себе как высоту, где  $k_M = k_T$ .

Хотя турбулентность играет большую роль во всей гомосфере и влияет на многие важные явления в ней, нас в нашем рассказе о метеорологическом влиянии на ионосферу будет интересовать интервал высот именно в районе турбопаузы и на несколько десятков километров ниже ее. Скажем, для конкретности, 80 — 120 км.

Что же известно о турбулентности в этой области высот? Каким способом она измеряется? Каковы законы ее изменения, какие внешние факторы (явления) влияют на ее усиление или ослабление?

К сожалению, известно пока мало, гораздо меньше, чем нужно было бы знать для решения многих практически важных задач аэронавигации. И цепочку вопросов можно продолжать и продолжать, а вот с ответами... с ответами пока плохо. И связано это, пожалуй, в первую очередь с ответом на первый вопрос. Надежных методов измерения турбулентности

на сегодня нет. Предлагается много косвенных методов, основанных на наблюдениях „вторичных“ параметров, на которые турбулентность влияет, например, на наблюдениях за искусственными светящимися облаками газа, выпущенного с ракеты. Или за изменением формы спорадических слоев  $E_s$ , которые образуются под влиянием регулярных ветровых движений и которые турбулентность стремится разрушить.

Здесь нет возможности рассказать обо всех трудностях измерения параметров турбулентности (прежде всего коэффициента  $k_T$ ), обо всех методах, которые для этого предлагаются, и о противоречиях, которые при этом возникают. Отметим лишь, что удовлетворительного решения пока нет, хотя интерес к проблеме турбулентного перемешивания именно в выбранном нами интервале высот непрерывно растет и все новые и новые группы исследователей подключаются к решению этого вопроса.

Вернемся к основной нити нашего повествования — метеорологическому контролю области  $D$ . Мы остановились на том, что наиболее яркое проявление этого контроля — явление ЗА — связано с двумя основными факторами: ростом температуры нейтрального газа и увеличением концентрации молекул окиси азота.

Проблема окиси азота в верхней и средней атмосфере очень сложна и неоднократно описывалась в научно-популярных книгах и статьях автора. И в этой книге ей уделен специальный параграф в следующей главе; здесь мы отметим только следующее.

По экспериментальным данным концентрация NO на высотах 75 — 100 км очень изменчива. Значение [NO] на 80 км, например, может изменяться на 2 (3?) порядка величины — от  $10^6$  до  $10^8$  ( $10^9$ ?)  $\text{см}^{-3}$ . Нет надежных экспериментальных данных ни подтверждающих, ни опровергающих существование регулярной сезонной вариации [NO] (например: [NO] зимой больше, чем летом, что дало бы очень простое объяснение одного из проявлений эффекта ЗА).

Современная теория гласит, что ниже 100 км нет достаточно эффективных фотохимических путей образования молекул NO, поэтому в область  $D$  последние попадают в результате динамических процессов. Наиболее важным из них представляется турбулентная диффузия (всю дискуссию по этому поводу мы отложим до следующей главы), которая переносит молекулы NO вниз из области  $E$ , где они образуются в результате системы процессов с участием заряженных и нейтральных частиц.

Итак, в нашем обсуждении проблемы метеорологического контроля области  $D$  мы исходим из того, что турбулентность — главный поставщик NO в этой области, а значит, от ее интенсивности зависит и поведение самой области  $D$ . И если где-то мы говорим: в данных условиях в области  $D$  произошло увеличение [NO], то мы понимаем, что это означает, что

возросла эффективность турбулентности. Мы, наконец, нашли связь основной темы этой главы с одним (пока) из описанных типов динамических процессов — турбулентной диффузией. Можно поэтому переформулировать наше определение дней ЗА: это дни, когда повышена температура на высотах 75 — 90 км и усилена турбулентность в интервале высот 80 — 120 км. И теперь уже нам надо искать ответ на вопрос о том, как они связаны между собой и что является их первопричиной.

Как мы уже упоминали выше, теория турбулентности очень сложна. Но для нашего упрощенного описания мы можем использовать на качественном уровне один вывод: с некоторыми оговорками степень развития турбулентности в данном высотном интервале обратно пропорциональна высотному градиенту температуры  $dt/dh$  в этом интервале.

Что же происходит в дни ЗА? В этой области, где возрастает поглощение (75 — 90 км),  $T$  растет. Но мы упоминали о волновом характере изменения  $T$  в дни ЗА и просили читателя обратить внимание на этот факт. Ибо при таком характере изменения  $T$  на высоте, скажем, 120 км последняя будет ниже своего значения в невозмущенных условиях. Что же при этом происходит с градиентом температуры? Очевидно, что  $dT/dh$  на высотах 80 — 120 км в дни ЗА будет ниже, чем в спокойные дни. Разница-то между  $T(80 \text{ км})$  и  $T(120 \text{ км})$  стала меньше! А раз так, то в силу того, что мы только что говорили о связи турбулентности и  $dT/dh$ , должна быть сильнее развита турбулентность.

Создается впечатление, что мы свели все объяснение явления ЗА к изменению температуры атмосферы. Крайне соблазнительно, не так ли? Осталось лишь найти объяснение росту  $T$ , и вся проблема решена.

Однако реально картина гораздо сложнее. Турбулентность-то сама тоже влияет на распределение температуры по высоте. Ведь турбулентность — это перемешивание, а оно, как мы знаем из житейского опыта, уменьшает контрасты температуры (в данном случае между порциями газа, расположенными на разных высотах). Значит, усиление турбулентности на высотах 80 — 120 км должно приводить к уменьшению градиента  $T$  на этих высотах.

Получился своего рода замкнутый круг. И нам теперь, видимо, необходимо понять, что является первичным толчком, что „запускает“ эту совокупность процессов.

Окончательного ответа на этот вопрос на сегодня нет. Но есть очень веские (по крайней мере, на взгляд автора этих строк) аргументы в пользу того, что таким толчком является диссипация энергии ВГВ. Как мы уже неоднократно отмечали, диссипация происходит обычно именно в том высотном интервале, который нас сейчас интересует — 80 — 120 км.

Что же происходит в атмосферном газе при такой диссипации? Коротко говоря, именно то, что нам и нужно — разрушение за счет энергии волны регулярных структур и усиление „хаоса" (это и есть усиление турбулентности) и переход части этой энергии в кинетическую энергию частиц газа, т. е. рост температуры.

Итак, процесс диссипации ВГВ может дать нам необходимые для объяснения, по крайней мере, аномальных дней ЗА эффекты — усиление турбулентности и рост  $T$ . Следующим шагом логической цепочки должен, очевидно, быть вопрос о том, почему именно в эти дни происходит увеличение интенсивности (или количества) ВГВ?

Признаемся сразу: ответа на этот вопрос мы пока не имеем. И вообще, в ходе нашего рассказа мы уже вышли за пределы описания того, что устоялось, известно, осталось далеко „в тылу" научных баталий, и оказались на „передовой линии фронта" сегодняшних битв за поиск истины в проблеме метеорологического контроля области  $D$ .

И все же, давайте рискнем продвинуться чуть дальше и связать нарисованную нами картину (в последней части гипотетическую) с еще одним динамическим процессом — зональной циркуляцией в стратосфере.

ВГВ наблюдаются в последние годы разными методами, и в ходе этих наблюдений был обнаружен странный факт. Зимой, когда, как мы знаем, зональные ветры в стратосфере дуют в основном с запада, ВГВ регистрируются регулярно. Но стоит лишь ветру смениться на восточный (а в неустойчивой картине зимней циркуляции такие явления случаются — мы приведем примеры в следующем параграфе), как ВГВ либо не регистрируются совсем, либо их интенсивность падает, а частота появления резко уменьшается. Летом, когда в стратосфере существует устойчивый ветер с востока, имеет место та же картина: ВГВ наблюдаются редко и гораздо более слабые, чем зимой.

Что же получается? Что зональный ветер в стратосфере выступает в роли своего рода фильтра для ВГВ. При ветре с запада волны проходят свободно, а при ветре с востока как бы „застревают" в стратосфере. Может ли это быть? Теория взаимодействия внутренних гравитационных волн с зональной циркуляцией пока до конца не разработана. Но есть пример из смежной области, подтверждающий принципиальную возможность описанной ситуации.

Существуют так называемые планетарные волны — внутренние атмосферные волны с масштабами, сравнимыми с периметром земного шара. Для этих волн еще в 1961 г. была сформулирована и доказана теорема взаимодействия, согласно которой их проникновение вверх через стратосферу при ветрах с востока невозможно вообще, а при ветрах с запада возможно, но только если скорость этих ветров меньше некоторой критической скорости  $u_0$ . Попросту говоря, восточные ветры и сильные ( $v > u_0$ ) западные ветры как бы „запирают"



стратосферу, не пропуская вверх планетарные волны. Мы еще вернемся к этому важному обстоятельству ниже, в рассказе о солнечно-погодных связях, а пока лишь констатируем тот факт, что картина проникновения планетарных волн выглядит именно так, как нам „нужно“ для объяснения эффектов метеорологического влияния на область  $D$ . Но применимы ли выводы, полученные в отношении планетарных волн, имеющих гигантские масштабы, к значительно более мелким гравитационным волнам? Это сложный вопрос. Экспериментальные данные как будто говорят, что это так. Дело за теорией.

Давайте подытожим теперь все, что говорилось выше о метеорологическом контроле области  $D$  и о возможных путях его реализации. Наиболее яркий пример такого контроля представляет собой явление ЗА, которое имеет три проявления: существование дней ЗА с аномально высокими электронными концентрациями, превышение средних зимних значений  $[e]$  над средними летними и более сильная, чем летом, изменчивость  $[e]$  ото дня ко дню.

Аномальные  $[e]$  в дни ЗА объясняются ростом  $[NO]$  и  $T$ . Регулярная разница между зимними и летними  $[e]$ , вероятнее всего, связана с известными сезонными вариациями  $T$ . В сильную изменчивость  $[e]$  ото дня ко дню зимой могут вносить вклад вариации как  $T$ , так и концентрации  $NO$ .

Основным механизмом поставки молекул  $NO$  в область  $D$  является турбулентная диффузия, поэтому рост  $[NO]$  в рамках данного рассмотрения означает усиление турбулентности. Причиной увеличения  $[NO]$  и  $T$  в дни ЗА является, скорее всего, диссипация энергии ВГВ на высотах 80 — 120 км. Проникновение этих волн в мезосферу зависит от направления и силы зональных ветров в стратосфере. Летом устойчивые ветры с востока препятствуют проникновению ВГВ вверх. Это, видимо, объясняет стабильность поведения  $[e]$  в летнее время, о котором мы говорили в начале главы. Зимой дни ЗА характеризуются, вероятно, условиями наиболее благоприятного распространения ВГВ через систему стратосферных ветров (мы договорились считать, что сам источник ВГВ в тропосфере со временем не меняется, так как он складывается из многих отдельных источников, не связанных друг с другом).

В рамках нарисованной выше картины мы вправе ждать, что диссипация ВГВ вносит вклад и в два других проявления зимней аномалии. Зимняя изменчивость  $[e]$  ото дня ко дню понятна — ведь система ветров зимой далеко не так стабильна, как летом (например, зимой наблюдаются случаи так называемых стратосферных потеплений, когда направление зонального ветра может поменяться на обратное), а значит, будут дни с различным проникновением ВГВ на высоты области  $D$ . Будет ли дальнейшее влияние этого процесса проходить через небольшие колебания температуры (о чем мы уже говорили) или через

изменение турбулентного режима и [NO], сказать пока трудно. Необходимы детальные сопоставления

одновременно измеренных всех параметров цепочки от стратосферной циркуляции до  $[e]$ , [NO],  $f^+$  и  $T$ .

Следует ожидать, что тот же эффект вносит вклад и в превышение средних зимних значений  $[e]$  над летними. Однако здесь, как мы уже говорили, необходимы экспериментальные доказательства того, что зимой [NO] выше, чем летом. Таких доказательств пока нет.

Вот как выглядит на сегодня схема метеорологического контроля области  $D$ . Как видит читатель, факт такого контроля (или влияния) несомненен. Видны и аэрономические параметры, являющиеся для него ключевыми. А дальше есть лишь качественная картина, связывающая изменения на высотах области  $D$  с проникновением туда ВГВ. В этой картине еще много белых пятен, которые предстоит заполнить исследователям в ближайшие годы.

### **КОРРЕЛЯЦИИ, КОРРЕЛЯЦИИ...**

Когда мы ожидаем, что между двумя сериями событий (например, между изменением во времени двух независимых параметров в атмосфере) есть причинная связь, мы обычно начинаем сопоставлять эти серии между собой и искать между ними корреляцию. Метод поисков корреляций — очень сильный метод в науке, и немало сложных, далеко не очевидных связей между явлениями было обнаружено с его помощью. Лишь много позже обычно становились понятны механизмы (процессы или цепочки процессов), приводящие к существованию тех или иных связей.

Но метод корреляций имеет и свои отрицательные стороны. Сопоставление двух наборов данных может выявить ту самую схожесть их изменения с течением времени, которую и называют корреляцией, даже если между сравниваемыми параметрами нет никакой связи, или, наоборот, если они просто оба зависят (часто тривиальным образом) от какого-то третьего доминирующего параметра.

Например, проведя несколько недель на Кисловодской горной астрономической станции, можно „подметить“ такую закономерность: дни, когда на станции получают максимум научного материала, совпадают с днями наибольшего притока туристов с окрестных турбаз. Подсчитав количество туристов (обозначим его  $K$ ) и выразив полученный материал в каких-нибудь единицах (скажем, в метрах отснятой фотопленки  $M$ ), мы могли бы построить две кривые (по горизонтальной оси откладываются дни), которые были бы очень похожи. Дни максимумов и дни минимумов совпадали бы, и у нас появилась бы

возможность утверждать, что наши два параметра К и М хорошо коррелируют между собой. Мы могли бы даже провести строгий расчет так называемого коэффициента корреляции, чтобы все было „по правилам“, и получить высокое значение, скажем, 0,95. Казалось бы, в такой ситуации у нас появились бы все основания утверждать, что параметры К и М тесно связаны, и, следовательно, имеется пока еще не вскрытая нами зависимость: либо чем более эффективно работают сотрудники станции, тем активнее лезут на гору, где она расположена, туристы из соседних ущелий, либо наоборот — чем больше приближается к станции людей в ковбойках и кедах, тем активнее начинают трудиться за приборами ученые.

Оба предположения, естественно, нелепы. А корреляция-то есть и очень сильная. В чем же дело? В том, что в нашем примере мы имеем дело с двумя совершенно независимыми событиями (на самом деле они зависимы, но не так, как показывает корреляция: наплыв любознательных туристов наоборот затрудняет работу наблюдателей). Корреляция же наблюдается потому, что они прямо и просто зависят от третьего события — от погоды. Хмуро и дождливо — и туристов силком не заставишь лезть по мокрому склону на гору. Да и делать там нечего: все тонет в облаках. И на станции затишье по причине той же плохой погоды — Солнце не видно, наблюдать нечего. Вот вам и минимумы на наших кривых для К и М. Максимумы тоже очевидны — это ясные дни, когда туристы охотно лезут на гору, чтобы посмотреть на станцию и полюбоваться открывающимся с горы видом на Эльбрус. А у приборов в это время суетятся наблюдатели, снимая метры и метры фотопленки...

Иногда можно найти корреляцию между событиями и вовсе не связанными, но имеющими одинаковые или близкие по длительности периоды изменения. Так, в поисках влияния Солнца на различные явления (эта тема сейчас весьма популярна, и мы расскажем о ней в отдельной главе) один врач из больницы небольшого промышленного городка обнаружил периодичность с 28-дневным солнечным циклом (период оборота Солнца вокруг оси) числа травм и выдач листов нетрудоспособности. Это, конечно, явилось бы очень сильным аргументом в пользу влияния солнечной активности на здоровье людей, не окажись при более тщательном анализе, что период указанных явлений был близок к 30 суткам, а максимум проявления „эффекта“ приходился на дни, следовавшие за выдачей аванса на местном заводе... Вот вам и корреляция.

Мы отвлеклись от основной нити нашего повествования и уклонились в сторону подробного рассказа о корреляциях по двум причинам. Во-первых, в нашем обсуждении метеорологического влияния на ионосферу нам пора поговорить именно о корреляциях, поскольку пока только они дают нам сведения о таком влиянии на ионосферу выше 100 км (области *E* и *F*). Во-вторых, нам не избежать разговора о корреляциях, поскольку последние

играют огромную роль в постановке проблемы „Солнце — погода“, о которой мы подробно поговорим ниже.

Итак, вернемся к метеорологическому влиянию на ионосферу и, в первую очередь, на область  $D$ . Коль скоро мы убедились в этой главе, что такое влияние существует и в области  $D$  проявляется очень сильно, не следует ли ожидать заметной корреляции поведения области  $D$  с метеорологической ситуацией в нижележащих слоях? Ответ на этот, на первый взгляд, простой вопрос далеко не прост по нескольким причинам. Мы не будем пока отвечать полностью, а постараемся привести ряд примеров, взятых из конкретных работ, начиная с первых попыток поисков обсуждаемых корреляций.

Прежде всего, возникает вопрос: корреляции чего с чем следует искать? Метеорологических параметров мы имеем достаточно — температура и давление на разных высотах, ветер и т. д. А ионосферных? Ведь нам нужно иметь серию наблюдений, желательно день за днем. Очевидно, что эпизодические ракетные эксперименты тут не годятся. А с наземными наблюдениями области  $D$ , как мы уже отмечали, дело обстоит плохо. И все-таки есть два параметра, которые могут наблюдаться регулярно и давать хотя бы косвенную информацию о состоянии области  $D$ . Это поглощение радиоволн  $L$ , о котором мы уже много говорили, и так называемая минимальная частота отражения  $f_{min}$ , регистрируемая при вертикальном зондировании. Эта величина также характеризует интегральное поглощение в области  $D$  (т. е. отражает в целом увеличение или уменьшение в ней электронной концентрации), поскольку предполагается, что частоты ниже  $f_{min}$  поглотились при двойном прохождении нижней ионосферы. В целом параметр  $f_{min}$  менее надежен, чем  $L$ , однако оба они в течение многих лет используются для поиска корреляционных связей с метеорологическими параметрами.

Первые работы по поиску корреляций между параметрами нижней ионосферы (области  $D$  и  $E$ ) и метеорологическими характеристиками относятся еще к началу 50-х годов. Уже тогда обнаружили наличие таких корреляций, используя в качестве метеопараметров давление в приземном слое воздуха. Позже стали брать давление на различных уровнях в тропосфере и даже стратосфере, поскольку приземное давление больше подвержено случайным и локальным (связанным, например, с рельефом) изменениям, чем давление на больших высотах.

В ряде случаев оказалось удобнее брать метеопараметры не в виде изменения давления на заданной высоте, а в виде изменения уровня (высоты) постоянного давления. Именно так построен рис. 48, основа для которого взята из работы известного болгарского ученого Г. Нестерова. На этом рисунке сравнивается изменение в течение года поглощения радиоволн

$L$  и высоты уровня 20 гПа  $h(20)$ . Из рисунка видно, что оба параметра ведут себя в течение года одинаково — рост  $L$  соответствует росту  $h(20)$ . Значит ли это, что существует

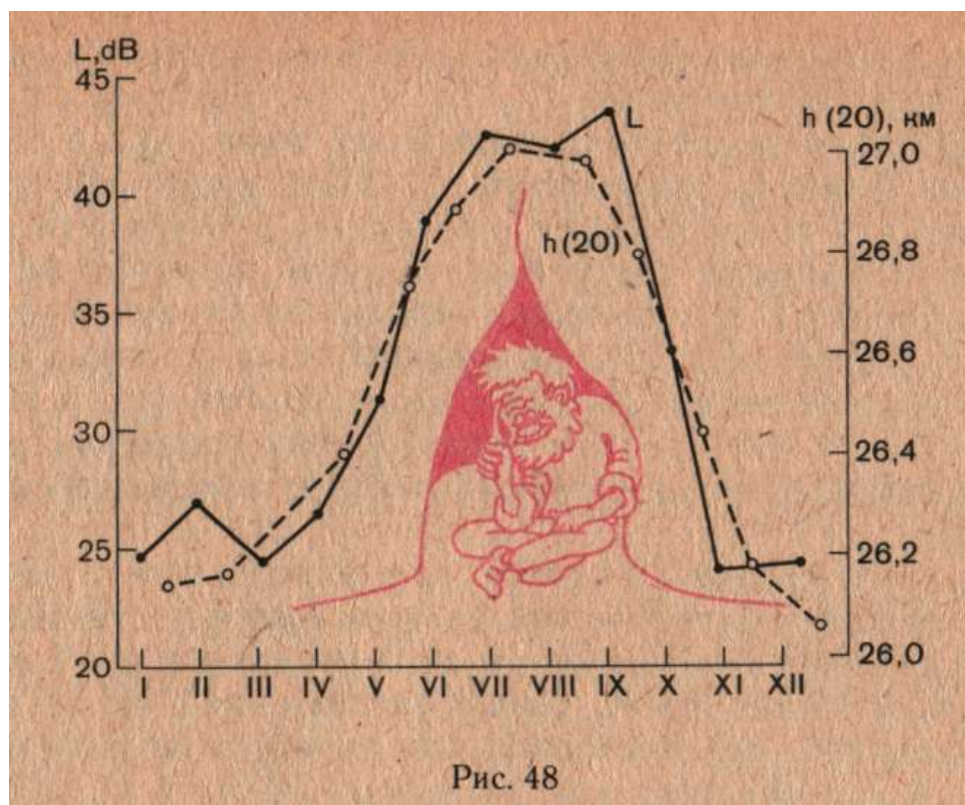


Рис. 48

устойчивая корреляция поведения области  $D$  с метеорологической обстановкой и наличие метеорологического влияния на эту область можно считать доказанным? Оказалось, что нет.

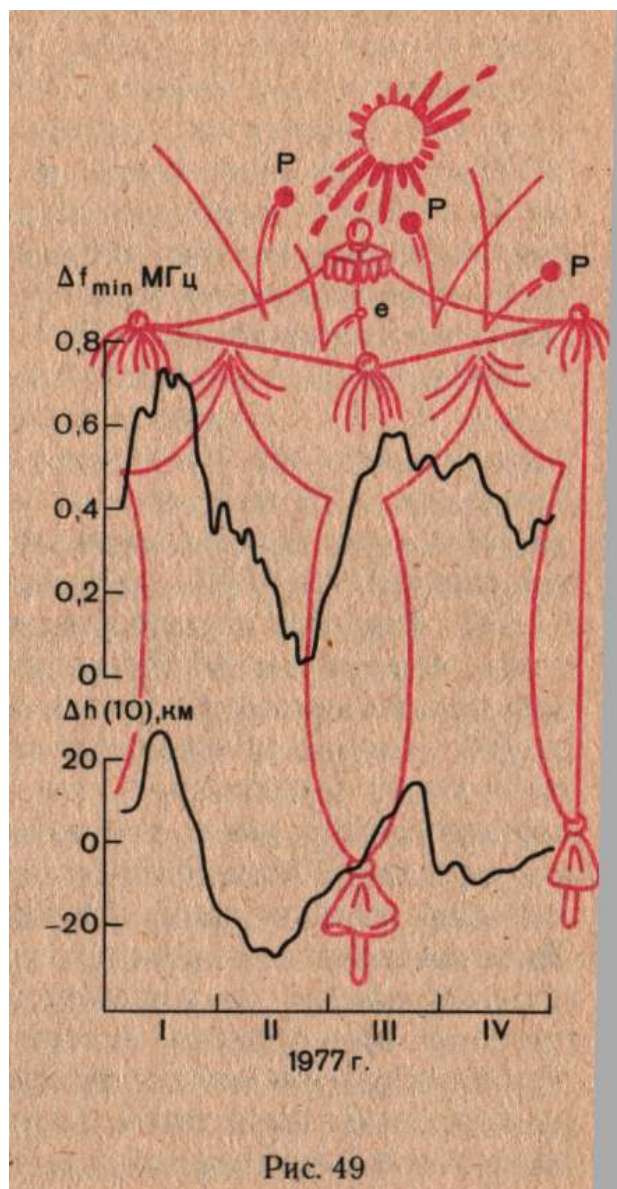
Подобных сопоставлений за 60 — 70-е годы было проведено много. Однако результаты часто получались противоречивыми и плохо согласующимися в количественном отношении. В одних случаях корреляции наблюдались и были хорошо выражены, в других были еле заметны, в третьих отсутствовали совсем. Причина этого, как мы понимаем сейчас, заключается в очень сложном характере взаимодействия нижней атмосферы с атмосферой на высотах области  $D$ , а также в том, что на изменение сравниваемых параметров, например  $L$  и  $h(20)$ , оказывают влияние другие факторы, например, вариации солнечной активности.

Чтобы избежать указанных трудностей, группа советских ученых под руководством профессора Э. С. Казимировского предложила проводить сравнения ионосферных и метеорологических характеристик по наблюдениям не в одном географическом пункте, а в двух, разнесенных вдоль параллели, и искать при этом корреляцию не между самими величинами, а между их разностями  $\Delta L$ ,  $\Delta f_{\min}$ ,  $\Delta h(20)$  по наблюдениям в двух точках. Что же это дает? А вот что. Представим себе, что  $L$  или  $f_{\min}$  существенно меняются ото дня ко дню из-за сильного влияния на них солнечной активности, а используемый для сравнения метеопараметр  $h(20)$  к активности Солнца нечувствителен. Тогда нам надо, сравнивая временные изменения  $L$  и  $h(20)$ , выявить изменения  $L$ , связанные и коррелирующие с

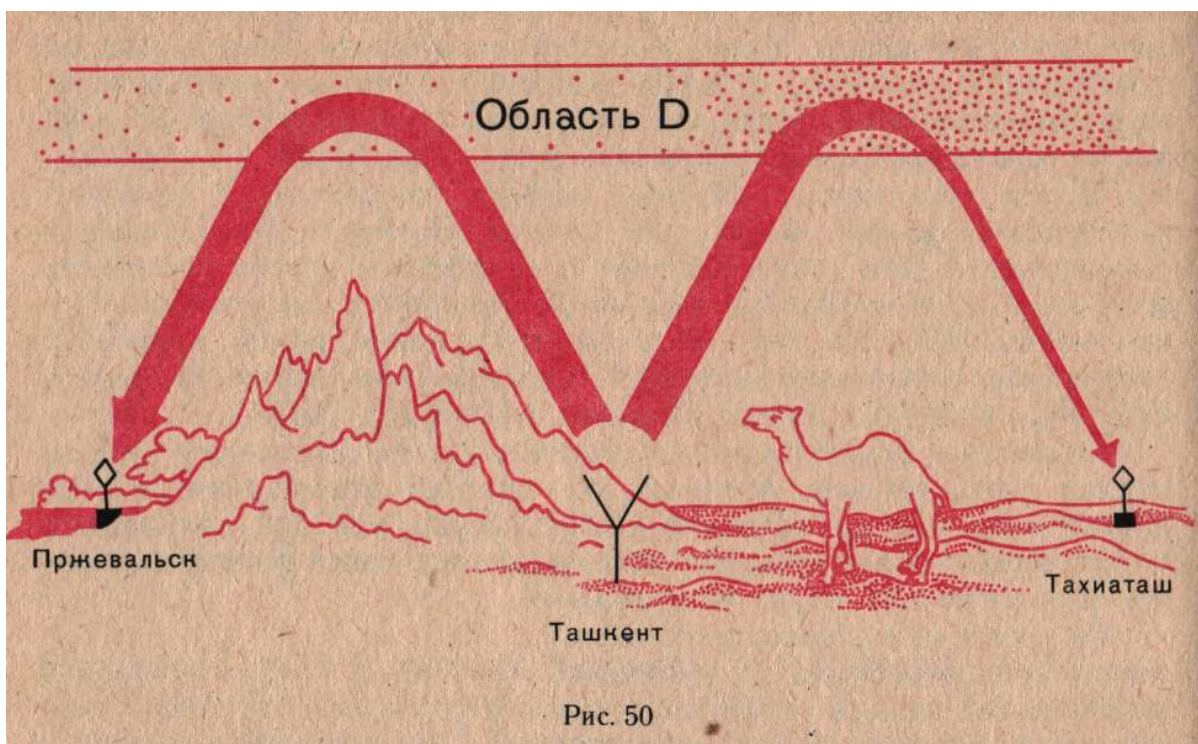
метеорологической обстановкой, на фоне достаточно сильного изменения  $L$  из-за изменения солнечной активности. Предложенный советскими учеными метод снимает эти трудности. Ведь солнечная активность будет одинаковым образом сказываться на изменении  $L$  в обоих пунктах, особенно, если они расположены на близких широтах. Тогда при вычитании (т. е. получении  $\Delta L$ ) эффекты солнечной активности исключатся и, сравнивая  $\Delta L$  с  $\Delta h(20)$ , мы будем уже иметь „чистый“ эффект, связанный с разницей метеоусловий в двух выбранных пунктах. Очевидно, что сказанное справедливо и для „освобождения“ от эффектов других процессов, влияющих на ионосферные параметры (например, высыпания потоков корпускул). На рис. 49 в качестве иллюстрации приведено полученное описанным методом сопоставление вариаций разностей  $\Delta f_{min}$  и  $\Delta h(10)$  между Москвой и Юлиусру (ГДР).

Блестящим подтверждением эффективности описанного метода явился один пример, который заслуживает упоминания в этой книге, поскольку он наглядно иллюстрирует, как при правильном методическом подходе можно из кажущегося хаоса получить порядок и важную для науки информацию.

Во время международного комплексного эксперимента по изучению явления ЗА зимой 1975-76 г. в Западной Европе были проведены две серии экспериментов. Измерялось поглощение  $L$  на двух радиотрассах и (со спутника) температура на высотах 75 — 95 км над каждой из трасс. Когда авторы указанных экспериментов попытались сравнить (чтобы выяснить, влияет ли температура на поведение области  $D$ )  $L$  и  $T$  для каждой трассы в отдельности, они не получили никакой значимой корреляции. Их „окончательный вердикт“, опубликованный в соответствующей статье, гласил, что связи поглощения с температурой не обнаружено. Однако, когда Э. С. Казимировский с коллегами применили свой метод к тем же данным, они получили, что между  $\Delta L$  и  $\Delta T$  наблюдается хорошо выраженная и вполне значимая математически корреляция. Значит, влияние  $T$  на состояние области  $D$  существует, а это, как мы понимаем теперь, очень важный вывод.







Приведем еще один результат, также касающийся области  $D$  и также основанный на поисках корреляций. Он интересен сам по себе, но для нашего изложения важен как иллюстрация того, каким широким может оказаться само понятие метеорологического контроля области  $D$ .

Результат, о котором идет речь, был получен несколько лет назад А. А. Староватовым с коллегами на основе следующего эксперимента. В Ташкенте стоял радиопередатчик, а в городах Тахиаташ и Пржевальск — приемники. Измерялось поглощение радиоволн с помощью совершенно идентичной аппаратуры на двух трассах ( $TT$  и  $ТП$ ), которые имели примерно одинаковую длину и угол наклона к параллели. Единственная разница заключалась в том, что трасса  $ТП$  проходит над горным массивом, а трасса  $TT$  — над плоской, как стол, равниной.

Ну и что? — может спросить читатель. Какое дело области  $D$  (где происходит поглощение) на высотах 70 — 90 км до наших „мелких неровностей“, едва достигающих 6 км в высоту? Оказалось, однако, что есть дело. Многолетние наблюдения с несомненностью показали, что над горами поглощение всегда меньше, чем над равниной. Разница может меняться в зависимости от внешних факторов (скажем, от сезона), но она всегда есть. А значит, уменьшение  $[e]$  в области  $D$  над горным массивом — реальный эффект. Выходит, что даже орография может влиять на нижнюю (а может, и не только на нижнюю?) ионосферу. Конечно, орография выступает здесь не как самостоятельный фактор, а лишь как фактор, влияющий на метеорологическую обстановку. В описанном

случае, например, набегание горизонтальных потоков воздуха на горный массив должно создавать сильные восходящие воздушные потоки, которые могут нарушать структуру более высоких атмосферных слоев в тропосфере, а может быть, даже и в стратосфере.

Сопоставление метеорологических параметров с такими косвенными характеристиками интегрального состояния области  $D$ , как  $L$  и  $f_{\min}$ , конечно, сегодня уже не может нас удовлетворить. Для глубокого проникновения в сам процесс передачи метеорологических эффектов в нижнюю ионосферу нам необходимо сопоставить изменения именно электронной концентрации на разных высотах с изменением температуры, давления, ветра на разных уровнях в стратосфере и мезосфере. Запросы, как видите, немалые. Как же их удовлетворить?

Проблема создания сопоставимых банков ионосферных (прежде всего, по области  $D$ ) и метеорологических данных сейчас стоит очень остро. Хотя имеется уже несколько сотен ракетных измерений  $[e]$  в области  $D$  (будем говорить сейчас о них, как о самых надежных), сопоставить их с данными о стратосфере и мезосфере очень сложно. Ракетные пуски проводились в разных географических пунктах, в разных условиях (сезон, местное время, солнечная активность) и безо всякой связи с работой пунктов метеорологических наблюдений. Из-за этого сопоставить наш ионосферный банк данных с адекватным банком метеорологических наблюдений невозможно. А, следовательно, нельзя использовать весь массив этих ракетных измерений для выявления механизмов метеорологического контроля. Где же выход?

Выход состоит в использовании пока отдельных серий измерений, в которых одновременно (желательно на одной и той же ракете) измерялись бы и параметры области  $D$  и метеорологические характеристики во всем интервале высот от тропопаузы до мезопаузы. Серия таких измерений в трех пунктах — Тумба (Индия), Волгоград и о. Хейса (Земля Франца-Иосифа) — была организована сотрудниками Центральной аэрологической обсерватории Государственного комитета СССР по гидрометеорологии в марте — апреле 1979 г.

Анализ этого богатого материала дал уже много интересных результатов. Один из них состоит в следующем. При сопоставлении изменения со временем (ракеты запускались раз в день при одном и том же зенитном угле Солнца) электронной концентрации на высотах 60 и 65 км с изменением давления на разных высотах в интервале 25 — 55 км обнаружилось, что наблюдается хорошая корреляция между  $P(30)$  — давлением на высоте 30 км — и  $[e](60, 65)$  — концентрацией электронов на высоте 60 и 65 км. Давление именно на 30 км коррелирует с электронной концентрацией в нижней

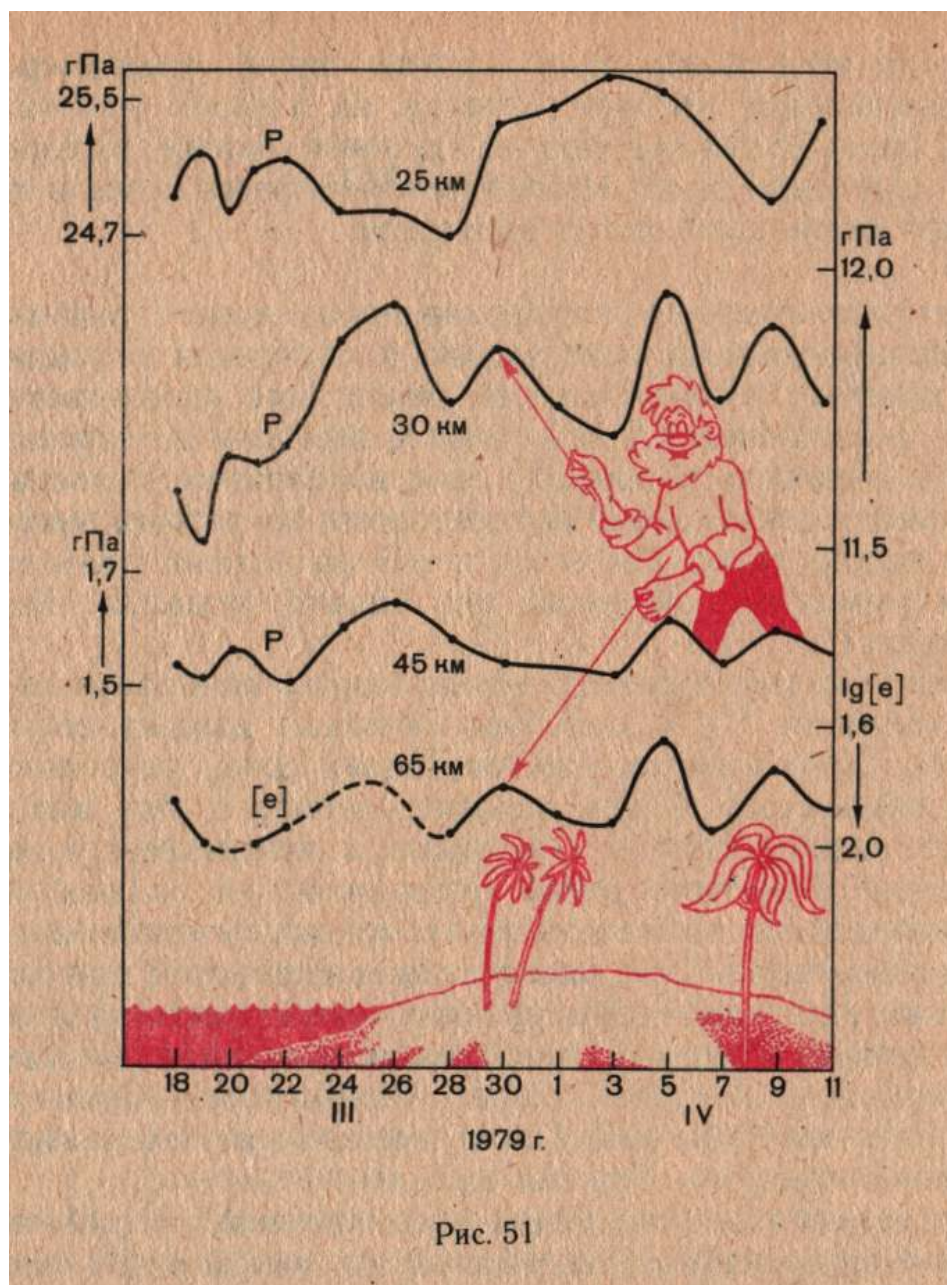


Рис. 51

области  $D$ . Не на 25 км и не на 40, а именно на 30 км. Почему? Точного ответа мы пока не имеем. Теоретические работы, которые ведутся в этом направлении сейчас, показывают как будто, что так и должно быть при распространении внутренних волн различных масштабов. Во всяком случае, еще раз подтверждается то положение, что детальная картина влияния метеоусловий на нижнюю ионосферу может быть очень сложна как в физическом, так и в феноменологическом плане.

В качестве дополнительного подтверждения можно добавить к уже сказанному, что указанная корреляция  $P(30)$  и  $[e](60,65)$  получена для всех трех пунктов наблюдений. Но для Волгограда и о. Хейса эта зависимость прямая (чем больше  $P$ , тем больше  $[e]$ , и наоборот), а для Тумбы — обратная (чем больше  $P$ , тем меньше  $[e]$ ). Вот вам и новая загадка. Значит, связь нижней области  $D$  с метеопараметрами прослеживается на всех широтах, но обеспечивается

разными механизмами. Какими и почему? Этого мы пока не знаем.

Второй результат, полученный в ходе анализа указанной серии данных, важен для подтверждения роли зонального ветра в том механизме метеорологического контроля области  $D$  через внутренние гравитационные волны, описанием которого мы закончили предыдущий параграф. Сравнение профилей  $[e]$  в области  $D$  и профилей ветра в стратосфере показало, что, как только зональный ветер на высотах 20 — 30 км меняется с западного на восточный, концентрация электронов выше 70 км резко (в 2 — 3 раза) уменьшается. Этот экспериментальный факт, конечно, является сильным дополнительным аргументом в пользу реальности механизма, который мы описали выше.

Итак, суммируя изложенное в этой части данного параграфа, мы можем отметить следующее. Корреляции между интегральными характеристиками области  $D$  ( $L$  и  $f_{\min}$ ) и различными параметрами метеорологической обстановки существуют и при правильном подходе к анализу первичных данных наблюдаются достаточно часто. На сегодня необходимы уже детальные сравнения: шаг за шагом по высотам, чтобы было видно, как распространяется возмущение снизу вверх, какие атмосферные параметры оно меняет на своем пути. Для подобных сравнений нужны серии специально спланированных наблюдений. Такие наблюдения уже проводятся и будут проводиться в рамках различных научных программ, в том числе программы МАК.

Мы назвали эту главу „Ионосфера и метеорология“, а говорим пока исключительно об области  $D$ . Значит ли это, что указанной областью ограничивается „поле деятельности“ метеорологии в ионосфере? Мы имеем все основания утверждать, что нет.

В области  $D$  речь идет о метеорологическом контроле поведения главного ионосферного параметра — электронной концентрации. Это означает, что изменение  $[e]$  под влиянием только метеоусловий, без заметного изменения солнечной или геомагнитной обстановки, может составлять несколько порядков величины (например, в дни 3А) и полностью перекрывать диапазон изменений  $[e]$  из-за изменения в течение дня зенитного угла Солнца.

В областях  $E$  и  $F$  ситуация иная. Их поведение строго контролируется солнечным излучением и (в основном в высоких широтах) корпускулярными потоками. Изменения, связанные с метеорологическими факторами, составляют лишь относительно небольшую долю (вряд ли больше 20 — 30%) общих вариаций  $[e]$  в этих областях. Из этого следуют два вывода. Первый: раз вклад метеоэффектов мал, то и важность их учета (и изучения) мала. Тем не менее, по мере повышения требований к точности диагностики и прогноза состояния



ионосферы, а значит, к прогностическим ионосферным моделям, важность изучения и учета метеорологических эффектов в слоях  $E$  и  $F$  будет возрастать. Второй вывод: слабые изменения, вызванные влиянием метеорологических параметров, трудно „выловить“ на фоне сильных солнечных и геомагнитных вариаций, поэтому получить подтверждение метеорологического влияния на ионосферу выше 100 км труднее, чем на область  $D$ . И все же такие подтверждения получить удастся.

Еще в 1951 г. английские исследователи Байнон и Браун показали, что есть связь между критической частотой слоя  $E$  и приземным давлением воздуха. Они нашли даже количественное выражение для этой связи: увеличение  $P$  на 10 гПа приводит к росту  $f_oE$  на 0,1 МГц.

Были обнаружены корреляции с метеорологическими параметрами и непосредственно электронной концентрации в области  $E$ . Пример хорошо выраженной корреляции такого рода дает рис. 52. На рисунке сравнивается изменение в течение двух месяцев высоты  $\Delta h_e$  постоянной электронной концентрации ( $[e] = 10^5 \text{ см}^{-3}$ ) в области  $E$  с изменением высоты уровня  $P = 10$  гПа. Корреляция, что ни говорите, заметная и невольно, заставляет думать о процессах, которые могут связывать два столь различных в физическом плане параметра.

Не избежала проверки „на корреляции“ и область  $F$ . Правда, анализ там оказался (из-за еще более сильного солнечного и геомагнитного контроля) более сложным, чем в области  $E$ ,

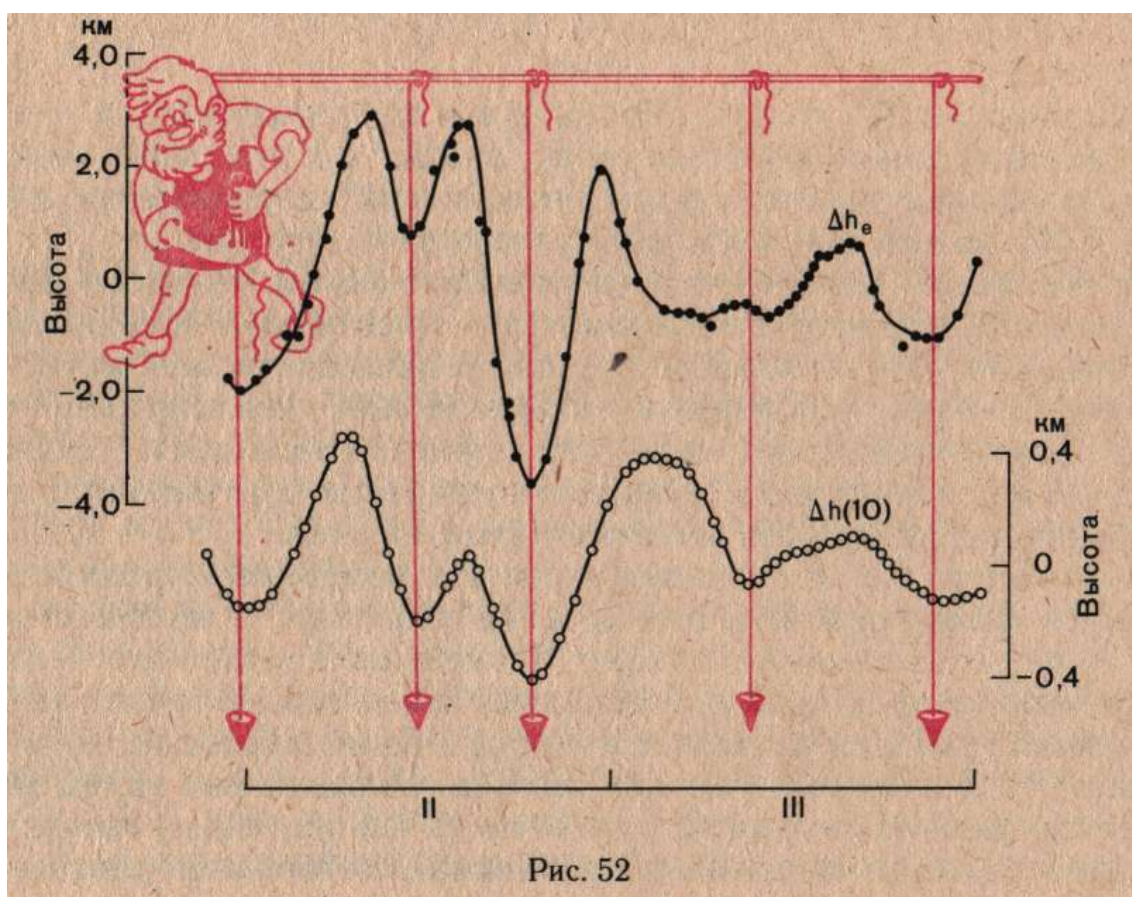


Рис. 52

а результаты не столь наглядными. Тем не менее, выявлен ряд особенностей в поведении  $f_0F_2$ , которые нельзя объяснить иначе, как влиянием метеорологических условий в расположенной далеко внизу (300 км!) тропосфере.

Наиболее ярким проявлением метеорологического влияния на область  $F$  является, видимо, так называемый долготный эффект. Он состоит в том, что распределение среднего значения  $f_0F_2$  вдоль круга широты не постоянно, как следовало бы ожидать при чисто солнечном контроле поведения области  $F_2$ , но имеет максимумы и минимумы и напоминает планетарную волну с волновым числом 2 (2 максимума и 2 минимума). Положение указанных максимумов и минимумов с достаточной точностью совпадает с положением стабильных барических образований в тропосфере: исландской и алеутской депрессий и сибирского и канадского антициклонов. Складывается впечатление, что над зонами высокого давления (антициклоны) значения  $f_0F_2$  ниже, а над зонами низкого давления (депрессии) — выше.

К такой же картине обратной связи между давлением в тропосфере и значением  $f_0F_2$  приводит и анализ изменения  $f_0F_2$  во время прохождения ураганов и холодных фронтов. Оба эти явления происходят при резком изменении давления в тропосфере, и при этом наблюдается рост  $f_0F_2$  при падении  $P$ .

Можем ли мы сегодня сказать что-либо о возможных механизмах метеорологического влияния на области  $E$  и  $F$ ? Ведь механизм диссипации ВГВ, который мы подробно обсуждали применительно к области  $D$ , здесь, видимо, не применим. Или, может быть, все-таки применим?

Давайте вспомним, что происходит при диссипации ВГВ на высотах 80 — 120 км. Усиливается турбулизация атмосферы и возрастает  $T$ . Нам особенно важно первое обстоятельство. Ведь усиление турбулизации неизбежно приводит к увеличению высоты турбопаузы  $h_T$ . А турбопауза служит своего рода нижним граничным условием, которому в каждый данный момент соответствует высотная структура термосферы. И при изменении  $h_T$  термосфера „подстраивается“ под новые условия. При этом, конечно, изменяются концентрации основных термосферных составляющих  $O$  и  $N_2$ . А о том, как сильно эти составляющие влияют на поведение области  $F_2$ , мы говорим в этой книге неоднократно.

Итак, принципиально возможность проникновения возмущений из нижних слоев атмосферы в верхние слои ионосферы существует. Но, конечно, между принципиальной возможностью и реально разработанной схемой процессов, обеспечивающих метеорологическое влияние на область  $F_2$ , „дистанция огромного размера“. Будем надеяться, что и ее удастся преодолеть в ближайшем будущем общими усилиями метеорологов и специалистов по ионосфере.

## 7. ПРОБЛЕМЫ НЕЙТРАЛЬНЫХ ЧАСТИЦ

Все, о чем мы говорили в трех предыдущих главах, касалось судьбы заряженных частиц — путей их образования, гибели и взаимной трансформации. Но ведь верхняя атмосфера полна нейтральных частиц. И с ними тоже происходят многочисленные превращения — они образуются и гибнут в фотохимических реакциях, переносятся из одних областей в другие динамическими процессами, возбуждаются и т. д. И конечно, при этом возникают проблемы, которые по важности и драматизму не уступают наиболее острым проблемам чисто ионосферной физики.

К сожалению, однако, рассказать о всех этих проблемах в рамках небольшой книги практически невозможно. Коль скоро мы переходим к аэронурии нейтральных частиц, мы немедленно сталкиваемся с разнообразием и просто слишком большим количеством различных реакций. Например, в области высот 50 — 100 км при рассмотрении всего цикла процессов в кислородно-азотно-водородной смеси используют обычно систему из более чем 50 фотохимических реакций. Естественно, описать такую систему сколько-нибудь подробно здесь невозможно. А без такого описания трудно объяснить и суть ряда проблем. Мы ограничиваемся поэтому в этой главе рассказом о трех наиболее интересных и важных, на наш взгляд, проблемах, связанных с нейтральными частицами. Две из них, касающиеся окиси азота и атомарного азота, как мы увидим ниже, тесно связаны друг с другом и с физикой ионосферной области *D*, описанию которой мы уделили много места в двух предыдущих главах.

По поводу третьей проблемы — аэронурии озоносферы и опасности разрушения слоя озона в результате хозяйственной деятельности человека — можно сказать лишь то, что она на сегодня так злободневна (и в то же время так глубоко связана именно с аэронурией средней атмосферы), что обойти ее молчанием в этой книге просто невозможно.

Что же касается ряда вопросов аэронурии нейтральных частиц, не нашедших здесь отражения (диссоциация кислорода, химия водородных соединений, образование „горячих“ атомов гелия и др.), автор отсылает читателей к книге „Химия, атмосфера и космос“ или к более поздним и более серьезным публикациям, список которых приведен в конце этой книги.

### ЭТА НЕПРИЯТНАЯ ОКИСЬ АЗОТА

Если, как мы говорили в предыдущей главе, из всех ионосферных областей наибольшее количество хлопот как экспериментаторам, так и теоретикам доставила область



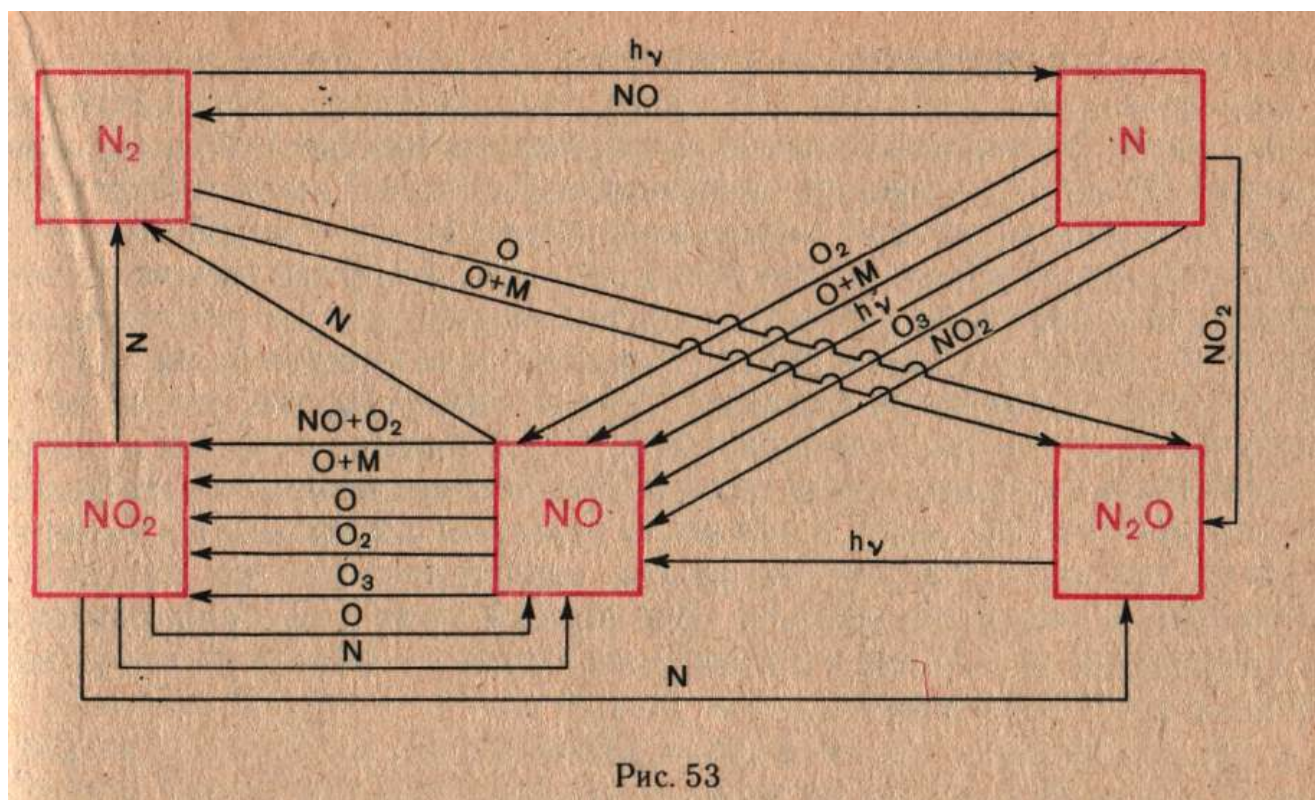


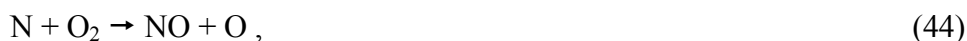
Рис. 53

*D*, то среди нейтральных частиц первенство по „вредности“, несомненно, держит окись азота. Трудности с изучением окиси азота в верхней атмосфере очень похожи на трудности постижения природы и поведения области *D*. Точно так же экспериментальный подход упирается в технические проблемы, а взгляды на теорию претерпевают в течение последних 15 — 20 лет непрерывные изменения, поэтому не удастся построить надежных теоретических моделей.

Давайте посмотрим подробнее, в чем тут дело. Земная атмосфера, как известно, представляет собой смесь в основном азота и кислорода. В такой смеси между азотными и кислородными частицами неизбежно должны происходить взаимодействия, приводящие к образованию смешанных продуктов — различных окислов азота. Последние обладают большой химической активностью и поэтому вновь активно взаимодействуют с другими атмосферными составляющими —  $O$ ,  $O_2$ ,  $N$  и т. д., порождая целую систему сложных фотохимических превращений. Так начинается вся эта „кухня“ с окислами азота.

Но здесь имеется одна тонкость. Молекулярный азот, составляющий большую часть атмосферного газа ниже 100 км, очень инертен. Он „ленив“, он не хочет вступать ни в какие соединения. Если бы азот на всех высотах в атмосфере присутствовал только в форме молекул, описанных в этом разделе, проблем просто не существовало бы, так как не существовало бы практически ни  $NO$ , ни других азотных окислов. Но все дело в том, что азот хотя бы и слабо, но подвержен диссоциации. Молекула  $N_2$  может под действием внешних агентов распадаться на два атома  $N$ , хотя делает она это гораздо менее охотно, чем молекула кислорода. И вот эти порожденные диссоциацией атомы  $N$  своей активностью с лихвой компенсируют инертность их

родителя —  $N_2$ . Они готовы взаимодействовать с чем угодно, причем с большой эффективностью. Именно они „раскачивают“ достаточно инертную систему  $N_2 + O_2$  и служат инициаторами и активными участниками сложной и разветвленной цепи реакции, в которой замешана интересующая нас сейчас окись азота. Действительно, посмотрите на рис. 53. Там представлена примерная схема процессов, которые происходят в кислородно-азотной смеси, когда в дело включается атомарный азот. Что и говорить, запутанная картина! Трудно даже сказать, что из чего получается и что во что переходит. Ясно только, что окись азота вовлечена в эту схему очень сильно. Мораль: теоретическое изучение распределения NO надо начинать с изучения диссоциации  $N_2$ , поскольку атомы N, как мы уже знаем, заваривают всю эту кашу. Но посмотрите вновь на рис. 53. Атомарный азот сам тесно связан с окисью азота. Одним из путей образования NO является реакция  $O_2$  с атомами азота:



а одним (и как мы увидим позже, весьма важным) из путей гибели — реакция соединения с N:



Значит, N и NO оказываются тесно связанными. Мы рассматриваем здесь пока только процессы с участием нейтральных частиц. А когда к делу подключатся еще и заряженные частицы, связь между окисью азота и атомарным азотом окажется еще более тесной и сложной.

Из сказанного вытекает простой вывод: невозможно всерьез рассматривать отдельно фотохимию N и NO — приходится говорить обо всем цикле процессов с участием азота и его окислов. В этом-то и состоит основная трудность проблемы NO. Решение этой проблемы в течение уже более трех десятилетий идет по пути своего рода соревнования между измерениями количества окиси азота и усовершенствованием теории указанного цикла процессов.

Первыми рассмотрели схему реакций с участием N и NO классики аэронавтики англичанин Бейтс и бельгиец Николе. Они получили, что в области  $D$  концентрации окиси азота относительно малы и не превосходят  $10^6$  молекул на  $1 \text{ см}^3$ . Этот вывод был очень важен, поскольку он показал, что NO не может играть существенной роли в образовании области  $D$ . Так появилась проблема дополнительного источника ионизации, описанная в главе 5.

Но был ли этот вывод правильным?

Поначалу казалось, что да. Первое экспериментальное определение количества NO, сделанное японскими учеными, подтвердило выводы теории — количество окиси азота ниже высоты 85 км не превышает  $10 \text{ см}^{-3}$ .

Здесь следует сделать небольшое отступление о трудностях измерения NO в верхней атмосфере. Мы знаем, что основной метод исследования состава атмосферы — масс-спектрометрические измерения. Но окись азота, как бы много внимания ей не уделялось учеными, является малой составляющей атмосферы. Это означает, что ее концентрации на несколько порядков меньше концентрации основных составляющих атмосферного газа — молекулярного азота и кислорода. Например, на высотах области *D*, к которым пока в основном относится весь наш рассказ, на одну молекулу NO приходится, по меньшей мере,  $10^6$  (миллион) частиц  $N_2$  и  $O_2$ . Вот и попробуйте из миллиона частиц выловить одну молекулу NO! Масс-спектрометрам это пока не под силу. Да и сами масс-спектрометры ниже 100 км работают, как мы знаем, весьма неохотно и требуют специальных ухищрений в виде откачных устройств, охлаждения и т. д. Значит, масс-спектрометрический путь определения количества NO не годится. Нужен метод измерения, позволяющий выделить молекулы окиси азота среди большого количества других частиц. Таким методом в принципе является оптический метод. Каждая частица (атом или молекула) имеет свой характерный спектр поглощения (или излучения), свой „оптический паспорт“. Нужно только найти характерные черты этого спектра и произвести измерения в соответствующем интервале длин волн. Такие черты были найдены в виде так называемых  $\gamma$ -полос NO в ближней ультрафиолетовой части спектра (180 — 210 нм). Если тщательно измерить поглощение атмосферы на различных высотах в указанном интервале длин волн (скажем, с помощью фотометра, поднятого на ракете), то в принципе это поглощение можно пересчитать в концентрации NO, поскольку именно окись азота является основным поглощающим агентом в этом интервале  $\lambda$ . Такова идея метода. Именно она лежит в основе подавляющего большинства существующих сейчас измерений NO в верхней атмосфере. Но, как обычно, между идеей и ее воплощением стоят серьезные технические трудности. Мы не будем здесь отвлекаться на их описание, отметим лишь, что они связаны в основном с двумя факторами — калибровкой фотометра и учетом фона рассеянного света, т. е. паразитного сигнала, вызванного излучением, падавшим в прибор помимо поглощающего слоя NO.

Эти экспериментальные трудности и приводят к тому, что к каждому конкретному измерению концентрации NO приходится относиться с определенной осторожностью. До самого недавнего времени считалось также, что именно с этим связана большая часть различий результатов, полученных в разных измерениях. Мы еще вернемся к этому в дальнейшем.

В 1959 г. группа японских авторов опубликовала первые экспериментальные оценки количества NO в верхней атмосфере. Авторы использовали весь интервал спектра 180 — 210 нм и измеряли суммарную концентрацию окиси азота в столбе атмосферы высотой около

25 км. Эти оценки, как мы уже говорили, совпали с теоретическими оценками, сделанными на основе существовавшей тогда теории. Положение казалось вполне благополучным.

Это благополучие длилось около пяти лет. В 1964 г. американский ученый Барт, много занимавшийся проблемой окиси азота, опубликовал результаты более тщательных измерений концентраций NO тем же методом. Однако он использовал поглощение в отдельных более узких полосах и уделил пристальное внимание вопросу фона рассеянного излучения. Измерения Барта поколебали казавшееся прочным здание фотохимической теории. Согласно этим измерениям, количество NO на высотах 75 — 100 км составляет  $4 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$ , что в 40 раз выше верхнего предела, данного в японской работе. Ситуация резко изменилась. Во-первых, обнаружилось существенное различие между теорией и экспериментом. Во-вторых, стало ясно, что окись азота может играть роль в поддержании ионизации в области *D*. Как развивалась вторая сторона проблемы, мы уже видели в предыдущей главе. Ну, а конфликт между теорией и экспериментом?

К этому моменту вслед за Бейтсом и Николе многие ученые пытались строить теоретические модели распределения NO на базе схемы фотохимических превращений. И все эти модели с небольшими вариациями приводили к низким значениям [NO] ниже 100 км, лежащим в пределах  $10^5$  —  $10^6$  молекул на  $1 \text{ см}^3$ . Стало ясно, что нужно искать дополнительный источник окиси азота. Где же его искать? Все варианты комбинаций между N, O и окислами азота в классической схеме тщательно рассмотрены. Нужна какая-то принципиально новая идея. И такая идея появилась. Ее высказали американские ученые Хантен и МакЭлрой. Что, предположили они, если участвующая в реакции (44) молекула кислорода будет находиться не в обычном, так называемом основном состоянии, а в возбужденном? Скажем, в состоянии  $O_2(^1\Delta_g)$ , наиболее распространенном состоянии возбуждения  $O_2$  в верхней атмосфере. Как будет тогда протекать реакция? Есть все основания полагать, что эффективность процесса (44) должна быть на несколько порядков выше, чем в случае невозбужденного кислорода. Но вот насколько? Покроет ли этот выигрыш в эффективности реакции дефицит в количестве исходных продуктов — ведь возбужденных молекул  $O_2(^1\Delta_g)$  много меньше, чем невозбужденных? Стали считать. Концентрации  $O_2(^1\Delta_g)$  в атмосфере известны. Значит, можно легко оценить, какая константа скорости реакции



нужна, чтобы обеспечить необходимую скорость образования NO. Оказалось, что нужно, чтобы значение  $\alpha_{46}$  составляло примерно  $10^{-11}$  —  $10^{-13} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$  (у разных авторов получались

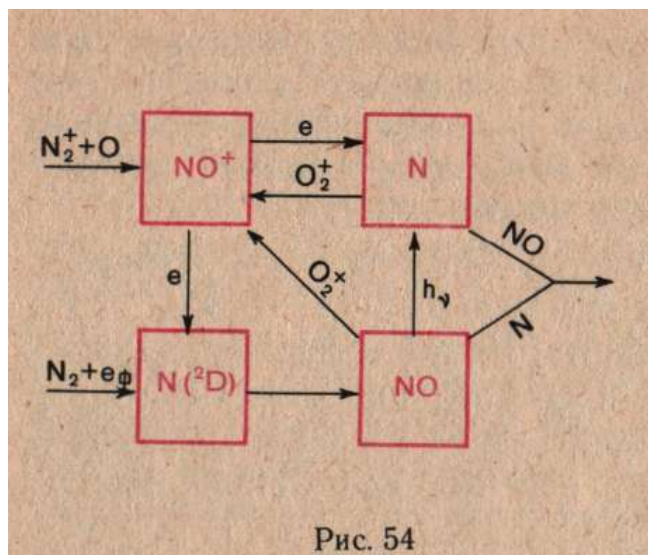
несколько различные оценки из-за неопределенности исходных данных). Это значение в принципе вполне реально с точки зрения кинетики реакций, поэтому решили „вплоть до выяснения" считать, что недостающий механизм генерации окиси азота найден.

Но „выяснение" не замедлило прийти. В лаборатории измерили константу реакции (46), и она оказалась равной  $3 \cdot 10^{-15} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . На порядки величины ниже, чем необходимо! Новый механизм оказался непригодным для объяснения высоких концентраций окиси азота. Ну, а сами концентрации NO? Не претерпели ли за это время изменений взгляды на их значения? Здесь тоже развернулась бурная дискуссия. Американец Пирс провел измерения (тоже оптическим методом) и получил, что  $[\text{NO}] \approx 10^9 \text{ см}^{-3}$  на высотах области *D*. Тут уж начался настоящий бум. С одной стороны, нет удовлетворительного механизма, объясняющего даже относительно скромные значения Барта. С другой — возникают совершенно неожиданные сложности с ионизацией в области *D* (мы говорили о них выше). Словом, данные Пирса были признаны завышенными и вину свалили на счет все того же пресловутого фона рассеянного света. Поддержкой такой концепции явился и эксперимент бразильского ученого Мейра. В этом эксперименте (после тщательного учета фона рассеянного света) были получены концентрации NO, лежащие между  $10^7$  и  $10^8 \text{ см}^{-3}$ . Это, как говорится, еще куда ни шло. Во всяком случае, отпали трудности с чудовищными скоростями ионизации на высотах 80 — 90 км. Измерения Мейра были признаны наиболее тщательными и на некоторое время приняты в качестве эталона. Дополнительным аргументом в пользу их правильности явился тот факт, что кривая Мейра своим нижним концом хорошо состыковалась с результатами измерений на малых высотах (40 — 65 км) совершенно иным методом.

Именно с данными Мейра и стали сравнивать возможности теории. А теория, как мы помним, зашла в тупик с реакцией (46), и вновь остро стал вопрос об источнике окиси азота. Пришлось вернуться к исходной реакции (44) между  $\text{O}_2$  и N. Как повысить ее эффективность? При невозбужденных  $\text{O}_2$  константа скорости  $\alpha_{44}$  составляет при температуре области *D* примерно  $10^{-16} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Если возбуждена молекула  $\text{O}_2$ , то эффективность реакции возрастает до  $3 \cdot 10^{-15} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ , но этого, как мы видели, недостаточно. Ну, а если возбужден атом азота? Реакция



тоже возможна. И, согласно лабораторным данным, идет она довольно эффективно:  $\alpha_{47} = 6 \cdot 10^{-12} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Однако одной эффективности мало. Чтобы оценить вклад этой реакции в образование NO, необходимо знать, какова концентрация исходных продуктов  $\text{O}_2$  и  $\text{N} (^2D)$  в атмосфере. С  $\text{O}_2$  проблем нет. А вот возбужденный азот... Его концентрации практически



неизвестны. И для высот, меньших 100 км, не видно даже метода, которым концентрации  $\text{N}(^2D)$  можно было бы измерить. Значит, вновь надежда только на теорию. Теория привела, однако, к парадоксальному выводу: возбужденные атомы  $\text{N}(^2D)$ , являющиеся источником окиси азота по реакции (47), образуются в основном из ионов  $\text{NO}^+$ , которые, в свою очередь, образуются (по крайней мере, на высотах области  $D$ ), из нейтральных молекул  $\text{NO}$ ! Замкнутый круг.

Пришлось включать в рассмотрение и реакции с участием заряженных частиц, что привело к современной схеме процессов, включающей как  $\text{N}$ ,  $\text{N}(^2D)$  и  $\text{NO}$ , так и положительные ионы. Эта схема изображена на рис. 54. Мы видим, что все интересующие нас компоненты в этой схеме взаимосвязаны. Чтобы найти из нее нужные нам концентрации отдельных составляющих, приходится решать довольно громоздкую систему уравнений, вытекающую из схемы. Задача сложная, но вполне разрешимая.

Соответствующие расчеты были сделаны и показали, что теория на данном этапе хорошо согласуется с результатами эксперимента Мейра. Более того, выше 140 км удалось измерить концентрации возбужденных атомов  $\text{N}(^2D)$  оптическим методом. И по этому параметру теория и эксперимент оказались в хорошем согласии. Остается еще третья интересующая нас в этой главе компонента — атомарный азот  $\text{N}$  в основном состоянии. По нему, как мы увидим далее, пока нет надежных экспериментальных данных, значит, и говорить о контроле теории экспериментом пока нельзя.

Важные результаты были получены на американском спутнике „Атмосферик эксплорер“. С этого спутника удалось провести многочисленные и, видимо, надежные оптические измерения распределения окиси азота с высотой выше области  $E$ .

Одним из важных выводов, полученных в результате этих измерений, является вывод о том, что существуют небольшие, но хорошо выраженные широтные вариации концентрации  $\text{NO}$ . В полярной области  $[\text{NO}]$  оказались систематически в 2 — 3 раза выше, чем в средних широтах. Результат этот существен по двум причинам. Во-первых, он говорит о пространственной изменчивости  $[\text{NO}]$ , в совокупности с косвенными оценками, о которых мы поговорим ниже, это заставляет рассматривать окись азота как очень динамичную компоненту. Во-вторых, измерения на „Атмосферик эксплорер“ ставят под сомнение один результат,

полученный около 20 лет назад. По измерениям на ракетах во время полярного сияния были получены огромные значения концентрации NO в области E: [NO] оказалась примерно равной [O<sub>2</sub>], т. е. в 10<sup>5</sup> раз большей, чем в средних широтах! Предполагалось, что столь высокие значения [NO] обязаны своим происхождением очень эффективному образованию атомов N(<sup>2</sup>D) под действием вторгающихся потоков частиц. Но частицы (и в первую очередь электроны) вторгаются в полярную ионосферу довольно регулярно. И, тем не менее, измерения на спутнике ничего сравнимого с ракетным экспериментом не обнаружили. Пришелся ли этот эксперимент на уникальные условия или он был ошибочен? Пока нельзя сказать совершенно окончательно, но с точки зрения наших сегодняшних знаний вероятнее второе.

Так в первом издании этой книги заканчивался рассказ об очень высоких значениях [NO], измеренных в одном из экспериментов. Но наука не стоит на месте. Сегодня мы уже можем сказать, что знаем процессы, которые в определенных условиях могут приводить к появлению столь высоких концентраций NO во время вторжения в верхнюю атмосферу потоков энергичных электронов. Однако эти процессы относятся не к аэронауке, а к физике плазмы (так называемое коллективное взаимодействие пучка плазмы), поэтому мы их здесь рассматривать не будем. Подчеркнем лишь одну мысль, вытекающую из описанного эпизода. Ни один аэронавигационный эксперимент, какими бы странными ни казались на первый взгляд его результаты, нельзя отбрасывать только по причине его „странности" и несоответствия существующим теоретическим представлениям, так как он может нести ценную информацию и со временем привести нас к выявлению новых типов процессов в верхней атмосфере.

Поскольку, как мы уже говорили, прямые измерения окиси азота в нижней ионосфере затруднены, появилось много косвенных оценок [NO] в областях E и D. И эти оценки заставили исследователей по-новому взглянуть на проблему экспериментальных определений [NO] в целом. В предыдущих главах мы видели, как активно окись азота участвует в процессах ионизации, рекомбинации и образования ионов-связок. А раз так, любые вариации количества NO должны находить отражение в поведении различных ионосферных параметров. Наиболее простой пример — отношение концентраций двух основных молекулярных ионов NO<sup>+</sup> и O<sub>2</sub><sup>+</sup> на высотах 85 — 120 км. Оно прямо зависит от концентрации окиси азота, которая превращает O<sub>2</sub><sup>+</sup> в NO<sup>+</sup>:



Значит, анализ отношения [NO<sup>+</sup>]/[O<sub>2</sub><sup>+</sup>], которое наиболее точно определяется во всех экспериментах по измерению ионного состава, может дать столь нужные нам сведения о количестве и вариациях NO.



Ниже 85 км дело обстоит несколько сложнее из-за уже известных нам трудностей ионной химии области *D*. Но и здесь удастся найти способ (и не один) проследить за поведением NO на основе измерений концентрации заряженных частиц.

Что же дали все эти косвенные оценки? Совершенно неожиданный результат: окись азота — очень изменчивая компонента атмосферы. В области *E* уже обнаружены суточные, сезонные и связанные с солнечной активностью вариации [NO]. В области *D* найдены широтные вариации, а также сильные изменения [NO] во время явлений зимней аномалии. При этом в ряде случаев амплитуда вариаций может быть очень велика. Например, во время явления зимней аномалии получены концентрации NO порядка  $10^9 \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ , что на полтора порядка выше, чем в невозмущенных условиях.

Из факта существования таких сильных вариаций концентрации NO в области *E* и особенно в области *D* непосредственно следуют два вывода. Первый: нам необходимо пересмотреть подход к экспериментальным определениям [NO]. Действительно, вправе ли мы теперь ожидать согласия (в смысле близкого совпадения измеряемых концентраций) между различными экспериментами? Очевидно — нет. Если концентрации NO столь изменчивы, различие в результатах может говорить лишь о различии условий проведения экспериментов, а не о неточности одного из измерений. Такой подход может объяснить часть противоречий, о которых мы говорили выше и которые приписывались трудностям калибровки, учета фона рассеянного излучения и т. д.

Второй вывод касается процессов, контролирующих распределение [NO]. Мы уже обсудили выше фотохимию окиси азота. Но могут ли только фотохимические процессы обеспечить такую сильную изменчивость концентрации NO? Наши сегодняшние значения заставляют ответить на этот вопрос отрицательно. Мораль ясна: надо рассмотреть возможности других процессов — динамических.

На распределение нейтральных частиц в верхней атмосфере могут влиять три типа процессов: молекулярная диффузия, турбулентная диффузия и горизонтальный перенос. Роль каждого из этих процессов определяется временем жизни данных частиц *M* относительно соответствующего процесса. Для какого процесса время жизни меньше, тот и определяет на данных высотах распределение [M]. В случае NO мы можем довольно аккуратно сравнить времена жизни относительно молекулярной диффузии и фотохимии. Они оказываются равны на высоте около 200 км. Выше доминирует молекулярная диффузия, которая и определяет вертикальный профиль NO. Ниже — фотохимия. До каких пор? Пока турбулентная диффузия не станет сильнее нее.

Именно это и происходит, по сегодняшним представлениям, в области *D*. Известных фотохимических процессов все-таки не хватает, чтобы обеспечить наблюдаемые концентрации

NO. Обратите внимание, как изучение одного и того же вопроса идет по закону отрицания отрицания — двигаясь по кругу (точнее, по спирали) и возвращаясь вновь к той же ситуации, но уже на новом уровне знаний.

Итак, фотохимия не может создать достаточно молекул NO, чтобы поддержать высокие концентрации окиси азота, наблюдаемые в области *D*, особенно в дни зимней аномалии, о которой мы подробно рассказывали в предыдущей главе. Нельзя, видимо, с помощью фотохимии объяснить и сильную изменчивость количества окиси азота в верхней части области *D*.

Так откуда же берутся молекулы NO, наблюдаемые в области *D*? Ответ на сегодня ясен — из области *E*. Там достаточно эффективны процессы ионизации (например, значение  $q$  в области *E* примерно в 30 — 100 раз больше, чем на высоте 80 км), а значит, и весь цикл ионных процессов, приводящих к образованию атомов  $N(^2D)$ . А они, как мы уже знаем, — основа фотохимического образования молекул NO.

„Место рождения“ молекул окиси азота, наблюдающихся в области *D*, нам теперь известно. А кто же является „поставщиком“? Кто переносит молекулы NO из области *E* вниз в область *D*? Ответ на этот вопрос тоже известен — турбулентная диффузия. Мы рассказывали о ней в предыдущей главе. Давайте теперь посмотрим, чем она может нам помочь в нашей проблеме с окисью азота.

Наиболее простой путь решения этой проблемы был бы таков. Взять значение коэффициента турбулентной диффузии  $k_T$ , рассчитать скорость переноса NO из области *E* в область *D* и соответствующие равновесные концентрации NO (которые, кстати, формируются под действием процесса переноса и фотохимических реакций гибели молекул NO). После этого осталось бы только сравнить полученный профиль [NO] с экспериментально измеренным и сделать окончательные выводы о том, действительно ли турбулентная диффузия является главным поставщиком NO в области *D*.

Как, вероятно, отметил внимательный читатель, путь этот на сегодня неосуществим по двум причинам. Во-первых, какое значение  $k_T$  взять? Мы уже говорили в главе 6, что надежных прямых методов измерения параметров турбулентности нет, а косвенные оценки дают разброс величин  $k_T$  от  $10^6$  до  $10^7$   $\text{см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Во-вторых, с каким из полученных в результате прямых измерений или косвенных оценок высотным профилем [NO] сравнивать результаты наших расчетов?

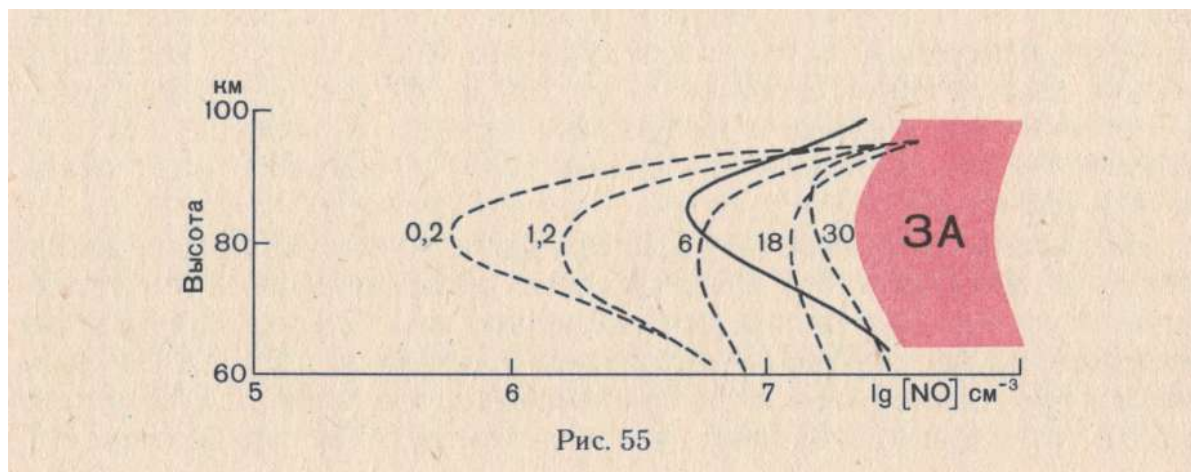
Пришлось поступить так. Сделать расчеты для различных значений  $k_T$  и, получив набор теоретических распределений [NO], сравнить их с тем, что в целом дают эксперименты. Что же получилось? Получилось, что и форма высотного профиля и абсолютные значения [NO] сильно зависят от принимаемого значения  $k_T$ . В принципе вывод достаточно понятный: чем сильнее развита турбулентность, тем больше молекул NO переносится из области *E* вниз, тем выше

равновесные концентрации NO в области  $D$ . Важными, однако, оказались количественные результаты: при значениях  $k_T$  в тех пределах, которые сегодня представляются наиболее приемлемыми ( $10^5 — 10^7 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ ), значения  $[\text{NO}]$  в верхней области  $D$  также оказались лежащими в тех пределах, что дают современные оценки. Пример такого сравнения приведен на рис. 55. Пунктирные кривые — расчетные профили  $[\text{NO}]$ . Цифры при них — принимавшиеся при расчетах значения  $k_T$  в единицах  $10^6 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ . Сплошной кривой показан результат измерений Мейра, о которых мы говорили выше. На рисунке показана также область значений, соответствующих различным оценкам  $[\text{NO}]$  в дни ЗА.

Что же можно сказать на основе сравнений, пример которых приведен на рисунке? Прежде всего, что турбулентная диффузия способна обеспечить область  $D$  необходимым количеством молекул NO. Подчеркнем, что заранее это отнюдь не было очевидно. Могло оказаться, что при разумных значениях  $k_T$  мы бы получили, скажем, концентрации NO в сотни или тысячи раз ниже наблюдаемых. Или что для получения близких к наблюдаемым значениям  $[\text{NO}]$  нужны нереально высокие значения коэффициента турбулентной диффузии. К счастью, этого не случилось.

Обращает на себя внимание и второй вывод: большинство рассчитанных профилей имеют форму, близкую к форме экспериментального профиля, измеренного Мейра. И на измеренном и на расчетных профилях хорошо видна характерная особенность — минимум в области мезопаузы. Только при высоких значениях  $k_T$  эта особенность практически исчезает с расчетных профилей. Но высокие значения  $k_T$  дают высокие значения  $[\text{NO}]$  и соответствуют, видимо, аномальным условиям (ЗА). А в этих условиях форма высотного профиля, конечно, может быть совсем иной, чем в спокойный день.

Различие в результатах разных экспериментов вместе с полученной сильной изменчивостью  $[\text{NO}]$  в зависимости от  $k_T$  заставляет задать вопрос, о котором мы уже упоминали выше. А должны ли результаты разных экспериментов и косвенных оценок



совпадать, давать близкие значения  $[\text{NO}]$ ? Может быть, эти значения действительно меняются ото дня ко дню и в зависимости от условий? Все, что мы рассказывали в предыдущей главе о зимней изменчивости области  $D$ , позволяет нам считать, что это именно так. Ведь вариации электронной концентрации (а в том, что они существуют, у нас сомнений нет) могут рассматриваться как индикатор вариаций концентрации  $\text{NO}$ . Не противоречит такая картина и современным идеям о природе турбулентности на интересующих нас высотах. Если, как мы подробно рассказывали в предыдущей главе, диссипация энергии внутренних гравитационных волн действительно является основным источником турбулентности, то известная изменчивость проникновения ВГВ на высоты 80 — 120 км может быть основным источником вариаций  $k_T$ ,  $[\text{NO}]$  и  $[e]$ .

Заканчивая рассказ о сегодняшнем взгляде на проблему окиси азота, следует сделать два дополнительных замечания. Первое можно сформулировать как вопрос: только ли турбулентная диффузия способна переносить молекулы  $\text{NO}$  из области  $E$  вниз? Ответ известен — нет, не только. Существует еще так называемый среднемассовый перенос, который представляет собой движение газа (без изменения его состава) в вертикальном направлении, замыкающее ячейки циркуляции. Скорости среднемассового переноса на интересующих нас высотах известны: они составляют сантиметры в секунду. Учет этого динамического процесса наряду с турбулентной диффузией показал, что он может оказывать некоторое влияние на получающийся в итоге высотный профиль  $[\text{NO}]$  только при наименьших из рассмотренных значений  $k_T \approx (1...3) \cdot 10^5 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ . При более интенсивной турбулентности ролью среднемассового переноса при рассмотрении природы окиси азота в области  $D$  можно пренебрегать.

Второе замечание касается возможности обеспечить область  $D$  в средних широтах в дни ЗА необходимым высоким количеством молекул окиси азота. Как мы уже отмечали, факт увеличения  $[\text{NO}]$  в дни ЗА несомненен. Те значения  $[\text{NO}]$ , скажем, порядка  $(1...3) \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$  (для определенности будем говорить о концентрациях на высоте 80 км), которые были непосредственно получены в оптических измерениях в дни ЗА, вполне могут быть объяснены (рис. 55) увеличением в такие дни  $k_T$  до значений порядка  $3 \cdot 10^7 \text{ см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ .

Однако существуют косвенные оценки, которые дают в дни ЗА более высокие значения  $[\text{NO}]$ , достигающие и даже превышающие  $10^8 \text{ см}^{-3}$ . Получить такие высокие значения  $[\text{NO}]$ , просто увеличивая  $k_T$ , нельзя. Если эти оценки верны, то в отдельные дни ЗА происходит либо изменение ситуации в самой области  $E$  (скажем, увеличение концентрации  $\text{NO}$  на 95 — 100 км, которая выступает в роли граничных условий при решении задачи о распределении  $\text{NO}$  в турбулентном потоке), либо действует еще один механизм поставки

оксида азота, который мы не учли в своих рассуждениях.

Что это за механизм, мы пока сказать не можем. Однако здесь уместно упомянуть о разрабатываемой группой советских ученых концепции горизонтального переноса молекул оксида азота как основного их источника в среднеширотной области *D*. Дело в том, что в высоких широтах в результате процессов магнитосферно-ионосферного взаимодействия процессы ионизации в области *E* идут значительно активнее, чем в средних широтах. Это неизбежно должно приводить к увеличению скорости образования NO и соответственно росту [NO] в областях *E* и *D*.

Согласно описываемой концепции, перенос газа с повышенным содержанием молекул NO из высоких широт в средние происходит в результате горизонтальных ветров, являющихся частью одной из систем высокоширотной циркуляции — так называемого циркумполярного вихря. По мнению автора данной книги, однако, у описанной концепции есть ряд слабых мест. По спутниковым наблюдениям не обнаружено сильного контраста в концентрациях NO между средними и высокими широтами, а такой контраст нужен, чтобы горизонтальный перенос (любой — меридиональный, рассматривавшийся ранее, или связанный с циркумполярным вихрем) был действительно эффективным поставщиком NO в среднеширотную область *D*.

Концепция горизонтального переноса NO не объясняет зарегистрированного во многих случаях в дни ЗА повышения температуры (о чем мы говорили в предыдущей главе). Кроме того, эта концепция оторвана от той схемы процессов, включающих ВГВ, турбулентность, зональные ветры в стратосфере, которая, видимо, играет большую роль в мезосфере и нижней термосфере и определяет сильную изменчивость области *D*.

Завершая этот параграф, обратим внимание на то, что и сегодня, несмотря на большие успехи аэронавтики, не все вопросы, связанные с окисью азота в верхней и средней атмосфере, ясны и мы должны продолжить изучение этой важной компоненты атмосферы, чтобы получить на них окончательные ответы.

### СКОЛЬКО В АТМОСФЕРЕ АТОМАРНОГО АЗОТА?

Вопрос о количестве атомов азота, как мы видели из предыдущего изложения, весьма важен для всей проблемы оксида азота. Как обе проблемы решаются в совокупности на основе современной фотохимической теории, мы уже знаем. Всякая теория, как известно, проверяется экспериментом. Мы говорили, что современная схема процессов с участием N и NO разумно согласуется с результатами измерений [NO] и [N(<sup>2</sup>D)]. А с измерениями невозбужденных атомов N?

Оказывается, измерять концентрации  $N$  гораздо труднее, чем концентрации тех же атомов в возбужденном состоянии  $N(^2D)$ , хотя последние составляют лишь малую долю  $N$ . Причина тут проста: возбужденные атомы излучают запасенную ими энергию, переходя назад в атомы в основном состоянии. В случае  $N(^2D)$  будет излучаться зеленая линия с длиной волны 520 нм. Именно ракетные измерения излучения в этой линии и дали, упоминавшиеся нами, данные о распределении  $[N(^2D)]$  в атмосфере выше 140 км.

Ну, а обычные атомы азота? Оптическими методами определить их концентрацию очень трудно.

Значит, остается основной метод изучения состава верхней атмосферы — масс-спектрометрический. Именно с ним, вернее с полученными этим методом результатами, и связаны основные проблемы атомарного азота выше 100 км.

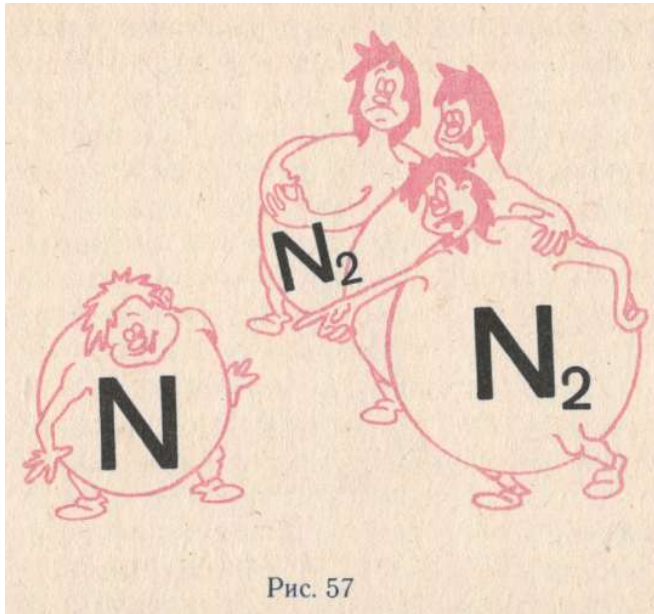
Масс-спектрометр регистрирует частицы в соответствии с отношением их массы к заряду. (При измерении ионного состава ионы поступают прямо из окружающей атмосферы, так сказать, в готовом виде. Когда исследуется нейтральный состав газа, включается специальный ионный источник, превращающий путем ионизации пучком электронов входящие нейтральные частицы в заряженные, которые и поступают в анализатор прибора.) За условную единицу принято отношение массы к заряду у атома водорода, поэтому соответствующие массовые числа составляют 1 для  $H$ , 2 для  $H_2$ , 14 для  $N$ , 16 для  $O$ , 28 для  $N_2$ , 30 для  $NO$ , 32 для  $O_2$  и т. д.

С помощью масс-спектрометра в принципе можно проводить как абсолютные измерения (т. е. прямо получать данные о количестве, скажем, атомов  $O$  или молекул  $N_2$  в  $1\text{ см}^3$ ), так и относительные. В последнем случае получают соотношение между концентрациями различных компонент, например  $O$  и  $N_2$ . Обычно масс-спектрометр проводит именно относительные измерения.

Все было бы хорошо и никаких трудностей с измерением концентраций  $N$  не возникало бы, если бы пик атомарного азота на масс-спектрограммах образовывался только из атомарного азота. Оказывается, однако, что это не так. Как показали калибровки в лаборатории, на спектрах контрольной смеси, в которой заведомо нет атомов  $N$ , а есть лишь  $N_2$ , тем не менее, наблюдается пик с массовым числом 14. Откуда же он берется? Видимо, это



Рис. 56



побочный продукт воздействия электронов ионного источника. В самом приборе происходит разрушение части молекул  $N_2$  и образование атомов  $N$ , которые не имеют ничего общего с реально существующими в атмосфере атомами азота.

Лабораторные калибровки дали значения  $I_{14}/I_{28}$  (отношение амплитуд пиков с  $M = 14$  и  $M = 28$ ) порядка 1 — 3%. Иначе говоря, несколько паразитных частиц с  $M = 14$  на 100 молекул азота. А на

полетных спектрах это отношение, как правило, оказывалось несколько выше (в среднем от 3 до 5 — 6%). Казалось бы, отнести разницу на счет атмосферных атомов азота — и вот вам готовое отношение  $[N]/[N_2]$  в атмосфере.

Однако у многих исследователей появились сомнения. Во-первых, несколько процентов от концентрации  $N_2$  — это довольно много для атомарного азота, особенно в нижней части области измерений, в слое  $E$ . Скажем, на высоте 130 км 1% концентрации  $N_2$  составляет  $10^{10} \text{ см}^{-3}$ . Это много больше, чем дают даже грубые теоретические модели распределения  $[N]$ .

С другой стороны, отношение  $I_{14}/I_{28}$  обнаружило сильные вариации от эксперимента к эксперименту: оно то поднималось до высоких значений, превосходящих 10%, то опускалось до лабораторных значений. Как-либо разумно объяснить эти вариации, связать их с изменением состояния атмосферы не удавалось.

И вот мнения специалистов по масс-спектрометрии разделились. Большая часть предпочла воздержаться от анализа данных по  $I_{14}/I_{28}$  с точки зрения атмосферного атомарного азота. Однако некоторые исследователи склонны приписывать полученную разницу между лабораторными и наблюдаемыми значениями  $I_{14}/I_{28}$  целиком вкладу атмосферного атомарного азота. Естественно, в этом случае получаются высокие значения  $[N]/[N_2]$  порядка нескольких процентов, или, что то же (поскольку мы здесь можем считать концентрации  $N_2$  известными с хорошей точностью), высокие концентрации атомов азота, на два, а то и три порядка большие, чем дает современная фотохимическая теория. Можно ли подправить теорию, чтобы получить более близкие к эксперименту значения? Оказывается, нет. Существует принципиальная трудность, связанная с реакцией (45). В этой реакции



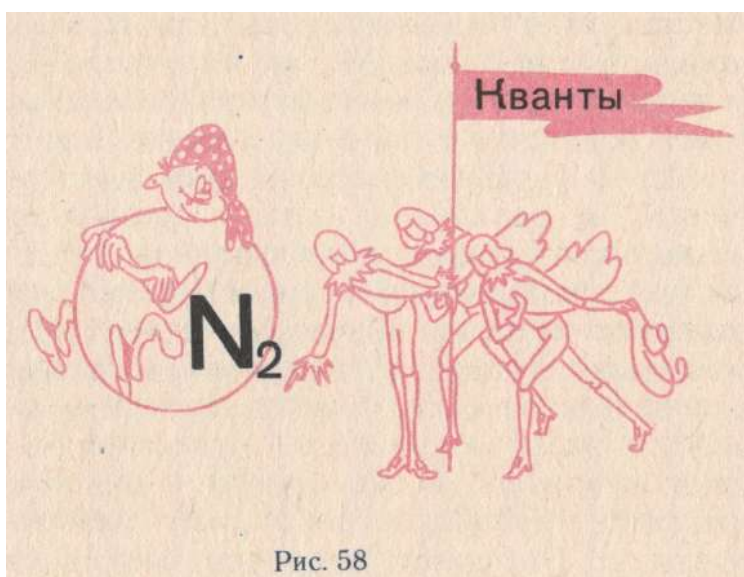
происходит одновременная гибель атомов N и молекул NO. Константа скорости реакции известна из лабораторных измерений и равна  $2 \cdot 10^{-11} \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ . Помножив концентрацию N на концентрацию NO и на эту константу скорости реакции, мы, естественно, получим скорость гибели N и NO. В условиях равновесия эта скорость должна компенсироваться скоростями образования соответственно атомов N и молекул NO.

Если мы возьмем концентрации окиси азота, описанные выше, и концентрации N, полученные в масс-спектрометрических экспериментах, мы получим очень высокие скорости гибели N и NO. Так, на высотах 150 — 160 км  $[N] [NO] \alpha_{45}$  будет составлять  $10^4 — 10^5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ . Это очень большая величина. Никакие известные механизмы (включая и реакцию с возбужденным азотом  $N(^2D)$ ) не способны обеспечить столь высокую скорость образования окиси азота на этой высоте. Аналогичная картина наблюдается и на других высотах, где получены высокие значения  $[N]$ . Чтобы показать, что невозможно принять полученные высокие значения  $[N] [NO] \alpha_{45}$  также и с точки зрения скорости образования N, нам необходимо более подробно рассмотреть вопрос: откуда берется атомарный азот.

Действительно, до сих пор в данной главе мы рассматривали присутствие в верхней атмосфере атомов азота как нечто заданное свыше, как нечто само собой разумеющееся. Теперь настало время подумать о том, как, в результате каких процессов, появляются в атмосфере атомы N.

Мы знаем, что в атмосфере, начиная с некоторых высот, активно идет диссоциация молекулярного кислорода. В результате этого процесса, вызываемого солнечным ультрафиолетовым излучением, молекулы  $O_2$  распадаются на два составляющих их атома O. Процесс этот идет настолько эффективно, что уже примерно на высотах 130 — 140 км концентрации O и  $O_2$  сравниваются, а выше кислород в атмосфере присутствует в основном в виде атомов.

Так может, подобное же происходит и с азотом? Может, зарегистрированные масс-спектрометрами относительно высокие концентрации N есть лишь отражение эффективно идущей диссоциации  $N_2$ ?



Оказывается, нет. Молекулу  $N_2$  мы уже не раз называли „ленивой“ за ее нежелание вступать в различного рода реакции. Не изменила она себе и в этом случае. Молекулярный азот активно не хочет подвергаться диссоциации солнечным излучением. В этом отношении он полностью игнорирует пример своего коллеги — молекулярного кислорода. Если для  $O_2$  коэффициент диссоциации составляет около  $10^{-5} \cdot c^{-1}$  (вероятность диссоциации под действием солнечного излучения в расчете на одну молекулу), то для  $N_2$  эта величина равна всего лишь  $10^{-12} c^{-1}$ . Разница, как видите, весьма внушительная — более чем в миллион раз.

Простой расчет показывает, что если бы в атмосфере действовала только диссоциация  $N_2$  солнечным излучением (так называемая фотодиссоциация), то концентрации атомов азота в верхней атмосфере были бы ничтожно, неизмеримо малы.

На самом деле на помощь фотодиссоциации приходит диссоциация  $N_2$  в результате цикла ионных реакций. Действительно, посмотрите на эти реакции, о которых мы уже говорили в главе 4:



Здесь в левой части в качестве исходных материалов стоит  $N_2$  или полученные из него ионы  $N_2^+$  и  $NO^+$ . А в правой части в качестве получаемых продуктов — атомы  $N$ . Таким образом, ионизационно-рекомбинационный цикл процессов выше 100 км непрерывно и неуклонно ведет к важному побочному результату — перемалыванию молекул  $N_2$  в атомы  $N$ . Так молекула  $N_2$ , которая, как мы видели, успешно сопротивляется фотодиссоциации, не в силах устоять перед более мощным механизмом диссоциации в ионных реакциях.

Итак, механизм диссоциации  $N_2$  нам теперь известен. Можем ли мы, не вдаваясь в детали, оценить скорость диссоциации  $N_2$ , а значит, и скорость образования  $N$ ? Оказывается, можем. Как мы уже знаем, выше некоторого уровня основными ионами, образующимися в процессе ионизации, являются ионы  $N_2^+$  и  $O^+$ . Но именно эти ионы в ходе описанных выше реакций и приведут к преобразованию  $N_2$  в  $N$ . Значит, практически каждый акт ионизации ведет к разрушению одной молекулы  $N_2$  и к образованию взамен двух атомов  $N$ . И мы можем в первом приближении положить, что скорость образования  $N$  равна удвоенной общей скорости ионизации  $q$ . На самом деле (за счет добавки ионов  $O_2^+$ , которые не приводят к

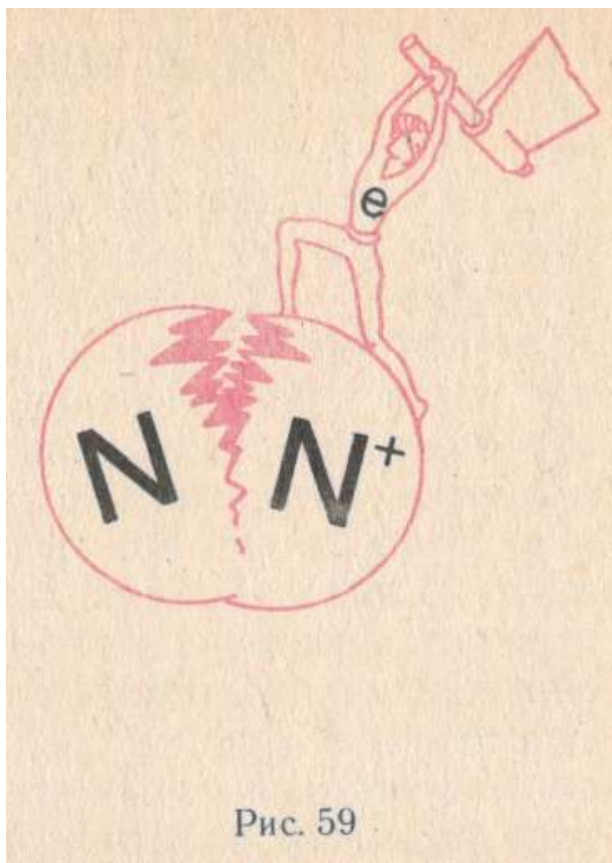
диссоциации  $N_2$ ) эта скорость несколько меньше, чем  $2q$ , и, уж конечно, никогда не может быть больше.

Скорости ионизации нам известны достаточно хорошо для данного рассуждения. Мы можем положить, что на выбранной нами высоте  $2q$  заведомо не превышает  $4 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ . Сравнивая это значение с полученным выше значением  $[N] [NO] \alpha_{45}$ , равным  $10^4 - 10^5 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$  мы приходим к неутешительному выводу о том, что и с точки зрения скорости образования атомов  $N$  последняя величина слишком (на порядок!) высока.

Окончательного решения проблемы  $[N]$  пока не существует. Автор считает, что принятые концентрации окиси азота правильны и необходимо отказаться от высоких значений  $[N]$ , получаемых в ряде масс-спектрометрических измерений. В пользу этого говорит еще и то, что имеются (пока качественные) идеи объяснения высоких значений  $I_{14}/I_{28}$  в масс-спектрометрических экспериментах. Как мы помним, в лаборатории при калибровке измеряют отношение  $I_{14}/I_{28}$ , с которым сравнивают потом измерения в атмосфере.

А что, возникает вопрос, если молекулы атмосферного азота легче распадаются на  $N$  и  $N^+$ , чем молекулы лабораторного газа, потому что первые находятся в возбужденном состоянии, а вторые — нет. Ведь мы еще очень мало знаем о состоянии возбуждения атмосферного газа. И вполне можем предположить, что (по крайней мере, в случае  $N_2$ ) процент возбужденных частиц достаточно велик. А возбужденные частицы в силу запасенной в них внутренней энергии должны быть более „податливы“ к разрушению под внешним воздействием (в нашем случае под действием электронов ионного источника), чем невозбужденные. Не в этом ли разгадка проблемы высоких  $I_{14}/I_{28}$ ?

Как мы уже отметили, это пока всего лишь идея, не нашедшая еще своего количественного решения. Однако она тем более завлекательна, что в случае удачи мешавшие всем высокие значения  $I_{14}/I_{28}$  могут стать отличным индикатором состояния возбуждения одной из важнейших компонент верхней атмосферы — молекулярного азота.



## НАШ ВЕРНЫЙ ЗАЩИТНИК ОЗОН

Мы уже встречались на страницах этой книги с двумя формами (или, как говорят, аллотропами) существования кислорода в земной атмосфере — атомами О и молекулами  $O_2$ . Существует еще один аллотроп кислорода  $O_3$ , носящий хорошо известное многим название „озон“. До сих пор в наших рассказах об основных проблемах аэронауки мы лишь мельком упоминали о существовании  $O_3$  в атмосфере, совершенно не касаясь проблем (и, как мы увидим в этом параграфе, очень важных), связанных с самим озоном. Это было вызвано рядом причин, главными из которых были: желание акцентировать внимание на изучении именно верхней атмосферы (а для обсуждения аэронауки озона нам придется опуститься на высоты стратосферы и даже тропосферы), а также стремление рассказать об относительно новых проблемах, появляющихся в результате бурного развития ракетных и спутниковых исследований (тогда как изучением атмосферного озона ученые занимаются уже много десятилетий). Однако интерес к изучению озона в последние 15 лет настолько возрос, а „проблема озона“ оказалась настолько важной, сложной и интересной аэронавигационной проблемой, что обойти ее в книге, посвященной аэронауке, оказалось совершенно невозможным.

Мы сознательно употребили сейчас выражение „проблема озона“ и считаем, что ее стоило бы даже писать с прописной буквы, поскольку речь идет не просто об изучении

химических свойств и распределения в атмосфере одной из ее составляющих, но о возможности очень тяжелых последствий для всего человечества, если эта проблема не будет благополучно решена. Что стоит за этой громкой фразой, читатель узнает из дальнейшего изложения, а пока мы должны, следуя общему стилю нашего повествования, рассказать, что такое озоносфера и какую роль озон играет в атмосфере Земли.

Начнем с того, что озон, как и другие химические компоненты, которые мы уже рассматривали выше, является малой составляющей атмосферы. Это означает, что даже в области своей максимальной концентрации озон составляет не более  $10^{-5}$  (одна тысячная процента) общего числа

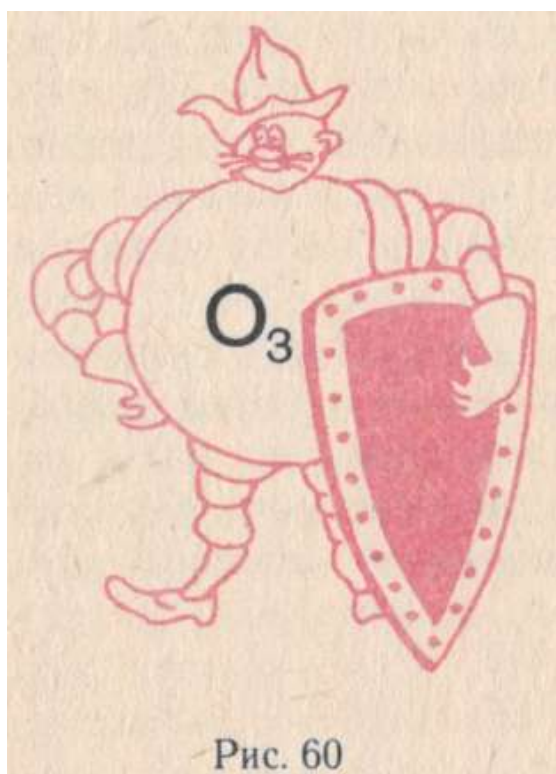


Рис. 60

нейтральных частиц на данной высоте. Ниже и выше максимума доля озона соответственно еще меньше.

Хотя озон наблюдается в атмосфере от самой поверхности земли до высот 80 — 90 км, вертикальное распределение  $[O_3]$  таково (рис. 61), что позволяет говорить о слое озона на высотах 15 — 30 км. Именно этот слой в силу уже упоминавшейся в начале книги любви ученых к „сферической“ терминологии получил название озоносферы.

Пользуясь рис. 61, следует иметь в виду, что он носит чисто иллюстративный характер. Изменчивость высотного распределения  $[O_3]$  столь велика и зависит от столь многих факторов (сезона, широты места и т. д.), что один профиль для конкретных условий может отличаться от другого (для иных условий) очень сильно: скажем, высоты максимума могут быть „сдвинуты“ на 10 — 12 км, а концентрация  $O_3$  на фиксированной высоте — различаться на порядок величины.

Пора дать читателю какие-то количественные оценки, какие-то цифры для ориентировки в дальнейшем рассказе. Но беда в том, что в науке об озоне, как ни в какой другой известной автору области науки, царит хаос в использовании единиц для определения количества озона. В разных публикациях можно встретить и мм рт. ст., и нбар, и  $млн^{-1}$ , и  $см^{-3}$ , и мг/г, и приведенные см, и много других единиц. Мы не будем их здесь ни объяснять, ни обсуждать (просто предупреждаем читателей, которые заинтересуются проблемой озона, что они могут встретиться с подобными трудностями), а договоримся использовать две наиболее понятные единицы. Для общего числа молекул  $O_3$  в вертикальном столбе атмосферы единичного сечения (часто это число называют общим количеством озона  $N(O_3)$ ), которое очень важно для оценки поглощения солнечного излучения, мы будем пользоваться так называемыми единицами Добсона. Смысл их таков. Если бы мы все количество  $N(O_3)$  осадили на поверхность Земли при нормальных температуре и давлении, то получили бы слой толщиной в несколько миллиметров. Слой в  $10^{-3}$  см такого „осажденного“ озона и является единицей Добсона (е. Д.). Таким образом, величина  $N(O_3)$  составляет сотни единиц Добсона.

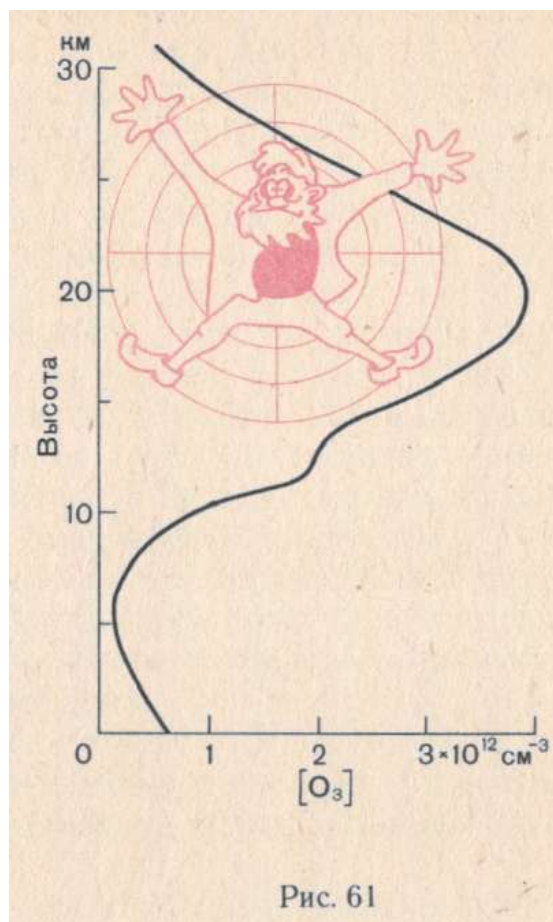


Рис. 61



Для обсуждения высотного распределения  $O_3$  мы будем пользоваться наиболее привычной нам величиной — концентрацией, т. е. количеством молекул  $O_3$  в  $1\text{ см}^3$ . В этих

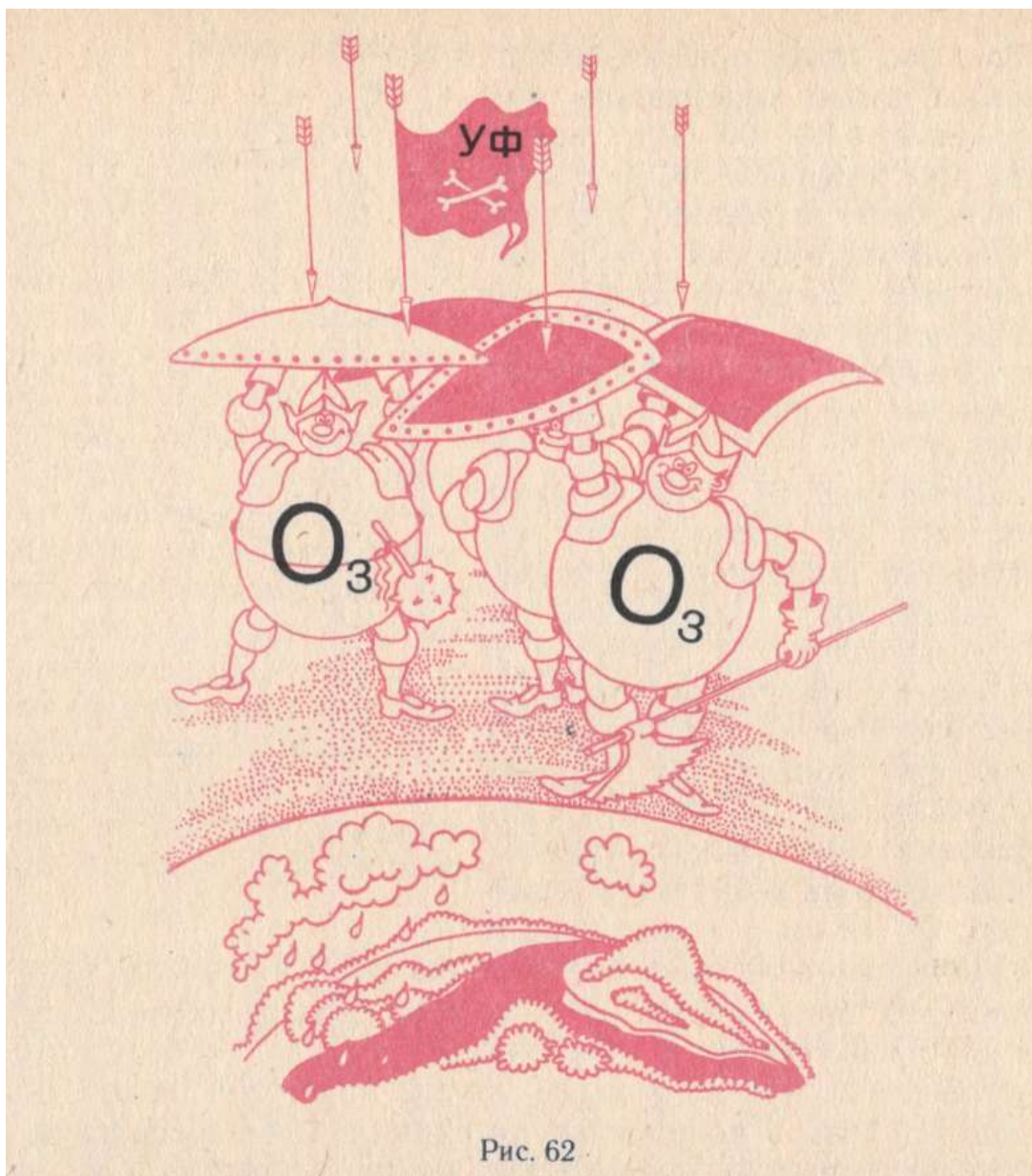


Рис. 62

единицах количество озона в максимуме слоя колеблется от  $3 \cdot 10^{11}$  до  $3 \cdot 10^{12}\text{ см}^{-3}$ .

Следует сказать, что часто, говоря об озоне, используют термины „тропосферный“, „стратосферный“ и „мезосферный“ озон. Это объясняется тем, что роль  $O_3$  в трех указанных сферах существенно различна. Изучение озона в тропосфере связано в основном с общей проблемой тропосферного загрязнения в результате человеческой деятельности, поскольку здесь сам озон может выступать в роли загрязнителя атмосферы. Мы в этом параграфе будем говорить почти исключительно о стратосферном озоне, который и является объектом пристального внимания в последние годы из-за вполне реальной возможности уменьшения его количества в стратосфере в результате антропогенного загрязнения. В мезосфере озон выступает как обычная малая компонента, которая принимает участие в ряде циклов

фотохимических процессов (образовании азотных окислов, перераспределении отрицательных ионов и т. д.).

Важность озона как компоненты атмосферного газа связана с его оптическими свойствами. Молекула озона является практически единственной составляющей атмосферы, способной достаточно сильно поглощать так называемое мягкое ультрафиолетовое излучение Солнца в спектральной области 200 — 300 нм. А излучение именно в этой области как раз наиболее активно в биологическом отношении. Оно способно вызывать заболевания (например, рак кожи) у человека и животных, влиять на фотосинтез растений и т. д. Не будь слоя озона, трудно сказать, как бы развивалась (и развилась ли бы вообще) жизнь на нашей планете. Однако тоненькая пленка озона (напомним, что в „осажденном” виде весь озон, содержащийся в столбе атмосферы, имел бы толщину в несколько миллиметров) надежно закрывает поверхность планеты от губительного действия биологически активного излучения. Так при  $N(\text{O}_3) = 300$  е. Д. излучение с длиной волны около 250 нм поглощается озонным слоем в  $10^{40}$  раз. Вот почему этот слой иногда в популярной литературе называют волшебным покрывалом планеты (вспомним волшебное зеркало — ионосферу).

Прежде чем переходить к основному сюжету этого параграфа — опасности, которая грозит нашему волшебному покрывалу, отметим еще несколько особенностей физики озоносферы, которые понадобятся нам при дальнейшем изложении.

Начнем с вопроса: как образуется озон? Оказывается, для его образования необходимо существование свободных атомов кислорода. В этом случае озон образуется при соединении  $\text{O}$  и  $\text{O}_2$  в реакции тройных соударений:



где  $\text{M}$  — любая молекула атмосферного газа. Здесь все просто, но возникает вопрос, откуда берутся атомы  $\text{O}$ , необходимые для реакции (50)?

Мы уже знаем, что молекулы кислорода могут распадаться на два атома под действием ультрафиолетового излучения Солнца:



В верхнюю атмосферу коротковолновое излучение Солнца проникает достаточно свободно, поэтому там, как мы знаем, процесс (51) идет очень эффективно, и, начиная с высот 130 — 140 км, весь кислород находится в результате диссоциации в атомарном состоянии. Но что служит источником диссоциации  $\text{O}_2$  в стратосфере? Пороговая длина волны  $\lambda$  для процесса (51) составляет примерно 240 нм, поэтому часть излучения, диссоциирующего  $\text{O}_2$ ,



доходит до слоя озона. Кроме того, атомы О, особенно в нижней части стратосферы, возникают в результате воздействия на атмосферный газ галактических космических лучей.

Молекулы озона очень нестабильны. Они разрушаются (распадаются на О и О<sub>2</sub>) не только под влиянием ультрафиолетового, но также и видимого и даже инфракрасного излучения (пороговая длина волны для диссоциации О<sub>3</sub> превышает 1100 нм). Равновесные концентрации озона формируются под действием фотохимических процессов его образования и гибели, а также (как стало ясно в последние годы) динамических процессов — горизонтального и вертикального переноса.

Поглощение озоном коротковолнового излучения (особенно с длиной волны больше 300 нм) является основным источником нагрева атмосферного газа на стратосферных высотах. Именно этот источник определяет рост температуры атмосферы между тропопаузой и стратопаузой. Неравномерность нагрева стратосферного газа по земному шару, вызванная различными причинами (разное количество озона, разное время освещенности Солнцем и т. д.), приводит к возникновению стратосферных ветров. О стратосферной циркуляции мы уже говорили в предыдущей главе и вновь вернемся к ней ниже при рассказе о солнечно-погодных связях.

А теперь перейдем непосредственно к главной теме этого параграфа — опасности, которая грозит нашему „верному защитнику“ озоному слою. От кого же исходит эта опасность? Увы, от нас самих, от человечества, которое озон защищает от губительных ультрафиолетовых лучей Солнца.

Начнем по порядку. Впервые тревогу подняли американские ученые Крутцен и Джонсон, которые в 1971 г. провозгласили, что слою озона грозит если не полная гибель, то, по крайней мере, существенное истощение из-за развития стратосферной авиации. По их оценкам, при планировавшемся росте стратосферных полетов уже к середине 80-х годов уменьшение  $N(O_3)$  могло достичь 50%. Утоньшение слоя озона вдвое — хорошенькая перспектива!

Но при чем здесь, собственно, высотная авиация? Как она может повлиять на количество озона? Чтобы ответить на эти вопросы, нам надо поговорить о том, как происходит гибель молекул озона.

Диссоциация О<sub>3</sub> солнечным излучением не является единственным источником его гибели. Возможна (и эффективна) также реакция О<sub>3</sub> с О:



приводящая к восстановлению двух молекул О<sub>2</sub>. Долгое время считалось, что перечисленные реакции чисто кислородного цикла и определяют фотохимию О<sub>3</sub>. Однако, выяснилось, что

это далеко не так. Реакции



также оказались очень важным путем уничтожения  $\text{O}_3$ . Действительно, посмотрите на уравнения (53), (54). Молекула  $\text{NO}_2$  погибла (левая часть (53)) —образовалась молекула  $\text{NO}$  (правая часть (53)). Молекула  $\text{NO}$  погибла (левая часть (54)) —образовалась молекула  $\text{NO}_2$  (правая часть 54)). В итоге — ни образования, ни потерь  $\text{NO}$  и  $\text{NO}_2$  в этих двух реакциях не произошло. А что же произошло? Исчез один атом  $\text{O}$  и одна молекула  $\text{O}_3$ , при этом образовалось **две молекулы  $\text{O}_2$** . Фактически то же самое, что при одном акте реакции (52). Значит, реакции (53) и (54) эквивалентны реакции (52). Количество окислов азота при этом не изменяется. Из школьного курса химии мы знаем, что вещества, не расходующиеся в ходе реакции, но существенные для ее протекания, называются катализаторами, а сами реакции (или циклы реакций, как в нашем случае) — каталитическими. Так вот реакции (53) и (54) оказались первым (но, как мы увидим дальше, далеко не последним) каталитическим циклом, приводящим к уничтожению озона. (Отметим в скобках, что уничтожается не только молекула  $\text{O}_3$ , но и атом  $\text{O}$ , который мог бы стать источником новой молекулы  $\text{O}_3$  по реакции (50), так что ущерб от реакций (53) и (54) для озона получается как бы двойным.)

Теперь нам уже легко сделать шаг от полетов сверхзвуковой стратосферной авиации до опасности, возникающей для слоя озона. Дело в том, что в двигателях самолетов при высоких температурах образуется окись азота. Чем мощнее двигатели, тем выше температура в камере сгорания, тем больше молекул  $\text{NO}$  выбрасывается в виде выхлопных газов в окружающий воздух. А для сверхзвуковых стратосферных самолетов нужны мощные двигатели, поэтому и количество выбрасываемых окислов азота должно непрерывно расти.

От чего же зависит наносимый при этом озонному слою ущерб? Прежде всего, конечно, от суммарного количества полетных часов в день. Затем — от высоты, где происходят полеты. С ростом высоты в стратосфере роль фотохимических процессов в установлении равновесных концентраций  $\text{O}_3$  растет. Кроме того, из нижних слоев окись азота

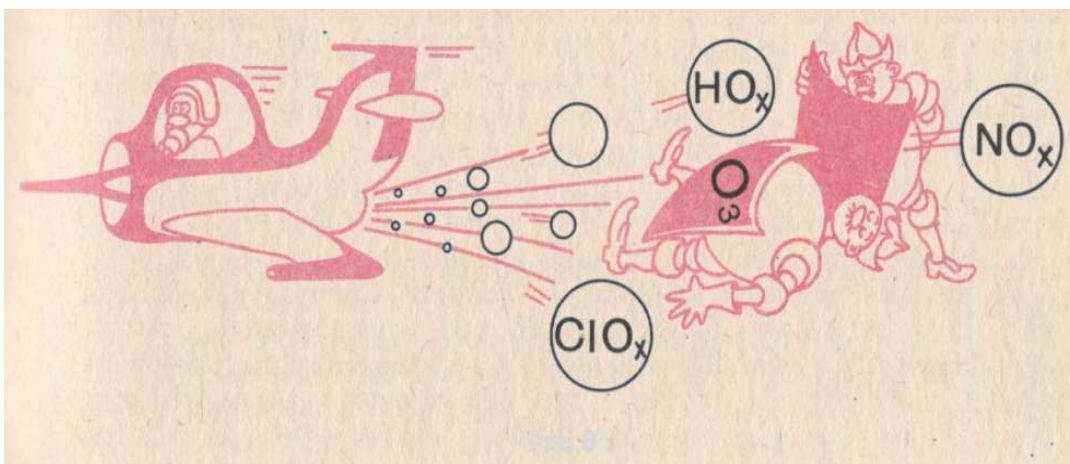


Рис. 63

может активно вымываться, поэтому там ее накопление будет затруднено. Таким образом, чем больше будет высота полетов сверхзвуковой авиации, тем большего ущерба для слоя озона следует ожидать.

Третий фактор, от которого зависит возможный ущерб, это — естественные концентрации окислов азота в атмосфере (будем для краткости называть их  $\text{NO}_x$ , так как мы видим из реакций (53) и (54), что не имеет значения, в виде какого из окислов поступает первичное загрязняющее вещество; то же справедливо и для закиси азота  $\text{N}_2\text{O}$ , о которой речь пойдет ниже). Очевидно, что если суммарная добавка  $\text{NO}_x$  за счет загрязнения стратосферы авиацией составляет малую долю естественного количества  $\text{NO}_x$ , то и эффект в изменении количества озона будет с неизбежностью мал. Но вот если эта добавка сравнима с атмосферными  $[\text{NO}_x]$  или даже превышает их, тогда... Тогда и можно ждать всяческих неприятностей.

Именно такие рассуждения, но, естественно, подкрепленные прогнозами развития стратосферной авиации, расчетами количества  $\text{NO}$ , выбрасываемого на 1 кг сгоревшего топлива, оценками атмосферного содержания  $\text{NO}_x$  и т. д., и послужили основой пессимистического прогноза, появившегося в 1971 г.

К счастью для нас с вами, дорогие читатели, поскольку мы уже благополучно миновали „сердину 80-х годов“, прогнозы эти не сбылись. Не сбылись они по нескольким причинам. Оказались завышены прогнозировавшиеся темпы развития стратосферной авиации. Не без влияния указанных прогнозов ряд стран ограничили изготовление и использование стратосферных самолетов, началась работа по снижению выхода  $\text{NO}$  на 1 кг сгорающего топлива. Наконец, оказались заниженными существовавшие в то время оценки естественного фона  $\text{NO}_x$  в атмосфере.

Однако значение первого выступления Крутцена и Джонсона трудно переоценить. Они привлекли внимание к очень важной проблеме — судьбе слоя озона и показали

реальность его существенного разрушения в очень близком будущем. И как результат появились научные комиссии, программы, проекты, нацеленные на выяснение влияния антропогенного загрязнения (в том числе и от авиации) стратосферы на озон, погоду, климат. Сейчас эти исследования идут столь широким фронтом, что рассказать о них, даже весьма сжато, в рамках данной книги невозможно. Вернемся поэтому к проблеме разрушения (или лучше, сохранения) слоя озона.

Снята ли проблема влияния на слой  $O_3$  сверхзвуковой авиации? Ни в коей мере. Более поздние оценки показывают, что для уменьшения  $N(O_3)$  на 10% выброс  $NO_x$  из сверхзвуковых самолетов должен достигнуть 1 — 2 млн. т/год при полетах на высоте около 20 км и 3 — 5 млн. т/год при полетах на высотах 17 — 18 км. Делать прогнозы технологического развития общества — дело сложное, поэтому трудно сказать, когда будут „достигнуты" такие объемы выбросов. Хотелось бы надеяться, что никогда.

Активные исследования, которые начались в 70-х годах и продолжаются по сей день, пересмотрев в благоприятную для человечества сторону прогнозы возможного разрушения слоя озона за счет стратосферной авиации, выявили зато несколько других возможных механизмов, со стороны которых слою озона может угрожать опасность.

Прежде всего выяснилось, что полеты авиации не являются единственным возможным поставщиком окислов азота в стратосферу. Увеличение количества используемых в сельском хозяйстве азотистых соединений (главным образом в виде искусственных удобрений) приводит к достаточно быстрому росту числа молекул закиси азота  $N_2O$ , поступающих в атмосферу. В результате турбулентного перемешивания и направленных вертикальных потоков она попадает на стратосферные высоты, внося существенный вклад в общее количество  $NO_x$ , участвующих в реакциях разрушения озона.

Рост объема используемых азотистых удобрений предсказать несколько легче, чем развитие стратосферных полетов. Известно, что производство таких удобрений в мире увеличивается десятикратно менее чем за 25 лет, и по прогнозам к 2000 г. составит около 200 млн. т/год. Эта цифра соответствует ожидаемому уменьшению  $N(O_3)$  на несколько процентов. Однако есть и более пессимистические оценки, согласно которым увеличение выхода  $N_2O$  в атмосферу из-за использования искусственных удобрений к 2000 г. приведет к уменьшению  $N(O_3)$  примерно на 30% (!).

Расхождение в прогнозах здесь связаны в основном с неопределенностями при оценках окисления азота в почве, его выхода в атмосферу, переноса через тропосферу и т. д., что далеко от тематики данной книги.

Все, что мы говорили пока о возможном ущербе для слоя озона, связано, по существу, с наличием каталитического цикла реакции (53) и (54). Но естественен вопрос: а нет ли в атмосферной фотохимии других аналогичных циклов? Как только вопрос был поставлен, нашелся и ответ, причем оказалось, что такой цикл есть и не один.

Выяснилось, что каталитические циклы существуют также для водородных окислов ( $\text{HO}_x$ ) и окислов хлора ( $\text{ClO}_x$ ). Мы не будем здесь приводить подробных списков реакций, так как их в целом довольно много — несколько десятков. Для нас важно то, что эти циклы сводятся к реакциям типа (53) и (54), где происходит гибель атома О и молекулы  $\text{O}_3$ , а количество катализаторов ( $\text{ClO}_x$  или  $\text{HO}_x$ ) не меняется. Практически все существенные реакции этих циклов изучены в лаборатории, поэтому для точных количественных расчетов нужно знать только одно — количество (сегодняшнее или прогнозируемое) поступающих в стратосферу водородных и хлорсодержащих соединений. Откуда же они поступают?

В случае  $\text{HO}_x$  ответ прост. Из двигателей тех же сверхзвуковых самолетов, о которых мы говорили выше, и из двигателей крупных геофизических ракет. При движении таких ракет на активном участке траектории (которая практически всегда захватывает озоносферу) в атмосферу выбрасывается очень большое количество воды и других водородных окислов. Для примера скажем, что при пуске крупной американской космической ракеты „Атлас" в области  $F_2$  ионосферы было зарегистрировано уменьшение  $[e]$  на порядок (из-за вызванного появлением ионов  $\text{H}_2\text{O}^+$  увеличения скорости рекомбинации) в круге диаметром в несколько сотен километров. Здесь уместно отметить, что тема антропогенного влияния на ионосферу сама по себе очень интересна и стоила бы отдельного рассказа. Но в одной книге обо всем не расскажешь, а потому вновь „вернемся к нашим баранам".

Объяснить пути поступления в стратосферу хлорсодержащих соединений несколько сложнее, чем пути поступления  $\text{HO}_x$ . Для этого нам надо ввести новое для этой книги понятие — фреоны. Фреонами называют большую группу хлорфторуглеродов. Примерами фреонов

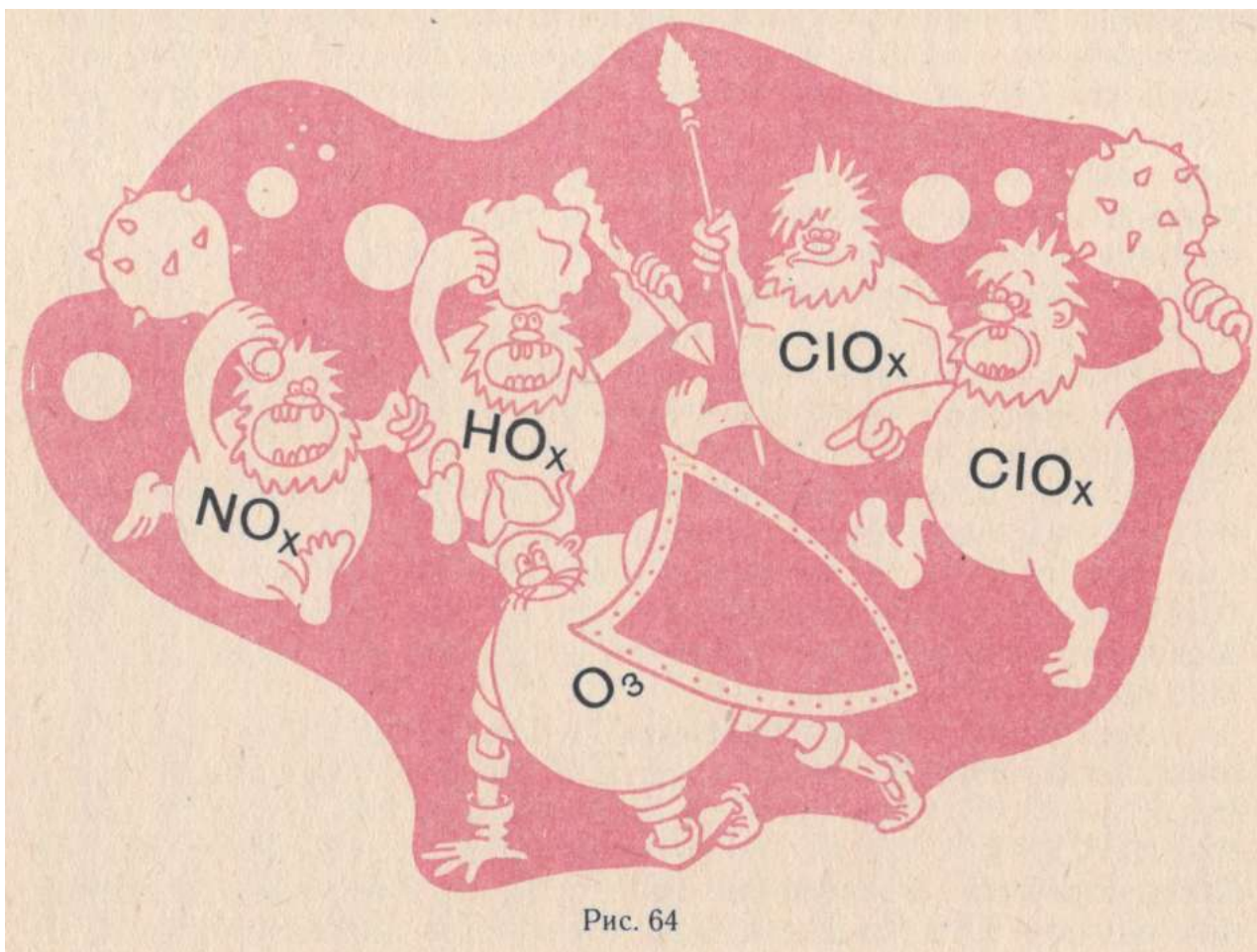


Рис. 64

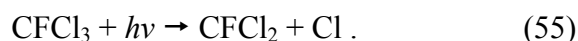
являются трихлорфторметан  $\text{CFCl}_3$ , трифторхлорметан  $\text{CF}_3\text{Cl}$ , тетрафторметан  $\text{CF}_4$  и др. Обычно фреоны обозначаются буквой  $F$  с последующим двузначным или трехзначным числом (например,  $F-11$ ,  $F-113$  и т. д.), в котором зашифрована химическая структура соединения. Мы не будем здесь усложнять наше изложение, входя в дальнейшие детали, а перейдем сразу к вопросу о том, откуда фреоны берутся и как ведут себя в атмосфере.

Технологические аспекты использования фреонов весьма разнообразны. Они применяются в холодильных установках, при изготовлении некоторых искусственных материалов (например, пенопласта) и в качестве распыляющего вещества в различных аэрозольных упаковках. Эти упаковки могут содержать все что угодно, от средств против комаров или вредителей сельскохозяйственных культур до парфюмерных составов и даже пищевых продуктов. Фреоны настолько прочно вошли в быт и технологический цикл общества, что за четверть века (1950 — 1975 гг.) их производство в мире выросло в 30 раз для  $F-11$  и в 15 раз для  $F-12$ .



Попадая в атмосферу (при распылении — непосредственно, а из холодильных систем при авариях, ремонте и т. д.), фреоны так же, как и закись азота, могут переноситься вверх вплоть до стратосферных высот в результате турбулентного перемешивания и направленных (или, как говорят, упорядоченных — в противоположность хаотическим турбулентным) вертикальных потоков. По пути вверх с фреонами практически ничего не происходит, поскольку они химически устойчивы и с компонентами окружающего атмосферного газа взаимодействовать не хотят. А вот попав в стратосферу...

Что же произойдет с молекулами фреона, когда они попадут в стратосферу? То же, что происходит на той или иной высоте со всеми молекулами. Под действием ультрафиолетового излучения Солнца (которое, как мы знаем, проникает до стратосферных высот) молекулы фреона будут распадаться на свободный атом хлора и радикал. Для примера мы приводим уравнение реакции фотодиссоциации для *F*-11:



Образующиеся радикалы (в данном случае  $\text{CFCl}_2$ ) легко вступают в реакцию с молекулами  $\text{O}_2$  (благо их в атмосфере много) и при окислении приводят к образованию окиси хлора  $\text{ClO}$ .

И атом хлора, и окись хлора как раз и являются активными участниками каталитического цикла уничтожения озона, о котором мы говорили выше. Таким образом, эффективность поддержания этого цикла за счет выноса в стратосферу фреонов очень велика, поскольку фактически один акт диссоциации молекулы фреона типа (55) порождает в итоге двух активных участников ( $\text{Cl}$  и  $\text{ClO}$ ) хлорного цикла, разрушающего  $\text{O}_3$ .

С загрязнением атмосферы фреонами связан еще ряд интересных вопросов. Фреоны становятся существенным загрязнителем воздуха во многих городах. До сих пор нет ответа на вопрос о том, с какой скоростью фреоны вымываются из нижней тропосферы осадками. Вопрос, очевидно, очень важный, поскольку от него зависит скорость поступления фреонов в стратосферу... Наконец, очень сложны измерения естественного содержания фреонов в атмосфере

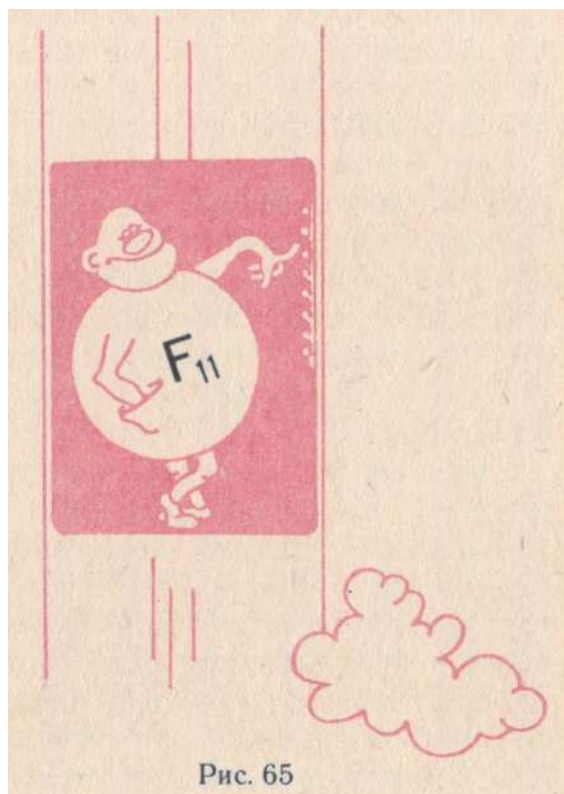


Рис. 65

(а знать это содержание важно, чтобы оценить возможный ущерб за счет поступления в атмосферу того или иного количества фреонов антропогенного происхождения). Сейчас, однако, уже можно сказать, что в стратосфере относительная концентрация фреонов составляет примерно  $10^{-9}$  (одна молекула  $F$  на миллиард молекул воздуха) или меньше и что эта концентрация в последнее десятилетие возрастает.

Фреоны не являются, к сожалению, единственным возможным поставщиком атомов и окислов хлора для каталитического цикла с участием  $ClO_x$ . Мировая промышленность выпускает большое количество хлоруглеводородов (наиболее известные из них — хлороформ и дихлорэтан), которые используются в самых разных областях человеческой деятельности.

Не усложняя изложение описанием отдельных хлоруглеводородов, их фотохимии и скорости поступления в атмосферу, отметим главное: по современным оценкам выброс таких соединений является сравнимым или даже более мощным источником активного хлора (т. е.  $Cl$  и  $ClO$ ), чем описанные выше фреоны. По крайней мере, это показывают сравнительные оценки в нижней тропосфере. Ну а путь в стратосферу и для фреонов и для хлоруглеводородов одинаков...

Каковы же ожидаемые последствия попадания (за счет выброса фреонов и хлоруглеводородов) в стратосферу хлорсодержащих соединений? Оценки возможного ущерба для слоя озона в этом случае еще сложнее, чем в случае азотных окислов, поскольку, как мы уже отмечали, сами фоновые концентрации этих соединений малы и трудноизмеримы. Тем не менее, такие оценки имеются и они гласят, что все зависит от скорости прироста производства этих соединений (прежде всего фреонов). Построено довольно много моделей, предсказывающих изменение слоя озона под действием хлорного цикла вплоть до конца следующего столетия. И все они дают разные результаты, зависящие от принимаемых моделей скорости производства фреонов. Эти результаты колеблются от нулевого эффекта (слой озона неизменен) при малореальном пока предположении, что выпуск фреонов совсем прекратится, до уменьшения  $N(O_3)$  на 40% уже к середине 90-х годов при непрерывно продолжающемся ежегодном приросте производства фреонов на 10% в год.

Все сказанное выше призвано показать читателям, что существует несколько возможных путей частичного разрушения слоя озона в результате человеческой деятельности. Необходимо подчеркнуть, однако, что окончательно вопрос о количественном влиянии тех или иных агентов далеко не решен. Какие же трудности усложняют довольно

простую картину, которую мы пытались нарисовать выше?

Прежде всего, наличие не одного (как полагали вначале), а нескольких каталитических циклов ( $\text{NO}_x$ ,  $\text{HO}_x$ ,  $\text{ClO}_x$ ) приводит к их взаимодействию между собой. Как ни парадоксально это звучит, но при одновременном действии всех трех циклов их суммарный эффект не будет равен сумме индивидуальных эффектов, а будет меньше последней. Так, при одновременном присутствии в стратосфере большого количества  $\text{NO}_x$  и  $\text{ClO}_x$  начинает активно образовываться „нейтральное“ соединение — нитрат хлора  $\text{ClONO}_2$ . При его рождении гибнет по одному активному участнику каждого из двух циклов, а сам он в разрушении  $\text{O}_3$  участия не принимает. Не очень активен нитрат хлора и по отношению к другим атмосферным соединениям. После своего образования молекула  $\text{ClONO}_2$  должна жить довольно долго — до разрушения в результате фотодиссоциации.

Таким образом, природой в виде  $\text{ClONO}_2$  как бы поставлен барьер для активной деятельности по разрушению  $\text{O}_3$  одновременно в азотном и хлорном циклах. По некоторым оценкам уменьшение  $N(\text{O}_3)$  на 7%, которое получалось по хлорному циклу без учета роли нитрата хлора, снижается до 2% при учете роли этого естественного „ограничителя“. Правда, эффективность его действия зависит от констант скорости некоторых реакций, известных пока недостаточно хорошо.

Совсем не просто взаимодействуют между собой азотный и водородный циклы. Здесь вновь и речи не идет о простом сложении эффектов от двух циклов. Наоборот, показано, что наличие значительных количеств  $\text{HO}_x$  не только замедляет работу азотного цикла, но и может привести к обратному эффекту — увеличению  $N(\text{O}_3)$ .

Современный подход к проблеме влияния на слой озона описанных выше циклов состоит в построении сложных моделей. Такие модели сложны потому, что они должны учитывать очень большое количество (100 — 200 и даже более) химических реакций, а также потому, что они должны быть трехмерными, чтобы учесть эффекты вертикального и горизонтального переноса озона. Эти стратосферные процессы играют большую роль в жизни озона и могут существенно изменять результат того или иного антропогенного воздействия, рассчитанный только с учетом фотохимии.

При аккуратной оценке роли тех или других загрязняющих веществ, вносимых в стратосферу, в уменьшении  $N(\text{O}_3)$  важен правильный учет изменения самого высотного распределения  $[\text{O}_3]$ . Ведь можно представить себе такую картину. За счет одного из циклов мы „съели“ часть озона в области его максимума в стратосфере. Но это означает, что на стратосферных высотах уменьшилось поглощение ультрафиолетового излучения, оно стало проникать глубже и способствовать дополнительному образованию озона на меньших

высотах вплоть до тропосферы.

Описанная идея очень привлекательна, поскольку если бы она „работала“, то проблемы антропогенного уменьшения  $N(O_3)$  не было бы вообще. К сожалению, она (хотя и обсуждалась в ряде публикаций) не работает. И причина этого очень проста и связана с аэрономией образования озона, о которой мы рассказывали в этом параграфе выше. Для образования озона нужны атомы  $O$ . Они возникают при диссоциации  $O_2$  либо под действием солнечного ультрафиолетового излучения, либо под действием космических лучей. Ни один из этих диссоциирующих агентов не изменит глубины своего проникновения, сколько бы мы ни уменьшали  $[O_3]$  в стратосфере. Следовательно, не будет и дополнительного выхода атомов  $O$ , а значит, не с чего возрастать концентрации озона на меньших высотах. Приходится признать: если уж мы разрушим слой озона в стратосфере, то тропосферный озон нас не спасет — общее количество  $O_3$  в столбе атмосферы, толщина нашего „волшебного покрывала“, существенно уменьшится со всеми вытекающими отсюда последствиями.

Рассказывая в этом параграфе о возможном разрушении слоя озона за счет антропогенной деятельности, мы напоследок оставили наименее приятный, но, увы, неизбежный сюжет — разрушение  $O_3$  при атмосферных ядерных взрывах. Проблема эта обсуждается давно, с начала 60-х годов. Первоначально предположили, что озон чуть ли не весь должен разрушиться под действием мощного излучения взрыва, на которое идет одна треть выделяющейся при взрыве энергии. Аккуратные расчеты показали, что так и должно случиться, однако лишь на очень короткое время. Уже через 10 с после вспышки почти весь озон, разрушенный излучением, будет восстановлен за счет фотохимической реакции (50). Таким образом, время существования „дыры“ в озонном слое в этом случае очень мало и ни к каким серьезным последствиям она привести не может.

Иное дело цикл процессов с участием  $NO_x$ . После взрыва облако имеет желтоватый оттенок, что связано с наличием в нем очень большого количества двуокиси азота  $NO_2$ . Окислы азота образуются в облаке в результате двух основных процессов — протекающих при очень высоких температурах нейтральных реакций и вызванных сильными процессами ионизации реакций с участием заряженных частиц (также, как мы знаем из главы 7, приводящих к образованию  $NO$ ).

При достаточно мощных взрывах количество молекул  $NO_x$  в стратосфере на определенной стадии развития облака может достигать  $10^{12} \text{ см}^{-3}$  — величины, сравнимой с количеством озона. В таких условиях, несомненно, должно произойти сильное (во много раз) уменьшение концентрации озона в зоне действия облака. Оценить вклад этого явления в изменение общего количества  $O_3$  достаточно трудно. Неясна геометрия облака и роль

динамических процессов, затягивающих образовавшуюся „дыру“ в слое озона и рассеивающих облако  $\text{NO}_x$ . Кроме того, возможны побочные процессы (не входящие в обычный каталитический цикл с участием  $\text{NO}_x$ ), например диссоциация  $\text{NO}_2$  излучением взрыва с образованием большого количества атомов  $\text{O}$ , восстанавливающих озон. Существуют даже оценки, гласящие, что  $N(\text{O}_3)$  при ядерном взрыве не только не уменьшится, но даже увеличится (!) на несколько десятков процентов. Мнения, как мы видим, пока противоречивые. Но каков бы ни был правильный ответ по поводу  $N(\text{O}_3)$ , помня, что речь идет о ядерных взрывах, скажем библейскими словами: да минет нас чаша сия.

В последние два-три года в прессе широко обсуждается так называемая озонная дыра над Антарктидой. Она впервые была обнаружена весной (в южном полушарии!) 1985 г. английскими исследователями, а затем наблюдалась учеными многих стран (в том числе и

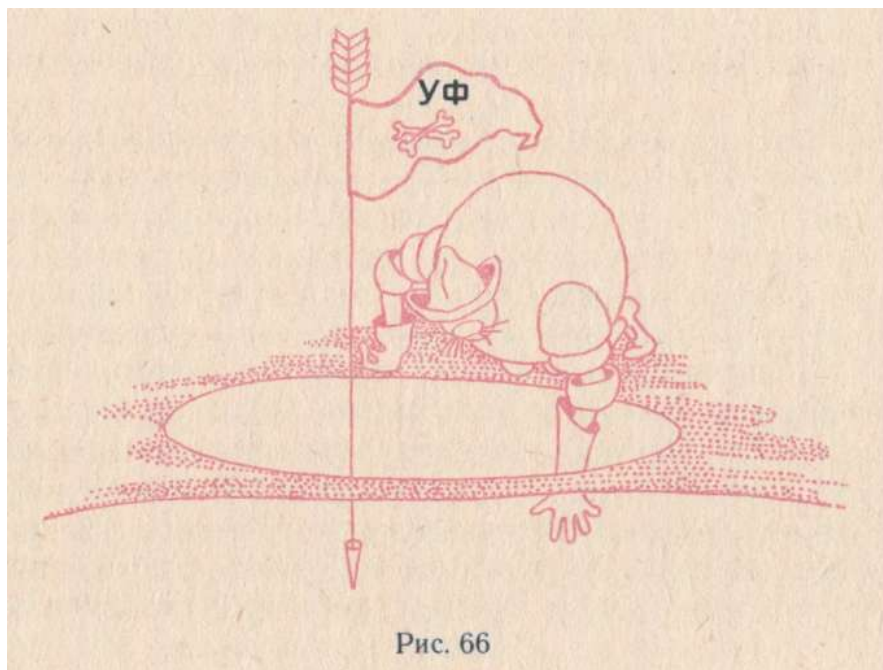


Рис. 66

советскими). Речь идет об уменьшении  $N(\text{O}_3)$ , первоначально обнаруженном над Антарктическим материком. Минимальные значения  $N(\text{O}_3)$ , зарегистрированные в весенний период, опускались ниже 200 е. Д., что соответствует уменьшению  $N(\text{O}_3)$  в 1,5 раза от среднего значения (300 е. Д.). Весной 1987 г. зарегистрировано наименьшее пока значение  $N(\text{O}_3)$ , равное 109 е. Д.

Первые сведения о распределении  $[\text{O}_3]$  в „дыре“ были немногочисленны и противоречивы. Наиболее полные измерения проведены, видимо, весной (в сентябре) 1987 г. коллективами ученых разных стран. Согласно данным американских исследователей, проводивших наблюдения несколькими независимыми методами (спутник, самолет, наземная аппаратура) основное падение  $N(\text{O}_3)$  происходит за счет сильного (в 10 — 20 раз) уменьшения концентрации озона на высотах 14 — 23 км. Это уменьшение в 1987 г. было на

15% сильнее, чем в тот же период 1985 г.

Площадь, занятая озонной дырой, в 1985 — 1987 гг. неуклонно возрастала, и в 1987 г. изолиния  $N(O_3) \approx 200$  е. Д. уже примерно совпадала с широтным кругом  $60^\circ$  ю. ш., выходя, таким образом, за пределы Антарктиды и захватывая часть материка Южной Америки. Примечательно также и то, что длительность существования дыры увеличивалась. Если в 1985 г. она исчезала во второй половине октября (одновременно с разрушением зимнего циркумполярного вихря над Антарктидой), то в 1987 г. ее исчезновение „отложилось“ до начала декабря.

В чем же причина образования „озонной дыры“? Высокоширотная стратосфера (особенно над Антарктидой) считалась наиболее чистой, наименее подверженной влиянию хозяйственной деятельности человека. Почему же именно в высоких широтах проявились антропогенные воздействия на слой озона — если они действительно антропогенные.

Большинство исследователей думают, что это именно так, и даже называют конкретного „вредителя“ — хлорсодержащие соединения. Но некоторые считают, что уменьшение  $N(O_3)$  в высокоширотных областях не носит антропогенного характера, а связано со спецификой стратосферной циркуляции в антарктической области, в частности с существованием там в зимнее время устойчивого антициклона (так называемого циркумполярного вихря). Появляются уже и совершенно неожиданные идеи. Одна из них, например, объясняет уменьшение  $N(O_3)$  разрушением озона очень энергичными (2 — 15 МэВ!) электронами. Предполагается, что эти частицы выброшены из Солнца, побывали в окрестностях Юпитера, где ускорились до указанных энергий, и прибыли к Земле, где попали не без помощи магнитного поля в высокие широты и вторглись глубоко в атмосферу. Идея, что ни говорите, экзотическая. Но пока вопрос (в нашем случае — о природе „высокоширотных дыр“) открыт, любые гипотезы имеют право на существование.

Описанные выше измерения, проведенные весной 1987 г., говорят о совместном действии антропогенных и метеорологических факторов. В пользу первых свидетельствует обнаруженное в этих измерениях большое количество окиси хлора, которой в стратосфере над Антарктидой оказалось в 100 раз больше, чем в стратосфере средних широт. Однако связь появления дыры с существованием циркумполярного вихря указывает на то, что рост загрязнения пока приводит к заметному уменьшению  $N(O_3)$  лишь в определенных метеорологических условиях.

Поднятый прессой всего мира ажиотаж вокруг озонной дыры и ее вероятного антропогенного происхождения, принес уже некоторую конкретную пользу. Промышленные компании ряда стран объявили о переходе на использование новых видов аэрозолей на основе



фреонов (например,  $F-123$ ,  $F-134a$ ), которые имеют относительно малое время жизни (так называемый период полураспада). Если это время меньше среднего времени, необходимого молекулам атмосферных примесей для того, чтобы подняться из приземной атмосферы на высоты озонного слоя, повредить последнему новые фреоны не смогут.

Все, о чем мы рассказали в этом параграфе, призвано показать уважаемым читателям, что проблема возможного разрушения озона в результате деятельности человечества реально существует. Мы постарались кратко рассказать о тех антропогенных процессах, которые могут представлять наиболее вероятную угрозу озонному слою. У читателя не может не возникнуть вопроса: а есть ли уже сейчас какие-либо свидетельства того, что указанные процессы действуют? Можно ли заметить уменьшение  $N(O_3)$ , скажем, за последнее десятилетие? Одним из ответов на такие вопросы следует считать озонную дыру. Но она (к счастью для всех нас) пока ограничена в пространстве и во времени. Что же касается тенденции уменьшения общего количества озона по земному шару в целом... Это — буквально вопрос сегодняшнего дня. Как наземные, так и спутниковые измерения показывают, что с 1979 по 1987 г. произошло уменьшение  $N(O_3)$ , которое для зимних месяцев составляет 6% в субполярной зоне и 4,7% в средних широтах. Казалось бы, ответ на наш вопрос есть. Однако нет уверенности в том, что зарегистрированное изменение  $N(O_3)$  носит антропогенный характер. Ведь измерения проведены внутри одного солнечного цикла (21-го) и в основном на ветви спада, когда солнечная активность постепенно уменьшалась. Не отражает ли падение  $N(O_3)$  именно это уменьшение? Ответ на последний вопрос будет получен в самое ближайшее время — ведь уже идет рост активности в 22-м цикле.

## 8. БУРИ И ШТОРМЫ В „ВОЛШЕБНОМ ЗЕРКАЛЕ“

В этой главе мы подробно расскажем об очень сложном в физическом плане и очень важном в плане практическом явлении в ионосфере, получившем название ионосферной бури. Явление это состоит в сильном изменении критических частот слоя  $F_2$  в течение, как правило, нескольких десятков часов (от полусуток до 2 — 3 суток) и часто сопровождается магнитное возмущение, называемое магнитной бурей (по-английски magnetic storm). По аналогии возникло и название „ионосферная буря“.

Прежде чем переходить к описанию этого явления, уделим один параграф ионосферным возмущениям в целом и месту среди них ионосферных бурь.

### ПОЛЬЗА И ВРЕД ИОНОСФЕРНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ

В последнее десятилетие в ионосферных исследованиях все более ясно прослеживается тенденция отделять так называемую спокойную ионосферу от различных ионосферных возмущений. Это делается и при теоретических изысканиях, поскольку процессы (например, ионизации или рекомбинации), характерные для спокойных условий могут быть совершенно иными во время возмущений. Это различие акцентируется при разработке моделей ионосферы (как теоретических, построенных на описании состояния ионосферы с помощью основных физических процессов, так и эмпирических, основанных на анализе и усреднении большого числа результатов наблюдений). Наконец, существует четкое

различие между спокойными и возмущенными условиями при прогнозировании состояния ионосферы и ионосферного распространения радиоволн. Все известные автору прогнозы ионосферных характеристик даются для средних спокойных условий. Появление различных возмущений и вызываемые ими изменения ионосферных параметров рассматриваются как предмет отдельных самостоятельных прогнозов, методику большинства из которых еще предстоит создать.

Перечислим основные виды ионосферных возмущений и дадим их краткое описание.

Наиболее известно внезапное ионосферное



Рис. 67

возмущение ВИБ, которое появляется сразу после вспышки на Солнце и состоит в сильном увеличении концентрации электронов в области  $D$  ионосферы на всем освещенном Солнцем полушарии Земли. Физический источник, вызывающий возмущение, здесь совершенно ясен — это рентгеновское излучение Солнца в диапазоне длин волн короче 10 нм. Во время солнечных вспышек поток этого излучения возрастает в 100 — 1000 раз, а рентгеновское излучение, как мы подробно говорили в параграфе „Ищем источник ионизации“, является одним из агентов, вызывающих ионизацию в области  $D$ . Очевидно, что когда во время вспышки интенсивность рентгеновского излучения так сильно возрастает, оно становится доминирующим источником ионизации в области  $D$  и приводит к появлению там очень высоких электронных концентраций — иногда на 2 — 3 порядка превышающих  $[e]$  в спокойных условиях.

Как же выглядит ВИБ с точки зрения наблюдателей на Земле? Длится оно недолго — от нескольких минут до получаса. Однако в это время наблюдается много аномальных явлений в распространении радиоволн. Фактически ВИБ представляет собой, с точки зрения наблюдателей, не одно, а несколько самостоятельных явлений, по-разному проявляющихся в различных радиодиапазонах. Но из-за общей причины всех этих явлений их оставили „под крышей“ одного названия ВИБ, хотя у каждого из них есть и самостоятельное название. Мы кратко расскажем о двух таких явлениях, имеющих наибольшее практическое значение (иначе говоря, доставляющих специалистам, эксплуатирующим различные радиосистемы, наибольшие неприятности).

Первое из них известно как „коротковолновый фейд-аут“, или „эффект Деллинджера“. Эффект состоит в полном пропадании радиосвязи в диапазоне коротких и средних волн на радиотрассах, проходящих через освещенное полушарие Земли. Причина этого явления нам должна теперь быть понятна в свете того, что мы говорили в главе 6 о связи поглощения радиоволн с электронной концентрацией в области  $D$ . Во время ВИБ резко возрастает  $[e]$ , а значит, и поглощение  $L$ , которое пропорционально  $[e]$ . При прохождении области  $D$  (дважды на пути вверх к области отражения и затем вниз к корреспонденту) радиоволны испытывают в периоды ВИБ такое сильное поглощение, что до корреспондента полезный сигнал уже не доходит. Практические последствия такой ситуации очевидны.

Второй тип явлений, вносящих во время ВИБ конкретные трудности в работу радиосистем, — так называемая внезапная фазовая аномалия — проявляется в СДВ диапазоне. Сверхдлинные волны ( $\lambda = 10 — 100$  км) отражаются от области  $D$ . Характер их распространения отличается от характера распространения более коротких волн. На своем пути от передатчика к приемнику они многократно испытывают отражение от области  $D$  и от

поверхности Земли, двигаясь как бы в своеобразном волноводе. За счет многократного отражения характеристики этих волн очень чувствительны к изменению состояния области  $D$ . Даже при относительно небольшом изменении высотного профиля  $[e]$  в области  $D$  изменяется (в случае ВИВ уменьшается) высота отражения радиоволн. При этом, двигаясь в волноводе, радиоволны с данной частотой  $f$  (или, что то же, длиной волны  $\lambda$ ) проходят иной (в случае ВИВ меньший) путь, чем в спокойных условиях. Это сказывается на важной характеристике принимаемого сигнала — его фазе. А на точном измерении на нескольких частотах фазы СДВ-сигнала от системы стандартных передатчиков, расположенных в различных точках земного шара, построены многие навигационные системы, которыми пользуются морские и воздушные суда, например, система „Омега“, работающая на частотах 10 — 14 кГц.

Что же происходит во время ВИВ? Слой  $D$  как бы понижается, геометрия волновода для радиоволн СДВ-диапазона изменяется, и, следовательно, изменяется фаза принимаемого сигнала. Если на судне или на самолете неизвестно, что в данный момент происходит явление ВИВ, то его местоположение будет определено ошибочно, причем при сильных ВИВ ошибка может достигать 10 — 20 км. Чтобы избежать такой неприятности, существует система поправок, которую лоцманы и штурманы должны вводить в измеряемое значение фазы при получении извещения о том, что происходит внезапное ионосферное возмущение. Однако существующая система поправок несовершенна, и сейчас разрабатываются более эффективные системы, учитывающие реальные изменения, которые происходят в области  $D$  при каждом конкретном явлении ВИВ.

Три вида ионосферных возмущений связаны с вторжением в верхнюю атмосферу Земли потоков заряженных частиц — корпускул. Наиболее известным из них является поглощение в полярной шапке (ППШ). В главе 5 мы упоминали об аэрономических аспектах этого явления, теперь расскажем кратко о его проявлениях.

Явление ППШ вызывается проникновением в приполюсную зону („полярная шапка“) высокоэнергичных солнечных протонов. Откуда берутся эти протоны? Все из тех же солнечных вспышек. Однако если хоть небольшое увеличение рентгеновского излучения происходит, скажем, при каждой второй вспышке, то извержением высокоэнергичных протонов сопровождается лишь малая доля (скажем, одна десятая) всех вспышек, которые в этом случае так и называются — протонные.

Энергичные протоны (их энергия составляет десятки — сотни мегаэлектронвольт) не могут проникнуть в атмосферу средних и низких широт. Им мешает земное магнитное поле, которое, как в воронку, сбрасывает их в приполюсную область, где они и встречаются на своем пути атмосферный газ. Энергия этих протонов, однако, настолько велика, что относительно

слабую атмосферу на высотах области *F* они практически не замечают и проходят эту часть ионосферы, не вызывая в ней заметных эффектов. Начиная с высот нижней части области *E* картина резко меняется. Плотность атмосферы становится достаточно большой, и протоны начинают „продираться“ сквозь атмосферный газ, вызывая его ионизацию и постепенно теряя свою энергию. Высота, где эффект такой дополнительной ионизации будет максимален, зависит от спектра потока протонов (т. е. от соотношения между более энергичными и менее энергичными частицами), однако в среднем наиболее сильное возрастание электронной концентрации происходит на высотах 60 — 80 км. При этом значение  $[e]$  при сильных явлениях ППШ на высоте 80 км может возрасти в 10 — 30 раз, а на высоте 60 км — в 100 — 300 раз. В отдельных случаях (когда в потоке много энергичных частиц — спектр жесткий) заметные эффекты могут наблюдаться и ниже области *D*. Во время сильной известной вспышки в августе 1972 г. повышенная ионизация наблюдалась до высот около 40 км. При этом за счет образования в ионных реакциях дополнительного количества окислов азота NO (см. параграф „Наш верный защитник озон“ в предыдущей главе) произошло заметное уменьшение  $[O_3]$  в мезосфере и верхней части стратосферы.

Поскольку как во время ВИБ, так и во время ППШ в ионосфере наблюдается практически одно и то же явление — рост  $[e]$  в области *D*, то близки по характеру и возникающие при этом эффекты в распространении радиоволн. Во время ППШ наблюдается полное замирание коротких волн (из-за сильного поглощения при прохождении через область *D*), но не на всех радиотрассах освещенного полушария, как при ВИБ, а лишь на полярных трассах, проходящих через приполюсную область. Эффекты в СДВ-диапазоне также, по сути, аналогичны, но в случае ППШ сильнее локализованы в пространстве, чем в случае ВИБ. Если сигнал от опорной станции системы типа „Омега“ на пути к судну проходит через полярную шапку, то этот сигнал будет содержать дополнительный набег фазы. При использовании этого сигнала для навигационных задач, так же, как и в случае ВИБ, возможна ошибка в определении местоположения, достигающая нескольких десятков километров.

Завершая рассказ о ППШ, отметим, что в последнее время в литературе все чаще стало встречаться другое название этого типа возмущений — солнечные протонные явления (СПЯ), которое лучше передает физику, но хуже — географическую локализацию происходящего.

Явления аврорального поглощения (АП) являются вторым весьма распространенным типом ионосферных возмущений, связанных с вторжением в верхнюю атмосферу энергичных корпускул. В случае АП таковыми являются не протоны, как при ППШ, а электроны с энергией в 1 — 30 кэВ. Локализация явления также отлична от ППШ — АП наблюдается в основном внутри так называемого аврорального овала — неправильной

формы области, центрированной вокруг геомагнитного полюса и занимающей полосу геомагнитных широт примерно от 65 до 75°.

Электроны с энергиями 1 — 30 кэВ (их часто называют авроральными электронами) не могут проникнуть на высоты области  $D$ . Однако в области  $E$  на высотах 90 — 140 км они вызывают значительное увеличение ионизации, а также ряд других интересных явлений (например, полярные сияния), описание которых, однако, выходит за рамки данной книги.

Нижняя часть высотного интервала, где происходит увеличение  $[e]$  во время АП, существенно влияет на поглощение радиоволн  $L$ , поэтому при АП наблюдается частичное или полное пропадание коротковолновой радиосвязи на субавроральных трассах, т. е. трассах, проходящих через авроральную зону. Однако картина в случае АП более сложна, чем в случае ВИБ или ППШ. Сильное увеличение электронных концентраций в области  $E$  может привести к появлению на этих высотах эффективного „зеркала“ для радиоволн КВ-диапазона. В результате радиоволны будут проходить более короткими скачками (отражение теперь происходит не в области  $F_2$  на высоте 250 — 300 км, а примерно на 100 км) и соответственно изменятся характеристики принимаемого радиосигнала.

Влияние явлений АП на радиоволны СДВ-диапазона значительно слабее, чем явлений ВИБ и ППШ. Причина очевидна: основной эффект во время АП сосредоточен выше 90 км. Только при наличии в потоках авроральных электронов достаточной доли более энергичных электронов (так называемого жесткого хвоста спектра) с энергией в несколько десятков килоэлектронвольт последние будут проникать в область  $D$ , производя там дополнительную ионизацию и тем самым изменяя высотный профиль  $[e]$ . В этом случае в СДВ-диапазоне будут наблюдаться те же эффекты (но меньшие по величине), что и при ВИБ и ППШ.

Третий (и последний в нашем рассказе) тип ионосферных возмущений, связанных с корпускулами, называется послебуревым эффектом или высыпанием релятивистских электронов. Собственно, первоначально предполагалось, что это — два разных явления, однако в последнее время их все чаще объединяют в одно.

Речь идет об увеличении электронной концентрации (обычно регистрируемом по повышению поглощения радиоволн) через несколько дней после окончания достаточно сильной магнитной бури. Хотя физика всего комплекса процессов, вызывающего это явление, на сегодня до конца не ясна, считается, что повышение  $[e]$  в области  $D$  (часто захватывающее и меньшие высоты вплоть до 40 км) вызывается потоками очень высокоэнергичных (релятивистских) электронов (с энергией в несколько мегаэлектронвольт). Предполагается, что эти электроны образуются в так называемых



радиационных поясах Земли во время магнитной бури и их высыпание в атмосферу „задерживается“ по каким-то не вполне ясным пока физическим причинам.

Наблюдается послебуревой эффект главным образом в средних широтах, хотя не исключено, что высыпание релятивистских электронов происходит и в авроральной зоне, однако там его труднее заметить на фоне почти непрерывно идущих с той или иной интенсивностью высыпаний авроральных электронов.

Влияние рассматриваемого возмущения на распространение радиоволн КВ-диапазона относительно невелико. Это связано с двумя моментами. Во-первых, рост электронной концентрации во время послебуревых эффектов значительно меньше, чем во время ВИБ или ППШ. Во-вторых, из-за высокой энергии электронов максимальное увеличение  $[e]$  происходит в нижней части области  $D$ , т. е. ниже той области ионосферы (80 — 100 км), которая вносит наибольший вклад в поглощение радиоволн.

Влияние этого типа возмущений на радиоволны СДВ-диапазона, наоборот, может быть очень сильным по тем же причинам — сильно изменяется высотный профиль электронной концентрации, а, следовательно, меняются высоты отражения для радиоволн каждой конкретной частоты, используемой для навигационных определений. В результате при сильных явлениях высыпания релятивистских электронов ошибка в определении местоположения за счет неучета изменения набега фазы может быть столь же большой, как и при явлениях ППШ.

Заканчивая рассказ о трех основных типах ионосферных возмущений, связанных с проникновением в верхнюю атмосферу энергичных корпускул, подчеркнем следующее обстоятельство. Все три типа проявляются в увеличении электронной концентрации в разных интервалах нижней ионосферы. Во всех трех случаях первоисточником происходящих в ионосфере изменений является увеличение скорости ионизации  $q$ . Зная  $q$ , которая, конечно, зависит от интенсивности и спектра корпускул в каждом конкретном явлении, можно с помощью имеющихся фотохимических схем рассчитать изменение  $[e]$ , а значит и  $L$ , и уровень отражения сверхдлинных радиоволн.

Проблему прогнозирования таких возмущений можно, таким образом, разделить на две: прогноз наступления самого явления и прогноз количественных характеристик ожидаемых потоков корпускул. Очевидно, что обе части проблемы очень сложны. В случае долгосрочного прогноза ППШ, например, необходим прогноз солнечной вспышки и ее протонности. Последний представляет собой на сегодня одну из сложнейших проблем солнечной физики. Предсказание количественных характеристик корпускулярных потоков также сталкивается сегодня с целым рядом нерешенных проблем строения и физики

магнитосферы, механизмов накопления частиц в радиационных поясах и т. д. Словом, аэрономическая сторона этих возмущений ясна, а прогнозировать их (во всяком случае, количественные характеристики) пока практически невозможно.

К числу ионосферных возмущений, несомненно, следует отнести и дни зимней аномалии. Об этом явлении подробно рассказывалось в главе 6, поэтому здесь мы добавим лишь, что в дни ЗА наблюдаются эффекты в СДВ-диапазоне, однако они обычно гораздо слабее, чем во время ВИБ или ППШ. С точки зрения физики причина этого ясна — ведь увеличение  $[e]$  происходит в дни ЗА в основном на высотах 75 — 90 км и практически не затрагивает высотное распределение электронной концентрации ниже 70 км, где отражается большая часть радиоволн СДВ-диапазона.

Переходя теперь к основному сюжету нашего рассказа в данной главе — ионосферным бурям, сразу подчеркнем главное отличие этого типа ионосферных возмущений от пяти типов, описанных выше (ВИБ, ППШ, АП, послебуревой эффект, ЗА). Во всех них знак возмущения заранее известен: все они приводят к возрастанию электронной концентрации в том или ином интервале высот и к последующим эффектам в распространении радиоволн, связанным с этим возрастанием  $[e]$ . В случае же ионосферной бури знак эффекта предсказать заранее нельзя. В ходе бури положительный эффект (увеличение электронной концентрации в максимуме слоя  $F_2$ ) может сменять отрицательный (уменьшение  $[e]$ ), причем в течение одной бури так обычно случается несколько раз.

Не вдаваясь сейчас в описание различных морфологических особенностей ионосферных бурь (этому мы посвятим следующий параграф), отметим еще ряд отличий ионосферных бурь как явлений от других ионосферных возмущений, кратко описанных в этом параграфе. Так, изменения во время ионосферных бурь захватывают всю область  $F$  и вышележащую ионосферу, однако практически не касаются областей  $E$  и  $D$ . В силу этого ионосферная буря никак заметным образом не влияет ни на поглощение радиоволн КВ- и СВ-диапазонов, ни на распространение радиоволн СДВ-диапазона.

Кроме того, появление ионосферных бурь не связано с проникновением на ионосферные высоты какого-либо дополнительного источника ионизации в виде коротковолнового излучения или корпускул, как это имеет место в случае большинства других ионосферных возмущений (ВИБ, ППШ, АП, послебуревой эффект). Выявление „носителя” информации, т. е. аэрономического параметра, который изменяется под влиянием внешних факторов и приводит в результате цепочки процессов к окончательному эффекту — изменению  $[e]$ , представляет собой очень важную и, как мы увидим ниже в этой главе, далеко не простую задачу.

И последнее. Во всех пяти типах возмущений, описанных выше, эффект наблюдается в

нижней ионосфере, где, как мы знаем, для заряженных частиц справедливы условия фотохимического равновесия и процессами переноса можно пренебрегать. В области  $F_2$  ситуация иная. Динамика там выступает, по меньшей мере, на равных правах с фотохимией. И при изучении природы ионосферных бурь это надо учитывать.

Рассказывая об ионосферных возмущениях, мы пока говорили лишь о тех помехах, которые они создают работе различных радиосистем, т. е. фактически о том вреде, который они приносят. Но, чтобы оправдать название этого параграфа, мы должны рассказать и о „положительной стороне“ ионосферных возмущений, о приносимой ими пользе.

Каким бы странным это ни показалось на первый взгляд, но такая польза существует. И вот в чем она состоит. Ионосфера подобна гигантской лаборатории. Изучая ионосферу, мы узнаем многое о физико-химических процессах, протекающих в слабо ионизированной плазме, каковую представляет собой ионосферная среда. В этой книге уже приводились примеры того, как именно на основе ионосферных наблюдений в ходе развития аэронавтики получались важные сведения о константах физико-химических процессов, о потоках солнечного коротковолнового излучения и т. д. Но в лаборатории ученые ставят эксперименты, чтобы изменить условия, подействовать на наблюдаемую среду тем или иным образом. В ионосфере наши возможности пока в этом плане ограничены, хотя активное вмешательство человека в ионосферные процессы уже началось. Ионосферные возмущения являются прекрасными экспериментами, проводимыми в ионосферной плазме самой природой.

Как уже говорилось, во время таких „экспериментов“ верхняя атмосфера подвергается воздействию сильных потоков рентгеновского излучения Солнца, энергичных протонов, релятивистских электронов. Изучая реакцию атмосферного газа на подобные вторжения, мы можем узнать много нового о физике процессов взаимодействия. Так, анализ изменения характеристик атмосферы и ионосферы во время явлений АП привел к выводам о совершенно новом для ионосферы типе процессов — так называемом коллективном взаимодействии, при котором поток энергичных электронов действует не как совокупность отдельных частиц, а как единое целое, объединенное возникающими при движении потока электрическими полями. Мы не можем здесь отвлекаться на более подробный рассказ об этом интересном явлении, а потому продолжим серию примеров важной аэронавической информации, получаемой именно во время ионосферных возмущений.

В главе 3, рассказывая об эффективном коэффициенте рекомбинации  $\alpha'$  в области  $D$ , мы подчеркивали, что наиболее надежные значения  $\alpha'$  удалось получить во время ППШ. Именно сравнение зимних и летних наблюдений этого явления привело к заключению о существенных сезонных различиях основных аэронавических параметров в области  $D$  (прежде

всего  $\alpha'$  и  $f^+$ ) и немало способствовало изучению всей проблемы сезонной изменчивости области  $D$ .

Точно так же, именно во время явлений ВИВ был впервые получен вывод о том, что величина  $\Lambda$  (соотношение количества электронов и отрицательных ионов) весьма изменчива и зависит от  $q$  и  $[e]$ . Впоследствии этот вывод был подтвержден и по наблюдениям во время ППШ.

Роль ряда динамических процессов в ионосфере и связь последней с различными явлениями в системе солнечный ветер — магнитосфера — термосфера удастся выявить (см. ниже в этой главе) именно при анализе ионосферных бурь.

Таким образом, ионосферные возмущения действительно имеют и свою положительную сторону, поскольку помогают более полно, чем это возможно для спокойных условий, познать физику происходящих в ионосферной плазме процессов.

Такова сделанная крупными мазками картина различных ионосферных возмущений. Надеемся, что она будет полезна читателям и сама по себе как таковая и для лучшего понимания места в ней ионосферных бурь, к более подробному описанию которых мы переходим в следующем параграфе.

## ЧТО ИЗВЕСТНО ОБ ИОНОСФЕРНЫХ БУРЯХ

Ионосферные бури были впервые обнаружены по данным вертикального зондирования ионосферы. Большая часть представлений о морфологии (под которой здесь мы будем понимать совокупность сведений об изменении как в пространстве, так и во времени ионосферных характеристик) ионосферных бурь также базируются на этих данных. И, наконец, ряд недавних исследований по выяснению физических процессов, ответственных за протекание ионосферных бурь, также был проведен на основе параметра  $f_0F_2$ , получаемого при вертикальном ионосферном зондировании. Очевидно, что, прежде чем двигаться дальше, необходимо несколько подробнее рассказать об этом параметре.

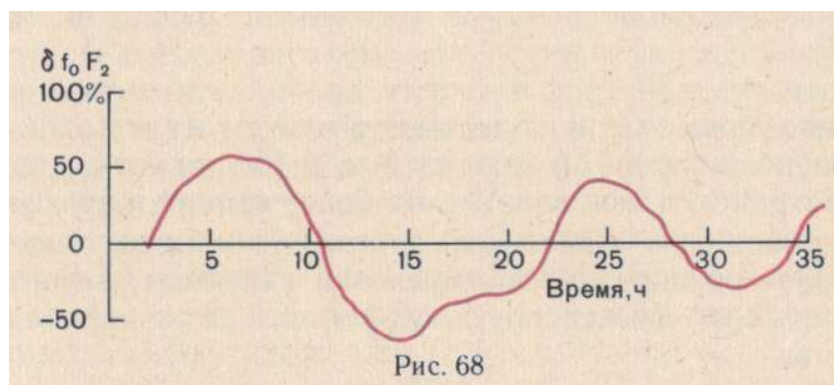
В процессе ионосферного зондирования вверх посылаются радиоизлучение в целом спектре частот, как правило, от 1 до 20 МГц. На фотографии следа отразившихся лучей обычно видны различные особенности, которые интерпретируются как отражения от слоев  $E$ ,  $E_s$ ,  $F_1$  и  $F_2$  (хотя „слоев“ как таковых — мы об этом уже говорили — не существует) и обозначаются как критические частоты этих слоев:  $f_0E$ ,  $f_0E_s$ ,  $f_0F_1$ ,  $f_0F_2$ . В этом ряду критических частот  $f_0F_2$  занимает особое положение — она показывает наибольшую частоту (поскольку в слое  $F_2$  наблюдается наибольшая для всей ионосферы электронная концентрация), с которой радиоволны еще могут отражаться от ионосферы. При любых  $f >$

$f_0F_2$  радиоволны минуют ионосферу и уйдут за ее пределы; при  $f < f_0F_2$  — отразятся назад к поверхности Земли и либо дойдут до нее, либо поглотятся в нижней ионосфере, о чем уже много говорилось. Описанная картина строго справедлива для вертикального падения радиоволн. При наклонном падении, которое реально имеет место при работе большинства радиотехнических средств, суть остается той же, только значение  $f_0F_2$  для получения граничной частоты должно быть домножено на секанс угла падения радиоволн.

Любые, в том числе и наблюдаемые во время ионосферной бури, изменения  $f_0F_2$  отражают лишь изменение электронной концентрации в максимуме слоя  $F_2$ , однако при изучении ионосферных бурь принято (и удобнее) обсуждать поведение ионосферы именно в терминах  $f_0F_2$ , а не в терминах  $[e]$ , хотя последняя и является той основной ионосферной характеристикой, к изучению поведения которой мы стараемся свести все наши аэрономические проблемы.

Как уже говорилось, во время ионосферной бури значение  $f_0F_2$  может как увеличиваться, так и уменьшаться по сравнению с условиями до бури (т. е. со спокойным состоянием ионосферы). Отклонение  $f_0F_2$  от среднего значения в течение нескольких спокойных дней, называемого медианой, обозначают как  $\delta f_0F_2$  и выражают обычно в процентах от медианного значения  $f_0F_2$ . Очевидно, что  $\delta f_0F_2$  может быть как положительно, так и отрицательно. Период ионосферной бури, когда  $\delta f_0F_2 > 0$ , принято называть положительной фазой, а когда  $\delta f_0F_2 < 0$  — отрицательной. В течение одной ионосферной бури положительная и отрицательная фаза могут несколько раз сменять друг друга, как показано на рис. 68.

Теперь можно вновь вернуться к вопросу о важности изучения и прогнозирования ионосферных бурь. Во время достаточно сильной бури (которой соответствует рис. 68) значение  $\delta f_0F_2$  может изменяться от 80 до —80%. Это означает, что сама критическая частота то возрастает примерно в 2 раза, то уменьшается в 5 раз. Пусть медианное значение  $f_0F_2$  составляет 10 МГц. Тогда наши цифры соответствуют изменению  $f_0F_2$  от 2 до 18 МГц. С практической точки зрения это — очень большое изменение. Радиоволны с  $f \leq 1$  МГц даже



в спокойных условиях заметно поглощаются в нижней ионосфере, поэтому для дальней радиосвязи и других задач, связанных с распространением радиоволн, используют частоты, не меньшие 1 МГц. В нашем примере это означает, что во время бури область применимых частот то сужается до 1 МГц, то расширяется до 17 МГц. Разница, что ни говорите, огромная. Отсюда и очевидная практическая важность прогнозирования ионосферных бурь как явления в целом и появления в заданный момент времени той или иной фазы. Мы еще вернемся к этой проблеме ниже, а пока перейдем к описанию того, что известно о морфологии ионосферных бурь.

Предупредим читателя сразу, что картина протекания ионосферных бурь очень сложна и до сих пор между разными группами авторов нет согласия по ряду вопросов. Расхождений по поводу морфологии и физики отрицательной фазы меньше, а положительной — больше, поэтому в этом параграфе мы начнем с описания представлений об отрицательной фазе, а продолжим рассказ в следующем параграфе, где особо подчеркнем нерешенные вопросы физики и морфологии положительной фазы.

Общепринято, что если отрицательная фаза появилась на одной из высокоширотных ионосферных станций (скажем, в Мурманске), то с соответствующей задержкой она будет зарегистрирована на более низкоширотных станциях: сначала в Ленинграде, потом в Москве, потом в Киеве. При этом задержка будет соответствовать средней скорости распространения эффекта вдоль меридиана около 200 — 300 м/с.

По мере движения к низким широтам амплитуда отрицательной фазы (т. е. абсолютное значение отрицательного  $\delta f_0 F_2$ ) будет убывать. Если в Мурманске, скажем, наблюдалось  $\delta f_0 F_2 = -80\%$ , то в Ленинграде это уже может быть  $-60\%$ , в Москве  $-40\%$ , а в Киеве  $-20\%$ . Южнее Киева в этом случае заметить данное возмущение будет уже невозможно, поскольку считается, что разброс  $f_0 F_2$  в  $\pm 20\%$  от медианы имеется всегда (даже в спокойных условиях) и обусловлен как естественными флуктуациями состояния ионосферы (вот где может быть „спрятан“ небольшой вклад в вариации поведения слоя  $F_2$  за счет метеорологического влияния, о котором мы подробно говорили в главе 6), так и реальной точностью отсчета  $f_0 F_2$ .

На основе сказанного у читателя должно сложиться впечатление, что ионосферные бури существенно влияют на высокоширотную и часть среднеширотной (скажем, выше  $40^\circ$  широты) ионосферы и не распространяют свое влияние на более низкие широты. В большинстве случаев это действительно так. Например, ионосферные станции нашего среднеазиатского региона (Ташкент, Алма-Ата, Ашхабад) очень редко регистрируют эффекты, связанные с ионосферными бурями.

Однако, как уже подчеркивалось, морфологическая картина ионосферных бурь очень

сложна и часто трудно бывает найти две бури с близким характером поведения. Наблюдения на искусственных спутниках показали, что вопреки только что сказанному во время некоторых бурь наблюдаются области с  $\delta f_0 F_2$ , достигающими 40 — 50% (как положительными, так и отрицательными), в низких, приэкваториальных широтах и даже над экватором!

Установлена связь интенсивности отрицательной фазы на данной станции с индексами магнитной активности  $k_p$  и  $A_p$ . Это указывает на связь отрицательной фазы ионосферной бури с вызвавшей последнюю магнитной бурей.

Много копий было сломано по поводу того, есть ли зависимость появления отрицательной фазы от местного времени  $LT$  для данной ионосферной станции. Ряд исследователей пришли к выводу, что отрицательная фаза никогда не начинается днем (11 — 18 $LT$ ). Этот период  $LT$  получил даже название запрещенного времени, и в одной из теоретических моделей развития отрицательной фазы были приложены специальные усилия (введены специальные предположения) для того, чтобы получить этот эффект запрещенного времени. Однако наблюдения показывают, что случаются такие ионосферные бури (в силу их многообразия), в которых начало отрицательной фазы приходится именно на запрещенное время. Видимо, сегодня надо говорить уже не об абсолютном „запрете“, а о меньшей вероятности появления начала отрицательной фазы в период 11 — 18  $LT$ , чем в другое время суток.

Когда чаще встречается отрицательная фаза — зимой или летом? А положительная? По этому вопросу также было много споров. Высказывались даже такие категорические суждения, как: положительная фаза никогда не появляется летом. Накопление и тщательный анализ экспериментальных данных показали, что это не так. Положительная фаза летом наблюдается, однако выражена слабее (меньше в среднем значение  $\delta f_0 F_2$ ) и появляется реже, чем зимой. Так что в целом лето — пора доминирования отрицательной фазы.

Что же известно на сегодня о тех физических процессах, которые приводят к появлению отрицательной фазы ионосферной бури? В ответе на этот вопрос на сегодня практически нет принципиальных разногласий. Современная схема появления отрицательной фазы выглядит так.

Во время магнитного возмущения усиливаются так называемые продольные токи, соединяющие ионосферу с магнитосферой, и замыкающие их токи, текущие в области  $E$  на высотах 100 — 130 км. При протекании последних происходит выделение энергии за счет эффекта Джоуля (в дальнейшем для краткости мы будем говорить просто „джоулев нагрев“), и большая часть этой энергии идет на нагрев окружающего атмосферного газа.



Что же происходит? Мы имеем сильный источник нагрева в области  $E$  в утреннем секторе аврорального овала (там максимален джоулев нагрев). Нагретый газ будет, естественно, подниматься вверх и растекаться в стороны. При этом в силу повышения температуры в этом газе будет изменяться соотношение двух основных нейтральных компонент  $O$  и  $N_2$ . В силу барометрического закона (см. главу 1) отношение  $[O]/[N_2]$  при усилении нагрева будет падать.

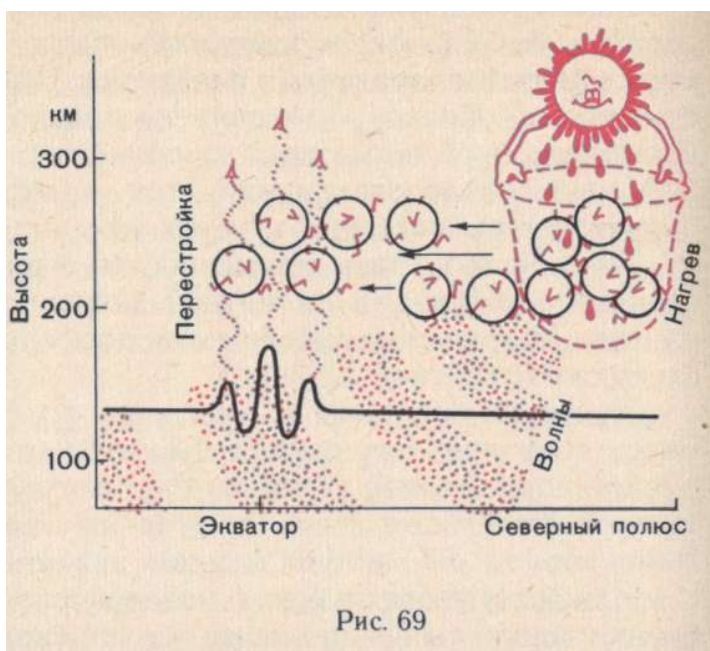


Рис. 69

Выделение большого количества энергии в высоких широтах во время магнитной бури приведет к появлению новой „буревой“ циркуляции на высотах области  $F_2$ . Газ из области нагрева будет устремляться в более низкие широты, причем приходящий из области нагрева газ будет, как мы только что говорили, содержать меньше, чем в обычных условиях, количество  $O$  по сравнению с  $N_2$ . А в главе 4 мы подробно говорили о роли отношения  $[O]/[N_2]$  в области  $F_2$ . Грубо говоря, электронная концентрация пропорциональна этому отношению. Значит, раз принесенный в результате нагрева газ характеризуется более низким отношением  $[O]/[N_2]$ , то должно пропорционально уменьшиться и значение  $[e]$ . Вот вам и объяснение отрицательной фазы!

В рамках такой схемы понятны и некоторые основные особенности морфологии отрицательной фазы, о которых мы говорили выше. Связь с магнитными индексами?



Рис. 70

Очевидна. Чем сильнее магнитная буря, тем сильнее джоулев нагрев, тем сильнее эффект уменьшения  $[O]/[N_2]$  и соответственно  $[e]$ , т. е. больше амплитуда отрицательной фазы. Движение эффекта вдоль меридиана со скоростями 200 — 300 м/с? Это — как раз те скорости меридионального переноса, которые регистрируются во время магнитной бури. Уменьшение

амплитуды отрицательной фазы с широтой? И это понятно. Нагретый газ по мере движения к средним широтам остывает и отношение  $[O]/[N_2]$  возвращается к нормальному. Соответственно уменьшаются отклонения от медианы  $[e]$  и  $f_0F_2$ .

Указанная схема может объяснить даже различие в сезонном проявлении отрицательной фазы. Летом нормальная циркуляция в области  $F$  устроена так, что меридиональный ветер дует от полюса к экватору, ведь в летнее время нагрев в высоких широтах солнечным излучением сильнее за счет большего времени инсоляции. Зимой картина противоположна и меридиональный ветер дует от экватора к полюсу. Ясно, что летом возмущенная циркуляция (от джоулева нагрева) попадает в благоприятные условия, так как она накладывается на дующий в ту же сторону ветер, а зимой — в неблагоприятные, так как она вынуждена бороться с дующим ей навстречу ветром, вызванным неравномерностью солнечного нагрева атмосферы. Отсюда и большой вес отрицательной фазы летом.

Таким образом, простая качественная схема, исходящая из усиления джоулева нагрева во время магнитных возмущений, может в принципе „на пальцах“ объяснить основные особенности поведения отрицательной фазы. Следует иметь в виду, что мы нарисовали такую простую картину исключительно в целях наглядности. Реально картина гораздо сложнее и включает процессы (например, индуцированную ветром диффузию), о которых мы не говорили. Нам важно, однако, отметить, завершая этот параграф, что механизм, приводящий к появлению отрицательной фазы, известен и он в принципе может объяснить основные особенности ее появления.

Совсем иначе обстоит дело с положительной фазой.

### **ЧТО ПЛОХО В ПОЛОЖИТЕЛЬНОЙ ФАЗЕ?**

Морфологическая картина положительной фазы долгое время выглядела весьма противоречивой. Взгляды разных исследователей даже на основные вопросы — время появления, сезон, длительность и т. д. — кардинально расходились. Может ли положительная фаза появляться летом? Нет, — утверждали одни; очень редко, — говорили другие; столь же часто, как и отрицательная фаза, — заявляли третьи.

Во время положительной фазы возрастает высота максимума слоя  $F_2$   $h_mF_2$ , — звучало одно утверждение. Когда наблюдается положительная фаза, не наблюдается систематических вариаций  $h_mF_2$ , — звучало другое.

Подобный же разброд мнений существовал и по поводу времени суток ее преимущественного появления. Ряд авторов считал, что положительная фаза появляется только ночью, другие относили ее появление к дневным и вечерним часам...

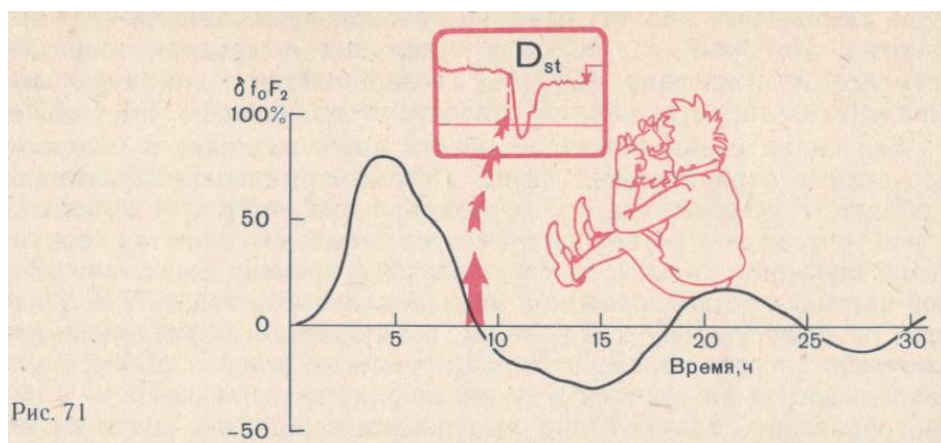


Рис. 71

Мы не будем здесь более подробно описывать противоречия во мнениях и соответствующие дискуссии по поводу морфологических особенностей положительной фазы. Большая часть вопросов прояснится при дальнейшем изложении, ряд деталей морфологической картины неясен и по сей день, однако это не влияет на постановку принципиальных вопросов о природе положительной фазы, которые будут обсуждаться ниже.

В последние годы в результате детального анализа данных наземных ионосферных наблюдений удалось из противоречивой картины морфологии положительной фазы выделить три экспериментальных факта, которые важны для понимания физических процессов, вызывающих рост  $f_0F_2$  во время ионосферной бури. Очевидно, что любая теория, претендующая на объяснение существования положительной фазы, должна объяснять эти факты.

А факты таковы:

1. Очень часто положительная фаза начинается задолго (до 10 — 12 ч) до начала магнитного возмущения — магнитной бури или суббури. Пример такой картины приведен на рис. 71.

2. Существуют так называемые изолированные положительные возмущения. Иначе говоря, магнитная буря, состоящая только из одной фазы — положительной, без последующего перехода в отрицательную фазу (рис. 72).

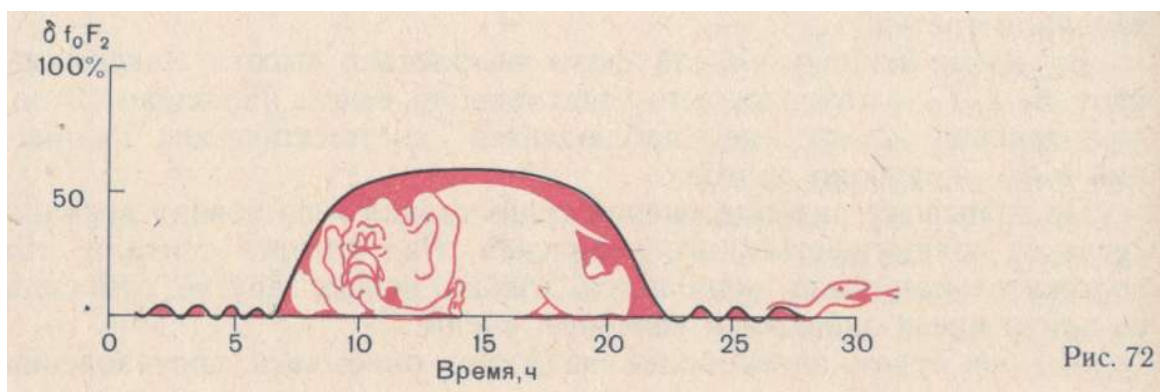


Рис. 72

3. Обнаружена связь между интегральными характеристиками положительной  $S^+$  и последующей отрицательной  $S^-$  фазы. В качестве характеристики  $S$  используется величина, пропорциональная как средней интенсивности фазы, так и ее длительности (потому характеристика  $S$  и называется интегральной). В частности, получено, что величины  $S^+$  и  $S^-$  обратно пропорциональны друг другу: чем больше  $S^+$  (чем, грубо говоря, мощнее положительная фаза), тем меньше  $S^-$  (тем слабее развита отрицательная фаза), и наоборот.

Посмотрим теперь, что же означает каждый из приведенных экспериментальных фактов с точки зрения указаний на физическую природу положительной фазы.

Из первого факта следует, что положительная фаза (с отрицательной этого никогда не происходит) может появиться задолго до начала магнитной бури. Но магнитная буря является лишь хорошо регистрируемым индикатором того, что в системе солнечный ветер — магнитосфера — термосфера — ионосфера произошла целая цепочка процессов.

Эта книга посвящена аэронурии, и в ее задачи не входит описание увлекательных проблем, связанных со сложной структурой околоземного космического пространства и с интереснейшими физическими процессами, происходящими в нем при различных возмущениях, источником которых является солнечный ветер. Автор надеется, что читатели, которые интересуются этой частью проблемы ионосферных возмущений, легко найдут достаточно популярное описание околоземного пространства и многочисленных образований, таких, как магнитосфера, магнитопауза, хвост магнитосферы, граничные слои, кольцевой ток и т. д. Здесь, не имея возможности дать такое описание и определение многих входящих в него понятий, мы вынуждены просто постулировать существование некоторых явлений и упомянуть их для сохранения последовательности изложения, направленного на описание прежде всего аэронурических проблем ионосферных бурь.

Итак, магнитная буря указывает на то, что произошла цепочка процессов, вызванная взаимодействием усилившегося (возмущенного) солнечного ветра — первопричины всех возмущений в околоземном космосе — с магнитосферой. Цепочка эта начинается в хвосте магнитосферы, происходит ускорение частиц в граничных слоях хвоста, усиливаются продольные токи в магнитосфере и замыкающие их токи в ионосфере, развивается так называемый кольцевой ток в ионосфере, который и приводит к возмущению магнитного поля на поверхности Земли (магнитной буре), происходит высыпание электронов с энергиями в 1 — 30 кэВ в области аврорального овала, вызывающее авроральное поглощение (мы рассказывали об этом в начале главы), полярные сияния и т. д. При этом усиливается выделение джоулевого тепла от токов,

текущих в области аврорального овала, что через изменение состава атмосферного газа приводит к появлению отрицательной фазы, как мы рассказывали об этом в предыдущем параграфе.

Так что же означает появление положительной фазы за много часов до начала магнитного возмущения? Видимо, только одно. Механизм ее образования не связан прямо с той цепочкой процессов, которую мы описали и которая вызывает авроральные явления и магнитные бури.

Об этом же говорит и второй факт. Ведь если бы положительная фаза была связана с той же цепочкой процессов, что и отрицательная (как считают некоторые исследователи), то по схеме, описанной в предыдущем параграфе, на каком-то этапе ионосферной бури обязательно должна была бы появиться отрицательная фаза из-за действия джоулева нагрева и изменения нейтрального состава. А отрицательной фазы нет, значит, нет ни достаточного усиления ионосферных токов, ни других явлений описанной цепочки.

Вот это и можно считать ответом на шуточный вопрос, поставленный в заголовке параграфа. „Плохо“ в положительной фазе именно то, что она „не хочет“ вписываться в уже известный и относительно хорошо изученный цикл процессов, объясняющих большинство явлений (мы их уже перечисляли выше) во время возмущений в околоземном пространстве.

Итак, сделав это необходимое отступление, вернемся к тому, что экспериментальные данные говорят о существовании положительной фазы (и часто очень мощной) в те периоды, когда „не работает“ механизм, приводящий к авроральным явлениям и отрицательной фазе ионосферной бури.

Механизм не работает, а положительная фаза есть! Вывод очевиден: для объяснения ее существования надо искать другой механизм проникновения энергии возмущенного солнечного ветра в термосферу и ионосферу. Более подробно мы расскажем об этом канале в следующем параграфе. А пока вернемся к нашему списку экспериментальных фактов.

Третий факт гласит, что наблюдается обратная связь между степенью развития положительной и последующей отрицательной фазы. О чем это говорит? Видимо, о том, что и та и другая фаза вызываются изменением одного и того же параметра. В случае отрицательной фазы он нам известен — это отношение  $[O]/[N_2]$ . Значит, разумно предположить, что и положительная фаза вызывается изменением (но уже не уменьшением, как в случае отрицательной фазы, а ростом) того же отношения.

То, что понятно „на пальцах“, было проверено путем численного моделирования для нескольких реальных ситуаций, и было получено, что действительно наложение изменяющихся по определенным законам положительных и отрицательных эффектов в

[O]/[N<sub>2</sub>] позволяет воспроизвести картину смены фаз в ионосферной буре.

Так что же все-таки приводит к появлению положительной фазы? Было предложено три механизма, но ни один из них, как будет показано ниже, не способен объяснить все особенности морфологии положительной фазы.

Первый механизм связан с меридиональным ветром, который возникает при появлении в высоких широтах источника нагрева и дует от полярной области к экватору. При движении ионосферной плазмы вдоль меридиана заряженные частицы, которые „привязаны“ к силовым линиям магнитного поля, имеющим наклон по отношению к горизонтали, должны смещаться вверх. При достаточно сильных ветрах к экватору в средних широтах этот эффект должен приводить к поднятию слоя  $F_2$ , т. е. к увеличению высоты максимума слоя  $h_m F_2$ .

Подъем слоя  $F_2$  означает попадание его в область более медленной рекомбинации (так как скорость рекомбинации пропорциональна [N<sub>2</sub>], а последняя падает с высотой) и, как результат, увеличение равновесных  $[e]$ , которое и регистрируется как положительная фаза.

С подъемом слоя  $F_2$  вверх, в область более медленной рекомбинации, связан и другой предполагаемый механизм образования положительной фазы. Предполагается, что во время магнитных бурь в средние широты могут проникать электрические поля из магнитосферы. При наличии в области  $F_2$  горизонтального электрического поля, направленного с запада на восток, ионосферная плазма должна подниматься вверх (так называемый дрейф в скрещенных электрическом и магнитном полях) с тем же эффектом увеличения  $[e]$  и  $f_0 F_2$  за счет уменьшения с ростом высоты коэффициента рекомбинации.

Мы не будем обсуждать здесь магнитосферную часть проблемы — могут ли поля в десятки милливольт на метр, необходимые для получения описанного эффекта, действительно проникать в ионосферу и (что очень важно) существовать там десятки часов (длительность ионосферной бури). На эти вопросы пока нет однозначного ответа.

Однако есть один очень сильный аргумент, который заставляет серьезно сомневаться в решающей роли двух описанных механизмов в поддержании положительной фазы. В обоих случаях речь идет о подъеме слоя в область медленной рекомбинации как основной причине увеличения  $[e]$  и  $f_0 F_2$ ?. Но ведь тогда с очевидностью должна наблюдаться ярко выраженная связь между  $f_0 F_2$  и  $h_m F_2$ . А результаты наблюдений такой однозначной связи не дают. В отдельных случаях есть рост  $h_m F_2$  во время положительной фазы, в других его нет или даже наблюдается уменьшение  $h_m F_2$ .

Некоторое время пытались приписать такое несоответствие неточности

определения самой высоты максимума слоя из ионограмм вертикального зондирования. Но потом и это возражение было снято — провели точное определение высот  $h_m F_2$  для ряда бурь и не получили необходимой корреляции между  $f_0 F_2$  и  $h_m F_2$ . Сейчас уже можно с уверенностью сказать, что такой корреляции не наблюдается, а, следовательно, нельзя признать основными источниками положительной фазы ни ветровой механизм, ни механизм электрического поля.

Третий механизм, предлагавшийся для объяснения положительной фазы ионосферной бури, связан с потоками электронов из плазмосферы в ионосферу. В главе 4 уже говорилось, что между ионосферой и находящейся выше плазмосферой существуют своеобразные отношения взаимобмена. Днем из-за избытка образования плазмы в ионосфере эта плазма по силовым трубкам магнитного поля устремляется вверх и как бы „запасается" в плазмосфере. Ночью, когда область  $F_2$  обедняется электронами, плазмосфера „помогает" своей соседке, возвращая взятый днем долг. При магнитных возмущениях возможно полное опустошение магнитных трубок за счет высыпания запасенных там электронов в ионосферу.

Высказывалось предположение, что указанная „подпитка" электронов из плазмосферы может быть источником появления дополнительной ионизации, и, следовательно, положительной фазы. Однако аккуратные оценки показали, что этот источник недостаточно мощен, чтобы обеспечить положительные возмущения такой амплитуды и длительности, которые реально наблюдаются во время сильных ионосферных бурь. В лучшем случае подпитка из плазмосферы может обеспечить появление заметной дополнительной ионизации (положительной фазы) в конце ночи в предутренние часы, когда область  $F_2$  уже истощена за счет длившейся всю ночь гибели электронов в процессах рекомбинации.

Очевидно, что ни один из рассмотренных механизмов не может объяснить три основные морфологические особенности появления положительной фазы, сформулированные и разобранные выше. В таком случае пора вернуться к выводу о том, что существует иной (нежели рассмотренная нами цепочка процессов, приводящая к авроральным явлениям и отрицательной фазе) канал проникновения энергии возмущенного солнечного ветра в термосферу и ионосферу, и рассмотреть этот вопрос подробнее.

На этом заканчивается описание той части материала по ионосферным бурям, который на сегодняшний день можно считать, как выражаются, общепринятым. Как мы видим, нерешенных вопросов, особенно касающихся морфологии и физики положительной фазы, еще очень много и в целом проблема теоретического моделирования и прогноза ионосферных бурь далека от своего решения.

То, о чем пойдет речь ниже, связано с недавними работами автора и его коллег. Полученные выводы не обязательно разделяются другими исследователями, однако, на наш



взгляд, они представляют интерес, так как предлагают новое решение вопроса о природе положительной фазы и показывают, сколь сложна и глубока может быть связь поведения ионосферы с явлениями в околоземном пространстве. Кроме того, автор обещал писать в этой книге не только об устоявшихся взглядах, но и о нерешенных вопросах аэрномии сегодняшнего дня. А их, как читатель увидит из следующего параграфа, в предлагаемой картине появления и развития ионосферных бурь больше чем достаточно.

## ОТ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА ДО БУРИ В ИОНОСФЕРЕ

В науке об околоземном космическом пространстве есть такой термин — „дневной касп“. Под ним понимается область в магнитосфере, где плазма так называемых дневных граничных слоев магнитосферы может свободно попадать в термосферу вдоль силовых линий магнитного поля. Наблюдается касп следующим образом.

При измерениях на низколетящих искусственных спутниках регистрируют область в термосфере, где наблюдаются потоки мягких электронов с энергиями в 50 — 200 эВ. Эта энергия как раз соответствует энергии частиц в дневных граничных слоях магнитосферы. Указанная область располагается обычно на геомагнитной широте  $\Phi = 78^\circ$  и имеет вид серпа, вытянутого вдоль параллели на 30 — 40° в каждую сторону от полуденного меридиана, где она имеет ширину 4 — 5°.

Двумя существенными свойствами дневного каспа являются: возрастание потоков мягких электронов до 0,5 — 1 эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> во время возмущений и движение в это же время самого каспа вниз по широтам на величину  $\Delta\Phi$ , достигающую 15 — 16°. Следует подчеркнуть, что столь мягкие электроны (100 эВ) обладают очень высоким сечением взаимодействия с атмосферными газами O и N<sub>2</sub>, поэтому указанный поток электронов (их обычно сопровождают и такие же мягкие протоны) полностью отдает свою энергию на высотах области F<sub>2</sub>.

Очевидно, что „пятно“ указанных размеров, внутри которого в область F<sub>2</sub> поступает целый эрг энергии на 1 см в секунду (напомним, что в период минимума солнечной активности на поддержание всей ионосферы тратится около 3 эрг·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>), не может не оказать существенного влияния на состояние термосферы и ионосферы в той их части, где это пятно существует и перемещается, или, как мы для краткости будем говорить дальше, в области дневного каспа.

Почему же мы начали этот параграф с описания дневного каспа? Потому, что появление в окрестностях Земли возмущенного солнечного ветра — первопричины бурь и шквалов в ионосфере и магнитном поле — может отразиться на поведении каспа гораздо раньше, чем на

явлениях в авроральной зоне и магнитном поле. Для развития цепочки процессов, которая уже неоднократно упоминалась, нужно, чтобы солнечный ветер достиг хвоста магнитосферы, чтобы начались процессы в хвосте, ускорение частиц и т. д. А дневные граничные слои магнитосферы находятся, как говорит само название, в обращенной к Солнцу части магнитосферы. Усиление солнечного ветра приводит к поджатию этой части, к увеличению давления на дневные граничные слои и усилению высыпания мягких электронов в области каспа.

Таким образом, этот канал проникновения эффектов возмущенного солнечного ветра в термосферу и ионосферу может начинать работать раньше, чем успеет развиваться вся цепочка процессов по другому каналу.

То, что было сейчас сказано, основано лишь на наглядной геометрии, на том, что путь на термосферные высоты от возмущенного солнечного ветра короче через „голову“ магнитосферы и дневной касп, чем через ее хвост и связанные с ним процессы. Однако в наглядности есть свои преимущества — она подсказывает, где начинать более глубокие поиски.

В случае дневного каспа все описанные выводы подтвердились при тщательном анализе данных спутниковых измерений. Оказалось, что касп действительно часто начинает активную деятельность (увеличивается поток частиц, меняется его ширина, происходит смещение на более низкие геомагнитные широты) задолго (за несколько часов) до того, как появляются какие-либо указания (обычно в виде изменения индексов  $k_p$ ,  $A_p$ ,  $AE$ , характеризующих геомагнитную и авроральную активность) на развитие цепочки процессов через хвост магнитосферы.

Кроме того, выяснилось, что данные о потоках мягких частиц, высыпающихся в каспе, не коррелируют ни с одним из указанных индексов. Иначе говоря, довольно часто бывает, что сильное возрастание указанного потока не сопровождается какими-либо заметными изменениями геомагнитной и авроральной обстановки.

Читателю, вероятно, уже ясно, куда мы клоним. Ведь мы начали с того, что описали две характерные особенности положительной фазы — частое появление задолго до начала магнитного возмущения и существование обособленных положительных бурь, не сопровождающихся развитием авроральных явлений. Именно эти особенности заставили нас в предыдущем параграфе поставить вопрос о необходимости поиска другого (по сравнению с много раз упоминавшейся цепочкой процессов) канала проникновения влияния возмущенного солнечного ветра в термосферу и ионосферу.

Теперь канал, который отвечает указанным требованиям, найден. Действительно,

начало развития ионосферных бурь можно представить себе так.

К магнитосфере подошел поток возмущенного солнечного ветра. Произошло поджатие магнитосферы с подсолнечной стороны, и из дневных граничных слоев усилилось высыпание мягких частиц в область каспа, началось его движение вниз по геомагнитным широтам. Если положительная фаза связана с этими явлениями, она появится и будет зарегистрирована на ионосферных станциях. Если дальнейшее взаимодействие солнечного ветра с магнитосферой привело к развитию процессов в хвосте магнитосферы, то через некоторое время будет наблюдаться весь комплекс явлений: усиление продольных токов, усиление кольцевого тока, высыпание авроральных электронов с соответствующими последствиями в виде поглощения радиоволн и полярных сияний, усиление джоулева нагрева. В этом случае через некоторое время будет зарегистрировано начало магнитной бури, и положительную фазу сменит отрицательная, вызванная, как мы уже неоднократно говорили, изменением состава термосферного газа под влиянием джоулева нагрева. Это — наиболее часто наблюдающаяся ситуация, нормальное начало ионосферной бури.

Если по каким-то (выходящим за рамки нашего обсуждения) причинам указанная цепочка процессов не развилась, хотя возмущенный солнечный ветер и достиг магнитосферы, то, естественно, не будет ни усиления джоулева нагрева, ни отрицательной фазы ионосферной бури. Фактически ионосферная буря будет состоять из одной (часто довольно мощной) положительной фазы. Именно это, как уже упоминалось, и наблюдается в отдельных случаях.

Таким образом, с точки зрения чисто феноменологической наше предположение о роли канала передачи воздействия возмущенного солнечного ветра через дневной касп может объяснить две важные особенности морфологии положительной фазы.

Ну, а как быть с физикой? Какие конкретные процессы происходят в термосфере и ионосфере, вызывая рост  $[e]$  и  $f_0F_2$ ? Признаемся сразу: окончательного и полного ответа на этот вопрос нет. Но, привлекая различные группы независимых данных, удалось проследить цепочку процессов от области дневного каспа до станции, где наблюдается ионосферная буря.

Прежде всего, тщательный анализ данных вертикального зондирования позволил найти ответ на вопрос (мы говорили о нем в предыдущем параграфе), в какие интервалы местного времени в основном появляется положительная фаза. Для того чтобы это выяснить, пришлось пересмотреть вопрос, казавшийся очевидным: в какой момент начинается положительная фаза?

Очевидный ответ на этот вопрос таков: это происходит, когда  $\delta f_0F_2$  переходит через ноль (рис. 73), поднимаясь из отрицательных значений во время отрицательной фазы. Но так ли это? Ведь джоулев источник нагрева действует в течение всей магнитной бури. Почему же

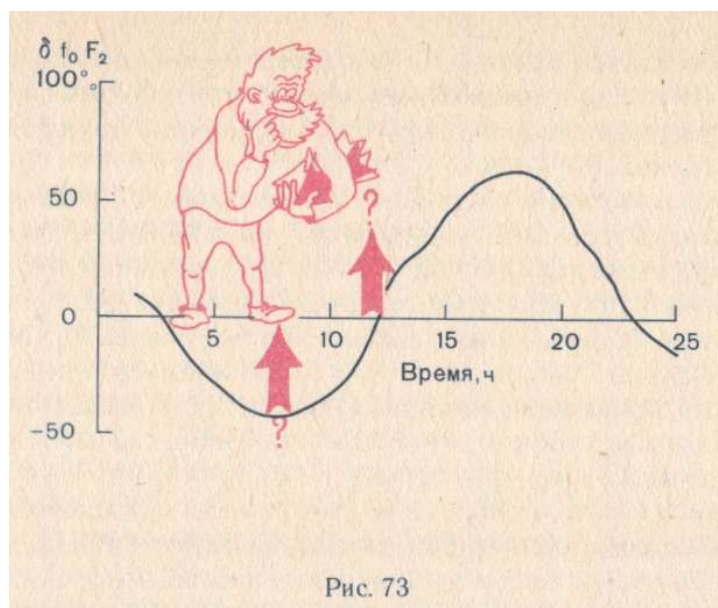


Рис. 73

тогда начинается уменьшение (по абсолютному значению) отрицательных  $\delta f_0 F_2$ ? Не потому ли, что агент (каков бы он ни был), вызывающий рост  $[e]$  и  $f_0 F_2$ , уже начал действовать? Просто электронная концентрация не может мгновенно перескочить от значений, скажем, на 40 — 50% ниже медианы к значениям на столько же процентов выше ее. Требуется некоторое время. Но в этом случае за начало положительной фазы (т. е. начало действия агента, ее вызывающего) мы должны брать не момент, когда  $\delta f_0 F_2 = 0$ , а момент, когда начинается выход из отрицательной фазы, т. е. когда  $\delta f_0 F_2$  начинает возрастать.

Этот подход к определению времени начала положительной фазы оказался очень продуктивным и позволил, на основе сопоставления данных для многих бурь, получить, что, например, на станции Ленинград положительная фаза начинается около 18 LT и в 89% всех случаев в интервале 18 — 23 LT наблюдаются именно положительные отклонения  $f_0 F_2$ . Следующий очевидный шаг состоит в том, чтобы понять, что же происходит в термосфере и ионосфере над Ленинградом, что вызывает наблюдаемый эффект в  $f_0 F_2$ ? Оказалось, что именно в это время над Ленинградом проходит поток возмущенной термосферной циркуляции, который начинается в области дневного каспа и идет через полярную шапку на ночную сторону Земли.

Существование описанного циркулярного потока в термосфере высоких широт зарегистрировано по двум группам независимых данных. Первую группу составляют спутниковые наблюдения ветра и дрейфа на термосферных высотах. Наибольшее количество данных было получено на американском спутнике „Дайнемик Эксплорер“, который в перигее опускался примерно до 300 км, т. е. производил измерения непосредственно на высотах области  $F_2$ . Вторую группу данных составляют наземные оптические наблюдения ветра и дрейфа заряженных частиц в верхней атмосфере, проводимые на сети высокоширотных

станций. Данные обеих групп очень хорошо согласуются друг с другом и с теоретическими моделями, поэтому используемую в нашей схеме процессов картину термосферной циркуляции можно считать надежной.

Теперь мы подходим к очень важному моменту нашего рассказа. Мы говорили о станции Ленинград. Наблюдения показали, что поток возмущенной термосферной циркуляции проходит над Ленинградом в 18 — 23 *LT*. И в этот же временной интервал наблюдается преимущественное появление положительной фазы. А как с другими станциями? Будет ли для них (как можно ожидать из общих соображений) временной интервал прохождения возмущенной термосферной циркуляции тем же, что и для Ленинграда? Оказывается, что нет. И вот почему.

Как известно, магнитный и географический полюса нашей планеты не совпадают. Северный магнитный полюс сдвинут относительно Северного географического полюса примерно на  $15^\circ$  вдоль меридиана  $100^\circ$  з. д. Пока обсуждаются явления в средних широтах, нас это различие мало трогает. Но вся верхняя атмосфера в высоких широтах живет „под двойным контролем” — географических и геомагнитных координат. Такие параметры, как длительность освещенного периода суток, зенитный угол Солнца и т. д., определяются положением данной точки относительно географического полюса. А вот все процессы магнитосферно-ионосферного взаимодействия (джоулев нагрев, положение каспа и аврорального овала) зависят от геомагнитных координат.

В этом месте изложения очень важно представлять себе, что различные образования магнитосферно-ионосферного комплекса (скажем, тот же касп) занимают в зависимости от мирового времени *UT* разное положение в системе географических координат. За сутки в этих

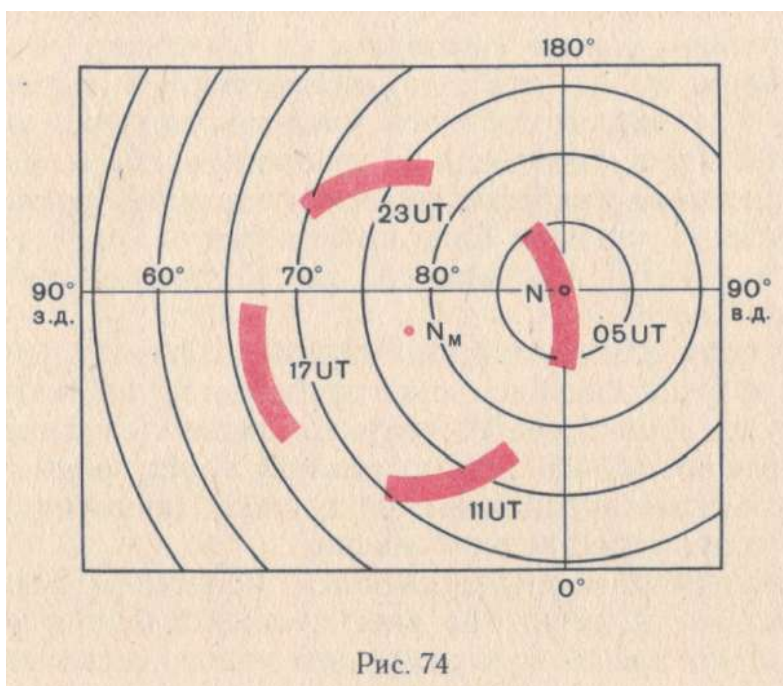


Рис. 74

координатах касп описывает круг радиусом  $12^\circ$  (напомним, что в спокойное время касп расположен на геомагнитной широте  $78^\circ$ , а его движения во время возмущений мы сейчас не рассматриваем) вокруг магнитного полюса  $N_m$  (рис. 74) и оказывается на разных географических широтах и долготах. Соответственно меняется в зависимости от  $UT$  расположение на географической карте циркуляционного потока в термосфере, который нас сейчас особенно интересует, и других упоминавшихся выше образований. Именно поэтому появился термин „контроль мировым временем“, который как раз и отражает тот факт, что в двух пунктах, расположенных на одной географической широте, но на разных географических долготах в одно и то же местное время (скажем, в  $10 LT$ ) могут наблюдаться совершенно разные явления, поскольку из-за различия в долготе один и тот же момент  $LT$  соответствует в этих пунктах разным моментам  $UT$ .

Непонимание роли контроля мировым временем многих явлений в высокоширотной области (в том числе и во время ионосферных бурь) обусловило часть трудностей получения четкой морфологической картины ионосферных бурь (особенно положительной фазы), о которых мы уже говорили.

Что же означает все сказанное для нашего примера со временем прохождения возмущенной термосферной циркуляции над Ленинградом? Что для станций, далеких по долготе, это время будет существенно различным. Так, время „входа“ термосферы над станцией Адак ( $176^\circ$  в. д.) в поток возмущенной циркуляции будет уже не  $18 LT$ , как в Ленинграде, а  $03 LT$ . А для станции Десепшен ( $60^\circ$  з. д.) это же время будет составлять  $23 LT$ . Эффект контроля мировым временем здесь иллюстрируется очень хорошо.

Но мы теперь можем проверить, а не было ли случайным совпадение времени  $LT$  прихода циркуляции в термосферу над Ленинградом и преимущественного времени появления положительной фазы. Проверка подтвердила реальность связи между этими явлениями. Интервал наиболее вероятного времени появления положительной фазы на станции Адак начинается в  $03 LT$ , а на станции Десепшен — в  $24 LT$  (разница в час в таких оценках вполне допустима).

Итак, мы получили достаточно надежный вывод, что появление положительной фазы связано с прохождением над данной ионосферной станцией циркуляционного потока, идущего от дневного каспа через полярную шапку на ночную сторону термосферы. Тем самым подкрепляется наше предположение о связи положительной фазы с явлениями в области дневного каспа.

Но что является непосредственным носителем эффекта? Что вызывает рост  $[e]$  и  $f_0F_2$ ? Мы уже пришли выше к выводу, что увеличение  $[e]$  во время положительной фазы



вызывается изменением того же параметра, что и уменьшение в период отрицательной фазы, т. е. отношения  $[O]/[N_2]$ . Но если так, то рассматриваемый нами циркуляционный поток должен содержать термосферный газ с повышенным отношением  $[O]/[N_2]$ . Можно ли это проверить? Ведь проверка была бы тем самым *experimentum crucis*, который мог бы подтвердить или опровергнуть всю описанную концепцию в целом.

Оказалось, что можно. Такая проверка была проведена путем сравнения двух независимых групп данных — модели циркуляции (уже использовавшейся нами выше) и данных прямых измерений нейтрального состава термосферы на высоте около 300 км на спутнике „Дайнемик Эксплорер“. Проверка дала удивительные результаты, которые в качестве примера иллюстрирует рис. 75.

На рис. 75 для двух моментов *UT* в координатах „географическая широта — местное солнечное время“ показано положение дневного каспа и траектория спутника (ДЭ), а сверху — изменение отношения  $[O]/[N_2]$ , измеренного в данном пролете. Как видно из рисунка, всюду в области потока, включая и сам касп, наблюдается повышенное (по сравнению с термосферой вне потока) отношение  $[O]/[N_2]$  в термосферном газе. Круг, таким образом, удалось замкнуть. Все три группы независимых данных (вертикальное зондирование, модели циркуляции, прямые измерения нейтрального состава) говорят о том, что циркуляционный поток, начинающийся в области дневного каспа, несет газ с повышенным содержанием *O* по отношению к  $N_2$  и тем самым, попадая в термосферу над данной ионосферной станцией,

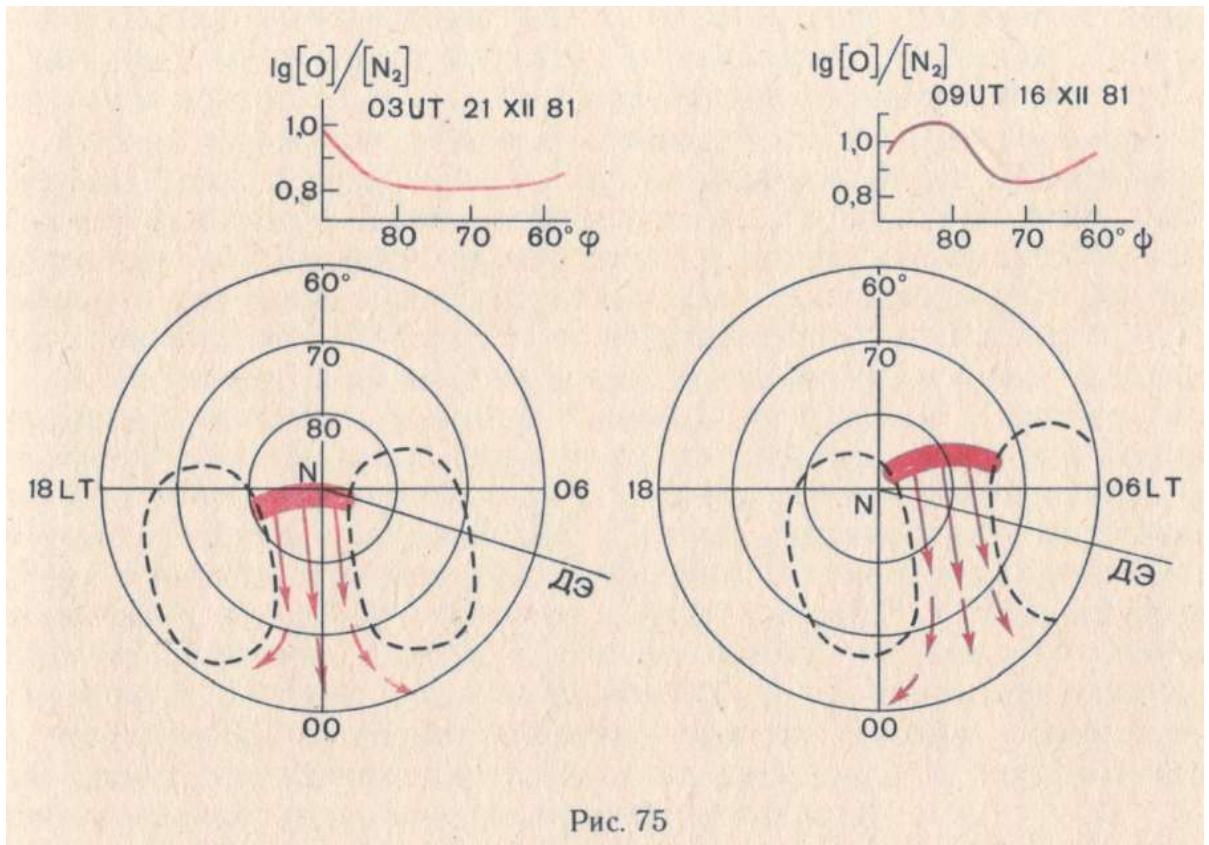


Рис. 75



вызывает там увеличение  $[e]$ , которое станция регистрирует как рост  $f_0F_2$ , т. е. положительное возмущение.

Значит ли все сказанное, что проблема природы положительной фазы решена? Увы, нет, поскольку мы не знаем, что вызывает рост  $[O]/[N_2]$  в циркуляционном потоке и какую именно роль здесь играет дневной касп. Есть лишь смутные догадки, что он за счет своего движения во время возмущений может играть роль своеобразного регулятора, определяя область, откуда „всасывается“ термосферный газ, движущийся затем в нашем потоке. Однако пока это лишь смутные догадки. Но уже ясно, в каком направлении искать, а это совсем не мало.

Таково на сегодняшний день положение с изучением ионосферных бурь. Хотелось бы, чтобы из изложенного в этой главе читатель вынес впечатление о том, сколько интереснейших вопросов и загадок таит в себе проблема природы ионосферных бурь, прогнозирования их наступления и характера развития. Можно не сомневаться, что общее бурное развитие физики магнитосферы, полярной ионосферы и магнитосферно-ионосферных связей, которое происходит в настоящее время, приведет в ближайшие годы к существенному прогрессу в решении ряда вопросов физики ионосферных возмущений. Но также несомненно, что на смену решенным вопросам придут другие.

## 9. АЭРОНОМИЯ И ПРОБЛЕМА „СОЛНЦЕ — ПОГОДА“

Упомянутая в заголовке проблема волнует многих. Все чаще можно слышать высказывания вроде: „Вот лето было холодное, осень сырая, а зимы не было вовсе. И все это — от Солнца...“ Действительно, очень заманчиво приписать все капризы погоды и климата именно влиянию Солнца. Ведь Солнце — главный и практически единственный поставщик энергии на Землю. Именно солнечное излучение нагревает поверхность и атмосферу планеты, вызывает испарение влаги и образование облаков, создает ионосферу, вызывает магнитные бури и полярные сияния и т. д. В то же время известно, что активность Солнца изменяется. Имеются так называемые циклы солнечной активности, и прежде всего, хорошо известный 11-летний цикл. Так, 1979 и 1980 гг., для которых были характерны необычные погодные условия в некоторые сезоны, приходятся на период максимума солнечной активности. Не он ли ответствен за происшедшие „капризы погоды“?

Прежде чем переходить к непосредственному ответу на этот вопрос, сделаем одно уточнение хотя и терминологического порядка, но очень важное для правильного понимания самой постановки проблемы, о которой мы ведем этот рассказ.

Что значит проблема „Солнце — погода“? В чем тут, собственно, может быть проблема, если любому ясно, что солнечное излучение определяет погоду и климат. На экваторе всегда жарко, поскольку Солнце там стоит высоко в небе весь год, на средних широтах наблюдается смена времен года из-за изменения длительности дня и высоты Солнца над горизонтом — это известно школьнику. Как же можно сомневаться, что Солнце определяет погоду и климат?

Говоря о проблеме „Солнце — погода“ или о солнечно-погодных связях, имеют в виду, конечно, не очевидное влияние на состояние нижней атмосферы солнечного излучения, а возможную связь этого состояния с солнечной активностью. Почему мы противопоставляем эти две связи и рассматриваем одну как очевидную, а другую как проблематичную, будет ясно из дальнейшего изложения.

В последние годы иногда встречаются спекулятивные попытки подменить проблему „Солнце — погода“ проблемой „Солнце — атмосфера“ (это название стало очень распространенным для конференций, сборников статей и т. д.). Дело, конечно, не в названии. Можно говорить и о проблеме „Солнце — атмосфера“, но только четко понимать, что речь идет о приземной атмосфере — той части атмосферы, к которой относится понятие „погода“ в общепринятом смысле. Если же об этом как-то забывают, то разговор быстро сводится к влиянию солнечной активности на атмосферу вообще, а тогда смысл проблемы теряется, так как верхняя атмосфера, начиная с мезосферы, заведомо и по очевидным причинам очень сильно зависит от уровня солнечной активности.

Итак, мы будем здесь говорить о проблеме влияния солнечной активности на состояние атмосферы в самых нижних ее слоях — тех, где льют дожди, свирепствуют засухи, перемещаются циклоны и антициклоны, бушуют ураганы — словом, наблюдаются все атрибуты понятия „погода“.

В чем же суть этой проблемы? Почему нельзя объяснить изменения погоды влиянием солнечной активности, которая подвержена изменениям в соответствии с 11-летним и другими циклами?

Дело в том, что, несмотря на существование таких циклов, Солнце в целом является светилом с очень постоянными привычками. Общий поток солнечного излучения во всех спектральных интервалах (так называемая солнечная постоянная) изменяется с течением времени очень мало — на доли процента. Так, между 1975 г. (относительно высокая активность Солнца) и 1982 г. (достаточно низкая активность) солнечная постоянная  $S$  согласно измерениям изменялась не более чем на  $2 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{мин}^{-1}$  при среднем значении  $S$ , равном  $1376 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{мин}^{-1}$ . Изменение (если оно есть), как легко видеть, не выходит за пределы  $\pm 0,15\%$ . Вот как постоянна солнечная постоянная!

Почему же тогда говорим о циклах солнечной активности? Изменения, которые происходят в течение цикла солнечной активности, касаются только коротковолновой части солнечного спектра — ультрафиолетовой и рентгеновской. Здесь поток приходящей на Землю энергии может в течение цикла меняться в сотни, тысячи и даже миллионы раз. Но видимой и инфракрасной частей солнечного спектра, где как раз и сосредоточена большая часть солнечной энергии, эти изменения не затрагивают.

Вот в этом и состоит зерно всей проблемы „Солнце — погода“. Прежде всего, ультрафиолетовое и рентгеновское излучение в сумме несут лишь малую часть ( $10^{-6}$ ) всей энергии солнечного излучения. Сразу встает первый вопрос: почему изменения этой малой части излучения могут (если действительно могут) быть так существенны для погоды и климата?

Далее, общая энергия (скажем, в ваттах или калориях), которую несет коротковолновое излучение, много меньше (в сотни и тысячи раз), чем средняя энергия, заключенная в одном образовании в тропосфере, например, в среднем циклоне. Как же могут тогда изменения рентгеновского и ультрафиолетового излучения влиять на жизнь таких образований? Ведь с таким же успехом можно предположить, что моторчиком от проигрывателя можно привести в действие подъемный кран! Это — второй вопрос проблемы.

И, наконец, ни ультрафиолетовое, ни рентгеновское излучение вообще не достигает ни поверхности Земли, ни даже тропосферы. Оно поглощается атмосферным газом на более высоких уровнях. Рентгеновское — примерно на высоте 90 — 100 км, а ультрафиолетовое — частично

выше 100 км, частично — в слое озона в стратосфере. С очевидностью встает третий вопрос: как излучение, не попадающее в тропосферу, может влиять на метеорологические события, в ней происходящие?

Ответ на первые два вопроса связывают обычно со словами „триггерный механизм". Ведь нажимая на спусковой крючок револьвера или ружья, мы прилагаем гораздо меньшую энергию, чем та, которой обладает вылетевшая пуля. Весьма соблазнительно предположить, что и коротковолновое излучение Солнца действует на своего рода „спусковые механизмы" в атмосфере, приводящие в движение махины циклонов и антициклонов.

Но нужно найти конкретные физические процессы, которые стоят за понятием „триггерный механизм", иначе оно так и останется всего лишь словами. Такими поисками заняты в последние 10 — 15 лет многие коллективы ученых, как в нашей стране, так и за рубежом. Для реализации триггерного механизма предлагаются различные физические процессы (об одном из них, связанном с планетарными волнами, мы расскажем ниже), однако общепринятой схемы таких процессов пока нет.

Возникает естественный вопрос: почему в таком случае вообще появилась проблема „Солнце — погода"? Советский ученый А. Л. Чижевский еще в 20-х годах высказал предположение о том, что многие явления на Земле, включая и погоду, тесно связаны с солнечной активностью. Свои взгляды он изложил в книге „Земное эхо солнечных бурь", переизданной в 1976 г.

Эта книга (несмотря на то, что мы сейчас знаем о Солнце и околоземном космическом пространстве несравненно больше, чем в 30-х годах, когда она писалась) не потеряла своего значения и по сей день. Ибо в вопросе о солнечно-погодных связях специалисты разделились на „верящих" и „неверящих". Книга А. Л. Чижевского — прекрасный пример развернутой позиции „верящих". Что же лежит в основе этой веры? Многочисленные и разнообразные корреляции.

В книге приведены примеры сопоставления различных метеорологических параметров, например среднего годового давления в различных городах СССР или частоты появления бурь на озере Байкал (рис. 76),

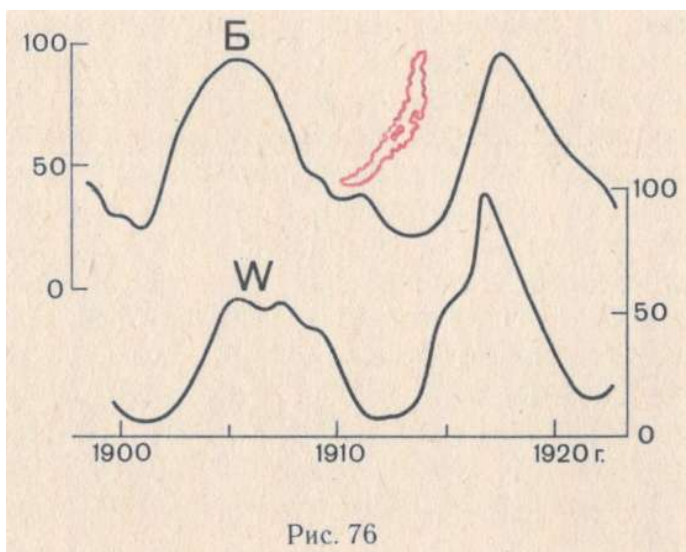
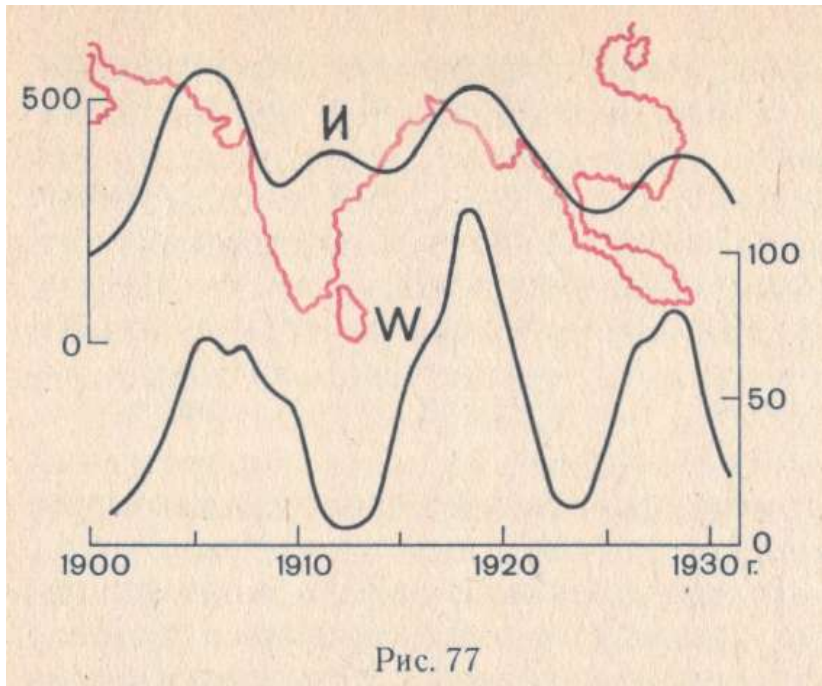


Рис. 76



с изменением активности Солнца в 11-летнем цикле. И всюду видна, в одних случаях более четко, в других — менее, корреляция. Более того, автор не ограничивает свои сопоставления только метеорологией. Его позиция шире. Он говорит о связи с солнечной активностью различных явлений в растительном и животном мире и

даже в жизни людей. Урожай в США, время прилета жаворонков в Московской губернии, время зацветания каштанов под Парижем, улов трески, рождаемость и смертность (например, смертность от холеры в Индии — рис. 77), появление эпидемий — вот выборочные примеры тех характеристик, для которых А. Л. Чижевский или цитируемые им авторы находят корреляции с числом солнечных пятен (используемым как индекс солнечной активности). Свои статистические сопоставления автор подкрепляет большим количеством теоретических рассуждений. Конечно, сегодня с позиций наших знаний, накопленных за три десятилетия „космической эры“, эти рассуждения звучат наивно. Но будем помнить, что они рождались более полувека назад, и не будем более к ним возвращаться. А вернемся к корреляциям. Как же быть с ними?

В последующие годы поиском корреляций метеорологических характеристик с индексами солнечной активности занимались многие. И было опубликовано немало работ, описывающих найденные корреляции. Но, как справедливо отметил известный американский ученый Вилкоккс, те, кто в результате своей работы находят корреляции, публикуют по этому поводу статьи, делают доклады. Те же, кто на своем материале не обнаруживает заметных корреляций, откладывают этот материал в сторону и занимаются чем-нибудь другим. В результате — сборники статей и докладов полны материалов, в которых солнечно-погодные связи ярко проявляются, а обширный массив отрицательных результатов остается в тени. Это создает неправильное представление о том, что здесь все благополучно и связи наблюдаются всегда и надежно. Вилкоккс предложил даже созывать специальные конференции с докладами тех, кто не обнаружил корреляции изменения метеопараметров с солнечной активностью,

чтобы компенсировать оптимистический эффект от обычных конференций.

Шутливая позиция американского ученого содержит, однако, рациональное зерно. Не всегда и не для всех метеорологических параметров наблюдаются значимые корреляции с солнечной активностью. Более того, для большинства основных параметров при тщательном анализе за длительный период наблюдений (а метеорологи теперь имеют ряды регулярных измерений длиной до 100 лет) значимой корреляции с циклами солнечной активности не обнаруживается. Именно поэтому многие из „чистых“ метеорологов находятся пока в лагере „неверящих“.

Однако во многих случаях корреляции наблюдаются и статистически выглядят вполне достоверными. Как же быть? В этом, собственно, и состоит важный элемент всей проблемы, которой посвящена данная глава. Раз есть реальные корреляции хоть каких-то параметров, характеризующих состояние тропосферы, значит, влияние солнечной активности все-таки существует, хотя, возможно, и не такое прямое, не так ярко выраженное, как полагали раньше. Сегодня не исключают и той возможности, что указанное влияние проявляется не всегда и не везде. Вполне резонно предположить, что существуют определенные периоды как в солнечных циклах, так и в годовых циклах погоды, когда влияние солнечной активности наиболее эффективно затрагивает важные метеорологические процессы. Для таких периодов, очевидно, поиски корреляций дадут положительный результат, хотя для усредненных за большие временные интервалы данных корреляция может и не проявляться.

Могут быть „неравноправны“ в смысле поиска солнечно-погодных корреляций и разные районы земного шара. Существуют серьезные исследования, в которых обосновывается положение, что влияние солнечной активности на погоду должно наиболее ярко проявляться в особых в географическом отношении районах, например, вдоль линии раздела материка — океаны.

При современном подходе к поиску корреляции между метеорологическими параметрами и проявлениями солнечной активности появляются новые возможности, но и новые трудности.

Когда изучают связь поведения какой-нибудь величины  $X$  с отдельными, нерегулярно происходящими событиями (например, солнечными вспышками или стратосферными потеплениями), то используют так называемый метод наложенных эпох. В этом методе за нуль отсчета по шкале времени принимают момент начала (или максимума) каждого события и изменение величины  $X$  для всех зарегистрированных событий наносится на один график. В случае, если зависимость изучаемой величины от происходящего явления реально существует, на всех кривых графика должны наблюдаться одни и те же эффекты — скажем, увеличение  $X$  на второй день после события. Чем больше событий рассмотрим мы в данном методе, тем более надежными будут наши выводы... если все наложенные кривые демонстрируют одни и те же



особенности в одни и те же моменты (или интервалы) времени относительно выбранного нуля отсчета.

До сих пор, упоминая солнечную активность, мы все время говорили о „гладком” изменении последней в основном в течение наиболее известных 11-летних циклов. Именно с ними проводил свои сопоставления А. Л. Чижевский, а также многие исследователи, искавшие солнечно-атмосферные корреляции в последующие десятилетия. Но существенным элементом солнечной активности являются также различные спонтанные события, наиболее мощными из которых являются солнечные вспышки. Именно с их появлением в последние два десятилетия описанным выше методом было проведено много сопоставлений поведения самых различных атмосферных параметров. И при этом получено много противоречивых результатов.

Сегодня, когда мы осознали всю сложность понятия „солнечная активность” и все многообразие процессов взаимодействия различных носителей солнечной энергии с различными „сферами” Земли, мы уже не должны удивляться таким противоречиям в результатах. Ведь электромагнитное излучение вспышки достигнет Земли через 8 мин после того, как вспышка произошла. Энергичные протоны — через несколько часов или десятков часов. А вызванные возмущенным солнечным ветром эффекты в магнитосфере (включая магнитную бурю, высыпание авроральных электронов и т. д.) могут проявиться лишь через несколько суток. В какой же момент на кривых изменения метеопараметров в методе наложенных эпох мы должны ожидать „особенности”, связанные именно со вспышкой? И должны ли эти особенности, как этого требует метод, наблюдаться на всех кривых (т. е. для различных вспышек) в один и тот же момент относительно начала вспышки? Из сказанного выше очевидно, что нет. А значит, даже отрицательные результаты при поиске корреляций между солнечными вспышками и различными метеорологическими характеристиками не являются доказательством отсутствия между ними физической связи.

Как бы то ни было, а на базе наблюдательных данных полностью опровергнуть связь погодных характеристик с солнечной активностью на сегодня, видимо, нельзя. Можно лишь говорить о более сложном опосредованном характере этой связи. А раз так, то вновь возникает проблема „Солнце — погода” со всеми трудностями солнечно-погодных связей, с которых мы начинали наш рассказ.

Давайте вернемся к этой проблеме. Мы пришли в нашем рассказе к заключению о необходимости существования триггерного механизма, запускающего всю „кухню” при относительно небольших энергетических затратах. Где и в каких процессах искать такой механизм?

На первую часть вопроса ответить сегодня легче, чем на вторую. Все, что мы знаем о

поглощении солнечного излучения, подводит нас к единственному ответу — в средней атмосфере. Ведь это самая низкая часть атмосферы, куда еще проникают связанные с солнечной активностью электромагнитное излучение и корпускулярные потоки. Сверху она граничит с термосферой, которая целиком контролируется коротковолновым излучением, сильно изменяющимся в зависимости от солнечной активности, снизу — с тропосферой, где нас как раз и интересует погода.

Для ответа на вторую часть вопроса нам придется чуть более внимательно посмотреть на общую картину поглощения в атмосфере различных участков солнечного спектра. Излучение, которое непосредственно достигает тропосферы, т. е. излучение в видимой и инфракрасной области, нас сейчас не интересует, поскольку оно, как уже говорилось, от солнечной активности не зависит. С другой стороны, не волнует нас и излучение с  $\lambda < 100$  — 120 нм, которое образует ионосферу, — оно „застревает" в атмосфере выше 80 — 100 км. Но ясно, что где-то должна быть граница между частью солнечного спектра (более коротковолновой), меняющейся при вариациях активности, и частью (более длинноволновой), остающейся неизменной. Детальный анализ солнечного излучения показывает, что в качестве такой границы можно принять длину волны, равную 210 нм.

Какие же важные для аэронавигации спектральные интервалы расположены в окрестностях этой границы (обозначим ее для удобства  $\lambda_{гр}$ )? В сторону более длинных волн простираются полосы поглощения озона (так называемые полосы Хартли, 230 — 270 нм). Сечение поглощения  $O_3$  в этом интервале длин волн очень велико, поэтому излучение в полосах Хартли поглощается в стратосфере и в значительной мере определяет нагрев этой области атмосферы.

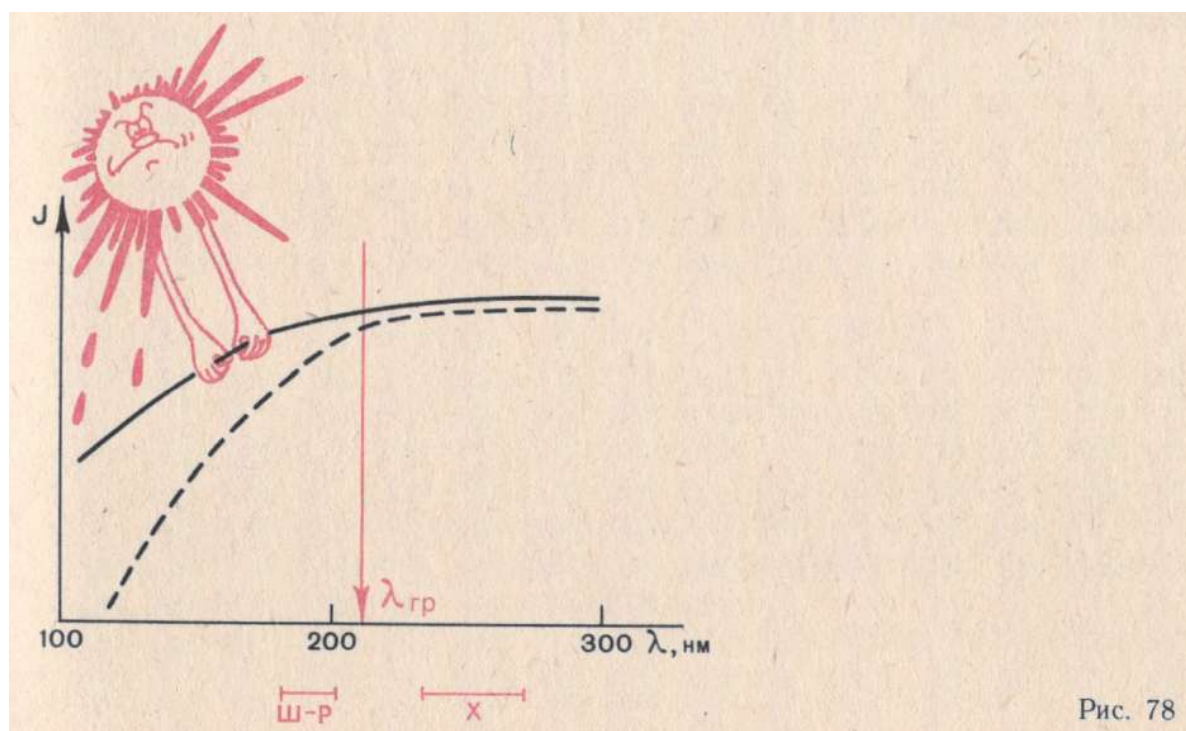


Рис. 78

Если бы поток излучения в полосах Хартли был подвержен значительным вариациям в зависимости от уровня солнечной активности, мы могли бы считать это излучение кандидатом номер один на роль участника системы процессов, реализующих триггерный механизм. К сожалению, такие вариации либо очень малы, либо отсутствуют вовсе — ведь полосы Хартли лежат в длинноволновой части спектра относительно  $\lambda_{гр}$ .

В сторону более коротких длин волн от  $\lambda_{гр}$  лежат так называемые полосы Шумана—Рунге ( $\lambda = 180..200$  нм). Это — самый длинноволновый интервал, в котором излучение еще может производить диссоциацию кислорода. Именно это излучение является в стратосфере основным поставщиком атомов О, необходимых для образования молекул озона (см. последний параграф главы 7). Вот здесь уже можно что-то искать. Ведь излучение в полосах Шумана — Рунге имеет длину волны, меньшую  $\lambda_{гр}$ , а, следовательно, должно быть чувствительно к изменению солнечной активности. Наблюдения показывают, что это так — при переходе от минимума к максимуму солнечной активности поток излучения в указанных полосах возрастает на 15 — 20%. На первый взгляд кажется, что это очень мало. Но давайте проследим всю цепочку процессов, которые должны произойти при изменении указанного потока.

Поскольку, как мы уже отмечали, диссоциация кислорода в стратосфере происходит именно под действием излучения в полосах Шумана—Рунге, увеличение потока этого излучения приведет к росту равновесных концентраций О и, соответственно, скорости образования  $O_3$ . А раз скорость диссоциации озона излучением в полосах Хартли не изменилась, мы будем иметь увеличение равновесных концентраций  $O_3$ .

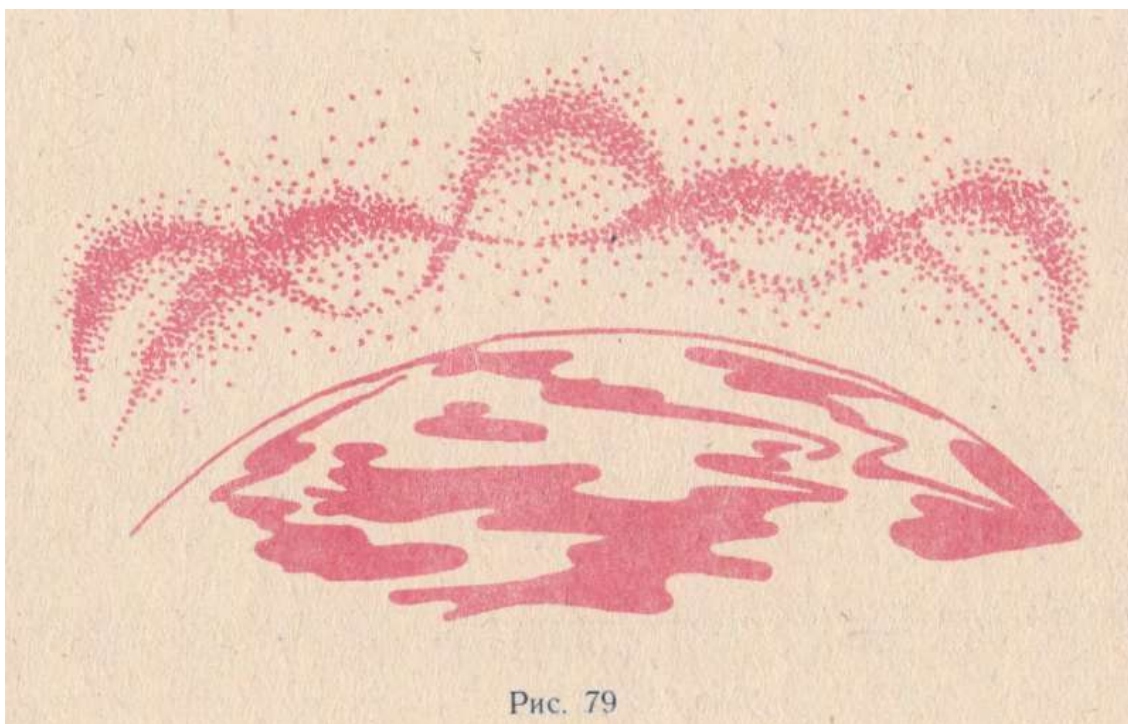


Рис. 79

К чему может привести рост  $[O_3]$ ? К изменению температуры стратосферы, поскольку поглощение излучения озоном — основной источник нагрева атмосферного газа на стратосферных высотах. Но распределение температуры вдоль меридиана определяет, как мы уже говорили в главе 6, скорость меридиональной циркуляции и вызванных действием силы Кориолиса зональных ветров. Значит, в нашей цепочке рассуждений мы пришли к тому, что изменение солнечной активности через изменение потока излучения, диссоциирующего молекулы  $O_2$ , может привести к изменению зонального ветра в стратосфере.

Отвлечемся теперь на время от нашей цепочки процессов и посвятим несколько фраз планетарным волнам, которые существенны для нашего дальнейшего рассказа.

Если мы построим график изменения давления (или температуры) вдоль круга фиксированной широты (скажем,  $60^\circ$ ), мы чаще всего получим кривую с двумя максимумами и двумя минимумами. Это и есть отображение планетарной волны (с волновым числом  $n = 2$ ) в распределении метеорологических параметров. Если на кривой имеется по одному максимуму и минимуму, то видна планетарная волна с  $n = 1$ . С помощью методов математической обработки выделяют также волны с  $n > 2$ , однако для нашего рассказа они не существенны, поскольку вверх не распространяются. А вот планетарные волны с волновыми числами 1 и 2, оказывается, могут распространяться вверх, и наблюдения позволили в отдельных случаях зарегистрировать их присутствие на высотах мезосферы и даже нижней термосферы. Однако (и это очень важно для нашего рассказа об одной из возможных реализаций триггерного механизма) показано, что движение планетарных волн через стратосферу сильно зависит от системы стратосферной циркуляции и конкретно от зональной составляющей скорости ветра. Проникновение планетарных волн вверх выше уровня этой циркуляции возможно лишь при западных ветрах, скорость которых не превышает некоторого критического значения  $v_0$ . При ветрах с востока, а также с запада, но с  $v > v_0$ , планетарные волны не в силах преодолеть барьер стратосферной циркуляции — они либо отражаются вниз, либо рассеиваются (диссипируют).

Внимательный читатель, вероятно, уже отметил, что практически то же самое мы говорили в главе 6 о внутренних гравитационных волнах ВГВ, когда обсуждали возможные механизмы метеорологического влияния на область  $D$  ионосферы. Разница лишь в том, что для планетарных волн существование барьера в виде зональной циркуляции строго доказано теоретически, тогда как в случае ВГВ мы делали предположение, опираясь на данные некоторых наблюдений и аналогию с планетарными волнами.

Итак, мы возвращаемся к нашей основной цепочке процессов. Пусть у нас сейчас в северном полушарии зима, меридиональная циркуляция направлена от экватора к полюсу, а



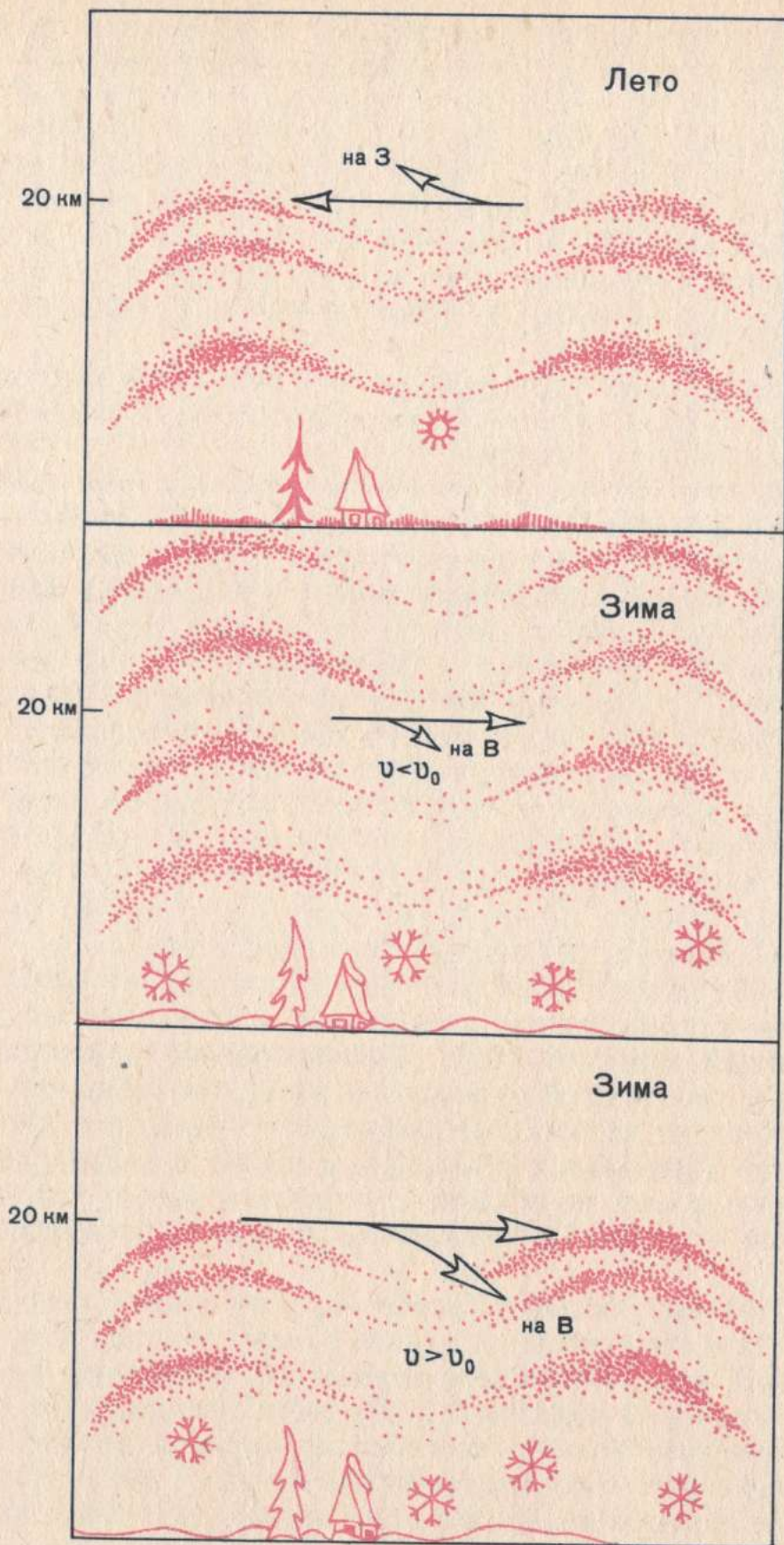


Рис. 80

зональный ветер дует с запада, но его скорость меньше  $v_0$ . В этом случае планетарные волны относительно свободно проникают в более высокие слои атмосферы (см. среднюю часть рис. 80). Пусть теперь из-за изменения солнечной активности по цепочке процессов, которую мы подробно описали выше, произошло усиление зонального ветра, и его скорость  $v$  превысила  $v_0$ . В силу только что сказанного, проникновение планетарных волн вверх прекратится (см. нижнюю часть рис. 80) — они будут отражаться вниз, взаимодействовать с другими волнами, диссипировать. Но поскольку планетарная волна в тропосфере — это и есть распределение метеорологических параметров, ясно, что при описываемом нами изменении изменится существенно и вся картина распределения температуры и давления в тропосфере, т. е. изменится погода.

Вот мы и закончили нашу цепочку процессов, начав с изменения потока излучения в полосах Шумана—Рунге из-за изменения солнечной активности и кончив изменением погоды. В принципе — именно то, что требуется.

Но, конечно, описанная цепочка процессов представляет собой лишь пример одного из возможных (по мнению автора этой книги, очень перспективных) путей реализации триггерного механизма. И, естественно, все описание сознательно упрощено (не описана, например, обратная связь между циркуляцией и температурой), чтобы показать направление поиска и возможный характер триггерного механизма. Работает он действительно или нет — покажет будущее.

На этом можно было бы закончить данную главу, если бы, рассказывая о книге А. Л. Чижевского, мы не упомянули корреляции с солнечной активностью ряда других явлений — рождаемости, смертности и эпидемий, урожайности различных сельскохозяйственных культур и т. д. Каков сегодня взгляд на такие корреляции?

Часть из них (все, что связано с сельским хозяйством и флорой в целом) может быть объяснена опосредованным влиянием солнечной активности на флору через изменение метеорологических условий. Но многие корреляции, нашедшие подтверждение в более поздних исследованиях на основе современного статистического анализа результатов, указывают на связь с солнечной активностью состояния людей и животных.

Каким бы странным это ни показалось на первый взгляд, но объяснить такую связь легче, чем связь с солнечной активностью метеорологических явлений. Когда речь идет о людях и животных не стоит ни одной из трех трудностей, которые мы сформулировали в начале этой главы, говоря о проблеме „Солнце — погода“. Для объяснения влияния солнечной активности на человека и животных мы имеем прекрасный аппарат — магнитное поле Земли. Существование магнитных возмущений — магнитных бурь, тесно связанных с различными

проявлениями активности Солнца, известно давно. И обнаружены они именно по наземным наблюдениям магнитного поля. А раз так, магнитные бури не могут не влиять на все, что происходит на поверхности Земли. Каким образом? Это — очень интересная проблема. И очень важная в практическом отношении — ведь сегодня даже в газетах публикуют прогнозы солнечной активности с указанием дней, когда людям с сердечнососудистыми заболеваниями следует быть особенно осторожными... Интересная проблема, но выходящая за рамки этой книги об аэрономии. А об аэрономической стороне проблемы „Солнце — погода" мы уже рассказали.



## ЧТО ЖЕ ДАЛЬШЕ?

### (Краткое заключение)

Итак, на страницах этой книги рассказано об аэрономии. О том, что уже известно и устоялось, о новых идеях, которые лишь сейчас появляются, и о нерешенных проблемах, которые беспокоят специалистов. Это — сегодняшний день аэрономии. Ну, а завтрашний день? Можно ли заглянуть вперед и попытаться представить себе, как будет развиваться это направление науки в ближайшие 10 — 20 лет?

О практической значимости аэрономических исследований мы уже говорили во введении. Эта значимость, видимо, и позволяет попробовать спрогнозировать будущее аэрономии. Ведь главное, что требуется от аэрономии в конечном итоге, — это знание различных характеристик верхней атмосферы, необходимое для практических нужд, иначе говоря, различные модели атмосферы.

Пока эти модели строятся — на основе сугубо экспериментальных данных, „чистой“ теории или совместно (так называемые гибридные модели) — для отдельных параметров или групп параметров, отдельных высотных областей или географических зон. Существуют модели озоносферы, области  $F_2$ , распределения отрицательных ионов, полугодовых вариаций атомарного кислорода и т. д. и т. п.

Однако, как автор старался показать в этой книге, все проблемы в аэрономии тесно связаны. И чем больше мы узнаем о физикохимии верхней атмосферы, тем больше мы таких связей обнаруживаем, причем подчас в самых неожиданных местах (ну кто, право, мог предположить 10 лет назад, что ионизационно-рекомбинационный цикл процессов в области  $D$  окажется прямо связанным с проникновением в мезосферу ВГВ и со стратосферной циркуляцией?). Особенно активно выступают в качестве „связующих“ динамика, возбужденные составляющие и малые компоненты. А поскольку в последнее время мы все больше убеждаемся в важной роли, которую играют эти „связующие“ в самых разных вопросах аэрономии, то неизбежно появляется все больше и больше примеров теснейшей взаимосвязи самых, подчас, „далеких“ проблем верхней атмосферы.

Мораль ясна: достаточно точно верхнюю атмосферу можно описать, лишь рассматривая полную глобальную модель, включающую все мыслимые процессы. Те частные проблемы, которые наука решает сейчас, те ограниченные модели, которые сейчас строятся, — все это „кирпичики“, которые будут цементированы новыми идеями о взаимосвязи различных процессов и лягут в основу будущей Модели.

В идеале такая Модель, будучи реализована в мощной ЭВМ, должна быть способна дать ответ на любой вопрос о состоянии верхней атмосферы в данный момент (диагностика) и

предсказать поведение любого из параметров на ближайшее будущее (прогноз). Для успешного проведения диагностики и прогнозирования Модель должна непрерывно и автоматически „подпитываться“ текущими данными регулярных наблюдений на спутниках, на сети ионосферных станций, на станциях наблюдения свечения атмосферы и т. д.

Здесь уместно отметить, что именно по этому пути идет создание модели ионосферы в ионосферной службе в Институте прикладной геофизики имени академика Федорова Е. К. Это ионосферная модель, призванная обеспечивать потребителей информацией о текущем и прогнозируемом состоянии ионосферы, основана именно на комбинации экспериментальных данных и схемы основных аэрономических процессов, определяющих поведение ионосферы. Она реализована в мощной ЭВМ и непрерывно „подпитывается“ свежими данными наблюдений на сети ионосферных станций и на специальном ионосферном спутнике.

Разработка основ и схем Модели, изучение и уточнение различных процессов, взаимосвязей, моделей — вот куда, по мнению автора, будут направлены в ближайшем будущем усилия специалистов, занимающихся аэрономией. А сама Модель должна явиться логическим завершением их усилий.

Но, конечно, это дело будущего. И, естественно, новые специалисты придут к тому времени в аэрономию. Автор был бы рад, если бы среди них оказались те, кого эта книга подтолкнула к серьезному изучению аэрономии. Но это, конечно, мечты автора...

Для тех, кто все же захочет глубже познакомиться с аэрономией, ниже приводится список монографий (1 — 4) и известных автору научно-популярных книг по близким вопросам (5 — 7).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Уиттен Р., Попофф Дж. Основы аэрономии. Л., Гидрометеиздат, 1977.
2. Брасье Г., Соломон С. Аэрономия средней атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1987.
3. Данилов А. Д., Казимировский Э. С. и др. Метеорологические эффекты в ионосфере. Л., Гидрометеиздат, 1987.
4. Чемберлен Дж. Теория планетных атмосфер. М., Мир, 1981.
5. Красовский В. И. Штили и штормы в верхней атмосфере. М., Наука, 1975.
6. Казимировский Э. С. Волшебное зеркало планеты. Иркутск, Восточносибирское книжное издательство, 1978.
7. Казимировский Э. С. Мы живем в короне Солнца. М., Наука, 1982.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие ко второму изданию .....	3
Для кого написана эта книга (предисловие к первому изданию)	4
Что такое аэрономия? .....	6
<b>1. Как устроена атмосфера .....</b>	<b>10</b>
Сколько на свете сфер? .....	10
Атомы — молекулы* .....	14
Эти бесчисленные вариации .....	16
Откуда ветер дует?* .....	23
<b>2. Сфера заряженных частиц .....</b>	<b>26</b>
Кое-что о структуре .....	26
Где сколько электронов .....	28
Как много разных ионов .....	32
Какова температура электронов? .....	37
<b>3. Кто отвечает за образование ионосферы .....</b>	<b>39</b>
Борьба между ионизацией и рекомбинацией .....	40
Главный источник — Солнце* .....	41
<b>4. Равновесные концентрации ионов .....</b>	<b>49</b>
Что такое „время жизни“ .....	49
Две основные реакции .....	52
Что во что переходит, или окончательная схема процессов .....	57
Важный параметр с длинным названием .....	60
Когда зашло Солнце .....	65
Борьба динамики и фотохимии .....	74
<b>5. Загадочная область D .....</b>	<b>81</b>
Почему это так трудно .....	81
Ищем источник ионизации .....	86
Не связывайтесь с ионами-связками!* .....	92
Положительная сторона отрицательных ионов* .....	101
И вновь о коэффициенте рекомбинации* .....	111
<b>6. Ионосфера и метеорология** .....</b>	<b>117</b>
Почему аномалию называют зимней? .....	119
Нормальная химия в аномальные дни .....	125
О ветрах, волнах и турбулентности .....	130
Корреляции, корреляции .....	141
<b>7. Проблемы нейтральных частиц .....</b>	<b>152</b>
Эта неприятная окись азота* .....	152
Сколько в атмосфере атомарного азота? .....	164
Наш верный защитник озон** .....	170

8. Бури и штормы в „волшебном зеркале“** .....	186
Польза и вред ионосферных возмущений .....	186
Что известно об ионосферных бурях .....	194
Что плохо в положительной фазе? .....	199
От солнечного ветра до бури в ионосфере .....	205
9. Аэрномия и проблема „Солнце — погода“** .....	213
Что же дальше? (Краткое заключение) .....	225
Список литературы .....	227

---

\* Разделы, помеченные звездочкой, существенно переработаны по сравнению с первым изданием.

\*\* Разделы, помеченные двумя звездочками, написаны заново.

90 коп.



А. Д. ДАНИЛОВ  
ПОПУЛЯРНАЯ  
АЭРОНОМИЯ

Большинство современных проблем аэрономии связано с физикохимией верхней атмосферы. Иначе говоря, ученых волнуют вопросы «почему», «в результате каких процессов?»...