ВЕРХНИЕ СЛОИ АТМОСФЕРЫ [1])

4 мая 1939 г. в Лондоне состоялось объединенное собрание Химического, Физического и Метеорологического обществ Великобритании, посвященное вопросам строения верхних слоев атмосферы.

В своем вступительном слове проф. Ф. А. Панет (F. A. Paneth) следующим образом охарактеризовал задачи конференции. Круг вопросов, связанных со строением верхних слоев атмосферы, столь обширен, что нет возможности сколько-нибудь подробно охватить их на конференции. Имея это в виду, было решено посвятить доклады вопросам метеорологического, физического и химического исследования верхних слоев атмосферы и воспользоваться одновременным присутствием представителей трех упомянутых областей науки (что, к слову сказать, происходит далеко не часто) для соответствующего обмена мнениями. В качестве тем докладов были намечены вопросы состава, плотности и температуры верхних слоев атмосферы.

Исключение из рассмотрения других вопросов, связанных со строением верхних слоев атмосферы, отнюдь не указывает на их меньшее значение. Это было сделано с целью использовать все возможности для более полного обсуждения хотя бы узкого круга вопросов. И если в программе конференции не фигурировали, например, вопросы изучения электрического состояния атмосферы, то это указывает на обширность этой проблемы, ввиду чего не было возможности обсудить ее исчерпывающим образом наряду с другими вопросами.

Ниже приводится краткое содержание основных докладов, а также наиболее интересные высказывания при обсуждении докладов.

А. СОСТАВ ВЕРХНИХ СЛОЕВ АТМОСФЕРЫ

НЕПОСРЕДСТВЕННЫЙ ХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ АТМОСФЕРЫ

(Доклад проф. Ф. А. Панета)

С чисто химической точки зрения анализ воздуха в области стратосферы не представляет особого интереса.

Химический анализ важен как средство определения той высоты стратосферы, начиная с которой воздух можно считать находящимся в состоянии покоя. Конечно, не следует понимать этот покой как абсолютный, так как наблюдения за полетами шаров-зондов и стратостатов, а также за траекториями трассирующих снарядов совершенно определенно указывают на существование даже на больших высотах воздушных течений.

Как известно, в относительно спокойной атмосфере под действием силы тяготения должно наблюдаться диффузное разделение легких и тяжелых газов, входящих в состав атмосферы. Подтверждением этого предположения явилось бы экспериментальное обнаружение преобладания более легких газов в высоких областях атмосферы.

---

[1]) Реферат статьи „The upper atmosphere“ (Quarterly J. Roy. Met. Soc., Vol. LXV, № 281, July, 1939).

Начиная подобное исследование, конечно, необходимо располагать исчерпывающими данными о составе атмосферы на уровне земли. К сожалению, несмотря на бесчисленные измерения, состав воздуха на уровне земли все еще не может считаться известным совершенно точно, так как отдельные измерения показывают несколько отличные результаты в зависимости от применявшегося метода и индивидуальности экспериментатора.

Наиболее достоверный на сегодняшний день объемный состав сухого воздуха приведен в табл. 1.

Таблица 1

Объемный состав воздуха в области тропосферы (в %)

Азот	78,09	Криптон	$1 \cdot 10^{-4}$
Кислород	20,95	Водород	$5 \cdot 10^{-5}$
Аргон	0,93	Ксенон	$8 \cdot 10^{-6}$
Углекислота	0,03	Озон [1])	$1 \cdot 10^{-6}$
Неон	$1{,}8 \cdot 10^{-3}$	Радон [2])	$6 \cdot 10^{-13}$
Гелий	$5{,}24 \cdot 10^{-4}$		

При составлении табл. 1 количество водяных паров, содержание которых может колебаться в весьма значительных пределах, не учитывалось. По тем же причинам не учитывалось содержание двуокиси азота и формальдегида, так как оба газа наблюдаются только в непосредственной близости от человеческого жилья.

Наиболее удобным средством обнаружить разделение входящих в состав атмосферы газов является исследование относительного содержания двух газов, один из которых легче, а другой тяжелее нормального воздуха. Плотности входящих в состав атмосферы газов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Плотности входящих в состав атмосферы газов

Газ	Химическая формула	Молекулярный вес (O = 16,000)	Плотность (воздух = = 1,000)
Водород	H_2	2,016	0,0695
Гелий	He	4,002	0,138
Неон	Ne	20,183	0,695
Азот	N_2	28,016	0,967
Кислород	O_2	32,000	1,105
Аргон	Ar	39,944	1,379
Углекислота	CO_2	44,000	1,529
Озон	O_3	48,000	1,624
Криптон	Kr	83,700	2,868
Ксенон	X	131,300	4,525

Несмотря на то, что плотность кислорода лишь незначительно больше плотности нормального воздуха, в качестве представителя „тяжелого газа“ удобно выбрать именно его. Причина этого кроется в исключительной простоте химического обнаружения кислорода. В качестве представителя „легкого газа“ выберем гелий. Несмотря на большие трудности его измерения, разработанный в последние годы метод дробной дестилляции позволяет с достаточной точностью определять содержание гелия даже в тех случаях, когда общее количество воздуха не превышает нескольких кубических сантиметров.

[1]) Содержание переменно; увеличивается с высотой.
[2]) Содержание переменно; уменьшается с высотой.

Для подведения надежной базы под измерения необходимо было предварительно убедиться в постоянстве содержания гелия в атмосфере в различных точках земного шара, имея в виду, что в некоторых областях земной коры (например, в нефтеносных районах) гелий выделяется в бо́льших количествах, чем в других (например, над океаном).

Результаты обследования содержания гелия в различных пунктах земного шара, разбросанных почти по всей поверхности земли, приведены в табл. 3.

Таблица 3

Содержание гелия (в 10^{-6} *см*^{3} на 1 *см*^{3} воздуха) в различных точках земного шара

Северное полушарие		Южное полушарие	
Лондон (среднее из 12 анализов)	5,240	Мариенталь (Ю.-з. Африка)	5,233
Новая земля (СССР)	5,250	То же	5,253
Красноярск (СССР)	5,245	О-в Вознесения (Тихий океан)	5,242
Долина Смерти (Калифорния, США)	5,238	Антарктический океан	5,227
То же	5,239	То же	5,231
Ороно (Майн, США)	5,226		
Панамский канал	5,240	Среднее	5,237
Караибское море (70° W, 12° N)	5,243	Среднее содержание гелия в обоих полушариях	5,240
Караибское море (47° W, 25° N)	5,233		
Среднее	5,240		

Ни в одном из случаев содержание гелия не отличалось от среднего значения на величину, превышающую точность измерения. В более ранних измерениях погрешность составляла 0,5%. Впоследствии, по мере совершенствования измерительной техники, погрешность измерений уменьшилась до 0,2%. Возможно, что, применяя во всех случаях более совершенную технику, удалось бы в еще большей степени уменьшить и без того малые колебания содержания гелия. Во всяком случае цифры табл. 3 показывают, что содержание гелия в нижних слоях тропосферы настолько постоянно, что по измерению его содержания с высотой можно надежно судить о разделении газов.

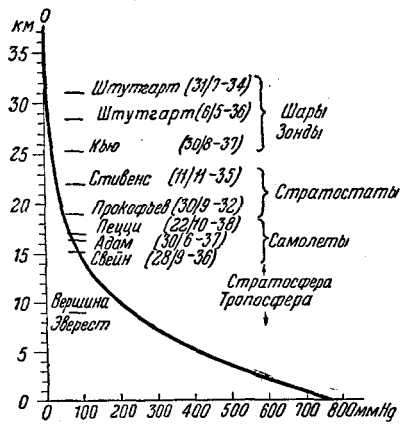

Рис. 1. Высоты, достигнутые самолетами, стратостатами и шарами-зондами

Кривая характеризует зависимость атмосферного давления от высоты (подчеркнуты подъемы, во время которых взяты пробы воздуха)

На рис. 1 схематически показаны высоты, достигнутые во время взятия проб воздуха с помощью шаров-зондов и стратостатов. В табл. 4 приведены полученные при этом результаты измерений содержания гелия и кислорода.

Цифры табл. 4 показывают, что на высотах меньше 20 *км* состав воздуха, по крайней мере с точностью измерений, можно считать постоянным. На высотах же, превышающих 20 *км*, все без исключения измерения указывают на увеличение содержания гелия и уменьшение содержания кислорода. Это дает основа-

ние считать, что диффузное разделение тяжелых и легких газов начинается с высоты 20 *км*. Разделение более заметно в отношении гелия, что вполне объясняется большей разницей в плотностях гелия и нормального воздуха по сравнению с разницей для кислорода и нормального воздуха.

Таблица 4

Содержание в атмосфере гелия и кислорода на различных высотах

Высота в *км*	Гелий		Кислород	
	Объемное содержание в 10^{-4}%	Относительное изменение в %	Объемное содержание в %	Относительное изменение в %
0	5,24	0	20,94 20,92	0 0
9—17	—	—	20,92	0
14,5	—	—	20,89	— 0,14
16,5	5,27	+ 0,5	—	—
18,0	5,26	+ 0,4	—	—
18,5	5,28	0,7	20,95 20,84	0 — 0,33
19,0	5,27	+ 0,5	20,87	— 0,24
21	5,64	+ 7,0	—	—
21,5	—	—	20,895	— 0,24
22	5,45 5,34	+ 4,1 + 2,0	20,57	— 1,7
22,5	5,51 5,34	+ 5,1 + 1,9	— —	— —
23,5	5,46 5,27	+ 4,2 + 0,5	— —	— —
24	—	—	20,74	— 0,86
25	5,35	+ 2,1	—	—
28—29	—	—	20,39	— 2,5

Из рис. 1 следует, что в существующих условиях наиболее пригодным для изучения разделения газов в атмосфере средством являются шары-зонды, достигавшие высоты 31 *км*. Из стратонавтов разделение газов удалось подметить только Стивенсу на стратостате „Эксплорер II", достигшему высоты 22 *км*. Тот же график показывает, что химический анализ проб воздуха на высотах больше 32 *км* вследствие крайнего разрежения атмосферы не может дать положительных результатов.

Скачкообразные изменения относительного содержания гелия и кислорода по мере роста высот объясняются неизбежными токами воздуха в этой области. Резкий переход к режиму покоя казался бы крайне неправдоподобным. По тем же причинам не приходится ожидать точного совпадения содержания гелия и кислорода в пробах воздуха, взятых в разное время и в различных пунктах земного шара.

Чтобы окончательно убедиться в том, что наблюдавшиеся небольшие изменения в содержании гелия и кислорода действительно характеризуют диффузное разделение, было бы крайне полезно определить содержание гелия и кислорода в одной и той же пробе воздуха. Работы в этом направлении ведутся. Пока же приходится довольствоваться тем, что данные табл. 4 указывают на начало разделения легких и тяжелых составляю-

щих воздуха на высотах в интервале от 20 до 30 *км*. Вопрос о том, в какой мере наблюдавшееся разделение может развиваться в области больших высот и привести к совсем отличному от обычного составу воздуха, рассматривается в докладе проф. Чэпмэна.

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ И ИНЫЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ПРОЦЕССА ДИССОЦИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ

[Доклад проф. С. Чэпмэна (S. Chapman)]

1. Основными положениями доклада проф. Панета являются постоянство состава воздуха на высотах до 20 *км* и признаки начинающегося разделения газов на больших высотах. При этом не принимались во внимание случайные составляющие атмосферы, как-то: водяные пары, содержание которых зависит от метеорологических условий, а также компоненты, зависящие от близости городов.

Более легкие составляющие атмосферы обладают всегда большей, чем тяжелые составляющие, скоростью диффузии; в смеси нескольких газов заданного состава эта скорость обратно пропорциональна плотности и потому увеличивается по мере роста высот; у поверхности земли скорость диффузии ничтожно мала, вследствие чего в этой области воздуха процессы перемешивания являются доминирующими.

Обмен воздуха в вертикальном направлении может иметь место только при наличии сил, вызывающих этот обмен и преодолевающих „вертикальную устойчивость“ атмосферы. Как известно, среда будет находиться в состоянии неустойчивого равновесия в том случае, когда плотность увеличивается снизу вверх, причем для большинства жидкостей это отвечает случаю падения температуры с высотой; для сжимаемых сред, подобно воздуху, вертикальная устойчивость нарушается в том случае, когда температура падает с высотой быстрее, чем „адиабатический градиент“; в тропосфере вторая величина в два раза меньше первой, вследствие чего эту область атмосферы следует считать устойчивой. В „изотермической области“ стратосферы вертикальная устойчивость выше, чем в тропосфере, и достигает еще более высоких значений в области роста температуры с высотой, где воздух исключительно устойчив. Над этой областью температура, как можно думать, сначала падает, а затем вновь увеличивается. Вызываемые этими изменениями температуры колебания вертикальной устойчивости создают причины, способствующие перемешиванию воздуха. В настоящее время мы не в состоянии дать оценку этим силам и вызываемой ими степени перемешивания воздуха; следовательно, мы не можем предсказать, в какой мере (и в какой области) диффузия оказывается доминирующим фактором и вызывает изменение состава воздуха с высотой. Тем самым не исключается возможность того, что наблюдающиеся на высотах больше 20 *км* следы диффузного разделения воздуха связаны с исключительной вертикальной устойчивостью вышерасположенного слоя возрастающих температур.

2. Если предположить, что на высотах больше 20 *км* диффузия превосходит силы перемешивания, то в составе верхних слоев атмосферы должны наступить коренные изменения, так как основными составными частями атмосферы на больших высотах должны стать более легкие газы. В связи с этим кислород и азот будут преобладать только в нижних слоях атмосферы. Это иллюстрируется рис. 2 и 3, составленными в предположении того, что, начиная с некоторой высоты (20 *км* на рис. 2 и 10 *км* на рис. 3), перемешивание полностью прекращается, и в предположении определенного температурного режима атмосферы. При составлении рис. 3 полагали, что гелий и водород сохраняются на всех высотах, почему на высотах больше 100 *км* атмосфера показана состоящей, главным образом, из водорода. При составлении рис. 2 исходили из существования в верхних слоях только гелия, вследствие чего на больших высотах атмосфера показана состоящей, главным образом, из гелия.

В связи с этим возникают следующие вопросы: является ли атмосфера на высотах больше 100 или 150 *км* водородной? Является ли она в этой области гелиевой? Или, быть может, в результате некоторых процессов и в этой области атмосфера имеет почти такой же состав, как и на уровне земли, т. е. состоит в основном из азота и кислорода?

3. Указания на этот счет можно почерпнуть из спектра полярных сияний, испускаемого частицами воздуха. Как полагают, частицы воздуха приводятся в состояние возбуждения потоком быстро движущихся корпускул, выбрасываемых солнцем. Спектр полярных сияний указывает на присутствие в верхней атмосфере, главным образом (если не исключительно), азота и кислорода и не содержит даже следов гелия и водорода. Спектр испускается слоями воздуха, расположенными в области высот от 90 до 600 *км*. Представляется удивительным, что на столь больших высотах

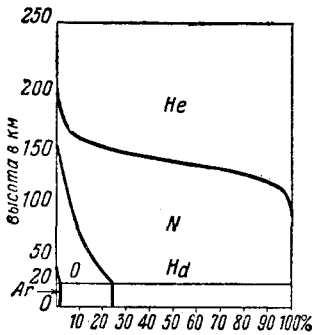

Рис. 2. Состав атмосферы на различных высотах (Чэпмэн и Милн). H_d — высота, на которой начинается диффузия

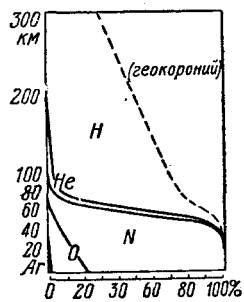

Рис. 3. Состав атмосферы на различных высотах (А. и К. Вегенер)

плотность воздуха достаточна для испускания света; еще более примечательно то обстоятельство, что этот спектр указывает на присутствие азота и кислорода, которые, судя по рис. 2 и 3, на этих высотах почти отсутствуют. Этот факт, независимо от того, могут ли гелий или водород испускать свет в условиях полярных сияний, делает вероятным предположение, что вся атмосфера до высоты 600 *км* состоит в основном из азота и кислорода.

4. Преобладание азота и кислорода в качестве составных частей атмосферы во всей ее толще может быть объяснено предположением, что на всех высотах процессы перемешивания преобладают над диффузией; при этом подразумевается, что наблюдаемое незначительное преобладание гелия на высотах больше 20 *км* не получает дальнейшего развития на больших высотах. В этом отношении желательно и возможно проведение экспериментальных наблюдений.

В качестве другого возможного объяснения можно высказать предположение, что под действием высокой температуры верхних слоев атмосферы (см. раздел В) скорость движения молекул настолько увеличивается, что легкие газы (водород и гелий), преодолевая притяжение земли, покидают пределы атмосферы.

5. Дальнейшие сведения о составе атмосферы в недосягаемых областях можно почерпнуть на основании изучения спектров атмосферы, среди которых следует различать спектры трех типов. Проще всего наблюдать спектр солнечных лучей, поглощаемых толщей атмосферы; отделение линий поглощения в земной атмосфере от линий поглощения в хромосфере не представляет затруднений. Два других спектра: спектр полярных сияний (наблюдаемый во время сильного возбуждения молекул воздуха)

и спектр свечения ночного неба (излучаемый верхними слоями воздуха в ночные часы), являются спектрами испускания.

Оба спектра испускания указывают на присутствие линий молекулярного азота; во время интенсивных полярных сияний наряду с линиями нейтрального азота появляются линии ионизированного азота. Без сомнения ионы молекулярного азота постоянно имеются в атмосфере в ночные часы; однако, в обычных условиях энергия недостаточна для их возбуждения до состояния испускания света, из-за чего нормальные спектры свечения ночного неба не указывают на присутствие подобных ионов.

Ни один из спектров испускания не показывает линий молекулярного кислорода; однако, линии атомного кислорода наблюдаются в обоих спектрах.

Это обстоятельство лишний раз указывает, что на значительных высотах кислород претерпевает диссоциацию и, повидимому, уже полностью диссоциирован на высотах, превышающих 100 *км*; в более низких слоях атомный и молекулярный кислород существует одновременно что, кстати, объясняет образование озона, который легко возникает в среде, где присутствуют одновременно молекулы и атомы кислорода.

Кроме того, спектр свечения ночного неба указывает на присутствие линий атомного натрия, существование которого в верхних слоях атмосферы представляет собой неразрешенную проблему.

6. Диссоциация молекулярного кислорода в верхних слоях атмосферы обусловлена поглощением ультрафиолетовых лучей солнца в широкой полосе частот с центром около 1 500 Å. Образующийся озон также поглощает ультрафиолетовые лучи, но в другой широкой полосе с центром около 2 500 Å, которая резко обрывает солнечный спектр у 3 000 Å; поглощение излучения озоном приводит к его диссоциации. За счет энергии, выделяемой при диссоциации молекулярного кислорода, повидимому, и возникает свечение ночного неба.

7. Азот легче ионизируется, чем диссоциирует, по крайней мере, под действием солнечного света. Спектр свечения ночного неба лишь в редких случаях указывает на существование в верхних слоях атомного азота, однако, спектры полярных сияний дают некоторые указания о наличии атомного азота, который, возможно, образуется при необычных условиях возбуждения, имеющих место во время полярных сияний.

8. Все сказанное позволяет притти к заключению, что химия верхних слоев атмосферы, повидимому, является в основном химией азота и кислорода; при этом необходимо учесть возможность существования кислорода в различных формах.

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЗОНА

[Доклад Г. М. Добсона (G. M. B. Dobson)]

Вертикальное распределение озона в земной атмосфере представляет интерес с двух точек зрения: во-первых, общеизвестна связь между содержанием озона и метеорологическими условиями в нижерасположенном районе, во-вторых, по распространенным представлениям область повышенных температур в интервале от 40 до 60 *км* обусловлена поглощающим действием озона, находящегося в этой области, вследствие чего расчет температур может быть сделан только при знании содержания озона.

Вертикальное распределение озона в атмосфере можно найти либо с помощью приборов на шаре-зонде, либо с помощью аппаратуры, установленной на земле. В обоих случаях определяется количество озона над точкой измерения, путем сопоставления интенсивности двух частот солнечного спектра, одна из которых сильно поглощается озоном, а другая пропускается с незначительным поглощением.

На рис. 4 и 5 показаны в виде графиков результаты измерений, произведенных с помощью аппаратуры, установленной на земле. Кривые рис. 4 получены в Ароза (Arosa, Швейцария), рис. 5 в Тромсе (Норвегия). При изменениях определялось как абсолютное содержание озона в санти-

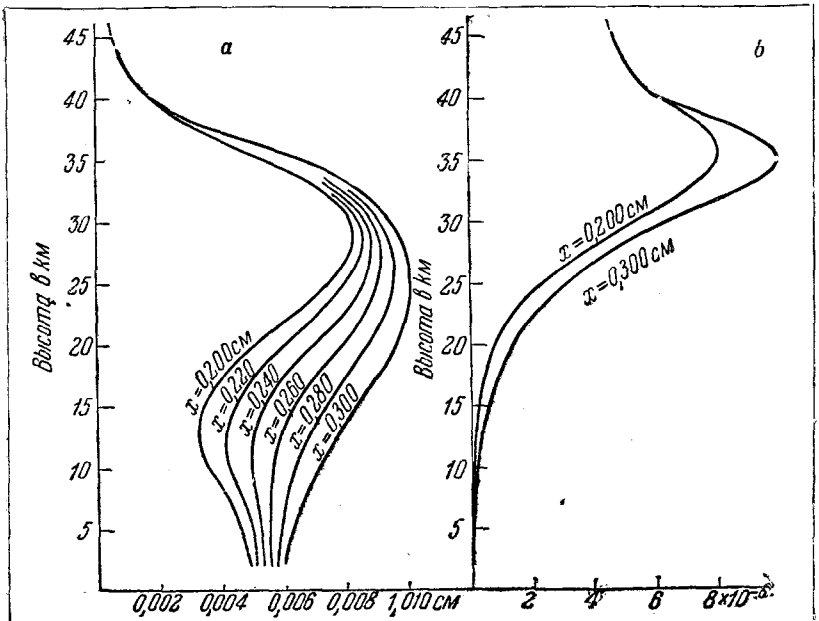

Рис. 4. Вертикальное распределение озона в атмосфере по измерениям в Ароза (Швейцария).

a — по оси абсцисс отложено содержание озона в сантиметрах на километры (т. е. 10^{-6} *см*³ на 1 *см*³ воздуха); *b* — относительное содержание озона в 1 *см*³ воздуха

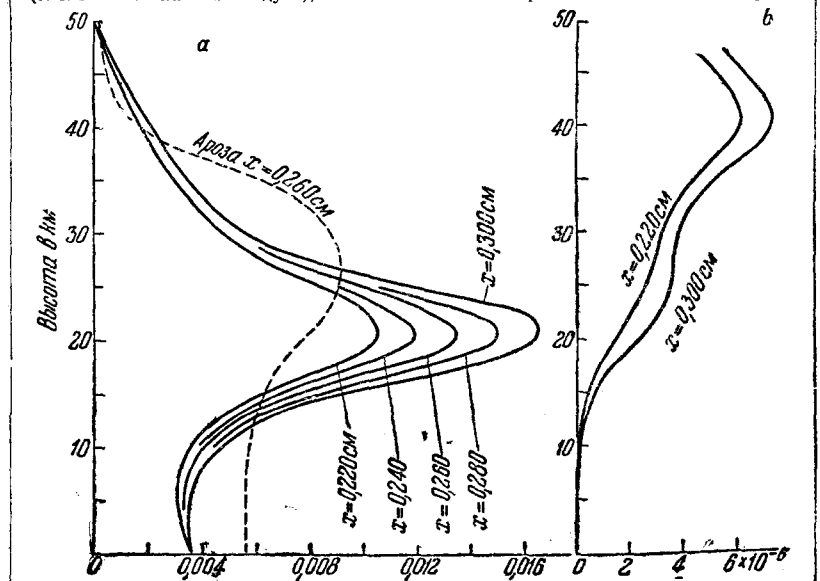

Рис. 5. Вертикальное распределение озона в атмосфере по измерениям в Тромсе (Норвегия)

По оси абсцисс отложены те же величины, что и на рис. 4, *a* и *b*

метрах на 1 *км* высоты, так и относительное содержание озона в воздухе. Надписи на кривых соответствуют общему количеству озона. Несмотря на сравнительно большие ошибки измерений, различие в ходе кривых рис. 4 и 5, повидимому, следует считать реальным.

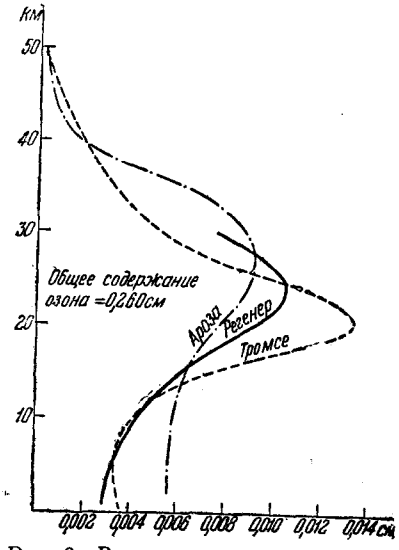

Рис. 6. Вертикальное распределение озона в атмосфере по измерениям на шаре-зонде (по Регенеру)

По оси абсцисс отложено содержание озона в сантиметрах на километры

Среди наблюдений со спектрографом, установленным на шаре-зонде, наиболее солидной следует считать работу Регенера, которому удалось получить прекрасные спектры на высотах вплоть до 30 *км*. Заметное расширение спектров по мере роста высот в область более коротких волн указывает на быстрое убывание вышележащего слоя озона при прохождении зондом области от 25 до 30 *км*. Иными словами, следует считать, что в этом интервале высот зонд проходит бо́льшую часть слоя озона. Результаты наблюдений Регенера приведены на рис. 6, где для сравнения нанесены кривые, полученные при наблюдениях с земли в Ароза и Тромсе.

Фотографии спектров были получены также во время двух полетов стратостатов в США. Эти стратостаты, однако, не достигли тех высот, которые удалось обследовать Регенеру. Полученные данные сильно отличаются от вышеприведенных, главным образом, в области высот до 15 *км*. Так, по американским данным, вплоть до 15 *км* в атмосфере содержится ничтожное количество озона, которое вслед за тем резко возрастает. Причина расхождения результатов этих опытов с упомянутыми выше не установлена.

В. ПЛОТНОСТЬ И ТЕМПЕРАТУРА АТМОСФЕРЫ

НЕПОСРЕДСТВЕННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ И НАБЛЮДЕНИЯ ЗА РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ЗВУКОВЫХ ВОЛН

[Доклад Ф. Дж. Випла (F. J. W. Whipple)]

Еще в 1793 г. Дж. Дальтон, основываясь на барометрических измерениях при восхождениях на высокие горы, высказал предположение, что по мере роста высот температура воздуха равномерно падает (примерно на 6° на каждый километр высоты) вплоть до 20 *км*. Прошло столетие, прежде чем удалось экспериментально проверить правильность его предположения. Измерения, проводившиеся с помощью шаров-зондов, показали, что Дальтон был недалек от истины, распространяя результаты измерений в горных районах на свободную атмосферу.

Первый зонд, который достиг высоты 15 *км*, был пущен в 1893 г. После повторных полетов шаров-зондов во Франции и Германии со всей очевидностью был обнаружен новый режим температур в стратосфере. Каждый полет зонда показывал равномерное падение температуры вплоть до определенной высоты, после чего наступала область постоянных температур. Таким образом, закон, сформулированный Дальтоном, оказался справедливым для высот до 10 *км*. Этот факт дал повод предложить общепринятую теперь терминологию: тропосфера — для более низких слоев воздуха, находящихся в режиме перемешивания, и страто-

сфера — для более высоких слоев, где температура почти не зависит от высоты.

В северном полушарии температура стратосферы обычно заключена в пределах от 220 до 230° К. Подъемы зондов в районах тропиков указывают на более низкую температуру стратосферы. Наиболее низкая температура была зарегистрирована 5 ноября 1913 г. в Батавии (181° К). В Арктике стратосфера распространена на более низкую область атмо-

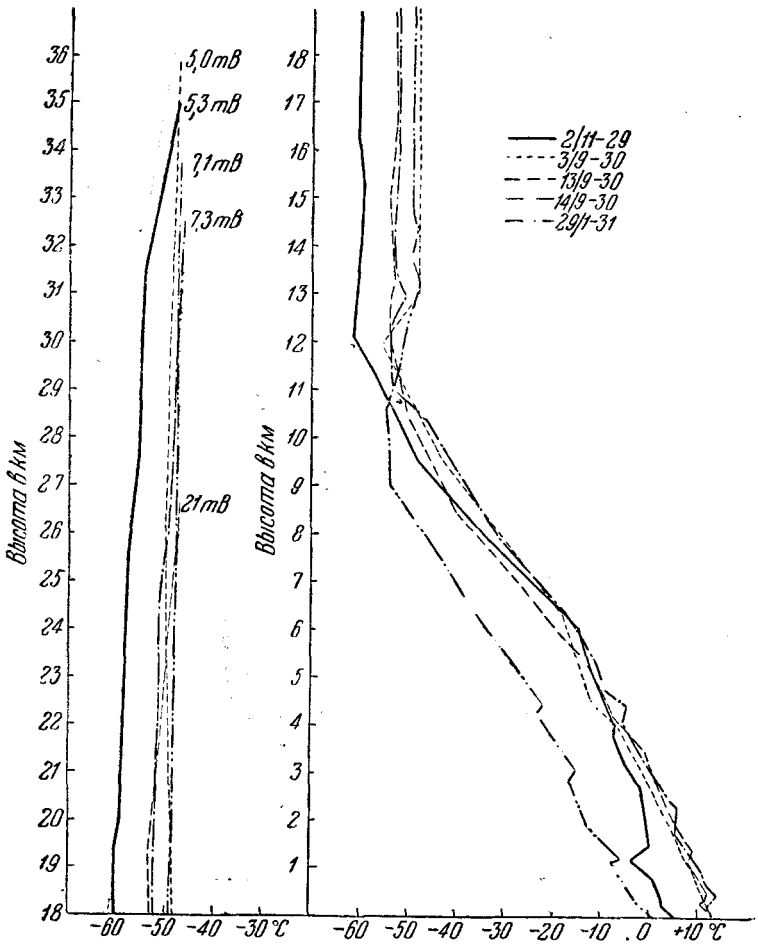

Рис. 7. Зависимость температуры атмосферы от высоты по измерениям с помощью шаров-зондов (Гамбург, 2/11 1929 г.—29/1 1931 г.)

сферы. Так, наблюдения на Земле Франца Иосифа показывают, что средняя высота нижней границы стратосферы составляет 8 *км* при ее температуре в 210° К зимой и 220° К — летом.

Исключительный интерес представляют наблюдения с помощью шаров-зондов на высотах, превышающих 30 *км*. Рекордные полеты шаров-зондов в Павиа в 1911 г. (35 *км*) и в 1913 г. в Калифорнии (32 *км*), к сожалению, не могут быть использованы для наших целей, так как эти зонды не были оборудованы соответствующей аппаратурой.

Результаты измерения температур во время полетов шаров-зондов в период от 1929 г. до 1931 г. в районе Гамбурга (один из зондов достиг высоты 33,8 *км*) воспроизведены на рис. 7. Ни одна из пяти нанесенных кривых не указывает на сколько-нибудь значительные отклонения температур от постоянства в области стратосферы.

Исследование режима верхних слоев атмосферы с помощью звуковых волн основано на том факте, что во время взрывов большой силы наблюдаются зоны молчания. Как показали наблюдения, внутренний радиус зоны молчания определяется метеорологической обстановкой, тогда как внешний радиус практически не зависит от погоды.

Существование зон молчания показывает, что звуковые волны могут проходить в атмосфере значительные пути и, претерпевая полное внутреннее отражение, вновь возвращаться на землю. Для получения представления о составе атмосферы необходимо знать время распространения волн, а также углы наклона приходящих к месту приема лучей. Последние могут быть определены с помощью применяемых в военном деле звукоулавливателей.

Наблюдения за распространением взрывных волн производились в Бирмингаме, Кардиффе и Сев. Уолсеме во время артиллерийских стрельб в Вулвиче. В каждом из упомянутых приемных пунктов помещались трехмикрофонные звукоулавливатели, с помощью которых определялись углы наклона, которые достигали подчас значительных величин, доходя до 35°.

Время распространения отраженных волн обычно превосходило время, потребное на распространение звука вдоль земли, на 80—100 сек. Задаваясь некоторым распределением температур по высоте (при этом обычно полагают, что в нижней области стратосферы и вплоть до некоторой высоты температура постоянна, после чего начинает линейно возрастать с высотой), можно было вычислить траекторию лучей. В большинстве случаев вершина траектории оказывается лишь незначительно выше 40 *км*. Результаты наблюдений хорошо согласуются со следующими значениями температур: 280° К на высоте 40 *км*, 310° К на высоте 45 *км* и 335° К на высоте 50 *км*. Полученные результаты почти не зависят от предполагаемой формы перехода температур на границе областей постоянных и линейно возрастающих температур. Наблюдения за шарами-зондами в районе Гамбурга показали, что область постоянных температур простирается до 35 *км*. Это позволяет считать, что область возрастающих температур начинается с высоты несколько ниже 40 *км*.

НАБЛЮДЕНИЯ ЗА МЕТЕОРАМИ

[Доклад проф. Ф. А. Линдемана (F. A. Lindemann)]

Наблюдения за метеорами позволяют выставить четыре аргумента в пользу того, что на больших высотах плотность и температура атмосферы значительно выше тех значений, которые имели бы место в предположении, что температура стратосферы постоянна и равна 220° К.

Видимая траектория метеора начинается в точке, где испарение тела метеора становится обильным, и оканчивается там, где вся масса метеора переходит в газ. Поток тепла, вызывающий испарение, не может достигнуть больших значений, пока перед движущимся метеором не образуется предохранительная подушка сжатого воздуха, что может случиться, когда испаряющиеся молекулы сталкиваются с молекулами воздуха, прежде чем последние успеют ускользнуть в сторону от движения. Основываясь на этом, можно определить минимальную плотность воздуха, при которой начинается видимая траектория.

Метеор может сделаться видимым только после того, как он пройдет определенную массу атмосферы, необходимую для поднятия его температуры до значения, при котором масса метеора начинает испаряться. Так как выделяемое тепло зависит от скорости метеора и плотности атмосферы, то по высоте начала видимой траектории может быть вычислена масса вышележащего слоя воздуха.

Метеор исчезает после того, как испарится вся его масса, иными словами, после того, как полученная им теплота сделается равной скрытой теплоте испарения. Следовательно, высота окончания траектории также зависит от массы вышележащего слоя воздуха. Размер метеора может быть определен по его яркости, времени существования и скорости, так как бо́льшая часть энергии излучается.

Наконец, метеор не может получить температуру, превышающую температуру подушки адиабатически сжатого воздуха, образующейся перед движущимся метеором. Таким образом, достигаемая температура определяется только начальной температурой воздуха и скоростью движения метеора. Измеряя последнюю величину, можно определить минимальную температуру воздуха.

Все перечисленные аргументы приводят к согласным значениям температуры и плотности верхних слоев атмосферы; по этим данным температура атмосферы на больших высотах достигает 300 — 400° К, а плотность в несколько сот раз превосходит плотность стратосферы, температура которой на высотах больше 10 *км* постоянна и равна 220° К.

СТРУКТУРА АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ ИОНОСФЕРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

[Доклад проф. Э. В. Эппльтона (E. V. Appleton)]

1. *Характер величин, определяемых при ионосферных измерениях.* С помощью ионосферных станций, которые используют для зондирования верхних слоев атмосферы радиоволны, определяются следующие величины: а) действующие высоты h' точек отражения в функции от частоты f; б) коэфициент отражения ρ ионосферы в функции от частоты f и в) состояние поляризации отраженных волн.

На основании пункта (а) можно определить закон изменения электронной концентрации с высотой в каждом из ионизированных слоев. Эти данные при известных предположениях позволяют определить, как распределены по высоте газы, подвергающиеся ионизации (т. е. кислород или азот).

На основании пункта (б) может быть определено испытываемое радиоволнами на пути вверх и вниз поглощение и при известных предположениях могут быть вычислены приближенные значения частоты столкновений электронов с нейтральными молекулами.

На основании пункта (в) получаем данные, которые служат путеводной нитью при поисках формулы, позволяющей из структуры ионосферы вывести закон изменения электронной концентрации с высотой [измеряемый по пункту (а)].

Уместно, кроме того, заметить следующее. Полагая, что зависимость давления от высоты во всей массе атмосферы следует закону, справедливому для небольших высот, путем простейших вычислений можно показать, что на высоте 300 *км* в каждом 1 *см*^{3} будет содержаться всего около 1 000 молекул. Вместе с тем ионосферные наблюдения показывают, что на этих высотах в дневные часы электронная концентрация имеет порядок 10^6 электрон/*см*^{3}. Отсюда нетрудно заключить, что в высоких слоях атмосферы действуют некоторые факторы, вызывающие перемещение молекул вверх. Этими факторами могут быть либо увеличение температуры верхних слоев атмосферы, либо наличие на больших высотах легких газов, как, например, гелия.

2. *Зависимость высоты однородной атмосферы от структуры ионизированных слоев.* Когда впервые была обнаружена сложная структура ионосферы, сразу же было высказано предположение, что наличие нескольких максимумов ионизации может быть обусловлено ионизацией различных, входящих в состав атмосферы газов. Этот взгляд и посейчас пользуется всеобщим признанием, и отдельные расхождения во мнениях касаются вопроса о том, ионизация какого именно газа обусловливает образование того или иного слоя.

В одном отношении, однако, можно считать, что экспериментально наблюдаемый в определенном слое закон изменения ионизации с высотой дает представление о характере изменения с высотой входящих в состав атмосферы газов. Связь между плотностью атмосферы n и высотой h выражается формулой:

$$n = n_0 e^{-\frac{h}{H}}, \tag{1}$$

где n_0 — плотность атмосферы на уровне земли, а H (приведенная высота земной атмосферы) — коэфициент, определяемый по формуле:

$$H = \frac{kT}{mg}. \tag{2}$$

В последней формуле k — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура, а g — ускорение силы тяжести. Величина m зависит от того, в какой мере можно считать атмосферу достаточно хорошо перемешанной. При полном перемешивании входящих в состав атмосферы газов можно полагать величину m равной средней молекулярной массе. При наличии диффузного разделения газов в качестве m следует принять молекулярную массу того из входящих в атмосферу газов, распределение которого нас интересует.

Задача определения строения атмосферы может быть попросту сведена к нахождению величины H во всех точках атмосферы. При этом изменение величины H с высотой может быть приписано либо изменению температуры, либо изменению молекулярной массы.

Некоторое представление о значении величины H для так называемого „простого ионизированного слоя" можно получить из следующих рассуждений. Как было недавно показано, изменение электронной концентрации с высотой (отсчитываемой от уровня максимума ионизации) может быть приближенно выражено параболической зависимостью:

$$N = N_{\max}\left(1 - \frac{y^2}{4}H^2\right). \tag{3}$$

Вводя некоторые упрощающие предположения, можно показать, что связь между действующей высотой h' и частотой f отражающегося от ионизированного слоя обыкновенного луча может быть представлена уравнением:

$$h' = h_0 + H\frac{f}{f_{кр}}\ln\frac{f_{кр}+f}{f_{кр}-f}, \tag{4}$$

где h_0 — высота нижней границы ионизированного слоя, соответствующей $N=0$, а $f_{кр}$ — критическая частота слоя. Сравнивая экспериментально снятую зависимость h' от f с кривой, построенной по уравнению (4), представляется возможным определить значения H и h_0, при которых эти зависимости наилучшим образом между собой согласовываются.

Полученные таким путем еще в 1937 г. значения H для зимнего времени имели порядок 10 *км* для слоя E и 40 — 50 *км* для слоя F. Заметная разница между ними может быть обусловлена либо высокой температурой области F, либо наличием в этой области легких газов, подобных гелию, возможно, совместно с некоторой степенью диффузного разделения газов.

В последние годы таким же способом удалось получить более точные значения H. Так, для слоя E во время летнего солнцестояния получено $h_0 = 96$ *км* и $H = 11{,}1$ *км*. Таким образом, высота максимума ионизации, определяемая по формуле $h_{\max} = h_0 + 2h$, составляет около 120 *км*. Зимой, для слившегося слоя F, H имеет порядок 40 *км*, но летом, когда область F расщепляется на два слоя, значение H для верхнего (F_2) слоя достигает 70 *км*. Для сравнения важно отметить, что для стратосферы, в предположении ее полного перемешивания и при температуре 220° К, величина H составляет всего 6,4 *км*.

Выводы, к которым можно притти на основе всего вышеизложенного, удобно сформулировать, пользуясь уравнением (1), которому для этой цели можно придать вид:

$$h = H \ln n_0 - H \ln n. \qquad (5)$$

Следовательно, в атмосфере с постоянной H между $\ln n$ и h должна иметь место линейная зависимость. Так как величина H не может считаться постоянной, то зависимость между h и $\ln n$ имеет вид кривой рис. 8. Наклон этой кривой пропорционален значению H на соответствующей высоте.

На высоте слоя E величина H увеличивается до значения 11,4 *км*, что соответствует температуре 385° K (в предположении, что средняя молекулярная масса не изменяется, т. е. что кислород не диссоциирован). Что касается еще бо́льших значений H в области слоя F, то они могут быть обусловлены либо дальнейшим увеличением температуры, либо преобладанием более легких газов.

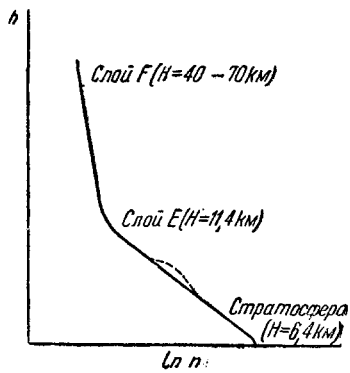

Рис. 8

Весьма примечателен сезонный ход изменения величины H в слое F_2, который может быть объяснен сезонными изменениями температуры или предположением, что в летние месяцы в область слоя входят ионизируемые составляющие с малой молекулярной или атомной массой (например O, N или H_2O). В обоих случаях предполагается, что структура верхних слоев меняется от местной зимы к местному лету.

3. *Определение плотности воздуха, на основании измерений частоты столкновений.* Вводя известные предположения, представляется возможным, основываясь на измерениях поглощения радиоволн, вычислить среднюю частоту столкновений ν электронов на высотах, расположенных в области максимума ионизации. В круглых числах определенные таким путем частоты столкновений составляют: для слоя E (120 *км*) — 10^4 столкновений и для слоя F (от 250 до 300 *км*) — 10^3 столкновений. При нормальных атмосферных давлениях и температуре ν достигает значения $2 \cdot 10^{11}$ при общем числе молекул в 1 *см*^{3} $2{,}56 \cdot 10^{19}$. Пренебрегая разницей в температурах и помня, что число столкновений пропорционально молекулярной плотности, мы найдем для значения 10^{12} молекул/*см*^{3} — в слое E и 10^{11} молекул/*см*^{3} — в слое F.

Как следовало из вышесказанного, приведенные высоты достигают значений:

а) $H = 6{,}4$ *км* для высот до 100 *км*,

б) $H = 11{,}5$ *км* на высоте 120 *км*,

в) $H = 40 - 50$ *км* на высоте больше 200 *км*,

увеличивающихся в летние месяцы на высотах порядка 250 *км* до значений $H = 70$ *км*.

Проведя с учетом этих данных кривую рис. 8, мы получаем молекулярные плотности, прекрасно согласующиеся с приведенными выше цифрами.

Наблюдения за распространением звуковых волн показывают, что на высоте около 50 *км* в стратосфере должна существовать область повышенных температур, достигающих 320° K, что соответствует $H = 9{,}3$ *км*. Для согласования кривой рис. 8 с этими данными мы должны ее изменить так, как это показано пунктирной линией. Для того чтобы в области ионизированных слоев форма кривой осталась неизменной, необходимо предположить, что за областью повышенных температур располагается область пониженных температур. В соответствии с этим уместно напомнить,

что Гемфри (Humphreys), а также Мартин (Martyn) и Пуллей (Pulley) высказали предположение, что ниже области E располагается слой низких температур (180° К). Совсем недавно Бадден (Budden), Рэтклиф (Ratcliffe) и Уайкс (Wilkes), наблюдая за суточными колебаниями отражения длинных радиоволн от слоя на высоте 70 *км*, пришли к заключению, что температура в этой области падает до 180° К (найденное этими авторами значение $H = 6$ *км* соответствует температуре 203° К).

ОБСУЖДЕНИЕ ДОКЛАДОВ

Ниже приводится краткое содержание отдельных выступлений.

Доктор Д. Ф. Мартин находит, что противоречие между взглядами Чэпмэна, который считает, что атмосфера в области высот до нескольких сот километров состоит, главным образом, из азота и кислорода, и экспериментальными работами Панета, обнаружившего диффузное разделение на высотах больше 30 *км*, может быть устранено путем предположения, что на больших высотах вновь возникают силы, вызывающие перемешивание атмосферы. Докладчик считает, что существование подобных сил подтверждается установленной на австралийских ионосферных станциях связью между электронной концентрацией слоя F_2 и метеорологическими условиями на уровне земли.

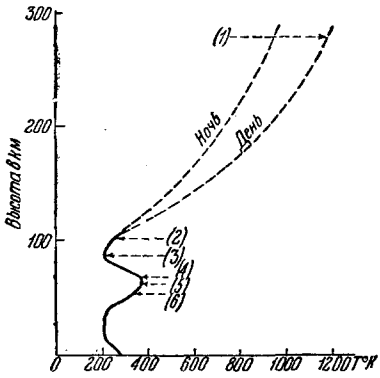

Рис. 9.

1 — число столкновений электронов (Мартин и Пуллей); толщина слоя F_2 (Фукс и Эппльтон); *2* — число столкновений электронов (Бэли и Мартин); *3* — светящиеся ночные облака (Гемфри); отражение длинных радиоволн (Рэтклиф); *4* — колебания атмосферы (Пекерис); *5* — метеоры (Линдеман и Добсон); *6* — распространение взрывных волн (Випл)

Д-р Мартин вводит понятие о „климате" верхних слоев атмосферы, в установлении которого функции связующего звена возможно выполняет озон.

Касаясь вопроса о распределении температур в стратосфере, докладчик считает, что наиболее удовлетворительным образом измерения отдельных авторов могут быть согласованы путем построения кривой, воспроизведенной на рис. 9. В пояснении к кривой указаны авторы, обосновывающие соответствующие температуры.

Проф. Линдеман полагает, что обнаруженные проф. Панетом следы диффузного разделения газов представляют исключительный интерес.

Исходя из содержания в земной коре радиоактивных веществ, порождающих в конечном счете гелий, оценивая геологический возраст земли в 10^9 лет и сравнивая полученные таким путем цифры с действительным содержанием гелия в нижних слоях атмосферы, докладчик считает, что за указанный срок каждый квадратный сантиметр поверхности земли потерял $5{,}5 \cdot 10^{21}$ атомов гелия. Анализируя возможные причины подобной утечки гелия, проф. Линдеман отвергает потерю гелия вследствие высокой температуры верхних слоев атмосферы, которая, по его мнению, противоречит спектроскопическим измерениям интенсивности линий азота в спектре полярных сияний. Мнение проф. Чэпмэна, подтверждающего отсутствие гелия в верхних слоях атмосферы тем, что его спектр не наблюдается во время полярных сияний, докладчик считает несостоятельным, так как развивающееся во время полярных сияний электрическое поле может оказаться недостаточным для возбуждения линий гелия. Кроме того, около 99% энергии гелия падает на область ультрафиолетовых лучей, которые, естественно, не будут обнаружены земными наблюдателями.

Если не считать спектроскопические наблюдения совершенно ошибочными, то во всех областях атмосферы содержание гелия с высотой должно увеличиваться. При этом необходимо иметь в виду, что нагревание под действием солнечной радиации может перевесить адиабатическое охлаждение в тех случаях, когда энергия, поглощенная в 1 сек. массой в 1 *г*, превосходит произведение gv, где g — ускорение силы тяжести, v — конвекционная скорость. Следовательно, если скорость перемещения относительно мала, то даже в отсутствии адиабатического температурного градиента может возникнуть интенсивное конвекционное перемешивание, что приведет к неустойчивости той области атмосферы, где температура воздуха с высотой уменьшается. Если некоторый газ начинает подыматься вверх, оставаясь более теплым, чем окружающий воздух, он будет продолжать свой подъем, пока не смешается с другими газами. Вследствие этого трудно себе представить, что кислород и азот, находящиеся над слоем E, отстаиваясь, будут просачиваться вниз. Если это даже случится, то неизбежно возникнут силы, подымающие упомянутые газы вверх до полного перемешивания. Эти процессы не могут возникнуть в более низких слоях атмосферы, где ионизирующее излучение в большой мере поглотилось, но в верхних слоях подобное перемешивание неизбежно.

Таким образом, в верхних слоях атмосферы вследствие конвекционного перемешивания относительное содержание кислорода, азота, гелия и водяных паров в большом интервале высот не меняется. Процессы перемешивания прекращаются в области весьма низких давлений, где конвекционная скорость недостаточна для передвижения частиц воздуха. Ниже рассматривается, в какой мере изложенные представления согласуются с наблюдениями над ионизированными слоями.

Происхождение слоя D может быть приписано ионизации O_3 или, возможно, O_2 малыми квантами излучения.

Слой E, повидимому, целиком обусловлен ионизацией O_2. По вычислениям докладчика электронная концентрация на высоте 80 *км* должна достигнуть $1{,}2 \cdot 10^5$ электрон/*см*^{3}. Соображения о продолжительности существования электронов в связи с наблюдающейся толщиной слоя заставляют полагать, что кислород составляет лишь небольшую часть атмосферы в этой области; основными газами, повидимому, являются азот и гелий.

Слой F_1, по всей вероятности, обусловлен ионизацией атомного кислорода, который в большом количестве содержится над слоем E. Так же как и в случае слоя E, удовлетворительное согласование с результатами наблюдений (в отношении числа столкновений электронов с нейтральными молекулами) может быть достигнуто только в том случае, если считать, что бо́льшая часть столкновений происходит с молекулами гелия или азота. Предположение, что слой F_1 обусловлен ионизацией N_2, встречает затруднения в отношении объяснения большой длительности существования электронов.

Докладчик считает, что ионизация слоя F_2, помимо ультрафиолетовых лучей солнца, возможно обусловлена действием попадающих в земную атмосферу материальных частиц (метеоров, космической пыли и попадающих в сферу земного притяжения отдельных атомов, в частности N_2, O_2 и даже Na, присутствие которого в спектре свечения ночного неба до сих пор было необъяснимой загадкой). Правда, подобные частицы, попадая в земную атмосферу, могут вызвать ионизацию только в том случае, если они сталкиваются с частицами, масса которых соизмерима с их собственной, вызывая в противном случае лишь ускорение движения молекул. Выше было указано, что вследствие конвекционных токов кислород и азот достигают больших высот, в результате чего подобные столкновения очень часто будут иметь следствием ионизацию. С другой стороны, увеличение скорости движения молекул приведет к местному увеличению температуры (несущественному с точки зрения общей температуры верхних слоев), которое повлечет за собой потерю атмосферой легких газов, в частности гелия. Это целиком объясняет утечку гелия за геологический период, о которой говорилось выше.

Приписывая такой характер ионизации слою F_2, представляется возможным объяснить (или найти пути к разумному объяснению) такие явления, как зимняя аномалия, суточные максимумы ионизации в утренние и вечерние часы, годовой ход ионизации и т. д. Делаются понятными зависимость ионизации слоя F_2 от 11-летнего периода солнечной активности и связь между ионизацией слоя F_2 и интенсивностью зеленой линии кислорода в спектре ночного свечения, существование линий Na, явление последействия во время магнитных возмущений и т. д. При подобном механизме ионизации слоя F_2 его электронная концентрация не должна следовать высоте солнца и сильно изменяться с широтой, что вполне подтверждается экспериментальными наблюдениями.

М. П. Долуханов, Ленинград