

## ВЫСОКИЕ СЛОИ ЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ\*)

*Е. О. Хальбарт*

За последние годы интерес к высоким слоям земной атмосферы быстро возрастал, хотя в течение военного периода многие исследования были засекречены или совершенно заброшены. Теперь появился мощный стимул в виде новой аппаратуры, такой, как ракета V-2, способной достичь значительных высот и, тем самым, обеспечить возможность прямого экспериментирования на больших высотах. Здесь я предполагаю кратко описать современные сведения об атмосфере, вплоть до ионосферы, и отметить немалый вклад, который уже получен с помощью ракет V-2.

### ПРЯМЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ

Прямые сведения о температуре, давлении, составе и движении воздуха на больших высотах были получены с помощью аэростатов, как с наблюдателями, так и без них, а также из наблюдений метеорных следов и дыма от разрывов артиллерийских снарядов. Сплошные кривые на рис. 1 показывают изменение температуры с высотой<sup>1</sup> до высоты 20 км; они получены с помощью шаров-зондов в Европе, около 48° северной широты. Летняя кривая является средней из записей 231 полёта, зимняя кривая — средней из записей 185 полётов. При этом не оговорено, относятся ли они к дневным или ночным условиям. Некоторые данные, относящиеся к большим высотам и показанные на рис. 1 пунктиром, были получены Бюро погоды США из полётов шаров-зондов, имевших место близ заката солнца в Омаге (штат Небраска, 41° северной широты). Полные дневные данные для более высоких слоёв атмосферы пока отсутствуют, вследствие трудности определения температуры окружающего воздуха при полном солнечном свете. Равным образом отсутствуют и полные данные для ночного времени.

Из рис. 1 видно, что для средних широт температура воздуха убывает с высотой приблизительно на 6° С на 1 км, вплоть до высот 10 — 15 км, где достигается температура от —40 до —70° С.

\*) Е. О. Hulburt, Journ. Opt. Soc. Amer., 37, 405 (1947). Перевод Г. В. Розенберга.

На больших высотах зимой, близ заката солнца, температура остаётся почти постоянной или слегка возрастает вплоть до высоты около 24 км. Летом, близ заката солнца, имеет место значительное возрастание температуры в интервале высот приблизительно от 20

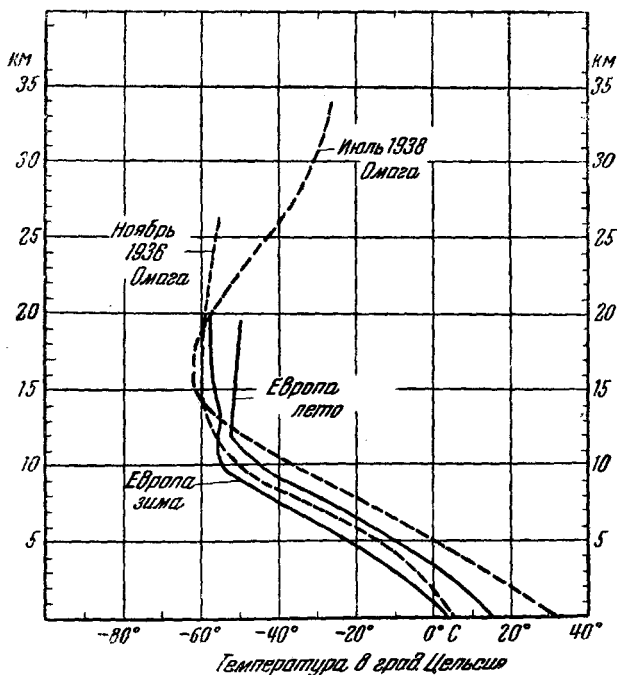


Рис. 1. Температура по данным шаров-зондов.

до 34 км. Прямые измерения температуры воздуха выше 35 км совершенно отсутствуют.

Область атмосферы примерно от 10 до 20 км, где температура мало меняется с высотой, называется «стратосферой» или «изотермической областью». Область, расположенная над ней, называется «высокими слоями атмосферы». Стратосфера меняется с широтой; её нижняя граница располагается около 10 км высоты на 60° северной или южной широты летом и около 15 км — на экваторе. Соответствующие температуры составляют примерно  $-45$  и  $-70^{\circ}\text{C}$ . Для средних широт при низких показаниях барометра стратосфера на 5–10° теплее, чем при высоких. О суточных изменениях температуры и высоты стратосферы ничего неизвестно.

Определения скорости ветра на основании наблюдений шаров-зондов показывают, что скорость возрастает с высотой, пока не до-

стигается поверхность стратосферы. Здесь скорости падают и затем, с возрастанием высоты, начинают вновь расти. Средние месячные данные<sup>2</sup> для времени близ заката солнца, полученные с помощью шаров-зондов, летавших в районе Омаги, показаны на рис. 2. Путём наблюдений дыма от разрыва артиллерийских снарядов на высоте 30 км, производившихся над юго-восточной Англией, Джонсон<sup>3</sup> нашёл, что средние летняя и зимняя скорости ветра составляли соответственно 43 и 133 км в час; эти значения отмечены на рис. 2 крестиками. Максимальное значение — 236 км в час — было зарегистрировано зимой. Скорость дрейфа метеорных следов была измерена в 26 случаях<sup>4</sup>. Были отмечены ветры и вихри со скоростями свыше 80 км в час и в двух случаях — около 240 км в час. Метеорные следы наблюдались на уровнях примерно от 40 до 110 км. Все следы немедленно по возникновении искривлялись и закручивались как бы атмосферными вихрями и турбулентностью.

В отношении состава атмосферы, из проб воздуха, полученных на больших высотах при полётах воздушных шаров, было определено<sup>5</sup> количество кислорода до высоты 29 км и гелия — до высоты 21 км. При этом было найдено, что на всех достигнутых высотах пропорция соответствующих газов по объёму остаётся постоянной, с точностью до немногих процентов, и соответствует их пропорции на уровне моря.

Данные Регенера для кислорода и Пэннета и Глюкауфа для гелия показаны на рис. 3. Однако были наблюдены вполне реальные малые и изменчивые отклонения от постоянства; их появление может быть приписано нерегулярностям в нижней атмосфере, таким, как погода.

Фабри и Бюиссоном<sup>6</sup> было обнаружено, что в высоких слоях атмосферы присутствует озон и что его суммарное количество в вертикальном столбе воздуха соответствует слою толщиной от 2 до 4 мм при нормальных условиях.

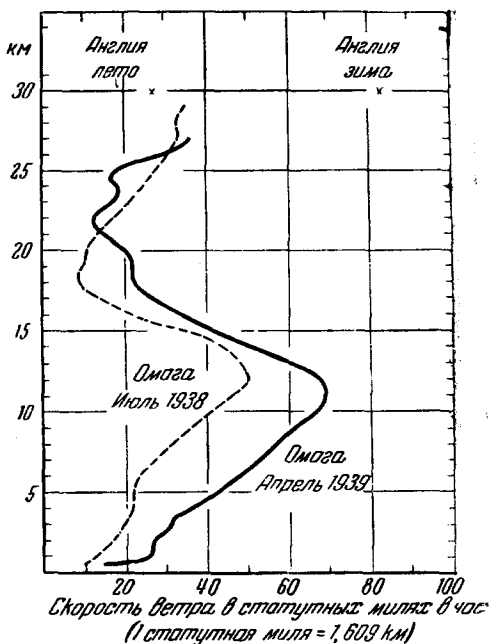


Рис. 2. Скорость ветра. Кривые — данные шаров-зондов, крестики — данные наблюдений дыма от разрывов артиллерийских снарядов.

Международными измерениями в 1926—1929 гг., проводившимися под руководством Добсона<sup>7</sup>, найдено, что количество озона возра-

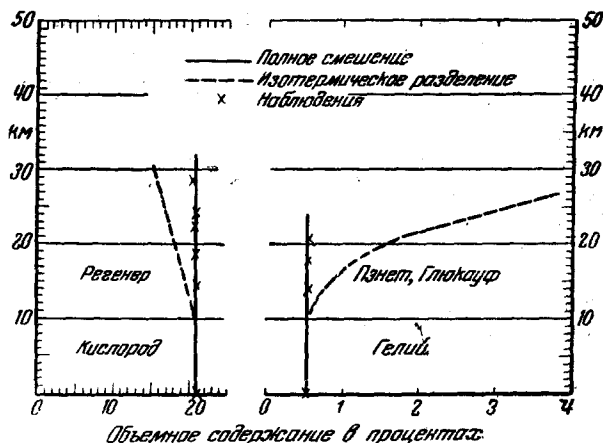


Рис. 3. Кислород и гелий по данным шаров-зондов.

стает с широтой от 2 мм у экватора до, примерно, 3,6 мм на 68° северной широты и 44° южной широты. Содержание озона изменяет-

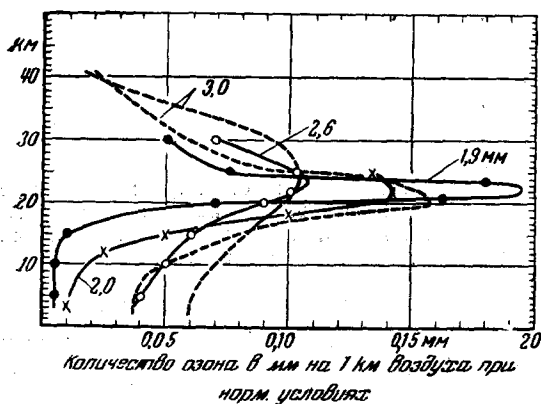


Рис. 4. Вертикальное распределение озона. Сплошные кривые — данные шаров-зондов, пунктирные — «умкер-эффект».

мым наблюдениям с помощью шаров-зондов<sup>8</sup>, пунктирные кривые — косвенные измерения, основанные на «умкер-эффекте»<sup>9</sup>. Числа около каждой из кривых показывают полное количество озона в вертикальном столбе, соответствующее данному случаю. Из рисунка видно, что выше

ся по сезонам, имея максимум весной и минимум — осенью. Пока нельзя сказать с уверенностью, имеют ли суточные изменения содержания озона над определённым пунктом. Некоторые данные<sup>7</sup> указывают, что суточные изменения, если и имеют место, то незначительны.

Кривые вертикального распределения озона показаны на рис. 4. Сплошные кривые соответствуют пря-

примерно 25 км содержание озона убывает с высотой и что распределение озона выше 30 км недостаточно хорошо известно. Содержание озона на более высоких уровнях имеет важное значение для температуры на этих высотах.

### ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ СООБРАЖЕНИЯ

Теоретический анализ атмосферы имел двоякое назначение: а) «понимание» или «объяснение» характеристик, таких, как состав, давление, температура и т. п., наблюдаемых в нижних слоях атмосферы, как следствие известных или предполагаемых причин, и б) экстраполяция теории нижних слоёв атмосферы на её верхние слои, для которых отсутствуют прямые наблюдения, с целью определения или предсказания неизвестных характеристик этих слоёв.

Вероятно, наиболее полные работы этого рода были опубликованы в 1928 г. Мэрисом и Гоуэном<sup>10</sup>. Некоторые из заключений ныне подтверждены, другие требуют изменений в свете более поздних исследований, которые дополнили или изменили различные данные, использованные в этих работах. Ниже даётся физическая сущность теории.

Атмосфера представляет собой смесь газов, удерживаемых на поверхности Земли силой тяготения. Если бы отсутствовал ветер и температура была постоянной, атмосфера находилась бы в состоянии изотермического равновесия, каждый газ распределился бы по высотам согласно газовым законам и силе тяготения, и пропорция лёгких газов возрастала бы с высотой. Если бы атмосфера была однородно перемешанной, например ветром, пропорция всех газов была бы неизменной на всех высотах.

Положим теперь, что атмосфера имеет неизменную во времени температуру, что она однородно перемешана в вертикальном направлении и что она свободна от ветра, тогда как диффузия и сила тяготения действуют, стремясь восстановить условия изотермического равновесия. Более лёгкие газы диффундируют вверх, более тяжёлые — вниз. Скорость диффузии растёт с высотой, вследствие чего изотермическое распределение быстрее достигается в высоких слоях и медленнее — в нижних слоях. Уровень, где область полной диффузии соприкасается с областью однородной смеси, называется «уровнем диффузии». Мэрис показал, что например, для гелия при 0° С, уровень диффузии располагается на 150 км через 0,53 дня, через один день он опускается до 146 км, через два дня — до 140 км, через пять дней — до 136 км, через год — до 110 км. Было показано, что уровень диффузии зависит от природы газа и температуры, будучи для гелия соответственно при -50 и +100° С приблизительно на 12 км ниже и на 25 км выше, чем при 0° С. Теперь, хотя температура и перемешивающая способность ветра на больших высотах точно неизвестны, всё же известно, что ветры имеют место по крайней мере до 100 км над уровнем моря, и представляется вероятным, что тем-

пература не выходит значительно за пределы— $50 \div +100^\circ \text{C}$ . Поэтому кажется достаточно надёжным заключение, что уровень диффузии располагается не ниже 100 км для всех газов, входящих в состав атмосферы. Это означает, что, не считая исключений, обсуждаемых ниже, строение атмосферы остаётся примерно неизменным от уровня моря до высот порядка 100 км. Это — принятая в настоящее время точка зрения. Данные рис. 3 наглядно подтверждают это заключение: пунктирные кривые, дающие пропорции  $\text{O}_2$  и  $\text{He}$ , соответствующие уровню диффузии, расположенному около 10 км, иллюстрируют тот факт, что в действительности уровень диффузии находится выше 30 км.

Исключениями в отношении постоянства состава воздуха по высоте являются водяной пар, озон, атомарный кислород, атомарный азот и окиси азота. Первые два не могут значительно изменять состава воздуха, ибо общее количество водяных паров в вертикальном столбе воздуха сечением в  $1 \text{ см}^2$  не может превышать примерно 2,6 г. Это количество подсчитано в предположении насыщенных паров воды на всём пути вверх. Полное количество озона не может превышать приблизительно 4 мм. Это количество мало по сравнению с 8,3 км вертикального столба воздуха, приведённого к нормальным условиям.

Детальная теоретическая дискуссия об атомарном кислороде, атомарном азоте и окислах азота выходит за рамки настоящей статьи. Достаточно будет указать, что, вследствие вероятности попадания в атмосферу коротковолновой ультрафиолетовой радиации Солнца, кажется несомненным, что молекулы кислорода и азота диссоциируют, образуя окислы азота. Но в какой мере и на какой высоте имеют место эти явления, остаётся пока в области догадок.

Теоретические вычисления температуры высоких слоёв атмосферы основывались на поглощении солнечной и земной радиации атмосферными газами. Спектр Солнца экстраполировался в область короче  $2900 \text{ \AA}$  — область, остававшуюся неизвестной — путём предположения, что спектр Солнца совпадает со спектром абсолютно чёрного тела при  $6000^\circ \text{K}$ . Важная роль в регулировании температуры атмосферы приписывалась углекислому газу, водяному пару, озону и кислороду вследствие того, что их абсорбционные полосы располагаются в соответствующей области спектра. Из них наиболее важным является озон, ибо именно ему обязана своим происхождением ультрафиолетовая полоса поглощения, простирающаяся от 2900 до  $2300 \text{ \AA}$ .

Все абсорбционные полосы каждого из газов участвуют в поглощении энергии Солнца и Земли в течение дня и инфракрасные полосы — в излучении энергии ночью. Получающаяся в результате температура зависит от соотношения между интенсивностями излучения и поглощения энергии, а они, в свою очередь, в большой мере зависят от вертикального распределения озона.

Предполагая определённое распределение атмосферных газов по высоте и оценивая перемешивающий ветер, Мэрис<sup>10</sup> вычислил, что

летним днём на широте  $50^\circ$  температура возрастает с высотой примерно от  $-40^\circ\text{C}$  на 30 км до  $+90^\circ\text{C}$  на 100 км, а зимней ночью температура остаётся практически одинаковой — около  $-40^\circ\text{C}$  — на всех уровнях выше 30 км. Гоуэн<sup>10</sup> получил результаты, в грубых чертах подобные результатам Мэриса. Он также вычислил влияние предполагаемых вариаций в количестве водяных паров и озона. Его расчеты были основаны на предположении, что максимум вертикального распределения озона лежит около 50 км, что в 1928 г. считали соответствующим действительности. Позднее наблюдения показали, что это предположение ошибочно и что максимум озона располагается между 20 и 30 км. Последние исследования, упомянутые ниже, установили, что солнечная радиация в области ультрафиолетовой полосы поглощения озона между 2300 и 2800 Å существенно меньше, чем у чёрного тела при температуре  $6000^\circ\text{K}$ . Поэтому количественные результаты, полученные на основании теоретических соображений, подлежат ревизии. Такая ревизия, а также дальнейшее развитие теории, возможно, будут отложены до тех пор, пока новые сведения о солнечном спектре и высоких слоях атмосферы сделают подобную экскурсию в теорию целесообразной.

В заключение можно сказать, что теоретическое рассмотрение высоких слоёв атмосферы привело к двум результатам: а) состав атмосферы почти одинаков в интервале высот от 0 до примерно 100 км и б) где-то выше 30 км атмосфера становится теплее, но где именно это происходит, и насколько сильно меняется температура ото дня к ночи, не могло быть получено из данных, известных до 1946 г.

Следует отметить, что космические лучи остаются вне рассмотрения вследствие того, что ни одна из существенных характеристик высоких слоёв атмосферы не может быть пока связана с их воздействием. Однако представляется вполне возможным, что в этих слоях будут открыты химические или фотохимические реакции, зависящие от радиации высокой энергии или обязанные ей своим происхождением.

#### КОСВЕННЫЕ ДАННЫЕ

Если строение атмосферы известно на всех высотах, то для всех высот известно и соотношение между давлением и температурой, а следовательно, давление может быть вычислено из температуры, и наоборот. Могут быть названы четыре рода явлений, ведущих к заключениям о температуре и давлении в высоких слоях атмосферы: 1) распространение звука, 2) атмосферные приливы, 3) яркость сумеречного неба и 4) метеоры.

В случае звуковых волн от достаточно интенсивного источника, например от взрыва или артиллерийского залпа, наблюдалось<sup>11</sup>, что на расстояниях от 100 до 200 км звук приходил существенно позднее того времени, которого следовало ожидать, исходя из расстояния и известной скорости звука. Только малая доля этого ненор-

мально длительного времени распространения может быть отнесена за счёт ветра. Чтобы объяснить длительность времени распространения звука, предполагается, что звуковой луч проникает высоко в атмосферу и загибается обратно к земле. Предположение подкрепляется тем фактом, что часто зона молчания, простирающаяся от 50 до 100 км от источника, окружена зоной слышимости и что в зоне слышимости звуковой луч приходит под углом к горизонту.

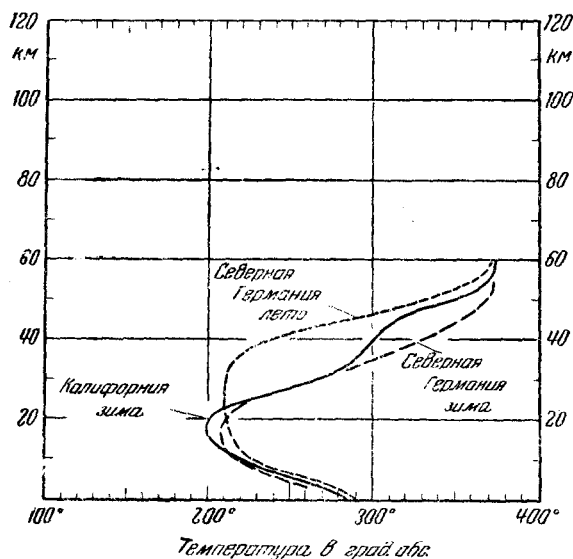


Рис. 5. Температура по данным распространения звуковых волн.

Поскольку скорость звуковых волн в газе возрастает, примерно, как квадратный корень из абсолютной температуры и не зависит от давления, указанное предположение означает, что где-то на больших высотах воздух становится с увеличением высоты теплее и что звуковой луч отражается обратно к земле от слоя тёплого воздуха. Из систематических измерений времени прохождения звуковых волн на различные расстояния и углов их прихода было получено<sup>11, 12, 13</sup> вертикальное распределение температуры. Некоторые из результатов показаны на рис. 5. Относятся ли эти данные ко дню или к ночи, не указывается. До сих пор не опубликовано ни одного исследования, относящегося к суточным изменениям температуры. Ход кривой вертикального распределения температуры над максимумом, расположенным около 60 км, не может быть получен из измерений с помощью звуковых лучей.



Можно было бы предположить, что скорость звука растёт с высотой вследствие убывания с высотой среднего молекулярного веса. Однако эта возможность кажется сомнительной и не находит себе подтверждения с точки зрения данных, свидетельствующих в пользу полного постоянства состава атмосферы вплоть до высоты порядка 100 км.

Теория приливных колебаний атмосферы, развитая Лапласом, прошла через несколько интересных фаз. Проблема состояла в объяснении того наблюдае-

мого факта, что солнечные полусуточные барометрические вариации примерно в 16 раз сильнее, чем лунные, тогда как приливная сила Луны в два раза больше, чем Солнца. Вилиам Томсон в 1882 г. указал, что солнечные колебания давления не могут быть термическим эффектом, так как в этом случае суточные вариации были бы больше полусуточных, в прямом противоречии фактам. В качестве решения вопроса Кельвин высказал предположение, что атмосфера имеет период собственных колебаний, близкий к 12 часам,

и что солнечный полусуточный прилив усиливается вследствие резонанса. Анализ показал, что для получения необходимого усиления период собственных колебаний должен быть меньше 12 часов на 6 минут. Дальнейшие доказательства, относящиеся к колебаниям атмосферы, были получены из наблюдений скорости распространения взрывной волны при извержении Кракатау в 1883 г. и при падении большого сибирского метеорита в 1908 г. В обоих случаях был выявлен период атмосферных колебаний, равный 10,5 часам<sup>14</sup>.

Возможность существования у атмосферы двух собственных колебаний с периодами 10,5 и 12 часов изучалась Пекерисом<sup>15</sup>. Он нашёл, что этим свойством должна обладать атмосфера с вертикальным распределением температуры типа кривой 1 на рис. 6 и что распределения температуры, показанные на рис. 6 пунктирными кривыми 2, 3 и 4, не соответствуют наличию собственных колебаний с указанными периодами. Аргументом в пользу существования низкой температуры на уровне около 80 км, требуемой кривой 1 рис. 6, слу-

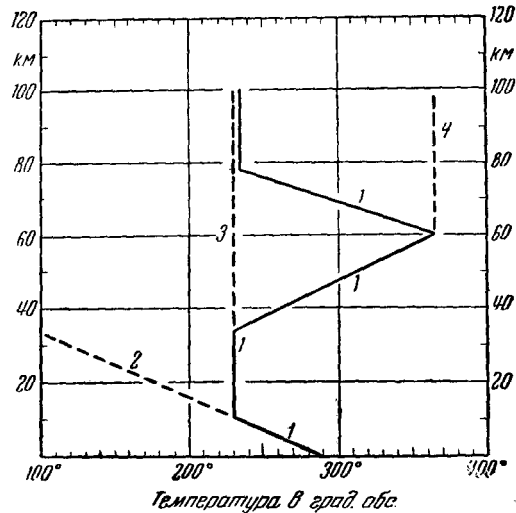


Рис. 6. Температура по теории атмосферных приливов.

жила гипотеза Гемфриса<sup>16</sup>, что цирусоподобные облака, видимые в редких случаях днём на высоте 82 км, состоят из кристалликов льда. Последующий вклад в проблему атмосферных приливов был сделан Эпплтоном и Уиксом<sup>17</sup>, которые обнаружили и измерили лунные приливы в E слое ионосферы на высоте примерно 110 км, с амплитудой около 1 км и максимумом, приблизительно на  $\frac{3}{4}$  часа предвещающим прохождение Луны через меридиан. Они пришли к выводу, что сила и фаза прилива не могут быть согласованы с указанной выше теорией атмосферных колебаний. Это оставляет теорию в неопределённом состоянии.

В целях определения давления, а отсюда и температуры воздуха на больших высотах, производились измерения яркости неба в зените в течение сумерек<sup>18</sup>. Метод состоит в следующем. Наблюдаемая во время сумерек яркость неба в зените является, преимущественно, результатом рассеяния солнечного света в вертикальном столбе той части атмосферы, которая освещается прямыми лучами Солнца. Поскольку законы рассеяния света молекулами воздуха и интенсивность прямых лучей Солнца известны, из яркости неба в зените может быть вычислено полное число молекул в освещённом Солнцем вертикальном столбе воздуха, а отсюда и давление у нижней границы этого столба. После захода Солнца, поскольку угол погружения Солнца под горизонт возрастает, растёт и высота нижней границы освещённой области атмосферы. Следовательно, измерения яркости неба в зените в течение прогрессирующих вечерних сумерек дают возможность определить давления на всё возрастающих по высоте уровнях. Большое количество серий таких измерений было проведено близ Вашингтона на 39° северной широты и Патоса (Бразилия) на 7° южной широты. Результаты показали, что температура сумеречной атмосферы постоянна по высоте в пределах  $\pm 15^\circ\text{C}$  от 20 до 55 и возможно до 60 км. На этих уровнях температура оказалась равной  $220 \pm 15^\circ\text{K}$ .\*

\*) Автор, правильно излагая сущность сумеречного метода исследования высоких слоёв атмосферы, представляет ряд моментов в совершенно искажённом виде. В частности, он полностью умалчивает о хорошо известном ему (см., например<sup>19</sup>) факте, что теория сумеречного метода создана академиком В. Г. Фесенковым (Труды Гл. Росс. Астрофизич. Обсерватории, т. II, 1923 г.) и детально разработана трудами почти исключительно советских учёных (В. Г. Фесенков, Астр. журн., 7 вып. 2, 1930 г.; Труды Всес. конф. по изуч. стратосферы; Н. М. Штауде, Фотометрические наблюдения сумерек как метод изучения верхней стратосферы, 1930 г.; Изв. Акад. наук Казахск. ССР, 2, 1946 г.; 3, 1947 г. и др.). Точно так же цитируемые Хальбартом его собственные измерения являются отнюдь не единственными и далеко не лучшими. Первые, весьма тщательные измерения яркости сумеречного неба были произведены и обработаны с точки зрения получения характеристик верхней атмосферы акад. В. Г. Фесенковым. За истекшие с тех пор 25 лет появилось свыше 30 работ, посвящённых этому вопросу и содержащих богатый наблюдательный материал. Наиболее полные и достоверные данные недавно опубликованы Т. Г. Мегрелишвили и И. А. Хвостиковым (ДАН 59, 1233, 1948 г.). (Прим. переводчика.)

Далее, было найдено, что необходимы исправления за счёт кратного рассеяния, которое было также измерено и оказалось малым на малых высотах, но быстро возрастающим с высотой и становящимся около 60 км столь большим, что метод становится полностью непригодным для получения сведений об атмосфере выше 60 км \*).

Метеорные явления были истолкованы, как указывающие на то, что плотность воздуха над уровнем порядка 60 км больше, чем это следует из предположения постоянства температуры воздуха 220° К в интервале от 40 до 100 км. Было предположено, что повышенная плотность воздуха на этих высотах обусловлена возрастанием температуры над уровнем 40 км. Таким образом, метеорные наблюдения были использованы для вычисления плотности высоких слоёв атмосферы и, отсюда, их температуры.

Объектами как фотографических, так и визуальных наблюдений служили следующие явления: торможение метеоров и высоты начала, наибольшей яркости и конца их видимой траектории. Плотность воздуха получается на основании наблюдений каждого из этих явлений с помощью специально разработанной теории, предполагающей данными плотность и размеры метеоров и описывающей физические явления, происходящие, когда метеор попадает в атмосферу, теряет энергию и возгорается.

Описание различных теорий выходит за рамки моих намерений. Достаточно привести результаты, суммированные в последней работе Уиппла<sup>19</sup>. Они показаны на рис. 7, совпадающем с рис. 2 работы Уиппла. Плотности воздуха, полученные с помощью теории из метеорных наблюдений, обозначены на рис. 7 точками. Эти данные соответствуют ночным условиям. Сплошная кривая получена путём расчёта на основании распределения температуры по высотам, соответствующего кривой 1 рис. 6, для которой максимальная температура 365° К на высоте около 60 км падает до 184° К на 80 км. Уиппл делает вывод, что «Имеют место значительные колебания решений (по метеорным данным), зависящие от весов, приписываемых различным методам определения плотности атмосферы. Наилучшим решением представляется такое, которое соответствует сплошной кривой

---

\*) Заключение автора о непригодности сумеречного метода для изучения атмосферы на высотах, превышающих 60 км, основанное на цитируемой им его собственной работе<sup>18</sup>, является ошибочным. Как показал ряд исследований, проведённых в Советском Союзе (Г. В. Розенберг, И. А. Хвостиков и Ф. Ф. Юдалевич, ДАН 59, 1277, 1948 г.; Н. М. Штауде, ДАН 59, 1281, 1948 г.; Т. Г. Мегрелишвили и И. А. Хвостиков, ДАН 59, 1283, 1948 г.), роль вторичного рассеяния растёт по мере погружения Солнца под горизонт отнюдь не столь катастрофично, как это полагает Хальбарт, и не может существенно исказить результатов, получаемых с помощью сумеречного метода. В действительности сумеречный метод пригоден для исследования высоких слоёв атмосферы, во всяком случае до высот порядка 200, а возможно и до 280 — 300 км. (Прим. переводчика.)

рис. 7. Следует заметить, однако, что постоянная температура около  $256^\circ$  в интервале высот от 60 до 100 км не слишком выходит из рамок разброса возможных решений... Данные определений максимумов яркости метеоров по фотографиям их путей требуют зоны высокой температуры на высоте около 60 км, но больше соответствуют отсутствию зоны низкой температуры около 82 км ...».

Распространение звуковых волн позволяет предполагать, что над стратосферой температура растёт примерно до  $370^\circ$  К на высоте

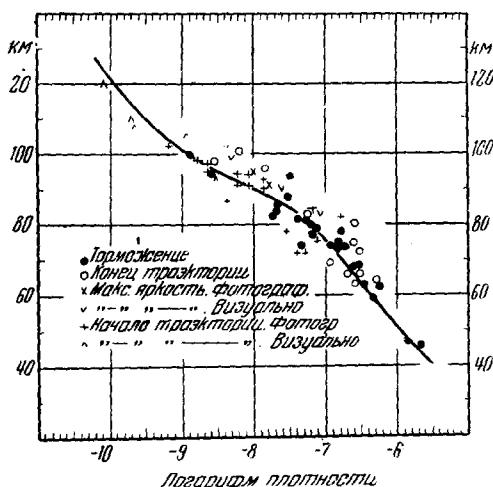


Рис. 7. Плотность атмосферы по данным метеорных наблюдений.

около 60 км. Измерения относятся к дневным условиям; для ночи измерения отсутствуют. Данные не позволяют делать заключения о температуре выше 60 км. Теория атмосферных приливов требует максимума температуры около  $350^\circ$  К на высоте порядка 60 км. Предположительно, это среднее значение для экватора, однако наличие суточных вариаций не установлено. В настоящее время теория наталкивается на ту трудность, что ею предсказываются приливы в высоких слоях атмосферы, которые не согласуются с наблюдениями над Е-слоем ионосферы. Измерения яркости сумеречного неба указывают температуру воздуха в течение сумерек  $220 \pm 15^\circ$  К в интервале высот от 20 до 55 км. Они не дают никаких сведений о температуре выше 60 км\*) или в отличие от сумерек время суток. Метеорные явления, наблюдаемые ночью, указывают на возрастание температуры с высотой от примерно 40 до 60 км, но не дают отчётливых данных для суждения, остаётся ли температура выше 60 км постоянной или убывает.

Мы можем отметить, что хотя между данными, полученными с помощью этих косвенных методов исследования, имеются некоторые расхождения, очевидно ни один из методов не является настолько точным, чтобы эти расхождения можно было бы рассматривать как противоречия\*\*).

\*) См. примечание на предыдущей странице. (Прим. переводчика.)

\*\*) Приведённый в этом параграфе обзор косвенных методов исследования высоких слоёв атмосферы, а также полученных с их помощью резуль-

татов относятся к дневным условиям; для ночи измерения отсутствуют. Данные не позволяют делать заключения о температуре выше 60 км. Теория атмосферных приливов требует максимума температуры около  $350^\circ$  К на высоте порядка 60 км. Предположительно, это среднее значение для экватора, однако наличие суточных вариаций не установлено. В настоящее время теория наталкивается на ту трудность, что ею предсказываются приливы в высоких слоях атмосферы, которые не

# «ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ТАБЛИЦЫ»

Как результат предшествующего рассмотрения, комиссиями в Англии, Германии и Америке были составлены «экспериментальные таблицы» свойств высоких слоёв атмосферы. Температурные кривые показаны на рис. 8; кривая, обозначенная NAGA, была построена комитетом Национального совещательного комитета воздухоплавания <sup>2)</sup>. Кривая

NAGA была названа «экспериментальной стандартной»; построенные также «экспериментальная максимальная» и «экспериментальная минимальная» кривые располагаются соответственно на  $30^\circ$  выше и  $80^\circ$  ниже кривой, приведённой на рис. 8. При их построении принято, что как сезонные, так и суточные вариации температуры отсутствуют.

В сообщении NAGA <sup>2)</sup> предположено, что строение атмосферы остаётся приблизительно неизменным от уровня моря до 80 км; средний молекулярный вес воздуха принят в 28,966

раза бóльшим атомного веса водорода, или равным  $4,816 \cdot 10^{-23}$  г.

В отношении кислорода предполагалось, что в дневное время на уровне 80 км он находится целиком в молекулярном состоянии и на уровне 100 км — целиком в атомарном состоянии, причём концентрация атомарного кислорода изменяется с высотой по линейному закону. В ночное время соответствующие уровни располагались на 105 и 120 км. В этих предположениях о температуре и строении атмосферы были вычислены «экспериментальные таблицы» давления и плотности до высоты 120 км.

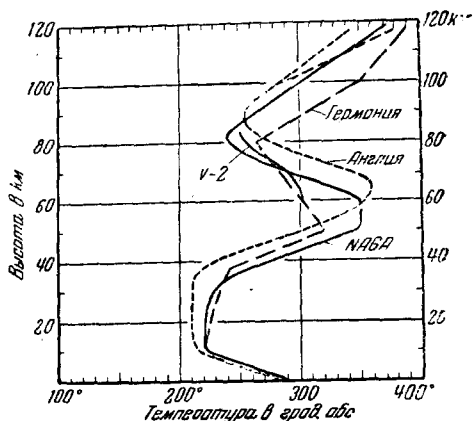


Рис. 8. Кривые температура — высота на основании косвенных данных; короткая кривая получена из данных V-2 о давлении 10 октября 1946 г.

татов далеко не полон. В первую очередь следует отметить общеизвестные данные, полученные радиофизическими методами и относящиеся к ионосферным слоям E и F, данные Гаранга, основанные на изучении распределения яркости полярных сияний по высотам, а также данные, полученные сумеречным методом для высот, бóльших 60 км. Все эти методы приводят к достаточно согласным результатам, значительно уточняющим и дополняющим обрисованную автором картину, не меняя её характера, как это показали Т. Г. Мегрелишвили и И. А. Хвостиков (ДАН 59, 1233, 1948 г.). (Прим. переводчика.)

## ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ С ПОМОЩЬЮ РАКЕТ V-2

В 1945 г. Армейский Артиллерийский Корпус получил из Германии значительное количество ракет V-2 и запланировал организацию их полётов с целью приобретения опыта в обращении с ракетами и получения данных о высоких слоях атмосферы. Выпуск ракет был произведён на испытательном полигоне Уайт-Сендс в Нью-Мексико на 33° северной широты. До настоящего времени опубликованы данные об атмосферном давлении и солнечной радиации на больших высотах. Каждый из этих результатов потребовал больших усилий и был достигнут специально организованными группами сотрудников исследовательской лаборатории Военно-Морского флота. Все группы работали в крайне сжатые сроки, ибо выпуск ракет должен был состояться в соответствии с расписанием, вне зависимости от готовности той или иной научной аппаратуры. Прямые данные, полученные за несколько секунд, заменят, в конечном счёте, косвенные выводы многолетних исследований.

Мы не станем здесь касаться новых данных, которые были получены в отношении космических лучей<sup>21</sup>, ибо, как было сказано, космические лучи пока не проявили себя в качестве существенного фактора, определяющего характеристики высоких слоёв атмосферы.

Измерения давления<sup>22</sup> были сделаны во время полёта ракеты V-2 10 октября 1946 г., состоявшегося в 11 час. утра по времени 105-го меридиана. Показания установленных на ракете манометров передавались саморегистрирующей аппаратуре, находившейся на поверхности земли. Были получены две группы данных о давлении. Одна относится к интервалу высот от 0 до 12 км и хорошо согласуется с известными значениями давления на этих высотах. Другая группа данных охватывает интервал высот примерно от 60 до 85 км. Полученные значения, изображённые на рис 9 точками, следуют кривой давления, построенной NAGA для стандартного дня на основании косвенных данных. Из рисунка видно, что значения, полученные NAGA, примерно на 12% выше наблюдаемых.

Из наклона наблюдаемой кривой давления (рис. 9) и в предположении такого строения высоких слоёв атмосферы, которое было избрано NAGA, была вычислена температура на соответствующих высотах. Полученные значения показаны на рис. 8.

Точность определения температуры этим путём невелика, но критическое обсуждение следует отложить до тех пор, пока не осуществятся надежды на получение с помощью V-2 дальнейших данных\*).

\*) Более полные данные о давлении и температуре во всём интервале высот от 0 до 120 км были получены во время полёта ракеты V-2 7 марта 1947 г. (См., например, реферат в УФН, XXXIV, вып. 3, стр. 445.) (Прим. переводчика.)

Ракета V-2, летавшая 10 октября 1946 г. в 11 час. утра, была оборудована спектрографом с дифракционной решёткой, с помощью которого с различных высот, вплоть до высоты 88 км, был сфотографирован солнечный спектр<sup>23</sup> в ультрафиолетовой области короче 3400 Å. В 11 час. утра высота Солнца была 51°, солнечная деятельность была слабой, характеристическое число земного магнетизма равнялось 0,2 для периода от 0 до 12 часов 10 октября. Ракета достигла примерно 160 км и упала на землю в пустыне Нью-Мексико на расстоянии около 32 км от места отправления. Спектрограф и кассета с плёнкой были найдены практически неповреждёнными четырьмя днями позже.

После проявления на плёнке было обнаружено 35 спектров; наивысший был получен на 88 км. Спектры на больших высотах не были получены, так как, вследствие вибраций ракеты, механизм, двигавший плёнку, действовал

слишком быстро и вся плёнка была израсходована на пути до 88 км. Некоторые из спектров показаны на рис. 10. Все они получены с экспозицией 3,6 сек. Высоты указаны в километрах над уровнем моря. Вплоть до 44 км ракета была стабилизирована. Выше этой точки она крутилась и рыскала, вследствие чего спектры F и G (рис. 10) сняты при положении Солнца, удалённом от оси спектрографа. Спектр G, снятый на высоте 88 км, экспонирован столь слабо, что обнаруживает меньше ультрафиолета, чем спектр F, снятый на высоте 55 км. На рис. 10 при репродукции спектры контрастированы, чтобы по возможности выделить интересные области.

Спектры обнаруживают увеличивающуюся протяжённость в ультрафиолет по мере возрастания высоты. Спектр D (рис. 10), снятый на высоте 25 км, простирается до 2925 Å. Спектр E (34 км) простирается до 2650 Å и обнаруживает измеримое почернение между 2260 и 2100 Å, у коротковолнового края полосы Гартлея поглощения озона. Вместе с тем на высоте 34 км между спектрографом и Солнцем остаётся ещё достаточный слой озона, чтобы предотвратить регистрацию спектра в центральной области полосы. Спектр F, сня-

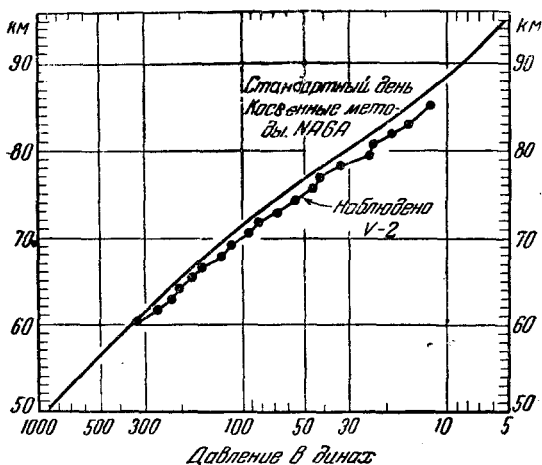


Рис. 9. Данные о давлении, полученные при полёте ракеты V-2 10 октября 1946 г.

тый на 55 км, не обнаруживает заметной абсорбции озоном. Эти спектры Солнца являются первыми, полученными с больших высот над слоем озона; они удлиняют известную нам область солнечного спектра в ультрафиолет примерно от 2900 до 2100 Å.

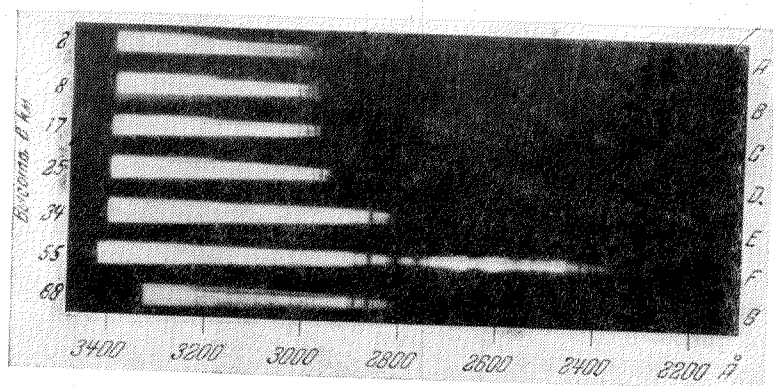


Рис. 10. Солнечный спектр, полученный с ракеты V-2 10 октября 1946 г.

Вновь обнаруженная часть солнечного спектра показана на рис. 11, на котором идентифицированы некоторые линии поглощения.

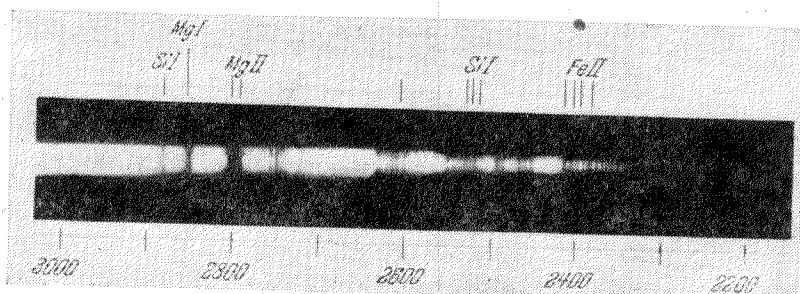


Рис. 11. Ультрафиолетовый спектр Солнца с высоты 55 км.

Это тот же спектр, что и спектр *F* (рис. 10), снятый на высоте 55 км; репродукция контрастирована. Выделяются следующие линии абсорбции: Si I (2882 Å), сильные линии абсорбции магния Mg I (2852 Å) и дублет Mg II (2802 и 2795 Å) и основные линии Fe II (2410, 2405, 2396 и 2382 Å). Детальный анализ спектра ещё не произведён \*).

\*) Во время полёта ракеты V-2 7 марта 1947 г. были получены дополнительные спектры Солнца с высот 55 и 75 км. Предварительные данные



Распределение по спектру интенсивности солнечного света, прошедшего через всю вышележащую толщу атмосферы, было определено тщательным фотометрическим сравнением солнечных спектров, полученных на больших высотах, со спектром калиброванной угольной дуги. Предварительные результаты показаны на рис. 12 и 13, на которых новая кривая в области спектра короче 3000 Å присоедине-

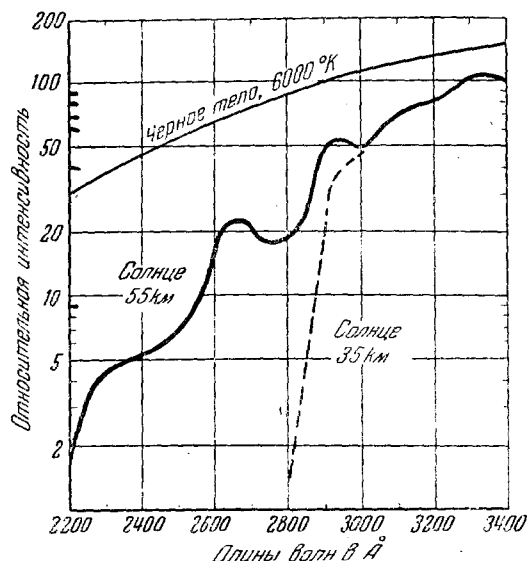


Рис. 12. Кривая распределения энергии в ультрафиолетовом спектре Солнца.

на к известной кривой<sup>21</sup> для области длин волн, больших 3000 Å, относящейся к свету Солнца за пределами атмосферы. На рис. 12 и 13 также нанесена кривая для чёрного тела, подобранная таким образом, чтобы она проходила через максимум кривой интенсивности солнечного света около 4600 Å. Из рисунков видно, что кривая, относящаяся к свету Солнца, спадает круче, чем кривая для чёрного тела и располагается ниже её с коэффициентами около 3 и 10—20 при 3000 и 2200 Å соответственно. Этот новый факт будет существенен при расчётах температуры тех атмосферных слоёв, в которых солнечная радиация поглощается озоном. Определение количества

их обработки опубликованы в Phys. Rev., 71, 827 (1947). Обнаружено большее количество линий Fe I и Fe II, двадцать линий Si I, линия Si I (2478 Å), а также линии следующих элементов: безусловно—VI, VII, Cr II, Mn II, вероятно—Na I, Ni I, Ni II, Cr I, Co II, Be I и Al I, возможно—P I и Cu I. Отмечается также наличие ряда неразрешённых полос поглощения, вероятно молекулярного происхождения. (Прим. переводчика.)

озона на разных высотах ещё не закончено. В данный момент можно сказать только, что 10 октября примерно 3% всего озона располагалось выше 34 км и менее 1% выше 55 км.

Солнечные спектры, полученные до сих пор, дают мало сведений об окислах азота в высоких слоях атмосферы. В спектрах не было

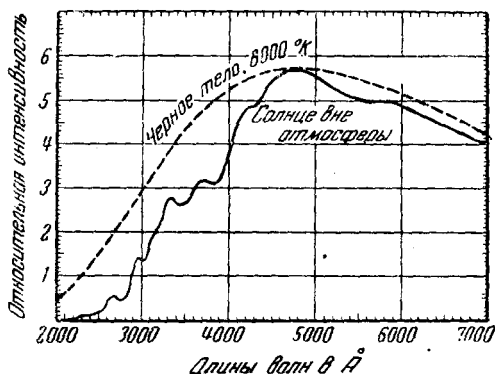


Рис. 13. Кривая распределения энергии в спектре Солнца.

замечено характеристических полос  $\text{NO}_2$  или четырёхокси азота  $\text{N}_2\text{O}_4$  между 2600 и 2270 Å. В случае пятиокси азота  $\text{N}_2\text{O}_5$  Адель и Лампланд<sup>26</sup> предположили, что этим газом обусловлена полоса атмосферной абсорбции у 7,6 м. Качественно известно<sup>25</sup>, что в ультрафиолете этот газ обладает непрерывным поглощением, которое возрастает при убывании длины волны от 2800 до 2400 Å. Но пока отсут-

## ЛИТЕРАТУРА

Литература о высоких слоях атмосферы многочисленна. 1523 ссылки в *Terrestrial Magnetism and Electricity, Physics of the Earth*, series VIII, McGraw-Hill Book Co., I, 1939 охватывают многие аспекты предмета, вплоть до 1937 г. Более поздние ссылки имеются в 10 сообщениях Gassiot Committee of Royal Society. Reports on Progress in Physics (Phys. Soc., London, 1942—1943), 9, 1—100.

Следующие работы были цитированы в настоящем обзоре:

1. W. J. Humphreys, *Physics of the air* (McGraw-Hill Book Co., Inc. New-York, 1940), third edition, рис. 16, стр. 44.
2. L. F. Hafer, *Mon. Weather Rev.*, **68**, 125—129 (1940); I. C. Ballard, *ibid* **66**, 2—9 (1938).
3. N. K. Johnson, *Nature*, **157**, 24 (1946).
4. S. Kahlke, *Ann. Hydrogr.*, **49**, 294—299 (1921); C. C. Trowbridge, *Mon. Weather Rev.*, **35**, 390—397 (1907). Данные суммированы Е. О. Хальберт, *Publ. Astr. Soc. Pacific*, **44**, 178 (1932).

5. A. Lepape a. G. Colange, *Nature*, **137**, 459 (1936); F. A. Paneth, a. E. Gluckauf, *Nature*, **136**, 717 (1935); G. A. Prokofiev a. others, *Nature*, **133**, 918 (1934); E. Regener, *Nature*, **138**, 544 (1936); M. Shepherd, *Nat. Geog. Soc. Contrib., Tech. Papers, Stratosphere*, ser. No. 2, 117 (1936).
6. C. Fabry a. H. Buisson, *J. Phys., Paris*, **3**, 196 (1913); C. Fabry *Proc. Phys. Soc.*, **39**, 1 (1926).
7. G. M. B. Dobson, *Proc. Roy. Soc.*, **A129**, 411 (1930).
8. E. Regener u. V. H. Regener, *Phys. Zeits.*, **35**, 788 (1934); E. Regener, *Beitr. Phys. frei. Atmos.*, **22**, 249 (1935); B. O'Brien, F. L. Mohler a. H. S. Stewart, *Nat. Geog. Soc. Contrib., Tech. Papers, Stratosphere*, ser. No. 2, 71 (1936); W. W. Coblentz a. R. Stair, *Nat. Bur. Stand. J. Res.*, **26**, 161 (1941).
9. F. W. P. Götz, *Erg. Kos. Physik, Leipzig* **1**, 180 (1931); F. W. P. Götz, A. R. Meethan a. G. M. B. Dobson, *Proc. Roy. Soc.*, **A145**, 416 (1934).
10. H. B. Maris, *Terr. Mag.*, **33**, 233 (1928); **34**, 45 (1929); E. H. Gowan, *Proc. Roy. Soc.*, **A120**, 655 (1928); **128**, 531 (1930).
11. F. J. W. Whipple, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **57**, 331 (1931); **88**, 471 (1932); **60**, 80 (1934).
12. P. Duckert, *Gerl. Beitr. z. Geophys.*, **1**, 236 (1931).
13. B. Gutenberg, *J. Met.*, **3**, 27 (1946).
14. G. L. Teilor, *Proc. Roy. Soc.*, **A126**, 169 (1929).
15. C. L. Pekeris, *Proc. Roy. Soc.*, **A158**, 650 (1937).
16. W. J. Humphreys, *Mon. Weather Rev.*, **61**, 228 (1933).
17. E. V. Appleton a. K. Weekes, *Proc. Roy. Soc.*, **A171**, 171 (1939).
18. E. O. Hulburt, *J. Opt. Soc. Am.*, **28**, 227 (1938).
19. F. L. Whipple, *Rev. Mod. Phys.*, **15**, 246 (1943).
20. C. N. Warfield, "Tentative tables for the properties of the upper atmosphere", September, 1946, Report of NACA Special Subcommittee on Upper Atmosphere.
21. S. E. Golian, E. H. Krause a. G. G. Perlow, *Phys. Rev.*, **70**, 223 и 776 (1946).
22. N. R. Best, E. Durand, D. L. Gale a. R. J. Havens, *Phys. Rev.*, **70**, 985 (1946).
23. W. A. Baum, F. S. Johnson, J. J. Oberly, C. C. Rockwood, C. V. Strain a. R. Tousey, *Phys. Rev.*, **70**, 781 (1946).
24. *Smithsonian Physical Tables*, Table. 767 (1933).
25. H. Sponev and E. Teler, *Rev. Mod. Phys.*, **13**, 75 (1941).
26. A. Adel a. C. O. Lampland, *Astrophys. J.*, **87**, 198 (1938).