

ИЗУЧЕНИЕ ПЛОТНОСТИ ВЫСОКИХ СЛОЁВ АТМОСФЕРЫ МЕТЕОРНЫМИ МЕТОДАМИ

Б. Ю. Левин

Вплоть до самого последнего времени изучение высоких слоёв атмосферы было возможно лишь при помощи косвенных методов, в которых непосредственно наблюдаемые и изучаемые величины весьма далеки от интересующих нас основных характеристик стратосферы. Такими являются в первую очередь — плотность, температура и химический состав. К числу косвенных методов изучения стратосферы относится изучение метеоров. Процессы, происходящие при движении метеорного тела в атмосфере Земли, — его нагревание, испарение, торможение, свечение, — непосредственно зависят от плотности и, отчасти, от химического состава тех слоёв, в которых происходят эти процессы. За последние годы успешное развитие физической теории метеоров дало в руки исследователей достаточно точные формулы, приложение которых к наблюдательным данным позволяет изучать строение атмосферы до высоты в 120—125 км. В подавляющем большинстве случаев метеоры появляются на высоте 100—120 км и исчезают на высоте 70—90 км. Поэтому наиболее надёжные метеорные данные о строении стратосферы относятся к интервалу высот от 70 до 120 км^{*)}. Однако, когда в земную атмосферу влетают медленные и в то же время крупные метеорные тела, они проникают в значительно более низкие слои — до высот 20—30 км, а иногда и ещё ниже. Поэтому в перспективе имеется полная возможность сомкнуть результаты метеорных методов с надёжными данными, накопленными для нижних 30—40 км нашей атмосферы.

Изучение стратосферы метеорными методами началось 25 лет тому назад. В 1923 г. Линдеман и Добсон¹, именно желая исследовать высокие слои атмосферы, разработали первую физическую теорию метеоров и применили её к метеорным данным, полученным из визуальных наблюдений. В дальнейшем теория Линдемана и Добсона была признана неудовлетворительной, однако многие сведения о стратосфере, полученные тогда с её помощью, оказались совершенно

^{*)} Для фотографических наблюдений верхний предел несколько ниже — около 100 км.

правильными. На основании высот появления и исчезновения метеоров для высот около 100 км были найдены плотности и температуры, значительно превосходящие те, которые принимались ранее, исходя из гипотезы изотермической стратосферы. Кроме того, кривая распределения высот исчезновения метеоров, построенная на основании каталогов Деннинга, обнаружила минимум на высоте около 60 км. Линдеман и Добсон объясняли этот минимум тем, что на этой высоте расположен слой повышенной температуры (они отождествляли его со слоем озона). Впоследствии предположение о существовании здесь слоя повышенной температуры было подтверждено Уипплом (старшим) и Дуккертом на основании аномального распространения звуковых волн, Тейлором и Пекерисом — на основании анализа периодов свободных колебаний атмосферы и отчасти Уипплом (младшим) — на основании метеорных фотографий. Однако первоисточник этого предположения — минимум на кривой распределения высот исчезновения — в настоящее время возбуждает большие сомнения. Его не подтверждают ни наблюдения Аризонской метеорной экспедиции, ни английские наблюдения, входящие в каталог Портера и обработанные автором настоящей статьи. Нижний максимум высот исчезновения объясняется, повидимому, тем, что в каталоги Деннинга вошло непропорционально много ярких медленных болидов, проникающих глубоко в атмосферу.

Теория Линдемана и Добсона была достаточно разработана математически, чтобы позволить её авторам оценить плотность атмосферы на высотах появления и исчезновения метеоров. Но, как теперь известно, физическая картина, положенная в основу этой теории, а именно предположение, что метеорное тело нагревается подушкой адиабатически сжатого воздуха, — неверна. Она была подвергнута критике, и сперва Спарроу², а затем Мэрис³ выдвинули новые теории, основанные на рассмотрении соударений метеорного тела с отдельными молекулами воздуха. Эти теории почти не были разработаны математически и потому не дали новых количественных данных о стратосфере. Правда, Спарроу, основываясь на своей теории, считал, что высоты метеоров могут быть согласованы с водородной изотермической стратосферой. Но это заключение основано на ошибочных данных о высотах метеоров.

В тридцатых годах были опубликованы многочисленные исследования Эпика⁴, посвящённые физической теории метеоров. В этих работах, ознакомление с которыми затрудняется крайне тяжёлым стилем изложения, наряду с интересными результатами содержатся и результаты совершенно ошибочные. К сожалению, до настоящего времени Эпик остаётся единственным автором, рассматрившим вопрос о свечении метеоров.

В 1937—1941 гг. появились работы Хоппе⁵, Уиппла⁶ и Левина⁷, содержащие вывод основных уравнений физической теории метеоров, — уравнения испарения и уравнения торможения, а также ряда

вытекающих из них формул. В работе Левина выводится, кроме того, формула нагревания метеорного тела, позволяющая найти высоту появления метеора, т. е. высоту, на которой начинается кипение поверхностного слоя лобовой поверхности. Температура лобовой поверхности невращающегося каменного метеорного тела дается формулой

$$T = \frac{b \sqrt{H^*}}{2\lambda} \frac{v^{1/2}}{\sqrt{\cos z}} \rho$$

($b = \frac{\lambda}{\delta c}$ — коэффициент температуропроводности, λ — коэффициент теплопроводности, H^* — высота однородной атмосферы, ρ — плотность атмосферы, v — скорость метеора, z — зенитное расстояние радианта). Как выяснено Левиным, для метеорных тел разной скорости температура в момент появления практически одинакова, и потому эта формула позволяет легко найти H^* для высот, на которых появляются метеоры. Зависимость высоты появления от скорости не содержит никаких постоянных, характеризующих свойства вещества метеорного тела:

$$\Delta H_1 = H_1(v_1) - H_1(v_2) = \frac{5}{2} H^* \ln \frac{v_1}{v_2}.$$

Наблюдательные данные показывают, что для метеоров с $v = 60-70$ км/сек высота появления $H_1 \approx 125$ км, а для метеоров с $v = 30$ км/сек $H_1 \approx 100$ км. Отсюда следует, что на высоте 100–120 км $H^* \approx 10-12$ км. Это значение H^* соответствует перемешанной атмосфере и никак не может быть согласовано с гипотезой о водородном или гелиевом составе стратосферы. Следует подчеркнуть, что этот результат получается при всех физических теориях метеоров, если только исходить из правильных данных о высотах появления и их зависимости от скорости. Различные теории дают лишь небольшие отклонения в численных значениях H^* .

Зная H^* и задаваясь численными значениями коэффициентов тепло- и температуропроводности, можно найти плотность на высоте появления метеоров различной скорости. Получаются следующие результаты:

$v = 30$ км/сек	$H_1 = 100$ км	$\rho = 1 \cdot 10^{-9}$ г/см ³
50 »	100 »	$3 \cdot 10^{-10}$
70 »	125 »	$1 \cdot 10^{-10}$

Приведенные плотности относятся к высоте появления каменных невращающихся метеорных тел с плоской лобовой поверхностью. Для другого предельного случая — для вращающегося сферического метеорного тела они в 4 раза больше.

Определение H^* и ρ по приведенным выше формулам ценно тем, что оно опирается на высоты появления, получаемые из визуальных наблюдений, и следовательно, относится к максимальным высо-

там, доступным метеорным методам исследования. Кроме того, высота появления не зависит от массы метеорных тел, тогда как все прочие метеорные способы определения плотности атмосферы требуют нахождения массы.

Уиппл⁸ применил физическую теорию, разработанную им для обработки фотографических наблюдений метеоров (см. об этом ниже), к визуальным определениям высот, полученным во время Аризонской метеорной экспедиции. По средним высотам появления, исчезновения и максимума блеска для Леонид, Персеид и четырёх групп метеоров различной скорости он нашёл плотности атмосферы на этих высотах. Результаты оказались удовлетворительно согласующимися с полученными по фотографиям метеоров.

Прежде чем перейти к изложению результатов, полученных на основании метеорных фотографий, следует остановиться на тех сведениях о процессах в стратосфере, которые получались из визуальных определений высот. Ещё Линдеман и Добсон отметили, что по данным каталогов Деннинга главный максимум высот исчезновения расположен летом на высоте 85 км, а зимой — на высоте 75 км. Это различие могло вызываться сжатием и расширением атмосферы вследствие изменений температуры. В 1936 г. Эпик⁹ нашёл годичную вариацию высот метеоров по $3\frac{1}{2}$ тысячам Аризонских наблюдений. Амплитуда получилась $3,7 \pm 0,7$ км с максимумом осенью и минимумом весной. (Эпик анализировал высоту середины пути метеора, и его данные относятся к высоте около 85 км.) В 1940 г. Мак Интош¹⁰ подтвердил наличие годичной вариации на материале всех каталогов высот, которые ему удалось достать (Деннинга, Гершеля, Кинга, Нассля-Гофмейстера и др.). Амплитуда получилась у Мак Интоша существенно большей, чем у Эпика, причём она возрастает по мере уменьшения высот — по мере перехода от высот появления к высотам середины пути и затем к высотам исчезновения. Однако, в то время как Эпик, по своему обыкновению, вводит бесчисленное количество эмпирических поправок, которые частично улучшают, частично ухудшают материал, Мак Интош просто усредняет наблюденные высоты, ограничиваясь лишь исключением метеоров главных потоков. Поэтому результаты обоих исследователей не внушают полного доверия. В 1944 г. Портер, анализируя высоты, найденные им в результате тщательной переработки английских наблюдений, пришёл к заключению, что изменения высот сопровождаются изменением средних геоцентрических скоростей и могут ими объясняться. Однако наличие колебаний стратосферы, связанных с изменениями температуры, подтверждается плотностями, полученными Уипплом по фотографическим наблюдениям.

Возможно, существуют колебания стратосферы, связанные с суточным ходом температуры. По данным Аризонской экспедиции⁹, средние высоты середины пути убывают в течение ночи на 300 ± 90 м в час. Нужно, однако, отметить, что при выявлении

этого ночного эффекта Эпик вводил поправку за суточное изменение средней скорости метеоров, имеющей утром максимум. В то же время такой же ход высот получился у Хэя и Стьюарта¹¹ по радиолокационным наблюдениям без введения каких-либо поправок. Введение поправок в радиолокационные наблюдения может привести к полному исчезновению суточного хода высот.

Вследствие неточности нанесения на карту видимого пути метеора, высоты, получаемые из визуальных наблюдений, могут быть ошибочными на много километров и даже десятков километров. Кроме ошибок наблюдения, на получаемых высотах сказывались также недостатки методов обработки, применявшихся до самого последнего времени. Методы обработки, не привносящие дополнительных ошибок, стали применяться лишь 10—15 лет тому назад, причём первенство в этом вопросе принадлежит советским исследователям метеоров и в первую очередь В. В. Федынскому.

Ещё менее точны определения скорости метеоров — они искажены не только ошибками в определении истинного пути метеора в атмосфере, но также ошибками в оценке его продолжительности. Всего лишь несколько лет назад удалось убедиться в том, что все метеорные тела (быть может, за исключением неощутимо малой доли) являются членами солнечной системы, и, следовательно, их гелиоцентрическая скорость не превосходит 42 км/сек . Это значит, что скорости, с которыми метеорные тела влетают в атмосферу Земли, заключены в пределах от 11 до 72 км/сек . Установление отсутствия скоростей, превышающих 72 км/сек , способствовало признанию ошибочности тех огромных высот появления метеоров в 150—200 и даже 250 км, которые получались в результате ошибок визуальных наблюдений. Наиболее быстрые метеорные тела, летящие навстречу Земле, появляются на высоте 120—125 км, а наиболее медленные догоняющие тела — на высоте 80—90 км (а быть может, и ещё ниже). Высота исчезновения зависит не только от скорости, но и от массы метеорного тела, и для крупных медленных тел может быть сколько угодно малой.

Вследствие больших случайных ошибок, которымиотягощены определения скорости метеоров, основанные на визуальных наблюдениях, приходится сделать следующие две рекомендации:

1) при всех исследованиях процессов, происходящих при движении метеоров в атмосфере, основной должны служить метеоры потоков — тех потоков, гелиоцентрические скорости которых известны или на основании орбиты породившей их кометы, или на основании фотографических определений;

2) при использовании визуальных наблюдений остальных метеоров им следует приписывать скорость, вычисляемую из предположения, что их гелиоцентрическая скорость близка к параболической. Значительным изменением размеров орбиты соответствуют лишь небольшие изменения гелиоцентрической скорости, и потому скорости в атмосфере, вычи-

сленные подобным образом, будут в среднем гораздо точнее, чем наблюденные скорости.

Однако при визуальных наблюдениях, даже в наилучшем случае метеоров потоков, мы можем знать скорости влёта в атмосферу, но ничего не знаем о торможении метеора в течение полёта. В то же время торможение может быть найдено по фотографическим наблюдениям. Кроме того, фотографии позволяют получить кривую изменения блеска вдоль пути. Таким образом, фотографические наблюдения дают не только более точные, но и более полные сведения о метеоре, чем визуальные наблюдения.

Для получения точных высот и направления пути метеора надо сфотографировать его одновременно из двух пунктов. Для определения скорости и торможения необходимо, чтобы хотя бы в одном пункте перед объективом камеры вращался обтюратор, прерывающий экспозицию 10—20 раз в секунду. В таком случае след метеора на пластинке разбивается на отдельные чёрточки, промеры которых как раз и позволяют найти закон движения.

Впервые подобный метод был применён Элькиным в конце прошлого и начале текущего столетия. В начале 20-х годов удачные снимки были получены Линдеманом и Добсоном. В 1932 г. фотографирование с обтюратором было организовано в Москве. Работа проводилась не астрономами-специалистами, а любителями — членами Коллектива наблюдателей МОВАГО под руководством В. В. Федынского. В первый же год, 14 августа 1932 г., были получены удачные фотографии яркого метеора. Они были обработаны Федынским и Станюковичем и результаты опубликованы в 1935 г.¹² Определение высот было проведено с помощью нового способа, простого и удобного, разработанного ими. Отсутствие в то время удовлетворительной физической теории метеоров привело к тому, что выводы о строении стратосферы были сделаны на основе крайне упрощённых предположений. Тем не менее найденное распределение температуры в стратосфере качественно согласуется с современными данными.

Удачное фотографирование с обтюратором продолжалось в Коллективе наблюдателей и в дальнейшие годы. Удалось даже получить тройную фотографию, включающую спектрограмму метеора. Однако метеор 1932 г. остался единственным, обработка которого доведена до опубликования. Точно так же до настоящего времени не опубликованы многочисленные фотографии, полученные ещё до войны в Сталинабадской обсерватории, с помощью специального метеорного патруля, состоящего из двух десятков камер.

Между тем, с начала 1936 г. в Гарвардской обсерватории под руководством Уиппла началось систематическое фотографирование метеоров с помощью двух (только двух!) камер, расположенных на концах базиса длиной в 38 км. Результаты обработки снимков первых 6 метеоров, в том числе и с точки зрения плотностей в стратосфере были опубликованы в 1938 г.⁶, а в 1943 г. была опублико-

вана специальная статья, посвящённая строению стратосферы и основанная на обработке наблюдений 18 метеоров⁸. Как уже отмечено выше, Уиппл привлекает к рассмотрению и результаты визуальных наблюдений Аризонской экспедиции. Наблюдательные данные относятся к интервалу высот от 45 до 120 км, но большинство сосредоточено в интервале 60—100 км.

Теория, используемая Уипплом, позволяет найти плотность атмосферы в четырёх точках пути метеора — в начале, в конце, в точке максимального блеска и в некоторой точке около середины пути, для которой найдено торможение (при длинных путях таких точек бывает несколько).

Проще всего и надёжнее всего определяется плотность в точке, для которой известно торможение. Из уравнения торможения

$$m \frac{dv}{dt} = -C_1 S \rho v^2$$

(S — площадь поперечного сечения метеорного тела, C_1 — коэффициент пропорциональности) находится масса метеорного тела m . Поскольку кинетическая энергия метеорного тела в сотни раз превосходит энергию, необходимую для его испарения, и она растрачивается в основном при соударениях испарённых молекул метеорного тела с молекулами воздуха, делается предположение, что сила света метеора I пропорциональна потере энергии за единицу времени

$$I = -\frac{1}{2} \frac{dm}{dt} v^2 \tau$$

(τ — коэффициент пропорциональности). Подставляя из уравнения испарения

$$\frac{dm}{dt} = -C_2 S \rho v^3,$$

получаем

$$I = C_3 m^{2/3} \rho v^5.$$

(Здесь предположено, что метеорное тело, убывая, не изменяет своей формы, а остаётся подобным самому себе, т. е. $S = A m^{2/3}$.) Сила света резко зависит от скорости, как v^5 . Для ярких метеоров зависимость ещё сильнее, так как, согласно Эпику, для них

$$\tau = \tau_0 v.$$

Подставляя массу из уравнения торможения, находим

$$\rho = K v^{-10/3} \left(-\frac{dv}{dt} \right)^{2/3} I^{1/3}.$$

В эту формулу (а также и во все другие формулы для плотности) сила света входит в степени $1/3$, что повышает точность результатов.

Плотность в точке максимального блеска находится путём логарифмического дифференцирования формулы для силы света. Получающиеся производные $\frac{dm}{dt}$ и $\frac{dv}{dt}$ подставляются из уравнений испарения и торможения, а член с $\frac{d\rho}{dt}$ преобразуется так:

$$\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dt} = -v \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dH} \cos z = \frac{v \cos z}{H^*}.$$

Отсюда видно, что в этом способе требуется заранее знать H^* , т. е. заранее делать некоторые предположения о строении атмосферы.

Поскольку кривая блеска отдельных метеоров может заметно отличаться от теоретической кривой, плотности в точке максимального блеска дают большую дисперсию, чем плотности, найденные по торможению.

Плотность в начале пути определяется для той точки, в которой блеск метеора достиг измеримой величины, но в то же время можно ещё полагать, что его масса равна начальной массе. Последняя находится из формулы

$$E = \int I dt = \tau \frac{m_0 v_0^2}{2},$$

в которой пренебрегается торможением метеора. Подставляя отсюда массу в формулу для силы света, находим

$$\rho = K_1 I E^{-2/3} v_0^{-4}.$$

Несмотря на возможные систематические ошибки, применение этой формулы ценно тем, что она даёт возможность продвинуться к максимальным высотам, доступным фотографическому методу. Использование формулы Левина для температуры в момент появления при фотографических наблюдениях невозможно, так как в подавляющем большинстве случаев последние дают не истинную высоту появления, а высоту, на которой блеск метеора стал достаточным для создания следа на пластинке.

Плотность в конце пути находится из следующих соображений: по суммарной световой энергии описанным выше способом находится начальная масса. Далее, пренебрегается торможением и находится общая масса атмосферы вдоль всего пути выше точки исчезновения. Для перехода к плотности в конце пути снова приходится задаваться некоторым значением H^* .

Коэффициенты пропорциональности, входящие в уравнение торможения и уравнение испарения, Уиппл считает практически постоянными и находит их численное значение, опираясь на теоретические и экспериментальные данные по движению тел со сверхзвуковыми скоростями (Тейлор и Маколл, 1933—1934). Однако эти данные относятся к движению в достаточно плотной газовой среде, когда происходит образование ударных волн. Между тем у обыкновенных

метеоров явление разыгрывается на тех высотах, где длина свободного пробега молекул λ сравнима с поперечником метеора и где, следовательно, происходит переход от индивидуальных соударений метеорного тела с отдельными молекулами воздуха к образованию ударной волны. Яркие метеоры, выходящие на фотографиях, имеют поперечник порядка 1 см. В то же время при плотности воздуха $\rho = 10^{-10}$ г/см³ ($H \approx 120 - 125$ км), $\lambda = 100$ см, при $\rho = 10^{-9}$ ($H \approx 110$ км) $\lambda = 10$ см, при $\rho = 10^{-8}$ ($H \approx 95$ км) $\lambda = 1$ см и при $\rho = 10^{-7}$ ($H \approx 80$ км) $\lambda = 0,1$ см. Хотя ударной волны ещё нет, метеорное тело окутывается прогрессивно уплотняющимся облачком испарённых молекул, и возможность описания явления теми упрощёнными формулами, которыми пользуется Уиппл, нуждается в тщательной проверке. Пока что оправданием методики Уиппла может служить только то, что с её помощью он получает удовлетворительные результаты — удовлетворительные в том смысле, что плотности, полученные всеми четырьмя методами, не дают больших систематических различий.

Наиболее надёжные значения плотности, относящиеся к точке с известным торможением, обнаружили корреляцию между отклонениями плотности и приземной температурой ($\frac{2}{3}$ средней температуры за предыдущий день $+$ $\frac{1}{3}$ средней температуры за последующий день). Возрастанию температуры на 1° С соответствует сдвиг вверх рассматриваемых слоёв на 0,15 км. Учёт небольших систематических поправок (разностей между плотностями, полученными разными методами) привёл к следующим наиболее надёжным значениям плотности:

Интервал высот . .	58—72,0	72,1—80,0	80,1—90,0	>90,0
Средняя высота . . .	67,1	75,9	83,1	94,9
lg ρ	— 6,68	— 6,95	— 7,34	— 8,05

Эти значения относятся к приземной температуре $+28^\circ$ С (301° К).

Разброс точек показан на рис. 1. Две нижние усреднённые точки практически лежат на кривой плотности, соответствующей кривой распределения температуры, изображённой на рис. 2, которая была положена в основу расчётов H^* (в тех случаях, когда H^* необходимо было знать заранее). Выше 78 км получается линейный ход lg ρ , соответствующий $T = 250^\circ$ К. Он выражается формулой

$$\lg \rho = -2,45 - 0,0592 H \text{ (км)}.$$

Выше 100 км данные о плотности ненадёжны.

Кривой плотности, найденной по метеорным данным, соответствует следующий ход температуры: она полого растёт с высотой и около 62 км достигает максимума в 375° К. Выше 68 км происходит быстрое падение и около 78 км достигается температура в 250° К.

Лишь для точки с известным торможением остаточные отклонения плотности обнаруживают сильную положительную корреляцию с при-

земной температурой. Остальные данные дают неясную картину (рис. 3), а для начала пути получается даже отрицательная корреляция. Взвешенное решение по всем точкам даёт подъём на $0,19 \pm 0,04$ км при повышении температуры на 1° . Это даёт для Бостона годовичную амплитуду высот в $5,3 \pm 0,1$ км, что хорошо согла-

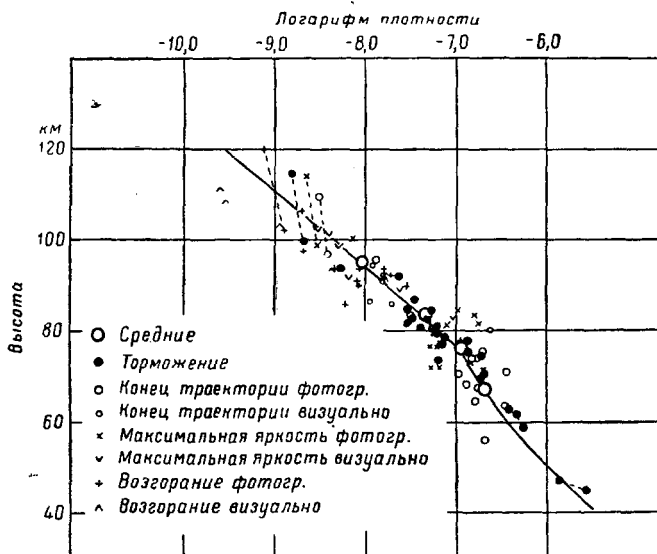


Рис. 1.

сается с эпиковским значением $3,7 \pm 0,7$ км для Флагстафа (Аризона).

Хотя вероятные ошибки одного определения $\lg \rho$ после учёта систематических разностей становятся достаточно малыми и составляют от $\pm 0,1$ до $\pm 0,2$ (для разных методов), тем не менее интерпретация результатов не является надёжной и однозначной. Значения плотности для точек с известным торможением, являющиеся наиболее надёжными, прекрасно удовлетворяют решению, предполагающему изотермическую стратосферу плюс зависимость от приземной температуры. Температура для высот 60—110 км получается 256°K , а годовичная амплитуда — 10 км.

Этот результат заставляет Уиппла написать следующее: «Данные говорят в пользу существования зоны высокой температуры около 60 км или немного выше, но они не позволяют твёрдо решить этот вопрос». Кроме того, Уиппл отмечает, что «наблюдения не дают указаний на существование узкого слоя с низкой температурой на высоте около 82 км».

Некоторые дополнительные сведения по этим вопросам удаётся извлечь из анализа кривых распределения блеска вдоль пути метеора.

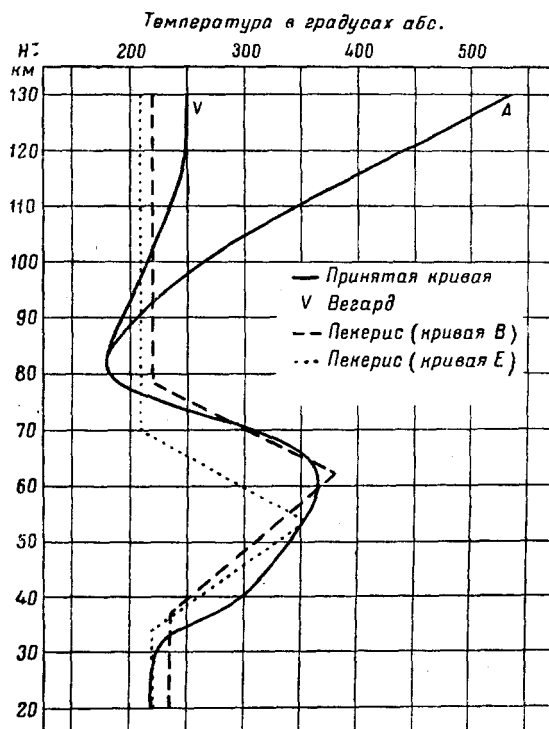


Рис. 2.

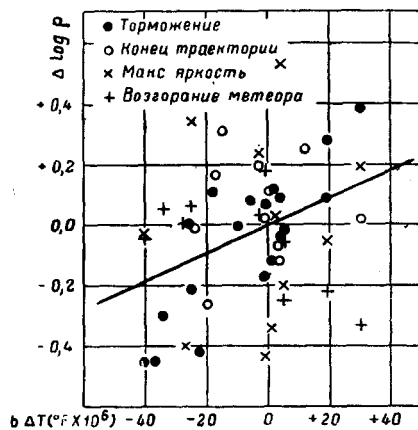


Рис. 3.

Если пренебречь торможением, то в изотермической атмосфере все кривые блеска должны быть совершенно одинаковыми. Однако наблюдения указывают, что с увеличением скорости максимум смещается к концу пути. Оказывается, что это смещение может быть объяснено наличием горячего слоя на высоте около 60 км, и, следовательно, оно является доводом в пользу его существования. Но что касается узкого минимума температуры около 82 км, то данные о смещении максимума блеска могут быть лучше объяснены в предположении, что он отсутствует.

Было бы удивительным, если бы одни только метеорные данные позволили построить законченную картину строения стратосферы на высоте 70—120 км — слишком малочисленны точные наблюдения и слишком недоработана физическая теория, с помощью которой они обрабатываются. И в том, и в другом отношении, несомненно, возможен дальнейший прогресс. Однако уже теперь метеорные данные о плотности стратосферы, приведенные выше, вероятно не менее точны, чем данные, полученные для этих высот различными другими методами. Поэтому их необходимо учитывать при сведении воедино всех наших современных знаний о плотностях воздуха в стратосфере.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. F. A. Lindemann and G. M. B. Dobson, Proc. Roy. Soc., London, A102, 411, 1923; A103, 339, 1923; G. M. B. Dobson, Quart. J. Roy. Met. Soc., 49, № 207, 1923; F. A. Lindemann, Nature, 118, 195, 1926 (см. также Н. Оболенский. Метеорологич. вестник, 37, 173, 1927; Н. М. Штауде, Труды Всесоюзн. Конфер. по изучению стратосферы, стр. 481, 1935).
2. C. M. Sparrow, Astrophys. Journ., 63, 90, 1926.
3. H. B. Maris, Terr. Magn. Atm. Electr., 34, 303, 1929 (см. также А. Б. Северный, Астр. журн., 11, 613, 1934).
4. E. Öpik, Acta et Comment. Univ. Tartu, A26, 1, 1933, Harv. Repr., № 100; Publ. Obs. Astr. Tartu, 29, № 5, 1937.
5. J. Hoppe, Astr. Nachr., 262, 169, 1937.
6. F. L. Whipple, Proc. Amer. Phil. Soc., 79, 499, 1933; Harv. Repr., № 156.
7. Б. Ю. Левин, ДАН, 25, 372, 1939; Астр. журн., 17, 12, 1940; 18, 331, 1941.
8. F. L. Whipple, Rev. Mod. Phys., 15, 246, 1943; Harv. Repr. Ser. II, № 6.
9. E. Öpik, Proc. Nat. Acad. Sci., 22, 525, 1936; Harv. Repr. № 127; Harv. Ann., 105, 549, 1933 (см. также И. С. Астапович, Миропведение, 26, 217, 1937).
10. R. A. McIntosh, Monthly Not. R. A. S., 100, 510, 1940.
11. J. S. Hey and G. S. Stewart, Proc. Phys. Soc., 59, 858, 1947.
12. В. В. Федынский и К. П. Станюкович, Астр. журн., 12, 440, 1935.