

ВОДЯНОЙ ПАР В СТРАТОСФЕРЕ

М. С. Малкевич, Ю. Б. Самсонов, Л. И. Копрова

СОДЕРЖАНИЕ

1. Введение	93
2. Локальные измерения влажности	96
3. Спектральные измерения	106
4. Косвенные способы оценки влажности	117
5. Возможные источники и стоки влаги в стратосфере	119
6. Заключение	121
Цитированная литература	122

1. ВВЕДЕНИЕ

Необходимость решить ряд практических задач и теоретически обосновать физические процессы, происходящие в высоких слоях атмосферы, послужили причиной интенсивного развития исследований стратосферы в течение последнего десятилетия. Появление новых методов и средств исследования, в особенности шаров, высотных самолетов, ракет и искусственных спутников Земли, позволивших поднять измерительную аппаратуру на большие высоты, в значительной мере способствовало накоплению новых фактических данных о структуре стратосферы, ее термическом и динамическом состоянии, оптических свойствах и других важных характеристиках этого слоя атмосферы.

В начальный период этих исследований главное внимание уделялось (по вполне понятным причинам) измерениям основных характеристик стратосферы: химического состава, температуры, давления, плотности и скорости ветра на больших высотах. В большинстве случаев получаемые данные коренным образом изменяли существовавшие до того представления об этих характеристиках и физических процессах, происходящих в стратосфере. Вместе с тем вновь полученные данные служили исходным фактическим материалом для постановки новых задач.

Ярким примером, иллюстрирующим это положение, является открытие сложной термической структуры стратосферы, обладающей многими особенностями. Уже сравнительно давно было установлено, что изотермия в нижней стратосфере (10—20 км), где температура достигает 200—220° К, сменяется ростом температуры в нижнем слое мезосферы (20—50 км) с максимальными значениями порядка 270—300° К на уровнях 45—50 км (мезопик); выше мезопика наблюдается убывание температуры с минимумом порядка 180—200° К у верхней границы мезосферы на высоте 75—80 км (мезопауза *). Однако задача физически обосновать эти особенности вертикального профиля температуры до сих пор не нашла еще удовлетворительного решения. Например, рост температуры в мезосфере

*) В литературе часто используется другое наименование слоя мезосферы — «верхняя стратосфера».

и существование мезопика объясняют нагреванием этого слоя атмосферы за счет поглощения ультрафиолетовой радиации Солнца в слое озона, расположенном между 15 и 50 км. Между тем точно такой же ход температуры в мезосфере наблюдается в условиях полярной ночи, когда этот источник тепла полностью отсутствует. Не решена также проблема происхождения температурного минимума в области мезопаузы. Как известно, наряду с низкими температурами в этой области наблюдается также образование серебристых облаков, о природе которых в настоящее время существуют два различных мнения (гипотезы водного и пылевого происхождения серебристых облаков). Образование серебристых облаков имеет, по-видимому, непосредственную связь с температурным минимумом.

Поскольку водяной пар является одним из основных факторов, определяющих тепловой режим стратосферы, совершенно очевидно, что для понимания термического строения стратосферы необходимы сведения о вертикальном распределении водяного пара на больших высотах. Вместе с тем данные о содержании влаги в стратосфере помогут решить также вопрос о происхождении серебристых облаков.

С другой стороны, эти данные должны ответить на вопрос, достаточно ли содержится в стратосфере влаги, чтобы обеспечить водное происхождение серебристых облаков. Они позволят также выяснить, существует ли связь между температурным минимумом и вертикальным распределением водяного пара в стратосфере. Появившиеся недавно результаты измерения потоков длинноволнового (теплового) излучения атмосферы на высотах 20—25 км свидетельствуют о том, что, вопреки существовавшему до сих пор мнению, водяной пар может играть важную роль в формировании теплового режима стратосферы, по крайней мере в слое 30—50 км.

Данные о распределении водяного пара в атмосфере как индикатора воздушных масс могут оказать также существенную помощь в исследовании общей циркуляции атмосферы, в частности в изучении таких явлений термодинамического характера, как часто наблюдаемые резкие изменения температуры стратосферы на десятки градусов в течение небольших промежутков времени.

Кроме упомянутых задач, существуют и другие проблемы физики атмосферы (например, вопрос об источнике атомарного водорода в слое ионизации), а также чисто прикладные задачи, связанные с полетами высотных самолетов, ракет и искусственных спутников Земли; для решения этих задач необходимы данные о распределении водяного пара в высоких слоях атмосферы. По-видимому, эти обстоятельства послужили причиной того, что в течение последнего десятилетия вопросу о содержании водяного пара в стратосфере было уделено внимание многих исследователей. Данные зарубежной литературы свидетельствуют о применении в этих исследованиях различных методов, что обеспечивает достаточную надежность получаемых результатов.

Как известно, измерения вертикального распределения водяного пара проводятся сетью метеорологических станций с помощью стандартной аппаратуры при аэрологическом зондировании атмосферы до высот 20—25 км. В частности, такие измерения регулярно велись в различных районах земного шара в период Международного геофизического года (МГГ). Непосредственно измеряемой при подъемах радиозондов характеристикой влажности является относительная влажность u , т. е. отношение давления водяного пара к давлению пара в состоянии насыщения. Одновременно измеряется также температура и давление воздуха, что позволяет определить с помощью психрометрических таблиц и уравнения состояния идеального газа парциальное давление (упругость) e , плотность (абсолютную влажность) q_w и относительную концентрацию водяного пара (удельную

влажность) $q = \frac{Q_w}{Q}$ (где Q — плотность воздуха). В ряде случаев непосредственно измеряется точка росы (или точка инея), т. е. температура, при которой пар, обладающий данной упругостью, становится насыщенным над поверхностью воды (или льда).

Знакомство с материалами радиозондирований, в том числе с материалами МГГ, хранящимися в Мировом центре данных МГГ в Москве, подтвердило хорошо известный факт, что данные об относительной влажности, полученные с помощью стандартной аппаратуры, весьма сомнительны для тех высот, где температура воздуха низка, и, по-видимому, не отражают реального хода влажности.

Как видно из рис. 1, на котором для иллюстрации приведены результаты отдельных измерений в ряде пунктов земного шара, в стратосфере получены довольно большие величины относительной влажности, соответствующие огромным значениям удельной и абсолютной влажностей. По всей вероятности, из-за ненадежности этих данных в некоторых случаях (в частности, во многих американских материалах стандартных измерений в период МГГ) не приводятся данные об относительной влажности выше тропопавзы. Причиной такой ненадежности являются большие погрешности волосных и электrolитических гигрометров, применяемых при стандартных измерениях влажности, на больших высотах, где наблюдаются очень низкие температуры

(порядка $200-220^\circ \text{K}$) и весьма малые концентрации водяного пара, достигающие до 10^{-6} г на 1 г воздуха. Как показал В. Д. Решетов¹, с понижением температуры воздуха и давления водяного пара сильно растет постоянная времени волосного гигрометра и падает его чувствительность. Предложенная в работе¹ теория внесения поправок в показания волосного гигрометра при низких температурах нашла себе применение только при самолетных измерениях влажности в нижнем слое тропосферы (до 5 км).

Вертикальное распределение водяного пара в нижней тропосфере изучено лучше. В среднем концентрация водяного пара убывает с высотой, однако это убывание не носит монотонного характера. Довольно часто в тропосфере встречаются слои, в которых влажность растет и может достигать состояния насыщения. Эти инверсии влажности

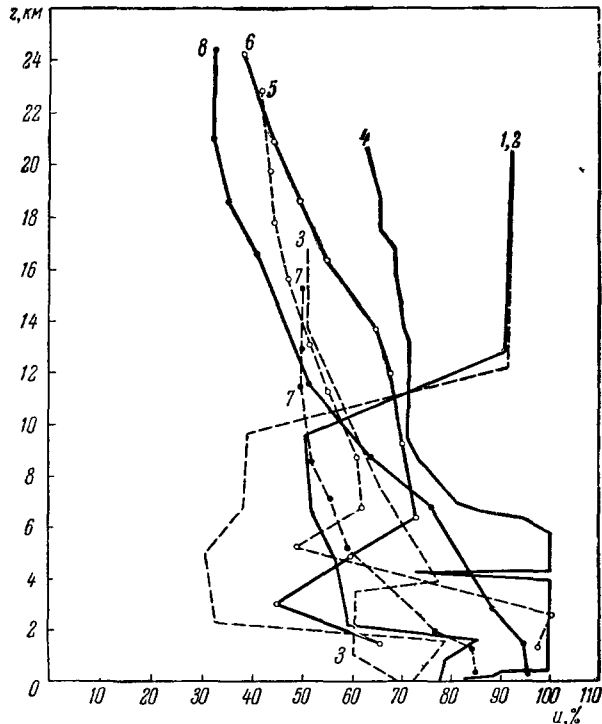


Рис. 1. Вертикальное распределение относительной влажности по данным МГГ.

1 — 22.I 1958 г.; 2 — 18.VIII 1958 г. — о-в Цейлон (Колombo); 3 — 1.VII 1956 г.; 4 — 12.II 1956 г. — Мирный; 5 — ○ — 13.XII 1958 г.; 6 — ○ — 17.VII 1958 г. — Долгопрудная; 7 — ● — 18.XII 1958 г.; 8 — ● — 5.VII 1958 г. — о-в Хейса.

тесно связаны с температурной стратификацией атмосферы, а также с ее динамическим состоянием. Вертикальные потоки и адвективный перенос воздуха в большой степени способствуют созданию слоистой структуры в распределении влажности по высоте. Образование облаков в атмосфере является непосредственным проявлением этой слоистости.

Благодаря вертикальному перемешиванию атмосферы одновременно происходит процесс разрушения слоев и установление некоторой средней стратификации влажности в тропосфере. Это среднее распределение влажности обычно описывается формулой Ганна (см., например, ²), которая для упругости водяного пара e имеет следующий вид:

$$e = e_0 10^{-\alpha_0 z}, \quad (1)$$

где e_0 — давление водяного пара у земной поверхности, сильно зависящее от места наблюдения, параметр $\alpha_0 = 0,159 \text{ км}^{-1}$ и z — высота в километрах. Если принять, что давление воздуха p убывает с высотой по экспоненциальному закону (барометрическая формула), то формула Ганна для удельной влажности q запишется аналогичным образом:

$$q = q_0 e^{-\alpha_0 z} \quad (2)$$

(q_0 — удельная влажность у земной поверхности, $\alpha_0 = 0,23 \text{ км}^{-1}$).

Формулой (2) пользуются часто и при расчетах удельной влажности на больших высотах, где она дает сильно завышенные значения q . Поэтому значение параметра α_0 обычно берут несколько большим, чем указанная величина.

А. Х. Хргиан ² на основании многочисленных самолетных измерений влажности до высот 4—5 км получил другую эмпирическую зависимость:

$$q = q_0 e^{-(bz + cz^2)}, \quad (3)$$

причем оказалось, что параметры b и c изменяются по сезонам. Экстраполировать эту формулу на большие высоты не представляется возможным.

Из-за упомянутой выше ненадежности стандартных измерений влажности на больших высотах данные аэрологических измерений не могут быть использованы для получения информации о вертикальном распределении водяного пара выше 5 км.

В последнее время были начаты измерения влажности на больших высотах с помощью специально сконструированных гигрометров, дающих возможность получать точку росы (или точку инея) с довольно большой точностью. Эта аппаратура обеспечила возможность измерений очень небольших количеств водяного пара на высотах до 30 км. Кроме того, в настоящее время успешно развиваются спектроскопические методы измерения влажности, которые также позволили получить некоторые сведения о содержании водяного пара в высоких слоях атмосферы. Обзор и анализ результатов этих исследований вертикального распределения водяного пара в стратосфере, а также сопоставление их с данными некоторых косвенных оценок содержания влаги на больших высотах и являются темой настоящей статьи.

2. ЛОКАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ ВЛАЖНОСТИ

Первые самолетные измерения влажности на высотах до 15 км были проведены в Англии Добсоном, Брюером и Квайлонгом ⁴⁴. Влажность измерялась прибором Добсона, основанном на определении точки росы или точки инея. Принцип измерений заключается в том, что температура дна камеры, через которую пропускается исследуемый воздух, повышается или понижается до тех пор, пока не наступит равновесие между водяным паром и конденсатом.

Основным измерительным элементом прибора является небольшая алюминиевая камера, представляющая собой стакан, внутренняя поверхность которого отполирована, анодирована и зачернена. Дно стакана снаружи может охлаждаться жидким азотом или подогреваться электрическим нагревателем. Когда температура дна понижается до температуры насыщения, на нем образуется нарост ледяных кристаллов. Дно камеры

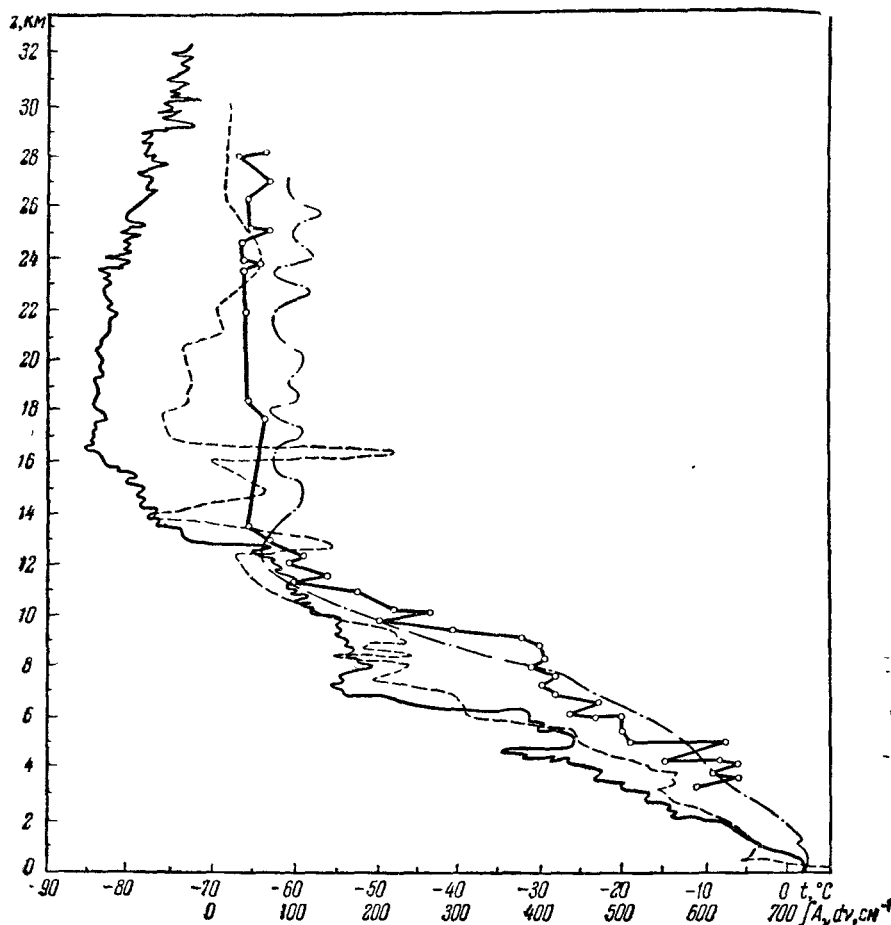


Рис. 2. Вариации точки инея, температуры воздуха и функции поглощения.
 --- Точка инея по 8, 27.VI. 1960 г.; — — точка инея по 8, 1.VII.1949 г.; —●— температура воздуха;
 ○— функция поглощения $\int A_v dv$ по спектроскопическим данным 17, 19.VI. 1959 г., полоса 6,3μ.

освещено, и с помощью лупы на его поверхности можно обнаружить количество льда до 10^{-6} г. Температура, при которой количество льда остается постоянным, принимается за точку инея.

Погрешности метода слабо зависят от измеряемой влажности и в основном определяются ошибкой в определении точки инея. Можно показать, что если температура T равновесия определена с ошибкой $\pm 2^\circ \text{K}$, относительная ошибка в измерении влажности при $T = 200^\circ \text{K}$ будет равна $\sim 25\%$. Эта ошибка очень мала, если учесть, что измеряемое давление водяного пара может изменяться в 10^4 раз. Прибор Добсона пригоден для измерений по существующей методике при температурах не ниже 180°K , так как при этой температуре лед отлагается на дне стакана в виде невидимого прозрачного слоя, а не отдельных кристаллов.

Результаты самолетных измерений точки инея^{3,4} показали, что в нижней стратосфере содержится весьма малое количество водяного пара. Точка инея на высоте 15 км по этим данным колеблется от -80 до -85°C , что соответствует удельной влажности порядка 10^{-3} г/кг ($0,002-0,005 \text{ г/кг}$) и относительной влажности $2-5\%$. В тех случаях, когда измерения удавалось провести на нескольких уровнях выше тропопаузы (например, в работе Мергэтройда, Голдсмита и Холлингса⁴), можно было обнаружить намекающее постоянство удельной влажности с высотой.

Применение автоматических гигрометров, измеряющих точку инея, позволило поднять потолок зондирования до $30-35 \text{ км}$ и проследить вертикальное распределение водяного пара до этих высот. Автоматический гигрометр, использованный для этих измерений, представляет собой усовершенствованный прибор Добсона; описание автоматического гигрометра будет дано ниже.

Баррет, Херндон и Картер⁵, впервые проводившие измерения влажности с помощью автоматических гигрометров, поднимаемых на шарах над территорией США, получили в нижних слоях стратосферы значения точки инея на $10-20^\circ$ выше, чем по данным самолетных зондирований над Англией. Из анализа трех кривых вертикального распределения водяного пара, приведенных в работе⁶ для двух летних и одного зимнего подъема, следует прежде всего, что в среднем точка инея в стратосфере мало изменяется с высотой. Однако, как показывает рис. 2, при подъемах были обнаружены существенные колебания точки инея, что свидетельствует о существовании как сравнительно влажных слоев, так и очень сухого воздуха. Эти колебания во много раз превосходят возможные ошибки измерений и отражают, по-видимому, реальную картину высотного распределения влаги.

Вопрос о происхождении тонкой структуры вертикального распределения водяного пара в стратосфере представляет самостоятельный интерес. Однако отсутствие необходимого материала комплексных наблюдений различных метеорологических элементов не позволяет в настоящее время провести сколько-нибудь строгое исследование слоистой структуры стратосферы. Заметим лишь, что измерения температуры воздуха на этих высотах с помощью малоинерционного акустического термометра⁷ обнаружили аналогичные высотные вариации температуры. Можно предполагать, что как термическая слоистость стратосферы, так и слоистость в распределении водяного пара взаимно связаны между собой.

Если пересчитать точку инея на удельную влажность, характеризующую концентрацию водяного пара на данном уровне *); особенности вертикального распределения влаги проявляются наиболее отчетливо. Как показали эти первые измерения водяного пара на больших высотах, удельная влажность слабо (в среднем) изменяется с высотой. Вблизи нижней границы стратосферы (до 15 км) она оказалась на порядок выше, чем удельная влажность по измерениям^{3,4} ($0,01-0,05 \text{ г/кг}$). С увеличением высоты в летних случаях наблюдался рост удельной влажности, которая на уровнях порядка 30 км достигала значений $0,1-0,15 \text{ г/кг}$ (рис. 3).

В случае зимних измерений вертикального распределения влаги⁵ удельная влажность также оказалась на порядок выше, чем в работах^{3,4}, однако на этот раз наблюдалось слабое убывание ее с высотой до 25 км ; выше этого уровня удельную влажность можно было считать постоянной

*) В зарубежной литературе обычно для характеристики концентрации используется так называемое отношение смеси $r = m_w/m$ (m_w, m — массы водяного пара и сухого воздуха соответственно), которое в атмосферных условиях близко к q

$$q = 0,622 \frac{e}{p - 0,378e}, \quad r = 0,622 \frac{e}{p - e}.$$

(0,03 г/кг). Заметим, что температура воздуха в этом случае не возрастала, как обычно, с высотой и оказалась довольно низкой.

Еще большие значения концентрации водяного пара на этих уровнях были получены Брейсфилдом⁶ с помощью гигрометра (так называемого гигристора).

Основным элементом прибора является пленка электролита, состоящая из насыщенного раствора LiCl, нанесенная на стеклянную подложку.

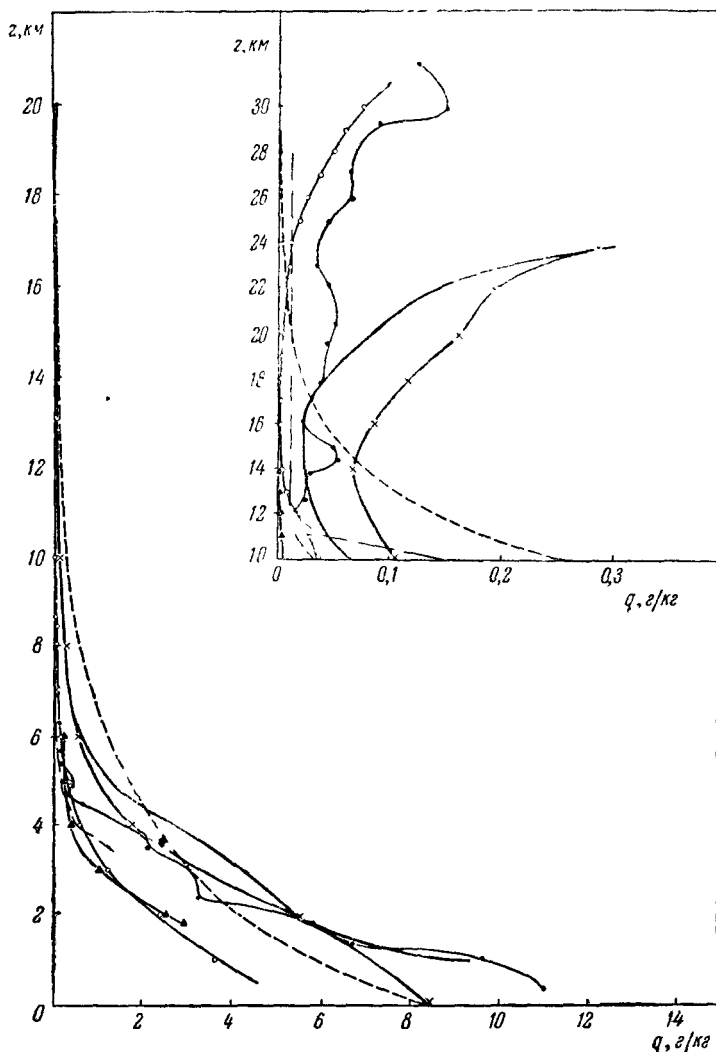


Рис. 3 Вертикальные распределения удельной влажности, полученные различными методами.

● — 26 VII 1949 г⁵, — 16 IX 1953 г⁶; ▲ — 6. VII. 1954 г⁴, × 16 VII 1958 г (МГГ), ○ 27 VI. 1960 г⁸; — — экспоненциальный закон (Ганн), $q_0 = 8.4$ г/кг, $\alpha = 0.32$ км⁻¹; — ● — 19 VI 1959 г¹⁷ полоса 6,3 м

Пленка и термистор, измеряющий температуру пленки, находятся между двумя металлическими электродами. Предположим, что давление пара над пленкой электролита меньше, чем в окружающей среде. Если к электродам приложить переменное напряжение ~ 25 в, то через пленку пойдет

ток и ее температура будет повышаться. Кроме того, если давление пара над пленкой электролита меньше, чем в окружающей среде, пленка будет поглощать воду, ее сопротивление будет уменьшаться, а ток через нее увеличиваться. Это приведет к дальнейшему увеличению температуры пленки. Температура пленки будет повышаться до тех пор, пока давление пара над электролитом не сравняется с давлением пара в окружающей среде.

Если температура пленки поднимется выше температуры равновесия, вода будет испаряться из пленки, что приведет к увеличению сопротивления и понижению температуры. Измерение давления водяного пара этим прибором сводится к измерению температуры пленки электролита в состоянии равновесия.

Если известна температура пленки в состоянии равновесия, давление пара над ее поверхностью определяется по таблицам.

На калибровочном графике, приведенном в работе ⁶, температура пленки связана с температурой точки росы линейной зависимостью до -50°C (для более низких температур калибровочный график был экстраполирован).

Применение прибора имеет существенные ограничения. Во-первых, калибровочный график недействителен при высоких скоростях воздуха относительно прибора. Вследствие сильной вентиляции прибор может давать заниженные значения влажности на высотах меньше 5 км. Выше этого уровня вентиляция незначительна из-за малой плотности воздуха. Во-вторых, было обнаружено, что в пленке происходят необратимые изменения («старение»), приводящие к слишком большим значениям влажности. В-третьих, прибор регистрирует точку росы только в том случае, если относительная влажность воздуха превышает 15%. И наконец, прибор имеет устройство только для повышения температуры пленки; соответствующего устройства для понижения температуры пленки в приборе не имеется. Это может привести к тому, что при подъеме в холодные облака прибор из-за медленного охлаждения может показывать слишком большие значения влажности. По-видимому, было бы более целесообразно производить измерения влажности гигристором не при подъеме, а при спуске.

Вследствие указанных недостатков методики измерений содержания водяного пара с помощью гигристора результаты работы ⁶ нельзя считать надежными, особенно на больших высотах (выше 20 км), где были получены огромные значения удельной влажности, значительно превышающие данные ⁵ и близкие к данным стандартных измерений влажности в период МГГ (данные одного из таких измерений приведены на рис. 3). Поэтому мы не приводим на рис. 3 распределения удельной влажности в слое 25—33 км, полученного в работе ⁶.

Вертикальное распределение водяного пара по данным ^{5, 6} обладает следующей интересной особенностью. Если на низких уровнях в стратосфере наряду с влажными слоями имеются слои с низкой концентрацией водяного пара ($0,003\text{—}0,004\text{ г/кг}$), т. е. с такой же, как и по данным ^{3, 4}, то в более высоких слоях удельная влажность всегда высока и варьирует значительно слабее.

Реальность полученных в ^{5, 6} высоких концентраций водяного пара в стратосфере и в особенности рост относительной концентрации с высотой с полным основанием подвергались сомнению, поскольку методика этих экспериментов допускает возможность больших ошибок, которые в этих работах не были оценены.

Недавно в США были начаты систематические зондирования с измерением влажности в стратосфере с помощью более совершенных методов ^{8, 9, 40}.

Усовершенствование конструкции заключается в том, что в прибор Добсона введено оптико-электронно-термическое следящее устройство, поддерживающее температуру зеркала, на котором осаждается влага, на уровне температуры насыщения (рис. 4). Следящее устройство контролирует температуру зеркала в пределах от $+50$ до -85°C с точностью $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$. Зеркалом служит полированная поверхность серебряного цилиндра диаметром $0,15\text{ см}$, покрытая родием. На цилиндр намотана катушка проволоки, которая является нагревательным элементом. Конец цилиндра опущен в баллон с жидким азотом, давление которого регулируется следящей системой. При понижении давления азот закипает, и температура стержня понижается.

На рис. 5 приведена функциональная схема гигрометра. Свет от лампы падает на два фотоэлемента: на один из них после отражения от зеркала, а на другой — непосредственно. Количество света, отражаемого от зеркала, зависит от толщины пленки и ее угла. Два фотоэлемента сбалансированы с помощью мостовой схемы при определенной толщине пленки на зеркале. Увеличение

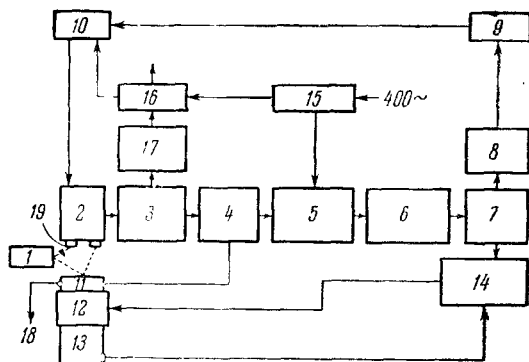


Рис. 4. Функциональная схема следящей системы.

1 — лампа; 2 — сбалансированные фотоэлементы; 3 — буферный усилитель и фильтр 400 μH ; 4 — каскад переменного усиления; 5 — демодулятор; 6 — корректор; 7 — усилитель подогрева зеркала; 8 — выключатель охлаждения; 9 — реле времени; 10 — контроль стабильности; 11 — зеркало; 12 — катушка подогрева; 13 — охлаждающее устройство; 14 — выключатель подогрева; 15 — усилитель опорного напряжения; 16 — демодулятор; 17 — усилитель разбалансировки; 18 — выход индикатора температуры зеркала; 19 — фотоэлемент сравнения.

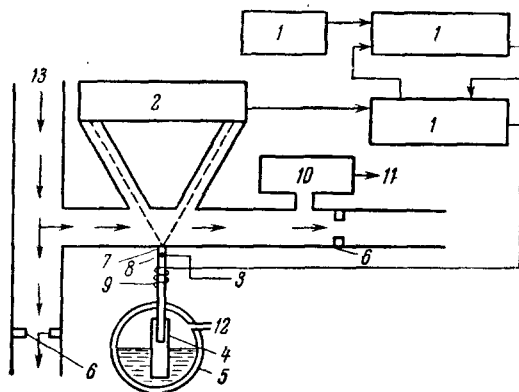


Рис. 5. Функциональная схема гигрометра.

1 — Следящая система, изображенная на рис. 4; 2 — фотоэлектрическая система; 3 — выход индикатора температуры зеркала; 4 — медный стержень; 5 — жидкий азот; 6 — диафрагма; 7 — зеркало; 8 — термистор; 9 — катушка нагрева; 10 — преобразователь давления; 11 — выход преобразователя давления; 12 — регулятор давления в сосуде с жидким азотом; 13 — входное отверстие измерительной камеры.

движется, существует разница в давлениях в атмосфере и в измерительной камере (что, вероятно, характерно для всех типов камерных гигрометров).

толщины пленки включает нагреватель, уменьшение — открывает клапан баллона с жидким азотом. Таким образом, водяной пар, содержащийся в камере, постоянно находится в равновесии с твердой или жидкой фазой. Лабораторные измерения показали, что при -50°C единичное измерение скачкообразного изменения влажности от нуля до состояния насыщения занимает ~ 10 сек. При более высоких температурах постоянная времени снижается до 2—3 сек. Это ограничивает скорость подъема и спуска. Для замедления спуска прибора использовался большой парашют или система из двух шаров, один из которых отцеплялся на заданной высоте.

Несмотря на эти предосторожности, из-за того, что прибор

в атмосфере и в измерительной камере (для всех типов камерных гигрометров).

Для учета этой ошибки определяется давление в трубе и вне прибора, что позволяет вычислять поправку.

Для повышения точности прибора в последние модели введено вентиляционное устройство, позволяющее по желанию экспериментатора полностью удалять конденсат из измерительной камеры. Необходимость такого устройства вызывается тем, что большие количества конденсата на зеркале затрудняют работу компенсационной схемы. Возможно, что отсутствие такого устройства в первых моделях автоматических гигрометров, применявшихся Барретом и др.⁵, объясняет более высокие значения влажности, полученные в нижней стратосфере.

При определении давления насыщенного водяного пара по температуре равновесия предполагается, что конденсат состоит из инея. Так как упругость насыщенного пара различна над водой и над льдом, это допущение может привести к ошибке, если вместо льда конденсируется вода. При температуре -40°C ошибка может достигать 4°C .

При понижении температуры или спонтанном замерзании переохлажденной воды можно наблюдать этот скачок и принять его за флуктуацию влажности. Эта ошибка исключается частично сравнением данных при спуске и при подъеме. Близость вертикальных распределений точки инея в том и другом случаях может служить критерием реальности полученных данных. В работе⁸ приводятся только такие распределения водного пара, которые удовлетворяют этому критерию.

Как следует из рис. 2, Мастенбрук и Дингер⁸ обнаружили вариации точки инея, аналогичные тем, которые были получены ранее Барретом и др.⁵. Эти вариации превосходят ошибки измерения и, кроме того, наблюдаются при спуске, что, безусловно, подтверждает слоистую структуру стратосферы. Мастенбрук и Дингер⁸ приводят кривые удельной влажности, полученные при одном летнем и двух весенних подъемах гигрометра до 30 км (в одном из весенних случаев данные получены только до 24 км). В летнем и этом весеннем случаях удельная влажность имела минимум ($0,002\text{ г/кг}$) на уровне 14—16 км, что находится в хорошем согласии с данными работ^{3, 4}, однако эта минимальная величина ниже, чем в работах^{5, 6}. С ростом высоты удельная влажность увеличивается почти на два порядка, достигая на 30 км $0,08\text{—}0,1\text{ г/кг}$, что также согласуется с данными^{5, 6}.

В третьем весеннем случае удельная влажность сравнительно слабо изменялась с высотой (в пределах $0,025\text{—}0,05\text{ г/кг}$), убывая в нижнем слое стратосферы и возрастая в верхнем, так что практически можно считать, что в этом случае водяной пар был однородно распределен в среднем до 30 км.

Рост концентрации водяного пара с высотой был получен также Брауном⁹, который указал, что на высоте 23 км удельная влажность была в 38 раз выше, чем на уровне 9 км.

Недавно в Англии Барклаем, Эллиотом и др.¹⁰ была сконструирована ловушка для водяного пара, позволяющая собирать пробы воздуха на высоте до 30 км. Исследуемый объем воздуха (до 10^4 м) продувается через трубку, охлаждаемую жидким азотом. Водяной пар вымораживается из воздуха в этой трубке вместе с углекислотой. Мерой исследованного объема воздуха служило количество вымороженной углекислоты, содержание которой в стратосфере предполагается постоянным и равным $0,025\%$. Недостатком прибора является то, что он позволяет определить влажность только на одном уровне или просуммировать содержание влаги на определенном участке стратосферы. В работе¹⁰ удельная влажность была измерена на высоте 27 км. Она оказалась близкой к данным^{5, 6, 8} ($q = 0,037\text{ г/кг}$).

Таблица 1

Максимальные и минимальные значения удельной влажности q (г/кг) *) и содержания водяного пара в стратосфере w (μ) **) при среднем значении q

Автор	Дата наблюдения	Координаты пункта наблюдения	Центр полосы, μ	q_{\min}	q_{\max}	w ($z > 25$ км)
Гигрометрический метод						
Баррет и др. ⁵	1.VII 1949 г.	} 45° N 92° W		0,0034 (15 км)	0,154 (30 км)	27
	26.VIII 1949 г.			0,0120 (12 км)	0,150 (30 км)	28
	7.I 1950 г.			0,0300 (27 км)	0,090 (16 км)	21
Мергэтройд и др. ⁴ Брейсфилд ⁶	6.VII 1954 г.	} 50° N 02° W		0,0020 (15 км)	—	1
	16.IX 1953 г.			0,0218 (16 км)	0,292 (24 км)	54
	18.XI 1953 г.			0,0104 (15 км)	0,097 (24 км)	20
Мастенбрук и др. ⁸	27.VI 1960 г.	} 39° N 76° W		0,0024 (16 км)	0,096 (31 км)	17
	28.IV 1959 г.			0,0260 (27 км)	0,050 (21 км)	13
	8.IV 1960 г.			0,0017 (16 км)	0,020 (24 км)	7
Барклай и др. ¹⁰	2.V 1958 г.	52° N 0°30' W		—	0,037 (27 км)	13
Спектроскопический метод						
Непорент и др. ¹²			1,38	—	—	50 (12 км)
Мёркри	3.VIII 1956 г.	33° N 106° W	1,37	—	—	35 (14 км)
Брукс и др. ¹⁴	3.VIII 1956 г.	33° N 106° W	1,38	—	—	94 (14 км)
Гейтс, Мёркри и др. ¹⁵	22.VI 1955 г.	33° N 106° W	1,87	—	—	10 (13 км)
Хаутон и др. ¹⁶	10.XII 1957 г.	} 50° N 02° W	2,7	0,003 (14 км)	—	5,2 (14 км)
	12.VI 1958 г.			—	0,015 (12 км)	35 (12 км)
Мёркри и др. ¹⁷	19.VI 1959 г.	33° N 106° W	6,3	0,005—0,012 (12—28 км)	0,015—0,35 ($z > 28$ км)	20 (28 км)
<p>*) В круглых скобках при q указаны высоты, которым соответствует данная концентрация.</p> <p>**) В круглых скобках при w указаны нижние границы столба воздуха, в котором оценивается w.</p>						

В таблице I сведены минимальные и максимальные величины удельной влажности, полученные различными авторами в нижнем слое стратосферы и на предельных уровнях зондирования. Поскольку измерения проводились над разными районами, в разные сезоны и с помощью различной аппаратуры, получился некоторый разброс данных. Имеющийся в настоящее время материал измерений вертикального распределения водяного пара и одновременных измерений профилей температуры и давления недостаточен для того, чтобы найти причины этих вариаций. Для этой цели требуется, очевидно, более широкий комплекс наблюдений, обязательно включающий измерения характеристик горизонтального и вертикального перемешивания атмосферы, а также измерения температуры воздуха с помощью малоинерционных термометров. Однако уже на данной стадии накопления материала о содержании влаги в атмосфере можно сделать вывод о существовании в стратосфере (до высот 30—35 км) двух типов вертикальных распределений водяного пара.

Первый тип. Резкое падение концентрации водяного пара выше тропопаузы до весьма малых значений удельной влажности порядка 10^{-3} — 10^{-2} г/кг, которые достигаются в нижнем слое стратосферы (до 16 км). Выше этого слоя концентрация водяного пара растет, причем на предельных высотах z_{\max} , на которых проводились наблюдения (см. табл. I), удельная влажность увеличивается на 1—2 порядка.

Вертикальное распределение удельной влажности этого типа можно аппроксимировать функцией

$$q(z) = \begin{cases} q_0 e^{-\alpha_0 z}, & 0 \leq z \leq z_1, \\ q_1 e^{\alpha_1(z-z_1)}, & z_1 \leq z \leq z_{\max}. \end{cases} \quad (4)$$

где z_1 — высота минимума удельной влажности, q_0 , q_1 — значения удельной влажности на уровне $z = 0$ и $z = z_1$ соответственно.

Таблица II

Значения параметров в формуле (4)

Автор	Дата наблюдений	q_0 , г/кг	α_0 , км ⁻¹	q_1 , г/кг	α_1 , км ⁻¹	z_1 , км	$\gamma_{\text{тр}}$	$\gamma_{\text{стр}}$
Баррет и др. ⁵	26.VIII 1949 г.	12,2	0,84 (0,52)	0,012	0,08 (0,06)	12	0,88	0,34
	1.VII 1949 г.	11,5	0,73 (0,49)	0,006	0,23 (0,22)	14	0,87	0,09
	7.I 1950 г.	1,6	0,43	0,05	0	8	0,81	0,50
Брейсфилд ⁶	18.IX 1953 г.	5,1	0,42	0,01	0,27	15	0,81	0,07
	28.IV 1959 г.	17,5	0,56	0,04	0	10	0,84	0,50
Мастенбрук и др. ⁸	8.IV 1960 г.	3,6	0,51	0,002	0,18	14	0,83	0,16
	27.VI 1960 г.	5,7	0,48	0,002	0,24	16	0,82	0,10
Формула Ганна		5,3	0,23	—	—	—	0,73	0,50
Мёркри и др. ¹⁷ (полоса 6,3 м)	19.VI 1959 г.	2,6	0,55	0,002	0,31	14	0,84	0,05

В таблице II приведены значения q_0 , q_1 , α_0 , α_1 , z_1 , соответствующие различным измерениям удельной влажности, а также значение этих параметров в экспоненциальном законе Ганна (2). Как показывает рис. 6, формула (4) удовлетворительно описывает вертикальное распределение удельной влажности. Как и следовало ожидать, параметр α_0 , характеризующий убывание удельной влажности с высотой, оказался больше (примерно в два раза), чем в законе Ганна (2), который приводит, таким образом, к завышенным значениям влажности в тропосфере и нижней стратосфере и заниженным — в более высоких слоях. Обращает на себя внимание, что α_0 и α_1 не очень сильно варьируют, за исключением случаев летних измере-

ний Баррета и др.⁵, для которых получены повышенные значения α_0 . Это обстоятельство, очевидно, связано с большими вариациями влажности в тропосфере, полученными в работе ⁵, что не дает возможности обеспечить удовлетворительную аппроксимацию данных ⁵ функцией (4).

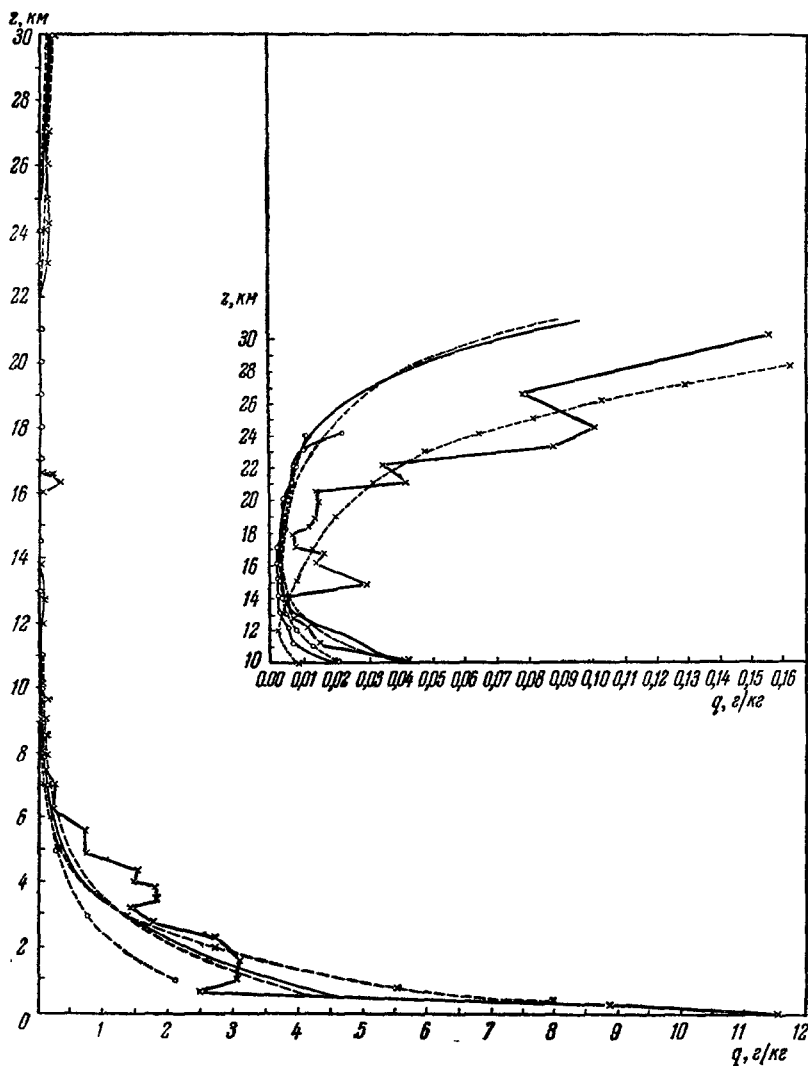


Рис. 6. Аппроксимация экспериментальных данных удельной влажности по формуле (4).

— 27.VI 1960 г. 8; ○ 8.IV 1960 г. 8; × 1.VII 1949 г. 8; — экспериментальные кривые; — — по формуле (1).

Действительно, если предварительно сгладить кривые ⁵, то значения α_0 (числа в скобках) будут такими же, как и в других случаях.

Вариации q_0 и q_1 оказались значительными. Это означает, что абсолютные значения концентрации влаги весьма изменчивы, ход же концентрации с высотой довольно устойчив.

Второй тип. Водяной пар в среднем однородно распределен в стратосфере, причем имеет место относительно высокая концентрация

влаги во всем исследуемом слое (удельная влажность варьирует в пределах 0,01—0,05 г/кг). Для описания вертикального профиля этого типа можно пользоваться формулой (4), положив в ней $\alpha_1 = 0$ (см. табл. II).

Образование вертикальных профилей водяного пара указанных типов связано, по-видимому, с характером перемешивания в атмосфере и термическим режимом стратосферы. Например, в упомянутом выше зимнем случае медленного убывания удельной влажности с высотой⁵, который можно рассматривать в известном смысле как отклонение от второго типа, температура стратосферы не растет с высотой, как в других случаях, а наоборот, немного убывает, достигая низких значений (—59° С).

Представляет интерес оценить также полное содержание водяного пара $w = \int_z^\infty \rho_w dz$ во всем столбе атмосферы с поперечным сечением 1 см²,

расположенном выше некоторого уровня z . Обычно w выражается в сантиметрах осажденной воды, что численно равно количеству граммов водяного пара в указанном столбе воздуха. Поскольку данные локальных измерений влажности позволяют определить концентрацию или плотность водяного пара до предельной высоты подъема гигрометра, для оценок содержания водяного пара выше этого уровня предполагалось, что q постоянно во всем лежащем выше слое и равно некоторым средним значениям, лежащим между указанными в табл. I минимальным и максимальным значениями q . Нижняя граница столба воздуха при расчетах w была взята равной 25 км, распределение плотности воздуха ρ — стандартное (модель ARDC, 1956). В тех случаях, когда измерения давали лишь минимальные значения в нижней стратосфере, полученная величина w характеризует содержание водяного пара в сухой стратосфере.

Оценки полного содержания водяного пара в стратосфере, приведенные в табл. I, находятся в удовлетворительном согласии с данными измерений w с помощью спектроскопического метода.

3 СПЕКТРАЛЬНЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Как известно, водяной пар обладает интенсивными полосами поглощения в инфракрасной области спектра с центрами при 0,94, 1,14; 1,38; 1,87; 2,7; 3,2 и 6,3 м, а также серией вращательных полос в интервале от 20 м до микроволновой области.

Измеряя спектр Солнца на различных высотах в атмосфере с тем или иным разрешением, можно определить содержание водяного пара в слое, расположенном выше уровня, на котором проводится измерение.

Как известно, полосы поглощения водяного пара имеют сложную линейчатую структуру. Чтобы разрешить линии поглощения в этих полосах водяного пара, требуется разрешение порядка 1 см⁻¹. Высокая разрешающая способность позволяет более точно определить положения и интенсивности линий поглощения и распределение солнечной радиации по спектру.

Первые измерения инфракрасного спектра Солнца с целью определения содержания водяного пара в стратосфере были проведены на самолете Ярнеллом и Гуди⁴⁵ в Англии, а также на шарах, Б. С. Непорентом и др.^{12, 13} в СССР Д. Мёркри и др.¹⁴ в США.

В этих работах использовались приборы как с призмой, так и с решеткой; изображение Солнца на щель спектрометра наводилось гелиостатом. Оптическое разрешение призмных спектрометров не превышает 100 см⁻¹ при 3 м, что позволяет определить поглощение только во всей полосе.

Примером призмного оптического гигрометра является прибор Д. Мёркри и др.¹⁴. Основой прибора служит спектрометр типа Литтрова с призмой из LiF и неохлаждаемым PbSe-детектором.

Чтобы компенсировать уменьшение энергии, падающей на щель, с увеличением длины волны, зеркало Литтрова было соединено с потенциометрами, меняющими усиление выходного каскада усилителя по заданной программе. Сигнал с выхода усилителя поступал на гальванометр и регистрировался на 70 мм-фотографической пленке. Американские исследователи предпочитают вести запись на фотографическую пленку, так как это избавляет от дополнительных ошибок при передаче и приеме сигнала радиотехническими средствами. На наличие таких ошибок указано в работе Б. С. Непорента и др.¹², где впервые приводится описание оптического гигрометра с дифракционной решеткой. Основой этого прибора является

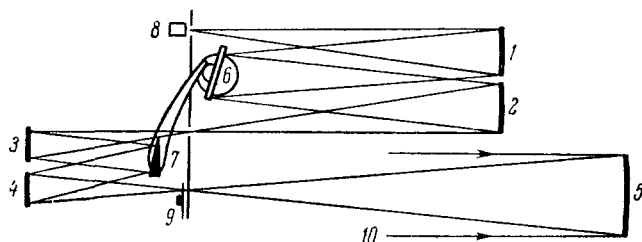


Рис. 7. Оптическая схема гигрометра

Сферические зеркала. 1, 2 — 9×8 см², фокус 50 см, 3, 4 — 6×6 см², фокус 25 см, 5 — 15×5 см², фокус 70 см, 6 — решетка 102×76 мм², 7 — флюоритовая призма с углом 15° , 8 — детектор, 9 — прерыватель, 10 — поток света из гелиостата.

вакуумный монохроматор с дифракционной решеткой, имеющей 300 *штрихов/мм* размером 50×70 мм², выделяющей в спектре Солнца пять участков последовательно (1,24; 1,4; 1,5; 1,88; 2,2 м). Длины волн 1,24; 1,5; 2,2 м находятся между полосами поглощения. Путем экстраполяции функции поглощения по высотам можно определить интенсивность радиации Солнца, падающей на верхнюю границу атмосферы. Линейная дисперсия прибора равна 100 Å/мм, ширина входной и выходной щелей равна 1,5 мм. Приемником служит охлаждаемое фотосопротивление из сернистого свинца. Сигнал из усилителя передается на землю с помощью радиотелеметрического устройства.

Более совершенный спектрометр с разрешением около 2 см^{-1} предложили Хаутон, Мосс и Чемберлен⁴⁶. Оптическая схема прибора приведена на рис. 7. В приборе использована решетка 102×76 мм², имеющая 300 *штрихов/мм* и позволяющая перекрывать область 1—5,5 м. Флюоритовая призма предварительного монохроматора имеет углы 15° . Поворот призмы согласуется с поворотом решетки с помощью эксцентрика. Ширина промежуточной и выходной щелей устанавливается микрометром, ширина входной щели постоянна и равна 1 мм. Перед входной щелью находится механический модулятор, прерывающий световой поток с частотой 750 *гц*. Для увеличения стабильности вращения мотор модулятора питается от специального генератора, настраиваемого с помощью камертонного контура. Приемником излучения в области 2—3 м служит сернистосвинцовое фотосопротивление, а в области более длинноволнового излучения фотосопротивления из сернистого теллурия, охлаждаемое жидким азотом. Для срезания радиации короче 1,8 м употребляется германиевый фильтр. Сигнал детектора усиливается резонансным усилителем.

Одной из основных трудностей в работе с оптическими гигрометрами является создание малоинерционного гелиостата. Особенно высокие

требования к гелиостатированию предъявляются при самолетных измерениях, что вызывается вибрациями самолета; если прибор, весящий 40—50 кг, поднимается с помощью связки шаров, требования к гелиостатированию снижаются. Гелиостат в приборе Хаутона, Мосса и Чемберлена⁴⁶ с помощью системы зеркал проектировал изображение Солнца диаметром 6 мм на входную щель. На расстоянии 5 см перед щелью по краям светового пучка располагались четыре фототранзистора, на которые в нормальном положении пучка свет не попадал. При отклонении пучка один из фототранзисторов освещается и включает через усилитель соответствующий мотор, соединенный с зеркалом. Испытания показали, что гелиостат имеет постоянную времени порядка 0,5 сек, что позволяло удовлетворительно поддерживать Солнце на щели при не слишком быстрых отклонениях пучка ($\leq 10^\circ/\text{сек}$).

С помощью описанных выше приборов измерения проводились только в ближней инфракрасной области спектра до 3 м. Лишь недавно Д. Мёркри и др.¹⁷ продвинулись до 10 м и измерили поглощение водяного пара в интенсивной полосе 6,3 м, поднимая призменный оптический гигрометр до высоты 28 км. Основой прибора является однолучевой монохроматор системы Литтрова с призмой из NaCl и болометром в качестве приемника. Падающая радиация прерывается механически с частотой 80 гц, а сигнал с детектора усиливается узкополосным усилителем и записывается на четырехканальную магнитную ленту вместе с реперными сигналами. Спектр от 1 до 10 м сканируется в течение 18 сек.

Таким образом, лишь немногие из описанных выше спектральных приборов позволяют получить спектр Солнца с довольно высоким разрешением. Поэтому интерпретация спектров в большинстве случаев затрудняется тем, что спектральные измерения отягощены ошибками, определяемыми аппаратной функцией. Если же провести интегрирование измеренных величин по некоторому широкому спектральному интервалу, то, как показали Нильсен, Торнтон и Дейл⁴⁷, аппаратурная ошибка становится несущественной. Но при интерпретации интегральных характеристик поглощения возникают другие трудности.

Как известно, для монохроматической радиации интенсивность радиации I_ν (ν — частота), прошедшей через слой водяного пара w , связана с интенсивностью падающей на этот слой радиации I_ν^0 законом Бугера:

$$I_\nu = I_\nu^0 e^{-k_\nu w}, \quad (5)$$

где k_ν — коэффициент поглощения. Если линия поглощения имеет контур Лоренца, то

$$k_\nu = \frac{S}{\pi} \frac{\alpha}{(\nu - \nu_0)^2 + \alpha^2}, \quad (6)$$

где S — интенсивность поглощения линии $\nu = \nu_0$, α — ее полуширина. Все расчеты обычно проводятся для функции поглощения A_ν , которая характеризует долю радиации, поглощенной в слое w , и определяется соотношением

$$A_\nu = 1 - e^{-k_\nu w}. \quad (7)$$

Однако использовать выражения (5) или (7) для определения w практически нельзя из-за указанных выше ошибок аппаратурного характера.

Зависимость же от w интегрального поглощения $\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_\nu d\nu$, которое позволяет исключить аппаратурную ошибку, в реальных условиях весьма сложна (ν_1 , ν_2 — границы интервала спектра, по которому проводится

интегрирование). Можно показать, что в случае изолированной линии, для которой выполняется соотношение (6),

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu = S\omega \quad (8)$$

при слабом поглощении (т. е. малых S или ω) и

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu = 2(S\alpha\omega)^{1/2}, \quad (9)$$

если поглощение радиации велико.

Аналогичные выражения получают и для совокупности неперекрывающихся линий вида (6). Поскольку полуширина линии зависит от давления воздуха и температуры, а именно

$$\alpha = \alpha_0 \frac{p}{p_0} \left(\frac{T_0}{T} \right)^{1/2}$$

(α_0 — полуширина при нормальных давлении p_0 и температуре T_0). интегральное поглощение также зависит от p и T . Для реальных условий, когда формы линий отклоняются от (6) и линии перекры-

ваются, зависимость $\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu$ от ω , p , T еще недостаточно изучена.

Обычно для интерпретации измерений количества водяного пара спектроскопическим методом применяются зависимости функции поглощения от ω , p и T , полученные в лабораторных условиях. Недавно такие исследования были проведены Ховардом, Бёрчем и Уильямсом^{11, 27} для полос поглощения водяного пара и углекислого газа. Измеряя поглощение радиации в многоходовой кювете, в которой поглощающий газ находился при различных значениях содержания вещества, температуры, полного и парциального давлений, авторы¹¹ получили эмпирические зависимости

$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu$ от ω , p и e (зависимость $\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu$ от T оказалась крайне слабой).

В случае слабого поглощения, т. е. для малых ω , p и e или для слабой полосы, оно хорошо аппроксимируется формулой

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu = c\omega^{1/2}(p+e)^k, \quad (10)$$

где c и k — некоторые эмпирические константы, характеризующие данную полосу поглощения или спектральный интервал $\Delta\nu = \nu_2 - \nu_1$. В случае сильного поглощения, т. е. когда ω , p и e велики или полоса интенсивна, аналогичное соотношение имеет вид

$$\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu = C + D \lg \omega + K \lg (p+e), \quad (11)$$

где C , D , K — константы, характеризующие $\Delta\nu$.

Для выбора той или иной формулы в работе¹¹ приводится граничное значение \tilde{A} для каждой полосы. Если $\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_{\nu} d\nu < \tilde{A}$, то используется формула

(10), если $\int_{\nu_1}^{\nu_2} A_\nu d\nu > \tilde{A}$, — формула (11). Значения всех необходимых параметров, полученных в работе ¹¹, приводятся в табл. III. Здесь же указан диапазон изменения w , p и e , для которых были получены формулы (10) и (11). Как указывают авторы ¹¹, погрешность аппроксимации экспериментальных данных формулами (10), (11) не превышает 3%.

Таблица III

Значения параметров в формулах (10), (11) и пределы их применимости

Центры полос H ₂ O, μ	Пределы изменения			Граница полос, $\nu_1, \nu_2, \text{см}^{-1}$	$\tilde{A},$ см^{-1}	c	h	C	D	K
	$w, \text{см}$	$e, \text{мм}$ рт. ст.	$p, \text{мм}$ рт. ст.							
0,94	0,09—1,0	5—28	10—740	10100—11500	200	38	0,27	—	—	—
1,1	0,05—1,8	3—28	10—740	8300—9300	200	31	0,26	—	—	—
1,38	0,03—3,8	3—28	5—740	6500—8000	350	163	0,30	202	460	198
1,87	0,01—3,8	3—29	3—740	4800—5900	275	152	0,30	127	232	144
2,7	0,02—2,4	2—25	2—760	3340—4400	200	316	0,32	337	246	150
3,2	0,02—2,4	2—25	2—760	2800—3340	500	40,2	0,30	—	—	—
6,2	0,01—1,5	2,5—25	2,25—742	1150—2050	160	356	0,30	302	218	157

Парциальным давлением водяного пара в формулах (10), (11) можно пренебречь, так как в атмосферных условиях оно составляет не более 5% от полного давления. Сравнивая формулы (10) и (11) с формулами (8) и (9), нетрудно убедиться, что зависимость функции поглощения для реального спектра от w и p иная, чем для неперекрывающихся линий, имеющих контур Лоренца. Например, закон квадратного корня выполняется для идеализированного спектра при большом поглощении, тогда как в реальных условиях этот закон выполняется при слабом поглощении. Эти различия связаны, очевидно, с эффектом перекрывания линий в реальном спектре поглощения водяного пара.

Следует при этом отметить, что формулы (10) и (11) имеют определенные пределы применения, поскольку они получены лишь для некоторого диапазона изменений величин w и p . В частности, при больших w и p формула (11) может дать абсурдные результаты: среднее значение функции поглощения

$$A = \frac{1}{\nu_1 - \nu_2} \int_{\nu_1}^{\nu_2} A_\nu d\nu \quad (12)$$

может стать большим единицы.

Формулы типа (10) и (11) используются для интерпретации спектральных измерений влажности в атмосфере. Однако эти формулы получаются в лабораторных условиях для величин w и e , значительно превосходящих содержание и парциальное давление водяного пара в стратосфере (см. табл. III). Поэтому при использовании формулы (11) для интерпретации спектральных измерений в стратосфере неизбежна экстраполяция функции поглощения в области малых значений w , e и p . Кроме того, формулы (10) и (11) выведены хотя и для различных, но постоянных на всем пути радиации давлений p и e , тогда как в реальных условиях на пути солнечных лучей давление изменяется в широких пределах.

Указанные обстоятельства сильно затрудняют определение вертикального профиля водяного пара по спектральным измерениям. Однако основное затруднение состоит в том, что сам спектроскопический метод пока еще

II Мёрзун, Вруно, Ф. Мёрзун, Шой 14				II Мёрзун, Ф. Мёрзун, Ульямова, Лисин 17										
λ, μ	1,38	1,87	λ, μ	1,38	1,87	6,3	λ, μ	6,3						
z, км	A	w	z, км	1	w	A	z, км	A						
2,29	0,445	0,684	0,414	0,720	3,3	0,459	0,202	0,493	0,372	0,650	0,068	18,5	0,049	0,0008
2,29	0,480	0,708	0,387	0,561	3,5	0,437	0,180	0,485	0,354	0,717	0,134	21,8	0,051	0,0013
2,44	0,427	0,753			3,8					0,670	0,082	21,9	0,048	0,0011
2,52					4,0	0,373	0,145	0,499	0,440	0,704	0,128	23,5	0,050	0,0015
2,52	0,440	0,843	0,377	0,499	4,3					0,683	0,109	23,9	0,052	0,0023
2,74			0,367	0,448	4,4	0,381	0,131	0,405	0,168	0,607	0,054	24,1	0,049	0,0016
2,90			0,406	0,465	4,9	0,337	0,098	0,374	0,125	0,708	0,148	24,5	0,059	0,0016
3,05	0,391	0,593	0,339	0,333	5,2	0,286	0,069	0,292	0,034	0,592	0,040	25,0	0,078	0,0043
3,22	0,388				5,5			0,297	0,060	0,590	0,037	25,0	0,057	0,0024
3,35	0,371	0,514	0,365	0,346	6,0	0,300	0,082	0,223	0,025	0,552	0,030	25,2	0,077	0,0024
3,35	0,364	0,465	0,340	0,336	6,2			0,294	0,065	0,478	0,021	26,8	0,078	0,0033
3,66	0,390	0,497	0,333	0,336	6,6					0,512	0,024	27,9	0,066	0,0020
3,74	0,357	0,476		0,316	6,6	0,180	0,032			0,457	0,019	28,0	0,046	0,0045
3,8	0,387	0,413			7,2					0,446	0,021	28,0	0,074	0,0022
3,94	0,385	0,497			7,4					0,459	0,021	28,0	0,048	0,0053
5,64	0,253	0,221	0,211	0,097	7,7	0,119	0,015	0,194	0,026	0,461	0,022	28,0	0,047	0,0023
5,64	0,253	0,221	0,211	0,097	7,7			0,187	0,025	0,438	0,019	28,0	0,038	0,0016
6,10	0,232	0,136	0,181	0,067	8,0			0,194	0,026	0,412	0,021	28,0	0,034	0,0032
6,25	0,232	0,185	0,186	0,062	8,4	0,119	0,015	0,187	0,025	0,329	0,0080	28,0	0,043	0,0035
6,25	0,217	0,161	0,180	0,072	8,5			0,187	0,025	0,307	0,0067	28,0	0,048	0,0028
6,70	0,220	0,171	0,182	0,072	9,7			0,187	0,025	0,287	0,0032	28,0	0,056	0,0037
6,70	0,223	0,171	0,222	0,110	9,9			0,187	0,025	0,287	0,0039	28,0	0,056	0,0038
7,00	0,173	0,109			9,5	0,158	0,032	0,158	0,051	0,286	0,0027	28,0	0,051	0,0034
7,17	0,181	0,167	0,176	0,071	9,5	0,103	0,014	0,158	0,051	0,193	0,0027	28,0	0,044	0,0026
7,25	0,203	0,122	0,158	0,057	9,8	0,039	0,022	0,109	0,010	0,116	0,0035	28,0	0,047	0,0020
7,40	0,198	0,155	0,197	0,091	10,0					0,123	0,0024	28,0	0,047	0,0020
7,78	0,193	0,143	0,163	0,062	10,4					0,100	0,0011	28,0	0,047	0,0020
8,07	0,142	0,124			11,1					0,082	0,0010	28,0		
8,70	0,142	0,082			11,6					0,063	0,0008			
9,45	0,143	0,086			11,8					0,061	0,0006			
9,6					12,3					0,061	0,0006			
9,75	0,177	0,136			12,6					0,063	0,0008			
9,92	0,150	0,097			12,8					0,061	0,0006			
10,00	0,117	0,060			13,4					0,066	0,0012			
10,08	0,083	0,030			17,3					0,069	0,0013			
11,08	0,052	0,012			17,6					0,041	0,0013			
11,02	0,032	0,0094	0,033	0,0035	18,2					0,058	0,0010			

не обеспечивает получение надежных данных о поглощении солнечной радиации на больших высотах. Это связано прежде всего с использованием полос водяного пара 1,38; 1,87 и 2,7 μ . При малых содержаниях водяного пара поглощение солнечной радиации в этих полосах меньше пороговой чувствительности приемной аппаратуры, в связи с чем измерения могут быть проведены лишь до высот 12—15 км. Поэтому эти данные позволяют получить распределение водяного пара лишь в тропосфере, а также оценить полное содержание влаги в столбе воздуха, лежащем выше уровня подъема спектрометра.

Как было упомянуто выше, Мёркри и др.¹⁷ получили данные о поглощении солнечной радиации не только в полосах ближней инфракрасной области спектра, но также в интенсивной полосе 6,3 μ , что позволило поднять потолок зондирования до высоты 28 км. В табл. IV приведены результаты измерений функции поглощения в трех полосах водяного пара, полученные в работе¹⁷ и пересчитанные по формуле (12). Поскольку на больших высотах шары в течение некоторого времени дрейфовали, здесь было

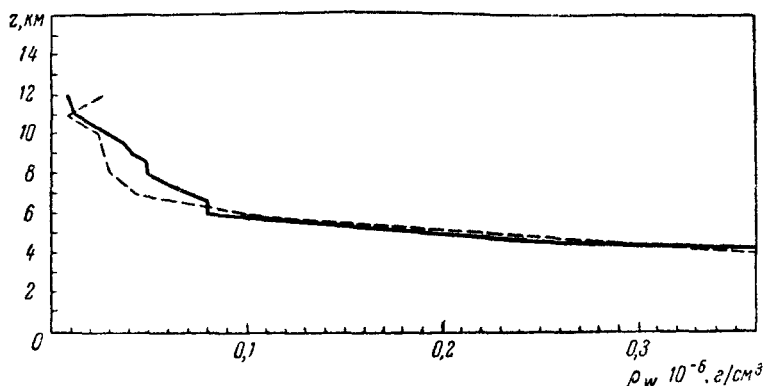


Рис. 8. Распределение плотности водяного пара, полученное в работе¹⁷ путем прямых и спектроскопических измерений.

— Спектроскопические данные, полоса 6,3 μ ; — прямые измерения.

получено несколько значений функции поглощения при одном и том же или слегка различающихся зенитных расстояниях Солнца.

Обращают на себя внимание существенные вариации функции поглощения, которые значительно превосходят ошибки измерений, близкие к 10%. Эти вариации функции поглощения находятся в качественном согласии с упомянутыми выше вариациями точки инея при локальных измерениях (см. рис. 2). Причиной вариаций функции поглощения могут служить локализованные сгущения водяного пара («облака»), появляющиеся на пути прохождения солнечной радиации. Не исключена также возможность, что указанные вариации связаны с неточностью гелиостатирования (см. об этом ниже).

Следует указать, что в работах^{16, 17} одновременно со спектральными измерениями проводились измерения точки инея. Однако данные о точке инея были получены лишь до 12 км в работе¹⁷ и до 15 км в работе¹⁶, поэтому сравнение спектроскопических и локальных измерений влажности можно произвести только до этих высот. Соответствующие кривые вертикального распределения плотности водяного пара на рис. 8 свидетельствуют о сравнительно малых различиях до высоты 6 км; выше расхождение становится заметным. Следует при этом иметь в виду, что спектроскопический метод не может обеспечить пока получение надежного

распределения водяного пара по высоте, как это следует из табл. IV, в которой приведены результаты определения полного содержания водяного пара по одновременным измерениям функций поглощения в работе ¹⁴, соответствующих различным полосам.

Существенные различия в значениях ω могут быть объяснены многими обстоятельствами.

1. Ошибки интерпретации, связанные с учетом изменений давления воздуха и парциального давления водяного пара на пути прохождения солнечных лучей к приемнику радиации. Поскольку при использовании формул (10) и (11) для интерпретации спектральных измерений в этом случае нельзя брать величину давления на данном уровне, в указанных формулах учитывается так называемое «эффективное давление». Эффективное давление \bar{p} получается обычно как средневзвешенное давление, а в качестве веса берется некоторое вертикальное распределение плотности водяного пара $q_w = q$, например по формуле (4), т. е.

$$\bar{p} = \frac{\int_0^z p q_w dz}{\int_0^z q_w dz}.$$

Интересно отметить, что если найти эффективное давление с помощью распределения водяного пара, даваемого формулой (4), то для тропосферы

$$\bar{p}_{\text{тр}} = p_0 \frac{\alpha_0 + \beta}{\alpha_0 + 2\beta} = \gamma_{\text{тр}} p_0, \quad (13)$$

а для стратосферы

$$\bar{p}_{\text{стр}} = p_1 \frac{\alpha_1 - \beta}{\alpha_1 - 2\beta} \frac{e^{(\alpha_1 - 2\beta)(z_2 - z_1)} - 1}{e^{(\alpha_1 - \beta)(z_2 - z_1)} - 1} = \gamma_{\text{стр}} p_1 \quad (14)$$

(здесь β — показатель степени в барометрической формуле $p = p_0 e^{-\beta z}$, p_1 — давление на уровне z_1 ; z_2 — некоторая максимальная высота, до которой $q(z)$ еще возрастает). В табл. II приведены значения $\gamma_{\text{стр}}$ и $\gamma_{\text{тр}}$ для соответствующих распределений водяного пара и для $\beta = 0,13 \text{ км}^{-1}$.

Полученные величины $\bar{p}_{\text{тр}}$ и $\bar{p}_{\text{стр}}$ оказываются близкими к тем значениям эффективного давления, которые принимаются в работе ¹⁵ ($\bar{p}_{\text{тр}} = \frac{7}{9} p$, $\bar{p}_{\text{стр}} = \frac{1}{2} p$, где p — давление на данном уровне).

При расчетах ω в работе ¹⁴ эффективное давление было принято равным $\sim 60\%$ величины давления на каждом данном уровне.

Выбор той или другой величины эффективного давления несущественно влияет на рассчитанную величину ω в тропосфере. Однако при интерпретации спектральных измерений в стратосфере с помощью формул (10) и (11) выбор эффективного давления, указанный выше, приводит даже к абсурдным результатам. Рассмотрим, например, интерпретацию данных о функции поглощения в полосе $6,3 \text{ м}$, полученных в работе ¹⁷. Как видно из табл. IV, эта функция в среднем очень медленно убывает с высотой, хотя давление воздуха сильно падает. Даже независимо от задачи определения содержания водяного пара в стратосфере по этим данным сам факт слабого убывания поглощения с уменьшением давления представляет огромный интерес, поскольку он свидетельствует о том, что при переменных

на пути луча давлением воздуха и упругости водяного пара поглощение радиации описывается иными соотношениями, нежели формулы вида (10) и (11). В частности, слабое убывание функции поглощения, полученное в работе¹⁷, можно объяснить на основе выводов раздела 2. Если в атмосфере имеет место первый тип распределения водяного пара, то основная поглощающая масса его сосредоточена в слое выше 25—30 км, и величина ω практически не убывает до этой высоты. Следовательно, как бы ни уменьшалось давление воздуха с высотой, функция поглощения при этом будет мало меняться. Более того, выше было показано, что относительная концентрация водяного пара растет с высотой. Следовательно, может возрасти и его давление. Поскольку поглощение увеличивается с ростом парциального давления водяного пара, это может приводить к росту функции поглощения с высотой. По-видимому, вариации функции поглощения, наблюдающиеся на всех высотах, также могут быть объяснены наличием на пути луча областей с повышенной концентрацией водяного пара.

Все сказанное дает некоторые основания утверждать, что при переменных на пути луча давлениях воздуха и водяного пара зависимость функции поглощения от этих факторов будет описываться формулами, отличными от формул (10) и (11). В этой связи необходимо отметить, что аналогичные результаты были получены А. М. Броунштейном¹⁸ при измерении функций поглощения в приземном слое воздуха. При одних и тех же ω , но различных концентрациях водяного пара, функция поглощения росла с увеличением концентрации водяного пара. А. М. Броунштейн объясняет это тем, что эффективный диаметр столкновений молекул водяного пара на несколько порядков превышает эффективный диаметр столкновений молекул водяного пара и воздуха. Поэтому если в стратосфере существует слой повышенной концентрации водяного пара, то этот эффект, способствующий расширению линий поглощения (а следовательно, и увеличению функции поглощения), будет компенсировать уменьшение функции поглощения при убывании давления воздуха.

Этот вывод может иметь важное значение для исследования температурного профиля в стратосфере, в частности, для объяснения существования максимума температурного слоя у 40—50 км и минимума — у 80 км, поскольку слой воздуха, насыщенный водяным паром, играет важную роль в лучистом теплообмене. В частности, он может экранировать излучение лежащих ниже слоев атмосферы.

С другой стороны, как указывалось выше, использование формул вида (10) и (11) для определения ω может приводить к серьезным погрешностям (особенно в стратосфере), поскольку давление воздуха и парциальное давление водяного пара различным образом влияют на поглощение радиации и, следовательно, не могут равноправно входить в формулы для функции поглощения. Действительно, вычисление ω по данным о поглощении солнечной радиации в полосе 6,3 м, приведенным в работе¹⁷, с помощью формулы (14) при том же значении эффективного давления, которое было использовано в работе¹⁴, дает абсурдный результат: полное содержание водяного пара имеет минимум на некотором уровне, а затем растет с высотой (табл. IV). По-видимому, в связи с этим в работе¹⁷ не приводятся расчеты вертикального хода ω по данным о поглощении в различных полосах, а вычисляется так называемое приведенное содержание водяного пара

$$\omega_e = \int_z^{\infty} q_w \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2n} dz, \quad (15)$$

что позволяет освободиться от предположения о величине эффективного давления. (Здесь p — нормальное давление, n — показатель степени в формуле (41), которая по-прежнему используется для расчетов w_e ; z — высота подъема.)

Для вычисления w_e стратосфера разделяется на два слоя (12—28 км и > 28 км), в каждом из которых предполагается постоянная концентрация водяного пара.

При этом предположении получается, что в слое атмосферы 12—28 км содержится в среднем 10—12 μ , а в лежащем выше слое — не менее 20 μ осажденной воды. Удельная влажность в каждом слое варьирует, в зависимости от выбора показателя n (авторы¹⁷ берут два значения n : 0,3 и 0,5), в следующих пределах: в слое 12—28 км $q = 0,005 \div 0,03$ г/кг, а выше 28 км $q = 0,15 \div 2,2$ г/кг. Таким образом, эти результаты, которые являются некоторой аппроксимацией реального распределения водяного пара, довольно хорошо совпадают с данными прямых измерений влажности^{5, 6, 8}. Вместе с тем они показывают, что для определения полного содержания водяного пара в стратосфере по данным спектральных измерений принципиальное значение имеет правильный учет зависимости функции поглощения не только от самого содержания влаги w , но и от концентрации водяного пара и давления воздуха, переменных вдоль пути луча.

2. Различия w , полученные по данным о поглощении солнечной радиации в разных полосах. Они могут объясняться также и тем, что прохождение по спектру занимало около 18 сек, и, кроме того, тем, что прибор поднимался со скоростью 250 м/мин. Следовательно, поглощение в разных полосах могло относиться к массам воздуха с различным содержанием водяного пара. Не исключена также возможность, что измерялось поглощение солнечной радиации жидкой водой или ледяными кристаллами, время от времени появляющимися на пути луча. К сожалению, спектр поглощения капель воды и кристаллов льда еще недостаточно изучен для того, чтобы можно было судить о том, какие искажения в определение содержания водяного пара вносит это поглощение. Однако если принять, что капли воды поглощают так же, как и пленка жидкой воды, то, несмотря на относительно малое содержание водного аэрозоля в атмосфере, их вклад в поглощение солнечной радиации в области полос поглощения водяного пара будет заметным. Это связано с очень сильным поглощением воды в ближнем инфракрасном интервале спектра.

Поскольку поглощение воды в рассматриваемых интервалах спектра растет с увеличением длины волны, следовало бы ожидать, что расчеты содержания водяного пара по поглощению солнечной радиации в полосе 1,87 μ будут давать завышенные значения w . Тем не менее в работе¹⁴ получилось систематическое значительное превышение величин w , рассчитанных по поглощению в полосе 1,38 μ над величиной w , соответствующей полосе 1,87 μ . Авторы¹⁴ не указывают причин, обусловивших этот результат, однако аналогичные расчеты w , проведенные нами по тем данным о функциях поглощения в трех полосах 1,38, 1,87 и 6,3 μ , которые приведены в работе¹⁷, не обнаружили систематического превышения w при использовании более коротковолновых полос (см. табл. III), хотя по-прежнему получился большой разброс величин w .

Нельзя объяснить это превышение также и эффектом, который может оказывать на расчет w учет рассеяния солнечной радиации в разных участках спектра. Как показывают результаты работы¹³, исключение ослабления радиации за счет рассеяния путем экстраполяции на всю полосу поглощения интенсивности радиации, измеренной вне полосы, не вносит существенной погрешности в расчет w .

Таким образом, остается признать, что здесь имеется систематическая ошибка, связанная с самим методом конкретных измерений в работе ¹⁴.

3. Обеспечение точного гелиостатирования при измерениях влажности спектрометром. Если во время сканирования система наведения частично упустит Солнце на 0,1—0,2 сек (интервал времени порядка постоянной времени гелиостата), то детектор зарегистрирует фиктивное поглощение на некотором интервале спектра. Ширина «полосы поглощения» зависит от скорости сканирования. В том случае, когда этот случайный интервал не перекрывается с линиями поглощения водяного пара, это «поглощение» можно легко обнаружить. Если же имеет место перекрывание, то фиктивное поглощение исключить нельзя. Мёркри и др. ¹⁴ использовали только те спектрограммы, в которых не было явно ложных полос поглощения, но вряд ли можно говорить о полном исключении ошибок. Несмотря на указанные неопределенности спектроскопического метода, все же эти измерения дают возможность проверить результаты локальных измерений влажности на больших высотах. Как было уже отмечено, из всех имеющихся спектральных измерений распределение водяного пара в стратосфере (до 28 км) можно получить только по данным спектроскопических измерений работы ¹⁷. В остальных случаях получаются распределения лишь в нижних слоях стратосферы вблизи тропопаузы.

Как показывает табл. I, удельные влажности в этих слоях оказываются близкими к аналогичным величинам, полученным с помощью гигрометров, измеряющих точку инея. Напомним, что удельная влажность в работе ¹⁷ была получена при предположении о постоянной концентрации водяного пара в каждом из рассматриваемых слоев атмосферы 12—28 км и >28 км. Так как на самом деле в указанных слоях получились удельные влажности, различающиеся почти на два порядка, в действительности водяной пар распределен с высотой неоднородно. Эти данные подтверждают как в качественном отношении, так и по порядку величин существование первого типа вертикального распределения водяного пара в стратосфере, упомянутого выше.

Существование такого профиля влажности подтверждают также данные измерений функции поглощения в полосе 1,38 м в работе ¹². Именно, полученное в этой работе слабое изменение функции поглощения в слое атмосферы 12—17 км (максимальная высота подъема) трактуется как следствие весьма медленных изменений содержания водяного пара в этом слое, хотя авторы ¹² специально оговаривают, что эти измерения недостаточно надежны.

В заключение этого параграфа сделаем два следующих замечания. Недавно в США были предприняты попытки определения содержания водяного пара в стратосфере путем спектральных измерений в интервале 25—38 м. Для этой цели был сконструирован спектрограф большой разрешающей способности (на практике достигалось разрешение 1,5 см⁻¹), который поднимался на шарах. Как указывается в работе ¹⁹, подъем в 1960 г. был неудачным и предполагалось повторение подъема в 1961 г.

Исследование содержания водяного пара в стратосфере проводилось также ²⁰ по поглощению солнечной радиации в области L_{α} . Коэффициент поглощения L_{α} -излучения водяным паром на четыре порядка выше, чем коэффициент поглощения сухого воздуха (390 и 0,044 см⁻¹ соответственно). Это дает возможность определить даже очень малые содержания влаги в атмосфере. На основании этих измерений концентрация водяного пара в верхней стратосфере получается порядка 10⁻¹ г/кг *).

*) В последнее время Фридман ⁴³ получил данные о поглощении L_{α} -излучения, которые ставят под сомнение эти оценки (см. ниже).

4. КОСВЕННЫЕ СПОСОБЫ ОЦЕНКИ ВЛАЖНОСТИ

Помимо указанных выше результатов прямых и спектроскопических измерений влажности некоторые сведения о содержании водяного пара в стратосфере (в основном качественного характера) можно получить из анализа измерений интегральных потоков теплового излучения атмосферы (область спектра $> 3 \mu$), проводившихся рядом исследователей²¹⁻²⁴ на разных высотах до 28 км. На рис. 9 приведены результаты измерений вертикального распределения потоков этой радиации при помощи специальных радиометров, приемная площадка одного из которых ориентирована вверх, а другого вниз^{22, 23}. Первый радиометр измерял излучение атмосферы, приходящее из верхней полусферы (поток нисходящей радиации F^\downarrow), второй — излучение атмосферы, приходящее из нижней полусферы (поток восходящей радиации F^\uparrow).

Легко видеть, что выше тропопавзы (12 км) восходящий поток остается практически постоянным вплоть до уровня 20 км, затем намечается небольшой рост потока (на $0,02 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$). С другой стороны, нисходящий поток весьма слабо меняется в этом слое. Эти особенности вертикального распределения потоков радиации свидетельствуют о том, что вклад нижнего слоя стратосферы (10—20 км) в тепловое излучение мал, а основной излучающий слой лежит выше 20—25 км.

Изложенные выше результаты измерений вертикального распределения водяного пара, а также существование сравнительно высоких температур в стратосфере дают основание предполагать, что таким слоем является слой мезосферы 30—50 км. До сих пор считается, что, в отличие от тропосферы, где восходящее излучение определяется главным образом водяным паром, на этих высотах основной вклад в излучение атмосферы вносят углекислый газ и озон. К сожалению, прямые измерения излучения атмосферы в полосах углекислого газа с центром 15μ (12—18 μ) и озона с центром $9,6 \mu$ (9—10 μ) на этих высотах, которые позволили бы выявить роль каждой из трех поглощающих субстанций, в настоящее время отсутствуют. Тем не менее, некоторые оценки вклада от CO_2 и O_3 в излучение высоких слоев можно получить путем расчетов потоков нисходящей радиации, если задаваться средними распределениями этих веществ и температуры по высоте, а также их вариациями, предельно возможными в земной атмосфере. Результаты таких расчетов Пласса^{25, 26} для двух уровней приведены в табл. V. Поскольку при этих расчетах существенное значение имеет учет спектра поглощения, нами были проведены аналогичные расчеты с использованием новейших данных о поглощении CO_2 и O_3 в полосах 15 и $9,6 \mu$ ^{26, 28}, которые оказались близкими к результатам^{25, 26}. В табл. V приведены также величины потоков нисходящей радиации F^\downarrow , полученные путем прямых измерений в трех случаях^{22, 23} на двух уровнях в каждом случае и, следовательно, включающие излучение всех

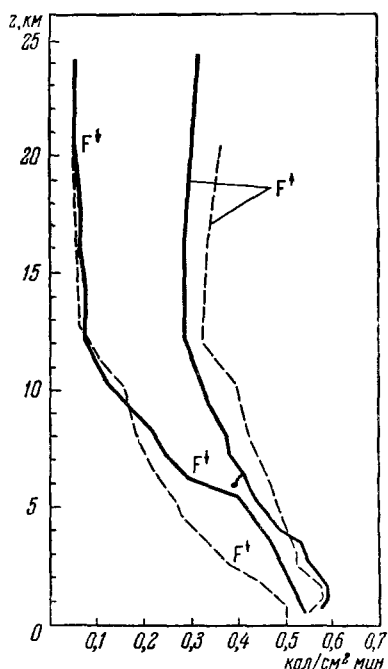


Рис. 9. Вертикальное распределение потоков длинноволновой радиации.

—— 30.VII. 1958 г.²³; — — 7.VII. 1958 г.²².

Таблица V

Потоки падающей радиации (кал/см²мин)

Высота, км	Измеренные 22, 23 потоки $F \downarrow$	Вычисленные 25, 26 потоки			$\Delta F \downarrow = F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow$
		$F_{\text{CO}_2} \downarrow$	$F_{\text{O}_3} \downarrow$	$F_{\text{CO}_2 + \text{O}_3} \downarrow$	
10	0,07	0,03	0,003	0,033	0,037
20	0,05	0,01	0,003	0,013	0,037
11	0,10	0,03	0,003	0,033	0,067
28	0,06	0,005	0,001	0,006	0,054
12	0,08	0,02	0,003	0,023	0,057
25	0,05	0,006	0,002	0,008	0,042

атмосферных газов. Суммарный поток радиации за счет CO_2 и O_3 ($F_{\text{CO}_2} \downarrow + F_{\text{O}_3} \downarrow$) всюду значительно меньше (на больших высотах на порядок меньше), чем общий нисходящий поток ($F \downarrow$), причем разность $\Delta F \downarrow = F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow = F \downarrow - (F_{\text{CO}_2} \downarrow + F_{\text{O}_3} \downarrow)$ медленно меняется с высотой, что подтверждает существование упомянутого выше основного излучающего слоя в мезосфере. Эта разность является, очевидно, вкладом в нисходящий поток водяного пара и, быть может, других субстанций (аэрозоля).

Некоторые оценки содержания водяного пара w в слое стратосферы, лежащем выше уровня измерения потоков, можно получить по этой разности, т. е. по величине потока нисходящей радиации, обусловленной водяным паром ($F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow$)*).

Как известно (см., например, ²⁹), этот поток связан с w следующим соотношением:

$$F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow (w) = \int_0^w B(T(u)) dP(w-u), \quad (16)$$

где $B(T) = \sigma T^4$ — функция Стефана — Больцмана, T — температура воздуха, рассматриваемая как функция содержания водяного пара, которое отсчитывается от верхней границы атмосферы ($w = 0$ при $z = 0$); $P(w) = 1 - A(w)$ — интегральная функция пропускания для водяного пара. Определение w из уравнения (16) является, вообще говоря, непросто задачей, тем более, что зависимость интегральной функции пропускания P от w и других параметров еще недостаточно изучена. Однако оценить величину w по имеющимся данным о $P(w)$ не представляет труда. Действительно, если вынести из-под знака интеграла (16) среднюю для стратосферы величину B_{cp} , то

$$F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow (w_{\text{cp}}) = B_{\text{cp}} [1 - P(w_{\text{cp}})], \quad (17)$$

откуда

$$P(w_{\text{cp}}) = 1 - \frac{F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow (w_{\text{cp}})}{B_{\text{cp}}}. \quad (18)$$

Если, кроме того, взять минимальное и максимальное значения B_{min} и B_{max} , то совершенно аналогично будет

$$P(w_{\text{min}}) = 1 - \frac{F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow (w_{\text{min}})}{B_{\text{max}}}, \quad (19)$$

$$P(w_{\text{max}}) = 1 - \frac{F_{\text{H}_2\text{O}} \downarrow (w_{\text{max}})}{B_{\text{min}}}. \quad (20)$$

*) Идею этого метода оценки сообщил авторам В. Г. Кастров.

Пользуясь расчетными данными Ямамото³⁰ о зависимости функции пропускания от ω , из формул (18)—(20) можно получить соответственно среднее, минимальное и максимальное значения ω в слое атмосферы, расположенном над уровнем измерения $F_{\text{H}_2\text{O}}^{\downarrow}$.

Если взять на уровне 20 км $F_{\text{H}_2\text{O}}^{\downarrow}(\omega) = 0,04$ кал/см²мин, $B_{\text{ср}} = 0,3$ кал/см²мин ($T_{\text{ср}} = 250^\circ \text{K}$), $B_{\text{min}} = 0,2$ кал/см²мин ($T_{\text{min}} = 220^\circ \text{K}$), $B_{\text{max}} = 0,5$ кал/см²мин ($T_{\text{max}} = 280^\circ \text{K}$), то $P(\omega_{\text{ср}}) = 0,87$, $P(\omega_{\text{max}}) = 0,80$, $P(\omega_{\text{min}}) = 0,92$. Отсюда $\omega_{\text{ср}} = 30$ м, $\omega_{\text{min}} = 6$ м и $\omega_{\text{max}} = 60$ м, что довольно хорошо согласуется с приведенными выше данными локальных и спектроскопических измерений содержания водяного пара в стратосфере.

5. ВОЗМОЖНЫЕ ИСТОЧНИКИ И СТОКИ ВЛАГИ В СТРАТОСФЕРЕ

Основной вывод, подтверждаемый различными независимыми экспериментами, состоит в том, что на основе данных о распределении водяного пара по высоте стратосферу можно разделить на два слоя: слой нижней стратосферы (10—20 км), концентрация водяного пара в котором мала ($q = 10^{-3}$ г/кг), и лежащий выше слой, где концентрация увеличивается на один-два порядка.

Каков же физический механизм, обеспечивающий рост концентрации водяного пара в мезосфере? Для выяснения этого вопроса, а также вопроса об источниках и стоках водяного пара в стратосфере обратимся к результатам оптического зондирования с целью изучения структуры высоких слоев атмосферы.

Как показывают прожекторные зондирования стратосферы³¹, а также прямые измерения угловой зависимости интенсивности рассеянного света и содержания аэрозоля³²⁻³⁴, в слое до 20—30 км содержится довольно большое количество аэрозолей, в результате чего рассеяние сильно отклоняется от рэлеевского. Появление на этих уровнях при определенных метеорологических условиях перламутровых облаков³⁵ свидетельствует о том, что этот аэрозоль водного происхождения. Причиной попадания аэрозоля на столь большие высоты является, по-видимому, турбулентное и конвективное перемешивание атмосферы, а также возможное извержение вулканов и другие гигантские взрывы на земной поверхности, уносящие в верхние слои большое количество влаги в жидком или парообразном состоянии. В нижней стратосфере, где господствуют низкие температуры, водяной пар конденсируется или вымораживается, что и объясняет относительную сухость этого слоя атмосферы. Но в слое мезосферы, где наблюдаются высокие температуры (порядка 270—300° K) при низких давлениях воздуха, конденсация водяного пара запрещена³⁶. Более того, попавшие сюда из нижних слоев атмосферы в виде капель воды или кристаллов льда будут испаряться. Таким образом, слой мезосферы 30—60 км является своеобразной ловушкой, в которой может накапливаться водяной пар.

Высокие концентрации водяного пара и высокая температура в мезосфере, по-видимому, взаимно связаны. Действительно, поглощение теплового излучения Земли водяным паром вообще является одной из причин нагревания этого слоя атмосферы. Концепция повышенных концентраций водяного пара в мезосфере находится в согласии с двумя другими геофизическими явлениями, наблюдаемыми в верхней стратосфере.

Первое из них — упоминавшееся выше образование на уровне 80 км серебристых облаков, относительно происхождения которых в настоящее время существуют две различные (пылевая и конденсационная) гипотезы³⁶⁻³⁸. Согласно пылевой гипотезе серебристые облака представляют

собой скопления частиц пыли, имеющих земное или космическое происхождение. В работе ³⁶ приводятся некоторые аргументы в пользу этой гипотезы.

В соответствии с конденсационной гипотезой серебристые облака состоят из ледяных кристаллов. Для подтверждения этой гипотезы необходимо прежде всего, чтобы на уровне образования серебристых облаков существовали определенное количество водяного пара и достаточно низкие температуры, которые обеспечивали бы образование кристаллов льда. Например, если относительная концентрация водяного пара на уровне

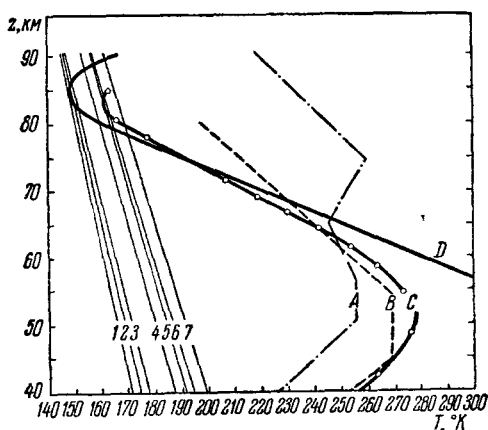


Рис. 10. Экстраполяция точки инея на большие высоты и вертикальный профиль температуры по ракетным измерениям. Температура: A — Нордберг и др. 48; B — Нордберг и др. 48; C — Страуд и др. 39; D — Михневич 40. Точка инея: 1 — Мергетройд и др. 4; 2 — Хаутон и др. 48; 3 — Гейтс и др. 18; 4 — Барклай и др. 10; 5 — Баррет и др. 5; 6 — Мاستенбрук и др. 8; 7 — Мёркри и др. 17.

80 км имеет тот же порядок, что и в нижней стратосфере (10^{-3} г/кг), то температура, при которой этот пар станет насыщенным и будет возможна сублимация (точка инея), должна равняться 145° К. Такая температура, по имеющимся данным ракетных зондирований ^{39, 40}, встречается на уровне 80 км крайне редко. Если же относительная концентрация водяного пара будет на один-два порядка больше, то пар станет насыщенным при температурах $150-160^{\circ}$ К. Такие температуры в области минимума наблюдались при ракетных зондированиях (рис. 10). Если предположить, что значения концентрации водяного пара, полученные различными авторами (см. табл. I), остаются постоянными вплоть до мезопаузы, то можно оценить точку инея на разных высотах, как это сделано в работе ⁴¹. Сравнивая

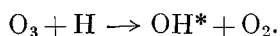
ход точки инея по высоте с вертикальными распределениями температуры воздуха, нетрудно убедиться, что наиболее благоприятные условия образования серебристых облаков могут существовать на уровне 80—82 км (см. рис. 10).

С другой стороны, рассматривая разность между температурой воздуха на этих высотах, полученной на разных широтах и в различные сезоны, и точкой инея, получаем важный для конденсационной гипотезы вывод о преимущественных условиях образования серебристых облаков в высоких широтах летом, когда эта разность минимальна.

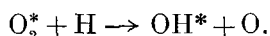
Таким образом, существование слоя мезосферы с относительно высокой концентрацией водяного пара как источника влаги на больших высотах служит аргументом в пользу конденсационной гипотезы происхождения серебристых облаков. Этот слой может выполнять и другую функцию, способствующую образованию серебристых облаков. Именно с его верхней границы будет происходить излучение длинноволновой радиации в мировое пространство, что повлечет за собой, как указал И. А. Хвостиков ³⁸, выхолаживание лежащих выше слоев атмосферы и, следовательно, появление очень низких температур у верхней границы стратосферы. Вымораживание влаги при образовании серебристых облаков представляет собой один из возможных стоков водяного пара, накапливающегося в слое мезосферы 30—60 км. При рассеянии облаков, которое может быть обусловлено динамическими явлениями (ветер, вертикальное перемешивание) или

оседанием частиц, лишь некоторая часть ледяных кристаллов будет опускаться в более теплые слои атмосферы и здесь испаряться. Испарение может происходить также и на уровне серебристых облаков благодаря нагреванию облака за счет адвективного притока тепла. Какая-то часть водяного пара (или кристаллов льда) так или иначе будет оставаться на высоте 80 км и выше. Хорошо известно (см., например, ⁴²), что на этих высотах уже происходит диссоциация молекул водяного пара под действием ультрафиолетового излучения Солнца. Диссоциация молекул воды и вылет атомов водорода за пределы земной атмосферы представляет второй возможный сток водяного пара.

Мы подошли ко второму явлению, в котором важную роль играет водяной пар,— образованию гидроксильного излучения ночного неба. В настоящее время существуют две гипотезы для объяснения происхождения гидроксильной эмиссии ⁴². Согласно так называемой озono-водородной гипотезе Бейтса, Николé и Герцберга, возбужденный гидроксил OH^* появляется в результате реакции



По гипотезе кислородно-водородного происхождения, предложенной В. И. Красовским ⁴², предполагается, что гидроксильное излучение возникает при реакции колебательно-возбужденных молекул кислорода с атомами водорода



Не затрагивая вопроса по существу о преимуществе той или другой теории, заметим лишь, что для обеспечения каждой из указанных реакций необходимо значительное содержание атомарного водорода на тех уровнях, где они происходят. По оценке ⁴² для обеспечения кислородно-водородной реакции отношение концентрации атомарного водорода к полному числу частиц на высотах порядка 80 км должно превосходить величину 10^{-4} — 10^{-5} . Эта величина согласуется с приведенными выше данными о содержании водяного пара в стратосфере.

Недавно Фридман ⁴³ получил данные ракетных измерений поглощения солнечной радиации в линии L_α на высотах 134—163 км, которые позволяют оценивать полное содержание водорода в столбе атмосферы и межпланетного газа между Солнцем и уровнем измерений. Согласно этим данным средняя в указанном столбе концентрация атомов водорода на 3—4 порядка ниже упомянутой выше величины. Следует отметить, что столь малые значения средней концентрации атомарного водорода, полученные в работе ⁴³, не могут поставить под сомнение существование повышенных локальных концентраций атомарного водорода на более низких уровнях, в частности на верхней границе стратосферы. Однако обсуждение этого вопроса выходит за пределы настоящей статьи.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные выше результаты прямых измерений вертикального распределения водяного пара в стратосфере указывают на существование слоя мезосферы, расположенного выше 25—30 км, в котором относительная концентрация влаги растет с высотой и на 1—2 порядка больше, чем в нижней стратосфере. Косвенные оценки содержания водяного пара, основанные на измерениях потока длинноволнового излучения в стратосфере, а также на рассмотрении условий образования серебристых облаков и гидроксильного излучения, согласуются с этими данными.

Обнаружено удовлетворительное совпадение результатов измерений, позволяющее описать вертикальное распределение концентрации водяного пара простой экспоненциальной функцией (4), параметры которой имеют разброс, вполне объяснимый различием условий отдельных измерений. Тем не менее полученные выводы следует рассматривать как весьма предварительные, поскольку материал наблюдений все еще остается отрывочным и в ряде случаев недостаточно надежным.

Для получения более достоверной информации о содержании влаги в стратосфере необходимы одновременные измерения с помощью различных методов.

Как видно из изложенного выше, крайне важно измерить распределение водяного пара на больших высотах. В связи с этим одним из наиболее перспективных представляется спектроскопический метод измерения с помощью ракет и искусственных спутников Земли. Однако он требует разработки надежных методов интерпретации измеряемых данных.

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. В. Д. Решетов, Об инерции и чувствительности волосного гигрометра при низких температурах, Тр. ЦАО, вып. 11 (1953).
2. А. Х. Хргиан, Физика атмосферы. М., Гостехиздат, 1953.
3. J. K. Bannan, R. Frith, H. C. Shellard, Humidities of the Upper Troposphere and Lower Stratosphere over Southern England, *Geophys. Mem.* 11, No. 88 (1952).
4. R. J. Murgatroyd, P. Goldsmith, E. H. Hollings, An Interim Report on Measurements of Humidity from Aircraft to Heights of about 50,000 Feet over Southern England, *Sci. Proc. Int. As. Met.*, 533 (1954).
5. E. W. Barret, L. H. Herndon, H. S. Carter, Some Measurements of the Distribution of Water Vapor in the Stratosphere, *Tellus* 2, No. 4, 302 (1950).
6. C. J. Brasfield, Measurement of Atmospheric Humidity up to 35 km, *J. Met.* 11(5), 412 (1954).
7. М. И. Мордухович, Некоторые результаты измерения температуры воздуха локальным акустическим методом до высоты 28 км, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 98 (1960).
8. H. J. Mastenbrook, J. E. Dinger, Distribution of Water-vapor in the Stratosphere, *J. Geophys. Res.* 66, No. 5, 1437 (1961).
9. J. A. Brown, Distribution of Water-vapor in Stratosphere, *Bull. Am. Met. Soc.* 40 (7), 375 (1959).
10. F. R. Barclay, M. J. W. Elliott, P. Goldsmith, A Direct Measurement of the Humidity in the Stratosphere Using a Cooling-vapor Trap, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 86, No. 368, 259 (1960).
11. J. H. Howard, D. E. Burch, D. Williams, Infrared Transmission of Synthetic Atmosphere. Absorption of Water-vapor, *JOSA* 46, No. 4, 186 (1956).
12. Б. С. Непорент, В. Ф. Белов, О. Д. Дмитриевский, Г. А. Зайцев, В. Г. Кастров, М. С. Киселева, Л. А. Кудрявцева, И. В. Паталахин, Опыт прямого измерения высотного распределения влажности атмосферы спектральным методом, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 552 (1957).
13. М. С. Киселева, Б. С. Непорент, В. А. Фурсенков, Спектральное определение влажности воздуха в верхних слоях атмосферы, *Опт. и спектр.* 6 (6), 801 (1959).
14. D. G. Murcray, J. Brooks, F. H. Murcray, High Altitude Infrared Studies of the Atmosphere, *J. Geophys. Res.* 63, No. 2, 289 (1958).
15. D. M. Gates, D. G. Murcray, C. C. Shaw, R. J. Herbold, Near Infrared Solar Radiation Measurements by Ballon to an Altitude of 100,000 feet, *JOSA* 48, No. 12, 1010 (1958).
16. J. T. Houghton, J. S. Seeley, Spectroscopic Observations of the Water-vapor Content of the Stratosphere, *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 86, 358 (1960).
17. D. G. Murcray, F. H. Murcray, W. J. Williams, F. E. Leslie, Water-vapor Distribution above 90000 feet, *J. Geophys. Res.* 65, No. 11, 3641 (1960).

18. А. М. Броунштейн, Исследование поглощения радиации водяным паром при различных плотностях и температуре, Тр. ГГО, вып. 42 (104), 5 (1953).
19. L. R. Megill, L. S. Drees, D. M. Gates, Water-vapor Spectral Measurements in the Far Infrared from Balloon Altitudes, International Association of Meteorology and Atmospheric Physics, Radiation Commission Symposium in Vienna, 14th — 19th August 1961 (Доклад на Международном симпозиуме по радиации, Австрия, 1961).
20. E. F. Pyram, T. A. Chubb, H. Friedmann, Evidence for Water-vapor at Altitudes from Rocket Measurements, JOSA 48(4), 282 (1958).
21. V. E. Suomi, D. O. Staley, P. M. Kuhn, A Direct Measurement of Infrared Radiation Divergence to 160 millibars, Quart. J. Roy. Met. Soc. 84, 134 (1958).
22. P. M. Kuhn, V. E. Suomi, G. L. Darkow, Soundings of Terrestrial Radiation Flux over Wisconsin, Mon. Weather Rev. 87, No. 5, 129 (1959).
23. J. A. Businger, P. M. Kuhn, On the Observation of Total and Net Atmospheric Radiation, J. Met. 17, No. 4, 400 (1960).
24. P. M. Kuhn, V. E. Suomi, Infrared Radiometer Soundings on Synoptic Scale, J. Geophys. Res. 65, No. 11, 369 (1960).
25. G. N. Plass, The Influence of the $9.6\ \mu$ Ozone Band on the Atmospheric Infrared Cooling Rate, Quart. J. Roy. Met. Soc. 82, No. 351, 30 (1956).
26. G. N. Plass, The Influence of the $15\ \mu$ Carbon-dioxide Band on the Atmospheric Infrared Cooling Rate, Quart. J. Roy. Met. Soc. 82, No. 353, 310 (1956).
27. J. H. Howard, D. E. Burch, D. Williams, Infrared Transmission of Synthetic Atmosphere. II. Absorption of Carbon-dioxide, JOSA, 46, No. 4, 237 (1956).
28. C. D. Walshaw, An Experimental Investigation of the $9.6\ \mu$ Band of Ozone in the Solar Spectrum, Quart. J. Roy. Met. Soc. 82, No 352, 177 (1956).
29. К. Я. Кондратьев, Лучистая энергия Солнца. Л., Гидрометеиздат, 1956.
30. G. Yamamoto, On a Radiation Chart, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, 4, No. 1, 9 (1952).
31. Ю. С. Георгиевский, А. Я. Дривинг, Н. В. Золотавина, Г. В. Розенберг, Е. М. Фейгельсон, В. С. Хазанов (под общей редакцией проф. Г. В. Розенберга), Проекторный луч в атмосфере. Исследование по атмосферной оптике. М., Изд-во АН СССР, 1960.
32. В. Ф. Белов, Исследование индикатрис рассеяния в тропосфере и нижней стратосфере, Тр. ЦАО, вып. 23, 63 (1957).
33. Б. А. Чаянов, Индикатрисы рассеяния в свободной атмосфере, Тр. ЦАО, вып. 32 (1952).
34. C. E. Junge, J. E. Manson, Stratospheric Aerosol Studies, J. Geophys. Res. 66 (7), 2163 (1961).
35. А. Я. Дривинг, О перламутровых облаках, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 410 (1959).
36. Ф. Х. Лудлам, Серебристые облака, УФН 65 (3), 407 (1958).
37. И. А. Хвостиков, О природе серебристых облаков. Некоторые проблемы метеорологии. Сб. статей. II раздел программы МГТ (метеорология), № 1, 112 (1960).
38. И. А. Хвостиков, Тепловой режим в зоне серебристых облаков, Труды совещания по серебристым облакам. Тарту, 1959.
39. W. G. Stroud, W. Nordberg, W. R. Bandedeen, F. L. Bartman, P. Titus, Rocket-Grenade Measurements of Temperatures and Winds in the Mesosphere over Churchill, Canada, J. Geophys. Res., 65, No. 8, 2307 (1960).
40. В. В. Михневич, Измерение давления в верхней атмосфере, УФН 63 (16), 197 (1957).
41. E. Nesstedt, Note of the Nature of Noctilucent Clouds, J. Geophys. Res. 66, No. 6, 1985 (1961).
42. В. И. Красовский, Происхождение гидроксильной системы в излучении ночного неба, УФН 63 (4), 673 (1957).
43. H. Friedman, Lyman- α Radiation, Ann. de Géophys. 17, No. 2, 245 (1961).
44. Г. Добсон, А. В. Брюер, Б. М. Квайлонг, Метеорология нижних слоев атмосферы, УФН 31 (1), 96 (1947).
45. D. Yarnell, J. Sci. Instr. 29, 352 (1952).
46. J. T. Houghton, T. S. Moss, J. P. Chamberlain, An Airborne Infrared Solar Spectrometer, J. Sci. Instr. 35, No. 9, 329 (1958).
47. J. R. Nielsen, V. T. Thornton, E. B. Dale, The Absorption Laws for Gases in the Infrared, Revs. Modern Phys. 16, 307 (1944).

48. W. Nordberg, W. G. Stroud, Results of IGY Rocket-Grenade Experiments to Measure temperatures and Winds above the Island of Guam, J. Geophys. Res. **66**, No. 2, 455 (1961).
49. T. W. Cales, Summertime Stratospheric Frost Point Near Seattle, Bull. Am. Met. Soc. **42** (7), 467 (1961).

ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. D. G. Murcray, F. H. Murcray, W. Williams, Distribution of Water Vapor in the Stratosphere as Determined from Infrared Absorption Measurements, J. Geophys. Res. **67** (2), 759 (1962).
 2. G. M. Dobson, A. W. Brewer, J. T. Houghton, The Humidity of the Stratosphere, J. Geophys. Res. **67** (2), 902 (1962).
 3. M. Gutnick, How Dry is the Sky?, J. Geophys. Res. **66** (9), 2867 (1961).
 4. M. Gutnick, Reply to the Preceding Discussion, J. Geophys. Res. **67** (2), 904 (1962).
-