

ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА В ТУРБУЛЕНТНОЙ АТМОСФЕРЕ

Носов В.В., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, РФ

e-mail: nosov@iao.ru, lukin@iao.ru, nev@iao.ru, torgaev@iao.ru

Рассмотрено влияние влажности воздуха на астроклиматические характеристики приземного слоя турбулентной атмосферы. Приведены результаты долговременных измерений характеристик турбулентной атмосферы в 2020-2022 гг. на экспериментальных площадках ИОА СО РАН. Показано, что сезонные средние значения абсолютной влажности в течение трех лет измерений слабо менялись, а наибольших значений абсолютная влажность достигает при летних высоких температурах. Экспериментально показано, что интенсивность атмосферной турбулентности значительно зависит от влажности воздуха, наблюдается существенное снижение значений структурной характеристики показателя преломления C_n^2 в три раза при высоких значениях абсолютной влажности.

Кроме количества ясных дней (ночей) за год, к основным факторам, влияющим на астроклиматические условия наблюдений, также относят: интенсивность турбулентности атмосферы, перепады температур ($\Delta t = 1^\circ \text{C}$ изменяет показатель преломления на $\Delta n = 10^{-6}$ [1]), влажность воздуха, неоднородность нагрева подстилающей поверхности, систему местных ветров и более общих потоков воздушных масс, повторяемость различных ветров, рельеф местности, высота места и относительное поднятие над окружающей местностью [1-2].

К астроклиматическим характеристикам места также относят влажность воздуха, присутствие облачности вокруг места наблюдений, количество выпадающих осадков. Водяной пар в атмосфере значительно влияет на процессы поглощения и излучения радиации, на прозрачность (замутненность) атмосферы в видимой и инфракрасной (60 – 130 мкм) областях спектра распространяющегося излучения. Также в субмиллиметровой и миллиметровой части спектра (200 – 1500 мкм, терагерцевое излучение, субмиллиметровая астрономия) находится большое количество полос поглощения водяного пара.

Например, предполагается, что вследствие отсутствия осадков в высокогорной пустыне Атакама Чилийских Анд, где в отдельных районах дождей не было сотни лет, для расположенных здесь телескопов Европейской южной обсерватории (ESO) достигается лучшая детальность получаемых оптических изображений. Угловое разрешение для ESO составляет менее $1''$. Отсутствие дождей здесь есть следствие высоты (средняя высота около 4000 м, высота горы Аконкагуа – 6961 м) и протяженности Чилийских Анд (около 9000 км), отсекающих влажные воздушные массы с побережья Тихого океана от суши Южной Америки. Воздушные потоки, все же преодолевшие горы, влагу оставляют на подъеме в горы при повышенной конденсации и осадках, вследствие понижения температуры с высотой и уменьшения плотности воздуха (влажная и сухая адиабаты). Поэтому результаты, достигнутые для телескопов ESO, вероятно, оказываются следствием высокогорного рельефа места, и

возникающей за препятствием для воздушных потоков стабильности метеорологических условий пустыни Атакама.

Общая масса воды на земле составляет порядка $1.46 \cdot 10^{18}$ т. Масса водяного пара в атмосфере на пять порядков меньше – $1.27 \cdot 10^{13}$ т. Содержание водяного пара убывает с высотой, большая часть водяного пара (90 %) содержится в тропосферном слое атмосферы (80 % массы атмосферы) до высот 8–10 км [3]. Такая огромная масса водяного пара оказывается на больших высотах, так как плотность влажного воздуха меньше сухого. Кроме того, влага переносится упорядоченными воздушными течениями, за счет конвекции и путем турбулентного перемешивания [4]. Скорость вертикальных потоков в области конвекции при образовании облаков достигает до скоростей в 10–20 м/с. Цикл испарение-конденсация в среднем составляет в атмосфере 8-10 суток. Процессы испарения и конденсации сопровождаются значительным поглощением и выделением тепла, что сказывается на тепловом режиме соответствующих слоев атмосферы. На испарение расходуется значительная часть (до 30 %) от суммарной солнечной радиации, поглощенной Землей [4, 5]. Приток тепла от конденсации водяного пара в атмосфере, равный затратам тепла на испарение, примерно в 15 раз превышает скорость генерации кинетической энергии всей атмосферы [4]. Водяной пар является одним из основных парниковых газов с наиболее значительным вкладом в поглощение излучения с поверхности земли и существенно влияет на климат. Поэтому влажность воздуха оказывает значительное влияние на атмосферные явления, в том числе на турбулентность атмосферы.

Влажность, как меру количества воды в атмосфере, принято оценивать при помощи таких гигрометрических характеристик как относительная r и абсолютная q влажности, температура точки росы T_d , парциальное давление (упругость) водяного пара e и давление насыщенного водяного пара E .

Абсолютная влажность q – масса водяного пара, содержащаяся в единице объема воздуха или плотность содержащегося в воздухе водяного пара

$$q = m / V \text{ [г/м}^3\text{]}.$$

В атмосфере q колеблется от 0,1 г/м³ до 30 г/м³.

Относительная влажность воздуха r – это степень насыщения воздуха водяным паром, она определяется в процентах отношения парциального давления водяного пара в воздухе e к давлению насыщенного водяного пара E

$$r = e / E \cdot 100 \% .$$

Экспериментально установлено [4], что при условиях, наблюдающихся в атмосфере в широком диапазоне температур 0-40° С, газы в составе воздуха ведут себя как идеальный газ. Поэтому уравнение состояния водяного пара как парциального газа

$$e / q = R_w \cdot T$$

может быть получено из уравнения Менделеева-Клапейрона; $R_w = R / \mu_w = 461,5$ Дж/(кг·Кельвин) – удельная газовая постоянная водяного пара, R – универсальная газовая постоянная, $\mu_w = 18,015$ кг/кмоль – относительная молекулярная масса водяного пара. Тогда для абсолютной влажности q получаем выражение, связывающее ее с относительной влажностью r

$$q = e / (R_w \cdot T) = r E / (100 R_w \cdot T) .$$

Входящее в это соотношение давление насыщенного пара E является функцией температуры T , для которой имеются экспериментальные данные для различных условий. На их основе для вычисления давления E получены теоретико-эмпирические зависимости разной точности, используемые в метеорологической практике [3-8]. Наиболее часто используются варианты относительно простой и достаточно точной формулы Магнуса (Magnus) [7, 8]

$$E(T) = 6.1078 \cdot 10^{7.665T / (243.33 + T)} \text{ [мб]} .$$

Самыми точными считаются рекомендованные Всемирной метеорологической организацией формулы Гоффа и Грача (Goff–Gratch, 1946) [4], использовать которые затруднительно ввиду громоздкости. Для вычисления относительной влажности воздуха $r = p(T_d) / p(T) \cdot 100 \%$ используется, например, формула Бака (Buck, 1981)

$$p(T) = 6,1121 \cdot \exp \left(\frac{(18.678 - T / 234.5) \cdot T}{257.14 + T} \right) .$$

Для температуры точки росы T_d также имеются эмпирические выражения, например [3]

$$T_d = \frac{243,33 \cdot \lg(e / 6,107)}{7,665 - \lg(e / 6,107)} .$$

Экспериментальные наблюдения характеристик турбулентной атмосферы проводились в урбанизированном пограничном слое атмосферы на юго-восточной окраине г. Томска в период с 2020 по 2022 гг. и в Саянской солнечной обсерватории (ССО, 2018 г.). Для измерений использовались ультразвуковая станция АМК-03-4 [9], разработанная для измерений характеристик атмосферных метеорологических полей. При долговременных измерениях в Томске станция АМК-03-4 была установлена на высоте около 190 м от уровня моря на кровле здания (высотой 14,5 м). Для сравнения взяты данные наших измерений на высоте около 2000 м в горной местности в ССО, где метеорологическая станция АМК-03 находилась в 14 м восточнее Автоматизированного солнечного телескопа (АСТ) на 4 м мачте.

Как летом, так и зимой средняя скорость горизонтального ветра V в томских измерениях, по сравнению с ветром в горах, обычно остается невысокой: $\langle V_{2022} \rangle = 1,55$ м/с, $\langle V_{2021} \rangle = 1,26$ м/с, $\langle V_{2020} \rangle = 1,76$ м/с при максимальных значениях около $V = 5$ м/с. И только осенью

2020 г. зарегистрированы отдельные максимальные значения до $V = 15$ м/с. Интервалы осреднения данных составляли 3 минуты.

На рис. 1 представлены осредненные сглаженные графики данных долговременных измерений абсолютной влажности воздуха в Томске в 2020 г. (штрихпунктирная линия), в 2021 г. (штрихи) и 2022 г. (сплошная линия). Для иллюстрации изменений абсолютной влажности все зарегистрированные в течение трех лет данные наблюдений нанесены на одну годовую помесечную шкалу с мая по декабрь.

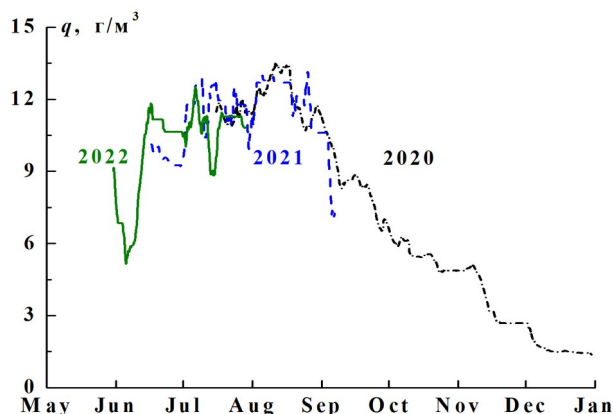


Рис. 1. Осредненные графики абсолютной влажности. Томск, 2020-2022 гг.

Как видно из рис. 1, там, где графики пересекаются по времени, полученные значения абсолютной влажности практически мало отличаются в разные годы. При максимальном среднем значении $\langle q_{max} \rangle = 21,3$ г/м³, наибольшие средние значения абсолютной влажности $q = 9-15$ г/м³ достигаются в летние месяцы. Наименьшие средние значения абсолютной влажности зарегистрированы при низких температурах зимой $q = 0,03$ г/м³, $\langle q_{min} \rangle = 1,4$ г/м³.

Приведем также для сравнения график (рис. 2) относительной влажности воздуха r . На рис. 2 показаны значения относительной влажности с июля по декабрь 2020 г., сплошная линия показывает средние значения. Как видно из рис. 2, относительная влажность в противоположность абсолютной минимальна в летние месяцы и возрастает до 100 % при низких температурах зимой. Аналогичное поведение относительной влажности получено в измерениях 2021 и 2022 гг. Относительная влажность r в зимнее время редко опускается ниже значений $r = 70-80$ %.

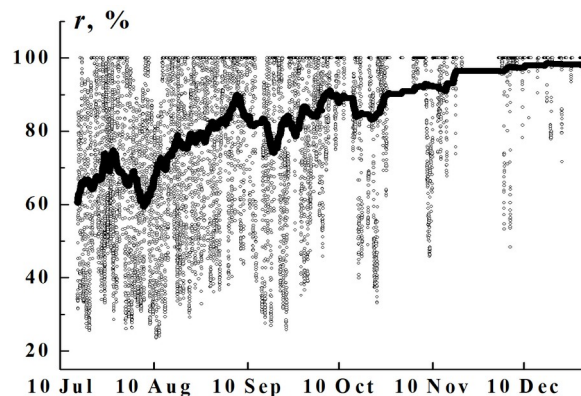


Рис. 2. Относительная влажность. Томск, 2020 г.

На рис. 3 приведены двухнедельные графики данных измерений абсолютной влажности воздуха q летом в июле и августе 2018 г. в ССО (треугольники) и 2022 г. в Томске (кружки). Средние значения абсолютной влажности в летних томских измерениях выше и находятся в диапазоне $q = 6-21$ г/м³. Как известно [4], абсолютная влажность в среднем убывает с высотой по степенному закону в зависимости от высоты z , и, согласно с известными формулами Гана или Зюринга [4], на высоте 2 км убывает примерно в два раза. По экспериментальным данным

на рис. 3 отношение средних абсолютных влажностей на высоте 190 м в томских измерениях и на высоте ССО 2 км составляет $q_{\text{Томск}} / q_{2000} \approx 1.5$.

Средние значения структурной характеристики показателя преломления $\langle C_n^2 \rangle$, характеризующей интенсивность турбулентности, незначительно отличаются в разные годы измерений в 2020-2022 гг., и в летнее время среднее значение составило около $\langle C_n^2 \rangle = 2,6 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$ при медианном среднем $\langle C_n^2 \rangle = 1,8 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$. В значительно отличающихся условиях наблюдений в высокогорье средние значения характеристики C_n^2 оказываются существенно ниже, так в ССО в 2018 г. $\langle C_n^2 \rangle = 2,0 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$ (медианное среднее $\langle C_n^2 \rangle = 1,4 \cdot 10^{-15} \text{ см}^{-2/3}$).

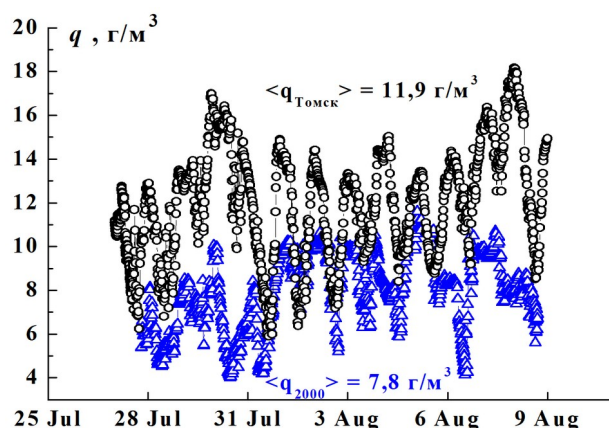


Рис. 3. Абсолютная влажность. Томск, 2020 г. Саяны, ССО. 2018 г.

На рис. 4, 5 приведены экспериментальные томские данные 2020 г. и 2022 г. для структурной характеристики C_n^2 как функции от абсолютной влажности q . На рис. 4, 5 светлые кружки показывают значения C_n^2 , сплошная линия – осредненные значения C_n^2 в трех диапазонах абсолютной влажности: $q_1 = 0-6 \text{ г/м}^3$, $q_2 = 6-11,2 \text{ г/м}^3$, $q_3 = 11,2-20 \text{ г/м}^3$. Средние значения C_n^2 для всех трех диапазонов приведены на рис. 4, 5 под графиками.

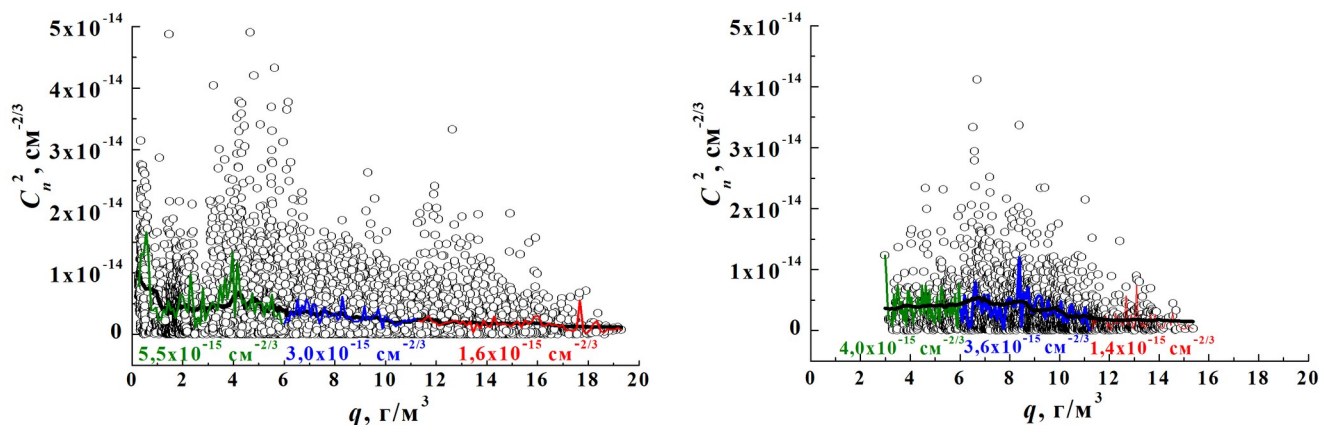


Рис. 4, 5. Структурная характеристика показателя преломления C_n^2 в зависимости от абсолютной влажности. Слева рис 4: Томск, 2020 г. Справа рис 5: Томск, 2022 г.

Из данных рис. 4, 5 видно, что наибольшие средние значения C_n^2 (сплошная кривая) достигаются при низкой абсолютной влажности. Затем во втором центральном диапазоне происходит уменьшение средних значений характеристики C_n^2 . При повышении абсолютной влажности выше значений $q = 11 \text{ г/м}^3$ интенсивность турбулентности C_n^2 значительно снижается до трех и более раз. Согласно рис. 4 достаточно часто встречающиеся максимальные значения абсолютной влажности у земли (при отсутствии крупных водоемов) не больше $q = 20 \text{ г/м}^3$. По формуле Гана относительно такого

наибольшего приземного значения абсолютная влажность еще может достигать значений больших $q = 11 \text{ г/м}^3$ до высот порядка $z_{\text{max}} = 1,5 \text{ км}$. Однако на таких высотах на влажность воздуха также значительно влияют окружающая облачность, осадки, пониженная температура.

Понижение интенсивности турбулентности при высокой влажности может быть связано с тем, что вес (плотность) влажного воздуха меньше сухого. При повышении влажности возникающий конвективный процесс создает восходящие потоки различной плотности и вихри, несколько "упорядочивая" атмосферу и уменьшая интенсивность турбулентности.

Таким образом, интенсивность атмосферной турбулентности значительно зависит от влажности воздуха, наблюдается существенное снижение значений структурной характеристики C_n^2 при высоких значениях абсолютной влажности более $q = 11 \text{ г/м}^3$. Следовательно, для невысокой местности летом вблизи водоемов повышенная абсолютная влажность может приводить к существенному снижению интенсивности турбулентности.

Исследование выполнено в рамках научной программы Национального центра физики и математики (проект «Физика высоких плотностей энергии. Этап 2023-2025»). Разработка методологии измерений, анализа и расчётов с использованием инфраструктуры ИОА СО РАН выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

1. Щеглов П.В. Проблемы оптической астрономии. М.: Наука, 1980. 272 с.
2. Колчинский И.Г. Оптическая нестабильность земной атмосферы по наблюдениям звезд. Киев: Наукова Думка, 1967, 183 с.
3. Седунов Я.С. Атмосфера. Справочник. Л: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
4. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л: Гидрометеиздат, 1984. 752 с.
5. Тверской П.Н. Курс метеорологии Физика атмосферы. Л: Гидрометеиздат, 1962. 700 с.
6. Извеков Б.И., Кочин Н.Е. Динамическая метеорология. Часть 1. Л: Ленгедиздат ЦУЕГМС СССР, 1935. 351 с.
7. Buck Arden L. New equations for computing vapor pressure and enhancement factor // American Meteorological Society. 1981. P. 1527-1532.
8. Hardy B. ITS-90 Formulations for Vapor Pressure, Frostpoint Temperature, Dewpoint Temperature, and Enhancement Factors in the Range -100 to $+100 \text{ C}$ // The Proceedings of the Third International Symposium on Humidity & Moisture. Thunder Scientific Corporation. 1998. P. 1-8.
9. Азбукин А.А., Богусевич А.Я., Лукин В.П., Носов В.В., Носов Е.В., Торгаев А.В. Аппаратно-программный комплекс для исследований структуры полей турбулентных флуктуаций температуры и ветра // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 5. С. 378-384.