

УДК 535.243+551.593

## Исследование содержания водяного пара в атмосфере Крыма по многолетним фотометрическим наблюдениям Солнца

Э.И. Терез<sup>1</sup>, Г.А. Терез<sup>2</sup>, А.В. Козак<sup>2,3</sup>, С.В. Кузьмин<sup>3</sup>

<sup>1</sup> НИИ «Крымская астрофизическая обсерватория», Научный, АР Крым, Украина, 98409  
*terez@crimea.edu*

<sup>2</sup> Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского, пр. Вернадского 4, Симферополь, АР Крым, Украина, 95007

<sup>3</sup> Научно-исследовательский экологический центр, пр. Вернадского 2, Симферополь, АР Крым, Украина, 95007

Поступила в редакцию 15 ноября 2012 г.

**Аннотация.** Описана методика определения количества водяного пара в атмосфере по измерению поглощения солнечного излучения в полосе поглощения водяного пара  $\rho$ . Для исследований использовался автоматический солнечный фотометр, позволяющий регистрировать солнечное излучение в полосе  $\rho$ , а также в соседних участках спектра, свободных от поглощения. Регулярные наблюдения (мониторинг) проводились в Крыму (г. Симферополь, 44.7° N, 34.1° E) с 2001 г. по настоящее время. На основании анализа результатов наблюдений показано, что количество водяного пара  $W$  в атмосфере Крыма сезонно зависимо, но среднегодовая величина практически постоянна.

INVESTIGATION OF ATMOSPHERIC WATER VAPOUR CONTENT IN THE CRIMEA BY MANY-YEAR SOLAR OBSERVATIONS, by E.I. Terez, G.A. Terez, A.V. Kozak, S.V. Kuzmin. A method of water vapour content determination by measuring solar radiation absorption in the water vapour absorption band  $\rho$  is described. For the investigations an automatic solar photometer allowing to record solar radiation in the band  $\rho$  and neighbouring spectrum sections free of absorption has been applied. Regular observations (monitoring) have been performed in the Crimea (Simferopol, 44.7 N, 34.1 E) since 2001 till now. According to the results of the analysis water vapour content  $W$  in the atmosphere of the Crimea proved to be seasonably dependent, the average annual value being almost constant.

**Ключевые слова:** спектроскопический метод определения водяного пара, солнечный автоматический фотометр, количество водяного пара в атмосфере Крыма

---

### Введение

В настоящее время большинство геофизиков считают, что ключевым вопросом проблемы изменения климата является вопрос радиационного баланса Земли. Этот баланс должен учитывать энергию, получаемую поверхностью Земли от Солнца, а также энергию, отраженную и переизлученную от Земли (и облаков) обратно в космос. Радиационный баланс

Земли определяется, в основном, двумя факторами: парниковым эффектом, а также поглощением и рассеянием на атмосферных аэрозолях. Изучению этих факторов были посвящены работы многих ученых, начиная с 60-х годов прошлого века. В 90-х годах стало понятно, что исследование оптических параметров атмосферы должно носить системный характер, охватывая мониторингом весь земной шар. При этом для осуществления такого мониторинга необходимо проводить измерения на однотипных приборах по единой методике. Система мирового мониторинга (AERONET) начала создаваться в США (Халторе и др., 1997) на базе разработанного во Франции солнечного автоматического фотометра CIMEL.

Параллельно с разработками в США продолжались ранее начатые исследования и в других странах. В частности, в Украине был создан свой вариант автоматического солнечного фотометра СФ-1, фотометрическая схема измерений которого, как потом выяснилось, была идентичной французскому фотометру CIMEL, но в то же время позволяла увеличить точность измерений благодаря введению в схему прибора эталонного источника света. Пробные наблюдения на фотометре СФ-1 были начаты в Крыму с 1996 г., а регулярный мониторинг с 2001 г. Данные крымских наблюдений, касающиеся исследований оптических параметров аэрозолей, изложены в первой части этой работы (Терез и др., 2012). Настоящая работа посвящена результатам исследований парникового эффекта, который, по-видимому, оказывает более существенное влияние на климат Земли.

## 2 Парниковый эффект

Под парниковым эффектом понимается поглощение некоторыми атмосферными газами теплового излучения поверхности Земли (диапазон 8–13 мк) и переизлучение части этого поглощения обратно к земной поверхности, препятствуя тем самым потере потока этого излучения в мировое пространство и таким образом способствуя подогреву Земли. Если бы парниковый эффект полностью отсутствовал, то средняя за год глобальная температура воздуха у поверхности Земли была бы на 33° ниже, т. е. равной примерно минус 19° С.

К парниковым газам относятся: водяной пар ( $H_2O$ ), углекислый газ ( $CO_2$ ), озон ( $O_3$ ), закись азота ( $N_2O$ ), метан ( $CH_4$ ) и, в незначительной степени, ряд хлорфторуглеродородных соединений антропогенного происхождения (Кароль, 1996). Влияние различных парниковых газов на подогрев земной поверхности далеко не одинаково. Поэтому в первую очередь важно контролировать содержание главных парниковых газов, в наибольшей степени влияющих на температуру земной поверхности. Это водяной пар и углекислый газ, на долю которых приходится примерно 80–90 % всего парникового эффекта. Между ними есть принципиальная разница. Углекислый газ, как в климатических условиях геологического прошлого, так и в условиях современного климата, может существовать только в газообразном состоянии. При этом его концентрация в атмосфере очень слабо зависит от внешней температуры. (Эта зависимость определяется небольшим колебанием растворимости  $CO_2$  от температуры мирового океана.) Углекислый газ является химически устойчивым соединением и, однажды попав в атмосферу, потребуется примерно 30 лет, чтобы только 30 % этого газа было выведено из атмосферы в результате естественных процессов. Еще 30 % может быть удалено за несколько столетий. Поэтому условно среднее время жизни  $CO_2$  принимается равным 100 годам. Поскольку углекислый газ существует длительное время в атмосфере, он хорошо перемешивается, и поэтому его глобальная концентрация может определяться с высокой степенью точности по данным нескольких станций. Измерения количества углекислого газа в атмосфере Земли были начаты еще в 1958 г. на обсерватории Мауна Лоа (Гавайи). С 2005 г. в рамках международной программы эти измерения проводятся на многочисленных атмосферных станциях (более 100). Они подтвердили, что концентрация  $CO_2$  почти постоянна по всему земному шару и, в общем, очень медленно монотонно растет.

Водяной пар в атмосфере является наименьшей по массе частью свободной воды, находящейся в гидросфере и криосфере в основном в жидкой и твердой форме. Распределение водяного пара по земному шару очень неравномерно и значительно зависит от температуры воздуха, изменяясь по объему от 0.2 % в Арктике до 2.6 % в тропической зоне. По этой причине время жизни водяного пара в атмосфере достаточно мало и составляет примерно 10 суток. Так как в геологическом прошлом происходили заметные изменения климата, количество водяного пара в атмосфере также изменялось в соответствии с колебаниями глобальной температуры. Однако эти изменения массы водяного пара были следствием, а не причиной изменения климата. Вследствие положительной обратной связи водяной пар при каждом очередном похолодании или потеплении климата лишь усиливал этот процесс. Определение некоторого среднего значения концентрации водяного пара на всем земном шаре и динамики его временного изменения представляет собой трудную проблему. Для этого необходимо создать широкую сеть атмосферных станций. Такая сеть станций создается в рамках проекта AERONET на базе французского фотометра CIMEL, о чем сказано выше. Солнечный фотометр СФ-1, разработанный в Крыму, также предназначен для мониторинга оптических параметров атмосферы, в том числе и количества водяного пара.

### 3 Методика определения количества водяного пара

Для оценки общего количества водяного пара во всем рассматриваемом слое атмосферы используется понятие слоя осажденной воды (короче – осажденной воды), под которым подразумевается содержание водяного пара (далее  $W$ ) в воздушном столбе единичного сечения над некоторой точкой земной поверхности в предположении гидростатического равновесия атмосферы.

В настоящее время существуют несколько методов определения количества водяного пара. Это:

1. Метод радиозондов, когда количество осажденной воды измеряется на разных высотах, а затем все измерения суммируются. Это позволяет получить функцию распределения водяного пара с высотой. Метод очень затратный и требует много времени на проведение одного измерения в данном районе. В настоящее время используется редко.

2. Лидарные методы, основанные на подсвечивании атмосферы в узком диапазоне длин волн с последующим приемом и экспресс-анализом рассеянного излучения. Этот метод нуждается в независимой калибровке. Наземные лидары обеспечивают высококачественные данные с хорошим вертикальным и временным разрешением в дневное время.

3. Метод измерения по запаздыванию GPS-сигналов. Метод основан на задержке микроволн на повышенном коэффициенте рефракции. При этом тропосферная задержка разделяется на две части: «сухую» и «влажную». Сухую можно вычислить, зная атмосферное давление. Влажная задержка в области атмосферы ниже 8–10 км моделируется плохо и измеряется экспериментально по измерению количества осажденной воды. На практике часто решается обратная задача – по измерению задержки микроволн определяется количество осажденной воды. Учитывая быстрое развитие GPS-метеорологии, наземные GPS-технологии стали эффективным способом, обладающим высоким временным разрешением для зондирования воды в атмосфере.

4. Спектроскопический метод, основанный на измерении поглощения солнечного излучения в полосах поглощения водяного пара. Спектроскопический метод наиболее точен и часто используется для калибровки других методов. В настоящей работе используется именно этот метод.

На рис. 1 показан спектр солнечного излучения на уровне моря при относительной толщине атмосферы, равной единице (т. е. в зените).

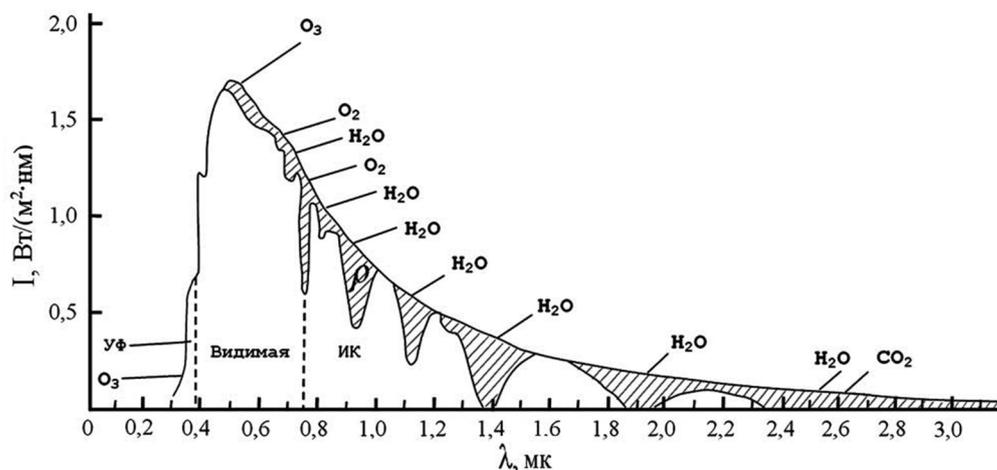


Рис. 1. Спектр солнечного излучения на уровне моря при единичной воздушной массе

Как видно из рис. 1, почти все полосы поглощения водяного пара находятся в инфракрасной области спектра. Из них оптимальной полосой для измерений является полоса  $\rho$ . Эта полоса достаточно сильная, но не настолько, чтобы при большом содержании водяного пара ( $W \approx 5$  см) она была бы полностью насыщенной. Полоса не перекрывается полосами других атмосферных газов. Кроме того, что очень важно, эта полоса лежит в области чувствительности широко распространенных кислородно-цезиевых фотоэлементов и фотоумножителей. На рис. 2 показана полоса поглощения  $\rho$  в увеличенном масштабе.

Из рис. 2 видно, что полоса поглощения  $\rho$  имеет неправильный контур, и максимум поглощения ее лежит в области 930–960 нм. Очевидно, что для определения величины поглощения водяного пара необходимо экспериментально измерить излучение Солнца на поверхности Земли в максимуме поглощения полосы  $\rho$  и вне полосы. Или, если использовать терминологию атмосферной оптики, необходимо измерить оптическую толщину атмосферы в максимуме поглощения полосы  $\rho$  и вне полосы. Разность этих величин будет определяться оптической толщиной поглощения водяного пара.

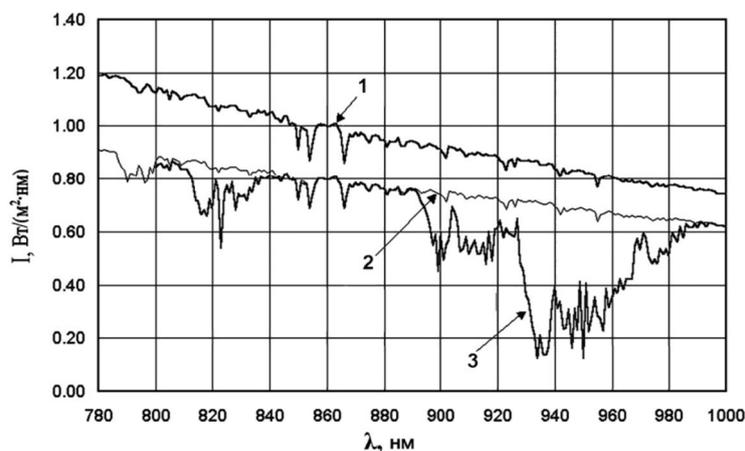
#### 4 Методика определения содержания водяного пара в атмосфере

Для экспериментального определения оптической толщины атмосферы в данном месте необходимо провести натурные наблюдения Солнца при разных воздушных массах  $X$ , т. е. на разных зенитных расстояниях. Для выполнения данной задачи силами кафедры астрономии ТНУ, лаборатории экспериментальной астрофизики Крымской астрофизической обсерватории и научно-исследовательского экологического центра был разработан и изготовлен солнечный фотометр СФ-1. Подробно схема и конструкция, а также юстировка и отладка фотометра СФ-1, описаны в первой части данной работы (Терез и др., 2012). Отметим кратко некоторые конструктивные особенности фотометра СФ-1.

Фотометр СФ-1 представляет собой двухканальный прибор. Один канал, собственно фотометр, измеряет солнечный поток в семи участках спектра, выделяемых интерференционными светофильтрами с центральными длинами волн, соответственно 372 нм, 405 нм, 448 нм, 556 нм, 748 нм, 952 нм и 1005 нм. Следует отметить, что интерференционный светофильтр для регистрации интенсивности в полосе  $\rho$  первоначально был изготовлен с  $\lambda = 950$  нм. Однако в первые годы эксплуатации прибора СФ-1 (в 1996–2000 гг.), вследствие

Исследование содержания водяного пара в атмосфере Крыма

старения, максимум этого светофильтра сдвинулся на 2 нм и стал равен 952 нм. Дальнейшие ежегодные контрольные измерения показали, что максимум фильтра больше не меняется. Полуширина всех интерференционных светофильтров  $\Delta\lambda \approx 10$  нм.



**Рис. 2.** Детальное изображение полосы  $\rho$ .

- 1 – внеатмосферное излучение от Солнца;
- 2 – излучение от Солнца на поверхности Земли в случае, если бы атмосфера не содержала водяного пара;
- 3 – полоса поглощения  $\rho$  для среднего количества водяного пара в атмосфере (для «стандартной атмосферы»  $W = 1.42$  см)

Второй канал служит для наведения на Солнце и гидирования (погрешность не более 10 угловых минут). В процессе солнечных наблюдений последовательно измеряется темновой ток и отсчеты в семи вышеуказанных областях спектра, затем сигнал эталонного светодиода и снова отсчеты в спектральных точках. Все эти данные записываются в компьютер, который выполняет функцию не только регистрирующей аппаратуры, но и управляет всеми процессами (сменой фильтров, измерением сигнала от светового эталона, гидированием и т. д.). Полный цикл измерений занимает от 8 до 40 сек в зависимости от выбранного режима. Интервал между двумя циклами измерений составляет от 1 до 5 минут.

Методика наблюдений и обработки результатов приведены в работе Тереза и др. (2012). Конечным продуктом наблюдений являются оптические толщины атмосферы  $\tau$  во всех выбранных диапазонах спектра. В результате обработки данных наблюдений с помощью солнечного фотометра СФ-1 в течение каждого наблюдательного дня были получены значения оптических толщин  $\tau$  для всех длин волн фотометра СФ-1.

Общая оптическая толщина атмосферы  $\tau$  состоит из трех компонентов

$$\tau = \tau_{\text{rel}} + \tau_{\text{aer}} + \tau_{\text{mol}}, \quad (1)$$

где  $\tau_{\text{rel}}$  – оптическая толщина релеевской атмосферы. Эта величина может быть рассчитана при практических наблюдениях, как показано в работе Козака и др. (2010), с учетом давления и температуры.

$\tau_{\text{aer}}$  – оптическая толщина аэрозольной атмосферы.

$\tau_{\text{mol}}$  – оптическая толщина, обусловленная истинным молекулярным поглощением в линиях и полосах  $O_2$ ,  $O_3$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$  и т. д.

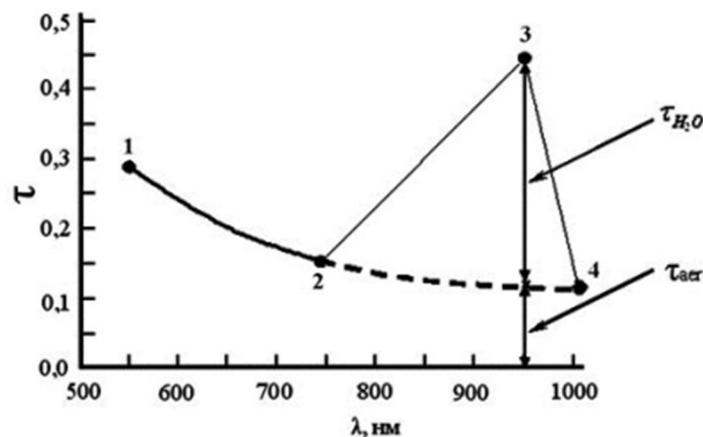
Из формулы (1) очевидно, что при регистрации солнечного излучения вне молекулярных

полос поглощения ( $\tau_{\text{mol}} = 0$ ) оптическая толщина аэрозольной атмосферы  $\tau_{\text{aer}}$  однозначно определяется как разность между полученной из наблюдений величиной оптической толщины атмосферы  $\tau$  и рассчитанным значением релеевской оптической толщины  $\tau_{\text{rel}}$ , т. е.

$$\tau_{\text{aer}} = \tau - \tau_{\text{rel}}. \quad (2)$$

Согласно разработанной методике для определения содержания водяного пара в атмосфере необходимо проводить наблюдения Солнца в четырех длинах волн:  $\lambda_1 = 556$  нм;  $\lambda_2 = 748$  нм;  $\lambda_3 = 952$  нм;  $\lambda_4 = 1004$  нм.

Длина волны  $\lambda_3$  находится в области полосы поглощения водяного пара  $\rho$ , а длины волн  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_4$  находятся вне этой полосы. То есть для длин волн  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$ ,  $\lambda_4$  аэрозольные оптические толщины  $\tau_{\text{aer}}(556)$ ,  $\tau_{\text{aer}}(748)$  и  $\tau_{\text{aer}}(1004)$  определяются непосредственно из наблюдений. Аэрозольная оптическая толщина для  $\lambda_3 = 952$  нм находится методом интерполяции. Учитывая, что участок кривой аэрозольной оптической толщины атмосферы в диапазоне 556–1004 нм достаточно хорошо аппроксимируется параболической функцией, в качестве аппроксимирующей функции использован интерполяционный многочлен Лагранжа при  $n = 2$ . На рис. 3 в качестве примера показана зависимость  $\tau_{\text{aer}} = f(\lambda)$  для трех длин волн (556 нм; 748 нм и 1004 нм), а также остаточная оптическая толщина в полосе поглощения водяного пара  $\rho$  при  $\lambda_3 = 952$  нм (т. е.  $\tau_{\text{aer}} + \tau_{\text{H}_2\text{O}}$ ).



**Рис. 3.** Оптические толщины атмосферы по данным наблюдений 30 июля 2010 г.

$$1 - \tau_{\text{aer}}(556) = 0,2867, \quad 2 - \tau_{\text{aer}}(748) = 0,1548, \quad 3 - [\tau_{\text{aer}}(952) + \tau_{\text{H}_2\text{O}}] = 0,4465,$$

$$4 - \tau_{\text{aer}}(1004) = 0,1077, \quad \tau_{\text{H}_2\text{O}} = 0,345, \quad W = 0,909$$

При параболической интерполяции, когда  $n = 2$ , необходимо найти интерполяционный многочлен Лагранжа второй степени. Заменяем функцию  $\tau_{\text{aer}}(\lambda)$  многочленом  $P_2(\lambda)$ .

Интерполяционный многочлен Лагранжа второй степени  $P_2(\lambda)$  определяется следующим образом. При  $n = 2$  узлами интерполяции считаем точки  $i$ ,  $i+2$ ,  $i+3$ , а точка  $i+1$  является интерполяционной:

Исследование содержания водяного пара в атмосфере Крыма

$$P_2(i+1) = R\tau_i + S\tau_{i+2} + T\tau_{i+3}, \quad (3)$$

где  $i, i+1, i+2, i+3$  – последовательный ряд длин волн:  $\lambda_i = 1004$  нм;  $\lambda_{i+1} = 952$  нм;  $\lambda_{i+2} = 748$  нм;  $\lambda_{i+3} = 556$  нм, соответственно

$$R = \frac{(\lambda_{i+1} - \lambda_{i+2}) \cdot (\lambda_{i+1} - \lambda_{i+3})}{(\lambda_i - \lambda_{i+2}) \cdot (\lambda_i - \lambda_{i+3})}, \quad (4)$$

$$S = \frac{(\lambda_{i+1} - \lambda_i) \cdot (\lambda_{i+1} - \lambda_{i+3})}{(\lambda_{i+2} - \lambda_i) \cdot (\lambda_{i+2} - \lambda_{i+3})}, \quad (5)$$

$$T = \frac{(\lambda_{i+1} - \lambda_i) \cdot (\lambda_{i+1} - \lambda_{i+2})}{(\lambda_{i+3} - \lambda_i) \cdot (\lambda_{i+3} - \lambda_{i+2})}, \quad (6)$$

где  $R, S, T$  – коэффициенты Лагранжа.

Выражение (3) можно переписать в виде

$$\tau_{\text{aer}}(952) = R \cdot \tau_{\text{aer}}(1004) + S \cdot \tau_{\text{aer}}(748) + T \cdot \tau_{\text{aer}}(556). \quad (7)$$

Далее, зная остаточную оптическую толщину (точка 3 на рис. 5) и  $\tau_{\text{aer}}(952)$  находим значение  $\tau_{H_2O}(952)$ . В свою очередь,

$$\tau_{H_2O}(952) = K_{H_2O} \cdot W, \quad (8)$$

где  $K_{H_2O}$  – коэффициент поглощения водяного пара для  $\lambda = 952$  нм, выраженный в  $\text{см}^{-1}$  (Кондратьев, 1965).

$W$  – толщина слоя водяного пара или просто осажденной воды, выраженная в см.

Тогда искомая величина

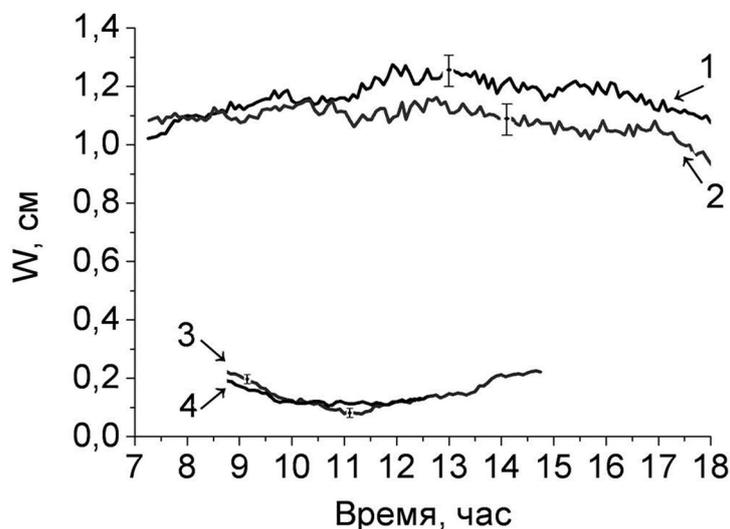
$$W = \frac{\tau_{H_2O}(952)}{K_{H_2O}}. \quad (9)$$

## 5 Результаты определения содержания водяного пара

Согласно формулам (3–9), по разработанной компьютерной программе (Терез и др., 2010) были рассчитаны величины содержания водяного пара за все годы наблюдений с 2001 по 2011 гг. Вся база данных записана на CD в виде значений осажденной воды в данный момент наблюдений соответственно в течение каждого наблюдательного дня. Количество наблюдательных дней (полностью ясных дней, а также частично до полудня или после полудня) было различным в разные годы и составляло 100–120 дней. На рис. 4 в качестве примера показаны данные наблюдений за 4 дня (два летних и два зимних), а на рис. 5 иллюстративно показаны результаты всех проведенных наблюдений.

Как видно из рис. 4 и 5, количество водяного пара в атмосфере Крыма подвержено значительным сезонным изменениям. В летние месяцы величина  $W$  порядка 1.2–1.3 см, в то время как в зимние месяцы – 0.2–0.3 см. Среднегодовое количество осажденной воды 0.63 см. Что очень важно – нет заметного тренда среднегодовой величины  $W$ .

Каковы возможные погрешности измеренных значений  $W$ ? При долговременных наблюдениях, когда окончательный результат складывается из среднедневных значений  $W$ , очевидно, что погрешности имеет смысл относить к наблюдениям, проведенным в какой-то конкретный день.

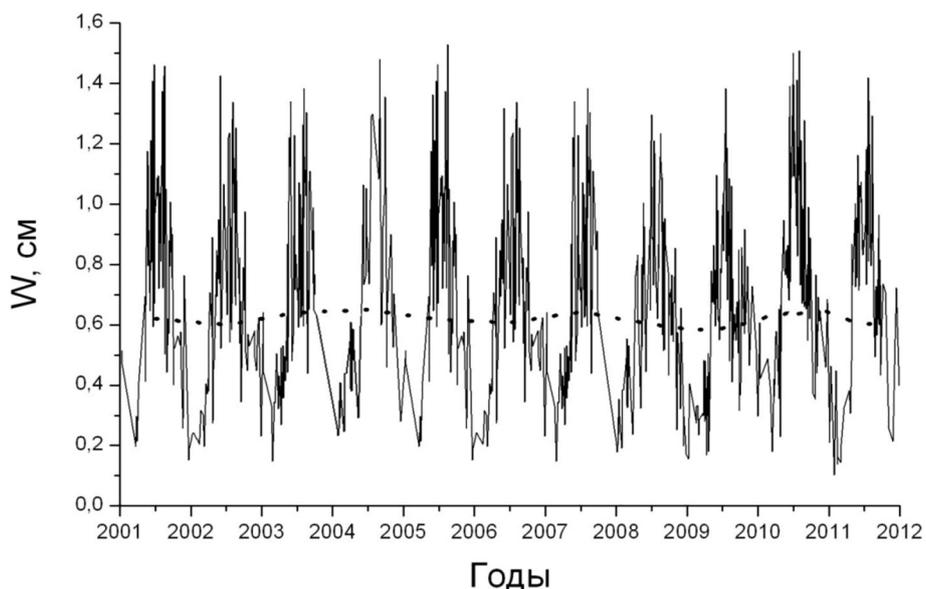


**Рис. 4.** Изменение количества водяного пара  $W$  в течение нескольких наблюдательных дней: 1–11 июня 2010 г., 2–10 июня 2010 г., 3–28 ноября 2008 г., 4–13 декабря 2008 г.

Ошибки в определении среднедневных значений  $W$  практически полностью определяются неточностями измерения оптической толщины атмосферы  $\tau$  в данный наблюдательный день, а также некоторой неопределенностью определения спектрального коэффициента поглощения водяного пара  $K_{H_2O}$  в полосе используемого интерференционного светофильтра. В первой части данной работы (Терез и др., 2012) подробно проанализированы погрешности определения оптических толщин атмосферы при солнечных фотометрических наблюдениях. Для ближней ИК-области возможная максимальная погрешность величины ( $3\sigma$ ) не превышает  $\pm 3-4\%$ . Такого же порядка и величина систематической ошибки при определении  $K_{H_2O}$ . Эта систематическая погрешность приведет к тому, что все измеренные значения  $W$  будут больше или, соответственно, меньше истинных на величину до  $3-4\%$ . Но следует отметить, что при мониторинговых наблюдениях решающее значение имеет долговременная стабильность фотометрической системы. Как показано в работе Тереза и др. (2012), для контроля стабильности фотометрической системы в схеме солнечного фотометра СФ-1 был встроены эталонный светодиод, изменение светового потока которого за 10 лет эксплуатации, согласно паспорту изготовителя, не должно превышать  $\pm 0.5\%$ . Этот параметр контролируется в процессе самих фотометрических наблюдений. Дело в том, что по результатам обработки наблюдений, сделанных в течение каждого дня, определяется инструментальный параметр  $F$  — отношение измеренного внеатмосферного солнечного потока  $I_0$  к сигналу от эталонного светодиода. Сам по себе внеатмосферный поток от Солнца  $I_0$  постоянен с точностью  $\pm 0.1\%$ . Однако его измеренная величина  $I$  имеет погрешности, связанные как с флуктуацией измеряемого сигнала (в современных схемах электронной регистрации эта величина порядка  $\pm 0.1\%$ ), так и с короткопериодическими временными вариациями атмосферной прозрачности. Последние могут быть весьма значительными и составлять несколько процентов. Но когда проводятся систематические наблюдения, то за достаточно длительный промежуток времени

## Исследование содержания водяного пара в атмосфере Крыма

(год и более) легко проконтролировать, как изменяется параметр  $F$  от времени (а изменение его может происходить только за счет изменения интенсивности свечения светодиода). Наблюдения, проведенные в течение 11 лет, показали, что стабильность светодиода (а значит и всей фотометрической системы солнечного фотометра СФ-1) не вызывает никаких сомнений, во всяком случае, в пределах точности регистрации.



**Рис. 5.** Временная зависимость величины осажденного пара для Крыма (Симферополь)

Представляет интерес сравнить среднегодовое количество водяного пара в Симферополе с другими регионами, находящимися в той же географической зоне (см. табл. 1). Данные для этих регионов получены усреднением многолетних радиозондовых наблюдений, а также путем обобщения спутниковых радиометрических измерений, подробный анализ которых дан в монографии Зуева, Комарова (1986).

**Таблица 1.** Среднегодовое количество осажденной воды для ряда выбранных станций

Метеостанция	Координаты		Высота над уровнем моря, (м)	W(см)
Москва	55.8 ° с.ш.	36.7 ° в.д.	156	0.565
Минск	53.9 ° с.ш.	27.6 ° в.д.	231	0.541
Киев	50.4 ° с.ш.	30.6 ° в.д.	167	0.581
Харьков	49.1 ° с.ш.	36.1 ° в.д.	155	0.552
Одесса	46.4 ° с.ш.	30.8 ° в.д.	42	0.718
Феодосия	45.0 ° с.ш.	35.4 ° в.д.	26	0.780
Симферополь	44.7 ° с.ш.	34.1 ° в.д.	253	0.63
Сочи	43.4 ° с.ш.	39.9 ° в.д.	13	0.919

Из табл. 1 видно, что среднегодовое количество водяного пара в атмосфере в Симферополе (0.63 см) больше, чем в Москве, Минске, Киеве, Харькове, т. е. в местах, удаленных от моря на достаточно большое расстояние с более континентальным климатом. В то же время величина  $W$  для приморских городов – Одессы, Феодосии и, особенно, Сочи – существенно больше, чем для Симферополя.

## 6 Заключение

В представленной работе приведены методика измерений и результаты мониторинга количества водяного пара в атмосфере Крыма (Симферополя) с 2001 г. Это единственный ряд измерений в Украине. Поэтому база данных по содержанию водяного пара в атмосфере, полученная в Крыму, имеет принципиально важное значение для последующего анализа данных всемирного мониторинга.

Дальнейшие исследования закономерностей временного тренда водяного пара, а также влияние этих изменений на радиационный баланс атмосферы планируются как совместная работа с украинскими оптическими станциями, недавно подключившимися к мониторингу параметров атмосферы (Севастополь, 2006 г., Киев, 2008 г.), а также с европейскими станциями, установившими солнечные фотометры системы AERONET в последнее десятилетие.

## Литература

- Зуев В.Е., Комаров В.С. // Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат. 1986.
- Кароль И.Л // Метеорология и гидрология. 1996. № 11. С. 5.
- Козак А.В., Метлов В.Г., Терез Г.А., Терез Э.И. // Изв. Крымск. Астрофиз. Обсерв. 2010. Т. 106. № 1. С. 125.
- Кондратьев К.Я. // Актинометрия. Л.: Гидрометеиздат. 1965.
- Терез Э.И., Терез Г.А., Козак А.В. // Свидетельство о регистрации авторского права № 32315 от 04.03.2010 г. на компьютерную программу «Определения и анализ долговременных оптических параметров земной атмосферы».
- Терез Э.И., Терез Г.А., Козак А.В., Кузьмин С.В., Долгий С.О. // Изв. Крымск. Астрофиз. Обсерв. 2012. Т. 108. С. 207.
- Халторе и др. (Halthore R.N., Eck T.F., Holben B.N., Markham B.L.) // J. of Geophys. Res. 1997. V. 102. NO. D4. P. 4343.