



ИССЛЕДОВАНИЕ ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ВОДЯНЫХ ПАРОВ В АТМОСФЕРЕ НА ИНТЕРВАЛЕ ДЛИН ВОЛН 810-820 НМ

У. Ф. Маммадова

*Азербайджанский государственный университет Нефти и промышленности,
Азербайджанская Республика, г. Баку*

Статья посвящена исследованию погрешности измерения содержания водяных паров в атмосфере на интервале длин волн 810 – 820 нм. Показано, что измерение содержания водяных паров в атмосфере на длине волн 817 нм из-за дрейфа характеристик используемых температурно — зависимых интерференционных фильтров в солнечном фотометре может оказаться более предпочтительным, чем на длине волны 946 нм.

Отмечена значительная сезонная изменчивость общего количества озона в атмосфере и перекрытие полосой Шапьюи поглощения озона длины волны 817 нм. Проанализированы два сценария взаимосвязанного изменения оптических толщин аэрозоля и атмосферного озона.

Определено, что при рассматриваемых сценариях относительная погрешность измерения водяных паров на длине волн 817 нм оценивается двукратной величиной оптической толщины атмосферного аэрозоля на этой же длине волны.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: ВОДЯНЫЕ ПАРЫ, ИЗМЕРЕНИЯ, ПОГРЕШНОСТЬ, ОПТИЧЕСКАЯ ТОЛЩИНА, ОЗОН, АЭРОЗОЛЬ.

1. ВВЕДЕНИЕ

Хорошо известно, что суммарное количество водяных паров в атмосфере, а также такие связанные с ним показатели как общее количество осажденных водяных паров, или оптическая толщина водяных паров в атмосфере могут быть измерены в спектральном интервале 700÷1000 нм. В этом диапазоне ослабление оптической радиации также происходит из-за влияния атмосферного аэрозоля и релеевского рассеяния. На рисунке 1 приведены кривые пропускания указанных факторов в зависимости от длины волны.

Цифрами указаны: 1 — линия пропускания водяных паров в атмосфере при толщине осажденной воды 2 см; 2 — тоже, при толщине осажденных водяных паров 1 см; 3 — пропускание атмосферного аэрозоля с оптической толщиной 0.2; 4 — то же с оптической толщиной 0.1; 5 — пропускание релеевского рассеяния.

Согласно рекомендациям Всемирной Метеорологической Организации (WMO 2005) для измерения суммарного интегрированного количества водяных паров в атмосфере пригодны следующие центральные длины волн: 719 нм; 817 нм; 946 нм [2].

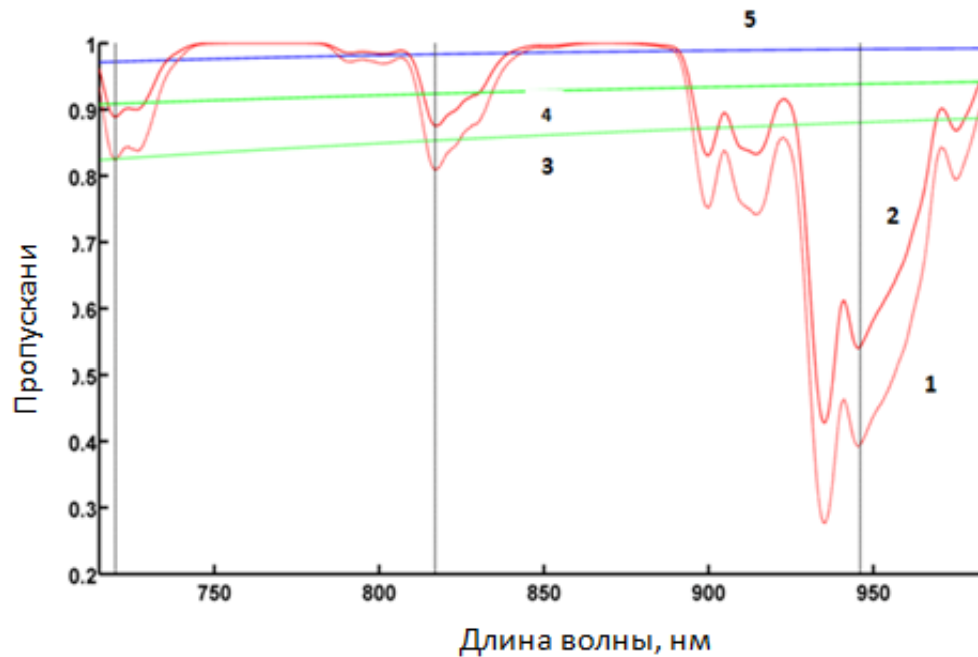


Рис. 1. Кривые пропускания различных факторов, приводящих к ослаблению оптической радиации Солнца в диапазоне длин волн 700÷1000 нм [1].

Согласно работе [3], наиболее хорошие результаты могут быть получены на длине волн 946 нм.

В общем случае для вычисления общего (интегрированного) количества водяных паров в атмосфере используется формула Ингольда [3]:

$$T_w = C \cdot e^{-ax^b} \quad (1)$$

$$\chi = \frac{V \cdot m_w}{V_0} \quad (2)$$

где T_w — пропускание водяных паров в атмосфере; V — интегрированное количество водяных паров в атмосфере; m_w — воздушная масса H_2O ; $V_0=10$ кг/м²; a, b, c — коэффициенты, зависящие от длины волны, определяемые экспериментально.

Вместе с тем, метод измерения содержания водяных паров в атмосфере на интервале длин волн 900÷960 нм обладает существенным недостатком, заключающимся в том, что из-за температурного дрейфа окна пропускания интерференционных фильтров используемых в солнечном фотометре, показание этого прибора может существенно измениться. Например на длинах волн 940 и 945 нм показания фотометра будут различаются как минимум на 20 %. Однако, как видно из кривых, показанных на рис. 1 на диапазоне 817–825 нм такой разброс показаний не наблюдается.

Следовательно, в случае отсутствия термостабилизированных интерференционных фильтров имеет смысл осуществлять измерение содержания водяных паров в атмосфере на длине волны 817 нм ÷ 825 нм. Таким образом, исследование точностных характеристик измерения общего количества водяных паров в атмосфере на указанном диапазоне длин волн можно считать актуальной задачей. Настоящее исследование проведено в соответствии с договором о научно-техническом сотрудничестве с Научно-исследовательским институтом аэрокосмической информатики, г.Баку, где разрабатывается солнечный фотометр для измерения общего количества водяных паров в атмосфере.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Как указывается в работе [4] оптическая толщина атмосферы в указанном диапазоне определяется по формуле:

$$\tau_{tot} = \tau_{aer} + \tau_{gas} + \tau_{O_3} + \tau_{Ray} \quad (3)$$

где: τ_{tot} — суммарная оптическая толщина;
 τ_{aer} — оптическая толщина аэрозоля;
 τ_{gas} — оптическая толщина водяных паров и газа;
 τ_{Ray} — оптическая толщина релеевского рассеяния.

Согласно [5], оптическая толщина атмосферного озона в полосе длин волн 450 ÷ 850 нм, совпадающей с полосой поглощения Шапьюи озона, определяется по следующей формуле:

$$\tau_{O_3} = \sigma \cdot DU \cdot 2.69 \cdot 10^{16} \quad (4)$$

где σ — поперечное сечение поглощения озона; DU — концентрация озона в единицах Добсона; $2.69 \cdot 10^{16}$ — числа Лошмидта.

Согласно [4], возможны сезонные изменения стратосферного озона, что приводит к изменениям оптической плотности озона на длинах волн 500 нм и 670 нм. Согласно [6], на полосе поглощения Шапьюи оптическая толщина озона составляет 10 ÷ 20 % всей оптической толщины атмосферы.

Вопросы временного изменения общего содержания озона подробно рассмотрены в работе [7]. На рисунке 2 приведено соответствие измеренных величин общего количества озона в стратосфере в течение 2004 г. в г. Ахмедабаде (Индия). Измерения проводились спектрометром Добсона и спектрометром TOMS.

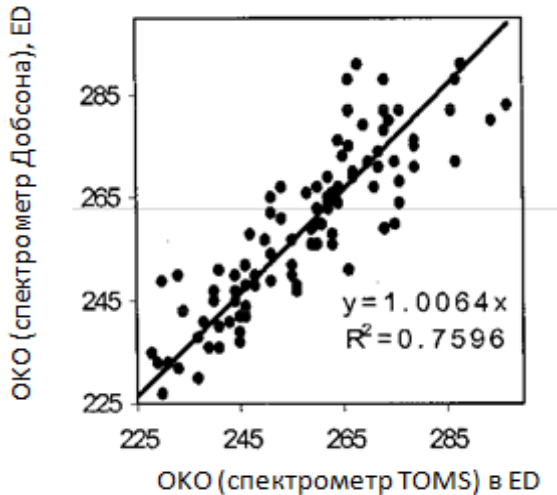


Рис. 2. Регрессионная зависимость между значениями общего количества озона измеренным спектрометром Добсона и спектрометром TOMS в течение 2004 г. [7]. Принятые сокращения *ОКО* — общее количество озона; *ED* — единица Добсона.

Как видно из результатов измерений, представленных на рис. 2, общее количество озона в атмосфере в течение года может измениться на 25 %. Следует отметить, что общее количество озона также подвержено дневным изменениям, что согласно [7] в течение суток может достигать 10 % с максимумом в полдень.

Согласно [7] годовое изменение общего количества атмосферного озона объясняется фотохимическим воспроизводством озона. Температура является фактором, уменьшающим скорость фотохимического воспроизводства и скорость реакции формирования кислорода из озона:



определяется следующим выражением:

$$K(O, O_3) = 8 \cdot 10^{-12} \exp \left[- \left(\frac{2060}{T} \right) \right], \quad \left[\frac{CC}{mol - S} \right] \quad (6)$$

где T — температура.

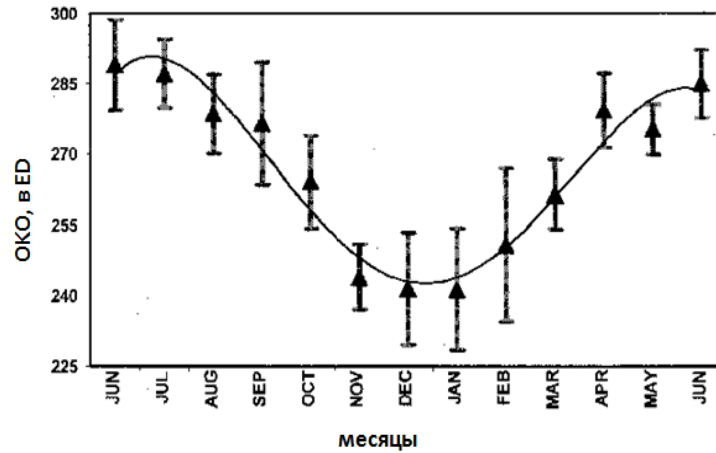


Рис. 3. Сезонное изменение общего количества озона по месяцам [7].

Зависимость от температуры скорости потерь в фотохимическом формировании озона в виде (6) приводит к сезонной зависимости общего количества озона, что отображено на рис. 3.

Как видно из графика, приведенного на рис. 3, общее количество растет от января - декабря до июля – июня и вновь уменьшается с понижением температуры зимой.

Таким образом, четко прослеживаются две тенденции изменения общего количества озона: почти линейное увеличение в период (зима - лето) и такое же уменьшение за период (лето - зима).

Рассмотрим возможное влияние такого изменения общего количества атмосферного озона на точность измерения общего количества водяных паров в атмосфере на длине волны 817 нм. Уравнение Бугера – Бера для указанной длины волны имеет вид:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[\tau_{aer} + \tau_{O_3} + \tau_{WV}] \quad (7)$$

где: $I(\lambda)$ — световой поток на уровне земли, на длине волны λ ;

$I_0(\lambda)$ — световой поток на верхней границе атмосферы;

τ_{aer} — оптическая толщина атмосферного аэрозоля;

τ_{O_3} — оптическая толщина атмосферного озона;

τ_{WV} — оптическая толщина водяных паров в атмосфере.

Согласно [8], оптическая толщина атмосферного аэрозоля определяется по формуле Ангстрема:

$$\tau_{aer} = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (8)$$

где β — коэффициент аэрозольной мутности атмосферы;

α — показатель Ангстрема.

Оптическую толщину атмосферного озона согласно (4) определим как:

$$\tau_{O_3} = a \cdot M \quad (9)$$

где $a = const$; M — общее количество озона в ED.

Для оценки погрешности измерения τ_{WV} из-за изменения τ_{O_3} рассмотрим сценарий взаимных изменений τ_{WV} и τ_{O_3} , отображенный на рис. 4.

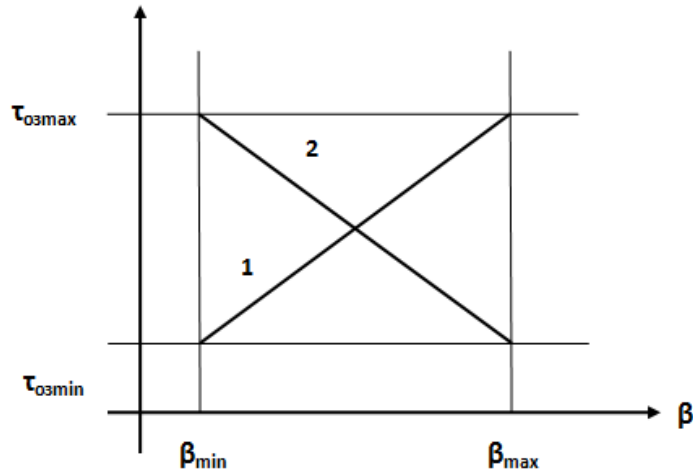


Рис. 4. Рассматриваемые сценарии взаимного измерения β и τ_{O_3} . Цифрами обозначены: 1 — первый сценарий; 2 — второй сценарий.

Из выражения (7), (8) находим:

$$\tau_{WV} = \ln \frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} - (\beta\lambda^{-\alpha} + \tau_{O_3}) \tag{10}$$

Согласно принятому сценарию, отображенному на рис. 4 сумма $(\beta\lambda^{-\alpha} + \tau_{O_3}) = const$. По этой причине абсолютную погрешность измерения τ_{WV} можно представить в виде:

$$\Delta_{WV} = |\tau_{WV}(1) - \tau_{WV}(2)| = |\ln I_0(\lambda) - \ln I(\lambda)_1 - \ln I_0(\lambda) + \ln I(\lambda)_2| = |\ln I(\lambda)_2 - \ln I(\lambda)_1| \tag{11}$$

где $\ln I(\lambda)_1$ — вычисленное значение $I(\lambda)_1$ при первом рассматриваемом сценарии; $\ln I(\lambda)_2$ — во втором.

Для исследования относительной погрешности измерения водяных паров выражение (7) перепишем в следующем виде:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-\beta\lambda^{-\alpha} + \tau_{O_3}(\beta) + \tau_{WV}] \tag{12}$$

Сценарии, показанные на рис. 4 отобразим следующими выражениями:

$$\tau_{O_3}(\beta)_1 = \tau_{O_3}(\beta_{min}) + K\beta \tag{13}$$

$$\tau_{O_3}(\beta)_2 = \tau_{O_3}(\beta_{max}) - K\beta \tag{14}$$

С учетом (13) выражение (12) имеет вид:

$$I(\lambda)_1 = I_0(\lambda) \exp[\beta(k - \lambda^{-\alpha})] + \tau_{O_3}(\beta_{min}) + \tau_{WV} \tag{15}$$

$$I(\lambda)_2 = I_0(\lambda) \exp[-\beta(k + \lambda^{-\alpha})] + \tau_{O_3}(\beta_{max}) + \tau_{WV} \tag{16}$$

В первом приближении примем:

$$\exp x = 1 + x \tag{17}$$

В этом случае, с учетом $\tau_{O_3}(\beta_{\min}) = \tau_{O_3}(\beta_{\max})$, а также (11) получим:

$$\Delta_{WV} = 2\beta\lambda^{-\alpha} \cdot I_0(\lambda) \quad (18)$$

Относительную погрешность вычислим как:

$$\gamma = \frac{\Delta_{WV}}{I_0(\lambda)} = 2\beta\lambda^{-\alpha} \quad (19)$$

Таким образом, показано, что в рассматриваемом сценарии взаимного изменения β и τ_{O_3} относительная погрешность измерения содержания водяных паров в атмосфере на длине волны 817 нм не зависит от оптической плотности атмосферного озона и определяется двукратной величиной оптической толщины атмосферного аэрозоля на длине волны $\lambda=817$ нм.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрен вопрос об оценке погрешности измерения содержания водяных паров в атмосфере на длине волны 817 нм. Указано, что измерение содержания водяных паров в атмосфере на длине волны 817 нм при использовании температурно-зависимых интерференционных фильтров в солнечном фотометре может оказаться более предпочтительным, чем на длине волны 946 нм.

С учетом значительной сезонной изменчивости общего количества озона в атмосфере и перекрытия полосы Шапьюи поглощения озона длины волны 817 нм рассмотрены две сценария взаимосвязанного изменения оптических толщин аэрозоля и атмосферного озона.

Показано, что при рассматриваемых сценариях относительная погрешность измерения содержания водяных паров в атмосфере на длине волн 817 нм определяется двукратной величиной оптической толщины атмосферного аэрозоля на этой же длине волны.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Raptis P. I., Kazadsis S., Grobner J., Kouremeti N., Doppler L., Becker R., Helmis C.* Water vapour retrieval using the precision solar spectroradiometer// Atmos. Meas. Tech. 2018. Vol. 11. Pp. 1143-1157. <https://doi.org/10.5194/amt-11-1143-2018>.
2. *Baltensperger U., Barrie L., Wehrli C.* WMO/GAW: Experts workshop on global surface – based Network for long term observations of column aerosol optical properties, in: World meteorological Organization Global Atmosphere watch., Davos, Switzerland. 8-10 March 2004. GAW report No. 162. WMO TD No. 1287. Pp. 153. 2005. https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo-td_1287.pdf. 21 October 2016.
3. *Ingold T., Schmid B., Matzler B., Demoulin C., Kampf N.* Modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.72, 0.82 and 0.94 μm absorption bands// J. Geophys. Res. 200. Vol. 105. Pp. 24327-24343. <https://doi.org/10.1029/2000JD900392>.
4. *Gerqueria J. G. Jr., Fernandez J. H., Hoelzemann J. J., Leme N. M. P., Sousa C. T.* Langley method applied in study of aerosol optical depth in the Brazilian semiarid region using 500, 670, 870 nm bands for sun photometer calibration.
5. *Silva A. A., Kirchhoff V. W.* Aerosol optical thickness from Brewer spectrophotometers and an investigation into the stray – light effect// Appl. Opt. Vol. 43(12).
6. *Shaw G. E.* Sun photometry// Bull. Am. Meteor. Soc. 1983. Vol. 64. Pp. 4-11.
7. *Ganguly D. N., Ranjan R. R., Joshi H. P., Iyer K. N.* Diurnal and seasonal variation of columnar ozone at Rajkot// Indian Journal of Radio & Space Physic. June 2006. Vol. 35. Pp. 181-186.
8. *Gadhavi H., Jayaraman A.* Aerosol optical depth variation observed using sun – photometer over Indore// Indian Journal of Radio & Space Physic. August 2003. Vol. 32. Pp. 229-237.

RESEARCH OF ERROR OF MEASURING OF ATMOSPHERIC WATER VAPOR CONTENT AT WAVELENGTH BAND 810-820 NM

Mammadova U. F.

The paper is devoted to research of error of measuring of atmospheric water vapor content at wavelength band 810-820 nm. It is shown that measuring of atmospheric water vapor content at wavelength 817 nm can be preferable than that of at 946 nm due to shift of temperature dependant characteristics of optical interference type filters. The significant seasonal variation of total amount of ozone in atmosphere and overlapping of ozone shaeppe absorption line bandwidth of wavelength 817 nm is noted. Two scenarios of interrelated change of optical depths of atmospheric aerosol and ozone are analyzed. It is defined that under considered scenarios the relative error of water vapor measuring at wavelength 817 nm can be assessed by two-fold value of atmospheric aerosol optical depth at the same wavelength.

KEYWORDS: WATER VAPOR; MEASUREMENTS, ERROR, OPTICAL DEPTH, OZONE, AEROSOL