

УДК 551.501: 629.195.1

Доктор техн. наук

А.Х. Ахмеджанов *

Канд. техн. наук

Т.К. Караданов *

**ОСОБЕННОСТИ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИНЫ
АТМОСФЕРЫ НА ЗАПАДЕ КАЗАХСТАНА ПО ДАННЫМ
СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ***АТМОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ, АЭРОЗОЛЬНАЯ ОПТИЧЕСКАЯ
ТОЛЩИНА, ВИДИМЫЙ ДИАПАЗОН СПЕКТРА, ИНФРАКРАС-
НЫЙ ДИАПАЗОН СПЕКТРА*

Рассмотрены особенности сенсоров спутников, измеряющих уходящее и рассеянное излучение, по значению которых вычисляется аэрозольная оптическая толщина атмосферы для видимого и ближнего инфракрасного диапазонов спектра. Получены значения аэрозольной оптической толщины атмосферы по спутниковым данным для территории Западного Казахстана.

Изменение баланса нисходящего и восходящего потоков излучения на верхней границе тропосферы, обусловленное аэрозолями, может вызывать дополнительный нагрев (или охлаждение) земной поверхности. Но этот процесс имеет существенные неопределенности. Это обусловлено тем, что аэрозоль в атмосфере мало изучен. Отсутствуют данные регулярных наземных измерений на региональном уровне. В настоящее время NASA по проекту AERONET располагает широкой сетью солнечных фотометров, расположенных в различных точках мира. Данные, полученные с этих приборов, послужили основой для создания аэрозольных моделей, используемых для обработки спутниковых измерений. Результаты спутниковых наблюдений над территорией суши позволяют получить значения аэрозольной оптической толщины (АОТ) атмосферы на длине волны 0,55 мкм, что позволяет описать поведение АОТ в спектральном диапазоне, ограниченном 0,5...0,68 мкм [6]. В трудах ИОА СО РАН проанализированы многолетние тенденции изменения оптических и аэрозольных характеристик атмосферы для условий Томска и некоторых других районов восточной части России [3, 4]. На основе экспедиционных исследований показано, что весенняя атмосфера в Приморье и Японском море отличается двукратным превышени-

* АО «Национальный центр космических исследований и технологий», г. Алматы

ем аэрозольного замутнения в сравнении с другими (морскими и континентальными) районами умеренных широт. Высокие значения АОТ наблюдаются во всем диапазоне спектра (0,3...2,14 мкм) и обусловлены совокупным влиянием выносов аэрозоля (пылевого, антропогенного, дымового) из соседних районов континента [1, 5].

Измерения аэрозольной оптической толщины атмосферы проводятся с помощью спектрорадиометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Он состоит в комплекте приборов на борту американских спутников серии EOS (Terra (EOS AM-1) и Aqua (EOS PM-1)) [7]. Этот спектрорадиометр работает с 2000 года. Общий ряд данных – 15 лет. MODIS является сканирующим спектрорадиометром среднего разрешения. Сам MODIS состоит из двух сканирующих спектрометров. MODIS-N ведет съемку в надир, а ось съемки MODIS-T может быть отклонена. 36 спектральных зон MODIS охватывают диапазон с длинами волн от 0,4 до 14,4 мкм. Съемка в зонах (620...670 и 841...876 нм) проводится с разрешением 250 м, в пяти зонах видимого и ближнего инфракрасного диапазона с разрешением 500 м, а в остальных (диапазон от 0,4 до 14,4 мкм) – 1000 м. Траектория движения носителя и угол обзора системы 110° (ширина полосы обзора 2330 км) позволяют MODIS за сутки получать изображение почти всей поверхности Земли, за исключением узких промежутков между полосами сканирования в низких широтах. Концентрация и оптические свойства аэрозолей исследуются в видимой (голубой) зоне спектра, которые получены в дневное время и позволяют наблюдать районы поступления в атмосферу взвесей природного и антропогенного происхождения. Наличие голубой спектральной зоны в системе MODIS впервые позволило получать параметры оптической плотности аэрозолей над поверхностью суши. Алгоритм определения оптической плотности аэрозолей использует зоны MODIS 1-7 и 20, а также маску контуров облачного покрова; кроме того, используются результаты наблюдений параметров аэрозолей с поверхности Земли для создания динамических моделей их поведения. Зависимость оптической толщины атмосферы от длины волны на основе функции прозрачности атмосферы по документации MODIS для среднеширотных условий удовлетворяет средним значениям наземных измерений. Первым этапом является расчет интенсивности уходящего излучения, фиксируемого на спутнике. Космическое изображение, восстановленное с применением программного пакета ENVI конвертируется в ASCII таблицу и с помощью калибровочных коэффициентов пересчитыва-

ется в матрицу. В этой матрице каждому пикселю соответствует значение интенсивности уходящего излучения с соответствующей размерностью ($\text{Вт/м}^2 \cdot \text{мкм} \cdot \text{ср}$).

Значения АОТ поступают с многоуглового сканирующего спектрорадиометра MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer) [8] по 5 длинам волн 443, 555, 670, 865 нм для территории Казахстана. Объем данных охватывает период с февраля 2000 года по ноябрь 2013 года. Данные MISR не покрывают всю территорию Казахстана. Поэтому были выбраны участки с имеющимися над ними данными. MISR позволяет определять отражательные характеристики объектов в девяти разных направлениях. Это позволяет получать данные в двух режимах пространственного разрешения. В детальном (Local) режиме отдельные источники размером 300×360 км наблюдаются с максимальным разрешением 275 м всеми камерами. Пропускная способность радиоканала позволяет передать информацию в среднем всего для шести таких участков в день. Остальные данные передаются в обзорном (Global) режиме, при котором Земля наблюдается с более низким разрешением. Большинство съемочных инструментов, устанавливаемых на спутниках, ведут наблюдения вертикально. Для изучения аэрозолей, облачного покрова, водных поверхностей, растительности, горных пород необходимо знать количество солнечного света, рассеиваемого или отражаемого в естественных условиях по разным направлениям. MISR – не имеющий аналогов инструмент нового поколения – предназначен специально для решения задач такого типа. Он состоит из 9 камер, ведущих съемку по 9 разным направлениям: в надир, а также с отклонением под разными углами вперед и назад по направлению полета. Камеры позволяют получать изображения всей планеты в четырех спектральных диапазонах (голубом, зеленом, красном и ближнем инфракрасном) со средним и низким пространственным разрешением. Изменение отражения света при разных углах наблюдения позволяет распознавать различные типы атмосферных аэрозолей, форму облаков, покровы поверхности суши. Регулярное наблюдение этих объектов позволяет проследить месячные, сезонные и долговременные тенденции их изменений. При привлечении стереоскопических методов анализа изображений возможно наблюдение пространственных моделей местности и структур облачности. Использование наблюдений в разных направлениях позволяет более точно оценивать общее количество солнечной радиации, отраженной

различными участками земной поверхности. Обработку данных и создание производных изображений осуществляет Центр атмосферных данных NASA Langley Atmospheric Sciences Data Center. MISR обеспечивает получение глобальных карт альbedo поверхности Земли, позволяет изучать различные типы облачных полей при классификации их по неоднородности пространственного распределения и по различиям в высотах верхней границы, получать значения амплитуд и пространственно-временной изменчивости поглощения и рассеяния солнечного света частицами тропосферного аэрозоля. При этом также обеспечивается получение информации об источниках и стоках аэрозольных частиц в атмосфере, формирующих глобальный баланс естественного и антропогенного аэрозоля, знание характеристик которого требуется для исследования не только глобального климата, но для проведения текущей атмосферной коррекции.

По территории Казахстана имеются несколько полос данных АОТ атмосферы с прибора ОМІ (Ozone Monitoring Instrument) [9], который был создан Голландским аэрокосмическим агентством, Финским метеорологическим институтом и NASA. Этот прибор в 2004 году сменил на околоземной орбите спутник TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). ОМІ спектрометр, измеряющий количество солнечного света, рассеянного в атмосфере и по поверхности Земли, что позволяет оценить количество озона на разной высоте. ОМІ обладает более широким спектральным и пространственным разрешением. Он способен осуществлять ежедневный глобальный мониторинг состояния атмосферы в диапазоне 270...500 нм длины волны и спектральным разрешением 0,5 нм с пространственным разрешением 13×24 км на один пиксель. Частота съёмки – 1 раз в сутки. Имеющийся объем данных аэрозольной оптической толщины по длинам волн 342,5; 388,0; 442,0; 463,0 и 483,5 нм с октября 2004 года по настоящее время. В каждом случае определяются координаты участков с данными.

Оптическая толщина среды τ_λ , безразмерная величина, характеризующая ослабление оптического излучения в среде за счет совместного действия поглощения света и рассеяния света. Учитывая различие в рассеянии прямой и рассеянной радиации, удобно разделить последние члены в уравнениях переноса излучения в атмосфере на две части – на однократное и многократное рассеяние. Наземные экспериментальные работы показали, что в полном рассеянии солнечного излучения большую часть со-

ставляет однократное рассеяние (свыше 80 %). При условии однократного рассеяния излучения в атмосфере введем средневзвешенную индикатрису, учитывающую релеевское и аэрозольное рассеяние. Средневзвешенная индикатриса в нижних слоях атмосферы в основном определяется аэрозольной составляющей, которая оказывается намного больше релеевской. С ростом высоты концентрация аэрозолей в атмосфере убывает и увеличивается роль релеевского рассеяния. Однако данные наблюдений показывают, что и в верхних слоях атмосферы встречаются замутненные слои, в которых индикатриса рассеяния сильно вытянута вперед. Вообще изменчивость индикатрисы и оптических толщин наряду с чисто математическими трудностями приводит к практической невозможности корректного решения уравнений переноса рассеянной радиации. Изменение индикатрисы с высотой не очень сильно влияет на поток рассеянной радиации. Поэтому реальную средневзвешенную индикатрису можно заменить осредненным по высоте значением $\chi_{\lambda_{cp}}$. В таком случае обыкновенное неоднородное дифференциальное уравнение с постоянными коэффициентами решается методом Лагранжа. Его решение имеет вид

$$J_{\lambda}^{\uparrow} = \frac{A_{\lambda}}{\pi} [S_{\lambda 0} \cos \vartheta_0 e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta_0} + D_{\lambda}(0)] \cdot e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta} + \frac{S_{\lambda 0} \chi_{\lambda_{cp}} \sec \vartheta}{\sec \vartheta + \sec \vartheta_0} [1 - e^{-\tau_{\lambda} (\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta)}],$$

$$J_{\lambda}^{\downarrow} = \frac{S_{\lambda 0} \chi_{\lambda_{cp}} \sec \vartheta}{\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta} [1 - e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta_0}],$$

$$D_{\lambda}(0) = 2\pi S_{\lambda 0} \chi_{\lambda_{cp}} [1 - e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta_0}] \int_0^{\pi/2} \frac{\sin \vartheta}{\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta} d\vartheta$$

где J_{λ}^{\uparrow} и J_{λ}^{\downarrow} – восходящее и нисходящее излучения, A_{λ} – альbedo земной поверхности, $S_{\lambda 0}$ – спектральная солнечная постоянная, ϑ_0 – угол Солнца, τ_{λ} – оптическая толщина атмосферы, ϑ – угол зондирования.

Эти соотношения дают спектральную интенсивность восходящей и нисходящей рассеянной радиации на произвольном уровне $\tau_{\lambda}(z)$ в безоблачной атмосфере. Интенсивность рассеянной радиации на рассматриваемом уровне складывается из интенсивности лучей, рассеянных всеми вышележащими или нижележащими слоями. Пологая, что J_{λ}^{\uparrow} – измеряемая на спутнике интенсивность отраженного излучения с выбранного участка земной поверхности с известным значением альbedo A_{λ} , а χ_k – усред-

ненное значение индикатрисы для однократного рассеяния можно определить оптическую толщину атмосферы:

$$\tau_{\lambda} = \left(\left(\sqrt{b^2 - 4ac} \right) - b \right) / 2a,$$

$$\text{где } a = A_{\lambda} \left[\frac{1}{\pi} - \chi_{\lambda} (1 + \cos \vartheta_0 \operatorname{In}(\cos \vartheta - \cos \vartheta_0)) \right],$$

$$b = \chi_{\lambda} \left\{ \frac{\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta}{\sec \vartheta_0 + \sec \vartheta} \cdot \sec \vartheta + A_{\lambda} \left[\frac{1}{\pi} - 2 \cos \vartheta_0 (1 + \cos \vartheta_0 \operatorname{In}(\cos \vartheta - \cos \vartheta_0)) \right] \right\}.$$

При многократном рассеянии излучения в атмосфере поступивший сигнал на спутник $J_{cn\lambda}^{\uparrow}$ формируется за счет отраженного от земной поверхности сигнала и рассеянного в атмосфере излучения.

$$J_{cn\lambda}^{\uparrow} = \frac{A_{\lambda}}{\pi} (S_{\lambda}^{\downarrow} \cos \vartheta_0 + J_{atm\lambda}^{\downarrow}) \cdot e^{\frac{\tau_{\lambda}}{\cos \vartheta}} + J_{atm\lambda}^{\uparrow},$$

где S_{λ}^{\downarrow} – спектральная солнечная постоянная, $J_{atm\lambda}^{\downarrow}$ – рассеянное вниз излучение, $J_{atm\lambda}^{\uparrow}$ – рассеянное вверх излучение.

Если подобрать такой участок водной поверхности, где альbedo стремиться к нулю, то можно определить $J_{atm\lambda}^{\uparrow}$. Для нахождения значения $J_{atm\lambda}^{\downarrow}$ рассмотрим соотношения прямого и рассеянного излучений, попадающих на земную поверхность.

В среднем для оптического диапазона (около 500 нм) было принято следующее соотношение

$$J_{atm\lambda}^{\downarrow} = 0,2 \cdot E_{\lambda}^{\downarrow}.$$

В результате получено следующее выражение для приближенного расчета оптической толщины атмосферы

$$\tau_{\lambda} = -\cos \vartheta \operatorname{In} \left[\frac{J_{cn\lambda}^{\uparrow} - J_{atm\lambda}^{\uparrow}}{\frac{A_{\lambda}}{\pi} E_{\lambda} (0,2 + \cos \vartheta_0)} \right].$$

Для расчета оптической толщины атмосферы применялась спектральная функция прозрачности атмосферы из документации MODIS для среднеширотных условий. Значения аэрозольной оптической толщины связано с прямой солнечной радиацией, пропусканием излучения с учетом поглощения озоном (рэлеевского рассеяния); относительным поглощением, обусловленным водяным паром; и внеатмосферной солнечной радиации.

Значения АОТ, характеризующие обусловленное аэрозолем ослабление прямой солнечной радиации всей толщей атмосферы, рассчитаны по формуле [2]:

$$\tau_a = \frac{1}{m' \ln \left[\frac{I}{(T_0 - a_w) I_0} \right]},$$

где τ_a – АОТ; m' – воздушная масса, рассчитанная с учетом поправки на наблюдаемое атмосферное давление; I – прямая солнечная радиация, мДж/(м²·ч); T_0 – пропускание с учетом поглощения озоном (рэлеевского рассеяния); a_w – относительное поглощение, обусловленное водяным паром; I_0 – внеатмосферная солнечная радиация.

По данным многоуглового сканирующего спектрорадиометра MISR были определены величины аэрозольной оптической толщины по 5 длинам волн 443, 555, 670, 865 нм по территории Казахстана. Имеющийся объем данных с февраля 2000 г. по ноябрь 2013 г.. Данные MISR не покрывают всю территорию Казахстана. MISR позволяет определять отражательные характеристики объектов в девяти разных направлениях. Это позволяет получать данные в двух режимах пространственного разрешения. Получен набор предварительно обработанных матриц (ascii-file) с координатной привязкой по территории Казахстана, соответствующим каналам видимого диапазона спектра 443 нм, 555 нм, 670 нм и ближнего инфракрасного участка спектра – 865 нм. Полученные значения могут использоваться в оптической и ближней ИК областях спектра для определения величины альbedo однократного рассеяния. Одновременное восстановление двух важных параметров во всех спектральных каналах является важным усовершенствованием по сравнению с другими работами. В случае рассмотрения многоугловых и спектральных измерений процесс обработки данных производится для всех длин волн и пикселей независимо. В случае интерпретации измерений только для одного направления визирования обрабатываются соседние пиксели, для которых различаются как углы визирования, так и углы Солнца.

Данные АОТ (длины волны 443 нм и 865 нм) со спектрорадиометра MISR по участку территории Западного Казахстана (50,5...54,5° в.д.; 45,5...49,5° с.ш.) за июнь – август 2013 года представлены на рис. 1 и 3. Расчетные данные АОТ по этому же участку и за этот же период времени

показаны на рис. 2 и 4. На этих рисунках наблюдается удовлетворительное соответствие с рис. 1 и 3.

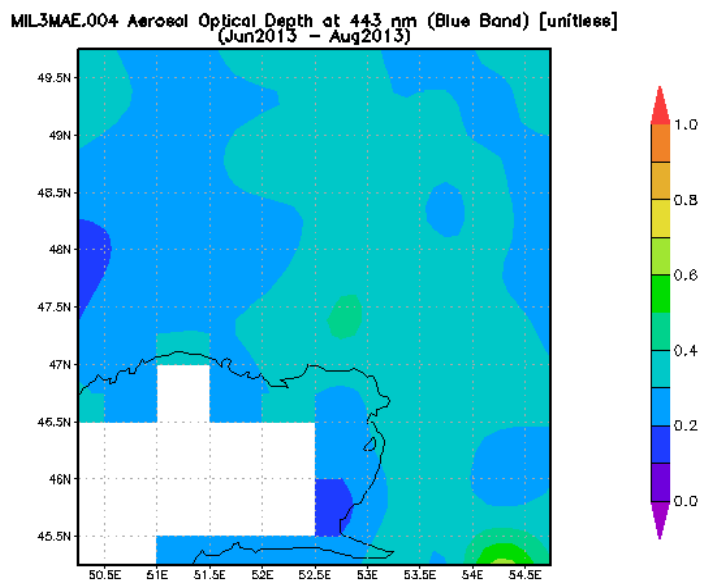


Рис. 1. Данные AOT (длина волны 443 нм) со спектро радиометра MISR по территории Западного Казахстана за июнь – август 2013 года.

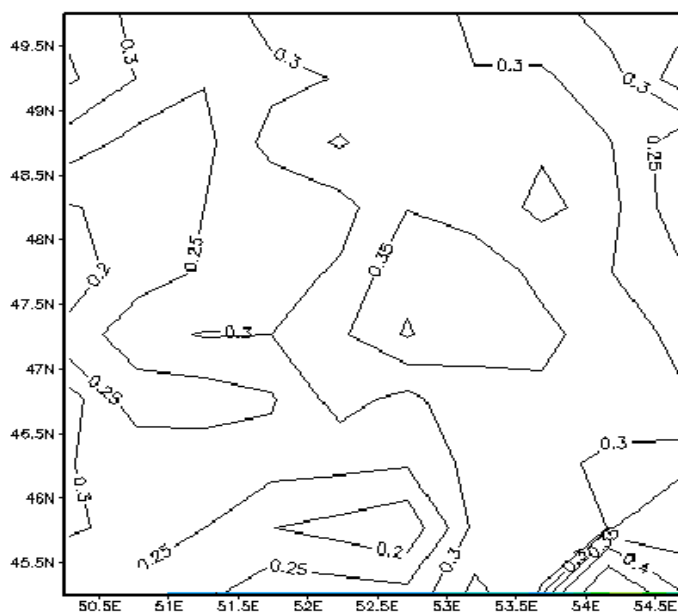


Рис. 2. Расчетные данные AOT (длина волны 443 нм) со спектро радиометра MISR по территории Западного Казахстана за июнь – август 2013 года.

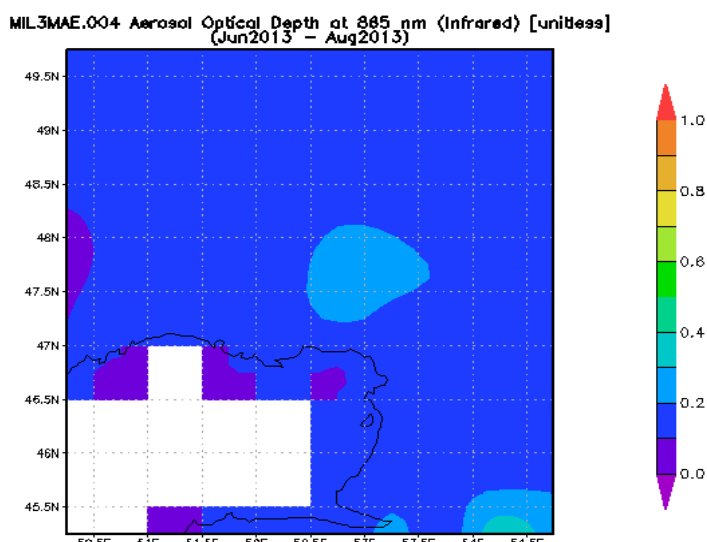


Рис. 3. Данные АОТ (длина волны 865 нм) со спектро радиометра MISR по территории Западного Казахстана за июнь – август 2013 года.

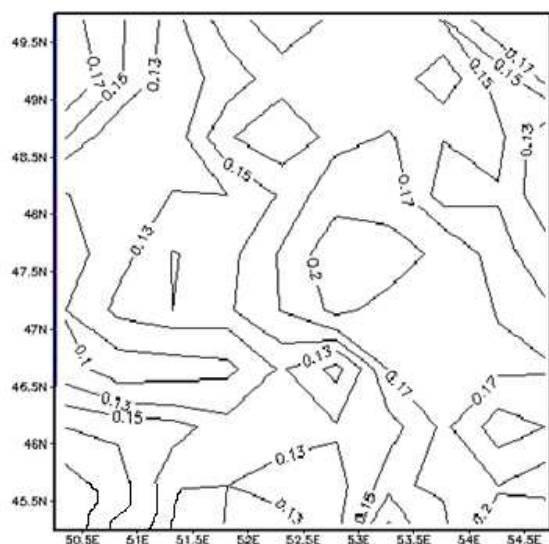


Рис. 4. Расчетные данные АОТ (длина волны 865 нм) со спектро радиометра MISR по территории Западного Казахстана за июнь – август 2013 года.

Статистический анализ значений АОТ в 100 точках выбранного участка для длины волны 550 нм показал: min – 0,157000, max – 0,638000, среднее – 0,295000, среднеквадратичное отклонение – 0,060329. Для длины волны 865 нм: min – 0,080000, max – 0,370000, среднее – 0,153490, среднеквадратич-

ное отклонение – 0,040813. Расчеты подтверждают известное положение об уменьшении значений АОТ атмосферы с ростом длины волны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афонин С.В., Энгель М.В., Майор А.Ю. Павлов А.Н., Столярчук С.Ю., Шмирко К.А., Букин О.А. Результаты комплексного аэрозольного эксперимента в переходной зоне материк-океан (Приморье и Японское море). Часть 2. Анализ пространственной и временной изменчивости характеристик аэрозоля по спутниковым данным и лидарным измерениям // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23. – №9. – С. 811-819.
2. Галиндо И., Кондратьев К.Я., Зентено Г. Аэрозольная оптическая толщина атмосферы после извержения вулкана Эль-Чичон по данным наблюдений в Мехико и Ванкувере // Оптика атмосферы и океана. – 1996. – №3 (9). – С. 351-356.
3. Панченко М.В., Свириденков М.А., Емиленко А.С. Козлов В.С., Тсрпугова С.А., Ужегов В.Н., Докукина Т.А. Сопоставление оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в локальном объеме и на протяженной трассе // Оптика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 20. – №6. – С. 491-496.
4. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю. Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Полькин В.В., Смирнов А.В., Тащилин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б.Н., Еремينا Т.А. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосферы и океана. – 2009. – Т. 22. – №6. – С. 566-574.
5. Сакерин С.М., Павлов А.Н., Букин О.А. Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Полькин В.В., Столярчук С.Ю., Турчинович Ю.С., Шмирко К.А., Майор А.Ю. Результаты комплексного аэрозольного эксперимента в переходной зоне материк-океан (Приморье и Японское море). Часть 1. Вариации аэрозольной оптической толщи атмосферы и вертикальные профили // Оптика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 23. – №8. – С. 691-699.
6. Фирсов К.М., Бобров Е.В., Клиточенко И.И. Первые результаты фотометрических измерений аэрозольной оптической толщи и общего влагосодержания над территорией г. Волгограда // Вестн. Волгогр. гос. ун-та, Сер. 1, Мат. Физ. – 2012. – № 1 (16). – С. 107-112.

7. Modis Web – URL: <http://modis.gsfc.nasa.gov/> (дата обращения: 2.03.2015).
8. MISR Homepage – URL: <http://www-misr.jpl.nasa.gov> (дата обращения: 11.03.2015).
9. NASA Ozone Monitoring instrument (OMI) – URL: http://www.nasa.gov/mission_pages/aura/spacecraft/omi.html (дата обращения: 18.03.2015).

Поступила 28.05.2015

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов
Техн. ғылымд. канд. Т.К. Караданов

ҚАЗАҚСТАННЫҢ БАТЫСЫНДАҒЫ АТМОСФЕРАНЫҢ СЕРІКТІК ЗЕРДЕЛЕУ МӘЛІМЕТТЕРІ БОЙЫНША АЭРОЗОЛДЫ ОПТИКАЛЫҚ ҚАЛЫҢДЫҒЫНЫҢ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Спутниктің ерекше сенсорлары өлшелінген, кетілген және ұмытшақ бүгілмелері қарастырылды. Осы маңыздылық арқылы аэрозолдық оптикалық атмосфераның қалыңдығында көрінетін және жақын инфрақызыл диапазондық спектраларды есептеп шығарады. Батыс Қазақстан территориясы үшін ғарыштық мәліметтер аэрозолдық оптикалық атмосфераның қалыңдығының маңыздылығы алынды.