

УДК 535; 504.32

Влияние аэрозоля и облаков на характеристики подстилающей поверхности, измеряемые Sentinel-2A в регионе Нижнего Поволжья

К.М. Фирсов¹, Т.Ю. Чеснокова², А.А. Размоллов^{1*}

¹ Волгоградский государственный университет
400062, г. Волгоград, пр. Университетский, 10
² Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 26.02.2021 г.

Разработана широкополосная модель для расчета переноса излучения в атмосфере Земли в солнечном коротковолновом диапазоне спектра для спектральных каналов радиометров, установленных на спутниках Sentinel-2A. Эта модель основывается на *line-by-line* расчетах спектров поглощения с использованием современной спектроскопической информации и последующей параметризации функций пропускания излучения в виде короткого ряда экспонент, что позволяет применить стандартный метод дискретных ординат при решении уравнения переноса излучения для каждой экспоненциальной компоненты. Для каналов радиометров Sentinel-2A проведены оценки погрешностей коэффициентов отражения поверхности, обусловленные неопределенностями аэрозольного ослабления для типичных оптико-метеорологических условий региона Нижнего Поволжья.

Ключевые слова: атмосферный радиационный перенос, спектральная яркость, аэрозоль, перистые облака, спутниковый радиометр; atmospheric radiative transfer, spectral brightness, aerosol, cirrus clouds, satellite radiometer.

Введение

В настоящее время для решения широкого круга прикладных задач используются спутниковые изображения поверхности Земли. Космические снимки, сделанные в различных спектральных интервалах видимого и ближнего ИК-диапазонов, применяются для идентификации типов растительности и их состояния. Используется более 160 модификаций вегетационных индексов [1], которые вычисляются на основе отражательной способности поверхности Земли. Вследствие рассеяния коротковолнового солнечного излучения на молекулах, аэрозольных частицах и облаках эта характеристика поверхности оказывается искаженной, и требуется атмосферная коррекция. При обработке данных спутникового зондирования интенсивность солнечного излучения $I(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)$, регистрируемая радиометром на верхней границе атмосферы в случае ортотропной поверхности Земли, может быть описана выражением [2, 3]:

$$I(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) = I_0(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) + \mu_0 \frac{T_{\text{down}}(\nu, \theta_0) T_{\text{up}}(\nu, \theta) S_0(\nu) \rho_A(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)}{\pi(1 - \rho_A(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) A(\nu))}. \quad (1)$$

Здесь $I_0(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)$ – интенсивность излучения, входящая на сенсор спутника, на верхней границе атмосферы для случая полубесконечной атмосферы (стандартная задача, когда поверхность является не отражающей), Вт/(м²·ср·см⁻¹); ν – спектральная частота, см⁻¹; θ_0, θ – зенитные углы Солнца и приемника; $\mu_0 = \cos\theta$; φ – полярный угол спутника относительно Солнца; ρ_A – коэффициент отражения подстилающей поверхности, когда атмосфера над ней отсутствует (в случае изотропной поверхности ρ_A равно альбедо поверхности A_0); $A(\nu)$ – альбедо атмосферы в случае, когда изотропное излучение входит через ее нижнюю границу. При нормировке формулы (1) на интенсивность излучения Солнца на верхней границе атмосферы ($\mu_0 S_0(\nu)/\pi$) получают

$$\rho(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) = \rho_0(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) + \frac{T_{\text{down}}(\nu, \theta_0) T_{\text{up}}(\nu, \theta) \rho_A(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)}{1 - \rho_A(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) A(\nu)}, \quad (2)$$

где $\rho(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) = \frac{I(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)}{S_0(\nu) \mu_0 / \pi}$ – коэффициент отражения атмосферы с учетом отражения от поверхности Земли; $\rho_0(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)$ – коэффициент отражения атмосферы Земли без учета отражения от поверхности. Пропускание атмосферы $T_{\text{down}}(\nu, \theta_0)$ определяется как отношение нисходящего потока излучения

* Константин Михайлович Фирсов (fkm.volsu@mail.ru); Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru); Алексей Александрович Размоллов (alek.razmolov2010@yandex.ru).

на поверхности Земли к нисходящему потоку на верхней границе атмосферы. Нисходящий поток излучения, падающий на поверхность, определяется соотношением [3]:

$$F_{\text{down}}(\nu) = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^1 d\mu I(\nu, \mu, \mu_0) d\mu + \mu_0 S_0(\mu_0) \exp(-\tau(\nu)/\mu_0) = \mu_0 S_0 T_{\text{down}}(\nu, \mu_0), \quad (3)$$

в котором первое слагаемое – диффузно рассеянное излучение; второе слагаемое – прямое излучение от Солнца, ослабленное атмосферой Земли за счет поглощения и рассеяния молекулами и аэрозольными частицами; $T_{\text{down}}(\nu, \mu_0)$ определяет суммарное пропускание атмосферы (прямое и диффузное) для нисходящего излучения, а $T_{\text{up}}(\nu, \theta_0)$ в формуле (2) – суммарное пропускание для восходящего излучения. При отсутствии атмосферы $\rho(\nu, \theta_0, \theta, \varphi) = \rho_A(\nu, \theta_0, \theta, \varphi)$. При наличии атмосферы необходимо проводить атмосферную коррекцию, которая заключается в том, что на основе многоспектральных данных решается обратная задача и из измеренного сигнала (2) исключаются функции пропускания, коэффициент ρ_0 и альбедо $A(\nu)$, что позволяет восстановить коэффициент отражения подстилающей поверхности ρ_A . В окнах прозрачности атмосферы, где молекулярное поглощение мало, молекулярное и аэрозольное рассеяния являются основными искажающими факторами.

Типичный подход при атмосферной коррекции состоит в том, что первоначально на спутниковых снимках выбираются «темные пиксели», для которых коэффициенты отражения и функция пропускания атмосферы малы, так что второе слагаемое в формуле (2) также становится малым и удается определить коэффициент отражения атмосферы. Регион Нижнего Поволжья относится к степям с малым количеством осадков и редкой растительностью, поэтому методы атмосферной коррекции не всегда успешно применимы. Это обусловлено тем, что на спутниковых снимках практически отсутствуют «темные пиксели», в качестве которых могут выступать участки густой растительности (например, хвойный лес) либо водные поверхности. Небольшие водоемы также малоприспособлены для этих целей, так как в этом случае велика роль боковой подсветки [4].

Несмотря на то, что методы атмосферной коррекции достаточно детально разработаны и широко применяются при интерпретации спутниковых данных, они не всегда обеспечивают высокое качество восстановления характеристик поверхности. Так, например, в [5] проводилось сопоставление коэффициентов отражения поверхности, восстановленных из данных Sentinel-2A и Landsat-8. Выяснилось, что средний коэффициент корреляции между коэффициентами отражения поверхности, определенными на основе данных Sentinel-2A и Landsat-8, составляет 0,761, что соответствует коэффициенту детерминации $\sim 0,58$, т.е. доля объясненной дисперсии

немногим больше 50%. Причина таких расхождений главным образом обусловлена погрешностями восстановления характеристик аэрозоля. Иногда для повышения качества атмосферной коррекции привлекают данные об оперативных характеристиках аэрозоля [4, 5], полученные на основе наземных наблюдений сети AERONET. Когда используемая модель аэрозоля достаточно реалистичная, с учетом региональных особенностей удается восстанавливать коэффициенты отражения с хорошим качеством [4]. Однако в общем случае при обработке больших массивов данных наблюдений с помощью спутниковых и наземных приборов оптические характеристики аэрозоля могут заметно различаться. Так, например, результаты сопоставления аэрозольной оптической толщи (АОТ) при использовании наземного спектрометра MICROTOS-2 и спутниковых данных [6] показывают, что типичные значения коэффициентов корреляции между ними составляют $R^2 \sim 0,7$. В [7] сопоставлены спутниковые данные MODIS и наземные данные Российской актинометрической сети и сети AERONET мониторинга АОТ атмосферы для ряда регионов России, а также показано, что R^2 варьировался от 0,40 до 0,70. Расхождения наземных и спутниковых данных об АОТ вызваны различными способами пространственного осреднения, а также различием метеорологических факторов и наличием невидимых тонких облаков верхнего яруса [7].

Цель нашей работы – исследование влияния аэрозоля и тонких перистых облаков на коэффициенты отражения поверхности Земли для типичных оптико-метеорологических условий Нижнего Поволжья.

Модель переноса излучения для спектральных каналов радиометров, установленных на спутниках Sentinel-2A

Указанная модель позволяет рассчитать перенос излучения в солнечном коротковолновом диапазоне спектра и основывается на современных спектроскопических базах данных HITRAN [8]. В настоящее время разработан комплекс компьютерных программ, включающий *line-by-line* расчеты спектров поглощения, параметризацию функций пропускания для широкополосных приемников излучения на основе рядов экспонент и метод корреляционного k -распределения, что обеспечивает высокую точность расчета функции пропускания с погрешностью не выше 1%. Для решения стационарного уравнения переноса солнечного излучения в рассеивающей и поглощающей атмосфере используется метод дискретных ординат DISORT [9, 10], так как он позволяет при высокой скорости расчета корректно учесть многократное рассеяние излучения. Входные данные для вычисления потоков излучения – высотные профили оптической толщи газового поглощения

и аэрозоля, альbedo однократного рассеяния аэрозоля, коэффициенты молекулярного (релеевского) рассеяния и поглощения, коэффициенты рассеяния и поглощения в облаках, альbedo подстилающей поверхности, спектр солнечного излучения. Для моделирования внеатмосферного солнечного спектра используется модель Kuzysz [11].

Разработанное нами программное обеспечение для решения уравнения переноса для задач дистанционного зондирования основывается на прямых расчетах спектров молекулярного поглощения *line-by-line* с последующей параметризацией функций пропускания в виде ряда экспонент. Особенность нашего подхода состоит в том, что параметры рассчитываются непосредственно на основе тонкой структуры спектра с учетом свертки с солнечной постоянной и аппаратной функцией регистрирующего прибора. Для решения уравнения переноса излучения применяется метод дискретных ординат. Наше программное обеспечение детально описано в [12], а в [13] приведен пример применения вышеупомянутого подхода к спутникам Sentinel-2A и Landsat-8. Подход, аналогичный нашему, реализован в [14], где описана библиотека процедур LibRadtran. Одна из уникальных особенностей этой библиотеки в том, что она включает несколько компьютерных кодов, в том числе *line-by-line* программы и программы параметризации на основе метода корреляционного *k*-распределения (как и в наших программах). В [15] приведен пример использования LibRadtran для радиометра спутникового базирования HIRS. Разработанная нами методика разложения параметров в ряд экспонент существенно проще, поскольку основывается на строгом математическом подходе с использованием преобразования Лапласа. Она также прошла апробацию при обработке данных HIRS, только гораздо раньше [16].

Метеорологическая модель

Для того чтобы оценить качество восстановления общего содержания паров воды, а также выявить чувствительность к вариациям температуры сигналов, регистрируемых радиометрами, установленными на спутниках Sentinel-2A, необходимо было провести моделирование для различных метеорологических ситуаций, характерных для условий Нижнего Поволжья. Для этого была использована выборка метеорологических профилей для условий Волгограда. Для региона Волгограда подготовлен архив метеорологической информации на основе данных реанализа [17], основанного на аэрологических измерениях температуры и влажности, которые проводятся четыре раза в сутки. Поскольку данные реанализа содержат вертикальные профили температуры и давления до высот 30 км, а профили влажности — до 8 км, на больших высотах вертикальные профили температуры и влажности были дополнены среднезональными метеомоделями AFGL [18]. В результате была получена выборка для Волгограда, кото-

рая включала 360 реализаций для зимних месяцев и 360 — для летних. Чтобы охарактеризовать архивы метеорологических данных, были рассчитаны первые и вторые моменты распределения температуры и влажности. Средние и среднеквадратические значения общего содержания (ОС) H₂O для летних условий Волгограда составляли 2,35 и 0,58 ос. см (осажденных см) соответственно.

Аэрозольная модель для региона Нижнего Поволжья

Модель аэрозоля формировалась на основе данных, полученных со спутников Terra и Aqua, и результатов наземных измерений солнечным фотометром SPM в регионе Нижнего Поволжья [19]. Измерения солнечным фотометром начали проводиться в регионе Волгограда в 2011 г. По данным фотометра восстанавливалась АОТ; для этого использовался «метод Бугера» [20]. Некоторые результаты восстановления АОТ представлены на рис. 1.

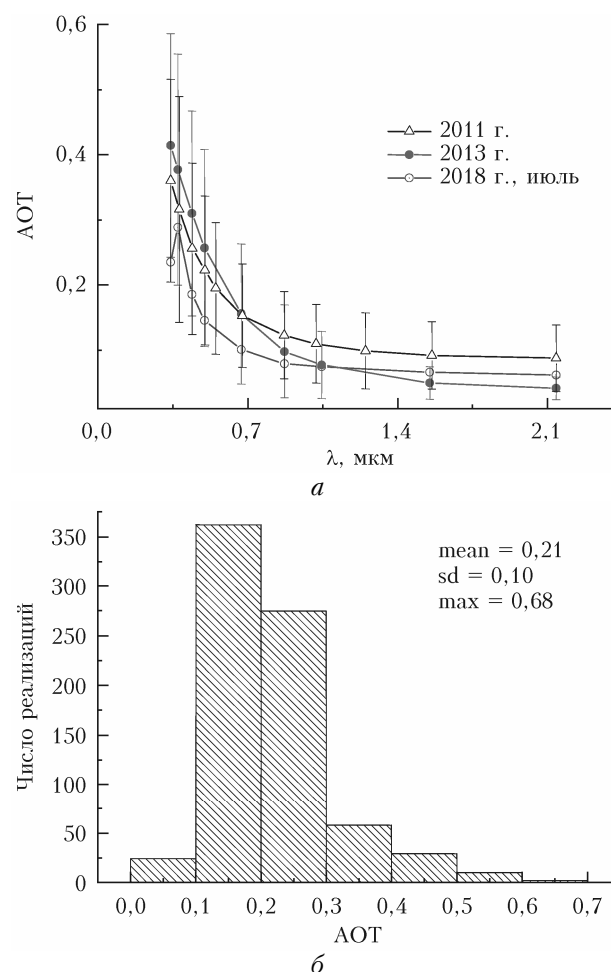


Рис. 1. Спектральная зависимость среднемесячных значений АОТ для июля (а); гистограмма распределения АОТ на $\lambda = 0,5$ мкм для июля и августа 2011 г. в Нижнем Поволжье (б)

Поскольку из наземных измерений был получен лишь спектральный ход АОТ, привлекались результаты измерений со спутников Terra и Aqua (спектрорадиометр MODIS) за период 2012–2018 гг. Данные MODIS содержат в себе информацию об АОТ в канале 0,55 мкм, параметре Ангстрема, а также среднем косинусе рассеяния. Значения АОТ, полученные из спутниковых данных, несколько превышали данные наших наземных измерений. Это вполне согласуется с результатами [7, 21], где отмечалось, что спутниковые системы завышают АОТ в сравнении с наземными фотометрами вследствие не всегда корректного учета отражения от поверхности и молекулярного рассеяния. На основе данных спутникового зондирования был сформирован набор исходных данных для имитационного моделирования спутникового зондирования атмосферы и подстилающей поверхности (табл. 1), который включал как средние, так и значительно превышающие средние значения АОТ.

Таблица 1

Оптические характеристики аэрозоля								
АОТ 0,55 мкм	Параметр Ангстрема	Средний косинус рассеяния на длине волны, мкм						
		0,47	0,55	0,66	0,86	1,24	1,63	2,13
0,111	2,877	0,576	0,511	0,447	0,321	0,178	0,105	0,063
0,182	2,053	0,598	0,553	0,520	0,507	0,606	0,694	0,737
0,325	0,850	0,680	0,670	0,670	0,700	0,750	0,780	0,780
0,399	1,245	0,737	0,725	0,712	0,686	0,661	0,661	0,669
0,528	1,377	0,751	0,74	0,726	0,691	0,621	0,552	0,473

Моделирование коротковолновых потоков излучения в каналах Sentinel-2A

Для проведения моделирования необходимо было задать следующие параметры: геометрия наблюдений, метеорологические модели, аэрозольные модели, перистая облачность.

Геометрия наблюдений. Орбита Sentinel-2A является солнечно-синхронной. Такие орбиты используются для обеспечения постоянных условий освещения поверхности, привязка орбиты спутников к углу Солнца сводит к минимуму потенциальное воздействие теней и уровней освещенности на Землю. Средняя орбитальная высота Sentinel-2A составляет 786 км. Наклон орбиты – 98,62°, а среднее местное солнечное время (MLST) в нисходящем узле – 10:30. Это значение MLST было выбрано в качестве компромисса между подходящим уровнем солнечного освещения и минимизацией потенциального облачного покрова. Значение MLST близко к локальному времени Landsat, что позволяет объединять данные Sentinel-2A и Landsat. Приемник, установленный на спутнике Sentinel-2A, может регистрировать сигнал с поверхности Земли шириной 290 км (поле зрения прибора 20,6°). Для моделирования были выбраны углы Солнца (2 варианта):

- 1) зенитный угол 30,3°, азимутальный угол 156,5°;
 - 2) зенитный угол 39,3°, азимутальный угол 162,1°;
- и углы приемника: зенитные углы 0, 5, 10°, полярный – 98°.

Метеорологические и аэрозольные модели детально описаны выше. Метеорологическая модель основывалась на средних профилях температуры, давления и влажности. АОТ на длине волны 0,55 мкм варьировалась от 0,111 до 0,528, что позволяло описывать различную степень замутненности атмосферы, характерную для региона Волгограда. Чтобы исследовать влияние аэрозоля на индекс NDVI, выбирались следующие значения альbedo поверхности: $A = 0; 0,02; 0,05; 0,1; 0,15; 0,2$ (665 нм) и $A = 0; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5; 0,6$ (865 нм).

Облачность моделировалась по данным MODIS и задавалась параметрами: расположение облаков на высоте 6–8 км, эффективный диаметр частиц $D_{\text{eff}} = 50$ мкм, ледность $IWC = 0,001–0,01$ г/м³. Оптическая толщина τ_{cloud} варьировалась от 0,1 до 1. Для учета оптических свойств облаков использовалась параметризация Q. Fu [22].

Предварительно был проведен анализ спектроскопических данных: исследовано влияние неопределенностей параметров линий на погрешности интенсивности уходящей радиации в каналах Sentinel-2A. При этом рассматривались лишь те каналы, где прозрачность атмосферы значительно отличалась от единицы, – это три канала с центрами 701, 942, 1372 нм. Расчеты проводились для разных спектральных баз данных. Различие в пропускании, вычисленном с использованием HITRAN2008, HITRAN2012 и HITRAN2016, в канале 701 нм составляло 0,05%, а в канале 942 нм – 2,5%, что может повлиять на решение обратной задачи восстановления общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы.

Канал 942 нм используется для восстановления общего влагосодержания в атмосфере. Поскольку в коротковолновом диапазоне восходящее излучение пропорционально функции пропускания атмосферы, было проведено исследование влияния температуры и влажности на величину пропускания. Для 720 профилей метеорологических данных (выборка для региона Нижнего Поволжья, включающая 360 профилей для зимних и 360 профилей для летних условий) были рассчитаны функции пропускания для различных геометрий наблюдений методом *line-by-line*. Для каждого пропускания было рассчитано общее влагосодержание (в г/см²). Полученная зависимость пропускания от поглощающей массы была подвергнута регрессионному анализу, и было показано, что функция пропускания зависит лишь от общего влагосодержания и не зависит от температуры (рис. 2). Это означает, что при восстановлении общего влагосодержания можно использовать среднезональные метеомодели, не уточняя вертикальный профиль температуры.

Известно, что функция пропускания в случае отдельной спектральной линии чувствительна к вариациям температуры при условии, что парциальное

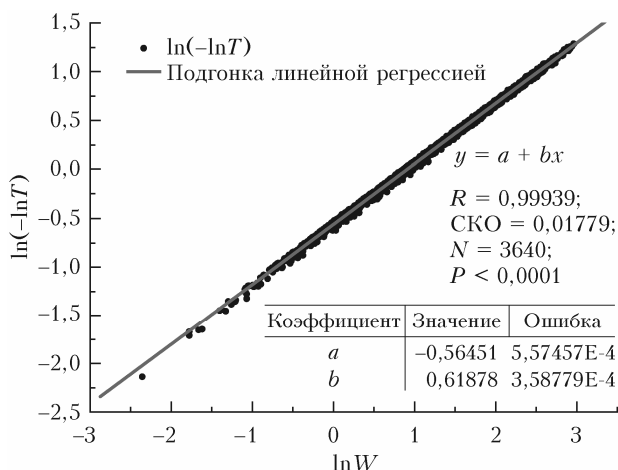


Рис. 2. Зависимость двойного логарифма пропускания $\ln(-\ln T)$ от поглощающей массы W

давление паров воды фиксировано. При таких же условиях и полосовая функция пропускания будет также чувствительна к вариациям температуры. Тот факт, что функция пропускания в канале 942 нм зависит лишь от поглощающей массы на трассе, но не зависит от температуры, можно объяснить следующим: давление насыщенных паров воды — однозначная функция температуры, но связь между давлением паров воды и температурой воздуха корреляционная, поэтому изменение температуры воздуха приводит к изменению парциального давления паров воды. Если рассматривать два вертикальных профиля температуры, смещенных один относительно другого, то им будут соответствовать различные значения поглощающей массы. Поскольку для моделирования мы использовали реальные профили температуры и парциального давления паров воды, вышеуказанные корреляционные связи содержатся в этих данных.

В результате расчетов интенсивности излучения в каналах Sentinel-2A были получены количественные оценки влияния аэрозоля и облаков на коэффициент отражения. Примеры расчета зависимости коэффициента отражения от аэрозольной толщи при разных значениях альbedo поверхности для каналов Sentinel-2A с длинами волн 685 и 865 нм приведены на рис. 3.

Видно, что коэффициент отражения поверхности ρ искажается наиболее сильно при его малых значениях, и это будет сильно проявляться при оценивании индекса NDVI. В табл. 2 приведены рассчитанные значения NDVI поверхности, истинные и искаженные рассеянием на аэрозоле: A_1 и A_2 — значения альbedo поверхности на длинах волн 665 и 865 нм соответственно; ρ_1 и ρ_2 — коэффициенты отражения атмосферы с учетом отражения от поверхности Земли, рассчитанные по формуле (1), на длинах волн 665 и 865 нм соответственно; $NDVI = (\rho_2 - \rho_1) / (\rho_2 + \rho_1)$.

Как и ожидалось, наиболее сильные искажения наблюдаются в случае малого альbedo и сильного рассеяния на аэрозоле.

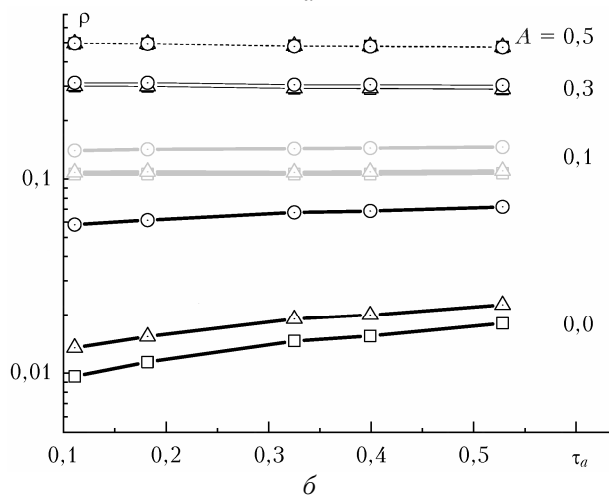
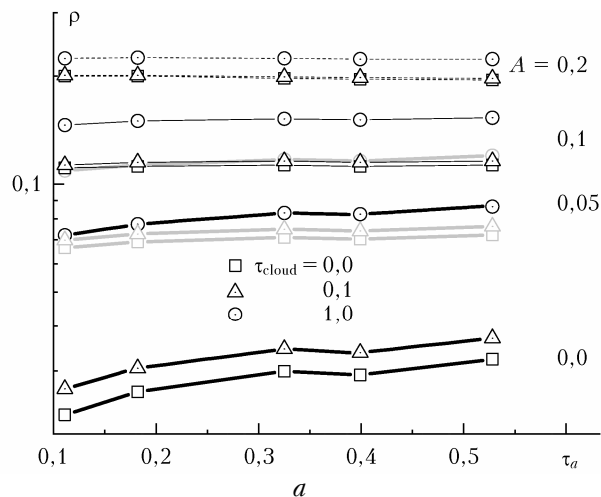


Рис. 3. Зависимость коэффициента отражения ρ от аэрозольной толщи τ_a при разных значениях альbedo поверхности A и оптической толщи облаков τ_{cloud} для $\lambda = 665$ (а) и 865 нм (б)

Таблица 2

Истинные и искаженные значения NDVI

A_2	A_1		
	0,05	0,1	0,2
<i>Истинные значения NDVI</i>			
0,1	0,33	0,00	-0,33
0,3	0,71	0,50	0,20
0,5	0,82	0,67	0,43
0,6	0,85	0,69	0,50
<i>Искаженные атмосферой NDVI, $\tau_a = 0,111$</i>			
0,1	0,23(0,10)	-0,02(0,02)	-0,31(0,02)
0,3	0,63(0,08)	0,46(0,04)	0,20(0,00)
0,5	0,76(0,06)	0,63(0,04)	0,43(0,00)
0,6	0,80(0,05)	0,69(0,00)	0,50(0,00)
<i>Искаженные атмосферой NDVI, $\tau_a = 0,528$</i>			
0,1	-0,74(1,01)	-0,83(0,83)	-0,90(0,67)
0,3	0,60(0,11)	0,44(0,06)	0,19(0,01)
0,5	0,74(0,08)	0,62(0,05)	0,42(0,01)
0,6	0,78(0,07)	0,67(0,02)	0,49(0,01)

Примечание. В скобках приведены абсолютные погрешности.

Заключение

В результате моделирования было выяснено, что при высокой отражательной способности поверхности (альбедо выше 0,3) ни аэрозоль, ни перистая облачность при оптической толще менее единицы не вносят существенных искажений. Поэтому при обработке спутниковых данных именно такие участки в области тени облаков наиболее адекватно отображаются на снимках.

Результаты нашего моделирования показали также, что отражательная способность поверхности вследствие рассеяния на аэрозолях и облаках может быть завышена. Аналогичные закономерности наблюдались и в [2], где отмечалось, что, несмотря на атмосферную коррекцию, отражательная способность поверхности, определяемая из спутниковых данных Sentinel-2A, обычно завышена.

Рассчитаны значения NDVI поверхности, истинные и искаженные рассеянием на аэрозоле и облаках. Показано, что наиболее сильные искажения наблюдаются в случае малого альбедо и сильного рассеяния на аэрозоле и облаках.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Воронина П.В., Мамаи Е.А. Классификация тематических задач мониторинга сельского хозяйства с использованием данных дистанционного зондирования MODIS // Вычислительные технологии. 2014. Т. 19, № 3. С. 76–102.
2. Vermote E.F., Vermeulen A. Atmospheric correction algorithm: Spectral reflectances (MOD09). Algorithm theoretical background document, version 4.0. 1999. [Electronic resource]. URL: http://modis.gsfc.nasa.gov/atbd/atbd_nod08.pdf (last access: 26.01.2021).
3. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
4. Тарасенков М.В., Зимовая А.В., Белов В.В., Энгель М.В. Восстановление коэффициентов отражения земной поверхности по спутниковым измерениям MODIS с учетом поляризации излучения // Оптика атмосфер. и океана. 2019. Т. 32, № 8. С. 641–649. DOI: 10.15372/AOO20190806; Tarasenkov M.V., Zimovaya A.V., Belov V.V., Engel M.V. Retrieval of reflection coefficients of the earth's surface from modis satellite measurements considering radiation polarization // Atmos. Ocean. Opt. 2020. V. 33, N 2. P. 179–187.
5. Li Y., Chen J., Ma Q., Zhang H.K., Liu J. Evaluation of Sentinel-2A surface reflectance derived using Sen2Cor in North America // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens. 2018. V. 11, N 6. P. 1997–2021. DOI: 10.1109/JSTARS.2018.2835823.
6. Tiwari S., Singh A.K. Variability of aerosol parameters derived from ground and satellite measurements over Varanasi located in the Indo-Gangetic basin // Aerosol Air Qual. Res. 2013. V. 13. P. 627–638. DOI: 10.4209/aaqr.2012.06.0162.
7. Плахин И.Н., Панкратова Н.В., Малахоткина Е.Л. Сравнение данных наземного и спутникового мониторинга аэрозольной оптической толщи атмосферы для территории России // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15, № 2. С. 225–234.
8. Gordon I.E., Rothman L.S., Hill C., Kochanov R.V., Tana Y., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Campar-

- que A., Chance K.V., Drouin B.J., Flaud J.-M., Gamache R.R., Hodges J.T., Jacquemart D., Perevalov V.I., Perrin A., Shine K.P., Smith M.-A.H., Tennyson J., Toon G.C., Tran H., Tyuterev V.G., Barbe A., Császár A.G., Devi V.M., Furtenbacher T., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Jolly A., Johnson T.J., Karman T., Kleiner I., Kyuberis A.A., Loos J., Lyulin O.M., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Moazzen-Ahmadi N., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A.V., Polyansky O.L., Rey M., Rotger M., Sharpe S.W., Sung K., Starikova E., Tashkun S.A., Vander Auwera J., Wagner G., Wilzewski J., Wcislo P., Yu S., Zak E.J. The HITRAN2016 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2017. V. 203. P. 3–69. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2017.06.038.
9. Stammes K., Tsay S.C., Wiscombe W., Jayaweera K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media // Appl. Opt. 1988. V. 27, N 12. P. 2502–2509.
10. Wiscombe, DISORT. URL: ftp://climate.gsfc.nasa.gov/pub/wiscombe/Multiple_Scatt/ (last access: 26.01.2021).
11. URL: <http://kurucz.harvard.edu/sun/irradiance2008> (last access: 26.01.2021).
12. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Козодоева Е.М., Фазлиев А.З. Распределенная информационно-вычислительная система «Атмосферная радиация» // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 5. С. 364–370; Firsov K.M., Chesnokova T.Y., Kozodoeva E.M., Fazlijev A.Z. Atmospheric radiation distributed information-computational system // Atmos. Ocean. Opt. 2010. V. 23, N 5. P. 411–417.
13. Фирсов К.М., Размолов А.А., Клиточенко И.И. Радиационная модель для спектральных каналов радиометров, установленных на спутниках Sentinel-2A и Landsat-8 // Сб. тр. V Международной конф. и молодежной школы «Информационные технологии и нанотехнологии». Самара, 21–24 мая 2019 г. С. 413–419.
14. Emde C., Buras-Schnell R., Kylling A., Mayer B., Gasteiger J., Hamann U., Kylling J., Richter B., Pause C., Dowling T., Bugliar L. The libRadtran software package for radiative transfer calculations (version 2.0.1) // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 1647–1672. DOI: 10.5194/gmd-9-1647-2016.
15. Buehler S.A., John V.O., Kottayil A., Milz M., Eriksson P. Efficient radiative transfer simulations for a broadband infrared radiometer – combining a weighted mean of representative frequencies approach with frequency selection by simulated annealing // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2010. V. 111. P. 602–615.
16. Афонин С.В., Быков А.Д., Гриднев Ю.В., Зуев В.В., Катаев М.Ю., Комаров В.С., Мицель А.А., Науменко О.В., Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Чурсин А.А. Зондирование атмосферы с помощью спутникового радиометра HIRS/2 // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11, № 10. С. 1069–1078.
17. URL: www.noaa.gov (last access: 26.01.2021).
18. Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P. AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km) // Environ. Res. Paper. N 95. 43 p.
19. Фирсов К.М., Бобров Е.В. Восстановление оптической толщи аэрозоля из наземных измерений солнечным фотометром SPM // Вестн. ВолГУ. Сер. 1. Мат. Физ. 2014. № 2. С. 57–64.
20. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России // под общ. ред. С.М. Сакерина. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 484 с.
21. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Smirnov A.V., Holben B.N. Aerosol optical depth of the atmosphere over ocean

in the wavelength range 0.37–4 μm // Int. J. Remote Sens. 2008. V. 29, iss. 9. P. 2519–2547. DOI: 10.1080/01431160701767492.

22. Fu Q., Yang P., Sun W. An accurate parameterization of the infrared radiative properties of cirrus clouds for climate models // J. Climate. 1998. V. 11. P. 2223–2237.

K.M. Firsov, T.Yu. Chesnokova, A.A. Razmolov. **Influence of aerosol and clouds on characteristics of the underlying surface measured by Sentinel-2A in lower Volga region.**

A broadband model for simulation of the transfer of shortwave solar radiation in the Earth's atmosphere for spectral channels of radiometers placed in Sentinel-2A satellites is developed. This model is based on *line-by-line* calculations of absorption spectra with use of modern spectroscopic information and following parameterization of the transmission functions of radiation in the form of short exponent series, which allows one to apply standard method of discrete ordinates to solution of the radiative transfer equation for each exponential component. The errors in the spectral brightness coefficients of the surface due to uncertainties of aerosol extinction in Sentinel-2A channels are estimated for typical optical-meteorological conditions of lower Volga region.