

В.С. Комаров, С.А. Солдатенко, А.Н. Борисов

МЕТОД ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОЗМУЩЕННОЙ АЭРОЗОЛЬНО-ОБЛАЧНОЙ АТМОСФЕРЫ

Рассмотрена имитационная система, включающая в себя модели атмосферы и переноса примесей и ориентированная на моделирование и прогнозирование динамики облачных полей и антропогенных аэрозольных образований в интересах метеорологического обеспечения оптико-электронных систем космического землеобзора. Приведены результаты использования полученной имитационной системы в задаче прогнозирования оптической толщины и горизонтальных размеров дымовых аэрозольных облаков.

1. Введение

Эффективное функционирование атмосферно-адаптивных оптико-электронных систем различного целевого назначения, установленных на воздушных и космических носителях, в значительной степени зависит от наличия достаточно полной по составу и оперативной по времени получения информации о физическом состоянии атмосферного оптического канала (АОК). Известно [1–3], что передача оптических сигналов через атмосферу сопровождается появлением внутренних и внешних помех, ограничивающих информативность АОК. Не останавливаясь на анализе источников появления внутренних помех, возникновение которых связано с работой приемопередающей аппаратуры, отметим, что внешние помехи обусловлены в основном атмосферными явлениями, (облачностью, туманом, дымкой, плотными аэрозольными образованиями естественного и антропогенного происхождения [1]), которые могут качественно изменять характер распространения оптического сигнала в атмосфере.

Имитационные модели процессов функционирования систем глобального землеобзора (см., например, [4–6]) позволили, с одной стороны, оценить влияние атмосферы на эффективность применения этих систем, а с другой – определить перечень параметров и явлений атмосферы, которые необходимо принимать во внимание как на этапе проектирования, так и на этапе планирования работы установленных на космических и воздушных носителях оптико-электронных систем. Как показывает анализ, наибольшее влияние на условия землеобзора оказывает естественная облачность, а также плотные аэрозольные облака (АО), в том числе дымовые и пылевые, которые экранируют земную поверхность и ограничивают возможности оптико-электронных систем наблюдения. Это означает, что при информационном метеорологическом обеспечении этапа текущего планирования работы систем глобального землеобзора требуется фактическая и прогностическая информация, прежде всего, о естественной облачности и о плотных аэрозольных образованиях (их вертикальной мощности, горизонтальных размерах, высотах верхней и нижней границ, оптической плотности, микрофизических характеристиках, типе естественной облачности).

Заметим, что плотные аэрозольные образования (дым, пыль, сажа) могут возникать не только вследствие природных явлений (крупные лесные пожары, пыльные и песчаные бури), но и в результате локальных и региональных военных действий (яркий пример тому – Ближневосточный конфликт между Ираком и Кувейтом) [7,8].

Цель настоящей статьи – рассмотреть основные особенности имитационной системы, ориентированной на моделирование и прогнозирование динамики облачных полей и антропогенных аэрозольных образований для решения задач информационного метеорологического обеспечения оптико-электронных систем глобального землеобзора.

Предлагаемая имитационная система включает в себя две взаимосогласованные крупномасштабные модели, первая из которых основана на полных (примитивных) уравнениях гидротермодинамики атмосферы, а вторая – на уравнении переноса пассивной примеси в атмосфере. Назначение первой модели – спроектировать в узлах регулярной сетки основные тер-

модинамические характеристики атмосферы (составляющие скорости движения u и v по осям x и y , вертикальную скорость, температуру T , массовую долю водяного пара q , характеристики облачности), являющиеся входными параметрами модели переноса.

Назначение второй модели – описать динамику АО в атмосфере и получить на этой основе возможность определить пространственно-временное распределение оптической толщины атмосферы τ в видимом и ближнем ИК-диапазонах.

2. Гидродинамическая модель атмосферы

Используя общепринятые в метеорологии обозначения, уравнения модели записываются в модифицированной σ -системе координат с учетом масштабного множителя карты в стереографической проекции в следующем виде:

$$\frac{d\pi u}{dt} = \pi f^* v - m \pi \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} + c_p \theta \frac{\partial P^{R/c_p}}{\partial x} \right) + \pi F_u - g \frac{\partial \tau_x}{\partial \sigma}; \quad (1)$$

$$\frac{d\pi v}{dt} = -\pi f^* u - m \pi \left(\frac{\partial \Phi}{\partial y} + c_p \theta \frac{\partial P^{R/c_p}}{\partial y} \right) + \pi F_v - g \frac{\partial \tau_y}{\partial \sigma}; \quad (2)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = -m^2 \left(\frac{\partial \pi u}{\partial x} + \frac{\partial \pi v}{\partial y} \right) - \frac{\partial \pi \dot{\sigma}}{\partial \sigma}; \quad (3)$$

$$\frac{d\pi \theta}{dt} = \pi F_\theta + \frac{g}{c_p} \frac{\partial H}{\partial \sigma} + \pi (\varepsilon_r + \varepsilon_\Phi); \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = -c_p \theta \frac{\partial P^{R/c_p}}{\partial \sigma}; \quad (5)$$

$$\frac{d\pi q}{dt} = \pi F_q + g \frac{\partial E}{\partial \sigma} + \pi M, \quad (6)$$

где

$$\frac{d\pi a}{dt} = \frac{\partial \pi a}{\partial t} + m^2 \left[\frac{\partial \pi u^* a}{\partial x} + \frac{\partial \pi v^* a}{\partial y} \right] + \frac{\partial \pi \dot{\sigma} a}{\partial \sigma}. \quad (7)$$

В уравнениях (1)–(7) использованы следующие обозначения: $\sigma = (p - p_b)/\pi$, $\pi = p_s - p_b$ (p_s – давление у земной поверхности; $p_b = 100$ гПа – давление на верхней границе модельной атмосферы); $\dot{\sigma}$ – аналог вертикальной скорости; Φ – геопотенциал; θ – потенциальная температура; F_u и F_v – скорости изменения импульса за счет напряжений Рейнольдса; τ_x, τ_y – составляющие вектора вертикального турбулентного потока импульса; $f^* = f + u(\partial m/\partial y) - v(\partial m/\partial x)$ (f – параметр Кориолиса); $P = p/P_0$ ($P_0 = 1000$ гПа); F_θ, F_q – скорости изменения потенциальной температуры и массовой доли водяного пара, обусловленные горизонтальной турбулентной диффузией; H и E – вертикальные турбулентные потоки тепла и водяного пара; ε_r и ε_Φ – лучистый и фазовый приток тепла; M – приток (сток) водяного пара.

Решение системы уравнений (1)–(6) осуществляется в области, представляющей собой квадрат, который вписан в экваториальный широтный круг на карте стереографической проекции (шаг сетки составляет 300 км на широте 60°). Для учета динамики АО на начальном этапе их эволюции предусмотрена телескопизация модели [9]: внутрь квадрата помещается одна или несколько сеток, каждая из которых имеет вид прямоугольника и охватывает территорию региона $(6,5 \times 7,5) \cdot 10^3$ км с шагом 150 км на широте 60°.

Граничные условия по вертикальной координате ставятся традиционно и обеспечивают сохранение интегральной массы атмосферы: $\dot{\sigma} = 0$ при $\sigma = 1$ и $\sigma = 0$ [10]. На боковых грани-

цах внешней области краевые условия формируются таким образом, чтобы обеспечить единственность решения и замкнутость системы в физическом отношении:

$$V^{(n)} = \partial V^{(v)} / \partial n = \partial T / \partial t = \partial q / \partial t = 0, \quad (8)$$

где $V^{(n)}$ и $V^{(v)}$ – нормальная и тангенциальная относительно боковых границ составляющие скорости движения; n – нормаль к боковой границе.

Постановка боковых граничных условий для вложенных сеток выполняется с учетом результатов, полученных в [11]: в приграничной зоне шириной по 500 км используется <вязкое поглощение> (вводится искусственная вязкость с большим значением коэффициента вязкости – 10^6 м²/с) и взвешенные тенденции (производные по времени).

В модели параметризованы основные физические процессы, которые формируют стоки и источники энергии в атмосфере, – процессы переноса лучистой энергии, фазовые переходы атмосферной влаги и облачность, конвекция и конвективные осадки, взаимодействие атмосферы с подстилающей поверхностью, вертикальный и горизонтальный турбулентный обмен [12]. Радиационный алгоритм несколько усовершенствован с тем, чтобы учесть процессы поглощения и рассеяния радиации антропогенным аэрозолем [13]. В соответствии с [13] поток суммарного (прямого и рассеянного) нисходящего излучения на нижней границе слоя сильнопоглощенного аэрозоля записывается в виде

$$F_{\Sigma}(\tau_a) = I'_0 \mu_0 R(\tau_a, \omega_a, g_a, \mu_0), \quad (9)$$

где $R(\tau_a, \omega_a, g_a, \mu_0) = \exp[-k(\omega_a, g_a)\tau_a/\mu_0]$; I'_0 – нисходящий поток солнечного излучения на верхней границе слоя; μ_0 – косинус зенитного угла Солнца, ω_a – альbedo однократного рассеяния; g_a – средний косинус индикатрисы рассеяния; τ_a – оптическая толщина АО. Коэффициент $k(\omega_a, g_a)$ аппроксимируется выражением

$$k(\omega_a, g_a) = 1 - c g_a^n \omega_a. \quad (10)$$

Здесь c и n – числовые параметры, определяемые методом наименьших квадратов в широком интервале значений ω_a и g_a . В [13] получено, что $c = 0,97$ и $n = 0,26$.

Для расчета альbedo аэрозольного слоя используется простая аналитическая зависимость

$$A(\tau_a) = A_{\infty} \{1 - \exp[-a k(\omega_a, g_a) \tau_a / \mu_0]\}, \quad (11)$$

где A_{∞} – альbedo полубесконечного слоя, рассчитываемое по формуле

$$A_{\infty} = 1 - \varphi(\omega_a, \mu_0) \sqrt{1 - \omega_a}. \quad (12)$$

В (11) и (12) приняты следующие обозначения: a – параметр, подбираемый экспериментально; $\varphi(\omega_a, \mu_0)$ – функция Амбарцумяна, аппроксимируемая выражением

$$\varphi(\omega_a, \mu_0) = \exp[0,022 - 0,29 \mu_0^{0,52} \ln(1 - \omega_a)]. \quad (13)$$

В формулах (12) и (13) при расчетах целесообразно пользоваться <транспортным> значением вероятности выживания кванта [13]:

$$\omega_l = \omega_a (1 - g_a) / (1 - g_a \omega_a). \quad (14)$$

Рассмотренный подход на основе простой экспоненциальной аппроксимации пропускания и отражения солнечного света слоем сильнопоглощающего аэрозоля дает результаты, близкие к расчетам методом дельта-Эддингтона, практически для всех видов аэрозоля неконденсационного происхождения типа пыли и дыма, а также для сильнозагрязненных дымок типа арктической при зенитных углах Солнца, близких к среднеклиматическим.

Численное интегрирование системы уравнений (1)–(6) с заданными начальными и граничными условиями выполняется на основе метода расщепления [14], в соответствии с кото-

рым задача разбивается на два этапа, называемые этапами адвекции и адаптации. На первом этапе (этапе адвекции) уравнения интегрируются с помощью двухшаговой схемы Лакса–Вендроффа, а на втором этапе (этапе адаптации) – по схеме <вперед-назад> с неявным представлением кориолисовых слагаемых [15].

3. Модель переноса загрязнений

Модель, описывающая динамику аэрозоля в атмосфере, базируется на известном уравнении переноса [16]

$$\frac{\partial \pi c}{\partial t} = -m^2 \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\pi u c}{m} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\pi v c}{m} \right) \right] - \frac{\partial \pi \dot{\sigma} c}{\partial \sigma} + \pi F_c + g \frac{\partial Q_c}{\partial \sigma} + \pi (I_c + f_c), \quad (15)$$

где c – концентрация рассматриваемой примеси; Q_c – вертикальный турбулентный поток примеси; F_c – скорость изменения примеси вследствие горизонтального турбулентного перемешивания; I_c – член, учитывающий процессы седиментации, вымывания и самоиндуцируемого вертикального подъема вследствие поглощения аэрозолем солнечной радиации [17], f_c – функция источника.

Поскольку уравнение (15) описывает поведение функций, имеющих большие пространственные градиенты и разрывы первого рода, то для его численного решения используется схема, не увеличивающая полную вариацию численного решения (TVD-схема) [18].

К настоящему времени разработано большое количество численных схем, относящихся к классу TVD. В данной модели используется сравнительно простая численная схема, которая для одномерного уравнения переноса имеет вид

$$c_i^{n+1} = c_i^n - u \frac{\Delta t}{\Delta x} (c_i^n - c_{i-1}^n) - (f_{i+1/2}^n - f_{i-1/2}^n). \quad (16)$$

Здесь i – номер шага по пространству; n – номер шага по времени; Δt и Δx – шаги по времени и пространству; $f_{i+1/2}^n = \varphi(r_i) u \frac{\Delta t}{\Delta x} \left(1 - u \frac{\Delta t}{\Delta x} \right) (c_{i+1}^n - c_i^n)$ – вычислительный поток. Аналогично определяется $f_{i-1/2}^n$. Функция $\varphi(r_i)$ носит название ограничителя, а ее параметр определяется отношением градиентов

$$r_i = (c_i - c_{i-1}) / (c_{i+1} - c_i).$$

Функция-ограничитель задается следующим образом:

$$\varphi(r) = \begin{cases} \min(2, r) & \text{при } r > 1, \\ \min(2r, 1) & \text{при } 0 < r \leq 1, \\ 0 & \text{при } r \leq 0, \end{cases} \quad (17)$$

что обеспечивает удовлетворение условий не увеличения полной вариации численного решения [18].

Процессы седиментации, вымывания и самоиндуцируемого вертикального подъема в модели параметризуются в соответствии со схемами, детально рассмотренными в [19].

Поскольку атмосферные аэрозоли антропогенного происхождения полидисперсны, уравнение вида (15) используется для описания процессов эволюции примесей для каждой фракции, в пределах которой радиус частиц считается постоянным. С этой целью предварительно спектр частиц разбивается на отдельные фракции, количество которых ограничено главным образом имеющимися вычислительными ресурсами.

4. Результаты численных экспериментов

Модель атмосферы и модель переноса примесей представляют собой единую имитационную систему, функционирующую в интерактивном режиме. При подаче на вход этой системы результатов объективного анализа и предварительной инициализации метеорологических по-

лей, а также начальных характеристик аэрозольных образований и характеристик источников аэрозоля имеется возможность путем численного решения уравнений (1)–(6), (15), с заданными граничными условиями, выявить основные закономерности эволюции естественных и антропогенных аэрозольных образований в атмосфере и спрогнозировать основные оптические характеристики, требуемые для решения задач информационного метеорологического обеспечения систем глобального землеобзора.

Проведенная оценка качества моделей и предварительные результаты численных экспериментов показывают [11], что предложенная имитационная система позволяет спрогнозировать динамику АО на достаточно длительный срок (до месяца и даже более), однако информативность этого прогноза в силу объективных причин ограничена 5 – 6-ю сутками.

С точки зрения решения задач информационного метеорологического обеспечения систем глобального землеобзора, оснащенных оптико-электронными приборами, значительный интерес представляет рассмотрение динамики основных характеристик АО, влияющих на перенос электромагнитного излучения в видимом и ближнем ИК-диапазонах. К числу этих характеристик относятся прежде всего оптическая толщина τ и горизонтальные размеры АО. Чтобы выявить основные закономерности изменения оптической толщины и горизонтальных размеров АО во времени, были проведены тестовые численные эксперименты с уединенными дымовыми облаками.

Начальные характеристики аэрозольных образований задаются исходя из типа пожара, а также с учетом запасов горючего материала и имеющейся оценки процента выхода дыма.

При сгорании половины запасов потенциального топлива в городе с миллионным населением масса выделившегося дыма составляет примерно 0,2 Мт [8]. Скорость выделения энергии при городских пожарах достаточно велика, поэтому дым от них поднимается вплоть до уровня тропопаузы. Интегральная масса дыма, образующегося в результате горения городских построек, вычисляется, исходя из количества городских пожаров.

Рассмотрим ситуацию, когда дым в атмосферу поступает от лесных пожаров. Имеющиеся оценки [8] позволяют заключить, что запасы сухой древесины в лесу в среднем составляют 15 кг/м². При лесных пожарах сгорает около 30% сухой биомассы, т.е. около 5 кг материала с 1 м² леса. При условии выхода дыма на уровне 2% [7] его масса, выделившаяся в результате сгорания биомассы с 1 м², будет равна 0,1 кг. От одиночного лесного пожара на площади 2,5·10⁴ км² масса дыма, поступившего в атмосферу, составит 0,25 Мт. Обычно дым от лесных пожаров поднимается на высоту порядка 2–3 км и по своей продолжительности лесные пожары значительно превышают городские. Эти особенности должны быть учтены при формулировке начальных характеристик АО.

Перейдем к рассмотрению результатов численных экспериментов. Начальные метеорологические поля соответствовали реальной ситуации 00(03) ч за 19.VII.1979 г.

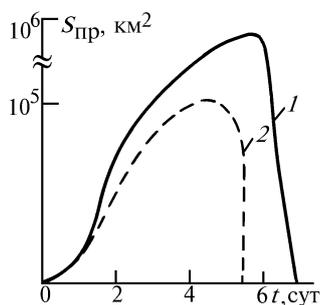


Рис. 1. Изменение во времени площади проекции $S_{пр}$ уединенного дымового облака от городского пожара при $\tau = 1$ (1) и 3 (2) (для $\lambda = 0,55$ мкм)

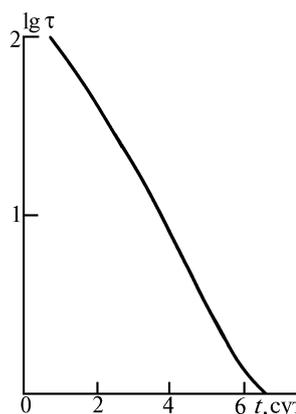


Рис. 2. Изменение во времени оптической толщины уединенного дымового облака от городского пожара (для $\lambda = 0,55$ мкм)

На рис. 1 представлена зависимость изменения во времени горизонтальных размеров типичного АО от городского пожара при граничной оптической толщине $\tau_{гр}$, равной единице, и

$\tau_{\text{пр}}$, равной трем (на длине волны $\lambda = 0,55$ мкм). Как следует из этого рисунка, площадь АО растет в течение примерно первых пяти суток (для $\tau_{\text{пр}} = 1$) вследствие адвективного переноса и турбулентности, а затем резко убывает до нуля. Резкое убывание τ при этом (рис. 2) обусловлено действием различных физических механизмов, управляющих динамикой АО.

С целью иллюстрации возможностей прогнозирования условий землеобзора рассмотрим следующий гипотетический сценарий задымления атмосферы. На рис. 3 приведена нумерация районов, имеющих размеры $10^\circ \times 10^\circ$, а в таблице – количество и вид пожаров в каждом из этих районов. Суммарное число городских пожаров составляет 103, а лесных – 23. Масса дыма, поступившего в атмосферу от городских пожаров в соответствии с приведенными выше рас-суждениями, составляет 20,6 Мт, а от лесных пожаров – 5,6 Мт. Таким образом, суммарное количество дыма, инжектированного в атмосферу, составляет 26,2 Мт.

Количество и вид пожаров по отдельным регионам

Номер региона	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Количество городских пожаров	0	0	2	1	3	0	10	10	10	15	10	10	5	10	5	5	2
Количество лесных пожаров	0	0	1	1	1	0	2	2	3	4	2	2	1	2	1	1	0

После завершения этапа своего формирования дымовые облака имеют оптическую толщину, равную десяткам и даже сотням единиц, и поэтому являются непреодолимым препятствием для распространения электромагнитного излучения во всем оптическом диапазоне. Вместе с тем коэффициент закрытия отдельных регионов сравнительно небольшой (порядка 1%).

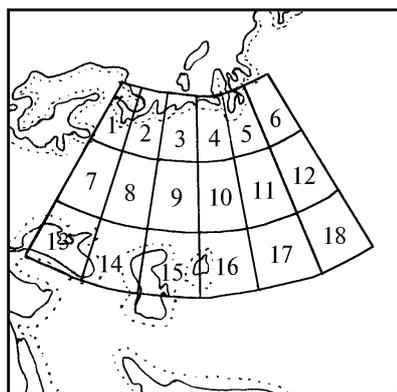


Рис. 3

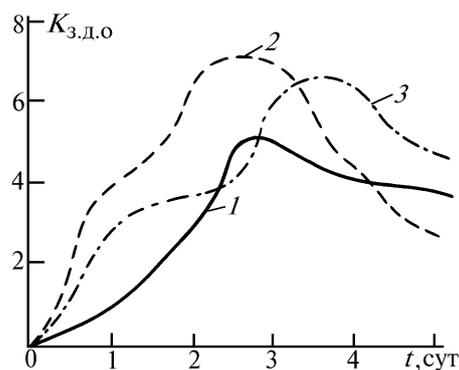


Рис. 4. Коэффициент закрытия дымовыми облаками: 1 – район N 8; 2 – N 9; 3 – N 12

В дальнейшем происходит <расползание> отдельных АО, их слияние, что увеличивает площадь проекции $S_{\text{пр}}$ дымовых АО на земную поверхность. В то же время оптическая толщина АО существенно уменьшается. На рис. 4 в качестве примера представлено изменение во времени коэффициента закрытия аэрозольными облаками некоторых регионов (восьмого, девятого, двенадцатого). Полученные коэффициенты могут быть использованы для оценки эффективности применения оптических систем наблюдения, установленных на воздушных и космических носителях.

- Зуев В. Е., Кабанов М. В. Перенос оптических сигналов в земной атмосфере (в условиях помех). М.: Советское радио, 1977. 368 с.
- Зуев В. Е., Белан Б. Д., Задде Г. О. Оптическая погода. Новосибирск: Наука, 1990. 191 с.
- Якушенко Ю. Г. Теория и расчет оптико-электронных приборов. М.: Машиностроение, 1989. 359 с.
- Бобровников В. Т. // Исследование Земли из космоса. 1981. N 1. С. 83–89.
- Горбушина Э. А., Котцов В. А. // Исследование Земли из космоса. 1981. N 1. С. 78–82.
- Geeveres J. R. // J. Appl. Meteorol. 1973. V. 12. N 1. P. 12–22.
- Кондратьев К. Я. Природные и антропогенные изменения климата. М.: ВНИТИ, 1986. 349 с.
- Будыко М. И., Голицын Г. С., Израэль Ю. А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 158 с.
- Сандрем А., Элвиус Т. // Численные методы, используемые в атмосферных моделях. Л.: Гидрометеиздат, 1982. С. 274–302.

10. Белов П.Н., Борисенков Е.П., Панин Б.Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 376 с.
11. Солдатенко С.А. // Изв. РАН. Сер. ФАО. 1992. Т. 28. N 2. С. 115–127.
12. Лушев Ю.Г., Солдатенко С.А. // Межвузовский сб. науч. трудов. Л.: ЛПИ (ЛГМИ), 1985. Вып. 85. С. 25–36.
13. Гинзбург А.С., Соколин И.Н. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1989. Т. 25. N 9. С. 954–959.
14. Пененко В.В. Методы численного моделирования атмосферных процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 351 с.
15. Солдатенко С.А. // Метеорология и гидрология. 1985. N 5. С. 90–100.
16. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 869 с.
17. Демченко П.Ф., Гинзбург А.С. // Метеорология и гидрология. 1986. N 8. С. 51–57.
18. Harten A. // J. Comp. Phys. 1983. V. 49. N 3. P. 304–357.
19. Солдатенко С.А., Соболевский О.М. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 2. С. 213–222.

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск
 Военная инженерно-космическая академия им. А.Ф. Можайского

Поступила в редакцию
 28 декабря 1994 г.

V.S. Komarov, S.A. Soldatenko, A.N. Borisov. Forecasting Method for Optical Characteristics of Perturbed Aerosol-Cloudy Atmosphere.

A simulating system is treated in the paper including models of atmosphere and impurity transfer. The system is intended for simulation of the dynamics of cloudy fields and anthropogenic aerosol formations in order to supply spaceborne optoelectronic systems of the Earth observation with meteorological data. The examples of the obtained data application to forecasting optical thickness and horizontal sizes of fume aerosol clouds are presented.