

Б.А. Дорман, А.А. Кривобок, В.П. Баханов

ВЛИЯНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ СЛОИСТООБРАЗНЫХ ОБЛАКОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ СИГНАЛА СПУТНИКОВОГО РАДИОМЕТРА

На основе разработанных численных моделей проведено моделирование сигнала спутника (СС) NOAA в каналах с длинами волн 0,63-3,60 мкм. Определён диапазон длин волн, в котором различия СС для жидкокапельных и кристаллических облаков – наибольшие. Полученные результаты будут использованы для усовершенствования методов восстановления параметров облаков по спутниковым данным.

Введение

Восстановление параметров облачного покрова по данным радиометрических спутниковых многоканальных измерений, например по данным радиометра AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) полярного спутника NOAA [4] связано с большими трудностями, обусловленными тем, что альbedo облачности сильно зависит от размеров частиц и фазового состава облака. В связи с этим необходима независимая информация о микрофизической структуре зондируемой облачности. Такую информацию могут предоставить реалистические микрофизические модели облаков, развитые авторами [1, 5].

Цель данной работе – решить последовательно прямую задачу моделирования СС для модельных слоистообразных смешанных облаков с разным фазовым составом при наличии нескольких форм ледяных кристаллов и проанализировать влияние микроструктуры облака на формирование сигнала спутникового радиометра (альbedo облачности).

На рис. 1 приведена блок-схема численных расчётов, состоящая из трёх этапов:

- Моделирование смешанного слоистообразного облака, содержащего кристаллы трёх форм: иглы, пластинки, столбики.
- Расчёт характеристик рассеяния (индикатрис рассеяния, коэффициентов экстинкции).
- Решение уравнения переноса электромагнитной радиации в облаке и моделирование спутникового сигнала (или:

интенсивности излучения облачного слоя на верхней границе атмосферы).



Рис.1. Блок-схема вычисления оптических характеристик модельного облака и сигнала спутника

Численная микрофизическая модель смешанного фронтального облака

Численная одномерная микрофизическая модель смешанного слоистообразного облака с параметризованной динамикой и детальным описанием микрофизики была изложена в наших предыдущих работах [1, 5], поэтому здесь приводится только краткое её описание.

Система уравнений, моделирующая облако, состоит из уравнений переноса тепла и водяного пара, а также 4-х кинетических уравнений для функций распределения $f_j(r_j, t, z)$ капель и кристаллов по размерам ($j = 1$ – капли, $j = 2$ – иглы, $j = 3$ – пластинки, $j = 4$ – столбики; t – время, z –

высота, r_j – характерный размер частиц). Функции f_j нормированы на N_j – концентрацию частиц в единице массы воздуха.

Нижняя и верхняя границы области, охваченной восходящими движениями, обозначаются через z_1 и z_2 ; $z_1 = 0,6$ км фиксировано, z_2 – варьировалось. Вертикальная скорость $w(z)$ имеет параболический профиль, максимальное значение скорости w_m достигается на высоте $z_3 = (z_1 + z_2)/2$; w_m – также варьировалось.

Рассматривались два типа ядер льдообразования: сорбционные, активирующиеся при положительном пересыщении над водой ($\Delta_1 > 0$), и сублимационные, активирующиеся при достижении пересыщения над льдом ($\Delta_2 > 0$).

Распределение ледяных ядер по переохлаждениям (аппроксимация эмпирических данных) имеет вид:

$$-(dN_j / dT) = \mu_j A_s \exp [B_s (273, 15 - T)], \quad (1)$$

где параметры льдообразования $B_s = 0,2(^{\circ}\text{C})^{-1}$, A_s – варьировалось в интервале $(0,02 \dots 0,50) 10^{-1} (\text{r}^{\circ}\text{C})^{-1}$.

Температурные интервалы зарождения кристаллов различных форм таковы: для игл $-10 < T < -5^{\circ}\text{C}$, для пластинок $-25 < T < -10^{\circ}\text{C}$, для столбиков $-10 < T < -5^{\circ}\text{C}$ и $T < -25^{\circ}\text{C}$; таким образом, $\mu_j = 1$ в указанных температурных интервалах и $\mu_j = 0$ вне них. Поскольку доля игл в общей концентрации облачных кристаллов невелика (менее 0,1%), то в дальнейшем не будем обсуждать их характеристики.

Пластинчатые и столбчатые кристаллы моделировались плоскими цилиндрами и вытянутыми сфероидами (характерным размером являются соответственно радиус цилиндра и большая полуось сфероида). В модели учитывалась трансформация малых столбиков в пластинки, происходящая в области облака ниже изотермы -22°C .

Численные эксперименты показали, что высота верхней границы и мощность ячейки восходящих движений определяют фазовый состав облака, спектр форм кристаллов и эффективность осадкообразования во фронтальных облаках. Преобладающей формой кристаллов в снегопадах являются пластинчатые при $z_2 < 4,8-5,0$ км (что согласуется с натурными данными). При $z_2 < 3,9$ км осадки практически на 100% состоят из кристаллов пластинчатых форм; в таких облаках накапливается мощный жидкокапельный слой с водозапасом $Q_{L1} \sim 1$ мм. При повышении z_2 до уровня изотермы $-34-35^{\circ}\text{C}$ облако кристаллизуется, имеет высокую

эффективность осадкообразования, при этом доля столбчатых кристаллов в осадках повышается до 70-80%.

Характеристики рассеяния света каплями и кристаллами в смешанных облаках

Рассмотрим три типа модельных смешанных облаков, некоторые характеристики которых представлены в табл.1 для момента времени $t=20$ ч. Для преимущественно жидкокапельного облака (вариант “а”) выбран механизм активации сорбционных ядер льдообразования, а для кристаллизовавшихся (вариант “б” – преимущественно пластинки и вариант “в” – преимущественно столбики) – механизм активации сублимационных ядер. В таблице также приведены значения z_2 , температура на верхней границе восходящих движений $T(z_2)$, скорость льдообразования A_s , максимальные значения водности $q_{L1,m}$ и лёдности $q_{L3,m}$ и $q_{L4,m}$ пластинчатых и столбчатых кристаллов соответственно (их профили изображены на рис.2); для всех вариантов $w_m=5$ см/с.

Таблица 1

Характеристики модельных облаков

Вариант	Тип льдообразования	z_2 , км	$T(z_2)$, °С	A_s , (г °С) ⁻¹	$q_{L1,m}$, г/кг	$q_{L3,m}$, г/кг	$q_{L4,m}$, г/кг
а (капли)	сорб.	3,9	-26,1	0,015	1,1	0,01	0,001
б (пластинки)	субл.	3,9	-25,9	0,05	-	0,14	0,02
в (столбики)	субл.	5,7	-36,7	0,015	-	0,02	0,15

Данные, полученные в результате численного моделирования смешанных облаков, использовались для вычисления характеристик рассеяния света системой облачных частиц. Вычисленные функции распределения капель и кристаллов по размерам r были аппроксимированы гамма-распределением (индекс j опущен):

$$n(r) = A r^\alpha \exp(-\alpha r / r_m), \quad (2)$$

где параметры A , α были определены из рассчитанных облачных величин N , q_L , средних размеров \bar{r} и связанных с ними модальных радиусов r_m частиц. В дальнейшем указанные гамма-распределения нормируются на концентрацию частиц в единице объёма. Некоторые параметры гамма-распределений облачных частиц на уровне максимальной водности или лёдности приведены в табл. 2.

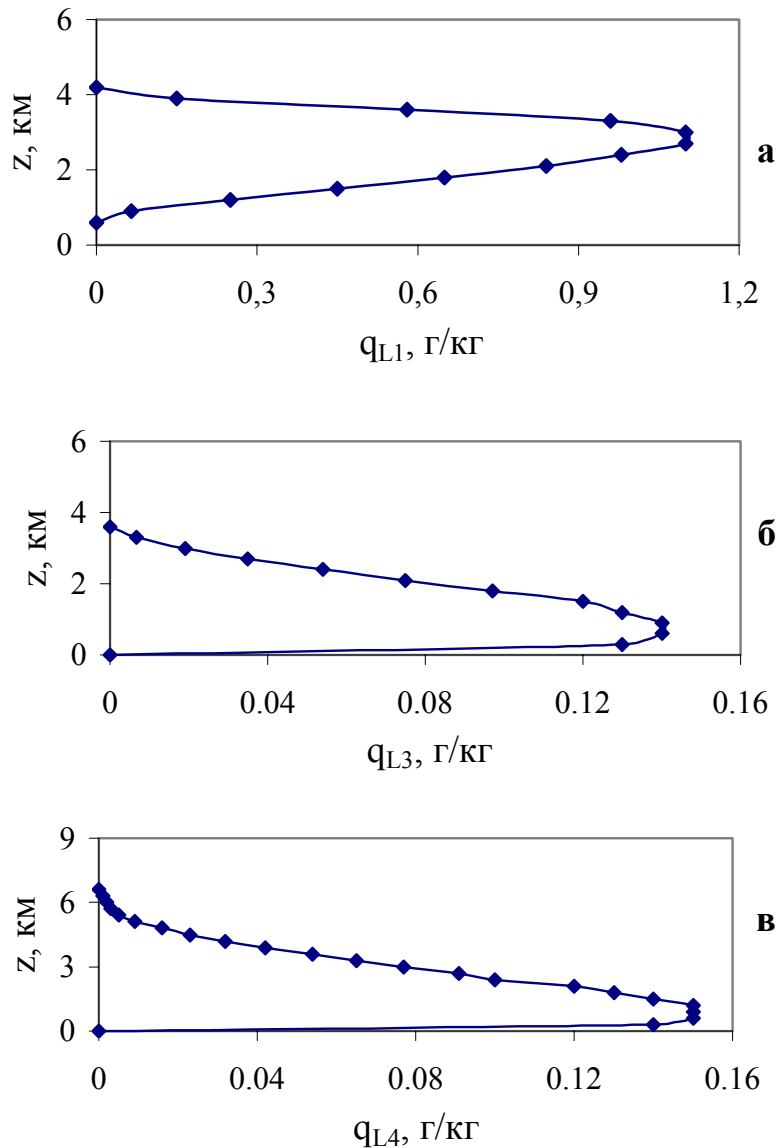


Рис. 2. Профили водности q_{L1} (вариант “а”) и лёдностей q_{L3} , q_{L4} (варианты “б” и “в”)

Таблица 2

Параметры гамма-распределения облачных частиц

Тип частиц	z , км	N , см ⁻³	r_m , мкм	α	A
капли	2,7	784,2	4,12	2,951	37,33
пластинки	0,9	0,035	284,4	3,919	$0,11 \cdot 10^{-11}$
столбики	1,2	0,029	123,1	4,077	$0,33 \cdot 10^{-10}$

Для расчёта параметров рассеяния на сферических частицах (коэффициенты рассеяния, поглощения, ослабления и индикатриса) применялись формулы, основанные на теории Ми [2]. Для сферических полидисперсных частиц, отличающихся друг от друга размерами и

имеющих одинаковые показатели преломления, выражение для коэффициента рассеяния будет выглядеть следующим образом:

$$\beta_{sca}(\lambda, n(x)) = \pi k^{-3} \int_0^{\infty} x^2 n(x) K_{sca}(x) dx; \quad (3)$$

для коэффициента поглощения:

$$\beta_{abs}(\lambda, n(x)) = \pi k^{-3} \int_0^{\infty} x^2 n(x) K_{abs}(x) dx; \quad (4)$$

для коэффициента ослабления:

$$\beta_{ext}(\lambda, n(x)) = \beta_{sca}(\lambda, n(x)) + \beta_{abs}(\lambda, n(x)), \quad (5)$$

где $x=2\pi r/\lambda$, $k=2\pi/\lambda$; K_{sca} , K_{abs} , K_{ext} – величины эффективности факторов рассеяния, поглощения и ослабления, соответственно.

Выражение для фазовой функции (индикатрисы рассеяния) для полидисперсных частиц будет таким:

$$P(\cos \theta) = 4\pi k^{-3} \beta_{sca}^1 \int_0^{\infty} n(x) i(\theta) dx, \quad (6)$$

где i – параметр безразмерной интенсивности в теории Ми.

Для расчёта параметров рассеяния несферических частиц применялись алгоритмы, разработанные Мищенко М.И с соавторами, основанные на матричной формулировке задачи рассеяния электромагнитных волн [7]. Основная идея матричной формулировки заключается в том, что связь между коэффициентами, определяющими поле рассеяния и поле падения электромагнитной волны, определяется T -матрицей (матрицей перехода). Коэффициент рассеяния может быть определен как:

$$\beta_{sca} = 2\pi k^{-2} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{n'=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n \sum_{m'=-n'}^{n'} \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 |T_{mnm'n'}^{ij}|^2, \quad (7)$$

коэффициент ослабления соответственно:

$$\beta_{ext} = 2\pi k^{-2} \operatorname{Re} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=-n}^n [{}^1T_{mnmn}^{11} + {}^1T_{mnmn}^{22}], \quad (8)$$

а коэффициент поглощения как:

$$\beta_{abs} = \beta_{ext} - \beta_{sca}, \quad (9)$$

где элементами T^{ij} -матрицы являются волновые функции, соответствующие уходящим от частицы электромагнитным волнам. Фазовая функция также определяется по алгоритму, описанному в [7], с учётом вычисленного по формуле (7) коэффициента рассеяния.

На рис. 3 представлены результаты расчётов индикатрис рассеяния, а в табл. 3 – оптические параметры для капель воды и хаотически ориентированных ледяных кристаллов в упомянутых выше трёх вариантах облаков на уровнях с максимальной водностью или лёдностью.

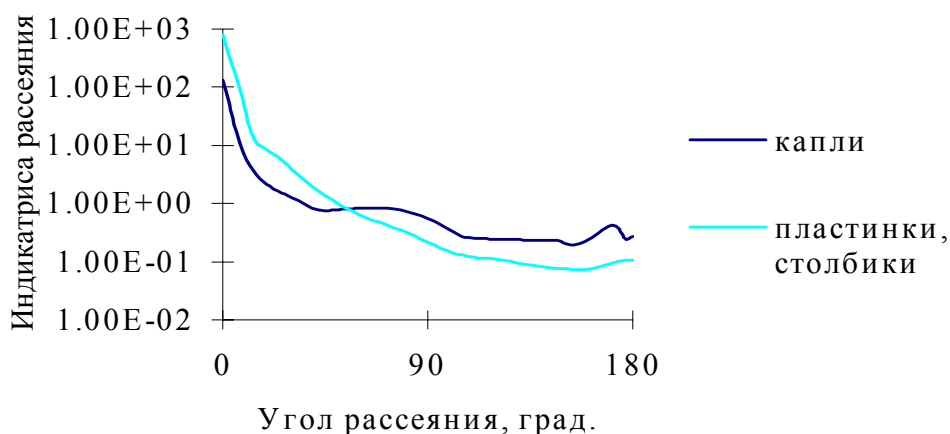


Рис. 3. Индикатриса рассеяния капель и кристаллов различных форм для длины волны 3,6 мкм

Таблица 3

Оптические свойства капель и произвольно ориентированных кристаллов

λ , мкм	Тип частиц	m	ω_0	G	β_{ext} , км ⁻¹
0,64	капли	1,3300	1,000	0,538	26,813
	пластинки	1,3083 - i 1,22·10 ⁻⁸	0,999	0,876	0,6742
	столбики		0,999	0,858	0,3000
0,78	капли	1,3290 - i 0,11·10 ⁻⁷	0,999	0,587	27,627
	пластинки	1,3053 - i 1,02·10 ⁻⁷	0,999	0,864	0,6773
	столбики		0,999	0,873	0,3021
1,60	капли	1,3150	1,000	0,753	28,142
	пластинки	1,2889 - i 3,37·10 ⁻⁷	0,906	0,916	0,6845
	столбики		0,900	0,913	0,3046
3,60	капли	1,4230 - i 9,30·10 ⁻³	0,809	0,637	30,559
	пластинки	1,4150 - i 8,02·10 ⁻³	0,759	0,957	0,6926
	столбики		0,769	0,957	0,3089

В таблице 3: m – комплексный показатель преломления (здесь i – мнимая единица); G – параметр асимметрии; ω_0 – значение альбедо однократного рассеяния света.

В масштабе рис. 3 индикатрисы для столбиков и пластинок мало отличаются друг от друга. Более существенное различие наблюдается только для малых углов рассеяния (до 15°) (табл. 4).

Таблица 4

Значения индикатрисы рассеяния для кристаллов различных форм

Углы рассеяния, град.	Значения индикатрисы рассеяния для пластинок	Значения индикатрисы рассеяния для столбиков
0	810,45	417,65
3	320,21	207,31
6	150,22	80,33
9	60,35	34,83
12	20,24	23,02
15	10,96	11,07
18	9,28	9,18
21	7,67	7,47

Перенос радиации в слоистообразном облаке и моделирование сигнала спутника

Для расчёта моделируемого сигнала спутника (СС), обусловленного потоком вверх рассеянной в облачной среде радиации, был использован метод дискретных ординат (МДО) решения уравнения переноса солнечной радиации [3, 6, 8].

Само уравнение переноса при упрощающих предположениях (не учитывается кривизна Земли; рассеивающая среда пространственно однородна) имеет вид [6]:

$$\mu \frac{dI(\tau, \mu)}{d\tau} = I(\tau, \mu) - \frac{\varpi}{2} \int_{-1}^{+1} I(\tau, \mu') P(\mu, \mu') d\mu' - \frac{\varpi}{4} F_o P(\mu, -\mu_0) \exp - \frac{\tau}{\mu_0}, \quad (10)$$

где I – интенсивность рассеянного излучения в направлении, определяемом зенитным углом θ ($\cos \theta = \mu$). Интенсивность рассеянного излучения в направлении μ может быть увеличена за счёт многократного рассеяния излучения, приходящего из направлений, определяемых зенитными углами θ' ($\cos \theta' = \mu'$). В (10) также μ_0 задаёт направление падающего солнечного излучения (угол Солнца); F_o – плотность потока солнечного излучения на верхней границе атмосферы;

P – фазовая функция (индикатриса рассеяния) облачной среды; $\varpi = \beta_{sca} / \beta_{ext}$ – альбеда однократного рассеяния совокупности облачных частиц.

Предполагается, что вертикальная ось z направлена вверх, а облачный слой расположен в области отрицательных z между верхней ($z_o=0$) и нижней границами ($z_K < 0$). Текущая оптическая толщина τ облачного слоя, заключённого между $z_o = 0$ и $z < 0$, определяется как:

$$\tau(z) = -\int_0^z \beta_{ext}(z') dz' . \quad (11)$$

Плотность потоков рассеянного восходящего (+) и нисходящего (-) излучения находится из выражений:

$$F^\pm(\tau) = 2\pi \int_0^\pm I(\tau, \mu) d\mu . \quad (12)$$

Уравнение (10) решалось с помощью МДО. Для этого фазовая функция разлагалась в конечный ряд по полиномам Лежандра [6]:

$$P(\mu, \mu') = \sum_{l=0}^N \varpi_l P_l(\mu) P_l(\mu'), \quad (13)$$

а интеграл в правой части уравнения (10) заменялся суммированием по конечному числу точек по формуле Гаусса:

$$\int_{-1}^{+1} f(\mu) d\mu \approx \sum_{j=-n}^{+n} a_j f(\mu_j), \quad (14)$$

где a_j – веса; μ_j – нули полиномов Лежандра чётного порядка P_{2n} .

С использованием указанных разложений уравнение (10) превращается в систему обыкновенных дифференциальных уравнений вида:

$$\begin{aligned} \mu_i \frac{dI(\tau, \mu_i)}{d\tau} = & I(\tau, \mu_i) - \frac{\varpi}{2} \sum_{l=0}^N \varpi_l P_l(\mu_i) \sum_{j=-n}^{+n} a_j P_l(\mu_j) I(\tau, \mu_j) - \\ & - \frac{\varpi}{4} F_o \sum_{l=0}^N (-1)^l \varpi_l P_l(\mu_i) P_l(\mu_o) \cdot \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_o}\right), \end{aligned} \quad (15)$$

где $i, j = -n, -(n-1), \dots, +(n-1), +n$; $l = 0, 1, \dots, N$.

Решая далее численно систему $2n$ обыкновенных дифференциальных уравнений (15), находим значения интенсивности рассеянного излучения $I(\tau, \mu_i)$ в дискретных направлениях μ_i . В данной работе использовалось так называемое четырёхпотоковое приближение:

$$i, j = -2, -1, +1, +2; \quad l = 0, 1, 2.$$

В нашем случае имеют место мощные, оптически плотные облака, которые разбивались на достаточно тонкие подслои, в пределах которых микрофизические и оптические характеристики можно считать

однородными. В пределах каждого такого слоя использовался изложенный выше алгоритм вычислений.

На верхней границе облачного слоя должно выполняться следующее граничное условие: интенсивность рассеянного вниз света равна нулю:

$$I(0, -\mu_i) = 0. \quad (16)$$

На границах между подслоями с номерами $k = 1, 2, \dots, K$ интенсивности во всех направлениях должны сшиваться:

$$I_k(\tau_{k+1}, \mu_i) = I_{k+1}(\tau_{k+1}, \mu_i). \quad (17)$$

На нижней границе слоя интенсивность по направлениям вверх будет выражена следующим образом:

$$I_K(\tau_K, +\mu_i) = A_S \left[2 \sum_{i=1}^n a_i \mu_i I_K(\tau_K, -\mu_i) + \mu_o F_o \exp - \frac{\tau_K}{\mu_o} \right], \quad (18)$$

где A_S – альбеда поверхности; a_i – веса; μ_i – точки квадратуры Гаусса; n – число дискретных потоков (одного направления).

Рассмотрение, проведенное выше, относилось к монохроматическому излучению, но в действительности аппаратура каждого канала радиометра воспринимает определённый спектральный интервал. Поэтому моделируемый сигнал спутника как отношение воспринимаемого потока рассеянного вверх излучения в некотором спектральном интервале к прямому солнечному потоку на верхней границе атмосферы (в этом же интервале) определялся по формуле:

$$CC = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) F_{\lambda}^+(0) d\lambda}{\pi \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} f(\lambda) \mu_o F_o d\lambda}, \quad (19)$$

где $f(\lambda)$ – нормированный отклик аппаратуры; $F_{\lambda}^+(\tau=0)$ – рассчитанный отражённый поток; F_o – плотность солнечного потока на верхней границе атмосферы; μ_o – косинус угла Солнца; (λ_1, λ_2) – спектральный интервал чувствительности спутникового радиометра.

Результаты расчётов представлены в табл. 5. Видно заметное различие CC для жидкокапельных и кристаллических облаков, что обусловлено различиями оптических толщин и фазовых функций.

Таблица 5

Моделируемый спутниковый сигнал (NOAA AVHRR) для облаков, содержащих капли и кристаллы

AVHRR канал	Тип частиц	Оптическая толщина, τ	СС
1	капли	71,77	0,822
	пластинки	3,37	0,391
	столбики	1,50	0,203
2	капли	74,59	0,831
	пластинки	3,38	0,395
	столбики	1,51	0,206
3a	капли	76,57	0,842
	пластинки	3,42	0,206
	столбики	1,52	0,137
3b	капли	81,60	0,138
	пластинки	3,46	0,101
	столбики	1,54	0,084

Высота солнца 25° , альbedo подстилающей поверхности 0.

В первом и втором каналах радиометра AVHRR подобные отличия наблюдаются даже для разных типов кристаллических облаков. Так, для облака, состоящего преимущественно из пластинок ($\tau = 3,37; 3,38$), моделируемый СС = 0,391; 0,395 (1 и 2 каналы соответственно). Величина СС в тех же каналах от облака, состоящего из столбиков ($\tau = 1,50; 1,51$), равна 0,203; 0,206.

Для канала 3a при значительном расхождении в значениях τ между разными типами кристаллических облаков (3,42 и 1,52) наблюдается менее значительная разница в СС (0,206 и 0,137) по сравнению с таковыми, моделируемыми в каналах, расположенных в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектра.

Спутниковый сигнал, моделируемый в канале 3b, гораздо менее чувствителен к вариациям оптической толщины; отличия, наблюдаемые в нём для различных типов облачности, обусловлены разным фазовым составом и микрофизикой облака.

Таким образом, для определения типа облаков и его микрофизических характеристик по спутниковым данным необходим комплексный анализ всей спектрометрической информации, поступающей со спутника.

Выводы

1. Моделирование с помощью численной микрофизической модели фронтального смешанного слоистообразного облака, содержащего кристаллы нескольких форм, показывает, что фазовый состав облачности, спектры размеров кристаллов и эффективность образования осадков зависит от динамической структуры фронта (особенно от толщины и высоты ячеек восходящих движений), а также от свойств ядер льдообразования.

2. Моделирование сигнала спутника для модельных облаков с разным фазовым составом (от чисто жидкокапельных до чисто кристаллических) показало, что имеется существенное различие величины СС для жидкокапельных и кристаллических облаков, обусловленное как различием оптических толщин, так и индикатрис рассеяния исследованных облаков. Для каналов $\lambda=0,63; 0,78$ мкм подобные различия наблюдаются для разных типов кристаллических облаков (состоящих преимущественно из пластинок или столбиков). Не обнаружено заметных различий величин СС для разных типов кристаллических облаков в каналах $\lambda=1,60; 3,60$ мкм. Сигналы спутника, моделируемые в этих каналах, менее чувствительны к вариациям оптической толщины.

* *

На основі розроблених чисельних моделей: а) мікрофізичної моделі змішаних фронтальних шароподібних хмар з кількома формами кристалів льоду; б) моделей розрахунків оптичних характеристик розсіювання системами крапель та кристалів; в) моделі дискретних ординат для розв'язання рівняння переносу радіації сонячного випромінювання в хмарах - проведено чисельне моделювання сигналу супутника (СС) NOAA в каналах з довжинами хвиль $\lambda=0,63; 0,78; 1,60$ та $3,60$ мкм. Моделювання показало, що найбільше різняться СС для рідкокрапельних та кристалічних хмар у всіх діапазонах довжин хвиль. Різниця в СС для кристалічних хмар, що складаються тільки із пластинок або стовпчиків, помітна для каналів $\lambda=0,63; 0,78$ мкм; для каналів $\lambda=1,60; 3,60$ мкм – ця різниця невелика.

Отримані результати будуть в подальшому використані для вдосконалення методів визначення параметрів хмарності за супутниковими даними.

* *

1. *Баханов В.П., Дорман Б.А.* Естественное и искусственное осадкообразование во фронтальных слоистообразных облаках, содержащих кристаллы различных форм // Тр. УкрНИГМИ. – 1992. – Вып. 243. – С.8-23.
2. *Дейрменджан Д.* Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. – М.: Мир, 1971. – 165 с.
3. *Кривобок А.А.* Атмосферная коррекция многоспектральных спутниковых данных // Тр. УкрНИГМИ. – 1998. – Вып. 246. – С.140-150.
4. *Arking A., Childs J.D.* Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images // J. of Climate and Applied Meteorology. – 1985. – V. 24, № 4. – P. 322-333.
5. *Bakhanov V.P., Dorman B.A.* Precipitation formation in frontal stratiform clouds with several crystal forms // Proc. of the 12-th Intern. Conf. on Clouds and Precipitation (Zurich). – 1996. – V. 2. – P. 846-849.
6. *Liou K.-N.* A numerical experiment on Chandrasekhar's discrete-ordinate method for radiative transfer: Applications to cloudy and hazy atmospheres // J. Atmos. Sci. – 1973. – V. 30. – P. 1303-1326.
7. *Mishchenko M.I., Travis L.D.* Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the T-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. – 1998. – V. 60, №3. – P. 309-324.
8. *Stamnes K., Dale H.* A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculations in anisotropically scattering atmospheres. II: Intensity computations // J. Atmos. Sci. – 1981. – V. 38. – P. 2696-2706.

*Украинский научно-исследовательский
гидрометеорологический институт, Киев*