

П.Н. Белов, А.Е. Бахматов

ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБЛАЧНОСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ ОБ УХОДЯЩЕМ ИЗЛУЧЕНИИ И НА ОСНОВЕ МЕТОДА ПАРАМЕТРИЗАЦИИ

Излагаются методы определения количества облаков и высоты их верхней границы по данным об уходящем излучении со спутников и метод параметризации кучевой конвекции, позволяющие рассчитывать высоту верхней границы облаков, количество осадков и притоки тепла фазовых переходов влаги.

Проводятся и анализируются карты количества облаков, высоты их верхней границы, графики структурной функции количества облаков и таблицы параметров кучевой конвекции рассчитанным методом параметризации.

В последние десятилетия существенно расширились возможности получения характеристик облачности, а также осадков в районах, не освещенных обычными метеорологическими наблюдениями. Такие возможности дают в первую очередь наблюдения с метеорологических спутников Земли [1, 2]. Можно ожидать дальнейшего улучшения систем наблюдений за облачным покровом с помощью лазерного зондирования [3].

Широкие возможности для количественного описания облачности и расчета осадков дают методы параметризации крупномасштабной конденсации и процесса конвекции [4–6].

В данной работе на основе измерений на спутниках и метода параметризации конвекции производится анализ ряда случаев распределения облачности и высоты их верхней границы, а также осадков и притоков тепла за счет фазовых переходов влаги над некоторыми океаническими районами тропической зоны земного шара.

Определение количества облачности и высоты верхней границы облаков (ВГО) производится по измерениям уходящего излучения в диапазоне длин волн 8–12 мкм (окно прозрачности атмосферы) радиометром, установленным на советском спутнике «Метеор» [7, 8]. Разрешающая способность радиометра в надире (подспутниковой точке) составляет $8 \times 8 \text{ км}^2$. Непосредственно радиометром измеряется не интенсивность излучения $J_{\Delta\lambda}$ в диапазоне длин волн $\Delta\lambda$, а радиационная температура T_p , под которой понимается температура абсолютно черного тела, интенсивность излучения которого равна $J_{\Delta\lambda}$. Переход от T_p к $J_{\Delta\lambda}$ (и обратно) осуществляется по соотношению

$$J_{\Delta\lambda}(T_p) = \int_{\Delta\lambda} I_{\lambda}(T_p) \eta_{\lambda} d\lambda, \quad (1)$$

где I_{λ} — функция Планка; η_{λ} — спектральное пропускание фильтра радиометра.

Если в поле зрения радиометра попадает излучение с какой-либо однородной поверхности, например с поверхности океана или с «ровной» верхней части облаков, с температурой T_n , то интенсивность уходящего излучения, а следовательно, и радиационная температура T_p будут определяться в основном излучением этой поверхности. Если не было бы искажающего влияния вышележащей атмосферы, то интенсивность излучения равнялась бы интегралу

$$I_{\Delta\lambda}^1 = \int_{\Delta\lambda} I_{\lambda}(T_n) d\lambda.$$

С учетом же фильтра радиометра

$$I_{\Delta\lambda} = \int_{\Delta\lambda} I_{\lambda}(T_n) \eta_{\lambda} d\lambda. \quad (2)$$

Однако атмосфера оказывает существенное влияние на уходящее излучение. Это влияние можно учесть путем введения так называемой передаточной функции

$$P_{\Delta\lambda} = J_{\Delta\lambda}(T_p) / I_{\Delta\lambda}(T_n), \quad (3)$$

предложенной М.С. Малкевичем.

С учетом этой функции температура поверхности (земли или облаков) определяется следующим образом. По измеренному радиометром значению T_p с помощью соотношения (1) рассчитывается величина уходящего излучения $J_{\Delta\lambda}(T_p)$, далее по соотношению (3) рассчитывается излучение $I_{\Delta\lambda}(T_n)$

(считая функцию P известной) и, наконец, с помощью соотношения (2) находится температура поверхности T_p . Передаточная функция P рассчитывается заранее с помощью интегральных формул для уходящего излучения по фактическим (или климатическим) данным о земной поверхности и атмосфере.

Высота ВГО определяется далее как высота точки, в которой найденное значение T_p равно значению температуры воздуха. При этом используется заранее подготовленная (априорная) информация о распределении температуры с высотой в различных районах земного шара. С этой целью специально производится районирование земного шара на квазиоднородные районы с одинаковой вертикальной структурой атмосферы [9].

При реальных измерениях в поле зрения радиометра могут фиксироваться участки ясного неба, со сплошной облачностью и с частичной облачностью при покрытии облаками, равном N (в долях единицы). В таком случае величину уходящего излучения в точке i , зафиксированную радиометром, можно выразить в виде

$$J_i = (1 - N_i) J_{i\text{я}} + N_i J_{i\text{об}}, \quad (4)$$

где $J_{i\text{я}}$ и $J_{i\text{об}}$ — величины уходящего излучения при ясном небе и сплошной облачности соответственно. Очевидно, что при $N_i = 1$ мы имеем дело со сплошной облачностью и в таком случае по изложенной методике определяется T_p , а затем и высота ВГО. Если же $N_i = 0$, то найденная величина T_p является температурой земной поверхности, в частности, температурой поверхности океана.

При $0 < N < 1$ мы имеем дело с неполной облачностью. В этом случае соотношение (4) используется для нахождения величины N_i , т.е. процента покрытия участка поверхности облаками, с помощью которого далее легко перейти к баллу облачности. Такая задача, в принципе, легко решается при наличии одновременных измерений в трех интервалах спектра, различно реагирующих на облачную и безоблачную атмосферу. Задача в этом случае сводится к составлению систем трех алгебраических уравнений, получающихся по данным измерений в трех интервалах спектра, и к последующему их решению, в результате которого находятся величины N_i , $J_{i\text{я}}$ и $J_{i\text{об}}$. Далее по изложенной ранее методике находится температура T_p , а затем и температура поверхности земли и высота ВГО.

В случае измерений уходящего излучения в каком-либо одном диапазоне длин волн, например, в диапазоне 8–12 мкм, определение перечисленных трех величин, т.е. N , $J_{\text{я}}$ и $J_{\text{об}}$, производится не для каждой точки измерений i , а для некоторого фиксированного участка поверхности, в котором имеется ряд измерений T_p . В данной работе такие участки брались в форме «трапеций» со сторонами, равными 1° широты и 1° долготы.

Пусть на каком-либо участке имеется n измерений J_i , следовательно, и n величин J_i . Эти измерения делятся на три класса с помощью «пороговых критериев радиационной температуры [7]. Один из критериев отделяет измерения при ясном небе и частичной облачности от измерений при сплошной облачности. Второй критерий отделяет измерения при частичной облачности и сплошной облачности от измерений при ясном небе. Предварительно на основе обработки климатических данных производится для конкретного географического региона выделение характерных для них синоптических ситуаций, а также по редкой сети наблюдений и частичном использовании телевизионных снимков определяется тип синоптической ситуации для рассматриваемого участка. Этот этап позволяет получить более достоверное разбиение измерений J_i на три класса. Далее находятся величины $\bar{J}_{\text{я}}$ и $\bar{J}_{\text{об}}$ как средние из значений J_i вошедших в соответствующий класс, а затем и средняя для участка величина \bar{N} . Температура поверхности и высота ВГО находятся далее по изложенной ранее методике.

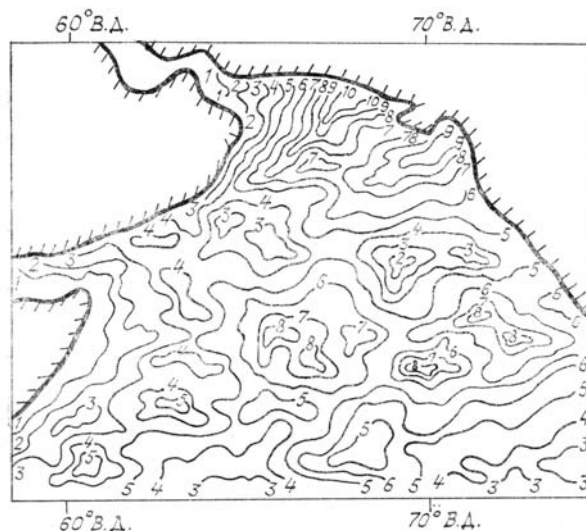


Рис. 1. Карта количества облачности. 7 июня 1983 г.

На рис. 1 приведена карта количества облаков над Аравийским морем 7 июня 1983 г., полученная по данным уходящего излучения изложенным способом. Поле облачности, представленное на этом рисунке, характерно для ситуации развитого летнего индийского муссона. Четко прослеживается область максимального количества облачности над севером Аравийского моря, связанная с юго-западным переносом теплого влажного воздуха в муссонном потоке. Другая область с количеством облачности более 5 баллов прослеживается в виде широкой зоны, охватывающей 3–5° широты, протянувшейся практически через всю южную часть Аравийского моря примерно вдоль 5–10° с.ш. Это область внуритропической зоны конвергенции (ВЗК).

Более детальное рассмотрение карты позволяет сделать вывод о том, что поле облачности является весьма «пестрым». В нем можно заметить отдельные области со значительным количеством облаков.

Эти области не имеют какой-либо четкой конфигурации. Преобладающие горизонтальные их размеры составляют примерно 100–200 км. Такие скопления кучевых облаков можно квалифицировать как проявление процессов мезо-β-масштаба.

На рисунке четко выделяется обширная зона небольшой (менее 3 баллов) облачности у побережий Аравийского полуострова и полуострова Сомали.

Представление о пространственной структуре поля облачности над Аравийским морем можно получить, рассматривая рис. 2, на котором представлены структурные функции количества облаков над морем для периода развитого летнего индийского муссона. Кривая 1 — структурная функция количества облаков, полученная для прямой, проходящей через восточную часть Аравийского моря «вдоль» побережья в направлении с юго-востока на северо-запад. Кривая 2 — соответствует прямой, проходящей через восточную часть Аравийского моря «вдоль» побережья в направлении с юго-запада на северо-восток.

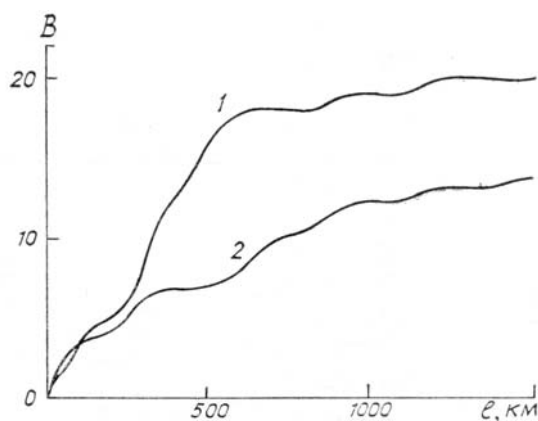


Рис. 2. Структурные функции количества облаков. 1 — восточная часть, 2 — западная часть Аравийского моря

На рисунке четко видно, что структурная функция над востоком Аравийского моря быстро возрастает с расстоянием, достигая «насыщения» уже на расстоянии около 500 км. Над западной же частью Аравийского моря структурная функция растет с расстоянием медленно; состояния «насыщения» при небольших значениях функция достигает на расстояниях более тысячи километров. Это обстоятельство свидетельствует о значительной неоднородности поля облачности во время развитого летнего индийского муссона.

На рис. 3 приведена карта высоты ВГО над тропической частью Индийского океана. На карте хорошо видна обширная зона с высотами ВГО, достигающими 12,5 км. Это активная южная ветвь ВЗК этого района. Вторая зона с высотами ВГО 5–10 км проходит несколько севернее экватора. Это менее активная ветвь ВЗК северного полушария.

Для теоретического определения высоты верхней границы облаков, количества осадков, а также тепла конденсации в прогностических моделях атмосферы использовалась предложенная в работе [10] методика параметризации конвекции при учете вовлечения в облако окружающего воздуха. В основу этой методики взят способ параметризации конвекции Х. Куо [11]. В этом способе предполагается, что количество влаги Q , поступающей в единичный столб воздуха в облаке, определяется конвергенцией влаги только в подоблачном слое и испарением Q_s с подстилающей поверхности и вычисляется по соотношению

$$Q = -\frac{1}{g} \int_{p_n}^{p_s} \nabla(vq) dp + Q_s, \quad (5)$$

где \mathbf{V} — вектор скорости; q — массовая доля влаги; p_s и p_n — давление на поверхности и на нижней границе облака. Часть поступающей в подоблачный слой влаги расходуется на повышение влажности до влажноадиабатического состояния, другая часть конденсируется, что приводит к повышению температуры воздуха. Сконденсировавшаяся влага сразу выпадает в виде осадков.

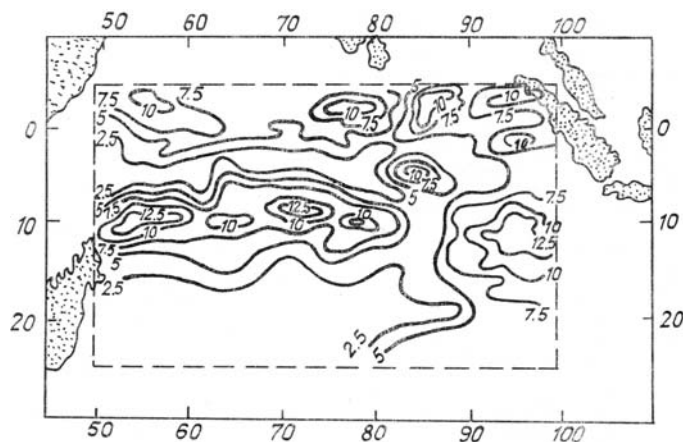


Рис. 3. Карта высоты верхней границы облаков (км), полученная по измерениям уходящего излучения со спутника 10 февраля 1983 г.

Чтобы воздух достиг влажноадиабатического состояния, требуется количество влаги Q_1 , равное

$$Q_1 = -\frac{1}{g} \int_{p_n}^{p_k} \left[q_s - q_i + \frac{c_p}{L} (T_o - T_i) \right] dp, \quad (6)$$

где T_o и T_i — температура воздуха в облаке и окружении; q_i — массовая доля влаги в окружающем воздухе; q_s — значение влажности при влажноадиабатическом процессе; p_k — давление на уровне конвекции, L — удельная теплота конденсации. За время Δt приток влаги составляет $Q\Delta t$. Очевидно, что должно выполняться соотношение $Q\Delta t = \alpha Q_1$, где α — процент покрытия площади ячейки сетки облаками. Отсюда для α получаем

$$\alpha = \Delta t Q / Q_1. \quad (7)$$

В результате процесса конвекции и последующего разрушения облака получают новые значения температуры T^* и массовой доли влаги q^* , которые вычисляются по соотношениям

$$T^* = \alpha T_o + (1 - \alpha) T_i, \quad q^* = \alpha q_o + (1 - \alpha) q_i. \quad (8)$$

Притоки тепла ϵ влаги ϵ_n в результате этого процесса определяются выражениями:

$$\epsilon = c_p \frac{\alpha}{\Delta t} (T_o - \bar{T}), \quad \epsilon_n = \frac{\alpha}{\Delta t} (q_o - \bar{q}), \quad (9)$$

где \bar{T} и \bar{q} — средние для ячейки сетки значения T и q . Количество выпавших при этом осадков рассчитывается по формуле

$$W = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \delta q dp, \quad (10)$$

где $\delta q = q^* - q_o$.

Высота ВГО, т.е. p_k , определяется этим способом как точка пересечения кривых состояния и стратификации. При этом высота ВГО оказывается сильно завышенной. Это происходит потому, что не учитывается вовлечение в нижней части облака воздуха из окружения и выброс облачного воздуха, из верхней части облака. Методика учета этих факторов, предложенная в работе [10], позволяет получить более реалистические величины высот ВГО.

В таблице приведены примеры расчета высоты ВГО, количества облаков, а также величины притока тепла и количества осадков, рассчитанные по указанной методике по данным АТЭП (Атлантический тропический эксперимент) для точки 8°30' с. ш. и 23°30' з. д., в которой находилось НИС «Профессор Визе». Сопоставление результатов расчетов с данными метеорологических наблюдений говорит об их хорошем согласии.

Т а б л и ц а

Характеристики облачности и осадков по наблюдениям на НИС «Профессор Визе» с 16 по 19 сентября 1974 г. в период АТЭП

Характеристики	Дата							
	16/IX		17/IX		18/IX		19/IX	
	Время, час							
	0	12	0	12	0	12	0	12
P_k , гПа	400	500	200	650	—	—	—	450
\bar{W}^* , (мм/с) · 10 ⁻⁵	2,6	3,9	6,2	12,1	0	0	0	2,4
\mathcal{E}^{**} , Дж/(м ² · с)	66,4	97,5	207,7	0	0	0	0	58,8
Балл облачности	10	10	10	7—8	5	3	6	7—8
Форма облачности	Сб	Сб	Сб	Сб	Сб	Сш	Сш	Сб
Ливневые осадки	есть	есть	есть	есть	есть	нет	нет	есть

* \bar{W} — интенсивность осадков;

** \mathcal{E} , Дж/(м² · с) — приток тепла за счет фазовых превращений влаги к слою между поверхностями 1000 и 400 гПа по результатам расчетов.

1. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеоиздат. 1978.
2. Малкевич М.С. Оптические исследования атмосферы со спутников. М.: Наука. 1973.
3. Зуев В.Е. // В кн.: Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. Л.: Гидрометеоиздат. 1987. С. 98—128.
4. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодетов В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоиздат. 1986.
5. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеоиздат. 1981.
6. Фалькович А.И. Динамика и энергетика внутритропической зоны конвергенции. Л.: Гидрометеоиздат. 1979.
7. Белов П.Н., Бахматов А.Е., Розанова Г.И. // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1985. Вып. 118. С. 88—98.
8. Копрова Л.И., Бахматов А.Е. // В кн.: Исследование Земли из космоса. М.: Изд. АН СССР. 1984. С. 25—34.
9. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1986.
10. Белов П.Н., Щербakov А.Ю. // Труды Гидрометцентра СССР. 1984. Вып. 239. С. 129—141.
11. Кuo Н.Л. // J. Atm. Sci. 1965. V. 22. № 1. P. 40—63.

Московский госуниверситет
им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию
20 мая 1988 г.

P. N. Belov, A. E. Bakhmatov. Cloud Cover Characteristics Based On Outgoing Radiative Satellite Data and Parametrization Technique.

The problem of the cloud fraction and cloud top height estimation making use of the radiative satellite data and cumulus convection parametrization is discussed. The proposed computing techniques allow the cloud top height, quantity of precipitation and the latent heat influxes to be calculated. Cloud fraction and cloud top height maps, cloud fraction structure functions, and tabulated cumulus convective parameters derived by the parametrization technique are analyzed.