

**А.В. Кондратьев**

## **РАСПОЗНАВАНИЕ И ВОССТАНОВЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНОСТИ ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ**

В статье описывается алгоритм объективного восстановления параметров облачности на основании многоспектральной цифровой информации. Показано, что, используя в комплексе информацию, поступающую по нескольким спектральным каналам сканирующего радиометра очень высокого разрешения (А НРР), и данные, полученные на основе численного моделирования радиационных характеристик облачности, можно определить такие параметры, как вид облачности, ее количество, температуру и высоту верхней границы облаков, геометрическую толщину облачности.

Интерпретация и анализ результатов дистанционного зондирования играют важную роль в задачах мониторинга оптико-физических полей атмосферы и океана. Среди этих полей облачность является основным регулятором радиационного режима системы «земная поверхность — атмосфера» и в силу этого играет большую роль при решении задач диагноза и прогноза характеристик атмосферно-оптического канала.

В настоящее время в рамках создания комплексной системы мониторинга оптико-метеорологических параметров атмосферы в ИОА СО АН СССР разрабатывается подсистема объективного анализа облачности на основе многоспектральной цифровой информации. Ниже дается общее краткое описание первого варианта указанной выше подсистемы объективного анализа параметров облачности.

Существующие в настоящее время методы восстановления параметров облачного покрова в принципе могут быть объединены в четыре основных группы: пороговые, статистические, биспектральные и методы, основанные на теории переноса излучения.

Описание этих методов нашло достаточно полное отражение как в оригинальных работах, например [1, 2, 3, 4], так и в обзорах и монографиях [5, 6, 7, 8]. Как отмечено в [6, 7], ни один из упомянутых выше методов не дает возможность получить полную информацию о параметрах облачности. Решение проблемы, очевидно, лежит в объединении различных методов для получения требуемых данных.

Излагаемая ниже схема и алгоритм объективного анализа облачности представляют собой попытку объединения порогового и статистического методов с использованием специальной процедуры усвоения данных, основанной на решении обратной задачи. В качестве исходной информации в описываемом варианте подсистемы использовались данные пятиканального усовершенствованного сканирующего радиометра очень высокого разрешения (AVHRR)TIROS/NOAA. Эти исходные данные представляют собой изображения подстилающей поверхности для каждого из пяти каналов AVHRR (0,73; 0,90; 3,71; 11 и 12 мкм) в цифровом виде (с разрешением в надире 1,1 км). Обработке подвергались участки изображений, содержащие  $N \times N$  элементов (пикселей), калиброванных по 1023 уровням интенсивности электромагнитного излучения. Далее в процессе обработки изображения число этих уровней уменьшалось до 256.

Блок-схема алгоритма объективного анализа облачности, использующая указанную выше многоспектральную цифровую информацию, показана на рис. 1. Кратко рассмотрим основные этапы указанного алгоритма.

**На первом этапе анализа** в соответствии со схемами, используемыми при статистическом методе восстановления параметров облачности [2, 6], строится двумерная гистограмма интенсивности излучения для данного участка изображения в видимом (В) и инфракрасном (ИК) диапазонах спектра (данные 1 и 4 каналов AVHRR) и осуществляется ее кластерный анализ. При этом предполагается, что каждому выделяемому кластеру соответствует определенный тип подстилающей поверхности или вид облачности. Для кластеризации двумерной гистограммы используется оригинальная процедура кластерного анализа, основанная на методе агломерации и специально адаптированная для анализа многомерных радиационных гистограмм с учетом статистических свойств последних. Параллельно с этим проводится калибровка радиационных каналов с целью перехода от пиксельных величин интенсивности излучения к значениям спектрального альбеда и радиационной температуры согласно методике, описанной в [9].

Процедура кластерного анализа гистограммы является двухступенчатой. На первом шаге определяются центры сгущения (ядра кластеров), количество которых в общем случае не лимитировано, и, как правило, больше числа реально существующих типов облачности и подстилающей поверхности. На втором шаге проводится агломерация ядер кластеров, выделенных на первом

этапе, завершающая кластеризацию гистограммы. Далее осуществляется отбор элементов изображения (пикселей), входящих в ядра выделенных на гистограмме кластеров, с учетом критических значений пиксельных величин интенсивности, определяемых, например, как стандартные отклонения интенсивности излучения для выделенных ядер кластеров. Таким образом формируются новые ядра кластеров, относящихся уже к самому изображению, а не к гистограмме, для которых рассматриваются также средние значения и стандартные отклонения энергетической яркости для каналов 2 и 3 AVHRR. Каждый из оставшихся пикселей (т.е. пикселей, не вошедших в ядра) относится к кластеру с ближайшим ядром. На этом завершается этап кластеризации изображения.

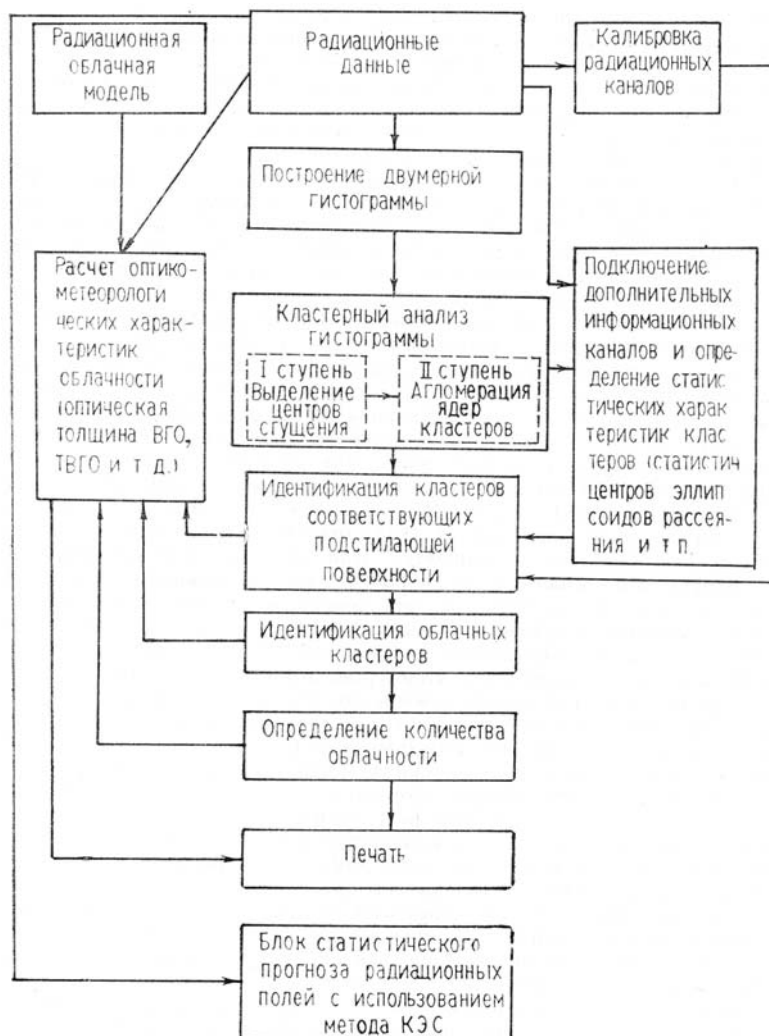


Рис. 1. Блок-схема объективного анализа облачности на основе многоспектральной информации

**Второй этап анализа облачности** — идентификация выделенных кластеров, соответствующих земной поверхности. Она осуществляется путем сравнения заранее заданных пороговых значений, характеризующих земную поверхность, с радиационными характеристиками статистических центров ядер кластеров. Кластеры, идентифицированные как не соответствующие земной поверхности, считаются облачными. Существенным для дальнейшего изложения является допущение, заключающееся в том, что каждому конкретному выделенному типу облачности (в первом приближении) можно поставить в соответствие конкретную микрофизическую облачную модель, которую условно обозначим индексом  $m$ . Набор  $\{m_i\}$  таких микрофизических моделей для каждого типа облачности, включающей в себя, в частности, функцию распределения капель по размерам, концентрацию облачных капель, водность, альbedo однократного рассеяния ледяных кристаллов или капель, объемные коэффициенты ослабления и т.п., хранится в памяти ЭВМ как априорная информация и используется в дальнейшем для расчета оптико-метеорологических параметров облачности. В описываемом варианте системы набор микрофизических моделей  $\{m_i\}$  был заимствован из работы [4] и содержал 6 видов моделей для сферических ледяных частиц и водяных капель с функцией распределения по размерам, описываемой гамма-распределением.

Естественно, что для надежной идентификации типа облачности в качестве априорной информации желательно иметь данные о связи конкретного типа облачности с соответствующими пределами изменения энергетической яркости для каждого из каналов AVHRR, характерные для рассматриваемого региона. Такие данные, полученные для Северо-Восточной Атлантики и Северной Европы, основанные на наблюдениях за облачностью с помощью AVHRR и наземной сети станций за промежуток времени в несколько лет [10], и были использованы нами в качестве архивов априорной информации при идентификации типов облачности, соответствующей каждому выделенному облачному кластеру.

На основе анализа эмпирических данных о связи микрофизических моделей с типом облачности, представленных, в частности, в работе [11], каждому типу облачности, относящемуся к классификации [10], была поставлена в соответствие одна из шести упомянутых выше микрофизических моделей. Таким образом, в данной версии системы одновременно с определением типа облачности на основании априорной архивной информации определилась и конкретная микрофизическая модель.

При подсчете количества облачности все пиксели, входящие в ядра облачных кластеров, а также пиксели, соответствующие облачным кластерам, радиационная температура которых ниже, а спектральное альbedo выше, чем температура и альbedo статистического центра соответствующего ядра, считаются на 100% облачными. Количество облачности в остальных пикселах определяется как отношение расстояния от данного пиксела до ближайшего ядра, соответствующего земной поверхности, к расстоянию между ядрами данного облачного кластера, характеризующего земную поверхность. Аналогично находится количество облачности для всего кластера в целом.

**Третьим этапом объективного анализа облачности** является расчет ее оптико-метеорологических параметров. В описываемом алгоритме в качестве таковых рассчитывались оптическая и геометрическая толщина облаков, а также температура и высота их верхней границы. Остановимся несколько подробнее на методике определения этих характеристик. В общем случае результаты дистанционных измерений можно описать выражением:

$$I_M = W(J), \quad (1)$$

где  $I_M$  — вектор измеряемых величин (вектор наблюдения);  $J$  — вектор состояния исследуемой системы;  $W$  — оператор, описывающий модель измерений. Искомые оптико-метеорологические параметры облачности являются компонентами вектора состояния, а полученные в результате процедуры, калибровки величины спектрального альbedo и радиационной температуры — компонентами вектора измеряемых величин. Следуя работе [4], запишем векторы состояния и наблюдения в виде

$$J = (f, \tau, T_C, m); \quad I_M = (R_V, T_R),$$

где  $R_V$  и  $T_R$  — измеряемые значения альbedo в видимом диапазоне и радиационной температуры в ИК диапазоне;  $f$  — количество облачности в долях единицы;  $\tau$  — оптическая толщина облачности;  $T_C$  — температура верхней границы облаков,  $m$  — параметр, характеризующий используемую микрофизическую модель данного типа облачности. В общем случае задача нахождения вектора состояния  $J$  по известным значениям вектора  $I_M$  относится к классу некорректных обратных задач.

Однако в данной ситуации значения  $f$  и  $m$ , как указывалось выше, можно считать заранее известными и рассматривать как параметры.

Тогда выражение (1) можно записать в виде

$$(R_V, T_R) = W_{f,m}(\tau, T_C), \quad (2)$$

где  $W_{f,m}$  — оператор  $W$  при фиксированных  $f$  и  $m$ .

Обратная задача для оператора наблюдения  $W_{f,m}$  является корректной, т.е. оператор  $W_{f,m}$  имеет единственный обратный  $W_{f,m}^{-1}$ , позволяющий однозначно определить  $\tau$  и  $T_C$  по известным  $R_V$  и  $T_R$ .

По аналогии с [4] введем следующие упрощающие предположения относительно радиационного взаимодействия облачности, атмосферы и подстилающей поверхности.

1. Излучающая поверхность в пределах поля зрения сканера является параллельной некоторой горизонтально однородной средней поверхности.

2. Облачность в пределах поля зрения сканера представляет собой вертикально и горизонтально однородный слой конечной толщины с постоянной температурой, характеризующийся диффузным отражением.

3. Подстилающая поверхность для безоблачной части поля зрения сканера, а также расположенная под облачным слоем, однородна и характеризуется изотропным отражением.

4. Оптическими эффектами атмосферы можно пренебречь.

При данных предположениях и с учетом многократного переотражения радиация между нижней границей облака и земной поверхностью можно получить явные выражения, позволяющие связать компоненты векторов наблюдения и состояния

$$R_V(f, \tau, m) = (1 - f) R_V^s + f \left[ R_V^c + \frac{(T_V^c)^2 R_V^s}{1 - R_V^c R_V^s} \right]; \quad (3)$$

$$T_R(f, \tau, T_C, m) = B_I^{-1} \{ (1 - f) I_R^s + f [\varepsilon_R^c B_I(T_C) + T_R^c I_R^s] \}, \quad (4)$$

где  $I_R^s$  — ИК радиация от земной поверхности;  $R_V^s$  — функция отражения для земной поверхности в видимом диапазоне;  $B_I(T)$  — функция Планка;  $R_i^c, T_i^c, \varepsilon_i^c$  — функция отражения, пропускания и излучения для видимого и ИК ( $i = V, R$ ) диапазонов, расчет которых проводится на основании радиационной облачной модели.

Сущность метода подбора для решения обратной задачи с оператором наблюдения  $W_{fm}$  на первом этапе сводится к определению величины  $\tau$ , для которой предвычисленные на основании уравнения (3) значения  $R_V$  согласуются с измеряемыми. Это осуществляется путем сравнительного анализа таблицы предвычисленных значений  $R_V$  для всего диапазона возможных изменений  $\tau$  и наблюдаемых значений  $R_V$ .

Расчет характеристик  $R_V^c, T_V^c, T_R^c$  и  $\varepsilon_R^c$  проводится на основании простой радиационной облачной модели, предложенной в работе [12] и позволяющей рассчитать на основании двухпоточкового приближения указанные функции отражения, пропускания и поглощения для однородного облачного слоя.

На следующем шаге, после того как оптическая величина  $\tau$  определена, нетрудно получить на основании (4) выражение для температуры верхней границы облаков (ТВГО):

$$T_C = B_I^{-1} \left\{ \frac{I_R - I_R^s}{f \varepsilon_R^c} + \frac{I_R^s}{\varepsilon_R^c} [1 - T_R^c] \right\}, \quad (5)$$

где  $I_R$  — измеряемая ИК радиация.

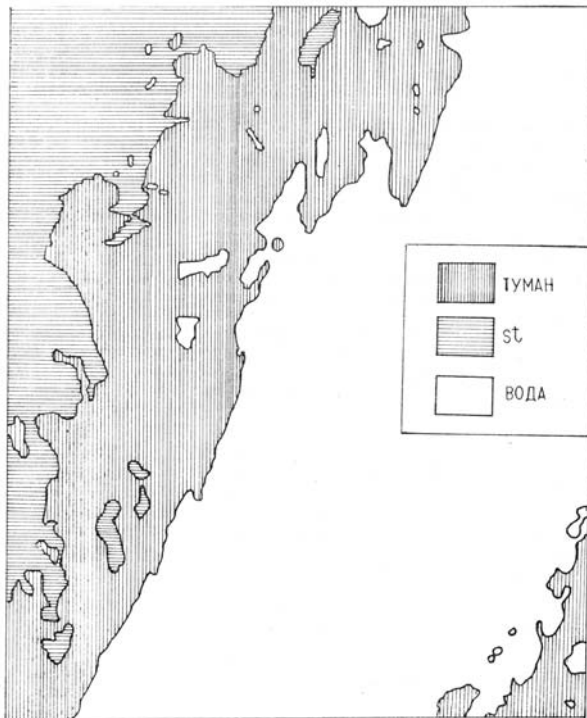


Рис. 2,а. Результаты объективной классификации участка изображения



Рис. 2,б. Пространственное распределение количества облаков

Геометрическая толщина облачности ( $d$ ) определяется на основании соотношения

$$\tau = k \cdot d,$$

где  $\tau$  — оптическая толщина;  $k$  — коэффициент экстинкции, определяемый конкретной микрофизической моделью.

И наконец, высота верхней границы определяется на основании вычисленной ТВГО и известного вертикального профиля температуры, который предполагается априорно заданным. Для задания вертикального профиля температуры используются либо данные аэрологического зондирования за срок, ближайший к моменту получения изображения, либо статистические модели вертикального распределения температуры, полученные в работе [13] для различных квазиоднородных районов земного шара. Отметим, что в отличие от цитируемой выше работы [4], предложенный здесь метод расчета количества облачности представляется нам более надежным. В работе [4] количество облачности рассчитывалось, по существу, с использованием результатов модельных расчетов  $f$  и  $t$ . Учитывая неадекватность данной модели реальным данным, а также большую чувствительность количества облачности  $f$  к температуре и оптической толщине, можно сказать что используемый в [4] метод «максимальной кластеризации» может приводить к большим ошибкам, чем изложенный в данной работе. Высказанное замечание, естественно, нуждается в более детальной проверке.

Последний блок изображенной на рис. 1 схемы не имеет непосредственного отношения к восстановлению параметров облачности, а предназначен для сжатия исходной информации посредством двумерного преобразования Фурье исходных полей и статистического прогноза этих полей с использованием практических приложений теории корреляционно-экстремальных систем (КЭС) [14]. Данный подход позволяет прогнозировать, в частности, величину «облачного вектора» (направления и среднюю скорость смещения облачного поля) на основе анализа пространственно-временной взаимной корреляционной функции двух радиационных полей, взятых в последовательные промежутки времени.

В качестве примера практической реализации описанного алгоритма на рис. 2,а, 2,б представлены некоторые из результатов объективного анализа участка изображения размером  $128 \times 128$  элементов по данным AVHRR NOAA—9 в 12—00 GMT 30.08.85 для западной части Северного моря. Для анализа использовались изображения, полученные по 1, 2 и 4 каналам радиометра.

Рассматриваемая ситуация характеризовалась наличием тумана и тонкого слоя облачности типа St над морем. Основные результаты анализа представлены в таблице. Для фрагмента А исходного участка изображения (рис. 2,б) рассчитанные значения оптической толщины для облаков типа St даны на рис. 3. В данном примере характеристики тумана не рассчитывались. В связи с этим на рис. 2,б правая часть снимка, где облачность отсутствует, отсечена. Сравнение результатов обработки данных дистанционного зондирования с результатами наземных наблюдений, синоптическими картами и данными аэрологического зондирования за тот же срок, показывает достаточно хорошую точность распознавания типа облачности. Что же касается количественных характеристик, то ввиду отсутствия независимых наблюдений за температурой и оптической толщиной проверить их адекватность несколько сложнее, хотя, например, ТВГО типа St неплохо согласуется с результатами аэрологического зондирования в юго-восточной части Англии (расхождение составляет  $-2^\circ\text{C}$ ), где судя по исходному снимку, наблюдается тот же тип облачного покрова.

Т а б л и ц а

Результаты обработки участка изображения западной части Северного моря

№ кластера	Вид подстил. пов-ти	Вид облачности	Среднее кол-во облачности, %	Температура, $^\circ\text{C}$	Высота ВГО, м	Толщина облачности, м	Оптическая толщина облачности
1	вода	—	—	13,7	—	—	—
2	туман	—	—	—	—	—	—
3	облака	St	18	$-6,0$	1550	90	1,5

Описанный выше алгоритм реализован в виде комплекса программ на языке FORTRAN—77 на ЭВМ IBM—4381 в Геофизическом институте Бергенского университета (Норвегия) и ЕС 1055 в ИОА СО АН СССР.

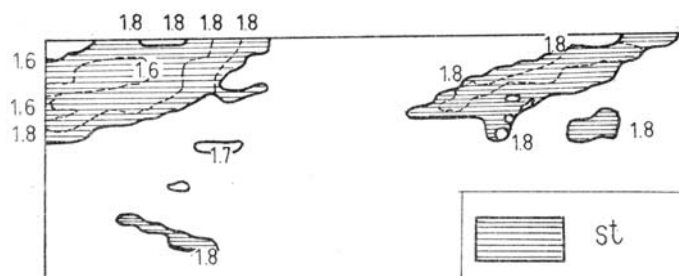


Рис. 3. Пространственное распределение оптической толщины атмосферы на фрагменте А (см. рис. 2,б)

Подчеркнем, что в данной работе приведено лишь общее описание метода восстановления облачных параметров по данным дистанционного зондирования, основной идеей которого является методика, основанная на совместном анализе текущих экспериментальных данных, данных статистического архива и результатов модельных расчетов восстанавливаемых параметров. Более детальное описание отдельных блоков этой системы, а также перспективы ее усовершенствования и использования предполагается продолжить в ряде последующих публикаций.

В заключение автор хотел бы выразить свою признательность норвежским коллегам из Геофизического института Бергенского университета за оказанное к данной работе внимание и полезные обсуждения на отдельных этапах ее выполнения.

1. Rossow W.B., Kinsella and Garder L. — Proc. Fifth Conf. on Atmospheric Radiation, Baltimore. — Amer. Meteorol. Soc, 1983, p. 195–198.
2. Coakley J.A., Bretherton F.P. — J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 4917–4932.
3. Desbois M.G., Sere G., Szejwach. — J. Appl. Meteorol., 1982, v. 21, p. 401–402.
4. Arking A., Childs J. — J. Appl. Meteor., 1985, v. 24, p. 322–333.
5. Isaacs R.G., Hoffman R., Kaplan L.D. — Rev. of Geophys., 1986, v. 24, p. 701–743.
6. Cloud analysis algorithm intercomparison. — World Climate Paper, 1984, N 73. — 74 p.
7. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 240 с.
8. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 512 с.
9. Lauritson L., Nelson G., Porto F. Data Extraction and calibration of TIROS/NOAA Radiometers, NOAA Technical Memorandum NESS, 107, November, 1979.
10. Liljas E. Processed Satellite Imageries for Operational Forecasting. Swedish Meteorological and Hydrological Institute/Swedish Space Corporation, 1984.
11. Welch R., Cox C., Davis J. Solar Radiation and Clouds. — Amer. Meteor. Soc, 1980, 96 p.
12. Stephens G.L. — J. Atm. Sci., 1978, № 35, p. 2111–2132.
13. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 264 с.
14. Briggs B.N. J. Atmos. and Terr. Phys., 1968, v. 30, p. 1777–1794.

Институт оптики атмосферы  
СО АН СССР, Томск

Поступила в редакцию  
31 декабря 1987 г.

#### A. V. Kondratiev. Identification and Retrieval of Cloud Parameters from Remote Sensing Data.

An algorithm for retrieving cloud cover parameters from multispectral radiometric digital data is described.

It is shown that cloud type, fraction and depth, optical thickness, cloud-top temperature and height, can be obtained by a combined use of AVHRR measurements and theoretical calculations of the cloud radiation characteristics.