

МЕТОД ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ОБЛАЧНОСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ НАБЛЮДЕНИЯМ

A. В. Юровский

Морской гидрофизический институт
НАН Украины
г. Севастополь, ул. Капитанская, 2
E-mail:vao@alpha.mhi.iuf.net

Исследуются корреляции аномалий альбедо и уходящей длинноволновой радиации системы океан–атмосфера с аномалиями параметров облачности. Кроме общего количества облаков и их оптической плотности используется эффективная облачность ($\mathcal{E}O$), учитывающая совместное влияние двух предыдущих параметров. Предлагаются методы восстановления средних значений и аномалий $\mathcal{E}O$ по данным спутниковых наблюдений с точностью, соответствующей требованиям современных климатических моделей.

Введение. Одним из главных энергетических регуляторов климата является облачность, модулирующая потоки коротко- и длинноволновой радиации в системе океан–атмосфера (СОА). На основе данных по тепловому балансу, синоптическому анализу, численному моделированию общей циркуляции атмосферы и океана установлен механизм, ответственный за долговременные отклонения погоды от климатических норм. Он основан на известных закономерностях взаимодействия атмосферы с океаном с учетом динамики планетарных облачных систем и действующих течений. В общих чертах процесс формирования долговременных аномалий в погодных условиях представляется следующим образом [1].

В низких широтах Мирового океана формируются облачные системы, регулирующие притоки тепла в его поверхностном слое. Если облачность и ее оптическая плотность существенно меньше климатических норм, то большее количество солнечной энергии поглощается в поверхностном слое воды, который интенсивно нагревается. Отраженная солнечная радиация и эффективное длинноволновое излучение с поверхности океана подогревают атмосферу. Другая, большая часть радиационной энергии, посредством вертикального турбулентного обмена переносится в нижние слои океана, до глубин в несколько сотен метров. Если малое количество аномально тонкой облачности сохраняется длительное время, то глубинное прогревание океана оказывается весьма существенным.

Существование в течение длительного времени над океанами в низких широтах большо-

го количества облаков с высокой оптической плотностью приводит к ослаблению меридиональной циркуляции в СОА и, в конечном итоге, к похолоданию на континентах.

Для месячных–сезонных прогнозов погоды первостепенное значение приобретают проблемы взаимодействия радиации с облачностью и получения регулярных (по пространству и времени) данных о полях радиации, количестве и оптической плотности оксанических облаков. Первые две проблемы исследовались в работах [2–4]. По облачному покрову необходима информация, пригодная для изучения климата и его изменчивости. Пока эти данные противоречивы. В рамках международного проекта спутниковой климатологии лишь один из существующих методов восстановления характеристик облачности на основе спутниковых наблюдений возможно будет применен с целью получения глобального массива за период ~10 лет [5].

Кроме общего количества облаков n определению с искусственных спутников Земли (ИСЗ) подлежат оптическая плотность f и эффективная облачность $\mathcal{E}O = nf$. Случай, когда $\mathcal{E}O = 0$, соответствует условиям "ясного неба"; при $\mathcal{E}O = 1$ потоки радиации на поверхности океана равны нулю. $\mathcal{E}O$ является наиболее информативной характеристикой состояния облачного покрова, поскольку в ней одновременно учитываются пространственно–временные вариации n и f .

Устойчивый рост оптической плотности облаков f может оказать существенное влияние на потепление климата, особенно в высоких широтах. Его вклад соизмерим с вкладом обратной связи "радиация–альбено Земли" при изменении площади снежного покрова и морского льда [6]. Через $\mathcal{E}O$ определяются поглощенная атмосферой солнечная радиация, уходящая длинноволновая радиация (УДР) и другие характеристики радиационного режима СОА, обусловленные облачностью. В частности, установлено, что облака поглощают энергию от Солнца примерно на $25 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$ больше, чем предсказывают климатические модели [7].

При определении с ИСЗ общего количества облаков используются методы (например, $n^* \approx \mathcal{E}O/\bar{f}$), в которых оптическая плотность задана климатом \bar{f} [7,8]. Среднеквадратичные ошибки (СКО) достигают 15–30 % от средних месячных величин n на суше и 11–27 % на океанах, что недопустимо даже в простых моделях климата.

Совместным анализом многолетней судовой и спутниковой информации выявлена перспективность использования интегральных по

спектру полусферических альбедо СОА A_{cn} и УДР F_{cn} для восстановления с высокой точностью всех компонент радиационного режима атмосферы и на поверхности океана [2, 3], а также текущих ЭО, f , климатических $\overline{\mathcal{E}O}$, \overline{f} месячных величин, междугодовых аномалий $\Delta\mathcal{E}O = \mathcal{E}O - \overline{\mathcal{E}O}$ и $\Delta f = f - \overline{f}$. Что касается аномалий $\Delta n = n - \bar{n}$, то использование для этих целей спутниковой информации представляется бесперспективным. Корреляционные связи между Δn с одной стороны и радиационными аномалиями с другой, оказываются незначимыми при всех условиях среды [4, 9].

Исходная информация. В работе использовались среднемесячные величины альбедо A_{cn} и УДР F_{cn} за период 1974–1983 гг. (102 мес.), полученные по наблюдениям с ИСЗ "NOAA-2...-5", "Nimbus-6,-7" и представленные в виде значений в 1229-ти квадратах 500×500 км в широтной зоне 63° с.ш.– 63° ю.ш. Мирового океана [2, 3, 10]. Погрешности A_{cn} и F_{cn} в упомянутых материалах оцениваются в 0,02 доли единицы и $0,5 \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ соответственно.

Данные по температуре поверхности океана t (ТПО) и общему количеству облаков n заимствованы из электронного банка COADS (1945–1989 гг.) [11].

Методика расчетов облачности. Безразмерная функция f характеризует оптическую толщину облаков. При этом $Q_n/Q_H = \exp(-\tau)$, где $\tau = -\ln(1-nf)$. Если известны потоки коротковолновой солнечной радиации на поверхности океана в условиях "нормальной" безоблачной атмосферы Q_H и при облачности Q_n , то функцию f можно вычислить

$$f = (1 - Q_n/Q_H)/n.$$

С другой стороны оптическую плотность f и, соответственно, эффективную облачность $\mathcal{E}O$ можно вычислить по альбедо и УДР, наблюденным с ИСЗ [2, 3]:

$$\begin{aligned} \mathcal{E}O_1 &= n f_A = \frac{A_{cn} - A_e}{A_{max} - A_e}, \\ \mathcal{E}O_2 &= n f_F = \frac{F_e - F_{cn}}{F_e - F_{min}}, \end{aligned} \quad (1)$$

где A_e , F_e – альбедо СОА и УДР, параметризованные для условий безоблачной атмосферы, а A_{max} , F_{min} – для условий сплошной облачности с предельной оптической плотностью, когда потоки коротковолновой радиации

на поверхности океана практически равны нулю. Нес имеющие межгодовых колебаний альбедо A_e и A_{max} определяются лишь геометрией отражения, характеризуемой средними дневными значениями $\sin h$ (h – высота Солнца):

$$A_e = 0.06 + 0.031 \cdot 10^{1.62(0.637 \cdot \sinh)}, \quad (2)$$

$$A_{max} = 0.88 - 0.38 \sinh + 0.48 \sin^2 h - 0.98 \sin^3 h. \quad (3)$$

Величины F_e параметризированы по ТПО раздельно для северного и южного полушарий:

$$\left\{ \begin{array}{l} F_e = 22.6 + 0.36 t - 0.005 t^2 - 0.00012 t^3 \\ F_e = 22.2 + 0.16 t + 0.0076 t^2 - 0.0003 t^3 \end{array} \right\}. \quad (4)$$

Величину F_{min} с погрешностью (порядка $\pm 5\%$) можно вычислить по температуре воздуха t_T на уровне тропопаузы:

$$F_{min} = 1.1 \sigma T_T^4, \quad (5)$$

где коэффициент 1,1 учитывает излучение тропосферы, $\sigma = 49.18 \cdot 10^{-10} \text{ МДж}\cdot\text{м}^{-2}\cdot\text{сут}^{-1}$ – постоянная Стефана–Больцмана, а $T_T = 273 + t_T$.

Через A_{cn} и F_{cn} проявляются основные свойства облачного покрова – отражать в космос солнечную радиацию и экранировать длинноволновое излучение с поверхности Земли.

При всех условиях среды (по ТПО) коэффициенты корреляций между $\mathcal{E}O_1$ и $\mathcal{E}O_2$, f_A и f_F близки к единице, а средние квадратичные отклонения

$$\sigma(\mathcal{E}O_1, \mathcal{E}O_2) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (\mathcal{E}O_1 - \overline{\mathcal{E}O_1})^2} \quad \text{и}$$

$\sigma(f_A, f_F) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (f_A - \overline{f_A})^2}$ не выходят за пределы допустимого интервала ошибок 0,03–0,05, который определяется погрешностями спутниковой информации, по A_{cn} , F_{cn} (см. таблицу).

Анализируемые далее данные представлены в виде

$$\mathcal{E}O = 0.5(\mathcal{E}O_1 + \mathcal{E}O_2), \quad f = 0.5(f_A + f_F). \quad (6)$$

Изменчивость режима облачности. Численные эксперименты. Задачи по формированию климата и изучению изменчивости ЭО корректно решаются на основе спутниковой информации. С целью оперативного определения межгодовых аномалий Δn , Δf была исследована их коррелируемость с аналогичными аномалиями альбедо ΔA и УДР ΔF . Как следует из таблицы, в регионах, где $t > 20^{\circ}\text{C}$, коэффициенты корреляции

Таблица

Коэффициенты корреляций и средние квадратичные ошибки определений параметров океанической облачности

Интервалы <i>t</i>	<i>t̄</i>	<i>N</i>	<i>r</i> ($\mathcal{E}O_1$, $\mathcal{E}O_2$)	<i>r</i> (f_A , f_F)	<i>r</i> (f , f^*)	<i>r</i> (ΔA , Δf)	<i>r</i> (ΔF , Δf)	<i>r</i> (ΔA , $\Delta \eta$)	<i>r</i> (ΔF , $\Delta \eta$)	$\sigma(\mathcal{E}O_1, \mathcal{E}O_2)$	$\sigma(f_A, f_F)$	$\sigma(f, f^*)$	$\sigma(\eta, \eta^*)$
<5	2,5	3678	0,800	0,911	0,824	0,600	-0,552	-0,030	0,010	0,034	0,043	0,057	0,067
5–10	7,9	6436	0,898	0,937	0,828	0,632	-0,614	0	0,003	0,028	0,035	0,034	0,064
10–15	12,5	11108	0,960	0,966	0,831	0,667	-0,643	0,034	-0,037	0,022	0,030	0,057	0,068
15–20	17,8	14325	0,974	0,976	0,878	0,702	-0,690	0,063	-0,067	0,022	0,034	0,060	0,071
20–25	22,7	24941	0,978	0,974	0,932	0,802	-0,804	0,142	-0,148	0,021	0,035	0,050	0,067
>25	27,5	48121	0,991	0,986	0,949	0,858	-0,863	0,187	-0,191	0,019	0,031	0,052	0,070
Весь массив	21,3	108609	0,987	0,982	0,947	0,810	-0,802	0,142	-0,150	0,022	0,033	0,053	0,069

$r(\Delta A, \Delta f) \approx |r(\Delta F, \Delta f)| = 0,802 \pm 0,863$; в высоких широтах, при ТПО $< 10^\circ\text{C}$, они уменьшаются до 0,552–0,632. Коэффициенты корреляций $r(\Delta A, \Delta n)$ и $r(\Delta F, \Delta n)$ при всех условиях среды оказываются близкими к нулю, что, как отмечалось, свидетельствует о бесперспективности использования спутниковой информации в целях изучения междугодовой изменчивости общего количества облаков.

Исследуем статистические переходы от ΔA и ΔF к Δf^* . Пусть при известном климате \bar{f} текущие межгодовые аномалии записываются в виде

$$\Delta f = f - \bar{f} \approx (1 - \bar{f}) [a z_1 + (1 - a) z_1^2], \quad (7)$$

где $z_1 = \frac{A_{on} - \bar{A}_{on}}{A_{max} - \bar{A}_{on}}$ при $A_{on} \geq \bar{A}_{on}$ или

$$z_1 = \frac{\bar{F}_{on} - F_{on}}{\bar{F}_{on} - F_{min}} \text{ при } F_{on} \leq \bar{F}_{on}.$$

Если $A_{on} < \bar{A}_{on}$, а $F_{on} > \bar{F}_{on}$, то

$$\Delta f = -\bar{f} [b z_2 + (1 - b) z_2^2], \quad (8)$$

где $z_2 = \frac{\bar{A}_{on} - A_{on}}{\bar{A}_{on} - A_c}$ или $z_2 = \frac{F_{on} - \bar{F}_{on}}{F_c - \bar{F}_{on}}$.

Соотношения (7), (8) удовлетворяют очевидным условиям:

$$f = \begin{cases} 1, & \text{когда в (7) } A_{on} = A_{max} \text{ и } F_{on} = F_{min}; \\ \bar{f}, & \text{когда в (7) и (8) } A_{on} = \bar{A}_{on} \text{ и } F_{on} = \bar{F}_{on}; \\ 0, & \text{если в (8) } A_{on} = A_c, \text{ а } F_{on} = F_c. \end{cases}$$

Коэффициенты a и b определены по всему массиву данных ($N=108609$) методом наименьших квадратов. Тогда из (7) и (8) получим

$$\Delta f^* = f^* - \bar{f} \approx \begin{cases} (1 - \bar{f}) (2 z_1 - z_1^2), \\ -\bar{f} z_2. \end{cases} \quad (9)$$

Поскольку $r(n, f^*) > r(n, \bar{f}) \gg r(\Delta A, \Delta n)$, то для восстановления общего количества облаков целесообразно использовать соотношение:

$$n^* = \mathcal{E}O / f^*, \quad \text{где } f^* = \bar{f} + \Delta f^*. \quad (10)$$

Ошибки $\sigma_f = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (f - f^*)^2}$ оказываются близкими к верхнему пределу допустимой погрешности 0,05, а $\sigma_n = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (n - n^*)^2}$ заметно выше этого критерия (см. таблицу).

Точность восстановления f^* характеризуется коэффициентами корреляций $r(f, f^*) = 0,824 \pm 0,949$. Формулы (9) описывают, в зависимости от ТПО, от 68 до 98% естественной межгодовой изменчивости оптической плотности океанических облаков

$\sigma_1(f^*) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (f^* - \bar{f}^*)^2}$. Аналогичные оценки для $\frac{\sigma_1(n^*)}{\sigma_1(n)} \cdot 100\%$, полученные по (10), существенно меньше: 26–46% (см. рис. 1). Метод восстановления Δn^* по формулам типа (7), (8) приводит к результату $\sigma_1(n^*) \approx 0$, поскольку коэффициенты корреляций $r(\Delta A, \Delta n)$, $r(\Delta F, \Delta n)$ очень малы.

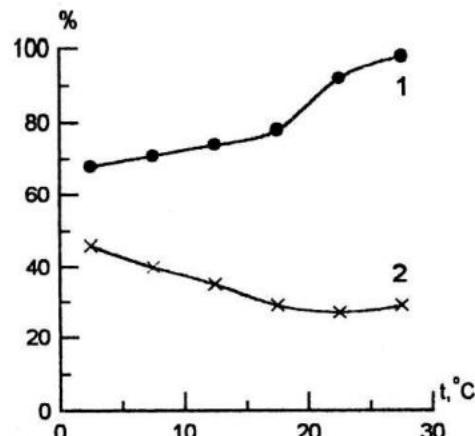


Рис. 1. Расчетные функции междугодовой изменчивости оптической плотности f^* (1) и общего количества n^* (2) океанических облаков в процентах от их природных величин в 6-ти районах, выделенных по градациям ТПО.

Основные результаты.

1. Расчитаны коэффициенты корреляций между радиационными и облачными параметрами и их аномалиями.

2. Исследованы методы восстановления средних значений и междугодовых аномалий облачности по данным спутниковых наблюдений.

3. Величины ЭО и $\Delta\mathcal{E}O$ являются наиболее информативными характеристиками состояния облачного покрова; особенно при оценках чувствительности компонент радиационного режима СОА к вариациям условий среды [4]; они определяются с ИСЗ с точностью, удовлетворяющей требованиям современных моделей климата.

4. Коэффициенты корреляций $r(\Delta A, \Delta n)$, $r(\Delta F, \Delta n)$ близки к нулю при всех условиях среды. Задача восстановления по спутниковым данным аномалий Δn является некорректной.

Заключение. Спутники становятся основным инструментом в исследованиях гидрометеорологических процессов на Земле. Получаемая регулярная информация о полях эффективной облачности, ее оптической плотно-

сти будет полезной для решения широкого круга научных и прикладных задач – от проведения глобального спутникового мониторинга до изучения локальных явлений в различных районах Мирового океана. Результаты исследований по проблемам "радиация", "прогноз погоды", "короткопериодные колебания климата", в которых использовались данные по общему количеству облаков, следует оценивать критически.

ЛИТЕРАТУРА

1. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостыянов В.И. Облака и климат.– Л.: Гидрометеоиздат, 1986.–512 с.
2. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Длинноволновое излучение в космос как индикатор радиационного режима океанов // Исследование Земли из космоса. – 1999. – №1. – С. 9-17.
3. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Альbedo облаков и радиационный режим океанов // Морской гидрофизический журнал. – 1999. – № 2. –С. 74-87.
4. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Климатические корреляции и проблемы чувствительности радиационного режима на океанах и вариации характеристик облачности // Исследование Земли из космоса.–2001.–№.4 – С.53-62.
5. Gruber A., Arkin P.A. Reviews of modern climate diagnostic techniques. Satellite data in climate diagnostics // World climates programme research. WMO. – 1992. TD–No.519. – 60 p.
6. Мелешко В.П., Катцов В.М., и др. Обратные связи в климатической системе взаимодействия облачности, водяного пара и радиации // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 2.– С. 22-45.
7. Cess R.D., Zhang M.H., Zhou X., et. al. Absorption of solar radiation by clouds: interpretations of satellites surface and aircraft measurements// J. Geophys. Res. – 1996. – Vol.101.– No. D18.–P. 23299–23309.
8. Волкова Е.В., Успенский А.Б. Определение количества облачного покрова в видимом и инфракрасном диапазонах спектра полярно-орбитальных ИСЗ // Метеорология и гидрология. – 1998. –№ 9. – С.15–25.
9. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Аномалии радиационного баланса океанов в период максимума Эль-Ниньо // Исследование Земли из космоса. – 1999. –№ 5. – С 31–40.
10. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Радиационный режим Мирового океана по данным спутниковых измерений широкосекторными и узкоугольными приборами // Деп. рукопись № 2632–В94.– М.: ВИНТИ, 1994.– 110 с.
11. da Silva A.M., Young C.C., Levitus S. Atlas of Surface Marine Data 1994. V. 1: Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS. 1994.– 74 p.