

УДК 551.46+551.571

Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский

Определение температуры, влажности воздуха, скорости ветра, потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана по наблюдениям с ИЗС

На основании анализа многолетней радиозондовой, метеорологической, судовой и спутниковой информации получены формулы для расчета температуры, влажности воздуха, скорости ветра, потоков явного и скрытого тепла на поверхности океана по наблюдениям ТПО и облачности с ИЗС. Помимо прямого назначения, формулы могут использоваться с целью интерпретации результатов дистанционных зондирований океана и атмосферы радиометрами видимого спектра, ИК- и СВЧ-диапазонов. Описана трансформация потоков радиации, скрытого и явного тепла в зависимости от температуры поверхности океана при различных условиях облачности. Расчетные величины влагосодержания атмосферы согласованы с данными радиозондовых наблюдений, полученными по всему земному шару, в том числе на научно-исследовательских судах, стационарных кораблях погоды, полигонах АТЭП, в Арктике.

Введение

Вода в атмосфере присутствует в виде пара, капель, кристаллов снега и льда. В целом для земного шара капельная и кристаллическая влага, содержащаяся в облаках, составляет $\sim 1\%$ от всей массы атмосферного водяного пара [1]. Общее влагосодержание атмосферы с большой точностью отождествляется с ее паросодержанием в эквиваленте слоя осаждаемой воды ω , который мог бы образоваться в результате конденсации водяного пара. Величина ω определяется по данным радиозондирования (РЗ), оптическим [2], микроволновым [1, 3] и лазерным [4] методами. Климатические карты ω для океанов [5, 6] построены в основном по материалам РЗ на островных и прибрежных станциях. Информация о температуре воздуха, атмосферном водяном паре у поверхности океана, его вертикальном распределении необходима для широкого круга задач, связанных с радиационным режимом, влагооборотом, климатом и условиями распространения радиоволн. Это обстоятельство, наряду с использованием спутниковой информации, побуждает к поиску эмпирических связей между ω , температурой поверхности океана (ТПО) t и воздуха t' , облачностью, скоростью ветра u , абсолютной влажностью воздуха a и упругостью водяного пара e на уровне стандартных судовых наблюдений.

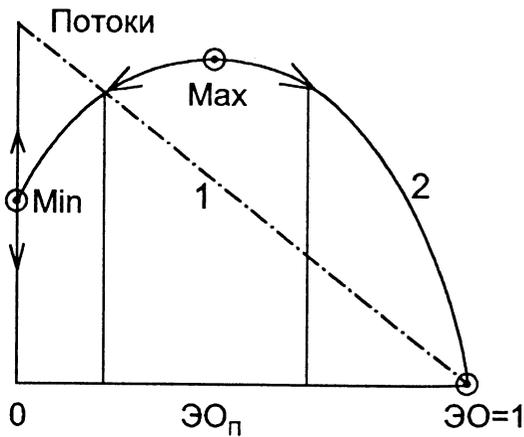
© Н.А. Тимофеев, А.В. Юровский, 2007

Эффективная облачность и способы ее определения

Флуктуации радиации, турбулентных потоков тепла и влаги в океанической атмосфере обусловлены влиянием нелинейных термодинамических процессов, одним из регуляторов которых, помимо ТПО, является эффективная облачность $\mathcal{E}O = nf$. В ней учитываются пространственно-временные вариации количества облаков $0 \leq n \leq 1$ и их условной оптической плотности $0 \leq f \leq 1$.

В случае $\mathcal{E}O = 0$ (безоблачная атмосфера) уровень радиационной энергии максимальный, а турбулентные потоки тепла и влаги в приводном слое атмосферы (точка «Min» на рис. 1) при вертикальных градиентах температуры и влажности воздуха, обычно максимальных, регулируются скоростью ветра, которая в этих условиях минимальна в связи с высокой повторяемостью штилевой погоды при горизонтальных барических градиентах, близких к нулю или равных ему, наблюдаемых в экваториальной «зоне затишья» и в центре субтропических антициклонов. В этих барических образованиях ветер преимущественно слабый, по направлению неустойчивый.

При $\mathcal{E}O = 1$ потоки радиации, тепла и влаги равны нулю. Радиация во всем диапазоне является линейной функцией $\mathcal{E}O$ [7, 8].



При больших скоростях ветра, наблюдаемых во внутритропической зоне конвергенции, а также в средних и высоких широтах океанов в условиях активного циклогенеза, максимумы турбулентных потоков тепла и влаги (точка «Max» на рис. 1) соответствуют промежуточным значениям эффективной облачности $0 < \mathcal{E}O_p < 1$.

На акваториях, граничащих с большими пустынями Земли, континентальные аэрозоли оказывают существенное влияние на режим эффективной облачности [7, 8]:

Р и с. 1. Упрощенная схема трансформации радиации (1), турбулентных потоков тепла и влаги (2) в зависимости от эффективной облачности

$$\mathcal{E}O_1 = \frac{A_{cn} - A_c}{A_{\max} - A_c} - 0,7(1 - \gamma), \quad \mathcal{E}O_2 = \frac{F_c - F_{cn}}{F_c - F_{\min}} - 0,7(1 - \gamma). \quad (1)$$

Величины $\mathcal{E}O_1$ и $\mathcal{E}O_2$, полученные с учетом влияния аэрозолей в возможном над океанами интервале значений $\gamma = 1,02 - 0,78$ в областях выноса с континентов пылевых облаков, равнозначны по точности. В спутниковом мониторинге параметр γ рассчитывается по отфильтрованным от облачности дан-

ным сканерных измерений уходящей в космос длинноволновой радиации (УДР) в спектральном канале 10,3 – 11,3 мкм. В климатических расчетах используются значения $\bar{\gamma}$, приведенные в разделе 3.1 монографии [8]. В среднем за год в зоне океанов 63° с.ш. – 63° ю.ш. $\bar{\gamma} = 0,99$, аэрозольная поправка составляет всего 0,007.

В формулах (1), помимо среднесуточных интегральных соответственно по спектрам 0,2 – 3,8 и 3,8 – 50 мкм полусферических альbedo системы океан – атмосфера (СОА) A_{cn} и УДР F_{cn} , измеряемых с ИСЗ при произвольных условиях прозрачности атмосферы и облачности, используются параметризации (A_c, F_c) , (A_{\max}, F_{\min}) соответственно для условий «ясной» погоды ($\mathcal{E}O = n = 0$) и сплошной облачности ($n = 1$) предельно высокой оптической плотности ($f = 1$), когда $\mathcal{E}O = nf = 1$. В параметризациях используются текущие ТПО, климатические значения температуры воздуха на уровне тропопauses и среднедневные величины $\overline{\sin h}$ (h – высота Солнца) [8]. Методика получения t по измеренным с ИСЗ радиационным температурам t_p в выбранных спектральных каналах, способы исключения из t_p влияния облачности, оценки погрешности восстановления $t(t_p)$ описаны в монографии [8]. С целью исключения погрешностей, вызванных влиянием отраженного и рассеянного солнечного излучения в спектральном канале 3,53 – 3,97 мкм, измерения t_p производятся в ночное время радиометрами высокого разрешения на спутниках серий *NOAA*, *ERS* и других.

Расчеты текущих месячных величин $\mathcal{E}O_1$ и $\mathcal{E}O_2$ выполнены за период ~ 10 лет для 1229 океанических квадратов 500 × 500 км. При любых значениях ТПО и облачности n коэффициенты корреляции между $\mathcal{E}O_1$ и $\mathcal{E}O_2$ близки к единице, а среднеквадратическое отклонение, вычисленное по всему массиву данных ($N = 125358$), $\sigma(\mathcal{E}O_1, \mathcal{E}O_2) = \sqrt{(\mathcal{E}O_1 - \mathcal{E}O_2)^2} = 0,03$. Связи между текущими месячными аномалиями общего количества облаков Δn [9], с одной стороны, и аналогичными аномалиями альbedo СОА ΔA_{cn} , УДР ΔF_{cn} , радиационных балансов ΔR_n , ΔR_{cn} соответственно на поверхности океана и на верхней границе атмосферы, с другой, оказываются статистически незначимыми: коэффициенты корреляций $r(\Delta A_{cn}, \Delta n) = 0,14$, $r(\Delta F_{cn}, \Delta n) = -0,15$, $r(\Delta R_n, \Delta n) = -0,14$, $r(\Delta R_{cn}, \Delta n) = -0,05$ [7, 8]. Следовательно, для характеристики термодинамического состояния океанической атмосферы при облачно-радиационных взаимодействиях целесообразно пользоваться данными по эффективной облачности, в частности при расчетах суммарной солнечной радиации Q_n , радиационных балансов R_n , R_{cn} , турбулентных потоков явного H , скрытого LE тепла и испарения E .

Кроме параметризаций (A_c, F_c) и (A_{\max}, F_{\min}) в компьютерном банке [8] представлены текущие и климатические среднемесячные величины ТПО, $\mathcal{E}O$, A_{cn} , F_{cn} , полученные с ИСЗ «*Nimbus*» и *NOAA*.

Влагосодержание атмосферы по данным радиозондовых и спутниковых наблюдений

В работе [10] на основе 1187 радиозондирований, выполненных в зоне океанов 40° с.ш. – 40° ю.ш., показано:

$$\hat{\omega}_1 = (1,55 + 0,46n) e^{1,07}, \quad (2)$$

при этом $a = 1,06e/(1 + 0,00366 t')$, $\hat{\omega}_1$ и e выражены в мм, a – в $\text{г}\cdot\text{м}^{-3}$, общее количество облаков n – в долях единицы, температура t , t' – в °С. Если величину e выражать в мбар (гПа), то $a = 0,795e/(1 + 0,00366 t')$.

При фиксированных градациях облачности коэффициенты корреляций между $\lg \omega_1$ и $\lg e$ в интервале значений, характерных для свободной от льда поверхности Мирового океана (63° с.ш. – 63° ю.ш.), изменяются в пределах 0,90 – 0,94. Ошибки расчетов $\hat{\omega}_1$ по формуле (2) распределены по нормальному закону. Вероятность попадания $\hat{\omega}_1$, определенного по одному РЗ, в интервал $\hat{\omega}_1 \pm \sigma_\omega$ составляет 70 %. Относительная средняя квадратическая ошибка σ_ω , равная 14 – 16 %, кроме реальной изменчивости влагосодержания при фиксированных e и n , включает погрешность вычислений

$$\omega = \int_0^z a_z dz \quad (z - \text{высота}), \text{ согласно данным РЗ. Последняя равна } 5 - 6 \% [11].$$

На основании анализа материалов компьютерного банка [8] и данных РЗ [10, 12] найдено:

$$\hat{\omega}_2 = 1,15(1 + \mathcal{E}\mathcal{O}) e^c, \quad (3)$$

где $c = 1,07 + [0,18(\lg e - 1) - 0,22] \mathcal{E}\mathcal{O}$; величины $\hat{\omega}_2$, e , $\mathcal{E}\mathcal{O}$ выражены в мм, гПа, долях единицы соответственно.

В табл. 1 исходная информация и результаты соответствующих расчетов осреднены по различным градациям абсолютной влажности a и общего количества облаков n . Переходы $n \leftrightarrow \mathcal{E}\mathcal{O}$ осуществлены по эмпирической зависимости (рис. 2) между зональными среднемесячными климатическими величинами n и $\mathcal{E}\mathcal{O}$ [8, 9] для зимы (1), лета (2) и их значениями, осредненными по семи градациям ТПО: $t < 0$; 0 – 5; 5 – 10; 10 – 15; 15 – 20; 20 – 25 и $t > 25^\circ\text{C}$ (3). В субтропиках с характерными для них круглогодичными стационарными антициклонами (Азорский, Гавайский, о-вов Святой Елены, Маврикия и Пасхи) повторяемость случаев с $\mathcal{E}\mathcal{O} \leq 0,1$ может достигать 30 – 60 % от продолжительности сезона [7, 8]. Максимумы $\mathcal{E}\mathcal{O} \approx 0,7 - 0,75$ при $n = 1$ в умеренных и высоких широтах являются следствием интенсивного циклогенеза. Обеспеченность всех данных на рис. 2 высокая. При расчетах $\mathcal{E}\mathcal{O}$ используются параметризации f от ТПО для Северного и Южного полушарий Мирового океана [7].

Исходная информация и общее влагосодержание океанической атмосферы (мм) по данным радиозондирований (ω – согласно [10, 12]) и расчетов ($\hat{\omega}_2$ – по формуле (3), $\hat{\omega}_3$ – по формуле (6))

Количество РЗ	Интервал осреднения	Средние величины							
		a , г·м ⁻³	n	t' , °С	e , гПа	ЭО	ω	$\hat{\omega}_2$	$\hat{\omega}_3$
179	$a < 10$	7,2	0,72	9,3	9,4	0,42	15,1	14,6	15,1
165	$a = 10 - 15$	13,2	0,53	21,0	17,9	0,16	27,6	27,0	27,6
344	$a = 15 - 20$	18,7	0,46	27,0	25,9	0,12	40,2	39,6	40,5
499	$a > 20$	22,0	0,60	29,5	30,8	0,22	50,4	49,7	50,3
256	$n < 0,25$	17,5	0,11	26,0	24,1	0,02	35,0	35,0	34,8
263	$n = 0,25 - 0,45$	18,9	0,34	27,0	26,1	0,07	39,2	39,1	39,9
152	$n = 0,45 - 0,65$	17,8	0,54	26,3	24,6	0,16	38,7	38,0	38,9
151	$n = 0,65 - 0,85$	18,2	0,76	26,5	25,0	0,48	41,1	42,4	41,7
365	$n > 0,85$	16,5	0,98	25,0	22,0	0,70	39,1	37,9	38,9
1187	$n = 0 - 1$	17,6	0,57	26,1	24,3	0,20	38,6	38,1	38,6
32	$a < 7,5$	5	0	3,5	6,4	0	8,8	8,4	8,9
80			1			0,7	10,7	10,2	10,9
36	$a = 7,5 - 12,5$	10	0	15,5	13,5	0	18,3	18,6	18,3
72			1			0,7	22,2	22,1	22,6
42	$a = 12,5 - 17,5$	15	0	24,0	20,5	0	28,5	29,1	28,5
60			1			0,7	34,8	35,0	35,1
44	$a = 17,5 - 22,5$	20	0	27,5	27,7	0	39,4	40,2	39,5
48			1			0,7	48,5	49,3	48,7
46	$a > 22,5$	25	0	31,5	35,0	0	51,2	51,6	51,3
40			1			0,7	63,6	64,9	63,3

По сравнению с выражением (2) формула (3) обеспечивает более высокий уровень точности расчетов влагосодержания за счет использования репрезентативных данных по эффективной облачности.

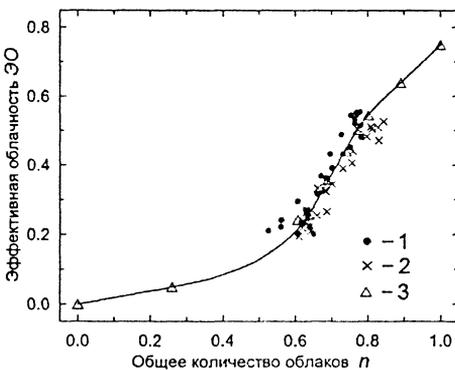
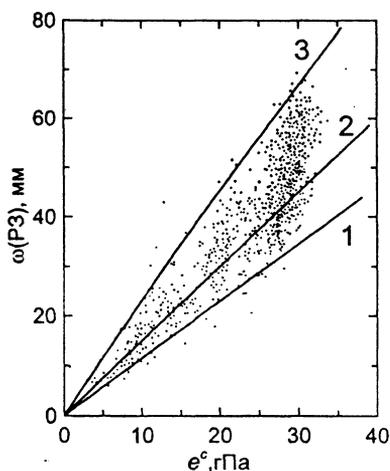


Рис. 2. График переходов $n \leftrightarrow \text{ЭО}$

Общее влагосодержание атмосферы при фиксированной e возрастает с увеличением облачности и ее оптической плотности (рис. 3), что связано с интенсификацией вертикальных движений в атмосфере и с повышенным переносом водяного пара вверх от подстилающей поверхности. Получается своеобразный вентильный эффект [13]: потоки воздуха, богатые водяным паром, поднимаются вверх,

оставляют в облаках часть своей влаги и, обедненные влагой, опускаются к подстилающей поверхности, где вновь ею насыщаются. Далее процесс многократно повторяется. Наличие положительной корреляции между облачностью и влажностью воздуха, суммированной по вертикали, подтверждено спутниковыми наблюдениями [14]. При фиксированной облачности увеличение ω с ростом e в интервале «Min – Max» (рис. 1) происходит быстрее ($c > 1$), чем по линейному закону. Физическая природа этого эффекта обусловлена интенсификацией вертикальных движений воздуха в атмосфере за счет флуктуаций его плотности при высокой влажности [15]. В интервале $\mathcal{E}O_{II} - 1$ (рис. 1) увеличение ω_2 с ростом e происходит медленнее, поскольку $c < 1$.



Р и с. 3. Влагосодержание океанической атмосферы (данные РЗ [10]). Прямые линии – расчеты $\hat{\omega}_2$ по формуле (3) при $\mathcal{E}O$, равной 0 (1), 0,3 (2) и 1 (3)

Отмеченные закономерности обнаруживаются в вертикальном распределении абсолютной влажности воздуха a_z . В работе [12] весь массив данных РЗ разбит на ряд подмассивов по различным градациям a и n . Для каждого подмассива построены вертикальные профили a_z , которые аппроксимируются с высокой точностью:

$$\hat{a}_z = \frac{a(1 + 0,012nz)}{10^{(0,214z + 0,0024z^2)(1,14 - 0,008a)}}. \quad (4)$$

Убывание a_z с высотой z , согласно выражению (4), происходит тем медленнее, чем больше облачность и a . При известных закономерностях изменений a_z по z количество осажденной воды можно найти как интеграл:

$$\hat{\omega}_z = \int_z^\infty a_z dz = a \int_z^\infty \frac{(1 + 0,012nz)}{10^{(0,214z + 0,0024z^2)(1,14 - 0,008a)}} dz. \quad (5)$$

Величины $\hat{\omega}_z$ получены численным интегрированием (5) с шагом $\Delta z = 0,1$ км. Эти данные представляются в виде

$$\hat{\omega}_3(0 - \infty) = (1,72 + 0,4n) a^{1,01 + 0,0018a}, \quad (6)$$

$$\hat{\omega}_z = \hat{\omega}_3 10^{-[(0,243 - 0,034n - 0,0017a)z + 0,0038z^2]}. \quad (7)$$

Количество водяного пара, заключенного в столбе атмосферы между уровнями z_1 и z_2 ($z_1 > z_2$), найдем по (7) как $\hat{\omega}_{z_1,2} = \omega_{z_1} - \omega_{z_2}$.

Соотношения (3) и (6) тождественны (табл. 1) в случаях $n = 0$, при сплошной облачности и ее средних значениях. Относительная средняя квадратическая ошибка σ_ω , вычисленная по одному РЗ, равна 10 % и уменьшается обратно пропорционально \sqrt{N} (N – число РЗ) [12].

Т а б л и ц а 2

**Абсолютная влажность воздуха a_z (г·м⁻³)
на изобарических поверхностях**

Кор- рабль пого- ды	Давле- ние, гПа	Январь		Апрель		Июль		Октябрь	
		1	2	1	2	1	2	1	2
J	1000	6,5	6,5	7,1	7,1	9,2	9,2	7,9	7,9
	850	3,4	3,6	3,7	3,9	5,1	5,2	4,3	4,4
	700	1,3	1,6	1,4	1,8	2,2	2,4	1,7	2,1
	500	0,3	0,5	0,3	0,6	0,6	0,6	0,4	0,5
	400	0,1	0,2	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3
	300	–	–	–	–	0,1	0,1	0,1	0,1
C	1000	5,0	5,0	6,0	6,0	8,5	8,5	6,6	6,6
	850	2,8	2,8	3,3	3,3	5,1	4,8	3,8	3,6
	700	1,3	1,3	1,6	1,6	2,6	2,2	1,9	1,7
	500	0,3	0,4	0,4	0,4	0,8	0,6	0,5	0,5
	400	0,1	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
	300	–	–	–	–	0,1	0,1	0,1	0,1
K	1000	7,7	7,7	7,8	7,8	10,9	10,9	9,8	9,8
	850	3,9	4,2	3,9	4,2	5,5	5,9	4,8	5,3
	700	1,4	2,0	1,4	2,0	2,4	2,8	1,9	2,5
	500	0,3	0,5	0,4	0,5	1,2	0,8	0,7	0,7
	400	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3
	300	–	–	–	–	0,1	0,1	0,0	0,1
D	1000	6,4	6,4	7,9	7,9	13,0	13,0	9,9	9,9
	850	3,8	3,5	4,2	4,3	7,0	7,1	5,6	5,4
	700	1,9	1,6	2,0	2,0	3,5	3,4	2,9	2,6
	500	0,5	0,4	0,5	0,5	1,1	0,9	0,9	0,7
	400	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,3	0,3
	300	–	–	–	–	0,1	0,1	0,1	0,1
E	1000	10,1	10,1	10,6	10,6	15,7	15,7	14,7	14,7
	850	5,5	5,4	5,5	5,7	8,0	8,5	7,8	8,0
	700	2,6	2,5	2,8	2,7	3,6	4,0	3,7	3,8
	500	0,7	0,7	0,8	0,7	1,1	1,1	1,1	1,0
	400	0,3	0,3	0,3	0,3	0,4	0,4	0,4	0,4
	300	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1

П р и м е ч а н и е. 1 – по данным радиозондирований [16]; 2 – величины, рассчитанные по формуле (4).

Осредненные на полигонах АТЭП [12] измеренные и расчетные вертикальные профили абсолютной влажности воздуха a_z практически полностью совпадали. Как видно из табл. 2, то же наблюдалось в районах расположения кораблей погоды (Северная Атлантика, широтная зона 35 – 53° с.ш. [16]). При использовании данных по общему количеству облаков – формулы (4) и (6) – расчетные величины \hat{a}_z и $\hat{\omega}_z$ занижены в циклонических образованиях и завышены – в антициклонах. С учетом репрезентативных данных ЭО указанные погрешности меньше ошибок восстановления \hat{a}_z и $\hat{\omega}_z$ в фиксированных точках на основе численных экспериментов [17], выполненных по измерениям с ИСЗ, и ошибок экстраполяции данных РЗ в узлы регулярной географической сетки, возникающих вследствие неадекватности пространственной плотности сети аэрологических станций на океанах современным требованиям изучения общей циркуляции атмосферы [18].

Осажденная вода в атмосфере Земли

Для свободной от льда поверхности океанов (63° с.ш. – 63° ю.ш.), где среднегодовые величины $e = 19,5$ гПа и ЭО = 0,326 [8], по формуле (3) $\omega = 31,1$ мм. Влагосодержание атмосферы в арктических океанических районах (СП-4, -5, -6) в среднем за год не превышает 5 мм [19, 20]. С учетом этих результатов в целом для Мирового океана $\omega = (31,1 \cdot 330 + 5 \cdot 31) / 361 = 28,9$ мм. Для суши площадью $149 \cdot 10^6$ км² $\omega = 16$ мм. В целом для земного шара $\omega = (16 \cdot 149 + 28,9 \cdot 361) / 510 = 25,1$ мм, что согласуется с данными [13, 21]. Если последнюю величину сопоставить с количеством атмосферных осадков, которые, по современным оценкам [8, 21], составляют слой 1130 мм в год, то выходит, что влага в атмосфере Земли полностью обновляется за год $1130 / 25,1 = 45$ раз. Аналогичные соотношения для Мирового океана и суши следующие [8]: $1270 / 28,9 = 44$ и $800 / 16 = 50$. Большая величина вентильного эффекта на суше объясняется влиянием рельефа местности на интенсификацию вертикальных движений в атмосфере, повышающих в теплую половину года уровень переноса водяного пара в атмосфере вверх от подстилающей поверхности [13].

Эмпирические связи температуры, влажности воздуха, скорости ветра с ТПО и эффективной облачностью

Важными свойствами метеорологических условий на поверхности океанов, используемыми в расчетах радиации, турбулентных потоков явного H , скрытого LE тепла и влаги E , являются высокие природные корреляции между скоростью ветра u , температурой воздуха t' , упругостью водяного пара e , с одной стороны, эффективной облачностью ЭО и ТПО, с другой. При средних условиях, в частности без учета годового хода коэффициентов уравнений регрессий:

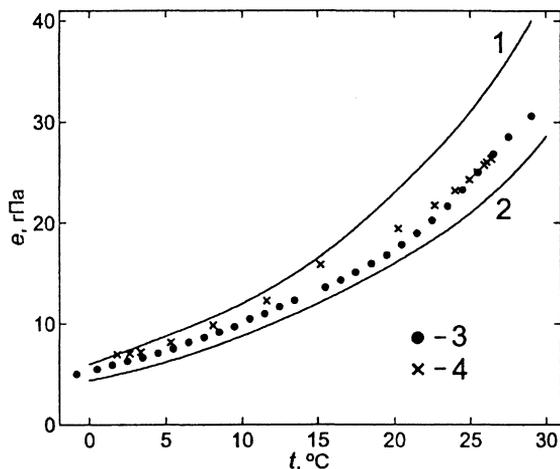
$$\hat{e} = e_m - (1 - \text{ЭО})[1,6 + 0,083t + 0,0103t^2 - 0,000059t^3], \quad (8)$$

$$\Delta \hat{t} = t - \hat{t}' = (1,6 - 0,03t)(1 - \text{ЭО}), \quad (9)$$

формула (8) соответствует рис. 4, формула (9) – рис. 5;

$$\begin{aligned} \hat{u} = \Phi_2(t, \text{ЭО}) = & 9,93 - 0,0408t + 0,01331t^2 - 4,9364 \cdot 10^{-3}t^3 + 2,9553 \cdot 10^{-4}t^4 - \\ & - 5,0514 \cdot 10^{-6}t^5 - 0,42\text{ЭО} - 99,58\text{ЭО}^2 - 438,15\text{ЭО}^3 - 656,87\text{ЭО}^4 + \\ & + 329,57\text{ЭО}^5 + 0,1344(\text{ЭО} \cdot t) + 0,10675(\text{ЭО} \cdot t)^2 - 0,017113(\text{ЭО} \cdot t)^3 + \\ & + 8,486 \cdot 10^{-4}(\text{ЭО} \cdot t)^4 - 1,2755 \cdot 10^{-5}(\text{ЭО} \cdot t)^5. \end{aligned} \quad (10)$$

Здесь e_m – максимальная упругость водяного пара (гПа) при температуре и солености океанической воды.

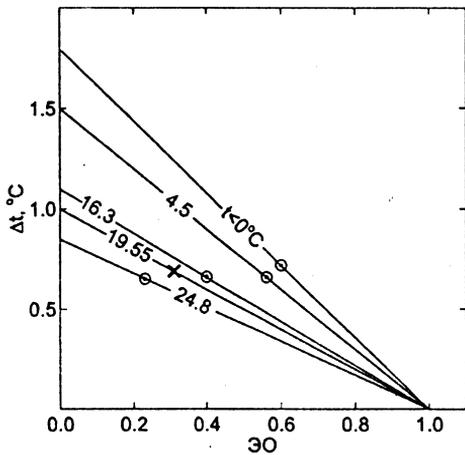


Р и с. 4. Зависимость упругости водяного пара в приводном слое атмосферы от ТПО при ЭО, равной 1 (1) и 0 (2); 3, 4 – данные наблюдений, осредненные по градациям $\Delta t = 1^\circ\text{C}$ и $\Delta \text{ЭО} = 0,05$ соответственно в диапазонах $0 \leq t \leq 30^\circ\text{C}$ и $0,02 \leq \text{ЭО} \leq 0,75$

Функции $\Phi_1(t, \text{ЭО}) = (e_m - e)/(1 - \text{ЭО})$ и $\Phi_2(t, \text{ЭО})$ найдены методом наименьших квадратов с использованием всего массива (125 358 точек) судовой и спутниковой информации [8, 9]. Данные по Δt и ЭО на рис. 5 осреднены по четырем интервалам ТПО: $t > 20$, $t = 10 - 20$, $t = 0 - 10$, $t < 0$ при $t = t_{cp} = 19,55^\circ\text{C}$.

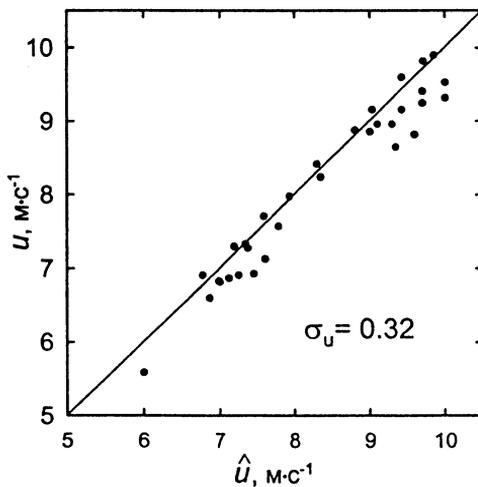
Из формул (8), (9) следует, что для средних за год условий соотношение Боуена для океанов зависит только от ТПО:

$$Bo = \frac{H}{LE} = \frac{112 - 0,4t \Delta \hat{t}}{172 - 0,8t \Delta \hat{e}} = \frac{0,65}{10^{0,04t}}. \quad (11)$$



Р и с. 5. Зависимость (кружочки) разности $\Delta t = (t - t')$ от эффективной облачности при различных ТПО. Крестиком обозначены средние по всему массиву данные за 10 лет

этом величины \hat{u} по заданным t , ЭО определены из табл. 3. Из рис. 6 видно, что в интервалах $-2 < t < 30^\circ\text{C}$ и $0 \leq \text{ЭО} \leq 0,8$ среднеквадратическая погрешность формулы (10) составляет $\sigma_u = 0,32 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. В целом за год на свободной от льда поверхности Мирового океана при $t_{cp} = 19,55^\circ\text{C}$ и $\text{ЭО} = 0,326$ имеем $u = \hat{u} = 7,52 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.



Р и с. 6. Сравнение наблюдаемых u и расчетных \hat{u} скоростей приводного ветра, осредненных по градациям ТПО ($\Delta t = 1^\circ\text{C}$) и эффективной облачности ($\Delta\text{ЭО} = 0,05$) в интервалах $-2 < t < 30^\circ\text{C}$ и $0 \leq \text{ЭО} \leq 0,80$ соответственно

В широтной зоне океанов $63^\circ\text{с.ш.} - 63^\circ\text{ю.ш.}$ по среднегодовому значению $t_{cp} = 19,55^\circ\text{C}$ имеем $Bo = 0,108$, что точно соответствует современным климатическим значениям потоков скрытого ($LE = 118 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) и явного ($H = 12,7 \text{ Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) тепла ([8], приложение 3). Среднеквадратические климатические ошибки: $\sigma_{\Delta c} \approx 0,5 \text{ гПа}$ и $\sigma_{\Delta t} \approx 0,25^\circ\text{C}$. Формулы (8) и (9) могут быть использованы при апвеллинге.

Точность многочлена (10) исследуем по объединенному массиву судовой (u) и спутниковой (ТПО, ЭО) информации ($N = 125\ 358$). Этот массив был разделен на подмассивы по градациям $\Delta t = 1^\circ\text{C}$ и $\Delta\text{ЭО} = 0,05$, для каждой из которых найдены в комплексе средние значения $(t, \text{ЭО}, u, \hat{u})$ и $(\text{ЭО}, t, u, \hat{u})$, при

Скорость ветра над океаном ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$), рассчитанная по формуле (10)

ТПО, °С	Эффективная облачность										
	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0
-2	9,9	9,3	8,4	8,1	8,4	8,8	9,0	8,9	9,3	12,2	21,2
0	9,9	9,3	8,4	8,2	8,4	8,8	9,0	8,8	9,2	12,0	20,8
2	10,0	9,4	8,6	8,4	8,7	9,2	9,4	9,3	9,7	12,6	21,5
4	10,1	9,5	8,7	8,6	9,0	9,5	9,8	9,8	10,3	13,3	22,3
6	9,9	9,4	8,7	8,6	9,2	9,8	10,2	10,2	10,8	13,8	22,8
8	9,6	9,1	8,5	8,6	9,2	9,9	10,3	10,4	10,9	13,8	22,7
10	9,2	8,7	8,2	8,3	9,0	9,8	10,2	10,2	10,6	13,4	22,2
12	8,6	8,2	7,8	8,0	8,7	9,5	9,8	9,7	10,0	12,7	21,4
14	8,1	7,8	7,5	7,7	8,4	9,1	9,3	9,1	9,3	11,9	20,6
16	7,6	7,4	7,2	7,5	8,2	8,8	8,8	8,5	8,6	11,3	20,2
18	7,4	7,2	7,0	7,4	8,0	8,5	8,4	8,0	8,1	11,1	20,5
20	7,2	7,1	7,1	7,4	7,9	8,2	8,1	7,7	8,1	11,5	21,6
22	7,2	7,2	7,2	7,5	7,9	8,1	7,9	7,7	8,5	12,5	23,6
24	7,2	7,2	7,3	7,5	7,8	7,9	7,8	7,8	9,2	14,2	26,2
26	6,9	7,0	7,1	7,3	7,5	7,5	7,5	8,1	10,3	16,2	28,9
28	6,0	6,2	6,4	6,4	6,5	6,5	6,8	8,0	11,2	18,0	30,8
30	4,1	4,4	4,5	4,5	4,4	4,5	5,3	7,3	11,4	18,7	30,4

Функции Φ_1 и Φ_2 нелинейные. Большие скорости приводного ветра в тропических циклонах (тайфунах) при высоких значениях ТПО тесно связаны с мощными восходящими потоками влажного воздуха в атмосфере, что приводит к интенсивному росту эффективной облачности до значений, близких к 1. Состояние атмосферы при $\mathcal{E}O = 1$ не может существовать длительное время, поскольку турбулентные потоки тепла и влаги при $\Delta t \rightarrow 0$ и $\Delta e \rightarrow 0$, несмотря на большие скорости ветра, уменьшаются до нуля. При этом подкачка энергии от океана в атмосферу прекращается, циклонические барические образования постепенно деградируют. При свежем ветре передача тепла от океана в атмосферу устойчива при промежуточных значениях $0 < \mathcal{E}O_{\text{п}} < 1$, как это показано на графике циклического процесса (рис. 1).

Процедура расчетов по ТПО и $\mathcal{E}O$ скорости ветра \hat{u} , разности $\Delta \hat{t}$, температуры воздуха \hat{t}' и характеристик влажности в СОА следующая: сначала по формулам (3), (8) – (10) находим \hat{u} , \hat{e} , $\Delta \hat{t}$, \hat{t}' , $\hat{\omega}_2$, затем по выражениям (4) – (7) вычисляем \hat{a}_2 , $\hat{\omega}_2$ и $\hat{\omega}_3$. При достаточно больших N величины $\hat{\omega}_2$ и $\hat{\omega}_3$ тождественны друг другу и данным РЗ (табл. 1).

Рис. 1 и табл. 4 демонстрируют трансформацию потоков тепла LE , H и влаги E в зависимости от ТПО при различных условиях эффективной облачности. Разности \hat{e} и $\Delta \hat{t}$ максимальны в условиях безоблачной атмосферы ($\mathcal{E}O = 0$) и равны нулю при $\mathcal{E}O = 1$. Во втором случае годовой внешний тепловой баланс Мирового океана (с учетом полярных районов)

$B = R_n - LE - H = 0$ [8]. В подобной ситуации парниковый эффект в атмосфере отсутствует: возможно формирование оледенения со снижением глобальной температуры на заключительной фазе этого процесса до -22°C [22]. Однако в настоящее время климат Земли находится в фазе потепления $\sim 0,7^{\circ}\text{C}$. К середине XXI в. ожидается прирост глобальной температуры на $1,6 - 2^{\circ}\text{C}$ [22]. При этом с 1978 г. со спутников наблюдается уменьшение площади арктических льдов со скоростью $\sim 8\%$ за 10 лет. Если эта тенденция продолжится, то уже к 2060 г. льда в Арктике может не остаться вовсе.

Т а б л и ц а 4

Разности $\Delta\hat{e} = e_m - \hat{e}$ (гПа) и $\Delta\hat{t} = t - \hat{t}'$ ($^{\circ}\text{C}$), рассчитанные по формулам (8) и (9)

ЭО	ТПО = 0		ТПО = 15		ТПО = 30	
	$\Delta\hat{e}$	$\Delta\hat{t}$	$\Delta\hat{e}$	$\Delta\hat{t}$	$\Delta\hat{e}$	$\Delta\hat{t}$
0	1,6	1,6	5,0	1,2	11,8	0,7
0,3	1,1	1,1	3,5	0,8	8,3	0,5
1,0	0	0	0	0	0	0

Зондирование СОА из космоса радиометрами видимого спектра, ИК- и СВЧ-диапазонов

В последние годы в России и Украине возобновились зондирования океана и атмосферы с ИСЗ, что позволит создать систему глобального мониторинга гидрофизических полей в квазиоперативном режиме [23]. Система наблюдений атмосферного аэрозоля, потоков коротко- и длинноволновой радиации, эффективной облачности, ТПО и атмосферных осадков в настоящее время надежно функционирует [8]. Турбулентные потоки скрытого, явного тепла в [8] заданы климатическими величинами судовых наблюдений. Наибольшие трудности до последнего времени представляло задание текущих величин LE , H . Теперь при наличии оперативной спутниковой информации о полях ТПО и эффективной облачности эти потоки приближенно могут быть получены с использованием формул (8) – (10) или на основе прокалиброванных данных температурно-влажностного зондирования океана и атмосферы с помощью российского, украинского или американского радиометров МТВЗА, МТВЗА (ОК) и *SSM/I*, установленных на ИСЗ «Метеор-3М» №1, «Сич-1М» и *F-0,8 (DMSP)* [3, 24]. Украинский прибор является модификацией российского радиометра. Процедура калибровки радиометров включает в себя не только собственно метрификацию датчиков, но и согласование результатов спутниковых зондирований с эмпирическими зависимостями (3) – (10), которые получены на основе независимых многолетних данных РЗ [10, 12], судовых [9] и спутниковых [8] наблюдений.

К настоящему времени накоплен некоторый опыт исследований синоптической и сезонной динамики турбулентных потоков тепла и влаги в Северной Атлантике с помощью упомянутых выше американского и российского радиометров [24]. Технические характеристики этих приборов сходны между собой. Уравнения регрессии для $H + LE$ получены в виде линейных комбинаций: 1) от расчетных яркостных температур (ЯТ) в спектральных (см) каналах 1,35в, 0,81в, 0,81г радиометра МТВЗА; 2) от измеренных ЯТ в каналах 1,35в, 0,82в, 0,82г радиометра SSM/I. Литеры «в» и «г» обозначают вертикальную и горизонтальную поляризацию [24]. Коэффициенты корреляций между фактическими (балк-формулы, судовые наблюдения) и спутниковыми оценками $H + LE$ равны 0,83 – 0,84. Средняя квадратическая невязка высокая, она составляет 14 – 16 % от максимальных амплитуд пространственно-временных вариаций потоков скрытого, явного тепла и испарения. Формулы (8) – (10) обеспечивают меньшую погрешность.

Радиометры используются для определения из космоса не только $H + LE$, но и ω и u . Способы восстановления u средствами дистанционного зондирования СВЧ-радиометром представляли единственную возможность получения в глобальном масштабе доступной из разных источников [23] информации о поле ветра над морской поверхностью в режиме времени, близком к реальному. Средняя квадратическая ошибка скаттерометрических измерений $\sigma_u \approx 1,7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Она достигнута в алгоритмах типа [3, 25], где в качестве единственного предиктора используется зависимость рассеяния отраженных радиоволн шероховатостью морской поверхности, которая, в свою очередь, зависит от скорости ветра. Следующим шагом к уменьшению ошибки до $\sim 1,4 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ явилось создание трехпараметрических алгоритмов ([26] и др.), включающих, наряду с уровнем шероховатости поверхности моря для горизонтальной и вертикальной поляризаций, учет влияния ТПО на структуру верхнего слоя воды. Формула (10) по точности не уступает скаттерометрическим измерениям скорости ветра.

Заключение

Результаты настоящей работы, вытекающие из анализа данных многолетних спутниковых, судовых и радиозондовых наблюдений, могут быть использованы для расчетов (по определенным с ИСЗ ТПО и эффективной облачности) скорости ветра u , температуры воздуха \hat{t}' у поверхности воды, характеристик влажности атмосферы \hat{e} , \hat{a}_z , $\hat{\omega}_z$, $\hat{\omega}$, осадков, аэрозолей, радиации, потоков явного и скрытого тепла, испарения, а также для интерпретации результатов дистанционного зондирования СОА радиометрами видимого спектра, ИК- и СВЧ-диапазонов [3, 24].

Необходимость длительных (до 100 лет) наблюдений из космоса глобальных распределений атмосферных аэрозолей, радиации, ТПО, эффективной облачности, атмосферных осадков, испарения, теплоты конденсации, турбулентного теплообмена обусловлена тем, что они, являясь следствием взаимодействия атмосферы и океанов, определяют вариации погоды и климата.

ЭО выступает как регулятор термодинамического состояния СОА при облачно-радиационных взаимодействиях, а АО – как источник доступной потенциальной энергии за счет скрытой теплоты конденсации. Развитие этих исследований связано с прогрессом спутниковой гидрофизики [27], благодаря которому данные по аэрозолю, радиации, ТПО, ЭО, АО, Е, L'АО и H + LE становятся достаточно точными, регулярными и глобальными. К настоящему времени информация по указанным параметрам систематизирована за 15 – 20 лет [8]. Увеличение этих массивов в несколько раз позволит на основе экспериментальных (спутниковых) данных детально исследовать сверхдлительные вариации состояния системы океан – атмосфера, включая меридиональные переносы тепла и воды, что будет способствовать успешному решению проблемы колебаний климата Земли с учетом антропогенных факторов [22].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Башаринов А.Е., Гурвич А.С., Егоров С.Т. Радиоионизация Земли как планеты. – М.: Наука, 1974. – 188 с.
2. Броунштейн А.М., Козакова К.В. Об оптическом определении общего содержания водяного пара в атмосфере // Труды ГГО. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – Вып. 237. – С. 18 – 22.
3. Драновский В.И., Салтыков Ю.Д., Меланченко А.Г. и др. Спутник дистанционного зондирования Земли «СИЧ-1М» // Дистанционное зондирование морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – Вып. 11. – С. 184 – 197.
4. Зуев В.Е. Лазерное зондирование атмосферы // Вестник АН СССР. – 1973. – № 11. – С. 8 – 21.
5. Атлас океанов: Тихий океан / Отв. ред. С.Г. Горшков. – М.: Гл. упр. навигации и океанографии МО СССР, 1974. – 302 с.
6. Атлас океанов: Атлантический и Индийский океаны / Отв. ред. С.Г. Горшков. – М.: Гл. упр. навигации и океанографии МО СССР, 1977. – 306 с.
7. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Природные корреляции и проблема наблюдений океанической облачности с ИСЗ // Морской гидрофизический журнал. – 2002. – № 5. – С. 64 – 79.
8. Тимофеев Н.А., Юровский А.В. Радиационные, тепло- и водобалансовые режимы океанов. Климат и изменчивость. – Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2004. – 256 с.
9. Da Silva A.M., Young C.C., Levitus S. Atlas of Surface Marine Data 1994. Volume 1: Algorithms and procedures // NOAA Atlas NESDIS. – 1994. – 74 p.
10. Тимофеев Н.А. К определению запасов воды в атмосфере над свободной ото льда поверхностью океанов // Метеорология и гидрология. – 1965. – № 4. – С. 24 – 28.
11. Зайцева Н.А. О сравнении данных радиозондирования в АТЭП // ТРОПЭКС-74. Т. 1. Атмосфера. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – С. 542 – 549.
12. Тимофеев Н.А. О вертикальном распределении абсолютной влажности воздуха и влагосодержания в атмосфере над океанами // Метеорология и гидрология. – 1979. – № 8. – С. 55 – 62.
13. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Влагооборот в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1963. – 315 с.
14. Макклэн Е.П. О связи облачности, наблюдаемой спутником, с полями влажности, суммированными по вертикали // Гидрометеорология за рубежом. – 1967. – Вып. 6. – С. 63 – 75.
15. Краус Е. Взаимодействие атмосферы и океана. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. – 295 с.
16. Материалы по климату и циркуляции свободной атмосферы Северного полушария / Под ред. И.Г. Гутермана. – М.: Гидрометеиздат, 1972. – 1. – Вып. 1. – 206 с.

17. Кузнецов А.Д. Исследование точности определения влажности атмосферы // Проблемы физики атмосферы. – 1978. – № 15. – С. 112 – 133.
18. Oort A.H. Adequacy of the rawinsonde network for global circulation studies tested through numerical model output // Mon. Weath. Rev. – 1978. – 106, № 2. – P. 174 – 195.
19. Материалы наблюдений научно-исследовательских дрейфующих станций «СП-4», «СП-5» и «СП-6», 1956/1957. Т. 2. – Л.: Мор. транспорт, 1959. – 224 с.
20. Результаты научно-исследовательских работ дрейфующих станций «Северный полюс-4» и «Северный полюс-5», 1955/1956. Т. 3. – Л.: Мор. транспорт, 1959. – 280 с.
21. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 638 с.
22. Тимофеев Н.А. Парниковый эффект атмосферы и его влияние на климат Земли (спутниковая информация) // Морской гидрофизический журнал. – 2006. – № 6. – С. 13 – 28.
23. Дорофеев В.Л., Коротаев Г.К., Мартынов М.В., Ратнер Ю.Б. Система мониторинга гидрофизических полей Черного моря в квазиоперативном режиме // Дистанционное зондирование морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – Вып. 11. – С. 9 – 23.
24. Гранков А.Г., Мильшин А.А., Черный И.В. Результаты моделирования измерений радиометром МТВЗА ИСЗ «Метеор-3М» и их валидация на основе фактических измерений радиометром SSM/I ИСЗ F-0.8 (DMSP) в Северной Атлантике // Исследование Земли из космоса. – 2000. – № 4. – С. 20 – 27.
25. Schluessel P., Luthardt H. Surface wind speeds over the North sea from special sensor microwave/imager observations // J. Geophys. Res. – 1991. – 96, № C3. – P. 4845 – 4853.
26. Заневалов А.С., Пустовойтенко В.В. О точности скаттерометрического определения скорости приводного ветра // Дистанционное зондирование морских экосистем. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – Вып. 11. – С. 262 – 267.
27. Развитие морских наук и технологий в Морском гидрофизическом институте за 75 лет / Под ред. В.Н. Ермеева. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2004. – С. 77 – 103, 585 – 625.

Морской гидрофизический институт НАН Украины,
Севастополь

Материал поступил
в редакцию 16.11.05
После доработки 23.11.05

ABSTRACT Formulas for calculating air temperature and humidity, wind speed, sensible and latent heat fluxes on the ocean surface using satellite observations of the sea surface temperature (SST) and cloudiness are obtained based on the analysis of multi-year radiosonde, meteorological, ship and satellite information. Besides, the formulas can be used for interpretation of the results of the ocean and atmosphere remote sensing by the radiometers of visible, infrared and microwave ranges. Transformation of radiation, latent and sensible heat fluxes depending on the sea surface temperature under different cloudiness conditions is described. The calculated values of the atmospheric specific humidity are in agreement with the radiosonde observation data obtained on the whole Earth including research vessels, stationary weather ships, ATEP polygons, and in the Arctic.