

Е. Г. АГАФОНОВА, член-корреспондент АН СССР А. С. МОНИН

О СИЛЕ ВЕТРА И ИСПАРЕНИИ НА ОКЕАНАХ

Одним из важнейших процессов взаимодействия атмосферы и океана является питание атмосферы влагой вследствие испарения на океанах (составляющего по имеющимся, возможно заниженным, оценкам $3,3 \cdot 10^{20}$ г воды в год, так что скорость испарения E в среднем оценивается величиной порядка $2 \cdot 10^{-4}$ г/см²·мин). Поскольку скорость испарения на океанах зависит главным образом от силы ветра u (будем относить ее к высоте мачты судна, скажем, 10 м) и от разности $\delta Q = Q_w - Q$ удельной влажности пасынцевания Q_w при температуре поверхности океана T_w и удельной влажности воздуха Q (также на высоте 10 м), питание атмосферы влагой регулируется главным образом самой атмосферой — ее влажностью и ветром в ней (а также величиной T_w , обусловленной процессами и в атмосфере, и в океане). Испарение увеличивается с усилением ветра и, по-видимому, значительная его доля происходит в районах штормов (которые тем самым оказываются важными областями влагопитания атмосферы).

Для оценки этой доли рассчитаем относительный вклад в испарение на океанах от ветров с силой больше x м/сек, т. е. функцию

$$F(x) = \left(\int_{u>x} E dS \right)^{-1} \int E dS, \quad (1)$$

где dS — элемент площади Мирового океана; интегралы без пределов здесь и далее берутся по всем возможным значениям переменной интегрирования.

Скорость испарения будем рассчитывать по обычной формуле

$$E = \rho c u \delta Q, \quad (2)$$

где ρ — стандартное значение плотности воздуха на уровне моря, а c — безразмерный коэффициент испарения, зависящий, по-видимому, прежде всего от силы ветра u (см., например, ⁽¹⁾). Примем здесь, что эта зависимость такая же, как у коэффициента сопротивления $c_f = \tau (\rho u^2)^{-1}$ (где τ — напряжение трения ветра на поверхности океана). Предварительную оценку последней при ветрах до 60 м/сек получил Б. Миллер ⁽²⁾ по измеренным профилям ветра в урагане «Донна» 1960 г. путем интегрирования уравнения движения воздуха в пограничном слое атмосферы по голщине этого слоя:

$$c_f = a(1+bu), \quad a \approx 7 \cdot 10^{-4}; \quad b \approx (10 \text{ м/сек})^{-1}. \quad (3)$$

При использовании (2)–(3) скорость испарения E есть функция от величин u и δQ . Будем рассматривать последние как случайные поля, распределенные по поверхности океана, и, используя гипотезу их эргодичности, заменим в (1) пространственное осреднение вероятностным:

$$F(x) = \left[\iint E p(u, \delta Q) du d(\delta Q) \right]^{-1} \int_x^{\infty} du \int E p(u, \delta Q) d(\delta Q), \quad (4)$$

где $p(u, \delta Q)$ — совместная плотность вероятности локальных значений u и δQ . Эмпирических оценок $p(u, \delta Q)$ пока не имеется, и здесь мы ограничимся предположением о приближенной статистической независимости величин u и δQ (на самом деле, по-видимому, возможна тенденция к убыванию δQ с ростом u , и, тогда наше предположение будет несколько завышать оба интеграла в (4)). При этом предположении функция (4) принимает вид

$$F(x) \approx \left[\int_0^{\infty} (u + bu^2) p(u) du \right]^{-1} \int_x^{\infty} (u + bu^2) p(u) du, \quad (5)$$

где $p(u)$ — плотность вероятности локальных значений u .

Статистику силы ветра мы построили по данным синоптических карт земного шара (масштаба 1:30·10⁶) на 0 часов Гринвичского времени 15 января, 15 апреля, 15 июля и 15 октября 1972 г., снимая с карт по

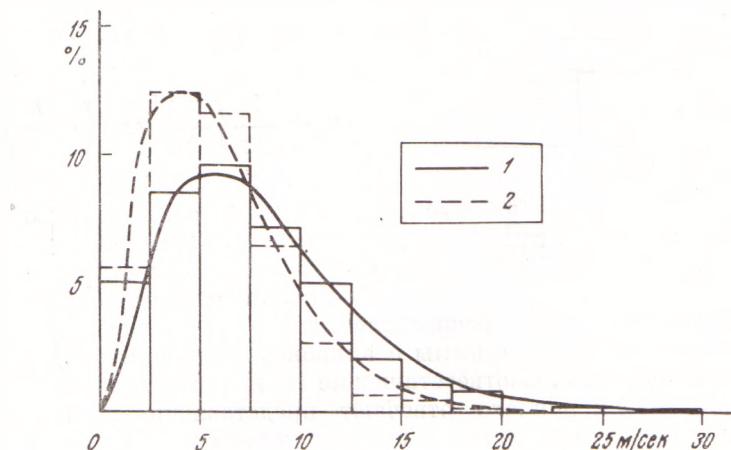


Рис. 1. Примеры гистограмм силы ветра для января (1) и июля (2)

одному типичному значению u в каждой пятиградусной трапеции широтно-долготной сетки и производя осреднение по площади (т. е. приписывая каждой трапеции вес, пропорциональный косинусу ее средней широты). В освещенной на синоптических картах области Земного шара (без полярных районов) было 2232 таких трапеций; на 900 из них значение u брались по указанным на картах данным прямых измерений ветра, на остальных — рассчитывались по густоте приземных изобар по формуле геострофического ветра, ветер приводился к высоте 10 м умножением на 0,7 над морем и 0,5 над сушей. По полученным цифрам было построено 12 гистограмм силы ветра (с интервалами группировки по 2,5 м/сек): для каждой из четырех указанных дат — по всему Земному шару и по северному и южному полушариям в отдельности.

Если принять, что локальные значения меридиональной и зональной компонент скорости ветра на всем Земном шаре имеют независимые гауссовые распределения с нулевыми средними значениями и одинаковыми дисперсиями σ^2 , то сила ветра u должна подчиняться распределению Рэлея с плотностью вероятности

$$p(u) = \frac{u}{\sigma^2} \exp\left(-\frac{u^2}{2\sigma^2}\right).$$

В области умеренных ветров $u < 20$ м/сек наши гистограммы удовлетворительно аппроксимировались таким распределением (со значениями

$\sigma=4,8-6,6$ м/сек), но вероятности очень сильных ветров по нему оказываются слишком малыми. Так, вероятность $P(x)$ ветров с силой больше x по распределению Рэлея равна $\exp(-x^2/(2\sigma^2))$; при найденном нами типичном для зимы значении $\sigma=6,5$ м/сек штормы сильнее $x=30$ м/сек получают вероятность $P(30) \approx 10^{-4,6}$, чему отвечает площадь $4\pi R^2 P(30)$ на поверхности земного шара (R — его радиус) всего около $1,2 \cdot 10^4$ км², много меньше обычно наблюдаемой площади таких штормов. Если распространить статистику не только на пространство, но и на время, то доля времени, на которой ветры с силой больше x наблюдаются на площади S , будет $4\pi R^2 S^{-1} P(x)$; для ураганов сильнее $x=50$ м/сек с радиусом 100 км она получается равной всего $6 \cdot 10^{-10}$, на много порядков ниже наблюдаемой.

Таким образом, статистическая модель, приводящая к распределению Рэлея для u , не может быть распространена на штормы и в качестве $p(u)$

Таблица 1
Значения σ , м/сек

Дата	Полушарие		Земной шар
	северное	южное	
15 I 1972	2,77	2,54	2,66
15 IV	2,31	2,42	2,29
15 VII	2,08	2,60	2,47
15 X	2,08	2,54	2,42

следует выбирать функцию, спадающую при больших u медленнее, чем рэлеевская. Мы выбрали простую плотность вероятности

$$p(u) = \frac{1}{2\sigma} \left(\frac{u}{\sigma} \right)^2 \exp \left(-\frac{u}{\sigma} \right) \quad (6)$$

с математическим ожиданием 3σ и стандартным отклонением $\sigma \cdot 3^{1/2}$. Все наши 12 гистограмм в области умеренных ветров вполне удовлетворительно аппроксимировались такими распределениями. В качестве примера на рис. 1 представлены гистограммы и аппроксимирующие их кривые (6) по северному полушарию. Соответствующие гистограммам значения σ приведены в табл. 1. Они неплохо отвечают представлениям об усилении ветров зимой и ослаблении летом в каждом полушарии (на всем Земном шаре в этом смысле доминирует более континентальное северное полушарие) и о большей силе ветров в южном полушарии (кроме января), хотя наши данные и не имеют климатического характера, а относятся к конкретным датам одного года. Теперь $P(x) = (1 + \xi + \frac{1}{2}\xi^2) e^{-\xi}$, где $\xi = x/\sigma$; при типичном для зимы значении $\sigma=2,7$ м/сек вероятность штормов сильнее $x=30$ м/сек равна $P(30) = 1,1 \cdot 10^{-3}$, а площадь таких штормов $4\pi R^2 P(30) \approx 6 \cdot 10^5$ км²; ураганы сильнее $x=50$ м/сек с радиусом 100 км будут наблюдаться на доле времени $4(R/100)^2 P(50) \approx 3 \cdot 10^{-2}$. Эти цифры показывают, что распределение (6) дает уже близкие к удовлетворительным вероятности сильных ветров (хотя все же несколько занижает их).

Далее мы допускаем, что статистическое распределение силы ветра над Мировым океаном приблизительно такое же, как и над всей поверхностью Земного шара. При подстановке (6) в (5) функция $F(x)$ приводится к виду

$$F = \left(1 + \xi + \frac{\xi^2}{2} + \frac{\xi^3}{6} + \frac{\beta}{4\beta+1} \frac{\xi^4}{6} \right) e^{-\xi}, \quad (7)$$

где $\beta = b\sigma$. При значениях $\beta=0,2-0,3$ эта

функция слабо зависит от β . Приведенный на рис. 2 график при $\beta=0,26$ показывает, что значения $F(x)$ заметно увеличиваются даже при относительно небольшом увеличении σ . Так, при $\sigma=2,5$ м/сек ветры сильнее $x=10; 20; 30$ м/сек вносят в суммарное испарение на океанах вклады

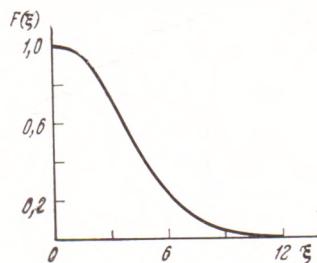


Рис. 2. График функции (7) при $\beta=0,26$

53; 7; 1% соответственно; при $\sigma=3$ м/сек эти вклады возрастают до 66; 16; 2%, а при $\sigma=3,5$ м/сек — до 75; 26; 5%. Эти предварительные оценки вклада штормов в испарение в дальнейшем смогут быть уточнены после аккуратного построения климатологического распределения $p(u)$ (или лучше $p(u, \delta Q)$) на океанах.

В заключение сравним суммарные значения испарения на океанах, вычисленные в рамках наших предположений по распределению (6) и по его среднему значению \bar{u} (т. е. при $p(u)=\delta(u-\bar{u})$). Их отношение равно

$$(\bar{u}+bu^2)/(u+b\bar{u}^2)=(4\beta+1)/(3\beta+1)>1. \quad (8)$$

Оно показывает, что при $\beta \neq 0$ учет статистического разброса ветра увеличивает оценку суммарного испарения на $100\beta/(3\beta+1)\%$ (при $\beta=0,2-0,3$ на 12,5—15,8%).

Институт океанологии им. П. П. Ширшова
Академии наук СССР
Москва

Поступило
24 X 1973

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ C. A. Китайгородский, Физика взаимодействия атмосферы и океана, Л., 1970.
² B. I. Miller, Monthly Weather Rev., v. 92 (9), 389 (1964).