

26
778
МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, выпуск 14

ОБЛАКА, ОСАДКИ И ВОПРОСЫ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ

175263

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ЛЕНИНГРАД
1963

Л. А. ХАНДОЖКО

РАСЧЕТ СКОРОСТИ ВЕТРА В ОТКРЫТОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В данном исследовании делается попытка выявить зависимость скорости ветра от величины барического градиента и характера температурной стратификации в открытой части Балтийского моря.

Малочисленность, нерегулярность, а в ряде случаев и ненадежность судовых наблюдений исключают возможность использовать эти данные для построения карт ветровых полей. Последние могут быть построены, исходя из знания характера связи полей ветра и давления.

Известные закономерности градиентного ветра не могут быть использованы в данном случае, так как скорость ветра в приводном слое определяется не только величиной градиента давления, но и многими другими факторами: характером шероховатости подстилающей поверхности, температурной стратификацией приводного слоя, распределением адвекции в нижнем слое тропосферы и другими.

Исследованию этого вопроса посвящены работы Н.П. Гоптарева [3,4], М.Е. Берлянд [1], А.И. Соркиной [5] и других. Тем не менее расчет скорости ветра над открытыми водными бассейнами в оперативной работе до сего времени представляет известные трудности.

В работе использован материал гидрометеорологических наблюдений, выполненных на исследовательских судах "Океанограф" и "Профессор Рудовиц" и синоптический материал за 1954-1960 гг. В выполнении технических расчетов принимала участие студентка П.А. Астафьева. Расчеты всех параметров, определяющих скорость ветра, производились для района Балтийского моря между $57^{\circ}20'$ и $59^{\circ}30'$ с.ш. и $19^{\circ}30'$ и $20^{\circ}00'$ в.д.

Барический градиент определялся по наземным кольцевым картам погоды. Чтобы исключить возможность появления ошибок в определении градиента давления за счет неточного проведения изобар над морем, последний рассчитывался по фактическим значениям давления на островных и береговых станциях (Гогланд, Готска-Санден, Аландские острова, Хиума, Сарема, Стокгольм, Вентспилс,

Овиши) в радиусе 111 км, причем пункты располагались в вершинах квадрата.

При таких условиях представлялось возможным достаточно точно рассчитать градиент давления по формулам

$$\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)_0 = \frac{P_1 - P_3}{2z},$$

$$\left(\frac{\partial P}{\partial y}\right)_0 = \frac{P_2 - P_4}{2z},$$

где P_i - значение давления воздуха в вершинах квадрата, вписанного в круг радиусом z .

Чтобы оценить связь скорости ветра и барического градиента в более "чистом" виде, все случаи, при которых наблюдались прохождения фронтальных разделов, исключались.

Эффект влияния температурной стратификации приводного слоя воздуха оценивался по разности температур воздух-вода (Δt) разбивкой всех случаев на три типовых состояния стратификации [5]:

- 1) $\Delta t = 0^\circ$ ($\pm 0,5^\circ$) - состояние, близкое к равновесному,
- 2) $-5,0 < \Delta t < -0,6^\circ$ - неустойчивая стратификация,
- 3) $5,0 > \Delta t > 0,6^\circ$ - устойчивая стратификация.

Ввиду единичных случаев значений Δt за пределами $\pm 5^\circ$ последние не рассматривались.

Наиболее общим критерием характера стратификации в нижнем слое тропосферы при рассмотрении большой совокупности случаев может быть осредненное направление ветра D , в целом определяющее наличие адвекции тепла или холода, в следующих градациях: 1) С - СВ, 2) В - ЮВ, 3) Ю - ЮЗ, 4) З - СЗ.

Поскольку скорость ветра является многосвязным параметром, то она не может быть выражена в линейной зависимости от барического градиента. Поэтому зависимость скорости ветра от градиента давления находилась путем линейного коррелирования логарифмов этих величин. Уравнение регрессии при этом принимает вид линейного логарифмического уравнения

$$\ln v = a \ln \frac{\Delta P}{\Delta n} + \ln k,$$

или

$$v = k \left(\frac{\Delta P}{\Delta n}\right)^a. \quad (1)$$

Расчеты показали, что в полученном степенном выражении $a > 1$, что обусловлено наличием в приземном слое значительного внешнего и внутреннего трения. При $a = 1$ получаем из (1) выражение для скорости геострофического ветра.

На основании обработанного материала было получено 12 уравнений регрессии для соответствующих градаций Δt и D .

Элементы корреляционной связи, уравнения вида (1) и рассчитанные по ним средние скорости ветра представлены в таблицах 1, 2, где Z - коэффициент корреляции, $\bar{\sigma}_2$ - средняя квадрати-

ческая ошибка коэффициента корреляции, Σy - средняя квадратическая ошибка уравнения регрессии, n - число случаев, K и d - коэффициенты в уравнении (1).

Рассчитанные по общеизвестным формулам величины элементов корреляционной связи подтверждают достоверность полученных уравнений.

Таблица 1
Величины элементов корреляционной связи и коэффициенты K и d при соответствующих градациях Δt

	Δt°	С-СВ	В-КВ	Ю-ЮЗ	З-СЗ	Σn
z	a	0,90	0,80	0,83	0,58	
	b	0,89	0,86	0,99	0,83	
	c	0,80	0,88	0,81	0,88	
b_2	a	0,040	0,087	0,045	0,156	
	b	0,020	0,070	0,004	0,060	
	c	0,055	0,047	0,052	0,052	
Σy	a	0,106	0,168	0,184	0,187	
	b	0,056	0,133	0,036	0,218	
	c	0,102	0,066	0,141	0,066	
K	a	6,23	4,81	3,63	5,87	
	b	5,54	5,00	4,39	5,31	
	c	5,10	5,16	4,26	4,90	
d	a	0,49	0,54	0,92	0,44	
	b	0,46	0,58	0,92	0,70	
	c	0,47	0,25	0,58	0,38	
n	a	23	17	42	18	100
	b	28	14	25	27	94
	c	43	28	44	19	134
Σn		94	59	111	64	328

a, b, c - соответственно пределы градаций Δt :
 $a - 0 (\pm 0,5^\circ)$, b - от $-0,6$ до $-5,0^\circ$, c - от $0,6$ до $5,0^\circ$.

Из данных таблиц видно, что влияние стратификации (Δt) более заметно с увеличением скорости ветра. Направление переноса воздушных масс сказывается до скоростей ветра порядка 7-8 м/сек.: большие скорости при направлениях северной половины горизонта и меньшие - при южных.

Значительное уменьшение скоростей ветра наблюдается при положительной стратификации приводного слоя $5,0 > \Delta t > 0,6^\circ$, что также видно по малым значениям коэффициента d в уравнениях регрессии (табл.2).

Следует заметить, что при расчете скорости ветра по уравнениям вида (1) мы ограничились барическим градиентом, не превышающим 3,5-4,0 мб/111 км, исходя из следующих соображений. Подавляю-

Таблица 2
Скорость ветра, вычисленная по уравнениям регрессии
(в м/сек.) при соответствующих градициях Δt

Δp Δn	С-СВ			В-ЮВ			Ю-ЮЗ			З-СЗ		
	а	б	с	а	б	с	а	б	с	а	б	с
0,5	4,5	3,9	3,7	3,3	3,4	4,3	1,8	2,3	2,9	4,4	3,3	3,8
1,0	6,2	5,5	5,1	4,8	5,0	5,2	3,6	4,4	4,3	5,9	5,3	4,9
1,5	7,5	6,7	6,2	6,0	6,3	5,7	5,4	6,4	5,4	7,0	7,0	5,7
2,0	8,7	7,8	7,0	7,0	7,4	6,1	7,2	8,3	6,4	7,9	8,6	6,4
2,5	9,7	8,8	7,8	7,9	8,4	6,5	8,9	10,3	7,2	8,8	10,1	7,0
3,0	10,7	9,6	8,6	8,7	9,5	6,8	10,7	12,1	8,1	9,5	11,5	7,5
3,5	11,5	10,4	9,2	9,4	10,4	7,0	12,4	13,9	8,8	10,2	12,8	7,9
4,0	12,3	11,2	9,8	10,2	11,3	7,3	14,2	15,8	9,6	11,0	14,0	8,3

Большинство использованных данных является наблюдениями средних значений скоростей ветра. Из 328 наблюдений (случаев) скоростей ветра, рассматриваемых на корреляционных графиках, только 18 (5,5%) равно и больше 10 м/сек. Скоростей ветра от 10 до 15 м/сек. только 5 (1,5%), а скорость ветра более 20 м/сек. наблюдалась один раз.

Естественно заключить отсюда, что полученные нами уравнения регрессии справедливы только для рассматриваемой совокупности случаев, отвечающих вполне определенным пределам скоростей ветра и градиентов давления. При распространении численных величин полученных уравнений на большие значения градиентов давления неизбежно занижение расчетной скорости ветра по отношению к фактической.

Вероятно, K и d в уравнениях вида (1) для больших значений скоростей будут иные. Скорости ветра в табл. 2 являются некоторыми средними скоростями (\bar{V}). Фактическая скорость ветра ($V_{ф}$), которая должна лежать в пределах допустимой погрешности (± 2 м/сек.) по отношению к \bar{V} , может иметь более значительные отклонения. В качестве примера приводим рис. 1. Анализ отдельных "выскакивающих" точек проводился с учетом адвективных изменений температуры в нижнем пятикилометровом слое тропосферы по термобарической карте (от 500 и до 1000 и ΔT_{700}).

Результаты анализа представлены в табл. 3. Завышенные значения фактической скорости, превосходящие допустимую погрешность по отношению к расчетной, как правило, наблюдаются при адвекции холода на высотах; наоборот, занижение скорости имеет место при адвекции тепла. Неустойчиво стратифицированный воздух при адвекции холода усиливает вертикальный обмен, способствуя выравниванию скоростей по высотам и усилению скорости ветра в приземном слое. Обратная картина наблюдается при адвекции тепла. Термическая устойчивость ослабляет вертикальный обмен воздушных масс: в самом нижнем слое особенно сильно проявляются силы трения, что приводит к

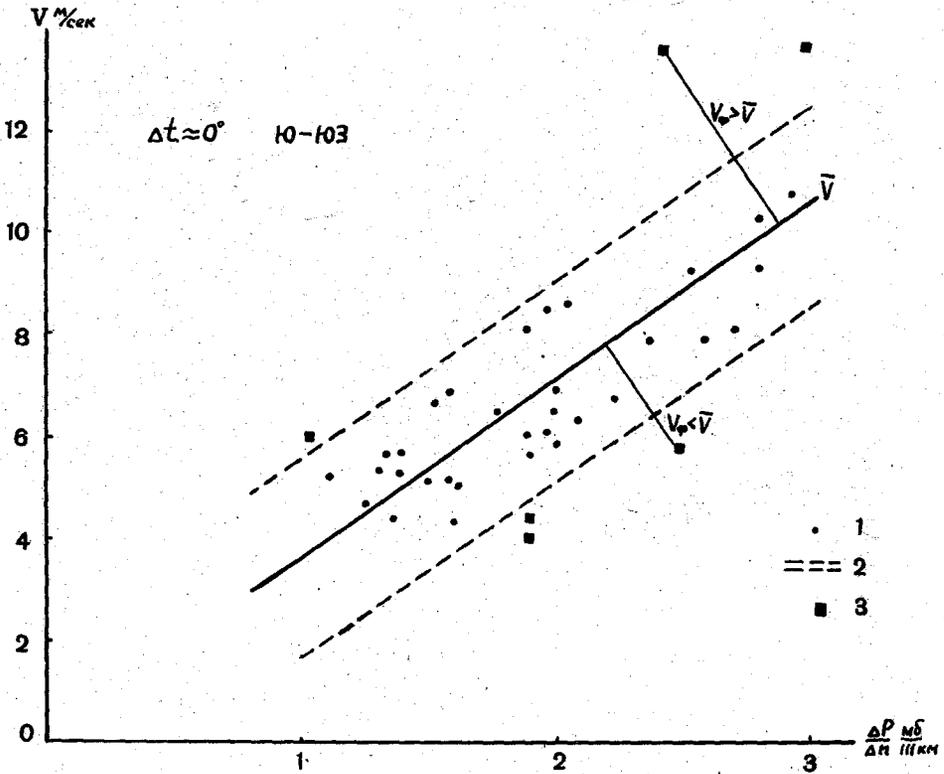


Рис. 1. ПРИМЕР АНАЛИЗА СВЯЗИ СКОРОСТИ ВЕТРА С ГРАДИЕНТОМ ДАВЛЕНИЯ.

1 - фактическая скорость ветра, 2 - область допустимой погрешности, 3 - фактическая скорость ветра с отклонением более 2 м/сек. от \bar{V} .

резкому изменению скоростей ветра с высотой. В этих случаях даже при значительных градиентах давления могут наблюдаться слабые ветры.

Вышесказанное хорошо подтверждается соответствием знака температурной адвекции знаку отклонения скорости ветра от линии регрессии (\bar{V}) (табл. 3).

Из таблицы видно, что рассматриваемая связь проявляется довольно отчетливо: увеличение скорости ветра при адвекции холода и ослабление - при адвекции тепла.

Чтобы оценить дополнительный эффект обнаруженной зависимости, было проведено количественное сопоставление величин адвективных изменений температуры с величиной отклонения V_ϕ от $\bar{V} (\pm \Delta V)$.

Соответствие знака температурной адвекции $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a$ знаку отклонения скорости ветра от \bar{v} Таблица 3

Состояние стратификации в приводном слое	Общее число случаев	$v_{\phi} > \bar{v}$		Общее число случаев	$v_{\phi} < \bar{v}$	
		число случаев соответствия, %			число случаев соответствия, %	
		$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a < 0$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a > 0$		$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a < 0$	$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a > 0$
$\Delta t = 0$	38	92 (35)	8 (3)	38	13 (5)	87 (33)
$-5,0 < \Delta t < 0,6^{\circ}$	35	91 (32)	9 (3)	24	17 (4)	83 (20)
$5,0 > \Delta t > 0,6^{\circ}$	52	92 (48)	8 (4)	45	18 (8)	82 (37)

Если положения линий средних скоростей на корреляционных графиках определялись (помимо влияния барического градиента и других факторов) преобладающим знаком адвекции, то фактическое отклонение скорости ветра от средней будет определяться и знаком и величиной адвекции. В табл.4 приведены поправки ($\pm \Delta v$ м/сек) с учетом адвекции температуры в слое до 5 км, представляющие собой величины средних отклонений фактической скорости ветра от средней скорости (\bar{v}).

Таблица 4

Поправки ($\pm \Delta v$ м/сек.) с учетом адвективных изменений температуры $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a$ в нижнем пятикилометровом слое

\bar{v} м/сек.	Нулевая адвекция	Адвекция холода		Адвекция тепла	
	0	$-1^{\circ}, -4^{\circ}$	$\geq -5^{\circ}$	$-1-4^{\circ}$	$\geq 5^{\circ}$
4-7	-0,4	+0,5	+1,0	-1,0	-1,5
8-12 и более	+0,9	+2,2	+2,7	-1,7	-

Адвективные изменения температуры вычислялись по указанным выше термобарическим картам по формуле, предложенной И.П.Ветловым [2]:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = 6,94 \cdot 10^{-2} \left[\left(OT_{1000}\right)_1 - \left(OT_{1000}\right)_3 \right] \left[\left(H_{700}\right)_2 - \left(H_{700}\right)_4 \right],$$

где $(OT_{1000})_i$ и $(H_{700})_i$ - значения относительного и абсолютного геопотенциалов соответственно в точках 1,2,3,4 при переходе к конечным разностям. За единицу длины принято 500 км, $t = 24$ часа.

Таким образом, в оперативной работе служб погоды расчет скорости ветра над открытой частью Балтийского моря может производиться по формуле

$$v = \left[k \left(\frac{\Delta p}{\Delta n} \right)^d \right]_i + \Delta v_T, \quad (2)$$

где $\left[k \left(\frac{\partial p}{\partial n} \right)^2 \right]_t$ - величина, выражающая скорость ветра, рассчитанную в зависимости от величины барического градиента при соответствующих градациях Δt ; ΔU_t - поправка за счет адвективных изменений температуры.

Найденные зависимости могут быть использованы и в прогностических целях, для чего необходимо:

1) дать прогноз поля давления для соответствующей части моря, используя общеизвестный метод переноса барических тенденций. При определенном навыке метод дает вполне удовлетворительные результаты на срок до 12 час.;

2) дать прогноз температуры воздуха для определения Δt , учитывая, что температура воды более консервативная характеристика в суточном периоде;

3) дать прогноз знака и величины адвективных изменений температуры.

В ы в о д ы

1. Связь скорости ветра и величины барического градиента в рассматриваемых пределах этих параметров вполне удовлетворительно может быть описана уравнением вида (1). Однако весь спектр существующих в наших широтах скоростей ветра, определяющихся основными атмосферными процессами, целесообразно было бы разбивать на отдельные участки и для последних определить свои K и d .

2. Не вызывает сомнения имеющаяся зависимость скорости ветра в приводном слое от характера температурной стратификации этого слоя и интенсивности вертикального обмена скоростей в нижней тропосфере.

3. Не претендуя на полноту рассмотренных связей, результаты проведенного исследования могут быть использованы в оперативной работе морских служб погоды для оценки скоростей ветра в открытой части моря.

Л и т е р а т у р а

1. Берлянд М.Е. Теория изменения ветра с высотой. Труды НИУ ГУГМС, сер.1, вып.26, 1947.
2. Ветлов И.П. Анализ условий развития циклонов и антициклонов у поверхности земли. Труды ЦИПа, вып.61, 1957.
3. Гоптарев Н.П. Некоторые результаты градиентных исследований в районе Нефтяных Камней. Труды ГОИНа, вып.36, 1957.
4. Гоптарев Н.П. О влиянии динамических и термических факторов на скорость ветра над морем и шероховатость морской поверхности. Труды ГОИНа, вып.51, 1960.
5. Соркина А.И. Построение карт ветровых полей для морей и океанов. Труды ГОИНа, вып.44, 1958.