ЛЕНИНГРАДСКАЯ КРАСНОЗНАМЕННАЯ ВОЕННО-ВОЗДУШНАЯ
ИНЖЕНЕРНАЯ АКАДЕМИЯ имени А. Ф. МОЖАЙСКОГО

551.5
С 23

проверено
1960 г.

СБОРНИК УПРАЖНЕНИЙ ПО ДИНАМИЧЕСКОЙ МЕТЕОРОЛОГИИ

БИБЛИОТЕКА
ЛЕНИНГРАДСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ЛЕНИНГРАД — 1958

Составили:

Е. П. БОРИСЕНКОВ, В. П. ГУРОВ, С. И. ТИТОВ

Ответственный редактор

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ

Подписано к печати 14.6.58. Печ. листов 6

Зак. 825 Г-146215

Типолитография ЛКВВИА им. А. Ф. Можайского

В В Е Д Е Н И Е.

Развитие гидродинамических методов анализа и прогноза отдельных метеорологических элементов поставило перед гидрометеорологическими ВУЗами и факультетами задачу более глубокого изучения курса динамической метеорологии и привития слушателям навыков по применению расчетных методов при решении ряда метеорологических задач.

Настоящий сборник заданий и упражнений предназначен в качестве руководства при проведении практических занятий со слушателями по курсу динамической метеорологии. Составление сборника представляет первый опыт работы в этом направлении и в него включена лишь небольшая часть заданий по расчету отдельных метеорологических элементов.

В каждом задании приводятся краткое теоретическое обоснование метода, рабочие формулы (таблицы, номограммы), рекомендуемый порядок производства вычислений и дается для упражнений конкретный исходный материал.

Методические указания по каждому заданию могут быть использованы метеоспециалистами в оперативной работе для расчетов на текущем аэросиноптическом материале.

З А Д А Н И Е № 1

ПОСТРОЕНИЕ КАРТЫ ВЕРТИКАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ НА ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЕ СЛОЯ ТРЕНИЯ ПО ПРИЗЕМНОМУ БАРИЧЕСКОМУ ПОЛЮ.

1. Постановка задачи.

Используя синоптическую карту (барическое поле на уровне моря) оценить распределение вертикальных скоростей и построить карту вертикальных скоростей на верхней границе слоя трения (на уровне 1-1,5 км) для случая квазистационарного состояния поля давления.

II. Основные формулы.

Если принять, что

- барическое поле на уровне моря стационарно или квазистационарно[x)],
- атмосфера несжимаема, т.е. $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$,
- коэффициент турбулентности K в слое трения не изменяется с высотой и по горизонтали на расстоянии порядка 500 км,
- характер барического поля в слое трения мало меняется с высотой,

то путем совместного решения уравнений движения и уравнения неразрывности получим следующую формулу для расчета вертикальной скорости W_z на любом уровне z в слое трения:

$$W_z = \frac{\sqrt{K}}{\rho\sqrt{2\ell^3}}\left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2}\right)\left\{1 - e^{-\sqrt{\frac{\ell}{2K}}z}\left[\sin\left(\sqrt{\frac{\ell}{2K}}z\right) + \cos\left(\sqrt{\frac{\ell}{2K}}z\right)\right]\right\}, \quad (1)$$

где ρ - средняя плотность воздуха в слое от земли до уровня z,

$\ell = 2\omega \sin\varphi$ - параметр Кориолиса,

P = давление на уровне моря,

$\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} = \Delta P$ - лапласиан давления.

---

x) Под квазистационарностью здесь понимается или одинаковое изменение давления со временем в любой точке пространства или одинаковая скорость "перемещения" характеристических точек и линий барического поля (барических центров, осей ложбин, гребней, изобар и т.д.).

Для практических расчетов W_z необходимо перейти от производных к отношениям конечных разностей.

Положим: $\Delta x = \Delta y = 2.10^5$м (2 см на карте М = 1:$10^7$), $\ell \approx Const = 1,2.10^{-4}\ \frac{1}{сек}$; $\rho \approx Const = 1.10^{-3}$тонн/м^3, $K \approx Const = 4$ м^2/сек^2. Тогда для уровня $z \approx 1000 \div 1500$ м с большой степенью точности можно записать:

$$W_{1-1,5\,км.} \approx \frac{1}{4}\left(P_1 + P_2 + P_3 + P_4 - 4P_0\right)\ см/сек, \qquad (2)$$

где P_i (i = 0,1,2,3,4) - значение давления в мб на уровне моря в точках сетки, приведенной на рис.1,

$W_{1-1,5\,км}$ вертикальная скорость в см/сек, отнесенная к точке 0.

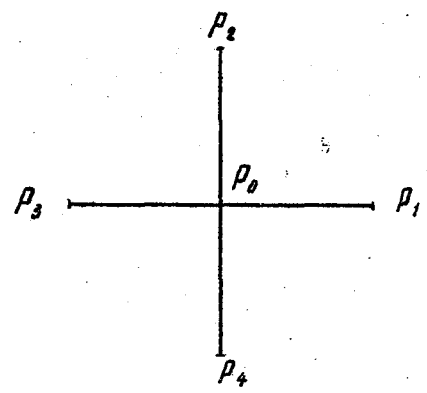


Рис.1. Сетка для снятия значений давления.

Ш. Исходный материал и порядок расчетов.

1) На синоптическую карту наносится прямоугольная координатная сетка[x)] со сторонами квадратов равными 2см (масштаб карты 1 : 10^7).

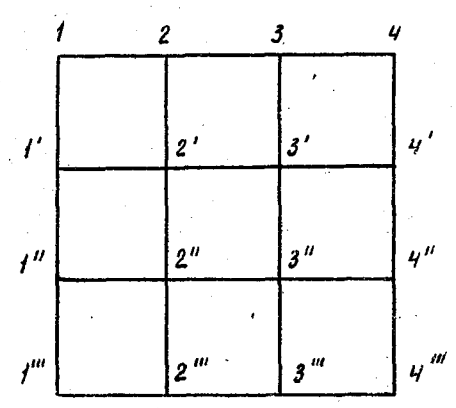


Рис.2. Сетка, наносимая на синоптическую карту.

---

x) Сетка может быть нанесена на лист прозрачного материала и наложена на синоптическую карту.

2) В узлах координатной сетки снимаются значения давления (дополнения до 1000 мб) и выписываются на чистом листке бумаги или на бланке карты.

3) Рассчитывается величина вертикальной скорости на уровне 1 км для точек 2', 3', 4' ... 2", 3" ... и т.д. по формуле (2)...

4) На чистый бланк карты наносятся расчитанные значения W, проводятся и надписываются изотахи через 1 см/сек ($W > 0$ красным, $W < 0$ синим цветом).

5) Полученная карта вертикальных скоростей сопоставляется с синоптической картой.

В качестве упражнения для выполнения задания использовать синоптическую карту за 03 часа 24.05.55.

ЛИТЕРАТУРА

ГАНДИН Л.С, ЛАЙХТМАН Д.Л, МАТВЕЕВ Л.Т, ЮДИН М.И. - Основы динамической метеорологии, Гидрометеоиздат, 1955, стр.456-459.

З А Д А Н И Е № 2.

РАСЧЕТ ПРОФИЛЯ ВЕРТИКАЛЬНЫХ СКОРОСТЕЙ В ОБЛАСТИ ФРОНТА.

1. Постановка задачи.

Рассчитать профиль вертикальных скоростей, возникающих в результате разрыва нормальной к фронту составляющей барического градиента и приземного трения на различных удалениях от приземной линии фронта. Построить и проанализировать графики.

II. Основные формулы.

Если рассматривать стационарное движение в области фронта и учесть особенности распределения ветра в приземном подслое трения, принять коэффициент турбулентности изменяющимся по линейному закону с высотой до верхней границы приземного подслоя, а выше этого уровня остающимся величиной постоянной, то можно рассчитать распределение ветра с высотой в области фронта с учетом разрыва на фронте нормальной составляющей барического градиента. Использование уравнения неразрывности для несжимаемой жидкости позволяет определить вертикальную скорость в области фронта на различных высотах.

Формулы для расчета вертикальной скорости имеют следующий вид:

для $z \leq H$:

$$W_{z\leq H} = \frac{\Delta p_x \, tg\,\varphi}{2\ell\rho}\Big\{ e^{-a(z+H-2h)}\big[A_1 \sin a(z+H-2h) - A_2 \cos a(z+H-2h)\big] + e^{a(z-H)} \sin(z-H) + e^{a(H-h)}\big[A_2 \cos a(H-h) + A_3 \sin a(H-h)\big]\Big\} \qquad (3)$$

для $z \geq H$:

$$W_{z\geq H} = \frac{\Delta p_x \, tg\,\varphi}{2\ell\rho}\Big\{ e^{-a(z+H-2h)}\big[A_1 \sin a(z+H-2h) - A_2 \cos a(z+H-2h)\big] + e^{-a(z-H)} \sin a(z-H) + e^{-a(H-h)}\big[A_2 \cos a(H-h) + A_3 \sin a(H-h)\big]\Big\} \qquad (4)$$

Здесь $W_{z\leq H}$ и $W_{z\geq H}$ – вертикальная скорость под и над фронтом,

$\Delta p_x = \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)^{(x)} - \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)^{(T)}$ – величина разрыва нормальной к фронту составляющей барического градиента:

$$A_1 = \frac{2\lambda^2 - 1}{2\lambda^2 + 2\lambda_1 + 1}; \quad A_2 = \frac{2\lambda}{2\lambda^2 + 2\lambda_1 + 1}; \quad A_3 = \frac{2\lambda + 1}{2\lambda^2 + 2\lambda_1 + 1}$$

$$\lambda = a\,h\,\ln\frac{h}{z_0};$$

$$a = \sqrt{\frac{\ell}{2K_1 h}}$$

z_0 – шероховатость подстилающей поверхности,
ℓ – параметр Кориолиса,
ψ – угол наклона фронта,
ρ – плотность на данном уровне,
h – высота приземного подслоя трения,
K_1 – коэффициент турбулентности на высоте 1 м.

На некотором удалении от приземной линии фронта (например, начиная с $H \geq 20h$) можно пользоваться приближенными формулами:

$$W_{z \leq H} = \frac{\Delta P_x \operatorname{tg}\psi}{2\ell\rho}\, e^{a(z-H)} \sin a(z-H) \qquad (5)$$

$$W_{z \geq H} = \frac{\Delta P_x \operatorname{tg}\psi}{2\ell\rho}\, e^{-a(z-H)} \sin a(z-H) \qquad (6)$$

Ш. Исходные данные и порядок расчета.

В качестве исходных принимаются следующие значения:

$\ell = 1.2 \cdot 10^{-4}$ 1/сек ($\varphi = 55°$); $\rho = 10^{-3}$ тонн/м^3

$\Delta P_x = 2.5$ мб/100 км; $\operatorname{tg}\psi = 10^{-2}$; $z_0 = 0,05$ м.

а) K_1 = 0,13 м/сек; h = 30 м,
б) K_1 = 0,88 м/сек; h = 30 м.

Выполнение задания сводится к расчету вертикальных скоростей на разных высотах и на разных удалениях от приземной линии фронта. За нижний исходный уровень принимается высота h.

Порядок расчетов.

1. Рассчитать значение вертикальной скорости W над приземной линией фронта для случаев а) и б) по формулам (3) и (4) на высотах 30, 120, 240, 480, 960, 1440 и 1920 м.

2. Рассчитать значения W по формулам (5) и (6) на удалениях 50, 100 и 150 км от приземной линии фронта для случаев а) и б) на тех же высотах.

3. Построить графики $W = f(z)$ и проанализировать их. Сопоставить значение величины и знака W на разных уров-

нях в области фронта с характерным распределением облачности на фронтах, водности и влагосодержания в них.

Оценить роль турбулентного перемешивания в распределении и величине вертикальных скоростей в области фронта.

ЛИТЕРАТУРА.

ГУРОВ В.П. и ЖУКОВ И.И. - Вертикальные движения в области фронта, Труды ВГМФ СА, вып.21, 1957.

З А Д А Н И Е № 3

ПРОГНОЗ ТУМАНОВ И ЗАМОРОЗКОВ.

1. Постановка задачи.

Пользуясь исходными значениями температуры воздуха и распределением температуры в почве перед заходом солнца рассчитать минимальную температуру и дать прогноз возможности образования радиационного тумана и заморозка (по методу М.Е.Берлянд).

П. Основные формулы.

При условии квазистационарного режима изменение температуры в приземном слое в ночные часы определяется радиационным балансом подстилающей поверхности, турбулентным теплообменом в воздухе, теплооборотом в почве и адвективным притоком тепла.

Решение системы уравнений турбулентного теплообмена в воздухе и теплооборота в почве при заданном граничном условии баланса потоков тепла и радиации на поверхности почвы, а также при заданном начальном распределении температуры по вертикали может быть представлено в следующем виде:

$$\Delta T = A + C_1(\theta_0 - \theta_1) + C_2(\theta_1 - \theta_2) + C_3(\theta_2 - \theta_3) \quad \ldots\ldots\ldots\ldots \quad (7)$$

$$\Delta \theta = B + Д_1(\theta_0 - \theta_1) + Д_2(\theta_1 - \theta_2) + Д_3(\theta_2 - \theta_3) \quad \ldots\ldots\ldots \quad (8)$$

где $\Delta T = T_0 - T_m$ – ночное понижение температуры на высоте 2 м над поверхностью земли,

T_0 – температура воздуха в психрометрической будке в момент перед заходом солнца,

T_m – минимальная температура в психрометрической будке утром (к моменту восхода солнца),

$\Delta\theta$ – ночное понижение температуры на поверхности земли,

$\theta_0, \theta_1, \theta_2, \theta_3$ – температура на поверхности почвы и на глубинах 5, 10, 15 см (отсчитывается по термометрам Савинова в момент отсчета T_0),

$C_1, Д_1, C_2, Д_2, C_3, Д_3$ – численные коэффициенты, зависящие от времени с момента отсчета температуры до восхода солнца, от скорости ветра и степени увлажнения почвы (даны в таблице 2).

$$A = A_0[10-(C_н n_н + C_c n_c + C_в n_в)n]\cdot 0,1 \qquad (9)$$

$$B = B_0[10-(C_н n_н + C_c n_c + C_в n_в)n]\cdot 0,1 \qquad (10)$$

A_0 и B_0 – коэффициенты среднего значения скорости ветра, зависящие от среднего значения скорости ветра, степени увлажнения почвы и продолжительности ночи (рассчитываются по таблицам),

A и B – аналогичные коэффициенты при наличии облачности,

$n, n_н, n_c, n_в$ – количество общей, нижней, средней и верхней облачности в баллах,

$C_н, C_c, C_в$ – численные коэффициенты ($C_н$ = 0,80, C_c = 0,65, $C_в$ =0,25).

Ш. Исходные данные и порядок расчета.

Исходными данными являются:

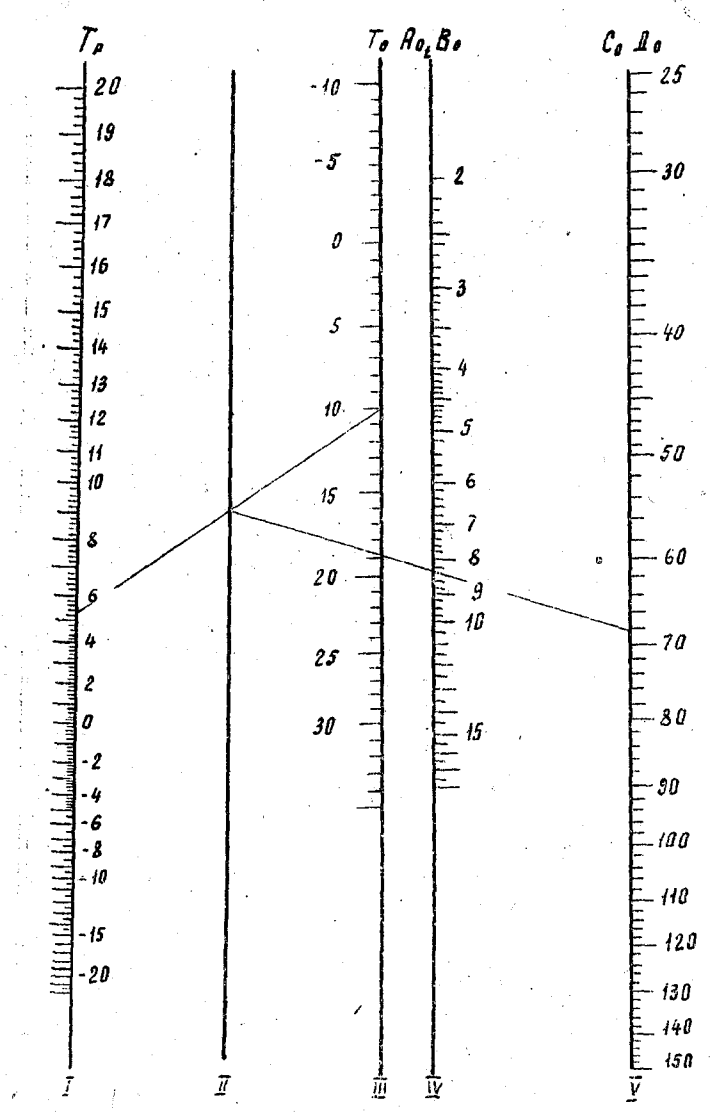


Рис.3. Номограмма для расчета ночного понижения температуры.

– время захода и восхода солнца,

– температура воздуха (T_0) и распределение температуры в почве (θ_0, θ_1, θ_2, θ_3) перед заходом солн

τ – точка росы в момент отсчета T_0,

– количество облачности и скорость ветра, прогнозируемые на ночь ($n_н$, n_c, $n_в$),

– степень увлажнения почвы.

Для расчета значений A_0 и B_0 используется таблица 2 и номограмма фис.3 Из таблицы I по значению Δt (продолжительность времени от момента отсчета температур до восхода солнца) и скорости ветра при данном увлажнении почвы находим значение C (нижняя строка).

Далее на номограмме соединяем линейкой точки на шкалах 1 и Ш, соответствующие начальным значениям температуры воздуха T_0 и точки росы τ, и отмечаем точку пересечения линейки со шкалой П (без делений). Эту точку соединяем линейкой с точкой на шкале У, соответствующей значению C_0. На пересечении линейки со шкалой 1У получаем значение A_0.

Аналогичным образом рассчитывается величина B_0 по значению $Д_0$, определяемому с помощью таблицы (верхняя строка).

При наличии облачности по формулам (9) и (10) рассчитывается значение А и В, и, наконец, по формулам (7) и (8) определяется ночное понижение температуры на уровне психрометрической будки ΔT_0 и на поверхности земли $\Delta\theta$.

Таким образом, сразу же можно рассчитать минимальную температуру, а также возможность заморозка на почве и в воздухе.

Если в момент наблюдений за 1-2 часа до захода солнца наблюдается инверсия, т.е. $T_0 > \theta_0$, то в правой части формулы (1) следует добавить поправку, равную $T_0 - \theta_0$. Если момент наблюдений совпадает с заходом солнца и $T_0 > \theta_0$, то необходимо добавить величину, равную $0{,}5(T_0 - \theta_0)$.

Понижение температуры $\Delta T_н$, необходимое для образования тумана, определяется формулой $\Delta T_н = T_0 - \tau + 1^{\circ}$.

Если $\Delta T \geqslant \Delta T_н$, то вероятно образование тумана. Если $\Delta T < \Delta T_н$, то образование радиационного тумана ночью маловероятно.

Для определения времени начала образования тумана следует вычислить величину:

$$A_0(t_0) = \frac{\Delta T_н - C_1(\theta_0 - \theta_1) + C_2(\theta_1 - \theta_2) + C_3(\theta_2 - \theta_3)}{1 - 0{,}1(C_н n_н + C_c n_c + C_в n_в)n}$$

где $A_0(t_0)$ – значение A_0, соответствующее времени начала образования тумана t_0.

С помощью номограммы рис.3 по $A_0(t_0)$ τ и T_0 при данном увлажнении находится C_0 следующим образом:

Линейкой соединяем значения τ и T_0 на шкалах 1 и Ш; точку пересечения на шкале П соединяем с точкой, соответствующей найденному значению A_0 на шкале 1У, и на

пересечении со шкалой V находим значение C_0. Затем с помощью таблицы по известному увлажнению почвы и скорости ветра находим продолжительность времени от момента прогноза до момента образования тумана. Продолжительность тумана $t_h = t_p - t_o$, где t_p и t_o – моменты рассеяния и образования тумана.

Значение t_p определяется опытным путем. Если туман образовался за 1–2 часа до восхода солнца, то продолжительность его после восхода солнца – около 1,5 часа. При образовании тумана за 2,4 часа до восхода солнца – продолжительность его после восхода 1,5–2,5 часа. При значительной облачности, а также поздней осенью время существования тумана увеличивается в 1,5–2 раза.

Об интенсивности тумана судят по соотношению между ΔT и $\Delta T_н$:

при $0 < \Delta T - \Delta T_н < 1$ следует ожидать образование тумана с видимостью 500–1000 м,

при $\Delta T - \Delta T_н \approx 1$ следует ожидать образование тумана с видимостью 200–500 м,

при $\Delta T - \Delta T_н > 2^0$ следует ожидать образование тумана с видимостью 50–200 м.

При отсутствии данных о распределении температуры в почве можно пользоваться приближенной формулой $\Delta T \cong A$

Упражнения.

Дать прогноз минимальной температуры, возможности образования заморозка и тумана, времени начала образования тумана, его интенсивности и продолжительности и оценить высоту его верхней границы при следующих исходных данных[x)]:

Таблица 1

№№ пп	Заход солнца (час)	Восход солнца (час)	Время наблюдений (час)	T_0	θ_0	θ_1	θ_2	θ_3	τ	u м/сек	Сост. почвы	Прогн. обл. ба	
												$n_н$	n_c
1	20.00	04.00	19.00	9°,5	10°,5	13°,5	13°,7	12°,7	5°,5	2	сух.	0	2
2	19.45	04.15	19.45	25°,3	23°,5	27°,7	28°,1	27°,5	11°,8	3	сух.	0	0
3	19.10	05.40	18.00	18°,3	–	–	–	–	16°	5	влаж.	3	5
4													

x) Исходные данные могут быть взяты также с синоптических карт или из дневников наблюдений метеостанции.

ЛИТЕРАТУРА

1. БЕРЛЯНД М.Е. - Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы, Гидрометеоиздат, 1956.

2. БЕРЛЯНД М.Е. - Метод предсказания радиационных туманов, Труды ГГО, вып. 48(110), 1954.

Таблица 2.

ЗНАЧЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ Д и С.

u м/сек. \ t час	$Д_0C_0$							$Д_1C_1$			$Д_2C_2$			$Д_3C_3$		
	2	4	6	8	I0	I2	I5	2-4	4-I0	I0-I5	2-4	4-I0	I0-I5	2-4	4-I0	I0-I5
								ПОЧВА СУХАЯ								
I	62	86	I04	II7	I29	I35	I44	0,59	0,63	0,66	0,22	0,40	0,45	0,04	0,23	0,35
I	30	4I	55	68	75	77	83	0,28	0,35	0,33	0,I4	0,2I	0,I9	0,02	0,II	0,I6
I-2	60	79	94	I04	II3	II8	I27	0,57	0,56	0,58	0,20	0,37	0,4I	0,04	0,20	0,32
	3I	48	55	66	72	75	82	0,27	0,25	0,24	0,II	0,I8	0,I8	0,02	0,09	0,I3
2-3	57	74	87	97	I05	I09	II5	0,55	0,55	0,46	0,I9	0,34	0,37	0,04	0,I9	0,22
	3I	42	54	65	70	72	76	0,25	0,24	0,22	0,I0	0,I5	0,I4	0,02	0,07	0,II
3-4	53	67	78	86	92	96	I03	0,50	0,46	0,38	0,I8	0,29	0,32	0,04	0,I7	0,26
	29	39	50	58	64	66	74	0,22	0,I9	0,I4	0,09	0,I3	0,I2	0,02	0,07	0,I0
5-6	48	64	72	79	85	88	94	0,45	0,43	0,35	0,I6	0,25	0,29	0,04	0,I5	0,20
	27	38	46	55	60	64	68	0,20	0,I5	0,II	0,08	0,I2	0,II	0,02	0,07	0,09
								ПОЧВА УВЛАЖНЕННАЯ								
I	50	65	78	90	I0I	I08	II6	0,65	0,70	0,79	0,32	0,5I	0,59	0,I3	0,33	0,42
	23	28	38	50	58	6I	69	0,36	0,33	0,29	0,I8	0,26	0,33	0,08	0,20	0,22
I-2	45	60	7I	8I	90	94	I03	0,6I	0,60	0,58	0,3I	0,46	0,5I	0,I3	0,32	0,42
	24	3I	40	50	55	60	66	0,29	0,27	0,24	0,I6	0,22	0,27	0,07	0,I5	0,I8
2-3	44	58	68	76	83	88	95	0,50	0,54	0,53	0,30	0,43	0,47	0,I2	0,30	0,03
	26	33	42	50	55	60	64	0,27	0,25	0,20	0,I2	0,20	0,2I	0,05	0,II	0,I5
3-4	42	55	64	7I	77	83	90	0,59	0,52	0,48	0,28	0,40	0,43	0,II	0,27	0,34
	28	36	44	53	57	63	69	0,I9	0,I8	0,I5	0,I0	0,I4	0,I4	0,04	0,I0	0,I2

126906

u м/сек \ t час	$Д_0C_0$							$Д_1C_1$			$Д_2C_2$			$Д_3C_3$		
	2	4	6	8	I0	I2	I5	2-4	4-I0	I0-I5	2-4	4-I0	I0-I5	2-4	4-I0	I0-I5
5-6	39	50	59	66	73	78	85	0,55	0,49	0,45	0,26	0,34	0,38	0,09	0,23	0,30
	26	34	4I	5I	55	59	65	0,I5	0,I4	0,I2	0,09	0,I2	0,I2	0,03	0,08	0,I0
								ПОЧВА СИЛЬНО УВЛАЖНЕННАЯ								
I	44	60	72	82	9I	95	I05	0,67	0,67	0,82	0,39	0,5I	0,59	0,I9	0,36	0,52
	I7	27	35	42	52	54	58	0,43	0,4I	0,33	0,22	0,32	0,35	0,08	0,2I	0,26
I-2	40	55	66	76	84	89	96	0,65	0,63	0,50	0,37	0,50	0,57	0,I8	0,38	0,50
	20	26	39	48	54	56	60	0,32	0,30	0,29	0,25	0,27	0,30	0,07	0,20	0,23
2-3	38	5I	6I	7I	79	84	9I	0,63	0,62	0,59	0,37	0,49	0,55	0,I7	0,34	0,48
	22	34	37	50	56	58	63	0,30	0,28	0,2I	0,I3	0,22	0,2I	0,07	0,I5	0,I8
3-4	37	46	56	66	74	79	86	0,6I	0,58	0,56	0,37	0,48	0,53	0,I5	0,32	0,43
	25	30	40	52	58	62	67	0,20	0,I8	0,I5	0,II	0,I6	0,I5	0,05	0,II	0,I4
5-6	36	45	50	64	72	77	84	0,54	0,53	0,49	0,36	0,46	0,49	0,I0	0,27	0,36
	25	30	34	5I	58	60	69	0,I8	0,I5	0,I3	0,I0	0,I2	0,I2	0,04	0,08	0,II

ПРИМЕЧАНИЕ: Значения коэффициентов Д для каждой скорости и даны в первой строке, во второй - значения коэффициентов С.

БИБЛИОТЕКА ЛЕНИНГРАДСКОГО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

З А Д А Н И Е № 4.

ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЕ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ БАРИЧЕСКИХ ЦЕНТРОВ.

I. Постановка задачи.

Рассчитать перемещение центров циклона и антициклона, используя метод экстраполяции.

II. Основные формулы.

Если связать начало перемещающейся системы координат с центром циклона или антициклона, то в любой момент времени для движущегося центра будет справедливо соотношение:

$$\frac{\partial p}{\partial x} = \frac{\partial p}{\partial y} = 0$$

Пользуясь формулой Эйлера, для симметричного барического образования получим:

$$C_x = \frac{\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}}$$

$$C_y = -\frac{\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial t}}{\frac{\partial^2 p}{\partial y^2}} \qquad (II)$$

Здесь C_x и C_y – составляющие скорости перемещения барического центра по осям X и У.

$-\frac{\partial^2 p}{\partial x \partial t}$, $-\frac{\partial^2 p}{\partial y \partial t}$ – составляющие изаллобарического градиента по осям X и У.

В первом приближении можно считать, что в центральной области циклона или антициклона величина трехчасовых тенденций сохраняется в течение суток (т.е. рассматривать линейную экстраполяцию). В этом случае, после небольших преобразований, формулы (II) в конечно-разностной форме принимают следующий рабочий вид:

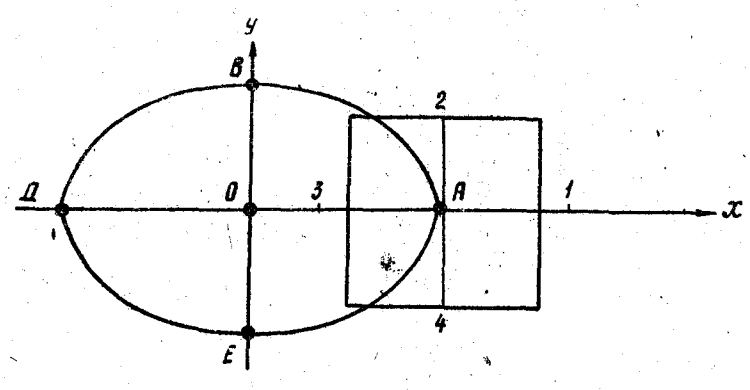
$$C_x = \frac{\delta p_A - \delta p_Д}{p_0 - p} \, АД \, \frac{см.\ карты}{сутки}$$

$$C_y = \frac{\delta p_B - \delta p_E}{p_0 - p} \, BE \, \frac{см.\ карты}{сутки}, \qquad (I2)$$

где АД и ВЕ – большой и малый диаметры первой внутренней изобары циклона или антициклона (см.на карте),

$P_0 - P$ – разность давлений в центре и на отсчетной изобаре,

$\delta p_A, \delta p_Д, \delta p_B, \delta p_E$ – средние значения 3-часовых тенденций в точках А, Д, В, Е, найденные по следующей схеме (рис.4):



$$\delta p_A = \frac{\delta p_1 + \delta p_2 + \delta p_3 + \delta p_4}{8} + \frac{1}{2}\,\delta p_A$$

Рис.4. Сетка для снятия исходных данных.

Для точек В, Д и Е расчет выполняется аналогичным образом.

Ш. Исходный материал и порядок расчета.

Для выполнения упражнения используется приземная синоптическая карта за 03 часа 24 мая 1955 (карта № 59 Учебного синоптического атласа).

Прогноз положения барических центров дается на сутки вперед.

Порядок выполнения задания:

I) Провести изобары. Выбрать одну из внутренних замкнутых изобар с таким расчетом, чтобы она по форме была близка к эллипсу или окружности и чтобы давление на ней отличалось от давления в центре не менее, чем на 3 мб.

Необходимо также следить, чтобы выбранная изобара лежала в области изаллобарических очагов рассматриваемого барического центра.

2) Провести возможно точнее изотенденции в окрестностях рассматриваемого центра.

3) Измерить большой (АД) и малый (ВЕ) диаметры выбранной изобары.

4) С помощью квадратной сетки с шагом 2,5 см (рис.4) (для карты масштаба I : 10^7) определить средние значения тенденции (δp_A, δp_B, $\delta p_Д$, δp_E).

5) Рассчитать значения C_x и C_y, отложить их на осях X и У и определить будущее положение барических центров.

6) Сравнить предвычисленное положение центров с действительным.

Л И Т Е Р А Т У Р А :

ГАНДИН Л.С., ЛАЙХТМАН Д.Л, МАТВЕЕВ Л.Т, ЮДИН М.И. - Основы динамической метеорологии, Гидрометеоиздат, 1955.

З А Д А Н И Е № 5

ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЕ ГЕОПОТЕНЦИАЛА ДЛЯ СРЕДНЕГО (БАРОТРОПНО-ЭКВИВАЛЕНТНОГО) УРОВНЯ НА 2 ЧАСА.

I. Постановка задачи.

Изучить практические приемы решения уравнения вихря скорости (уравнения Пуассона) для среднего уровня методом сеток. Предвычислить значение геопотенциала изобарической поверхности 700 мб на 2 часа вперед одним шагом по времени.

II. Основные формулы.

Характер изменения геопотенциала таков, что, по крайней мере, первые и вторые производные от геопотенциала H по времени t можно считать непрерывными. В таком случае значение геопотенциала в некоторый момент времени $H_t + \delta_t$ может быть представлено в виде ряда:

$$H_{t+\delta t} = H_t + \delta t \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{(\delta t)^2}{2} \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} + \ldots\ldots$$

Если δt мало, то с некоторой степенью точности в правой части можно ограничиться двумя первыми членами:

$$H_{t+\tau} = H_t + \delta t \frac{\partial H}{\partial t} \qquad (13)$$

Величина $\frac{\partial H}{\partial t}$ определяется из приближенного соотношения, полученного на основании уравнения вихря скорости:

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\ell^2}{g} \frac{\partial \tau}{\partial p} = -\frac{g}{\ell} (H, \Delta H) - \beta \frac{\partial H}{\partial x} \qquad (14)$$

Последнее уравнение записано в координатах (X, У, P), причем X и У лежат в плоскости, касательной к изобарической поверхности, ось X - направлена на восток, а ось У - на север. При написании (14) приняты обозначения:

$\ell = 2\omega \sin\varphi$ - параметр Кориолиса,

g - ускорение силы тяжести,

$\beta = \frac{2\omega \cos\varphi}{a_0}$,

a_0 - радиус Земного шара,

$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$ – лапласиан

$(H, \Delta H) = \frac{\partial H}{\partial x}\frac{\partial \Delta H}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y}\frac{\partial \Delta H}{\partial x}$

$\tau = \frac{dp}{dt}$ – "вертикальная скорость" в изобарической системе координат, характеризующая смещение частицы относительно данной изобарической поверхности.

Величина τ достигает максимума в среднем на высоте, близкой к уровню изобарической поверхности 700 мб. На этом уровне, очевидно, $\frac{\partial \tau}{\partial p} = 0$, и уравнение (I4) принимает вид:

$$\Delta \frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{g}{\ell}(H, \Delta H) - \beta \frac{\partial H}{\partial x} = -A \qquad (I5)$$

Величина А определяется по исходному полю геопотенциала поверхности 700 мб и считается известной.

Уравнение (I5) решается методом сеток. В данном случае используется квадратная сетка с пространственным шагом $\rho_x = \rho_y =$ = 250 км.

Рабочая формула имеет следующий вид:

$$\frac{\partial H}{\partial t}\delta t = \frac{3}{8}A_0 + \frac{1}{8}(A_1 + A_2 + A_3 + A_4) + \frac{1}{16}(A_5 + A_6 + A_7 + A_8) \qquad (I6)$$

где $A_0 = 0,282\left[(H_1 - H_3)(B_2 - B_4) - (H_2 - H_4)(B_1 - B_3) + 2.1(H_1 - H_3)\right]$ (I7)

$$B_0 = H_9 + H_{10} + H_{11} + H_{12} \ldots\ldots \qquad (I8)$$

Нумерация точек сетки приведена на рис.5.

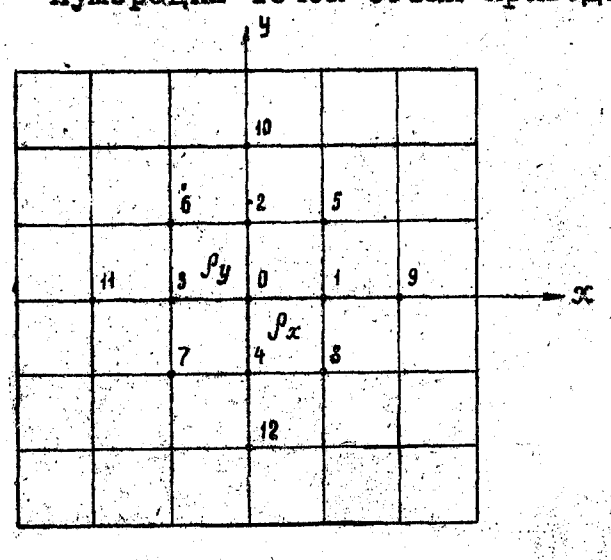


Рис.5. Сетка для снятия значений геопотенциала

Значение величин:

A_i ($i = 1,2 \ldots 8$)

B_j ($j = 1,2,3,4$)

определяются аналогичным образом путем помещения точки нуль в соответствующую точку i или j. Из структуры правой части формулы (16) видно, что для расчета величины $\frac{\partial H}{\partial t}t$ необходимо иметь значение геопотенциала и в соседних с граничными пронумерованными точками, как по строкам, так и по столбцам.

Ш. Исходные данные и порядок расчета.

Расчет производится по карте АТ-700 за утро 6.9.53 (задание № 4 Учебного синоптического атласа). Прогноз геопотенциала на 2 часа дается для пункта Москва.

I) На карте расчерчивается (или накладывается расчерченная на прозрачном материале) квадратная сетка с шагом 250 км (I,25 см на карте масштаба I : 2.10^7). В узлах сетки снимаются значения геопотенциала в дкм (дополнение до 300) и выписываются на чистом листе бумаги, на котором представлена копия сетки. Таким образом, будем иметь значения геопотенциала в 7 x 7 = 49 точках.

2) Вычисляются значения B_i (i = I,2,3,4) по формуле (I8) и значения A_j (i = 0,I,2...8) по формуле (I7).

При отсутствии навыка целесообразно при расчетах пользоваться дополнительной передвижной сеткой с пронумерованными точками (рис.5), помещая начало координат каждый раз в соответствующую точку, для которой производится расчет величины В или А.

3) Вычисляется величина $\frac{\partial H}{\partial t}\delta t$ по формуле 16 и определяется будущее значение геопотенциала через 2 часа по формуле (I3).

Рекомендуемая форма записи для расчетов приведена в таблице 3.

Таблица 3

A_i	B_2	B_4	B_2-B_4	H_1-H_3	$(H_1-H_3)\times(B_2-B_4)=\underline{I}$	B_1	B_3	B_1-B_3	H_2-H_4	$(H_2-H_4)\times(B_1-B_3)=\underline{II}$	$\underline{I}-\underline{II}=\underline{III}$	H_1-H_3	$2,1\times(H_2-H_4)=\underline{IV}$	$\underline{III}+\underline{IV}=\underline{V}$	$0,282\times\underline{V}$
A_0															
A_I															
A_2															
A_3															
A_4															
A_5															
A_6															
A_7															
A_8															

ЛИТЕРАТУРА

БЕЛОУСОВ Л.С. - Опыт предвычисления давления в средней тропосфере с помощью быстродействующих электронных машин, Труды ЦИИ, вып.66.

З А Д А Н И Е № 6.

ПРОГНОЗ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ.

I. Постановка задачи.

Используя карту АТ-500 или АТ-300, рассчитать смещение оси струйного течения. Пользуясь эмпирической связью между скоростью смещения очагов изотах и скоростью ветра в их центре, оценить интенсивность отдельных участков струйного течения.

II. Основные формулы.

Для вывода прогностических соотношений используется уравнение энергии, полученное из первых двух уравнений движения. Это уравнение без учета вязких членов и члена с вертикальной скоростью имеет вид:

$$\frac{\partial K_s}{\partial t} = -u\frac{\partial K_s}{\partial x} - v\frac{\partial K_s}{\partial y} - \frac{1}{\rho}\left(u\frac{\partial p}{\partial x} + v\frac{\partial p}{\partial y}\right), \qquad (19)$$

где $K_s = \frac{c^2}{2}$ – кинетическая энергия горизонтального движения,

C – горизонтальная скорость ветра, составляющие которой по осям X и У: u и v,

ρ – плотность,

P – давление,

Ось X направлена вдоль оси струйного течения[x)],

Ось У – по нормали к ней влево.

Для уровня постоянной плотности (изопикнического уровня), располагающегося на высоте около 7000 м, адвекция плотности равна нулю, и уравнение (19) имеет вид:

$$\frac{\partial K_s}{\partial t} = -u\frac{\partial K_s}{\partial x} - v\frac{\partial K_s}{\partial y} - R\cdot C\,\mathrm{grad}\,T \qquad (20)$$

Здесь R – газовая постоянная,

T – температура.

---

x) Здесь и в дальнейшем под осью струйного течения подразумевается линия максимальных скоростей ветра (максимальных градиентов геопотенциала) на данном уровне.

Смещение оси струйного течения u_y определяется по экстраполяционной формуле Петтерсена:

$$u_y = \frac{\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial K_s}{\partial t}\right)}{\frac{\partial^2 K_s}{\partial y^2}} \qquad (21)$$

Подставляя $\frac{\partial K_s}{\partial t}$ из (20) и (21) и переходя от K_s к значениям скорости ветра C, получим:

$$u_y = \frac{R\,\frac{\partial}{\partial y}(C\,\mathrm{grad}\,T)}{C\,\frac{\partial^2 C}{\partial y^2}} \qquad (22)$$

На оси струйного течения знаменатель формулы (22) всегда меньше нуля. В связи с этим о направлении смещения оси можно однозначно судить по характеру распределения адвекции температуры.

Для прогноза смещения оси струйного течения по картам барической топографии воспользуемся геострофическим соотношением:

$$C = \frac{1}{\ell} H_n \qquad (23)$$

где $H_n = \frac{\partial H}{\partial n}$ – горизонтальный градиент геопотенциала (в $м^2 сек^{-2}$),
$\ell = 2\omega \sin\varphi$ – параметр Кориолиса.

С учетом (23) выражение (22) имеет вид:

$$u_y = \frac{\ell^2 R\,\frac{\partial}{\partial y}\,C\,\mathrm{grad}\,T}{H_n\,\frac{\partial^2 H_n}{\partial y^2}} \qquad (24)$$

Если рассчитывать мгновенную величину адвекции температуры в градусах за 12 часов, а H_n в декаметрах на 400 км, то рабочий вид формулы (24) будет следующим:

$$u_y = \frac{3.2\cdot 10^2\,\delta(C\,\mathrm{grad}\,T)_0}{(H_n)_0\cdot(\nabla^2 H_n)_0} \qquad (25)$$

В (25) $(H_n)_0$ – горизонтальный градиент геопотенциала в точке O.

$$(\nabla^2 H_n)_0 = (H_n)_A + (H_n)_B - 2(H_n)_0$$

$$\delta\,C\,\mathrm{grad}\,T = (C\,\mathrm{grad}\,T)_A - (C\,\mathrm{grad}\,T)_B$$

Точка O выбирается на оси струйного течения. Точка A находится слева от точки O на расстоянии 400 км, а точка B справа от точки O на этом же расстоянии.

Скорость смещения очагов вдоль потока (u_x) определяется по формуле:

$$u_x = 0{,}6\,C_s, \qquad (26)$$

где C_s – скорость ветра в центре очага.
Коэффициент 0,6 в (26) найден статистическим путем.

Ш. Исходные материалы и порядок расчета.

Расчеты выполняются на карте АТ-500 за 06.00 6.9.53. из IУ-го задания Учебного синоптического атласа[x)].

Для расчетов необходимо составить карту градиентов геопотенциала на уровне 500 мб и карту адвекции температуры для этого же уровня. Последовательность вычислений следующая:

I. По обработанной карте АТ-500 рассчитывается величина H_n (в дкм/400 км) на интересующем нас участке. (При этом можно создать любую густоту точек). Полученные величины наносятся на чистый бланк аэрологической карты.

2. В поле значений H_n проводятся изолинии через 2 дкм/400 км и намечается ось струи, проходящая через точки с максимальными значениями H_n.

3. Рассчитывается карта мгновенных значений адвекции температуры по правилам, изложенным в (2).

Для уменьшения вероятности ошибок поле адвекции сглаживается. Для центра градусной сетки, ограниченной двумя меридианами и двумя параллелями, проведенными через 5^0, величина адвекции берется как средняя из 4 окружающих точек[xx)]. На карту сглаженных значений адвекции температуры переносится ось струи.

4. На оси струи выбирается несколько точек и для них производится расчет по формуле (25). При выборе точек желательно не выбирать участки струи с размытым полем H_n.

5. В поле рассчитанных прогностических точек проводится новое положение оси струйного течения. Новое положение оси струйного течения следует проводить плавной линией без больших изломов.

На оси струйного течения по формуле (26) определяется прогностическое положение очагов.

Форма записи расчетных данных приводится в таблице 4.

---

x) Так как карта АТ-400 не составляется, а условие постоянства плотности по горизонтали достаточно хорошо выполняется в слое 5-9 км, вместо карты АТ-400 можно брать карты АТ-500 или АТ-300.

xx) Если размеры очагов положительных (отрицательных) значений адвекции температуры меньше указанной области, последняя должна быть уменьшена, т.е. осреднение должно производиться по меньшей площади.

Таблица 4.

Скорости смещения различных участков оси струйного течения с до

№№ точек	H_n	$\nabla^2 H_n$	$H_n \nabla^2 H_n$	$\delta C_p \operatorname{grad} T$	u_y м/сек	ΔS км/24час
I						
2						
3						
и т.д.						

ЛИТЕРАТУРА

I. БОРИСЕНКОВ Е.П. - Диагноз и прогноз положения и интенсивности струйных течений, Метеорология и гидрология, № 8, 1957.

2. БОРИСЕНКОВ Е.П. - Прогноз струйных течений по картам барической топографии, Труды ЛКВВИА им.А.Ф.Можайского, вып.203, 1957.

З А Д А Н И Е № 7.

ПОСТРОЕНИЕ КАРТ ЧИСЕЛ R_i И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОН ИНТЕНСИВНОЙ БОЛТАНКИ САМОЛЕТОВ ПО КАРТАМ БАРИЧЕСКОЙ ТОПОГРАФИИ

I. Постановка задачи.

Используя карты барической топографии, оценить пространственное распределение зон с различной интенсивностью турбулентности в тропосфере выше приземного слоя трения.

Пользуясь эмпирической связью между значениями чисел R_i и интенсивностью болтанки самолетов, выделить зоны неспокойного полета для различных типов самолетов.

II. Основные формулы.

Степень турбулентности в свободной атмосфере оценивается числом Ричардсона:

$$R_i = \frac{g}{T} \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2}, \qquad (27)$$

где γ_a и γ – адиабатический и фактический вертикальные градиенты температуры,

u и v – горизонтальные компоненты скорости ветра,

T – температура,

g – ускорение силы тяжести,

z – вертикальная координата.

В свободной атмосфере ветер можно считать геострофическим, тогда:

$$R_i = gT \frac{\gamma_a - \gamma}{\gamma^2 C^2 + \frac{2g\gamma C}{l} \frac{\partial T}{\partial n} \cos\varepsilon + \frac{g^2}{C^2}\left(\frac{\partial T}{\partial n}\right)^2}, \qquad (28)$$

где $C = \sqrt{u^2 + v^2}$ – модуль скорости геострофического ветра,

ε – угол между изобарой и изотермой, отсчитываемый от изобары к изотерме против часовой стрелки,

$-\frac{\partial T}{\partial n}$ – горизонтальный градиент температуры,

$l = 2\omega \sin\varphi$ – параметр Кориолиса.

Первые два члена в знаменателе (28) в 5-10 раз меньше третьего и могут быть отброшены. Тогда:

$$R_i \cong \frac{T\ell^2}{g} \frac{\gamma_a - \gamma}{\left(\frac{\partial T}{\partial p}\right)^2} \qquad (29)$$

Полагая, что в некотором изобарическом слое толщиной не более 200-300 мб атмосфера политропна, пользуясь картами барической топографии, можно рассчитать значение числа R_i в этом слое по формуле:

$$R_i = B\left(C_1 T_2 - C_2 H_{p_1}^{p_2}\right) \qquad (30)$$

где $B = 1.08\, \Delta n^2 \sin^2 \varphi$ (31)

$C_1 = \frac{R}{98} \ln \frac{p_1}{p_2}$

$C_2 = 1 - \frac{1}{2}\left(\frac{\varkappa - 1}{\varkappa} \ln \frac{p_1}{p_2}\right)$

Здесь Δn – расстояние в см между изогипсами по карте ОТ масштаба I : 2.10^7. При масштабе карт I : 10^7 величина B должна быть увеличена в 4 раза,

p_1 и p_2 – давление на нижнем и верхнем уровне изобарического слоя,

$H_{p_1}^{p_2}$ – относительный геопотенциал изобарического слоя в геопотенциальных декаметрах,

T_2 – температура в 100-градусной шкале на уровне p_2,

C_1 и C_2 – постоянные для данного изобарического слоя, значение которых приведены в таблице 5.

Таблица 5.

Значения C_I и C_2 для стандартного изобарического слоев.

ОТ	700/850	500/700	300/500
C_I	0,57	0,984	I,49
C_2	0,972	0,952	0,327

Ш. Исходный материал и основные этапы выполнения задания.

Из структуры формул (30) и (31) следует, что для расчета числа R_i необходимо иметь данные, содержащиеся на картах АТ ($H_{p_1}^{p_2}$, T_2).

Предварительно следует построить карту ОТ нижележащего изобарического слоя.

Для облегчения расчетов формулы (31) и (30) номографированы (номограммы рис.6 и рис.7).

Для выполнения задания используются карты АТ-300 и АТ-500 задания № 5 Учебного Синоптического Атласа.

Рекомендуемый порядок расчетов.

I. Перенести данные относительного геопотенциала (H_{500}^{300}) и температуры (в 100^0 шкале) на каждой станции с карты АТ-300 на чистый бланк карты.

2. Построить карту OT_{500}^{300}.

3. Пользуясь номограммой рис.6, рассчитать значение величины В для каждой точки.

Номограмма содержит две шкалы, соответствующих различным масштабам карт. Номограммой следует пользоваться так же, как обычной градиентной линейкой при расчете геострофического ветра. Снятые значения В записать на бланк карты.

4. Рассчитать значение числа R_i в каждой точке при помощи номограммы рис.7, схема пользования которой указана на номограмме. Значения чисел R_i нанести на чистый бланк карты.

5. Провести изолинии чисел R_i. (Рекомендуется проводить изолинии через каждую единицу для $R_i \leq 10$; через 5 единиц для $10 < R_i \leq 20$ и т.д.).

Надписать изолинии и выделить очаги с малой (М) и большой (Б) турбулентностью.

Построенная карта чисел R_i характеризует интенсивность турбулентности над различными районами в слое 500-300 мб (около 5-9км).

Аналогичная карта строится для слоя 700-500 мб.

6. Выделить зоны сильной и умеренной болтанки самолетов со значениями $4 > R_i \geq 1$ (умеренная болтанка) и $R_i < 1$ (сильная болтанка).

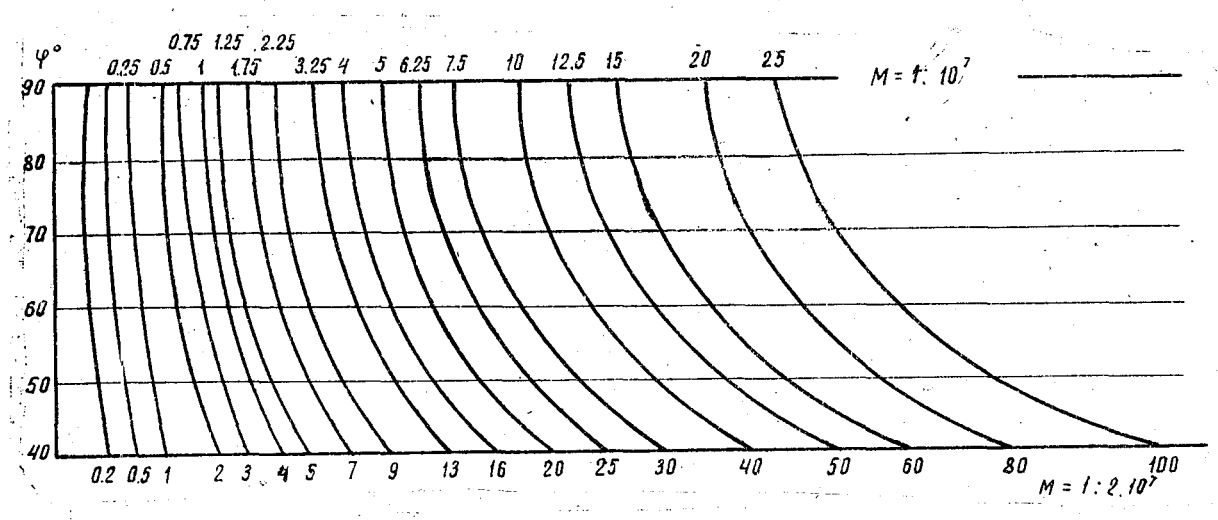


Рис.6. Линейка для снятия величины В

Рис.7. Номограмма для расчета значений R_i.

З А Д А Н И Е № 8

РАСЧЕТ ПЕРЕГРУЗОК РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ САМОЛЕТОВ ПРИ ПОЛЕТЕ В ТУРБУЛЕНТНОЙ АТМОСФЕРЕ.

I. Постановка задачи.

Используя данные ветрового и температурного зондирования, а также карты чисел R_i, рассчитать средние значения перегрузок при полете в турбулентной атмосфере самолетов различных типов.

II. Основные формулы.

Величина перегрузок, возникающих при полете в турбулентной атмосфере, зависит от степени турбулентности атмосферы и аэродинамических параметров самолета.

Из соображений размерности средняя абсолютная величина перегрузки $|\overline{\Delta n}|$, измеряемая в долях ускорения силы тяжести (g), может быть вычислена по формуле:

$$|\overline{\Delta n}| = 2 \cdot 10^{-2} \frac{V}{b} C \sqrt{17.9 - 11.6 \lg R_i} \qquad (32)$$

где V – скорость полета самолета (в м/сек),

C – скорость ветра (в м/сек),

R_i – безразмерный параметр Ричардсона (см. задание №7),

$b = \frac{b_0}{\Delta}$ – коэффициент, зависящий от технических данных самолета и от высоты полета.

Величина b_0 для различных типов самолета приведена в таблице 6.

Таблица 6.

Величина b_0 для различных типов самолетов.

Тип самолета	ТУ-104А	ИЛ-28	МИГ-17	МИГ-15 УТИ	ИЛ-14	ИЛ-12	ЛИ-2	АН-2	ПО-2
b_0 м^2/сек^2	1120	995	855	912	615	553	340	254	125

$\Delta = \frac{\rho}{\rho_0}$ – относительная плотность или отношение плотности на высоте полета к плотности у земли.

Для практических расчетов можно пользоваться величинами этих отношений в стандартной атмосфере, приведенными в таблице 7.

Таблица 7.

Относительная плотность воздуха ($\Delta = \frac{\rho}{\rho_0}$) на различных высотах (в стандартной атмосфере).

H км	0	I	2	3	4	5	6	7	8	9	IO	II
$\Delta = \frac{\rho}{\rho_0}$	I,0	0,9I	0,82	0,74	0,67	0,60	0,54	0,48	0,43	0,38	0,34	0,30

H км	I2	I4	I6	I8	20	22	24	26	28	30
$\Delta = \frac{\rho}{\rho_0}$	0,25	0,I8	0,I3	0,I0	0,07	0,05	0,04	0,03	0,02	0,0I5

Из формулы (32) следует, что для данного типа самолета ($b_0 = Const$) и для данного режима полета ($\Delta = Const$, $V = Const$) перегрузка будет тем больше, чем больше скорость ветра и чем меньше число Ричардсона.

Для определенного состояния атмосферы ($C = Const$, $R_i = Const$) перегрузка будет целиком определяться режимом полета (Δ и V) и типом самолета (b_0).

При отсутствии сведений о ветре числа R_i могут быть определены по картам барической топографии по правилам, изложенным в задании № 7. В этом случае мы будем иметь некоторые средние для данного слоя значения R_i .

При определении числа R_i по полю ветра рекомендуется брать километровый слой в связи с тем, что это соответствует наиболее вероятному масштабу турбулентных вихрей по вертикали. Число R_i определяется либо по специальным номограммам (Руководство по краткосрочным прогнозам погоды ч.II стр.2I9), либо по формуле:

$$R_i = 40 \frac{(10 - \gamma)}{C_1^2 - 2 \cdot C_1 \cdot C_2 \cdot Cos\alpha + C_2^2} \qquad (33)$$

Здесь γ – вертикальный температурный градиент в градусах на километр,

C_I и C_2 – скорости ветра (в м/сек) на нижней и верхней границах километрового слоя,

α – угол между направлением ветра на нижней и верхней границах этого же слоя[x].

---

[x] Величина $\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2$, входящая в формулу числа R_i , может быть определена также на круге Молчанова.

Исходные материалы.

I. Данные ветрового и температурного зондирования.

2. Карта чисел R_i, рассчитанная для слоя 500-300 мб[x].

Порядок расчетов.

I. Определить число R_i в пункте зондирования для каждого километрового слоя по формуле (33).

2. По формуле 32 рассчитать величины перегрузок различных типов самолетов.

3. Используя карту чисел R_i и карты барической топографии с помощью формулы 32 построить карту распределения перегрузок различных типов самолетов.

Скорость ветра на двух изобарических уровнях может существенно различаться, в связи с этим целесообразно брать среднюю скорость, соответствующую этим уровням.

ЛИТЕРАТУРА:

I. МАТВЕЕВ Л.Т. - Методика и результаты расчета параметров турбулентного обмена в атмосфере, Труды ЛКВВИА им.А.Ф.Можайского, вып.203, 1957.

---

x) Построение карт R_i рассмотрено в задании № 7. Типы самолетов и пункт зондирования указываются преподавателем.

З А Д А Н И Е № 9.

ПРЕДВЫЧИСЛЕНИЕ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ ВЫСОТЫ ТРОПОПАУЗЫ.

I. Постановка задачи.

Пользуясь картами барической топографии, дать прогноз высоты тропопаузы с суточной заблаговременностью для района Москвы.

II. Основные формулы.

Колебания высоты тропопаузы могут быть определены по формуле:

$$\frac{\partial H_c}{\partial t} = \frac{1}{\gamma}\left(\frac{\partial T_{500}}{\partial t} - \frac{\partial T_{200}}{\partial t}\right), \qquad (34)$$

где H_c – высота тропопаузы,

T_{500} и T_{200} – температура на уровне изобарических поверхностей 500 и 200 мб,

γ – средний вертикальный температурный градиент в слое $H_{500}-H_c$.

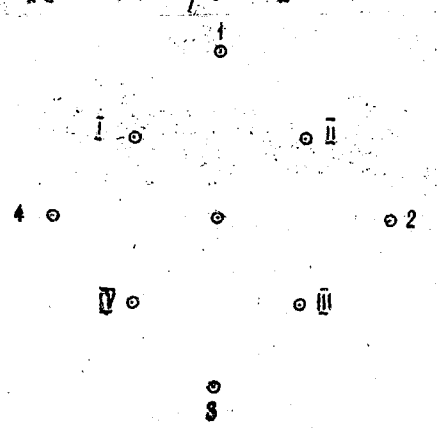
В конечно-дифференциальной форме соотношение (34) приближенно записывается в виде:

$$\frac{\Delta H_c}{\Delta t} = \sum a_i f_i \qquad (35)$$

где a_i – весовые коэффициенты,

f_i – функции распределения температуры и геопотенциала в начальный момент.

При использовании исходной сетки точек, приведенной на рис.8, функции f_i принимают следующие значения:



$$f_{1.6} = (T_1 - T_0)(H_I - H_{II})$$

$$f_{2.7} = (T_2 - T_0)(H_{II} - H_{III})$$

$$f_{3.8} = (T_3 - T_0)(H_{III} - H_{IV})$$

$$f_{4.9} = (T_4 - T_0)(H_{IV} - H_I)$$

$$f_{5.10} = (H_I + H_{II} + H_{III} + H_{IV} + 4H_0),$$

причем значения функции $f_1 - f_5$ - снимаются с карта АТ-500, а значения функций $f_6 - f_{10}$ - с карт АТ-200.

Коэффициенты a_i определяются по фактическим данным методом наименьших квадратов в зависимости от необходимой заблаговременности прогноза и характера исходного макроциркуляционного процесса. Расстояние между точками сетки отыскивается в соответствии со средней скоростью фактического перемещения куполов и воронок тропопаузы.

Значения коэффициентов a_i и вих исходной сетки для снятия данных для района Москвы приведены в таблице 8.

Таблица 8.

Тип циркуляции	Заблаговременные прогнозы	Сетка точек		Значения a_i									
				a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}
C	24 ч.	Рис.	IБ	-2	- 2	-6	-5	-I2	-9	-7	-2	-3	8
W	24 ч.	Рис.	IБ	-2	-I	-3	I2	-49	-I	4	2	8	6
E	I2 ч.	Рис.	IA	28	-I7	5	I	36	20	3	I7	I9	-6

C - меридиональный,
W - западный,
E - восточный типы циркуляции.

Ш. Исходный материал и порядок расчета.

Для предвычисления колебаний высоты тропопаузы используются карты абсолютной топографии изобарических поверхностей 500 и 200 мб.

Снятие данных производится при помощи нанесенной на карту сетки точек (рис.8).

После ознакомления с принципом расчета следует уточнить анализ исходных карт для района Москвы. Желательно провести в этом районе изотермы.

Запись снимаемых данных и необходимые расчеты удобно вести в виде таблиц (табл.9 и I0).

Рекомендуемый порядок расчетов:

I. По карте АТ-500 определить тип макроциркуляционного процесса и выбрать по табл.8 исходную сетку точек.

2. При помощи шаблона сетки снять с карт АТ-500 и АТ-200 значения температуры и геопотенциала в узловых точках сетки и записать их во 2, 3, 5 и 9 столбцы таблицы 9[x].

[x] При наложении шаблона сетки необходимо точно выдерживать направление осевых линий, показанное на соответствующем рисунке.

(Значения T_i снимаются в точках I, 2, 3, 4 и 0, значения H_i – в точках I, П, Ш, IУ и 0).

Таблица 9.

№№ точек	$-T_i$	$-T_0$	$\Delta T_i = T_i - T_0$	H_i		ΔH_i	$\Delta T_i \cdot \Delta H_i$	H_0	$\sum_{i=1}^{4} H_i - H_0$	f_i
I	2	3	4	5	6	7	8	9	I0	II
АТ-500										$f_1 =$
I, I										$f_2 =$
2, П										$f_3 =$
3, Ш										$f_4 =$
4, IУ										$f_5 =$
АТ-200										$f_6 =$
I, I										$f_7 =$
2, П										$f_8 =$
3, Ш										$f_9 =$
4, IУ										$f_{10} =$

3. Согласно заголовкам остальных столбцов табл.9 произвести необходимые вычисления и заполнить свободные графы таблицы.

4. Составить парные произведения найденных значений функций f_i на весовые коэффициенты a_i для соответствующего типа макропроцессов (табл.8).

Расчеты вести в виде таблицы (табл.I0).

Таблица I0.

i										
$a_i \cdot 10^3$										
f_i										
$a_i f_i$										

5. Вычислить ожидаемое изменение высоты тропопаузы путем суммирования произведений a_i, f_i; для получения результата в км/сутки полученную величину следует разделить на 10^3. Результат округлить до 0,I км/сутки.

Л И Т Е Р А Т У Р А :

ВОЛКОНСКИЙ Ю.Н. – Полуэмпирический метод прогноза колебаний высоты тропопаузы, Инф.сборник ЛКВВИА, № 30, 1958.

З А Д А Н И Е № 10.

ВЫЧИСЛЕНИЕ АДВЕКТИВНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ.

I. Постановка задачи.

Пользуясь картами барической топографии, рассчитать адвективное изменение температуры.

II. Основные формулы.

Адвективное изменение температуры в данной точке пространства, определяемое горизонтальным движением воздуха, выражается следующим образом:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = -\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y}\right) \qquad (36)$$

где u и v – горизонтальные компоненты вектора ветра,
$\frac{\partial T}{\partial x}$, $\frac{\partial T}{\partial y}$ – горизонтальные компоненты градиента температуры.

Формула (36) может быть записана в следующем виде:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = -C\Gamma_T \cos(C\Gamma_T) \qquad (37)$$

C – горизонтальная компонента ветра,

Γ_T – горизонтальная компонента градиента температуры,

$\cos(C\hat{\Gamma}_T)$ – косинус угла между векторами ветра и градиента температуры, отсчитываемого от вектора ветра к вектору градиента температуры против часовой стрелки.

Адвективные изменения температуры достигают наибольших значений во фронтальных зонах, где градиенты температуры и скорости ветра имеют экстремальные значения.

Как в приземном слое, так и в свободной атмосфере адвективные изменения температуры обычно оказываются больше фактически наблюдаемых изменений, что свидетельствует о влиянии притока тепла (трансформационный фактор) и вертикальных токов на воздушные массы.

III. Порядок расчета и исходный материал.

Расчет адвективных изменений температуры может быть осуществлен несколькими способами. Наиболее часто это делается следу-

ющим образом: используя данные о распределении фактического или градиентного ветра, находят точку, откуда должна придти воздушная частица за время t. Разность температур в найденной и исходной точках, отнесенная ко времени t, и составит адвективное изменение температуры за единицу времени. Найденная таким образом величина характеризует среднее адвективное изменение температуры с учетом переноса воздушных масс.

Для определения $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a$ в данный момент времени (мгновенное адвективное изменение температуры) рекомендуются следующие исходные данные и следующий порядок работы:

а) На одной из карт абсолютной топографии 850, 700, 500, 300 или 200 мб поверхностей за 06 часов 6 сентября 1953 г. (четвертое задание Учебного синоптического атласа, ч.I, 1956) расчетчиваются изотермы. Данные снимаются с помощью планшета из прозрачного материала с набитой на нее квадратной сеткой, при отсутствии планшета целесообразно начертить прямоугольную квадратную сетку; сторона квадрата должна равняться расстоянию 250 км (рис.9).

б) Для каждой из узловых точек квадратной сетки необходимо рассчитать адвективные изменения температуры в данный момент времени в градусах за 12 часов по формуле:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = \frac{0.058\,(T_3 - T_1)(H_5 + H_6 - H_7 - H_8)}{\sin\varphi}\ \frac{\text{град.}}{12\ \text{час.}} \qquad (38)$$

Положение точек I, 3, 5-8 по отношению к узловой точке представлено на схеме (рис.9).

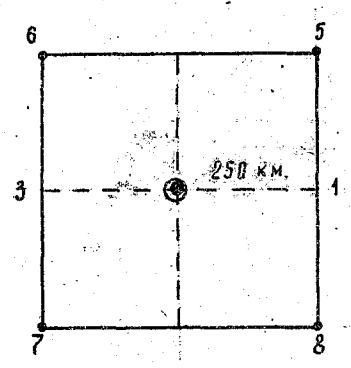


Рис.9. Сетка для расчета адвекции температуры.

Точка I, 3 должна лежать на одной изогипсе, значение геопотенциала необходимо снимать в декаметрах.

Если принять $\varphi = 55^0$ ($\sin\varphi = 0{,}82$), то расчеты $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a$ необходимо проводить по формуле:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = 0.07(T_3 - T_1)(H_5 + H_6 - H_7 - H_8)\ \frac{\text{град}}{12\ \text{час.}} \qquad (39)$$

При наличии данных о фактическом ветре адвективные изменения температуры могут быть найдены по формуле

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_a = 0{,}09\,(T_3 - T_1)\ C\ \frac{\text{град.}}{12\ \text{час.}} \qquad (40)$$

(С - скорость ветра в узловой точке в м/сек, точки I, 3 лежат на касательной к скорости).

в) По рассчитанным значениям провести изолинии равных значений $(\frac{\partial T}{\partial t})_\alpha$ через один градус; выделить области максимальных положительных и отрицательных адвективных изменений температуры; сравнить $(\frac{\partial T}{\partial t})_\alpha$ с фактической изменчивостью температуры за тот же срок. При анализе карт $(\frac{\partial T}{\partial t})_\alpha$ привлечь данные о вертикальных движениях воздуха, облачности изменения давления и циклогенеза.

Л И Т Е Р А Т У Р А:

ГАНДИН Л.С., ЛАЙХТМАН Д.Л, МАТВЕЕВ Л.Т., ЮДИН М.И. - Основы динамической метеорологии, Гидрометеоиздат, 1955.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Стр.

I. В В Е Д Е Н И Е. 3

2. ЗАДАНИЕ № I. Построение карты вертикальных скоростей на верхней границе слоя трения по приземному барическому полю. 4-6

3. ЗАДАНИЕ № 2. Расчет профиля вертикальных скоростей в области фронта. 7-9

4. ЗАДАНИЕ № 3. Прогноз туманов и заморозков 11-17

5. ЗАДАНИЕ № 4. Предвычисление перемещения барических центров. 19-21

6. ЗАДАНИЕ № 5. Предвычисление геопотенциала для среднего (баротропно-эквивалентного) уровня на 2 часа 23-25

7. ЗАДАНИЕ № 6. Прогноз струйных течений. 27-30

8. ЗАДАНИЕ № 7. Построение карт чисел R_i и определение зон интенсивной болтанки самолетов по картам барической топографии. 31-34

9. ЗАДАНИЕ № 8. Расчет перегрузок различных типов самолетов при полете в турбулентной атмосфере. 35-37

I 0. ЗАДАНИЕ № 9. Предвычисление суточных колебаний высоты тропопаузы. 39-41

I I. ЗАДАНИЕ № I0. Вычисление адвективных изменений температуры. 43-45

БИБЛИОТЕКА