

НЯКОИ КРУПНОМАЩАБНИ ЕФЕКТИ, СВЪРЗАНИ С ХОРИЗОНТАЛНИ ТЕРМИЧНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ В АТМОСФЕРНИЯ ГРАНИЧЕН СЛОЙ

ЕВГЕНИ СИРАКОВ, ЙЕНС БОНЕВИЦ

*Катедра „Метеорология и геофизика“
Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“*

Евгени Сираков, Йенс Боневитц. НЯКОИ КРУПНОМАЩАБНИ ЕФЕКТИ, СВЪРЗАНИ С ХОРИЗОНТАЛНИ ТЕРМИЧНИ НЕЕДНОРОДНОСТИ В АТМОСФЕРНИЯ ГРАНИЧЕН СЛОЙ (АГС)

Наред с орографията $z_0(x,y)$, термичните хоризонтални нееднородности $\delta\theta(x,y) = \theta_{top} - \theta_0(x,y)$ в АГС оказват съществено влияние върху крупномашабните атмосферни процеси. Показано е, че тези ефекти се параметризират чрез два основни безразмерни параметъра – планинско число на Росби $\tilde{R}_0(x,y)$ и обобщен интегрален параметър на стратификация $\tilde{S}(x,y)$. На тази основа и климатични карти за $\delta\theta(x,y)$ са установени някои крупномашабни корелационни връзки между осите на „ $\delta\theta$ -топографията” и основни фронтални климатични процеси в атмосферата.

Evgeni Syrakov, Jens Bonewitz. SOME LARGE SCALE EFFECTS, RELATED TO HORIZONTAL THERMAL NONHOMOGENEITIES IN THE ATMOSPHERE BOUNDARY LAYER (ABL)

Together with the orography $z_0(x,y)$, the thermal horizontal nonhomogeneities $\delta\theta(x,y) = \theta_{top} - \theta_0(x,y)$ in the ABL exert significant influence on large scale atmospheric processes. It is shown that these effects are parameterized through two main dimensionless parameters – the mountain number of Rossby $\tilde{R}_0(x,y)$ and the generalized integral parameter of stratification $\tilde{S}(x,y)$. On this base and climatic maps for $\delta\theta(x,y)$ are determined some large scale correlation correspondences between the axes of “ $\delta\theta$ -topography” and main frontal climatic processes in the atmosphere.

Keywords: integral coefficient of turbulent exchange induced vertical velocity, orographic-thermal nonhomogeneities, surface friction, baroclinity, climatic fronts.

PACS number: 92.60 ± e

За контакти: Евгени Сираков, Катедра „Метеорология и геофизика“, Физически факултет, Софийски университет „Св. Климент Охридски“, бул. „Джеймс Баучер“ 5, 1164 София, тел.: +359 2 8161-312, E-mail: esyrakov@phys.uni-sofia.bg

1. УВОД

Известно е, че хоризонталните нееднородности съвместно с триенето оказват съществено влияние върху атмосферните процеси в синоптичен мащаб. Наред с орографията трябва да бъдат отчетени и други по тип хоризонтални нееднородности – термични, влажностни и бароклини ефекти. Въз основа на метод на интегрална параметризация в работата се определя средният коефициент на турбулентност и се въвежда обобщен параметър на хоризонтална нееднородност, обединяващ споменатите по-горе неорографски ефекти. Това позволява сложни взаимодействия на граничния слой със свободната атмосфера да се изразят във формат планинско число на Росби \tilde{R} и обобщен външен, термично влажностен бароклинен параметър на стратификация \tilde{S} .

Целта на работата е да се въведе на тази основа обобщен израз за вертикалната скорост на горната граница на атмосферата и да се направят някои сравнения с реални климатични данни.

2. ОСНОВНИ УРАВНЕНИЯ И ИНТЕГРАЛНИ ХАРАКТЕРИСТИКИ

При изучаване на процесите над орографски и други нееднородности ще излезем от обичайната система уравнения, описваща динамиката на бароклинен, хоризонтално-нееднороден атмосферен граничен слой (АГС):

$$\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial u}{\partial z} + f [v - v_g(z)] = N_x, N_x = u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} k_z \frac{\partial v}{\partial z} + f [u - u_g(z)] = N_y, N_y = u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

при обичайни гранични условия на долната граница (орографията) и горната граница H на АГС. Тук u, v, w са компоненти на скоростта, k_z – коефициент на вертикален турбулентен обмен, f – параметър на кориолис, $u_g(z), v_g(z)$ – компоненти на геострофния вятър, $u_g = u_{g0} + \lambda_x z$; $v_g = v_{g0} + \lambda_y z$; λ_x, λ_y – размерни параметри на бароклиност; u_{g0}, v_{g0} – баротропни значения на u_g, v_g при земята. При баротропни условия ($\lambda_x = \lambda_y = 0$) и в линейно приближение

($N_x = N_y = 0$), замествайки u, v , изразени от (1) и (2) в (3), получаваме следния израз за $w(z)$ в АГС:

$$w(z) = -\int_0^z D dz, \quad (4)$$

където дивергенцията D има вида

$$D = \frac{1}{f} \left(\nabla \times \frac{\partial \vec{\tau}}{\partial z} \right) = \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial z} \text{rot}_z \vec{\tau}. \quad (5)$$

Тук $\nabla = (\partial / \partial x, \partial / \partial y)$, $\vec{\tau} = (k_z \partial u / \partial z, k_z \partial v / \partial z)$ е вектор на напреженията на Рейнолдс.

При извода на (4) и (5) е отчетено, че k_z е произволна функция само на вертикалната координата z . В частния случай на Екманов граничен слой $k_z = k = \text{const}$ от (4) следва (вж. [1])

$$w(z) = c \Omega_{g_0} \left[1 - e^{-az} (\sin az + \cos az) \right], \quad (6)$$

където $\Omega_{g_0} = \partial v_{g_0} / \partial x - \partial u_{g_0} / \partial y$, $c = \sqrt{2k / f}$ – коефициент на триене, $a = \sqrt{f / 2k}$.

От (6) за w_H на горната граница на граничния слой при $z = H (z \rightarrow \infty)$ получаваме:

$$w(z = H) = c \Omega_{g_0} \cong w(\infty). \quad (7)$$

С отчитане и на чисто кинематичната скорост w_I на идеално обтичане на орографията $z_0(x, y)$, за сумарната скорост w_H на горната граница на Екмановия граничен слой получаваме израза

$$w_H = w_I + c \Omega_{g_0}, \quad (8)$$

където w_I е кинематичната скорост на идеално обтичане на орографията:

$$w_I = u_{g_0} \frac{\partial z_0}{\partial x} + v_{g_0} \frac{\partial z_0}{\partial y}. \quad (9)$$

Ще отбележим, че (8) представлява адитивен сбор от два независими фактора – чисто кинематичен ефект на обтичането и ефект на триенето.

Важно е да се отбележи, че и при $k_z \neq \text{const}$, но зависещ само от z , т.е. $k_z = k_z(z)$, остава в сила аналогична на (8) формула за w_H , с тази разлика, че за параметъра c се получава по-сложен израз. По-подробният анализ (вж. [2, 3]) показва, че нови допълнителни ефекти, извън съдържанието на формула

(8), могат да се получат само ако k_z зависи от хоризонталните координати x и y . Поради това величината $\bar{k}(x, y) = (1/H) \int_0^H k_z dz$ играе основна роля при изучаване на споменатите допълнителни ефекти. Възниква основният въпрос за определяне вида на \bar{k} . Въз основа на метод на интегрална параметризация, базиран на уравнението на турбулентната кинетична енергия, явният вид на \bar{k} и височината H на стратифициран и бароклинен АГС се определя в [1, 4, 5]:

$$\bar{k} = k_0 \Phi^2, H = H_0 \Phi, \quad \Phi = \frac{1}{\sqrt{m\tilde{S}} + \sqrt{m\tilde{S}^2 + 1}}, \quad (10)$$

където

$$k_0 = 2m \frac{G_0^2}{f}, \quad \sqrt{m} = P_1 c_{g0}; \quad H_0 = 2\pi \sqrt{m} \frac{G_0}{f} \quad (11)$$

са стойностите на \bar{k}, H и коефициента на съпротивление $c_g = u_*/G_0$, и баротропни условия, $P_1 = 0,4$. Обобщеният безразмерен параметър на стратификация \tilde{S} има вида

$$\tilde{S} \equiv \beta \delta \tilde{\theta} / f G_0 = S + S_1 + S_{\delta k}, \quad (12)$$

където $S = \beta \delta \theta / f G_0$ е интегрален външен параметър на температурна стратификация, $\delta \theta = \theta_H - \theta_0$ – дефект на температурата в АГС, $S_1 = 0,6 g \delta q / f G_0$ – аналогичен интегрален параметър на стратификация на специфичната влажност q , $\delta q = q_H - q_0$ – дефект на специфичната влажност в АГС, $G_0 = (u_{g0}^2 + v_{g0}^2)^{1/2}$ – модул на геострофния вятър при земята, θ_0 и q_0 са съответно приземни стойности на потенциалната температура θ и специфичната влажност q . $S_{\delta k} = (-\pi/f)(\tilde{u}_{g0} \eta_x + \tilde{v}_{g0} \eta_y)$ е параметър на стратификация, обусловен от адвективни причини (бароклинност), $\tilde{u}_{g0} = u_{g0}/G_0, \tilde{v}_{g0} = v_{g0}/G_0$. Отчитайки (12), разкриваме вида на обобщения температурен дефект в АГС [1]:

$$\delta \tilde{\theta} = \delta \theta(x, y) + \alpha_1 \delta q + \alpha_2 \delta b \quad (13)$$

като адитивен сбор от въведените по-горе три фактора – термичен, влажностен и бароклинен, $\alpha_1 = 0,6 g / \beta$, $\alpha_2 = -\pi G_0 / \beta$, $\delta b = u_{g0} \lambda_x + v_{g0} \lambda_y$. Трите компоненти в (13) характеризират както вертикалната температурна стратификация, така и хоризонталната изменчивост на термичните, влажностните и адвективно-бароклинните хоризонтални нееднородности:

$$\delta\theta(x, y) = \theta_H - \theta_0(x, y), \quad \delta q = q_H - q_0(x, y), \quad \delta b = \delta b(x, y), \quad (14)$$

в които основен принос има приземната хоризонтална нееднородност. Над орографски терен $z_0(x, y)$ коефициентът на съпротивление c_{g_0} в (11) зависи от планинското число на Росби $\tilde{R}_0 = \frac{G_0}{fz_0(x, y)}$, т.е. $c_{g_0} = c_{g_0}(\tilde{R}_0)$, чрез което се отчита и зависимостта на \bar{k} от орографията $z_0(x, y)$. По аналогия с орографията $z_0(x, y)$ величината $\delta\theta(x, y)$ може да бъде условно наречена „ $\delta\theta$ -топография” (и аналогично за $\delta q(x, y)$). Вижда се, че най-общо \bar{k} зависи от четири типа хоризонтални нееднородности: термични, влажностни, адвективно-бароклини и орографски. Тъй като ефектите от първите три фактора са обединени в обобщения параметър $\delta\tilde{\theta}$, то в крайна сметка \bar{k} зависи от две основни хоризонтални нееднородности – $\delta\tilde{\theta}(x, y)$ и $z_0(x, y)$, или, по-точно казано, от съответните безразмерни числа \tilde{S} и \tilde{R}_0 , т.е.

$$\bar{k}(x, y) = \bar{k}[\tilde{R}_0(x, y), \tilde{S}(x, y)]. \quad (15)$$

Ще отбележим, че от формула (10) за H (при $S_1 = S_{\delta k} = 0$, т.е. $\tilde{S} \equiv S$) като частни случаи следват някои широко известни формули. Така например при $S = 0$ получаваме

$$H = H_0 = 2\pi\sqrt{m} \frac{G_0}{f}, \quad (16)$$

въведена от Гандин и Дубов, като тук сме определили и коефициента на пропорционалност в (16). При $S = \infty$ (силна устойчивост) и $S = -\infty$ (силна неустойчивост) от (10) следват като частни случаи широко известните формули

$$\begin{aligned} H &\sim G_0 / \beta\delta\theta \quad \text{при } S = \infty, \\ H &\sim \beta|\delta\theta| / f^2 \quad \text{при } S = -\infty, \end{aligned} \quad (17)$$

въведени от Хана-Лайхтман и Деардорф (вж. обзорната работа [6]).

3. ОБОБЩЕН ИЗРАЗ ЗА СИНОПТИЧНАТА ВЕРТИКАЛНА СКОРОСТ НАД ХОРИЗОНТАЛНО НЕЕДНОРОДЕН ТЕРЕН

Тук ще се интересуваме от общия случай на АГС при хоризонтално-нееднородни условия, когато са в сила (10), (14) и (15). Прилагайки в този случай метод, аналогичен на (4) и (5) в линейно ($N_x = N_y = 0$) и нелинейно

($N_x \neq N_y \neq 0$) приближение, и задаването им в итерационно приближение чрез нулевото такова [1, 2], след редица преобразувания и пренебрегване на някои малки членове, получаваме следната обща формула за вертикалната скорост w_H на горната граница на АГС [1, 5] :

$$w_H = w_I + c \textcircled{g} + ''w \quad \Delta w = \Delta w_{\tilde{R}_0} + \Delta w_{\tilde{S}} + \Delta w_{\delta k} \quad (18)$$

където

$$\Delta w_{\tilde{R}_0} = a_{\tilde{R}_0} \left(u_{g^0} \frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial x} + v_{g^0} \frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial y} \right) + b_{\tilde{R}_0} \left(v_{g^0} \frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial y} - u_{g^0} \frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial x} \right) - d_{\tilde{R}_0} G_0^2 \left(\frac{\partial^2 \tilde{R}_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{R}_0}{\partial y^2} \right) \quad (19)$$

$$\Delta w_{\tilde{S}} = a_{\tilde{S}} \left(u_{g^0} \frac{\partial \tilde{S}}{\partial x} + v_{g^0} \frac{\partial \tilde{S}}{\partial y} \right) + b_{\tilde{S}} \left(v_{g^0} \frac{\partial \tilde{S}}{\partial y} - u_{g^0} \frac{\partial \tilde{S}}{\partial x} \right) - d_{\tilde{S}} G_0^2 \left(\frac{\partial^2 \tilde{S}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \tilde{S}}{\partial y^2} \right) - e_{\tilde{S}} (u_{g^0}^2 - v_{g^0}^2) \frac{\partial^2 \tilde{S}}{\partial x \partial y} \quad (20)$$

както

$$a_{\tilde{R}_0} = \frac{\partial c}{\partial \tilde{R}_0}, \quad b_{\tilde{R}_0} = \frac{\partial c}{\partial \tilde{R}_0}, \quad d_{\tilde{R}_0} = \frac{\sqrt{2}}{60} \frac{1}{f} a_{\tilde{R}_0}, \quad e_{\tilde{R}_0} = \frac{5}{2} d_{\tilde{R}_0}$$

$$a_{\tilde{S}} = \frac{\partial c}{\partial \tilde{S}}, \quad b_{\tilde{S}} = \frac{\partial c}{\partial \tilde{S}}, \quad d_{\tilde{S}} = \frac{\sqrt{2}}{60} \frac{1}{f} a_{\tilde{S}}, \quad e_{\tilde{S}} = \frac{5}{2} d_{\tilde{S}}$$

$$\Delta w_{\delta k} = -\frac{H}{\theta} \left(u_{g^0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + v_{g^0} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} \right). \quad (21)$$

Тук, в сравнение с (8), новите членове ($w \neq 0$) описват влиянието на хоризонталните нееднородности при формиране на w_H .

Първите два члена в (19) и (20) описват линейни ефекти на взаимодействие на орографията и обобщените термични нееднородности с приземното триене, а последните два – съответните нелинейни ефекти, свързани с формата (лапласиани и смесени втори производни) на хоризонталните нееднородности. Членът (21) описва приноса на бароклинност във w_H . Членовете (19) и (20) отразяват новите ефекти Δw във формат ($\tilde{R}_0 - \tilde{S}$), т.е. зависят от конфигурацията и „формата“ на тези два безразмерни параметъра.

Ще отбележим, че производните по x и y в (19) и (20) имат вида

$$\frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial x} = \frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial Z_0} \frac{\partial Z_0}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{R}_0}{\partial G_0} \frac{\partial G_0}{\partial x}, \quad \frac{\partial \tilde{S}}{\partial x} \equiv \frac{\partial \tilde{S}}{\partial \delta\theta} \frac{\partial \delta\theta}{\partial x} + \frac{\partial \tilde{S}}{\partial G_0} \frac{\partial G_0}{\partial x} \quad \text{и т.н.} \quad (22)$$

От общата формула (18) за w_H могат да бъдат получени редица частни случаи. Така например при пренебрегване на членовете, съдържащи $\frac{\partial G_0}{\partial x}$ и $\frac{\partial G_0}{\partial y}$, при баротропни условия ($\Delta w_{\delta k} = 0$, $\delta k = 0$ и $\delta q = 0$ (т.е. $\delta\tilde{\theta} \equiv \delta\theta$) получаваме

$$\begin{aligned} \Delta w_{\tilde{R}_0} = \Delta w_{Z_0} = a_{Z_0} \left(u_{g0} \frac{\partial z_0}{\partial x} + v_{g0} \frac{\partial z_0}{\partial y} \right) + b_{Z_0} \left(v_{g0} \frac{\partial z_0}{\partial x} - u_{g0} \frac{\partial z_0}{\partial y} \right) \\ - d_{Z_0} G_0^2 \left(\frac{\partial^2 z_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z_0}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \Delta w_{\tilde{S}} = \Delta w_{\delta\theta} = a_{\delta\theta} \left(u_{g0} \frac{\partial \delta\theta}{\partial x} + v_{g0} \frac{\partial \delta\theta}{\partial y} \right) + b_{\delta\theta} \left(v_{g0} \frac{\partial \delta\theta}{\partial x} - u_{g0} \frac{\partial \delta\theta}{\partial y} \right) \\ - d_{\delta\theta} G_0^2 \left(\frac{\partial^2 \delta\theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \delta\theta}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (24)$$

където

$$a_{Z_0} = b_{Z_0} = \frac{\partial c}{\partial z_0}, \quad d_{Z_0} = \frac{\sqrt{2}}{60} \frac{1}{f} a_{Z_0}, \quad e_{Z_0} = \frac{5}{2} d_{Z_0}$$

$$a_{\delta\theta} = b_{\delta\theta} = \frac{\partial c}{\partial \delta\theta}, \quad d_{\delta\theta} = \frac{\sqrt{2}}{60} \frac{1}{f} a_{\delta\theta}, \quad e_{\delta\theta} = \frac{5}{2} d_{\delta\theta}.$$

Първата формула – (23), е въведена в [7] и е използвана за анализ на влиянието на орографията върху различни синоптични процеси [1, 2, 3, 8, 9].

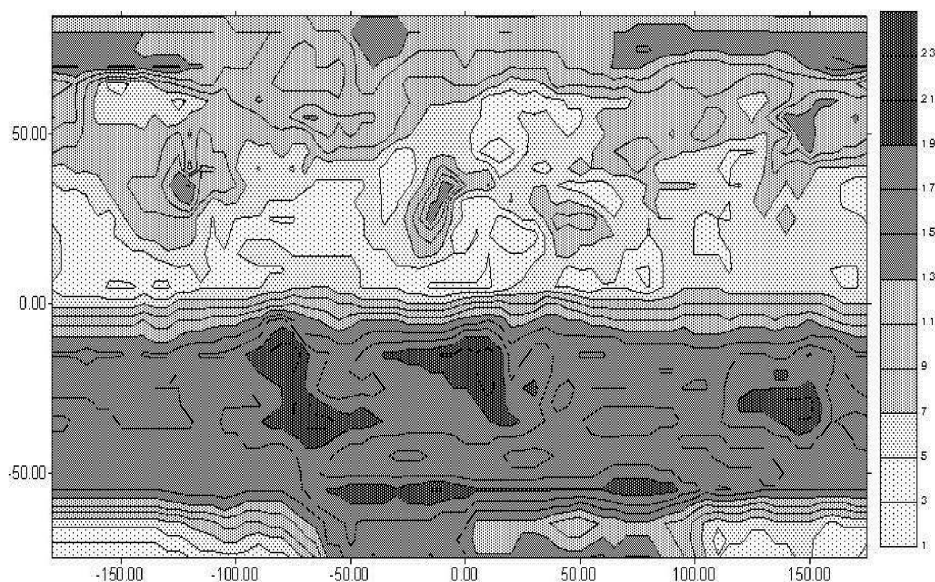
Втората формула – (24), въведена в [1, 5], описва съответни ефекти, свързани с „ $\delta\theta$ -топографията“.

Очевидно наред с орографията, „ $\delta\theta$ -топографията“ играе съществена роля при формиране на синоптичните процеси (вж. [1]).

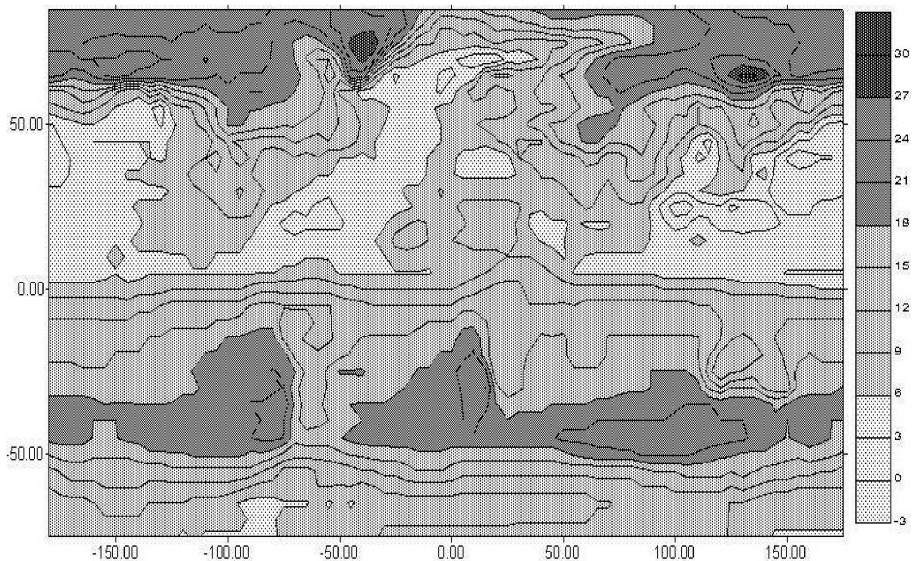
4. НЯКОИ ВРЪЗКИ НА „ $\Delta\theta$ -ТОПОГРАФИЯТА“ С КЛИМАТИЧНИТЕ ПРОЦЕСИ

Тук ще фокусираме вниманието си върху изследване на някои крупномасабни връзки между „ $\Delta\theta$ -топографията“ и климатични процеси. На фиг. 1 и фиг.2 са показани изчислените от нас климатични карти на разпределение на параметъра $\delta\theta(x,y)$ при типични зимни (януари) и летни (юли) условия. Те са получени въз основа на съответни експериментални климатични данни за температурата при земята и на ниво 850 hPa [10] при представяне на резултатите с хоризонтална дискретизация – стъпка $\Delta = 5 \times 5^\circ$ (географски градуси).

Както се вижда от фиг.1 и фиг.2, $\delta\theta(x,y)$ -полето оформя редица основни и локализирани върху големи площи термични конфигурации (т.е. по-едрите и изразени $\delta\theta(x,y)$ -нееднородности), които образно ще наричаме $\delta\theta(x,y)$ -долини. Бе направена съпоставка между картите за $\delta\theta$ (фиг.1 и фиг.2).



Фиг. 1. Климатично разпределение на изчисления параметър $\delta\theta$ в градуси по температурата през януари

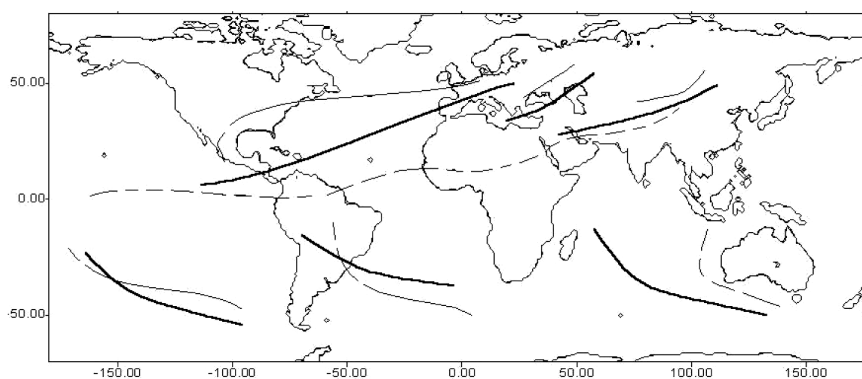
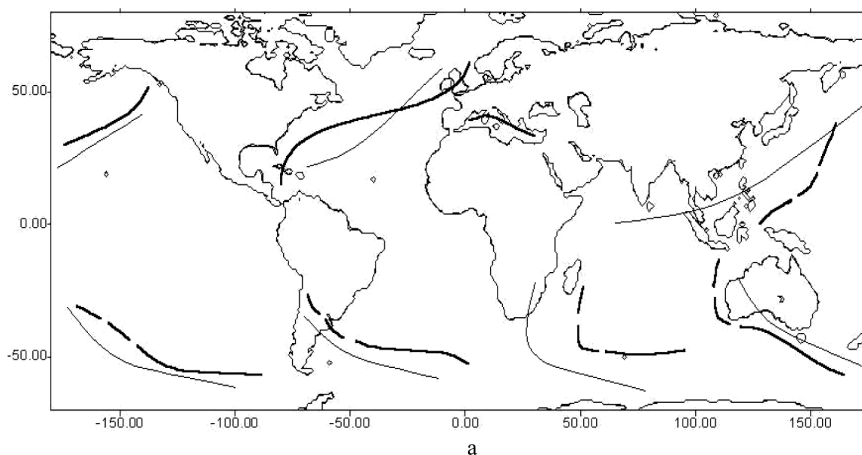


Фиг. 2. Климатично разпределение на изчисления параметър $\delta\theta$ в градуси по температурата през юли

На фиг. 3 са нанесени осите на основните долини на $\delta\theta$ -топографията спрямо разположението на основните климатични фронтове [11]. Както през януари, така и през юли фронтовете се разполагат успоредно на осите на $\delta\theta$ -долините, като се изместват малко в западната част на долината. Възможно е този факт да е породен от ефекта на напречно обтичане на $\delta\theta$ -вдълбната форма от преобладаващия западен поток.

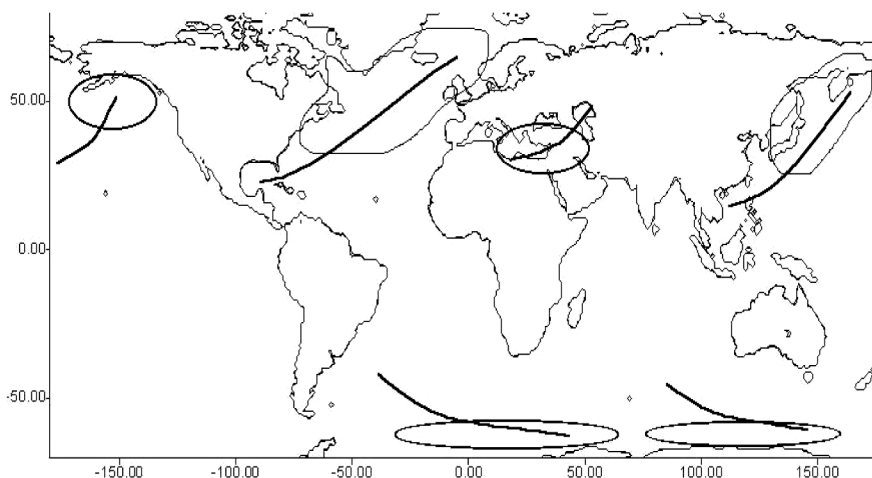
От линейната част на (24) ще следва, че по западната част на долината в посока изток $\frac{\partial\delta\theta}{\partial x} < 0$ и ще се стимулира циклонична атмосферна дейност от възходящи движения, докато в източната част индуцираните от термичните нееднородности скорости са низходящи и ще действат в посока на стабилизиране на устойчивостта на стратификация на слоя.

Ще отбележим, че доколкото главните фронтове възникват в деформираното поле, образувано от центровете на действие в атмосферата, то за определяне местоположението на климатичните фронтове се използва комплексен анализ на карти на многогодишното разпределение на редица метеорологични елементи: налягане, вятър, орография, типове въздушни маси и др. Циклоничната и антициклоничната повтораемост, траекториите и генезът участват също като изходен материал при оформяне на климатичните карти. Това насочва вниманието към евентуална връзка между голямата повтораемост на циклоните и влиянието на термичните фактори. Нашите съ-



Фиг. 3. Разположение на климатичните фронтове (плътна черна линия) и осите на основните $\delta\theta$ -долини (бледа линия) през: а) януари; б) юли

поставки между областите с голяма климатична повтаряемост на циклоните [12] и съответните разположени в тези области $\delta\theta$ -долини (фиг.1, фиг.2) потвърждават тази връзка. Максимумите на повтаряемост на циклони и през двата сезона лежат около 45° с.ш., 170° и.д. и в района на Исландия, където през цялата година се намират и областите на най-голяма неустойчивост в атмосферата. В южното полукълбо най-интензивната циклонична дейност е съсредоточена около Антарктида, с изключение само на Амундсеново море и прилежащата му част от Тихия океан. Там откриваме и области с малки стойности на $\delta\theta$ (увеличена неустойчивост). Съответния извод с обратен знак можем да направим и между районите с преобладаваща антициклонична активност и тези, характеризиращи се със засилена устойчивост на стратификацията (непоказано тук).



Фиг. 4. Разпределение на областите с най-голяма климатична повтаряемост на циклонична дейност през двата сезона (означена схематично със затворените криви) и средните положения на осите на $\delta\theta$ -долините.

От фиг. 4 се вижда една значителна корелация между двата обекта. Известна допълнителна теоретична обосновка на този резултат може да се даде въз основа на теоретичните и експерименталните резултати относно влиянието на $\delta\theta$ -топографията върху траекториите на баричните образувания (получени в [1, 12]).

Известно отклонение на осите на $\delta\theta$ долините в най-долните две области на активна циклонална дейност на фиг. 4, вероятно се дължи на климатичното влияние на неотчетените тук орографски фактори, въпрос, който се нуждае от допълнително изследване.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящата работа се обсъждат някои основни теоретични резултати относно влиянието на хоризонталните нееднородности (орографски, термични, влажностни, бароклинни) върху синоптични/ климатични процеси. Това влияние се проявява чрез обобщения израз (18) за вертикалната скорост w_H на горната граница на АГС.

В практически план са намерени някои корелационни връзки между „ $\delta\theta$ -топографията” и климатичните атмосферни фронтове.

Както се вижда от (23) и (24), взаимодействието на АГС в синоптични

машаби освен чрез „ $\delta\theta$ -топографията” съществено зависи и от нейните втори производни – основно от $\delta\theta$ -лапласиана

$$\nabla^2\delta\theta = \frac{\partial^2\delta\theta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\delta\theta}{\partial y^2},$$

а също и от лапласиана на орографията

$$\nabla^2 z_0 = \frac{\partial^2 z_0}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 z_0}{\partial y^2}.$$

Влиянието на тези важни елементи отделно се обсъждат в работа [13].

В заключение ще подчертаем, че, както бе показано по-горе в работата, крупномашабното взаимодействие на хоризонталните нееднородности с атмосферните процеси основно се параметризира във формата $R(x,y) - \tilde{S}(x,y)$. Това силно опростява задачата и позволява чрез по-детайлно проследяване разпределението и формата на тези две полета да се анализират широк спектър синоптични/климатични процеси в атмосферата, включително да се използват при параметризиране на числените прогностични и климатични модели.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] Сираков, Е. Атмосферен граничен слой – структура, параметризация, взаимодействия. София, 2011.
- [2] Годав, Н. Синоптична метеорология. София, 1976.
- [3] Панчев, С. Бълг. Геоф. Стисание, 1977, **VIII**, 22.
- [4] Сираков, Е. IX-та межд. конф. по метеор., Карпат, 1979.
- [5] Сираков, Е. *Zb. Met. i Hidr. Rad*, 1985, **12**, P.97
- [6] Arya, G., S. P. S. Parameterization the height of the stable Atmospheric Boundary Layer. – *J. Appl. Meteor.*, 1981, **20**, P.1192.
- [7] Годав, Н. *Arch. Met. Geograph. Biokl.*, 1970, **A19**, P.299.
- [8] Yordanov, D., N. Godev. *Boundary-Layer Meteor.* **5**, 1973, 309–320.
- [9] Godev, N., E. Syrakov. *Proc. Nowcasting – II symposium*, Sweden, 1984 (ESA SP-208), 315–319.
- [10] Aeroklimaticeskii atlas severnogo polushariya. Temperatura, plotnost i vlazhnost, L., 1963.
- [11] Хромов, С. П. Изд. "Природа", 1956, **1**, P.480.
- [12] Syrakov, E., M. Tsankov, J. Bonewitz. *Bulg. Geophys. J.* 2007, **33**, 44–52.
- [13] Сираков, Е., Й. Боневиц. *Год. СУ, Физ. фак.*, 2012, **106**, (предложена за печат).