Annuaire de l'Universite de Sofia "St. Kliment Ohridski", Faculte de Physique v. 106, 2013

ВЛИЯНИЕ НА ПОДРЕДЕНИТЕ СИНОПТИЧНИ ВЕРТИКАЛНИ ДВИЖЕНИЯ ВЪРХУ ВИСОЧИНАТА НА АТМОСФЕРНИЯ ГРАНИЧЕН СЛОЙ

ЕВГЕНИ СИРАКОВ, ЙЕНС БОНЕВИЦ

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

Евгени Сираков, Йенс Боневиц. ВЛИЯНИЕ НА ПОДРЕДЕНИТЕ СИНОПТИЧНИ ВЕРТИКАЛНИ ДВИЖЕНИЯ ВЪРХУ ВИСОЧИНАТА НА АТМОСФЕРНИЯ ГРАНИЧЕН СЛОЙ

Орографско-термичните нееднородности съвместно с триенето в атмосферния граничен слой (АГС) генерират на неговата горна граница подредени вертикални движения w_S. В настоящата работа се изследва тяхото влияние върху височината на АГС при различни условия в атмосферата. Анализирани са съответни случаи при различно взаимно разположение на земната повърхност, потвърждавайки значимостта на изследваните ефекти.

Evgeni Syrakov, Jens Bonewitz. IMPACT OF THE ARRANGED SINOPTIC VERTICAL VELOCITIES ON THE HEIGHT OF THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER

Orographic-thermal nonhomogeneities, together with friction in the atmospheric boundary layer (ABL) generate on its upper border arranged vertical velocities w_S. In the current work we research their impact of the ABL's height – for different conditions in the atmosphere. It were analyzed respectively cases for different position each other of the earth surface. This confirms the importance of the researched effects.

***Keywords*:** orographic-thermal nonhomogeneities, surface friction, induced vertical velocity, heght of the atmospheric boundary layer
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

При стабилно стратифициран АГС, известната релаксационна формула за височината h:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{h_e - h}{T}, \tag{1}$$

може да бъде обобщена при отчитане на ефектите на хоризонталните нееднородности и крупномащабните вертикални движения [1]:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} - w_S = k_h\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right) + \frac{h_e - h}{T}, \tag{2}$$

където h_e е нормировъчна височина, T – време на релаксация, h – реалната височина на АГС; w_S– вертикална крупномащабна вертикална скорост на горната граница на АГС; u,v – хорионтални компоненти на скоростта, k_h – коефициент на хоризонтален турбулентен обмен.

За T често се използва формулата

$$T = c_e / f, \tag{3}$$

където c_e е константа от порядъка на единица, f – параметър на Кориолис.

Лесно се съобразява, че при отчитане на (2) формула (3) може да се запише във вида

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} = k_h\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right) + \frac{h_{ae} - h}{T}, \tag{4}$$

където

$$h_{ae} = \frac{w_S}{c_e f} \tag{5}$$

представлява така наречената квазинормировъчна височина [1], разграничаваща ефекта на w_S върху релаксационния процес в АГС.

В случай на неустойчиво стратифициран АГС за височина Z_i могат да се използват редица формули, като тук ще посочим две, придобили голямо разпространение.

Формулата на Деардорф [2] при отчитане на ефекта на хоризонтална нееднородност и крупномащабни вертикални движения се записва във вида [3]

$$\frac{dZ_i}{dt} = \frac{\partial Z_i}{\partial t} + u\frac{\partial Z_i}{\partial x} + v\frac{\partial Z_i}{\partial y} - w_S = \frac{c_1\left(w_*^3 + c_2 u_*^3 - c_3 u_*^2 f Z_i\right)}{\beta Z_i^2 \Gamma + c_4 w_*^2 + c_5 u_*^2}, \tag{6}$$

къдетоZ_i е височината на конвективния АГС, $w_* = (\beta q Z_i)^{1/3}$ е конвективният мащаб за скоростта, q – кинематичният поток на топлината при земята, $\beta = g/\bar{T}$ – параметърът на конвекция (плаваемост), g – земното ускорение, $\bar{T}$ – средната температура на въздуха в слоя, Γ – температурният градиент в свободната атмосфера, u_* – динамичната скорост.

Съгласно експериментални данни и теоретични съображения константите в (6) приемат типични стойности [2]: $c_1 = 1{,}8$; $c_2 = 1{,}1$; $c_3 = 3{,}3$; $c_4 = 9$; $c_5 = 7{,}5$.

Другата, широко използвана формула за височината на АГС при конвективни условия е [4]

$$\left\{\frac{Z_i^2}{(1+2A)Z_i - 2B\kappa L} + \frac{Cu_*^2}{\Gamma\beta\left[(1+A)\right]Z_i - \beta\kappa L}\right\}\left(\frac{\partial Z_i}{\partial t} + u\frac{\partial Z_i}{\partial x} + v\frac{\partial Z_i}{\partial y} - w_S\right) = \frac{q}{\Gamma} \tag{7}$$

където L е мащабът на Монин-Обухов; $\kappa = 0{,}4$ – константата на von Karmann; A,B,C – константи с типични стойности $A = 0{,}2$; $B = 0{,}2$; $C = 5$.

Най-общо казано, формули (4), (5) и (6) се формират от три основни фактора:

- локални условия на стратификацията и обмени / релаксационни процеси на турбулентните режими в АГС;
- нестационарни и хоризонтално нееднородни ефекти;
- ефекти, свързани с подредените крупномащабни вертикални скорости w_S на горната граница на АГС, индуцирани от орографско-термичните хоризонтални нееднородности и триенето в синоптични аспекти.

2. ВЛИЯНИЕ НА КРУПНОМАЩАБНИТЕ ВЕРТИКАЛНИ ДВИЖЕНИЯ ВЪРХУ ВИСОЧИНАТА НА АГС

Тук ще се спрем на ефектите, породени от w_S, върху височината h или Z_i на АГС съответно за устойчиво и неустойчиво стратифицирана атмосфера.

Индуцираната от орографско-термичните нееднородности синоптична вертикална скорост w_S на горната граница на АГС може да бъде записана в променливи x,y (в декартова координатна система) или в ъглови променливи (за всяка околност на произволна точка x,y). Тъй като последният запис е по-нагледен и подходящ за анализ, ще използваме тук именно него [3]:

$$
\begin{gathered}
w_h = c\Omega_g + G_0 \nabla z_0 \left(1+a\right) * \\
\left\{ \cos\varphi \left[1 + \frac{\tilde{a}_1}{1+a} E \left(\cos\psi + \frac{b_1}{a_1}\sin\psi \right) \right] + \frac{b}{1+a}\sin\varphi \left[1 + \frac{\tilde{b}_1}{b} E \left(\cos\psi + \frac{a_1}{b_1}\sin\psi \right) \right] \right\} \\
- AcG_0\Lambda\sin\varphi - dG_0^2 \left[\nabla^2 z_0 + \frac{d_1}{d}\nabla^2\delta\theta \right] - e\left(u_{g0}^2 + v_{g0}^2\right) \left[\frac{\partial^2 z_0}{\partial x \partial y} + \frac{e_1}{e}\frac{\partial^2 \delta\theta}{\partial x \partial y} \right],
\end{gathered}
\tag{8}
$$

където φ е ъгълът между $\vec{\nabla} z_0$ и $\vec{c}_{g0}$ (ъгъл на обтичане на орографията); φ_1 е ъгълът между $\vec{\nabla}\delta\theta$ и $\vec{c}_{g0}$; $\psi = \varphi - \varphi_1$ (характеризира взаимното разположение на орографските и термичните нееднородности); Φ е ъгълът между векторите $\vec{c}_{g0}$ и термичния вятър $\vec{c}_T$ (характеризира геострофната адвекция на топлина или студ); $\vec{\Lambda} = \left(\Lambda_x, \Lambda_y\right)$, $\Lambda_x = \left(\chi^2/f\right) du_g/dz \equiv \Lambda\cos\Phi$, $\Lambda_y = \left(\chi^2/f\right) dv_g/dz = \Lambda\sin\Phi$ са безразмерни външни параметри на бароклинност, $\Lambda = \left|\vec{\Lambda}\right| = \left[\Lambda_x^2 + \Lambda_y^2\right]^{1/2}$; $A = \pi f^2/\chi g, \chi = 0{,}4$ е константата на фон Карман; $\tilde{a}_1 = a_1 f^2/\beta$; $\tilde{b}_1 = b_1 f^2/\beta$; $\beta = g/\bar{T}$ е параметър на конвекция; E – безразмерен параметър, като

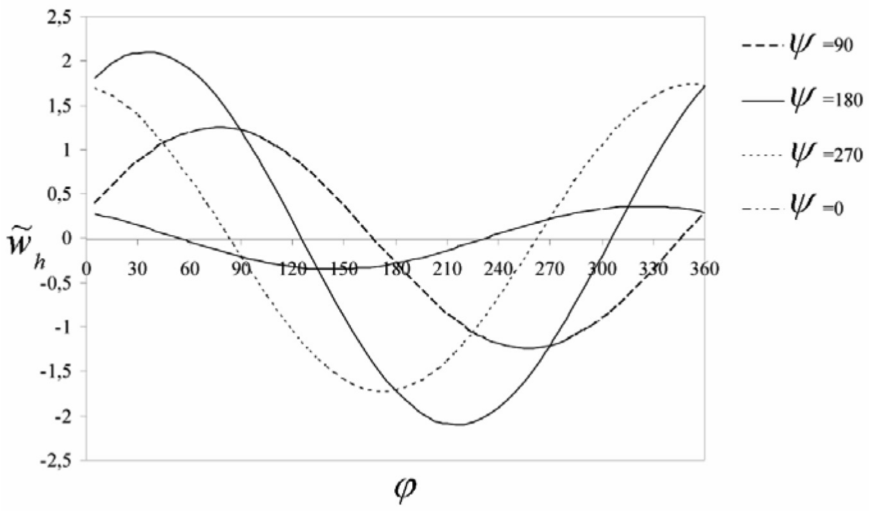
$$
E = \frac{\beta\nabla\delta\theta}{f^2\nabla z_0}. \tag{9}
$$

Ще започнем изследване на тези ефекти при баротропни условия ($\Lambda = 0$) в чист вид (при $\Omega_{g_0} = 0$) при линейно приближение ($d = e = 0$), когато от (5) следва:

$$
\begin{gathered}
\tilde{w}_h = cos\varphi \left[1 + \frac{\tilde{a}_1}{1+a} E \left(cos\psi + \frac{a_1}{b_1} sin\psi \right) \right] \\
+ \frac{b}{1+a} sin\varphi \left[1 + \frac{\tilde{b}_1}{b} E \left(cos\psi - \frac{a_1}{b_1} sin\psi \right) \right]
\end{gathered}
\tag{10}
$$

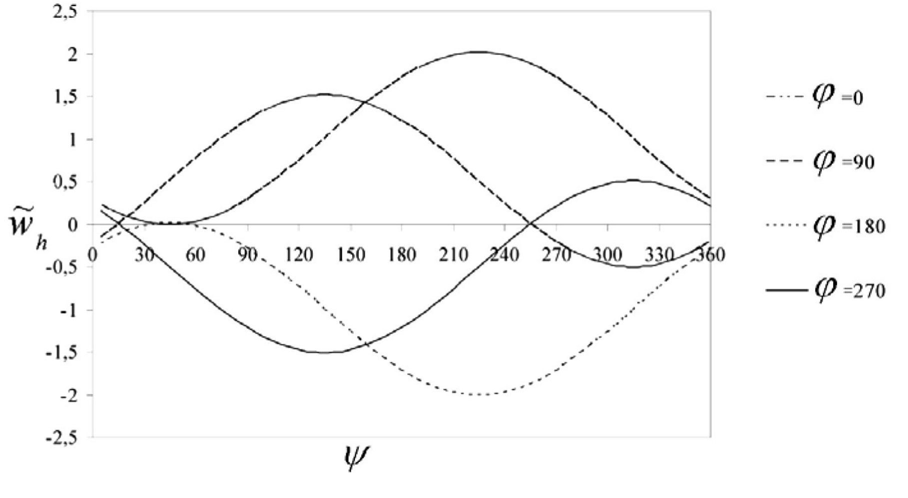
където $\tilde{w}_h = w_h / G_0 \nabla z_0 \left(1+a\right)$ е обезразмерената вертикална скорост.

Сега ще изследваме зависимостта на $\tilde{w}_h$ от (10) (при $\Lambda = B = 0$) от двата ъгъла φ и ψ: $\tilde{w}_h = \tilde{w}_{h\psi}(\varphi)$ е показана на фиг. 1, $\tilde{w}_h = \tilde{w}_{h\varphi}(\psi)$ – на фиг. 2. В потвърждение на казаното по-горе от фиг. 1 се вижда, че най-голяма амплитуда и съответни екстремни стойности на $\tilde{w}_h$ се получават при $\psi = 180°$. В противовес на това при $\psi = 0°$ амплитудата на $\tilde{w}_h$ е минимална.



Фиг. 1. Зависимост на $\widetilde{w}_h$ от (12) от ъгъла на обтичане φ при различни стойности на ψ

На фиг. 2 е представена зависимостта на $\widetilde{w}_h$ от ъгъла ψ при различни фиксирани ъгли на обтичане: φ = 0°, 90°, 180°, 270°. За останалите два ъгъла на обтичане амплитудите на $\widetilde{w}_h$ са по-малки и отместени на 90 градуса.



Фиг. 2. Зависимост на $\widetilde{w}_h$ от (10) от ъгъла ψ (определящ взаимното разположение на орографските и термични нееднородности) при различни стойности на φ.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представените резултати демонстрират сложното влияние на подредените крупномащабни вертикални скорости w_S върху височината на АГС. Този ефект зависи съществено от взаимното разположение (конфигурация) на орографските и термичните нееднородности (ъгли ψ,φ,φ_1 и Φ между $\vec{c}_{g0}$ и $\vec{c}_{gr}$, характеризиращ геострофната адвекция на топлина и студ). Сложността на това влияние се усилва и от факта, че при хоризонтална нееднородност взаимното разположение на тези ъгли ($\psi,\varphi,\varphi_1,\Phi$) се мени от точка в точка. Разбира се, в практически план по траекторията, описвана от скоростта (u,v), може да се разгледа последователна редица от локални области, във всяка от които оценките се правят по начина, показан по-горе. Другата възможност е да се запише w_S в променливи x, y, т.е. $w_S(x,y)$ и във всяка точка (x,y) да се изчислява w_S. След съответна експертна оценка може да се ползват и подходящи осреднени стойности за w_S.

ЛИТЕРАТУРА

[1] Zilintinkevich, S. S., and A. Baklanov. *Boundary-Layer Meteor.,* 2002, **105,** 389.

[2] Deardorff, J.W. *J. Atmos. Sci,* 1970, **27,** 1211.

[3] Сираков, Е. Атмосферен граничен слой – структура, параметризация, взаимодействия. София, 2011.

[4] Gryning, S.-E., and E.Batchvarova. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1990, **116,** 87.