==

დ. დემეტრაშვილი
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
უაკ 551.558.21:551.551.32

ლოკალური ატმოსფერული პროცესების ჰიდროდინამიკური მოდელირების შესახებ

შესავალი. ამჟამად, საქართველოსათვის, როგორც რთული ოროგრაფიის მქონე ქვეყნისათვის, მეტად აქტუალურია ისეთი მათემატიკური მოდელის შემუშავება, რომელიც საკმარისი ადექვატურობითა და მაღალი სივრცითი დეტალიზაციით ასახავს საქართველოს ტერიტორიაზე განვითარებული ლოკალური ატმოსფერული პროცესების თავისებურებებს ადგილობრივი ფიზიკურ - გეოგრაფიული პირობების გათვალისწინებით. ასეთი მოდელის გამოყენება ამინდის პროგნოზირებისათვის დაკავშირებულია მის მიერთებასთან ოპერატიულ რეჟიმში მომუშავე დიდმასშტაბიანი (ფონური) პროგნოზის სქემასთან. არანაკლებ მნიშვნელოვანია ის გარემოებაც, რომ ლოკალური ატმოსფერული პროცესების ჰიდროდინამიკური მოდელის საფუძველზე გათვლილი ატმოსფეროს ცირკულაციური პარამეტრები შესაძლებელია გამოყენებულ იქნას მთელი რიგი ეკოლოგიური ამოცანების გადასაჭრელად, რომლებიც დაკავშირებულია ატმოსფეროში გამოფრქვეული სხვადასხვა ანთროპოგენური მინარევების გავრცელებასთან.

წინამდებარე სტატიაში შემოთავაზებულია ლოკალური ატმოსფერული პროცესების ჰიდროდინამიკური მოდელის ერთ-ერთი ვარიანტი და განხილულია მისი აგების თეორიული საფუძვლები.

მოდელის აღწერა. განვიხილოთ მოძრავი ჰაერის მასა, რომელიც ქვემოდან შემოსაზღვრულია ოროგრაფიულად და თერმულად არაერთგვაროვანი $\delta(x,y)$ დედამიწის ზედაპირით, ხოლო ზემოდან, ტრო-პოპაუზის სიმაღლეზე - *H(x,y,t)* თავისუფალი ზედაპირით, რომლის მდებარეობა განისაზღვრება ამოცანის ამოხსნის პროცესში. ამასთანავე, პირველ ეტაპზე უგულებელვყოთ ატმოსფეროში რადიაციის გადატანისა და შთანთქმის პროცესები.

მოდელის ვერტიკალური სტრუქტურა შემდეგ ფენებს მოიცავს:

- ტროპოსფერო, რომელიც განიხილება ქვედა ტურბულენტური ფენის ზემოთ ($\delta(x,y)+h_a \le z \le H$, სადაც z ღერძი მიმართულია ზღვის დონიდან ვერტიკალურად ზემოთ, h_a ტურბულენტური ფენის სისქეა, ხოლო $\delta(x,y)$ რელიეფის აღმწერი ფუნქციაა);
- ატმოსფეროს ქვედა ტურბულენტური (მიწისპირა და წყლისპირა) ფენა ($\delta(x,y) \le z \le \delta(x,y)+h_a$);
- ნიადაგის აქტიური ფენა ($0 \le z_п \le h_п$, სადაც $z_п$ ღერძი მიმართულია დედამიწის ზედაპირიდან ნიადაგში, $h_п$ აქტიური ფენის სისქეა);
- ზღვის აქტიური ფენა ($0 \le z_m \le h_m$, სადაც z_m ღერძი მიმართულია ზღვის ზედაპირიდან ვერტიკალურად ქვემოთ, ხოლო h_m ზღვის აქტიური ფენის სისქეა).

თანახმად [1] მონოგრაფიისა, ამოცანის ფორმულირებისას გამოყენებულია თავისუფალი კონვექციის თეორიის გამარტივებები იმ ფაქტის მხედველობაში მიღებით, რომ ლოკალური პროცესები ვითარდებიან არასტაციონარული დიდმასშტაბიანი (ფონური) პროცესების ფონზე. გარდა ამისა, მიწისპირა ფენასა და ნიადაგში ჰიდროთერმოდინამიკური პროცესების აღსაწერად გამოვიყენებთ [2,3]-ში განხილულ პლანეტარული სასაზღვრო ფენა – ნიადაგის ქვაზიერთგანზომილებიან რიცხვით მოდელს, რომელიც მოდიფიცირებულია წყლის ფაზური გადასვლების გათვალისწინებით.

ფონური პროცესების მიმართ მივიღებთ, რომ

$$U = U(z,t),\ V = V(z,t),\ W = 0,\ \Theta = \Theta(x,y,z,t),\ Q = Q(z,t).$$

სადაც UU, V და W ფონური დინების სიჩქარის კომპონენტებია x, y და z ღერძების გასწვრივ, ხოლო Θ და Q ფონური პოტენციალური ტემპერატურა და კუთრი სინოტივეა.

მოდელის განტოლებებს შემდეგი სახე ექნებათ:

ტროპოსფეროში

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}=-\Theta_0\frac{\partial \varphi'}{\partial x}+lv+\mu\Delta u+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\rho\nu\frac{\partial u}{\partial z}+F_u,$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}=-\Theta_0\frac{\partial \varphi'}{\partial y}-lu+\mu\Delta v+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\rho\nu\frac{\partial v}{\partial z}+F_v,\ (1)\ 0=-\Theta_0\frac{\partial \varphi'}{\partial z}+\lambda\vartheta',\ \frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=\sigma w,$$

$$\frac{\partial \vartheta'}{\partial t}+u\frac{\partial \vartheta'}{\partial x}+v\frac{\partial \vartheta'}{\partial y}+w\frac{\partial \vartheta'}{\partial z}+Sw=\frac{L}{c_p}M+\mu_\vartheta\Delta\vartheta'+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\rho\nu_\vartheta\frac{\partial \vartheta'}{\partial z}-$$

$$-u'\frac{\partial \Theta}{\partial x}--v'\frac{\partial \Theta}{\partial y},$$

$$\frac{\partial q_1'}{\partial t}+u\frac{\partial q_1'}{\partial x}+v\frac{\partial q_1'}{\partial y}+w\frac{\partial q_1'}{\partial z}+\gamma_q w=-M+\mu_q\Delta q_1'+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\rho\nu_q\frac{\partial q_1'}{\partial z},$$

$$\frac{\partial q_2}{\partial t}+u\frac{\partial q_2}{\partial x}+v\frac{\partial q_2}{\partial y}+w\frac{\partial q_2}{\partial z}=M+\mu_q\Delta q_2+\frac{1}{\rho}\frac{\partial}{\partial z}\rho\nu_q\frac{\partial q_2}{\partial z},$$

$$F_u=-lV+\frac{\partial U}{\partial t},\quad F_v=lU+\frac{\partial V}{\partial t},\quad S=\frac{\partial \Theta}{\partial z},\quad \gamma_q=\frac{\partial Q}{\partial z}.$$

$$u=U+u',\ v=V+v',\ w=w',\ \vartheta=\Theta+\vartheta',\ q_1=Q+q_1',\ \varphi=\Phi+\varphi'.$$

ქვედა ტურბულენტურ ფენაში

$$\frac{\partial \tilde u}{\partial t}=\lambda\vartheta'\frac{\partial \delta}{\partial x}+l\,\tilde v+\frac{\partial}{\partial z}\tilde\nu\frac{\partial \tilde u}{\partial z}+F_u,$$

$$\frac{\partial \tilde v}{\partial t}=\lambda\vartheta'\frac{\partial \delta}{\partial y}-l\,\tilde u+\frac{\partial}{\partial z}\tilde\nu\frac{\partial \tilde v}{\partial z}+F_v,$$

$$\frac{\partial\tilde\vartheta'}{\partial t}=-\tilde u'\left(\frac{\partial\Theta}{\partial x}+S\frac{\partial\delta}{\partial x}\right)-\tilde v'\left(\frac{\partial\Theta}{\partial y}+S\frac{\partial\delta}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\tilde\nu_\vartheta\frac{\partial\tilde\vartheta'}{\partial z}+\frac{L}{c_p}\tilde M, \qquad (2)\quad \frac{\partial \tilde q_2}{\partial t}=\tilde M+\frac{\partial}{\partial z}\tilde\nu_q\frac{\partial \tilde q_2}{\partial z}.\ M\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots\ldots$$

$$\frac{\partial \tilde q_1'}{\partial t}=-\tilde u'\gamma_q\frac{\partial\delta}{\partial x}-\tilde v'\gamma_q\frac{\partial\delta}{\partial y}+\frac{\partial}{\partial z}\tilde\nu_q\frac{\partial \tilde q_1'}{\partial z}-\tilde M,$$

ნიადაგის აქტიურ ფენაში:

$$\frac{\partial T_п'}{\partial t}=k_п\frac{\partial^2 T_п'}{\partial z_п^2} \qquad (3)$$

ზღვის აქტიურ ფენაში

$$\frac{\partial T_m'}{\partial t}=\nu_m\frac{\partial^2 T_m'}{\partial z^2{}_m}-\frac{1}{C_m\rho_m}\frac{\partial I}{\partial z_m},\quad I=(1-A_m)I_0e^{-\alpha z}.$$

აქ გამოყენებულია შემდეგი აღნიშვნები: u, v და w ჰაერის დინების სიჩქარის კომპონენტებია შესაბამისად x, y და z ღერძების გასწვრივ; ϑ',φ',q_1' პოტენციალური ტემპერატურის, წნევის ანალოგისა და კუთრი სინოტივის გადახრებია შესაბამისი Θ,Φ,Q ფონური მნიშვნელობებიდან; q_2 ღრუბლის წყლიანობაა; ρ ატმოსფეროს სიმკვრივეა; $g,\Theta_0,\ l$ სიმძიმის ძალის აჩქარება, ატმოსფეროს საშუალო პოტენციალური ტემპერატურა და კორიოლისის პარამეტრია; σ პარამეტრია, რომელიც ახასიათებს სიმკვრივის შემცირებას სიმაღლის მიხედვით; c_p, R ატმოსფეროს კუთრი სითბოტევადობა და გაზური მუდმივაა; M ჰაერის ერთეულოვან მასაში კონდენსაციის (ორთქლადქცევის) სიჩქარეა; L ორთქლადქცევის კუთრი სითბოა; $T_п'$ და T_m' ნიადაგისა და ზღვის ტემპერატურის გადახრებია საშუალო დღე-ღამური მნიშვნელობებიდან; $\mu,\ \mu_\vartheta,\ \mu_q,\nu,\nu_\vartheta$ და ν_q ჰორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტური სიბლანტისა და დიფუზიის კოეფიციენტებია სითბოსა და წყლის ორთქლისათვის (აქ იგულისხმება, რომ დიფუზიის კოეფიციენტები წყლის ორთქლისა და წვეთებისათვის ერთი და იგივეა); $k_п$ - ნიადაგში მოლეკულური სითბოგამტარებლობის კოეფიციენტია; ν_m, c_m და ρ_m შესაბამისად ზღვაში ვერტიკალური ტურბულენტური დიფუზიის კოეფიციენტი, ზღვის წყლის კუთრი სითბოტევადობა და სიმკვრივეა; I_0 ზღვის ზედაპირზე დაცემული ჯამური მოკლეტალღოვანი რადიაციის ნაკადია; A_m ზღვის ზედაპირის ალბედოა, ხოლო α ზღვის მიერ რადიაციის შთანთქმის კოეფიციენტია. სიმბოლო `~` აღნიშნავს შესაბამის სიდიდეთა მნიშვნელობებს მიწისპირა და წყლისპირა ფენებში (1)–(4) განტოლებათა ინტეგრება ხდება ერთობლივად ვერტიკალზე შემდეგი სასაზღვრო პირობების გამოყენებით:

ტროპოპაუზის სიმაღლეზე $z=H$

$$w=\frac{\partial H}{\partial t}+u\frac{\partial H}{\partial x}+v\frac{\partial H}{\partial y},\quad \varphi'=0,$$

$$\rho\nu\frac{\partial u}{\partial z}=0,\ \rho\nu\frac{\partial v}{\partial z}=0,\ \rho\ \nu_\vartheta\frac{\partial\vartheta}{\partial z}=0,\ \rho\nu_q\frac{\partial q_1}{\partial z}=0,\ q_2=0; \qquad (5)$$

მიწისპირა (წყლისპირა) ფენის ზედა საზღვარზე $z=\delta(x,y)+h_a$

$$\nu \frac{\partial u}{\partial z} = \tilde{\nu} \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}, \quad \nu \frac{\partial v}{\partial z} = \tilde{\nu} \frac{\partial \tilde{v}}{\partial z}, \quad \nu_{\vartheta} \frac{\partial \vartheta}{\partial z} = \tilde{\nu}_{\vartheta} \frac{\partial \tilde{\vartheta}}{\partial z},$$

$$\nu_q \frac{\partial q_1}{\partial z} = \tilde{\nu}_q \frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial z}, \quad \nu_q \frac{\partial q_2}{\partial z} = \tilde{\nu}_q \frac{\partial \tilde{q}_2}{\partial z}, \quad w = u \frac{\partial \delta}{\partial x} + v \frac{\partial \delta}{\partial y}, \qquad (6)$$

$$u = \tilde{u}, \quad v = \tilde{v}, \quad \vartheta = \tilde{\vartheta}, \quad q_1 = \tilde{q}_1, \quad q_2 = \tilde{q}_2.$$

დედამიწის ზედაპირთან $z = z_0$ (z_0 - სიმქისის ფენის სიმაღლე)

ა) ხმელეთი

$$-c_p \tilde{\nu}_{\vartheta} \rho \frac{\partial \tilde{\vartheta}}{\partial z} - L\rho \tilde{\nu}_q \frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial z} - ck_{\text{п}} \rho_{\text{п}} \frac{\partial T_{\text{п}}}{\partial z_{\text{п}}} = C_1 R_1,$$

$$R_1 = (1 - A)I - F, \qquad (7)$$

$$u = v = 0, \quad \vartheta = T_{\text{п}}, \quad \tilde{q}_1 = r q_H (T_{\text{п},0}), \quad (0 \le r \le 1), \quad \tilde{q}_2 = 0;$$

ბ) წყალი

$$\tilde{u} = u_{\text{м}}, \quad \tilde{v} = v_{\text{м}}, \quad \tilde{q}_1 = q_H (T_{\text{м},0}), \quad \tilde{\vartheta} = T_{\text{м}}, \quad \tilde{q}_2 = 0,$$

$$-c_p \overset{\tau}{\nu}_{\vartheta} \rho \frac{\partial \tilde{\vartheta}}{\partial z} - L\rho \tilde{\nu}_q \frac{\partial \tilde{q}_1}{\partial z} - ck_{\text{п}} \rho_{\text{п}} \frac{\partial T_{\text{п}}}{\partial z_{\text{п}}} = C_2 R_2. \qquad (7')$$

ნიადაგის აქტიური ფენის ქვედა საზღვარზე

$T'_{\text{п}} = 0,$ როცა $z_{\text{п}} = h_{\text{п}}$

ზღვის აქტიური ფენის ქვედა საზღვარზე

$T'_m = 0$ როცა $z_m = h_m$

საწყის $t = 0$ მომენტში

$$u = u^0, \quad v = v^0, \vartheta' = \vartheta'^0, \quad q'_1 = q'^0_1, \quad q_2 = 0$$

$$\tilde{u} = \tilde{u}^0, \quad v = \tilde{v}^0, \tilde{\vartheta}' = \tilde{\vartheta}'^0, \quad \tilde{q}'_1 = \tilde{q}'^0_1, \quad \tilde{q}_2 = 0, \quad T'_{\text{п}} = T'^0_{\text{п}}$$

აქ $u_{\text{м}}$ და $v_{\text{м}}$ ზღვის ზედაპირული დინების სიჩქარის კომპონენტებია x და y საკოორდინატო ღერძების გასწვრივ; $T_{м,0}$ და $T_{\text{п},0}$ ზღვის ზედაპირის ტემპერატურაა; R_1 Dდა R_2 ხმელეთისა და ზღვის ზედაპირების რადიაციული ბალანსია, ხოლო C_1 და C_2 ემპირიული კოეფიციენტებია, რომლებიც გამოხატავენ ღრუბლიანობის გავლენას რადიაციულ ბალანსზე; r ფარდობითი სინოტივეა ხმელეთის ზედაპირთან, ხოლო q_H ნაჯერობის კუთრი სინოტივეა, რომელიც შეიძლება განისაზღვროს მაგნუსის ფორმულით [4].

(5) სასაზღვრო პირობები გამოხატავენ იმპულსის, სითბოსა და სინოტივის ნაკადებისა და წნევის შეშფოთების ნულთან ტოლობას ტროპოპაუზის სიმაღლეზე, აგრეთვე ღრუბელთა არარსებობასა და იმ ფაქტს, რომ ამოხსნის არის ზედა საზღვრის მოდელირებას ვახდენთ თავისუფალი ზედაპირის სახით. (6) სასაზღვრო პირობები წარმოადგენენ იმპულსის, სითბოს, წყლის ორთქლისა და ღრუბელში წყლიანობის ნაკადებისა და შესაბამისი ფუნქციების უწყვეტობას ქვედა ტურბულენტური ფენის ზედა საზღვარზე. როგორც (7) პირობებიდან ჩანს, თუ ქვეფენილი ზედაპირი წარმოადგენს ხმელეთს, მაშინ ქარის სიჩქარის კომპონენტებისათვის მოითხოვება მიწებების პირობა, ხოლო ტემპერატურისათვის - უწყვეტობის პირობა ხმელეთ-ჰაერის გამყოფ საზღვარზე. ხმელეთის ზედაპირზე განიხილება აგრეთვე მიწის ზედაპირის სითბური ბალანსის განტოლება, ხოლო თუ ამონახსნის არე მოიცავს ზღვის ნაწილს, მაშინ საჭირო ხდება $(7')$ პირობების გამოყენება. რაც შეეხება გვერდით სასაზღვრო პირობებს, აქ საჭიროა ისეთი სასაზღვრო პირობების გამოყენება, რომლებიც პრაქტიკულად არ დაამახინჯებს ამონახსნს ჩვენთვის სასურველი საინტეგრო დროის განმავლობაში. ჩვენი და სხვა ავტორთა გამოცდილება გვიჩვენებს, რომ ასეთ სასაზღვრო პირობებად შეიძლება განხილულ იქნას გვერდითი საზღვრების ნორმალის გასწვრივ მეტეოროლოგიურ სიდიდეთა წარმოებულების ნულთან ტოლობა.

(1) და (2) განტოლებებში შემავალი ფონური სიდიდეების შემცველი წევრები აღწერენ დიდმასშტაბური სინოპტიკური პროცესების ენერგეტიკულ ზემოქმედებას ლოკალურ პროცესზე და ისინი შეიძლება განხილულ იქნას როგორც სინოპტიკური პროცესების პარამეტრიზაციის შედეგად მიღებული წევრები. ცხადია, რომ ინ-ფორმაცია ფონური სიდიდეების სივრცით-დროითი განაწილების შესახებ მიიღება დიდმასშტაბური ატმოსფერული პროცესების რიცხვითი მოდელის რეალიზაციის შედეგად. მოდელური რიცხვითი ექსპერიმენ-ტების ჩატარებისას კი აღნიშნული წევრები განისაზღვრება აპრიორულად, როგორც დროისა და სივრცითი კოორდინატების ცნობილი ფუნქციები.

უნდა შევნიშნოთ, რომ სტატიის მოცულობის შეზღუდულობის გამო შეუძლებელია ამოცანის რეალიზაციასთან დაკავშირებული ყველა საკითხის განხილვა. აქ შემოვისაზღვრებით მხოლოდ იმ საკითხებით, რომლებიც დაკავშირებულია ღრუბლიანობის ველის კორექტულ გათვლასა და ამოხსნის არის

რთულ გეომეტრიასთან. (1) და (2) განტოლებათა სისტემებში კონდენსაციის სიჩქარის ცხადი სახით ფიგურირებამ შესაძლებელია გამოიწვიოს მნიშვნელოვანი ცდომილებები ღრუბლიანობის ველის განსაზღვრაში.. ღრუბლიანობის ველის გამოთვლა შესაძლებელია [4] – ში აღწერილი ცნობილი მეთოდის საფუძველზე, რომელიც დაფუძნებულია განტოლებებიდან კონდენსაციის სიჩქარის გამორიცხვაზე. ამის შემდეგ, ამოცანის რიცხვითი ამოხსნის გაადვილებისა და რელიეფის კორექტულად გათვალისწინების მიზნით შეიძლება გადასვლა დეკარტის მართკუთხა კოორდინატთა სისტემიდან რელიეფთან დაკავშირებულ მრუდწირულ კოორდინატთა სისტემაში x_1, y_1, ζ , სადაც

$$x_1 = x,\ y_1 = y,\ \zeta = \frac{z - [\delta(x,y) + h_a]}{h(x,y,t)},$$

$$h = H(x,y,t) - [\delta(x,y) + h_a]$$

აღნიშნული გარდაქმნების შედეგად (1) განტოლებათა სისტემიდან მიღებული სახეცვლილი განტოლებათა სისტემის ამოხსნა ხორციელდება სწორი გეომეტრიის მქონე ამოხსნის არეში – მართკუთხა პარალელეპიპედში შესაბამისი სასაზღვრო და საწყისი პირობების გამოყენებით.

ლიტერატურა- REFERENCES – ЛИТЕРАТУРА

1. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. Л., Гидрометеоиздат, 1969, 295 с.
2. Деметрашвили Д. И К вопросу о гидродинамическом прогнозе суточного хода температуры. Сообщения Академии наук Грузинской ССР, 1989, т. 133, N3, с.549-552.
3. Деметрашвили Д. И Нестационарная квазиодномерная модель планетарного пограничного слоя.- Тр. ЗакНИИ, М., Гидрометеоиздат, 1989, вып. 91 (98). с. 84-93.
4. Матвеев Л. Т. Динамика облаков.-Гидрометеоиздат, 1981, 311 с.

უაკ **551.558.21:551.551.32**

ლოკალური ატმოსფერული პროცესების ჰიდროდინამიკური მოდელირების შესახებ./დ.დემეტრაშვილი/. ჰმი-ს შრომათა კრებული -2007.-ტ.114.-გვ.85-96.- ქართ.; რეზ. ქართ., ინგლ., რუს.

შემოთავაზებულია ლოკალური ატმოსფერული პროცესების არასტაციონარული სივრცითი მოდელის ერთ-ერთი ვარიანტი წყლის ფაზური გადასვლებისა და ღრუბელთა წარმოქმნის პროცესების გათვალისწინებით. მოდელს საფუძვლად უდევს ატმოსფეროს ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სრული სისტემა ჰიდროსტატიკურ მიახლოებაში. ქვეფენილ ზედაპირთან (ზღვა, ხმელეთი) დინამიკური და თერმული ურთიერთქმედების გასათვალისწინებლად ატმოსფეროს მიწისპირა (წყლისპირა) ფენაში განიხილება პლანეტარული სასაზღვრო ფენის გამარტივებული ერთგანზომილებიან გან-ტოლებათა სისტემა ნიადაგისა და ზღვის აქტიურ ფენებში სითბოს გადატანის განტოლებებთან ერთად.

UDC 551.558.21:551.551.32

On hydrodynamical modelling of local atmospheric processes./D. Demetrashvili/. Transactions of the Georgian Institute of Hydrometeorology. -2007. - т.114. – p.. 85-96 - Georg.; Summ. Georg.; Eng.; Russ.

One of variants of a non-stationary spatial model of local atmospheric processes in view of phase transitions of a moisture and processes of clouds' formation is offered. The model is based on a full system of atmospheric hydrothermodynamic equations in hydrostatic approximation. For taken into account of dynamic and thermal interaction with the underlying surface (water, land) in the atmospheric surface layer the simplified one-dimensional equation system of a planetary boundary layer together with heat transfer equations in active layers of a soil and sea are considered.

УДК **551.558.21:551.551.32**

О гидродинамическом моделировании локальных атмосферных процессов./ Д. И. Деметрашвили/. Сб.Трудов Института Гидрометеорологии Грузии. –2007. – т.114. – с.85-96. – Груз.; рез. Груз., Анг.,Русск.

Предложен один из вариантов нестационарной пространственной модели локальных атмосферных процессов с учётом фазовых переходов влаги и процессов облакообразования. В основе модели лежит полная система уравнений гидротермодинамики атмосферы в гидростатическом приближении. Для учёта динамического и термического взаимодействия с подстилающей поверхностью (вода, суша) в приземном (приводном) слое атмосферы рассматривается упрощённая одномерная система уравнений планетарного пограничного слоя вместе с уравнениями переноса тепла в активных слоях почвы и моря**.**