

UDK :551. 513 . 511. 509.

ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრა ლოკალური რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით

ზურაბ ხვედელიძე

ივ.ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი;

ანოტაცია:

რეგიონალურ-ლოკალურ ატმოსფერული პროცესების წარმოშობა, განვითარებისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა აქვს, ამ რეგიონზე მოცემულ მომენტში, არამდგრადობის ენერჯის შეფასებას. სწორედ ეს ენერჯია განსაზღვრავს ატმოსფეროში კონვექციური მოძრაობას მის ვერტიკალურ სიჩქარეს. ასეთი მოძრაობა კი განაპირობებს სეტყვის ღრუბლების წარმოშობას და მასში სეტყვის მარცვლების მიძრაობის დინამიკას. პრაქტიკაში აეროლოგიური დაკვირვებებით საზღვრავენ არამდგრადობის ენერჯის და შემდეგ ნაკადის ვერტიკალურ სიჩქარეს. ჩვენ ამოცანა პირიქით დავსვით, ვიპოვოთ ჯერ ვერტიკალური სიჩქარე და მისი საშუალებით შეფასდეს არამდგრადობის ენერჯია. შემოთავაზებულია ვერტიკალური სიჩქარის განსაზღვრის მათემატიკული მოდელი ეგ. წ. „სამკუთხედური პოლიგონის“ მეთოდით. აღმოჩნდა, რომ უშუალოდ დედამიწის ზედაპირთან ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარე მცირეა (სმ/წმ-რიგისა) და დინება ძირითადად ჰორიზონტალურია. სიმაღლის ზრდასთან ერთად, ნაკადი რელიეფის გავლენით, იწყებს ზემოთ მოძრაობას და იძენს ვერტიკალურ სიჩქარეს, თითქმის ტოლს ჰორიზონტალურ მიმართულებით არსებული სიჩქარისა. ზოგადად დადგენილია, რომ მთა-გორიანი რელიეფი ქარის სიჩქარეს ზრდის იმ სიჩქარის 45%-ით, რომელიც იმავე სიმაღლეზე ექნებოდა ნაკადს ჰორიზონტალურ სიბრტყეზე. გამოთვლილმა მონაცემებმა საქარა, საჩხერე, წიფის რეგიონზე ეს მოსაზრება დაადასტურა. ასეთად განსაზღვრული ვერტიკალური სიჩქარი შეფასებული არამდგრადობის ენერჯის სიდიდე კარგად თანხმობაშია პრაქტიკაში დაკვირვებულ მნიშვნელობასთან.

შესავალი.

სხვადასხვა გეოგრაფიული მასშტაბების და ფიზიკური თვისებების ატმოსფერული მოვლენებისათვის დინამიკური პარამეტრებთან ერთად არსებითი მნიშვნელობა აქვს ენერჯეტიკური მახასიათებლების შეფასებას. ცნობილია, რომ ატმოსფეროში ყოველი სახის დინებები აღიწერებიან შესაბამისი ჰიროდინამიკური განტოლებებით. ამავე განტოლებებიდან მიიღება ენერჯეტიკული დამოკიდებულებანი, რომლებიც გამოხატავენ სათანადო პროცესების თერმიულ მდგომარეობებს. განსაკუთრებით მნიშვნელოვანია თერმოდინამიკური ველის ვერტიკალური პროფილის შესწავლა მთა-გორიანი ტერიტორიისათვის, სადაც ხშირად ვითარდება ჰაერის კონვექციური მოძრაობა. ასეთი მოძრაობა კი არის ერთერთი პირობა საწვიმარი და სეტყვიანი ღრუბლების განვითარებისათვის [1-12]. თერმოდინამიკური არამდგრადობის შეფასება

კი განსაზღვრას აღნიშნულ ღრუბლებზე ხელოვნური ზემოქმედების შესაძლებლობას. აღნიშნულიდან გამომდინარე ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯის შეფასებას აქ ვს დიდი თეორიული და პრაქტიკული მნიშვნელობა.

პრაქტიკულად [6,7] არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრისათვის საჭიროა ატმოსფეროს ვერტიკალური ზონდირება -რადიო ზონდების გაშვება. მათი მონაცემების საშუალებით აიგება აეროლოგიური დიაგრამები და განხორციელდება შესაბამისი ანალიზი. რადიოზონდები ძვირად ღირებულა და დღეღამეში მხოლოდ ორჯერ გაიშვება, საქართველოში სულ ორ-სამ პუნქტში . აქედან გამომდინარე მიზანშეწონილია არამდგრადობის ენერჯია განისაზღვროს უფრო ხელმისაწვდომი საშუალებებით სასურველ ადგილზე და სასურველ დროს.

კვლევის ძირითადი მიზანია კონკრეტულ ტერიტორიაზე არსებული მეტეოროლოგიური მონაცემებით, სასურველ დროს განისაზღვროს ატმოსფეროს არამდგრადობის ენერჯია. ამ ენერჯის საშუალებით კი შეფასდეს არასასურველი პროცესების განვითარების რისკი მაგალითად სეტყვის ჩასახვა-განვითარება და მასზე ხელოვნური ზემოქმედება.

თეორიულად ცნობილია, რომ არამდგრადობის ენერჯის განსაზღვრა დაკავშირებულია ჰაერის ვერტიკალურ სიჩქარესთან უშუალოდ დედამიწის ზედაპირზე, ტემპერატურულ სტრატ-ფიკაციაზე და კონვექციური ღრუბლის სიმაღლეზე. ბუნებრივია, რომ ჰაერის ვერტიკალური სიჩქარე დედამიწის ზედაპირთან უნდა შეფასდეს მიწის პირა ფენაში მიმდინარე რთულ პროცესებით, რომელთა შეფასებისათვის არსებობს მრავალი კონკრეტული მიდგომა. ჩვენი კვლევისათვის გამოყენებული იქნება რამოდენიმე მათგანი.

დადგენილია, რომ ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში (რამოდენიმე ათეული მეტრი დედამიწის ზედაპირიდან) დამოუკიდებლად ჰაერის სიბლანტისა რაიმე წინააღმდეგობის გარსდენისას, ჰაერის ნაწილაკები მოძრაობენ უფრო ნელა ვიდრე აღნიშნული ფენის გარეთ. გარკვეულ სიტუაციაში ამას მოჰყვება ამ ფენებს შორის გამყოფი „ზედაპირის“ წარმოქმნა და ამ უკანასკნელთნ გრიგალის ჩასახვა. რელიეფური წინააღმდეგობის გამო, ნაკადში წნევათა სხვაობა ზრდის ან ამცირებს (შემოჭრილი სიტუაციის მიხედვით) ნაკადის სიჩქარეს. როცა წნევა გარეგან ნაკადში მოძრაობის მიმართულებით მცირდება, მაშინ ფენის შიგა ნაწილაკები მიჰყვებიან გარეგან ნაკადს, ხახუნის გავლენით შინაგან ნაკადში ნაწილაკების მოძრაობას ანელებენ და ხშირად ამოძრავდებიან საწინააღმდეგო მიმართულებითაც კი. ამრიგად გარსდენი სხეულის ზედაპირზე რელიეფის გასწვრივ უკუ მოძრაობა წარმოიშობა, მიუხედავად იმისა, რომ გარეგანი ნაკადი აგრძელებს წინ მოძრაობას. ახალი ნაკადის შემოდინება ამ პროცესს აძლიერებს და ეს გრძელდება მანამ, სანამ არ წრმოიქმნება ჩახვეულობა მოძრაობის საწინააღმდეგო მიმართულებით. თუ მოძრაობის მიმართულებით დინების სიჩქარე კლებულობს, მაშინ სასაზღვრო ფენაში აღიძვრება უკუ მოძრაობა, რომელიც მნიშვნელოვნად ანელებს გარე ნაკადს და კვლავ წარმოქმნის გრიგალს. სწორეთ ასეთი დინებები წარმოიშობენ ეგ.წ. რელიეფურ ქარებს, რომლებიც ლოკალურ ტერიტორიაზე მნიშვნელოვან როლს ასრულებენ ატმოსფერული პროცესების განვითარებაში.

ამოცანის თეორიული დასმა.

ლიტერატურაში {1,2,4,6 } ფართოდ არის გამოყენებული ატმოსფეროს არამდგრადობის ენერჯის საანგარიშო ფორმულის მიღების სხვადასხვა შემთხვევები .მოვიყვანოთ ერთ-ერთი ვარიანტი. დაუშვათ, რომ ჰაერის მცირე მასა(სეტყვის ნაწილაკი), რაღაც $Z=0$ დონიდან, სადაც წნევა არის P ადიაბატურად გადაადგილდა ΔZ მანძილით P' წნევის დონემდე. ზედა დონეზე ნაწილაკს ექნება ტემპერატურა $(T_0 - \gamma_a \Delta Z)$, ხოლო მის გარშემო ჰაერს $(T_0 - \gamma \Delta Z)$ ტემპერატურა, სადაც γ_a ტემპერატურის ადიაბატური გრადიენტი, T_0 -ტემპერატურა საწყის დონეზე ; γ ტემპერატურის ვერტიკალური გრადიენტი. ნაწილაკსა და მის გარშემო ჰაერის ტემპერატურათა სხვაობა იქნება:

$$\Delta T = (\gamma - \gamma_a) \Delta Z \tag{1}$$

მდგომარეობის განტოლების გათვალისწინებით ρ სიმკვრივისათვის გვექნება:

$$\Delta \rho = - \frac{\rho(\gamma - \gamma_a)}{T^1} \Delta Z \tag{2}$$

სადაც T^1 გარემოს ტემპერატურაა. განტოლება (2)-ს მიხედვით ნაწილაკი იღებს ზემოთ ან ქვემოთ მიმართული „ მცურავი“ ძალის მოქმედებას, რომელიც ერთეულ-ოვან მასისათვის გამოისახება ასე{2,6}:

$$\Delta F = -g \frac{\Delta \rho}{\rho} = -g \frac{(\gamma_a - \gamma)}{T^1} \Delta Z \tag{3}$$

ნაწილაკის გადაადგილებაზე შესრულებული მუშაობა იქნება:

$$E = \int_z^{z^1} g \frac{T - T^1}{T^1} dZ = R \int_{p_1}^p (T - T^1) d \ln P \tag{4}$$

ეს არის ფორმულა, რომლითაც გამოისახება ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერჯია. ცხადია, რომ

$$dE = \frac{dW}{dt} dz = W dW ,$$

$$\text{საიდანაც } W^2 - W_0^2 = 2E \tag{5}$$

როგორც ზემოთ მიუთითეთ ეს ენერჯია გამოიანგარიშება აეროლოგიური დიაგრამების საშუალებით, სადაც ვერტიკალურ ჭრილის (P,T) სისტემაში გავლებულია ატმოსფეროს მდგრადობისა და სტრატეფიკაციის მრუდები. ამ მრუდების ასაგებად საჭიროა ატმოსფეროს რადიო ზონდირების მონაცემები, რაც შეიძლება ხშირად და ფართო ტერიტორიაზე. ეს კი პრაქტიკულად შეუძლებელია.

.აქედან გამომდინარე არამდგრადობის ენერჯია , სასურველია უფრო იაფი და ხელმისაწვდომი განისაზღვროს. კერძოდ იგი ლოკალურ ტერიტორიაზე სტანდარტული მეტეოროლოგიური დაკვირვებების მონაცემების მიხედვით ვიპოვოთ. ამისათვის, პირველ რიგში საჭიროა ჰაერის აღმავალი დინების სიჩქარეთა განსაზღვრა ნებისმიერი მეთოდით. არამდგრადობის ენერჯია და ვერტიკალური W სიჩქარე კი დაკავშირებულია ერთმანეთთან მე 5-ე ფორმულით . ძირითად, სასაზღვრო ფენაში მოუწესრიგებელი ვერტიკალური ნაკადების სიჩქარის განსაზღვრა ხდება[5,6,7,9] ჰიდროდინამიკის განტოლებათა სისტემის საფუძველზე. მიღებულია, რომ W დამოკიდებულია სიჩქარის ბრტყელ დივერგენციალზე და σ პარამეტრზე ე.ი. ტემპერატურულ სტრატეფიკაციაზე. მივიღოთ, რომ ქარის U_0 და V_0 მდგენელები

განსაზღვრულია გეოსტროფიული პირობით და აგრეთვე ის გარემოებაც, რომ მცირე ტერიტორიაზე სიჩქარის ლაპლასიანი ორი რიგით მაინც მცირეა, სიჩქარის ვერტიკალურ გრადიენტთან შედარებით, რისგამოც იგი შეიძლება უგულველყოთ. აღნიშნულის გათვალისწინებით მოძრაობის განტოლებებიდან შემფოთებული ქარის სიდიდისათვის გვექნება [1,2,3,9,11,12,13] :

$$U^1 = -\frac{1}{\ell} \frac{dV}{dt} + \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (6) \quad V^1 = -\frac{1}{\ell} \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad (7).$$

ქარის სრული ჰორიზონტალური მდგენელი კი იქნება,

$$V_H = \sqrt{\left[-\frac{dV}{\ell dt} + \frac{\partial}{\ell \partial z} \left(k \frac{\partial V}{\partial z} \right) \right]^2 + \left[-\frac{dU}{\ell dt} + \frac{\partial}{\ell \partial z} \left(k \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right]^2} \quad (8);$$

ამრიგად მივიღეთ, რომ რეალური ქარის სიდიდე დამოკიდებულია ნაწილაკის აჩქარებაზე და გარემოს ტურბუნენტობის ვერტიკალურ მდგენელზე. შევნიშნოთ, რომ თავისუფალ ატმოსფეროში ანალოგიური სიჩქარე მხოლოდ ნაწილაკის აჩქარებით არის განსაზღვრული.

უწყვეტობის განტოლებიდან ატმოსფეროს (0-h) ფენისათვის განსაზღვროთ W, გვექნება [6]

$$\ln W(h) = \ln W(0) + \int_0^h \sigma dz - \int_0^h \left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) dz \quad (9)$$

ცხადია $W_0 = 0$ -ს და გეოსტროფიულ მიახლოებაში, სიგმას მნიშვნელობის გათვალისწინ-

ებით მე (9) ასე გადაიწერება [9]:

$$\ln W(h) = h \frac{g - R\bar{\gamma}}{RT} - h \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \quad (10)$$

თუ დედამიწის რელიეფს გავითვალისწინებთ z კოორდინატის შეცვლის საშუალებით [1,9,11], მაშინ:

$$\ln W = \frac{h}{d} \left[\sigma - \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \right] \quad (11),$$

სადაც $\frac{H}{H-\zeta} = d$ რელიეფის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრია; $\zeta(x, y)$ - რელიეფის ფორმა; H სიმაღლე, სიგმას მნიშვნელობა ცხადია. მე(10,11)- დან გამომდინარე ვერტიკალური სიჩქარე იზრდება, როცა $\sigma > \left(\frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right)$ და პირიქით მცირდება .

რელიეფის უფრო დიდი სიზუსტით გათვალისწინებისათვის შეიძლება ვისარგებლოთ, შესაბამის ახალ კოორდინატთა სისტემაზე გადასვლით, სადაც ვერტიკალური კოორდინატი იქნება $Z_1 = Z - Z_0(x - y)$. ვერტიკალურ სიჩქარის ფორმულაში ჩასმით მივიღებთ მთის გარსდენის ფორმულას [9,10,11]:

$$W_h = u(H - z_0) \frac{\partial z_0}{\partial x} + v(H - z_0) \frac{\partial z_0}{\partial y}, \quad (16)$$

სადაც $(H - z_0)$ იქნება სასაზღვრო ფენის სიმაღლე და ითვლება მუდმივად.

მოყვანილი მსჯელობიდან ნათელია, რომ ქარის რეჟიმის შესასწავლად ლოკალურ ტერიტორიაზე აუცილებელია ვიცოდეთ ტემპერატურული სტრატეფიკაცია,

ქარის სიჩქარის მნიშვნელობა (0-h)ფენაში, მინიმუმ ფლუგერის სიმაღლეზე(10-12)მ.. ამრიგად ამოცანა დადის დედამიწის სასაზღვრო ფენაში ძირითადი მეტეოროლოგიური პარამეტრების განსაზღვრაზე, რომლის მოთხოვნა ზემოთ იყო მითითებული.

ვინაიდან მიწისპირა ფენაში ვერტიკალურ მოძრაობისათვის გადამწყვეტ როლს, თამაშობს ტურბუნენტური ხახუნის ძალები, ამიტომ პირველი მიახლოებით სამართლიანია დამოკიდებულობა[6 ,8,9]:

$$W = \frac{1}{2\omega \sin \varphi} (rot\tau^{\rightarrow}_0 - rot\tau^{\leftarrow}) \tag{12}$$

სადაც τ_0 და τ ტურბულენტური ხახუნის დამაბულობის ვექტორებია შესაბამისად დედამიწის ზედაპირზე და გარკვეულ სიმაღლეზე.ისინი განისაზღვრებიან სიმკვრივისა, ტურბუნენტობის კოეფიციენტით და ქარის სიჩქარის ვერტიკალური წარმოებულობით[4,6]

$$/k \frac{du}{dz} /_{z \rightarrow 0} = v^* \cos \delta; /k \frac{dv}{dz} /_{z \rightarrow 0} = v^* \sin \delta, \tag{13}$$

სადაც v^* არის დინამიკური სიჩქარე.ექსპერიმენტალური დაკვირვებების დამუშავების საფუძველზე დადგენილია ,რომ საკმარისი სიზუსტით მიწისპირა ფენაში ვერტიკალური სიჩქარე გამოითვლება ფორმულით[6,7]:

$$W_h = \frac{1}{l} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial v}{\partial z} \right)_{z \rightarrow 0} - \frac{\partial}{\partial y} \left(k \frac{\partial u}{\partial z} \right)_{z \rightarrow 0} \right], \tag{14}$$

რომელიც მ(13)-ეს გამოყენებით ასე გადაიწერება:

$$W_h = \frac{1}{l} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (v^2_* \sin \delta) - \frac{\partial}{\partial y} (v^2_* \cos \delta) \right\} = \frac{1}{l\rho} rot\tau_z \tag{15}.$$

ეს ფორმულები იძლევა საშუალებას გაოითვალოს W ,თუ გვეცოდინება ქარის სიჩქარის ჰორიზონტალური პროფილო და ტურბულენტობის კოეფიციენტი.დამტკიცებულია,რომ სიჩქარის ჰორიზონტალური მდგენელების ვერტიკალური ცვლილებები დამოკიდებულია იზობარიდან ქარის გადახრის α_0 კუთხეზე და როსზის რიცხვზე. სიდიდეები τ_0 და

$\tau_{0s} = \tau_0 \cos \alpha_0$ (ვექტორი τ_0 მიმართულია დედამიწის ზედაპირთან ქარის სიჩქარის გასწვრივ; τ_{0s} -პროექცია იზობარის მხებზე) განისაზღვრებიან U_g, α_0, R_0

სიდიდეებით.სათვლელ პოლიგონად შეიძლება შერჩეული იქნას ნებისმიერი ტერიტორია 50კმ რადიუსით (სასურველია გათვალისწინებული იქნას გაბატონებული ქარის მიმართულება)[14-16].

თუ დაკვირვების პუნქტზე შესაძლებელია მარტივი ბირთვ-პილოტური დაკვირვების შესრულება,მაშინ ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარე შეიძლება განსაზღვროთ ფორმულით [16]

$$W = \frac{a}{C} \sqrt{\frac{A}{\rho}},$$

სადაც A არის თავისუფალი ამწევი ძალა, C ბირთ-პილოტის წრეხაზის სიგრძე, a - მუდმივა, ρ -ჰაერის სიმკვრივე. თბილისში ჩატარებულნა გაზომვებმა მოგვცეს,რომ $W=(150-188)მ/წთ$ რელიეფის გავლენით ეს მნიშვნელობები მცირდება,მაგალითად თუ პარამეტრი $d=0,3$,მაშინ $W=0,75მ/წმ$.

ლოკალური ატმოსფერული პროცესების შესწავლა სამკუთხა პოლიგონური მეთოდით.

მოყვანილი თეორიის გამოყენებისათვის შერჩეული უნდა იყოს საქართველოს ტერიტორიის ნებისმიერი მიკრო პოლიგონი რადიუსით 20-დან 100კმ-მდე. ამ პოლიგონზე აიღება ნებისმიერად განლაგებული სამი მეტეოროლოგიური სადგური, რომლებზედაც არის მინიმუმ 10 წლიანი სტარდარტული დაკვირვებები. მაგალითად საჩხერე, წიფა, გორი შექმნის ერთ სამკუთხედს. სამკუთხედის შიგა სივრცეში გამოითვლება მეტეოროლოგიური სიდიდეების გრადიენტული მნიშვნელობები შემდეგი ფორმულით :

$$\frac{\partial f}{\partial n} = \sqrt{\frac{(f_c - f_A)^2}{(CA)^2} + \frac{(f_B - f_A)^2}{(AB)^2} + \frac{(f_c - f_A)(f_B - f_A) \cos \delta}{CA \cdot AB}} \quad (17)$$

სადაც f -ის ქვეშ იგულისხმევა ნებისმიერი მეტეოროლოგიური ელემენტი.

მეთოდის პროცედურა შემდეგია:

- 1) შეირჩეს სამი სადგური, სადაც დაკვირვების პერიოდი მინიმუმ 10 წელია;
- 2) ამ პუნქტებში გამოითვალოს წნევის გრადიენტები;
- 3) წნევის გრადიენტით განისაზღვრება გეოსტროფიული ქარის სიდიდე;
- 4) დედამიწის მოსილობის Z_0 სიმაღლით (აიღება სპეციალური ცხრილებიდან) და ქარის გეოსტროფიული მნიშვნელობით განისაზღვრება როსბის პარამეტრი ფორმულით;

$$R_0 = \frac{G_g}{Iz_0}$$

5) კვლავ ცხრილიდან შეირჩევა ხახუნის გეოსტროფიული კოეფიციენტი χ და მისი დახმარებით დონამიკური სიჩქარე გამოითვლება ფორმულით [4-6]:

$$v^* = \chi \gamma G, \quad (18)$$

სადაც $\gamma = 1.4$ მუდმივი სიდიდეა.

6) ხახუნის დაძაბულობის მდგენელები OX და OY ღერძების მიმართ განისაზღვრება დამოკიდებულობით:

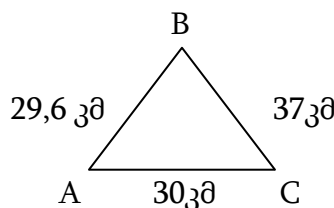
$$\tau_{0x} = \tau_0 \cos \delta; \tau_{0y} = \tau_0 \sin \delta \quad (19),$$

სადაც δ - არის კუთხე τ -სა და OX ღერძს შორის.

7) A, B, C პუნქტებში აიგება ქარის „ვარდი“ და განისაზღვრება ნაკადის გაბატონებული მიმართულება

8) საძიებელი W_h განისაზღვრება (15)-ე ფორმულით.

მაგალითებისთვის ავიღოთ სამკუთხედი საქარა A, საჩხერე B, წიფა C



ამ მიკრორეგიონისათვის გამოთვლილი პარამეტრები მოყვანილია ცხრილში.

თვეები	$\frac{\partial p}{\partial n} \cdot 10^{-3}$	$\chi (Z=1\theta)$	R_0	$\nu^* (m/\text{წმ})$			$W(m/\text{წმ})$	შენიშვნა
				A	B	C		
იანვარი	14,3	0,122	$10 \cdot 10^4$	0,66	0,53	0,45	0,43	
მაისი	13,7	0,153	$9,8 \cdot 10^4$	0,78	0,64	0,51	0,54	
აგვისტო	13,4	0,153	$9,6 \cdot 10^4$	0,78	0,62	0,50	0,56	
ნოემბერი	13,7	0,153	$9,8 \cdot 10^4$	0,79	0,64	0,51	0,54	

საინტერესოა, რომ განხილულ რეგიონზე ვერტიკალური სიჩქარის მნიშვნელობა ახლოს არის თბილისში ბირთ-პილოტური მეთოდიტ მიღებულ სიდიდესთან.

სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელის განსაზღვრისათვის შეიძლება ვისარგებლოთ ფიზიკურად მართებული, მთა-გორიან რეგიონებისათვის, დაკვირვებებით დადგენილი ფაქტით. კერძოდ, რომ ვერტიკალური სიჩქარე მთის კალთის გასწვრივ იცვლება ნულიდან (მთის ძირში) მაქსიმალურ სიდიდემდე (გარკვეულ დონეზე) შემდეგ მცირდება და მთის წვერვალზე კვლავ ნული ხდება. ამ ფაქტის საფუძველზე ვერტიკალური სიჩქარე გამოითვლება დამოკიდებულობით [2,4]

$$W = u \frac{\partial \xi_1}{\partial x} + v \frac{\partial \xi_2}{\partial y},$$

სადაც ξ_1 არის OX ღერძის გასწვრივ მათა შორის მანძილი, ხოლო ξ_2 შესაბამისად OY ღერძის გასწვრივ. პირველ მიახლოებაში შეიძლება გამოვიყენოთ ფორმულა[6,8]:

$$W = V(z) \frac{\Delta h}{\Delta y} \tag{20}$$

აქ Δh ორ პუნქტს შორის სიმაღლეთა სხვაობაა; Δy ამ პუნქტებს შორის მანძილი. $v(z)$ კი განისაზღვრება ცნობილი გამოსახულებით[2,4,5,6]:

$$v(z) = G_g \sqrt{2} \sin \alpha_0 e^{at} \sin(\alpha_0 + \frac{3}{4}\pi - \alpha_0 z) \tag{21}$$

სადაც G_g გეოსტროფული ქარია; α_0 კუთხე G_g -ს მიმართულებასა და დედამიწის

წედაპირს შორის (იცვლება 0° -დან 60° -მდე); $a = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi}{k}}$ ეგ.წ. კოჩინის რიცხვი[4,6]; ω დედამიწის ბრუნვის კუთხური სიჩქარე; φ -გეოგრაფიული განედი; k ტუბულენტობის კოეფიციენტი.თუ რელიეფის გავლენით წარმოშობილი ჩახვეულობის r რადიუსი შეფასებულია, მაშინ კოჩინის რიცხვი შეიძლება წარმოვადგინოთ ასე:

$$a = \sqrt{\frac{\omega \sin \varphi + \frac{U_g}{r}}{K}} \tag{22}$$

კოჩინის რიცხვის ასეთი წარმოდგენა სიახლეა და პირველად ხორციელდება. შევნიშნოთ, რომ (22)-ში გეოსტროფიული ქარის ნაცვლად შეიძლება არებული იქნას რეალური ქარის სიდიდე ფლუგერის სიმსლლეზე. განისაზღვრება რა ვერტიკალური სიჩქარე მოცემულ ტერიტორიაზე, მა-შინ (5)-ეს მივედვით შეფასდება არამდგრადობის ენერგია, შესაბამისად კონვექციური ღრუბლების სტრუქტურა. ყოველივე ეს კი განაპირობებს შეფასებულ ღრუბელზე ხელოვნური ზემოქმედების შინაარსს და ჩასატარებელი ღონიძებების ბუნებას.

შესრულებული სამუშაო იძლევა შემდეგ დასკვნებს:

1) საქართველოს ცალკეულ ლოკალურ რეგიონისათვის ჰაერის ნაკადში პირველად იქნა გათვალისწინებული შინაგანი ხახუნის და რელიეფის, როგორც ერთდროული ასევე ცალ-ცალკრ მოქმედების გავლენა. აღმოჩნდა, რომ შინაგანი ხახუნის გათვალისწინება ამცირებს ნაკადის სიჩქარეს და იწვევს ჩახვეულობის გაძლიერებას რელიეფის გასწვრივ, რაც ფიზიკურად გამართლებულია.

2) შემოთავაზებულია ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის გამოთვლის რამდენიმე სქემა ლოკალურ ტერიტორიაზე და ჰაერის მასების არამდგრადობის ენერგიის შეფასების გზები.

3) ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის განსაზღვრისათვის, ლოკალურ ტერიტორიებზე, გამოყენებული იქნა ეგ.წ. სამკუთხედის მეთოდი, რომლის საფუძველზე შესაძლებელი გახდა მეტეოროლოგიური ელემენტების საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობების გათვლა. მოყვანილია გამოთვლითი სქემის თანმიმდევრული ალგორითმული პროცედურა, რომელიც შეიძლება გამოყენებული იქნას ოპერატიულ პრაქტიკაში. ჰაერის ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარის განსაზღვრის ასეთი სქემა პირველად გამოიყენება მთა-გორიან რეგიონებისათვის და შედეგი დამაკმაყოფელია.

ლიტერატურა

1. ზ. ხვედელიძე „დინამიკური მეტეოროლოგია „ თბილისი. თსუ, 2002წ. გვ.535
2. R. Holton “Dynamic Meteorology “ Fourth edition-university of Washington, 2004p. 533.
3. П. Белов, Е. Борисенков, Б. Панов „Численные методы прогноза погоды „ Л. Гидрометиздат, 1989г, с375.
4. Динамическая метеорология –под редакции Д. Лаихтмана, Л. гидрометиздат, 1976г, с 607.
5. З.Хведелидзе, Н.Рамишвили, Т. Шаламберидзе, И. Аладашвили „ Математическое моделирование микроциркуляционных процессов с учётом физико-географических условий Закавказья „ Москва. Экологические системы и приборы, N 4, 2006г, с43-49.
6. Л. Матеев“ Основы общей метеорологии физика атмосферы“ Гидрометиздат. Ленинград, 1965г стр. 875.
7. თ.სალუქვაძე, ზ. ხვედელიძე, ე. ხელაია „კონვექციური ღრუბლების რადიოლოკაცია“ საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის მ. ნოდისას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LV11, 2002წ. გვ.358.
8. საქართველოში სეტყვასთან და ზვავებთან ბრძოლის სამუშაოთა განახლების საკითხისათვის-საქართველოს პარლამენტის ეროვნული ბიბლიოთეკა: <http://dspace.npv.ge/handle/1234/26844> 2013წ, გვ.55.

9. ზ. ხვედელიძე, რ. დანელია, თ. შალამბერიძე, რ. აპლაკოვი, ე. თაგვაძე
„დედამიწის ლოკალური რელიეფით გასმოწვეული ტალღური შეშფოთებების
მათემატიკური მოდელირება და მისი გავლენა ატმოსფერულ მოვლენებზე“
საერთაშორისო სამეცნიერო-ტექნიკური საინფორმაციო ჟურნალი
„საქართველოს ნავთობი და გაზი“ N 21, 2007წ. გვ.64-70.
10. З. Хведелидзе, Т. Шаламберидзе, Е. Тагвадзе, Р. Аплаков „Изучение вихревых
полей ветра на горной территории“ Москва, “Экологические системы и приборы“
N11, 2009г,с 41-46.
11. ზ.ხვედელიძე, დ. ჯანეზაშვილი „რეგიონის მიკროკლიმატური პარამეტრებით
ლოკალური ქარის რეჟიმის განსაზღვრა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში“
ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“ (<http://gesj. Internet-academy. Org.ge/physic/>;2013, N 1(3) ,გვ. 65-76.
12. А. Аситашвили, К. Сапицкий, З. Хведелидзе“ Изучение локальной циркуляции
ветра в районе Душети Грузинской ССР“ Москва, метеорология и гидрология
1968г. N 61,ст. 92-94.
13. C.Rossby “Relation between variations in the intensity of zonal circulation of the
atmosphere and the displacement of the semipermanent centers of action.”I.mapine
Res,1939, vol.2.,N1
14. Вопросы предсказания погоды под редакцией, Н.Багров и Г. Морского, Л.
Гидрометидат, 1958г,с 358-384.
15. ე.ელიზბარაშვილი,„საქართველოს კლიმატური რესურსები“ ჰიდრომეტეო-
როლოგიური ინსტიტუტი, თბილისი, 2007წ გვ 320.
16. ი. ქურდიანი, „აეროლოგია“ გამომცემლობა „ცოდნა“, თბილისი,1964წ.გვ.251

Article received: 2014-04-19