

უაკ: 551.311.309

## რეგიონის მიკროკლიმატური პარამეტრებით ლოკალური ქარის რეჟიმის განსაზღვრა, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში

ზ.ხვედელიძე, დ. ჯანეზაშვილი

*Iv. Javakhishvili Tbilisi State University; Professor, Doctor of Sciences of Physics-Mathematics;  
Tel.: 260-65-24; E-mail: zurab.khvedelidze@tsu.ge D. Djanezashvili – TSU Undergraduate  
E-mail: djanezashvili@gmail.com*

### **ანოტაცია:**

ნაშრომში ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებების გამოყენებით პირველად არის შემუშავებული ლოკალურ ტერიტორიისათვის ფიზიკურ-მათემატიკური მოდელი ქარის რეჟიმის განსაზღვრისათვის. მოდელით მიწისპირა ფენაში გაითვლება სითბოსა და ტენის ტურბულენტური ნაკადები მიკროკლიმატური მონაცემებით, განისაზღვრება ქარის სიჩქარე ფლუგერის სიმაღლეზე. მოდელი საშუალებას იძლევა მოცემულ ტერიტორიაზე შეფასდეს ქარის სიჩქარე და მისი ენერგეტიკული პოტენციალი. შესრულებული სამუშაოთი შეიძლება რეკომენდაციის მიცემა სათანადო რეგიონს ქარის ენერჯის პრაქტიკული გამოყენებისათვის. ჩატარებულ კვლევას აქვე უდიდესი პრაქტიკული მნიშვნელობა, ვინაიდან მოდელი მოგებული იქნება ნებისმიერ მიკრო (რამოდენიმე ათეული კვადრატული კილომეტრი) რეგიონს.

**საკვანძო სიტყვები:** მიკროკლიმატური პარამეტრები, ლოკალური ქარის რეჟიმი.

### **შესავალი**

ატმოსფერული პროცესების ჩასახვის, განვითარების და კვდომის სტრუქტურის კვლევა იყო, არის და იქნება მსოფლიო მეცნიერ მეტეოროლოგთა აქტუალური ინტერესის სფერო.

დღევანდელ პირობებში მრავალი, გლობალური თვისებების მქონე, ატმოსფერული მოვლენების პროგნოზირება საკმარისად კარგად არის გადაწყვეტილი. ასევე შესწავლილია ფართომასშტაბიან პროცესებზე სხვადასხვა ფაქტორების გავლენა, მათი პროგნოზირების ეფექტიურობის გაზრდის მიზნით. ამ მიმართულებით არც ამიერკავკასიის რეგიონი არის გამონაკლისი. მისი რთული ფიზიკურ - გეოგრაფიული რელიეფის და სხვა ლოკალური ფაქტორების გავლენა თითქმის დეტალურად არის გაანალიზირებული, როგორც თეორიულად ასევე მოდელური თვალსაზრისით.(1-7)

რაც შეეხება ლოკალურ - რეგიონალურ და არაორდინალურ ატმოსფერულ პროცესებს, ამ სფეროში მრავალი საკითხი ჯერ კიდევ მოითხოვს მეცნიერულად დამუშავებას. ლოკალურ მოვლენების შესწავლისას აუცილებელი ხდება მიკრო ატმოსფერული პროცესების; გეოლოგიური სტრუქტურის, მიწისპირა ფენის თავისებურებებია გაანალიზირება და მათი ცვალებადობის გავლენის გათვალისწინება პროგნოზურ სქემებში.

მრავალი ავტორის გამოკვლევებიდან [1-12] დადგენილია ფაქტი, რომელიც ჯერ კიდევ საუკუნის წინ იყო შემჩნეული და ცნობილია ვოევიკოვის კანონის სახელწოდებით; კერძოდ „ჩაზნეილი რელიეფის მქონე ტერიტორიისათვის დამახასიათებელია მეტეოროლოგიური ელემენტების შედარებით მკვეთრი ცვლილება სივრცესა და დროში; ამოსხეილი ფორმის რელიეფისათვის კო ცვლილებები კლიმატურ რეჟიმთან ახლოსაა.“ დაბლობ ადგილებში, ხეობებში მეტეოროლოგიური ელემენტების ცვლილების დღეღამური ამპლიტუდა არსებობდა მეტია ვიდრე მაღლობ-ბურცობებზე; მაგალითისთვის ქარის სიჩქარის შემცირება დაბლობში 20-50%-ია, ვიდრე ბურცობებზე აქედან გამომდინარე მეტად მნიშვნელოვანია შესწავლილი იქნას ქარის სიჩქარის მიკრო კლიმატური განაწილება, ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის ფიზიკური პარამეტრების საშუალებით და, შეფასებული იქნას ლოკალური ტერიტორიის ენერგეტიკული შესაძლებლობანი.

აღნიშნული გარემოებანი მეტად აქტუალურს ხდის იმ მრავალსახა ლოკალური პროცესებია შესწავლას, რომლებიც დაიკვირვება ამიერკავკასიის ცალკეულ რეგიონებში, კერძოდ საქართველოე ტერიტორიაზე.

**ამოცანის თეორიული დასმა**

აღიარებულია, რომ ფართომასშტაბიან ატმოსფერულ პროცესების ფონზე წარმოიქმნება მცირე მასშტაბიანი მოვლენები, რომელთა შორის აღსანოშნივია „საშუალო სინოპტიკური“ და მეზო მასშტაბური, რომელთა მახასიათებელი სიგრძეა (10-50)კმ, სწორეთ ასეთი ზომის პროცესებს შეაქვთ გადამწყვეტი როლი ცალკეული რეგიონების ამინდისა და მოკროკლიმატის ფორმირებაში. ამ ფიზიკური პროცესების მათემატიკური ასახვისათვის გამოიყენება ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა შემდეგი სისტემა {1,4,6,7},

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + \ell v + k_1 \Delta u + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial u}{\partial z}) \tag{1};$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + \ell u + k_1 \Delta v + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial v}{\partial z}) \tag{2};$$

$$\frac{dW}{dt} = -\frac{\partial \phi}{\partial z} + \beta \bar{T} + k_1 \Delta W + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial W}{\partial z}) \tag{3};$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = \sigma W \tag{4};$$

$$\frac{dT}{dt} + (\gamma_a - \bar{\gamma})W = \frac{\epsilon_1 + \epsilon_\phi}{c_p \rho} + k_1 \Delta T + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial T}{\partial z}) \tag{5};$$

$$\frac{dq}{dt} - \bar{\gamma}_q W = \frac{\epsilon_\phi}{\rho} + k_1 \Delta q + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial q}{\partial z}) \tag{6};$$

სადაც u, v, w არის ქარის სიჩქარის მდგენელები საკოორდინატო ox,oy,oz ღერძების მიმართ; t დრო;  $\phi = RT \bar{\frac{p}{p}}$ , R -გაზების უნივერსალური მუდმივა;

$C_p$  კუთრისითბოტევადობა მუდმივი წნევის დროს

$$\sigma = \frac{g - R\bar{\gamma}}{RT}; \quad T^1 = T_0(x,y,z,t) - \bar{T}$$

ტემპერატურის საშუალო ფონური მნიშვნელობიდან გადახრა;  $\gamma_T$  ემპერატურის ადიაბატური გრადიენტი;  $\bar{\gamma}$ ;  $\bar{\gamma}_q$  ტემპერაყურისა და ტენიანობის

ვერტიკალური გრადიენტებია;  $q$  ჰაერის ხვედრითი ტენიანობა;  $\beta$  შეტივტივების პარამეტრი;  $p^1$ - წნევის შემფოთებული სიდიდე.  $p^1$  და  $\bar{p}$  დაკავშირებულია სტატიკის განტოლებით

$$\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} = -g\bar{p} \quad (7);$$

ბუნებრივი ქარის სრული სიჩქარე წარმოდგება ორი შესაკრების ჯამის სახით:

$$\vec{V} = \vec{V}_0 + \vec{V}' \quad (8);$$

სადაც  $\vec{V}_0$  არის ეგ.წ. ფონური მნიშვნელობა, ხოლო  $\vec{V}'$  შემფოთება გამოწვეული ლოკალური ტერიტორიის ფიზიკური თვისებებით.

გავითვალისწინოთ მე(8)-რე და (1)-(3) განტოლებებიდან განსაზღვროთ რეალური ქარი, გვექნება:

$$U^1 = -\frac{\partial \phi}{\partial y} - U_0 + \frac{k_1}{\ell} \Delta V + \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial V}{\partial z}) - \frac{1}{\ell} \frac{dV}{dt} \quad (9);$$

$$V^1 = \frac{1}{\ell} \frac{\partial \phi}{\partial x} - V_0 - \frac{k_1}{\ell} \Delta U - \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial U}{\partial z}) - \frac{1}{\ell} \frac{dU}{dt} \quad (10);$$

$$w^1 = \frac{1}{\sigma} (\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z}) \quad (11);$$

(9)-(11)- დან ჩანს, რომ ქარის ფონური მნიშვნელობიდან გადახრის სიდიდე დამოკიდებულია :

- 1) ნაწილაკის აჩქარებაზე;
- 2) გარემოს ტურბუნენტობაზე;
- 3)  $\phi$  სიდიდის ჰორიზონტალურ გრადიენტზე;

სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელი კი სიჩქარის ბრტყელი დივერგენციით და  $\sigma$  პარამეტრის ე. ი. ტემპერატურული სტრატიფიკაციით განისაზღვრება. მივიღოთ, რომ ქარის  $U_0$  და  $V_0$  მდგენელები მოიცემა გეოსტროფიულობის პირობით და ის გარემოებაც, რომ მცირე ტერიტორიაზე სიჩქარის ლაპლასიანი ორი რიგითი მაინც მცირეა სიჩქარის ვერტიკალურ გრადიენტან შედარებით და ამიტომ შეიძლება იგი უგულველყოთ. აღნიშნულის გათვალისწინებით (9) და(10) განტოლებები ასე გადაიწერება :

$$U^1 = -\frac{1}{\ell} \frac{dV}{dt} + \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (12);$$

$$V^1 = -\frac{1}{\ell} \frac{dU}{dt} - \frac{1}{\ell} \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (13);$$

ანუ ქარის სრული ჰორიზონტალური მდგენელი იქნება:

$$V_H = \sqrt{[-\frac{dV}{dt} + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial V}{\partial z})]^2 + [-\frac{dU}{dt} + \frac{\partial}{\partial z} (k \frac{\partial U}{\partial z})]^2} \quad (14);$$

ამრიგად მივიღეთ, რომ რეალური ქარის ჰორიზონტალური მდგენელი განისაზღვრება ნაწილაკის აჩქარებით და გარემოს ტურბუნენტობის ვერტიკალური მდგენელით. შევნიშნოთ, რომ თავისუფალ ატმოსფეროში

ანალოგიური სიჩქარე მხოლოდ ნაწილაკის აჩქარებით არის განსაზღვრული [1,4,12].

უწყვეტობის განტოლებიდან ატმოსფეროს (0- h ) ფენისათვის განსაზღვროთ w, გვექნება

$$\ln W(h) = \ln W(0) + \int_0^h \sigma dz - \int_0^h \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \quad (15);$$

ცხადია  $W_0 = 0$ -ს და გეოსტროფიულ მიახლოებაში (8)-ს გათვალისწინებით, მივიღებთ:

$$\ln W(h) = h \frac{g - R\bar{\gamma}}{RT} - h \left( \frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \quad (16);$$

თუ დედამიწის რელიეფის გავლენას გავითვალისწინებთ z კოორდინატის შეცვლის საშუალებით [1,6,7], გვექნება:

$$\ln W = \frac{h}{d} \left[ \sigma - \left( \frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right) \right] \quad (17);$$

სადაც  $\frac{H}{H-\zeta} = d$  რელიეფის გავლენის მახასიათებელი პარამეტრია;  $\zeta(x, y)$  -

რელიეფის ფორმა; H -სიმაღლე. მე(17)-დან გამომდინარე ვერტიკალური სიჩქარე იზრდება, როცა  $\sigma > \left( \frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right)$  და მცირდება, როცა  $\sigma < \left( \frac{\partial U^1}{\partial x} + \frac{\partial V^1}{\partial y} \right)$

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 მნიშვნელობების განსაზღვრაზე.

### ქარის სიჩქარის პროგნოზირება კვაზისტაციონალური მოდელით დედამიწის მიწისპირა ფენაში.

დასმული ამოცანის გადასაწყვეტად ვისარგებლოდ, დედამიწის სასაზღვრო ფენისათვის ლიტერატურაში ცნობილი კვაზისტაციონალური მოდელით,[1,2,3,12]; ამ მოდელის მიხედვით ტემპერატურის და ტენიანობის ვერტიკალური პროფილი აპროქსიმირებულია შემდეგი ფორმულებით:

$$\frac{d\theta}{dz} = -\frac{P_T}{C_p \rho \hbar V_* z} + (\gamma_a - \bar{\gamma}) \quad (18);$$

$$\frac{dq}{dz} = -\frac{E_0}{\rho \hbar V_* z} - \bar{\gamma}_q \quad (19);$$

აქ  $V_*$  არის ეგ.წ. დინამიური სიჩქარე;  $\theta$  პოტენციალური ტემპერატურა;  $\rho$  ჰაერის სიმკვრივე;  $\hbar = \frac{C_p}{C_v}$ ,  $C_v$  კუთრისითბოტევადობა მუდმივი მოცულობის დროს;

$P_T$  სითბოს ტურბუნენტური ნაკადი;  $E_0$  კი ტენის ტურბულენტური ნაკადი. ამ სისტემის ამოხსნისათვის იწერება შესაბამისი სასაზღვრო პირობები [3]  $z = z_0$  - სათვის ( $z_0$  - დედამიწის „საგები“ ანუ „მოსილობის“ სიმაღლეა) და  $z \rightarrow \infty$  -სათვის.

მოყვანილი სისტემა, სტრატეგიკაციის პარამეტრის სხვადასხვა მნიშვნელობებისათვის, იხსნება რიცხვითი მეთოდებით. ამოხსნა წარმოსგება უნივერსალური უგანზომილებო ფუნქციების ერთიანობით [3,9,12].) მოყვანილი მოდელის რეალიზაციისათვის მთავარია განისაზღვროს ქარის სიჩქარე ფლუგერის სიმაღლეზე. ამისათვის კი საჭიროა ტემპერატურის და ტენიანობის მნიშვნელობები ფქსიქრომეტრულ ჯიხურში ( $z=2m$ ); ქარის სიჩქარის ბიჯი და ტემპერატურის სხვაობა რაღაც ( $z_2 - z_1$ ) ფენაში;  $P_T$  და  $E_0$  ნაკადები დედამიწის ზედაპირთან ; ტემპერატურის და ტენის პროგნოზური მნიშვნელობები და აგრეთვე ქარის სიჩქარე სასაზღვრო ფენის სიმაღლეზე.

მოვახთინოთ (18) და(19) გამოსახულებების  $z$  -თ ინტეგრირება  $0$  -დან სასაზღვრო ფენის  $h$  სიმაღლემდე [3], მივიღებთ:

$$\theta_h - \theta_z = -\frac{P_T}{C_{\rho} \rho V * \hbar} \ln \frac{h}{z} + (\gamma_a - \bar{\gamma})(h - z) \quad (20);$$

$$q_h - q_{z\theta} = -\frac{E_0}{\rho \hbar V * } \ln \frac{h}{z} + \bar{\gamma}_q (h - z) \quad (21);$$

აქედან გამომდინარე ტემპერატურისა და ტენიანობის მნიშვნელობათა სხვაობა ორ დონეს შორის გამოისახება ასე:

$$\Delta T = T(z_2) - T(z_1) = -\frac{P_T}{C_{\rho} \rho \hbar V * } \ln \frac{z_2}{z_1} - \bar{\gamma}(z_2 - z_1) \quad (22);$$

$$\Delta q = q(z_2) - q(z_1) = -\frac{E_0}{\rho \hbar V * } \ln \frac{z_2}{z_1} + \bar{\gamma}_q (z_2 - z_1) \quad (23);$$

ქარის სიჩქარე ფლუგერის სიმაღლეზე საკმარისი სიზუსტით მოიცემა ლოგარითმული კანონით [1,12,13,14],

$$V_F = \frac{V_*}{\hbar} \ln \frac{z_F}{z_0} \quad (24);$$

შესაბამისად ქარის სიჩქარის წანაცვლება კი

$$\Delta V = V(z_2) - V(z_1) = \frac{V_*}{\hbar} \ln \frac{z_F}{z_0} \quad (25);$$

ძირითადი საძიებელი სიდიდეების განსაზღვრისათვის წინასწარ უნდა ვიცოდეთ ტურბუნენტური ნაკადები დედამიწის ზედაპირზე [3,4,9,12]. ამისათვის გამოიყენება სითბური ბალანსის განტოლება

$$P_T + LE_0 = S - E_{ef} - B_0 \quad (26);$$

და დამოკიდებულობა

$$q_0 = r_0 q_{\max}(T_0) \quad (27)$$

თუ  $q_{\max}(T_0)$  -ს გავშლით მწკრივად, მაშინ

$$q_{\max}(T_0) = q_{\max}(T_h) + \frac{\partial q_{\max}}{\partial T}(T_0 - T_h) \quad (28)$$

აქ  $S$  მოკლეტალღოვანი რადიაცია, რომელიც დამოკიდებულია ასტრონომიულ ფაქტორებზე და „საგები“ ზედაპირის თვისებებზე.

ცნობილია, რომ  $S = S_0(1-a)$ .  $S_0$  – ჯამური რადიაცია;  $a$  ალბედო;  $L$  ორთლადქცევის კუთრისითბო;  $r_0$  ნიადაგის ტენიანობის ცნობილი მაჩვენებელი;  $E_{ef}$  - ეფექტური გამოსხივება;  $B_0$  სითბოს ნაკადი ნიადაგში;  $q_{MAX}(T_0) = \frac{RE(T_0)}{R_1 P_0}$

ნიადაგის ტემპერატურის ცნობილი ფუნქცია;  $(\frac{\partial q_{MAX}}{\partial T_{T=T_h}} = \frac{RE(T_0)}{R_1 P_0} = 10^{-4} grad^{-1})$ .

ეფექტური გამოსხივების განსაზღვრისათვის გავშალოთ  $E_{ef}$  ტეილორის მწკრივად (3),

$$E_{ef}(T_0, q_0) = E_{ef}(T_h, q_h) + \frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}}(T_0 - T_h) + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}}(q_0 - q_h) \quad (29);$$

ამასთანავე  $E_{ef}(T_h, q_h)$  -ის მნიშვნელობები ავიღოთ შემდეგი სახით [4,12]

$$E_{ef}(T_h, q_h) = \sigma T_h^4 (0,4 - 0,68\sqrt{q_h}) \quad (30);$$

აქ  $\sigma_1$  სტეფან ბოლცმანის მუდმივაა.

მოყვანილი მეთოდისა ლოკალური ატმოსფერული პროცესებისათვის იძლევა დასმული ამოცანის რეალიზაციის და შესაბამისი პროგნოზის განხორციელების საშუალებას, მათ შორის ქარის რეჟიმისას.

**ლოკალური ტერიტორიის შერჩევა და რიცხვითი გამოთვლების სქემა**

ქარის ენერჯის გამოყენების შეფასების მიზნით შევარჩიეთ ლოკალური ტერიტორია, მაგ. საჩხერის რეგიონი. ამ ტერიტორიისათვის გამოვეყენეთ სამი სახის : ნოტიო- რუხუ; მყარი- მიწიანი და მშრალი სტრუქტურის ნიადაგი; განსაზღვროთ შესაბამისი ალბედოს ცვლილების დიაპაზონი 0,05-დან -0,5 მ-დე სიმაღლისათვის [2, 13, 14]; მოვახთინოთ ღრუბლიანობის ( ფორმითა და ბალიანობით) განმეორადობის სიხშირეთა კლასიფიკაცია. მეტეოროლოგიური პარამეტრების საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობები, ქარის შემთხვევათა რიცხვი (რ) და საშუალო სიჩქარე მ/წმ (ს) მოყვანილია ცხრილი N 1,2,3-ში.

ცხრილი #1

დ.ს	ჩ	ჩჩა	აჩა	ა		ასა		სა	სსა	ს	სსდ	სდ	დსდ	დ	დჩდ	ჩდ	ჩჩდ	ცვ.მ	შტილი	
	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.)	(ს.)	(რ.)	(ს.)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.)	(ს.)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	(რ.ს)	
21	0	0	0	2	10	4	22	0	0	0	0	0	0	3	14	0	0	0	0	22
0	0	0	0	1	4	2	5	0	0	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0	27
3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31
6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	31
9	0	0	0	4	17	3	16	0	0	0	0	0	0	2	8	0	0	0	0	28
12	0	0	0	8	43	3	20	0	0	0	1.6	0	0	6	28	0	0	0	0	13
15	0	0	0	6	44	5	31	0	0	0	0	0	0	15	73	0	0	0	0	5
18	0	0	0	6	27	6	32	0	0	0	0	0	0	9	39	0	0	0	0	10
ჯ	0	0	0	1	45	1	26				6			1	66					
საშ	0	0	0	5	4	5	5				6			4	6					
გან	0	0	0	2	7	2	3	0	0	0	1	0	0	3	6	0	0	0	0	161
პრო	0	0	0	3	1	2	6	0	0	0	1	0	0	4	2	0	0	0	0	65

ცხრილი #2

	საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობები.				
ელემენტი	საშუალო	აბს.მაქსი.	თარიღი	აბს.მინი.	თარიღი
ჰაე.ტემპ.	16.5	30.5	22,29	4.9	6
ნიად.ზ.ტემპ.	19	46	29	4	3
ატმო.წნევა	962	970.1	18	954.7	4
გაჯე.დეფიციტ	9.2	34.4	22,23		
ფარდ. ტენიან.	63			17	6
წყ.ორთ.პ.წნევა	11	19.4	22	4.2	6
ნამ.წერტ.ტემპ.	7.9			-5	6
ღრუბლიან ს/ქ	5.6/4.4	1.8			
ქარის სიჩქარე				9	21

ჰაერის ტემპერატურის ექსტრემალური მაქს 23.4; ექსტრემალური მინი 10.9 ღრუბლიანობის ფორმები და ხილვადობა გრადაციების მიხედვით (კმ).

ცხრილი #3

	Ci	Cc	Cs	Ac	As	St	Sc	Ns	Fr,nb	01<6	6<10	>10
შემთ.რაოდენ.	52	4	0	16	3	2	35	59	0	42	.	.
განმ. პროცენტ.	19	1	0	6	1	1	13	22	0	16	.	.

გვეცოდინება ტემპერატურული სტრატეფიკაციის პარამეტრი  $\mu_0 = -\hbar^2 \frac{g}{T} \frac{P_T}{\rho c_p l V_*}$  და როსბის რიცხვი [3]

$$R_0 = \frac{C_g}{l Z_0} \tag{31};$$

ვიპოვით დინამიკურ სიჩქარეს ფორმულით [3,4,12]

$$V_* = \hbar \chi R_0 \tag{32};$$

სადაც  $C_g$  გეოსტროფიული ქარის მნიშვნელობაა;  $\chi$  კი ხახუნის გეოსტროფიული კოეფიციენტი. შემდეგ  $V_*$ -ს გამოყენებით (24)-ეფორმულით საძიებელ

$V_F$ , ხოლო ქარის წანაცვლებას (25) ფორმულით. მოდელის მახასიათებელი პარამეტრები საჩხერის რეგიონისათვის (2005წლის მაისი) მოყვანილია ცხრილში N 4-ში

ცხრილი #4

გეოკარი (მ/მწ)	მოსი - ლობასი 10 <sup>4</sup> (მ)	როს-ბისპ R <sub>0</sub>	μ <sub>0</sub> =50					μ <sub>0</sub> =0					μ <sub>0</sub> =-50				
			ხან.გე.კო. χ	ქარ.მ.კ. ν*	ქ.ს.ფ.(მ/მწ)		ხან.გე.კ. χ	ქარ.მ.კ. ν*	ქ.ს.ფ.(მ/მწ)		ხან.გე.კ. χ	ქარ.მ.კ. ν*	ქ.ს.ფ.(მ/მწ)				
					z <sub>c</sub> =10 <sup>-1</sup>	z <sub>c</sub> =10 <sup>0</sup>			z <sub>c</sub> =10 <sup>-1</sup>	z <sub>c</sub> =10 <sup>0</sup>			z <sub>c</sub> =10 <sup>-1</sup>	z <sub>c</sub> =10 <sup>0</sup>			
5	10 <sup>-2</sup>	410 <sup>6</sup>	0.088	29	0.616	2.02	101	0.099	26	0.690	2.28	1.14	0.104	22	0.980	2.85	1.42
	10 <sup>-1</sup>	410 <sup>5</sup>	0.105	35	0.735	2.41	1.20	0.122	33	0.850	2.81	1.40	0.156	30	1.090	3.59	1.79
	10 <sup>0</sup>	410 <sup>4</sup>	1.290	44	9.030	2.76	1.32	0.153	43	1.070	3.52	1.76	0.204	42	1.850	4.69	2.34
10	10 <sup>-2</sup>	710 <sup>6</sup>	0.617	29	4.320	14.26	7.13	0.693	26	4.850	16.08	8.04	0.868	22	6.080	19.06	9.98
	10 <sup>-1</sup>	710 <sup>5</sup>	0.735	35	5.145	16.30	8.45	0.854	33	5.980	19.64	9.82	1.092	30	7.640	25.30	12.65
	10 <sup>0</sup>	710 <sup>4</sup>	0.903	44	6.320	20.76	10.32	1.071	43	7.500	24.61	12.30	1.428	42	9.990	32.84	16.42
12	10 <sup>-2</sup>	910 <sup>6</sup>	0.792	29	5.540	18.22	0.89	0.891	26	6.240	20.49	10.50	1.116	22	7.810	25.76	12.88
	9				6.61	21.7	10.8			7.59	25.3	12.6			9.83		16.7
	10 <sup>-1</sup>	10 <sup>5</sup>	0.945	35	0	5	5	1.098	33	0	0	5	1.404	30	0	32.29	4
	9				8.13		13.3			9.64	31.7	15.9			12.8		21.1
	10 <sup>0</sup>	10 <sup>4</sup>	1.161	44	0	26.7	5	1.377	43	0	4	7	1.836	42	50	42.32	6

სქემატურად პროცედურა ასე მიმდინარეობს:

1) ამოიხსნება (20) და(21) განტოლებები  $\frac{P_T}{\rho C_p}$  და  $\frac{E_0}{\rho}$  -ის მიმართ, Z = 0-ს

პირობით, გვექნება

$$\frac{P_T}{\rho C_p} = \frac{[T_0 - \theta_h + (\gamma_a - \bar{\gamma})h]}{\ln h} \hbar V_* \tag{33};$$

$$\frac{E_0}{\rho} = \frac{[q_0 - q_h - \bar{\gamma}_q]}{\ln h} \hbar V_* \tag{34};$$

2)გამოსახლება (28) ჩავსვათ (34) -ში და გამოვიყენოთ (29);

3) (33)და(34) შევიტანოთ (26)-ში და ამოვხსნათ იგი T<sub>0</sub> -ის მიმართ, მივიღებთ:



$$T_0 = \frac{S - E_{ef}(T_h, q_h) + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} q_{\max}(h) T_h}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} + \frac{q_h \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} - B_0}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} - \frac{C_{\rho} \rho \frac{Q(T_h) - Q(h)}{\ln H} + (\gamma_a - \bar{\gamma}) \hbar V_*}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} - \frac{L \rho \frac{q(T_h) - q(h) - \bar{\gamma}_q \cdot h}{\ln H} \cdot \hbar V_*}{\frac{\partial E_{ef}}{\partial T_{T=T_h}} + \frac{\partial E_{ef}}{\partial q_{q=q_h}} \cdot \frac{\partial q_{\max}}{\partial T_{T=T_h}}} \quad (35);$$

- 4) შესაბამის ცხრილში (3) ცნობილ  $a$ - თი ვიპოვით  $S_q$ - ს და გამოვთვლით  $S$ .
- 5)  $S, B_0, r_0, a$  და პროგნოზირებულ  $T_h, q_h$ - ით, ( (29)და (30) ფორმულებით ) გამოვთვლით  $T_0$ -ს (35) -ით;
- 6) (33) და (34)-ით გამოითვლება ტურბულენტური ნაკადები;
- 7)  $c_g, z_0, \chi$ -ს მნიშვნელობებით,  $\mu_0 = 0$  -შემთხვევისათვის განსაზღვროთ  $V_*$
- 8) ვიპოვით საძიებელი  $V_F$  და  $\Delta V$  (24) და (25) ფორმულებით;

გავიმეოროთ პროცედურა შემდგომ მიახლოებაში და ასე შემდეგ სანამ არ მივიღებთ პრაქტიკული მიზნებისათვის სასურველ შედეგს.

რაც შეეხება სიჩქარის ვერტიკალურ მდგენელს მისი განსაზღვრა შესრულდება, მე-(15)- (17)-ე ფორმულების(შევნიშნოთ, რომ მითითებული სახით ქარის სიჩქარის ვერტიკალური მდგენელის განსაზღვრა ლიტერატურიდან ჩვენთვის ცნობილი არ არის და აქ პირველად არის მოყვანილი) მიხედვით. სიჩქარის ბრტყელი დივერგენციის საშუალო მნიშვნელობა უნდა დაკავშირდეს ფენის შინაგან თვისებების მახასიათებელ პარამეტრებთან. როგორცაა : წნევა, ატმოსფეროს სტრატეფიკაცია, დედამიწის „მოსილობის“ პარამეტრი, დინამიკური სიჩქარე.[3]. აქედან გამომდინარე  $W$ -ს განსაზღვრისათვის ჰორიზონტალურად არაერთგვაროვან სასაზღვრო ფენაში ცალკე უნდა შედგეს მოდელური ამოცანა მაგალითად ეგ.წ. „სამკუთხედის“ მეთოდის გამოყენებით.

### ქარის რეჟიმის შეფასება საქართველოს ტერიტორიის ლოკალური რეგიონებისათვის.

მიღებულია, რომ ქარის ენერჯის გსმოყენების მიზნით პერსპექტიულია ის ადგილი, რომლისთვისაც დაცულია პირობა და ქარი გამუდმებით ქრის [15],

$$\bar{V} \geq 5 \text{ მ/წმ} \quad (36),$$

სადაც  $\bar{V}$  არის ქარის საშუალო წლიური სიჩქარე. (36) პირობას საქართველოს ტერიტორიაზე აკმაყოფილებს ცხრილი N 5 -ში მითითებული რეგიონები ცხრილი # 5

		სიმაღლე ზ.დ.		ფლუგერის ს.
#	ადგილი	(მ)	ღიადობა	(მ) ქარის ს. (მ/წმ)

1	მამისონის მთა	2584	6ა-7ა	7	5.4
2	ყაზბგის მ/ს	3653	7ა-8ა	11	6.7
3	ქუთაისი	114	7ბ	11	5.0
4	მთა საბუეთი	1242	8ბ	10	9.3
5	თბილისი აეროპორტი	490	8ბ	11	6.0
6	ფოთი, პორტი	3	6ბ-10ბ	16	4.4

გამოთვლებისათვის შეიძლება გამოყენებული იქნას ქარის სიჩქარის სიხშირული განაწილება ( თვიური, წლიური), რომელიც წარმოადგენს პროცენტებში გამოსახულ დროის იმ ნაწილს როდესაც ქარის სიჩქარე ხვდება იმ არეში, სადაც (36) პირობა სრულდება.

ცნობილია, რომ სიჩქარეზე დამოკიდებული ნებისმიერი სიდიდის საშუალო გამოითვლება შემდეგი დამოკიდებულებით [8,9,11,15],

$$\langle f \rangle = \sum f(A, V_1) \cdot W(V_1) \tag{37};$$

სადაც A წარმოადგენს ეგ.წ. ქარის წანაცვლებას მოცემულს (25) ფორმულით. ეს სიდიდე აკავშირებს  $V_0$  ქარის სიჩქარეს ფლუგერის სიმაღლეზე, ტურბინის ღერძის სიმაღლეზე V სიჩქარესთან.  $(A, V_1)$  ქარის სიხშირული განაწილებაა,  $W(V_1)$  განაწილება ფლუგერის სიმაღლეზე.

ცხადია სიჩქარეთა წლიური განაწილება შეიძლება გაითვალისწინოს ჰისტოგრამების სახით ცალკეული ლოკალური ტერიტორიისათვის [10,15]. ქარის მიმართულების ცვლილებას, როგორც კი კომპიუტერი დაადგენს ტურბინა თვითონვე შეაბრუნებს ფრთებს ქარის საპირისპირისპიროდ.

ელექტრო ენერჯის E თვიური გამომუშავების გამოსათვლელად პირველ რიგში საჭიროა ვიცოდეთ ქარის ტურბინის საშუალო  $\langle p \rangle$  სიმძლავრე დამოკიდებული  $W(V)$  განაწილებაზე. ეს სიმძლავრე მრავლდება თვეში T საათებია რაოდენობაზე

$$E = \langle P \rangle \times T \tag{38};$$

ტურბინის საშუალო სიმძლავრე ითვლება ფორმულით

$$N = \langle p_0 \rangle \times F \tag{39};$$

სადაც  $\langle p_0 \rangle$  არია P-ს მნიშვნელობა ზღვის დონეზე, F -კი ჰაერის სიმკვრივის ცვლილების ფაქტორი, მოცემული შემდეგი ემპირიული ფორმულით (15),

$$F = \exp(-0,0000310898 \cdot h) \tag{40};$$

აქ h არის ადგილის სიმაღლე ზღვის დონიდან დამატებული კომპის სიმაღლე მეტრებში.

საქართველოს ტერიტორია პირობითად შეიძლება დაიყოს ორ ჯგუფად „მაღალ მთიანი“ და „დაბლობი“. პირველი ჯგუფისათვის ქარის სიჩქარე შეიძლება წარმოდგეს ასე:

$$V = \left(\frac{H}{H_0}\right)^\alpha \cdot V_0 \quad (41);$$

სადაც  $H$  არის ტურბინის ღერძის სიმაღლე,  $H_0$  კი ფლუგერის სიმაღლე. მეორე ჯგუფისათვის  $\alpha$  შეიძლება ავიღოთ მეტ-ნაკლებად გამართლებული ვარიანტით [15]

$$\alpha = \frac{\ln 1,2}{\ln 2}$$

შესაბამის ლიტერატურიდან ცნობილია სხვადასხვა ტურბინებისათვის ენერჯის თვიური და წლიური გამომუშავება (კვტ.სთ) (15).

მონაცემების ანალიზი აჩვენებს, რომ ელექტრო ენერჯის გამომუშავება ქარის მონაცემების სიზუსტეზე; ჰაერის სიმკვრივის ცვლილების ხასიათზე; ტურბინის „ჩართვის“ და „გამორთვის“ სიჩქარეზე. აქედან გამომდინარე ცხადი ხდება, რომ ყოველი ცალკეული ადგილისათვის ქარის შესაბამისი „სტრუქტურისათვის“ აუცილებელია სათანადო ტურბინის შერჩევა.

შემოთავაზებული მოდელი გამოყენებას ჰპოვებს ლოკალურ ადგილისათვის ქარის რეჟიმის პროგნოზირებაში და მისი ენერჯის პრაქტიკულ ღირებულობის შეფასებაში.

#### კვლევის შედეგები:

1. ჰიდროდინამიკის განტოლებების გამოყენებით თეორიულად პირველად იქნა შემუშავებული, ფიზიკურ-მათემატიკური მოდელი ლოკალურ ტერიტორიაზე, ქარის რეჟიმის პროგნოზირებისათვის ადგილის მიკროკლიმატური მახასიათებლების გავლენის გათვალისწინებით.

2. მოყვანილი კვაზისტაციონალური მოდელი იძლევა საშუალებას განისაზღვროს ქარის რეჟიმი დედამიწის მიწისპირა ფენაში (ფლუგერის სიმაღლეზე) და შეფასდეს ქარის სათანადო ენერგეტიკული შესაძლებლობანი.;

3. მოდელის საფუძველი არის მიწის პირა ფენაში სითბოსა და ტენის ტურბუნენტური ნაკადების გათვლა, ძირითადი მიკროკლიმატური პარამეტრების, (გარკვეულ დიაპაზონში მოცემული მნიშვნელობების,) საშუალებით. ამ მონაცემებით შემდეგ ისაზღვრება ფლუგერის სიმაღლეზე ქარის სიჩქარე და შესაბამისი წანაცვლება.

4. საქართველოს ნებისმიერ ლოკალურ ტერიტორიაზე შესაძლებელია შეფასდეს ქარის სიჩქარე, მისი ენერგეტიკული პოტენციალი და სათანადო რეკომენდაციები ენერჯის სამრეწველო გამოტენების მიზნით.

## ლიტერატურა

1. ზ. ხვედელიძე „დინამიკური მეტეოროლოგია,, თ.ს.უ. გამომცემლობა, 2002წ გვ. 535
2. Modelling of atmospheric fields world scientific;Theoretical physic, 1996,p 755
3. Д. Лайхтман „Динамическая Метеорология“ Л. Гидрометиздат, 1976г, с500
4. П. Белов и др „Численные методы прогноза погоды,, Л. Гидрометиздат, 1989 г. с 325
5. З Хведелидзе, Т. Шаламберидзе, Е. Аплаков, Э.Т агвадзе „Изучение вихревых полей ветра над горной местности „Экологические системы и проблемы, Москва, N11, 2009г, с44-88
6. N.Ramishvili,Z. Khvedelidz,e, T Shalamberidze “Mountain canvon circulation and the local atmosphere processes” Proceodings of I Javakhishili Tbilisi University, physic, 39,2004,p. 3-12
7. ზ. ხვედელიძე; რ. დანელია თ. შალამბერიძე; რ, აპლაკოვი; ე. თავგაძე „დედამიწის ლოკალური რელიეფით გამოწვეული ტალღური შემფოთებების მათემატიკური მოდელირება და მისი გავლენა ატმოსფერულ მოვლენებზე“ საერთაშორისო სამეცნიერო ტექნიკური საინფორმაციო ჟურნალი „საქართველოს ნავთობი და გაზი“ N21, 2007წ გვ.64-70
8. Г. Сванидзе, В. Гагуа, Е. Сухишвили „Возобновляемые Энергоресурсы Грузии,, Л. Гидрометиздат, 1987г, с410
9. Наставление гидрометеорогическим станциям и постам, вып 3, част1, Л. Гидрометиздат, 1985 г, с 576
10. “The Estimation of wind Potential on Mta- Sabuet,” Report of intertational Energy Center ENECO, Tbilisi, Iuly, 1997.
11. Справочник по климату ссср ; иып 14, ветер, Л. Гидрометиздат, 1968, с 201
12. ლ. მატვევი „ზოგადი მეტეოროლოგიის კურსი- ატმოსფეროს ფიზიკა“ თ.ს.უ გამომცემლობა, 1987წ,გვ 705.
13. Г. Генгер „Климат приземного слоя воздуха,, пер. с английского, М. Издат. Иностран. лит. 1960г с486
14. ე. ელიზბარაშვილი „საქართველოს კლიმატური რესურსები“ ჰიდრომეტეოროლოგიური ინატიტუტის გამომცემლობა,2008წგვ. 328
15. ი. ჩახუნაშვილი „ქარის რესურსების შრფასება ყველაზე პერსპექტიულ ადგილებისათვის საქართველოში“ სადიპლომო ნაშრომი, 1999წ.
16. ზ. ხვედელიძე, ა. ჩიტალაძე „საქართველოს რეგიონის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენის სითბური რეჟიმის ბუნება“, „მეცნიერება და ტექნიკა“,N, 10-12,1999წ გვ.52-56.

---

Article received: 2013-03-31