ISSN 1512-1461

UDC. 555. 513. 511. 509

ქარისა და დედამიწის ლოკალური რელიეფის ურთიერთქმედების ზოგიერთი თავისებურების მოდელური გათვლები საქართველოს ტერიტორიაზე

ზ. ხვედელიძე, ნ. ზოტიკიშვილი

ივ.ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი; ფიზ-მათ. მეცნიერების დოქტორი, პროფესორი; ტ.2 60 65 24; E-mail zurab.khvedelidze@tsu.ge ,

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი, კოსტავას 77, უფ.ინჟინერი; ტ. 2 32 59 95; E-mail nanuli_19@mail.ru

ანოტაცია

ჰაერის ნაკადისა და დედამიწის რელიეფის ურთიერთქმედების ბუნების შესწავლა კაცობრიობისათვის იყო, არის და იქნება ერთ-ერთი მნიშვნელოვანი აქტუალური პრობლემა, რომელსაც აქვს დიდი თეორიული და ყოველდღიური პრაქტიკული ღირებულება. მოყვანილ შრომაში, ჰიდროდინამიკის განტოლებათა საფუძველზე შესწავლილი იქნა, ჰაერის ნაკადის კინეტიკური ენერგიის - ქარის სიჩქარის ცვლილება, ლოკალური რელიეფის გავლენით გამოწვეული. განტოლებათა სისტემაში დედამიწის ზედაპირის ე.წ. „ხახუნის ეფექტის“ აღწერისათვის შემოთავაზებულია ახალი მიდგომა. ამ მიდგომით ჰაერის ნაკადის რელიეფთან ურთიერთქმედება პროპორციულია ნაკადის ვერტიკალური სიჩქარისა, რომელიც უშუალოდ რელიეფთან არის დაკავშირებული. კინეტიკური ენერგიისათვის მიღებულია ფორმულა, რომელიც შეიცავს დროზე ექსპოტენციალურად დამოკიდებულ სიჩქარეთა საწყის ველს და რელიეფის გავლენის წევრს. ენერგიის ასეთი დამოკიდებულება მიღებულია პირველად და მოხერხებულია პრაქტიკული გამოყენებისათვის. მოდელური ამოცანა გათვლილი იქნა სურამის პლატოს რეგიონზე, ქარის სიჩქარის სხვადასხვა საწყისი ველისთვის, განსხვავებული სინოპტიკური სიტუაციების გათვალისწინებით. აღმოჩნდა, რომ რელიეფზე ჰაერის ნაკადის გადავლისას, კინეტიკური ენერგია დროის ხანგრძლივობის მიხედვით, მცირდება 10%-დან 50%-მდე. სიჩქარე გარკვეულ პერიოდში იცვლის მიმართულებას და აბსოლუტური სიდიდით იზრდება 2-3 მ/წმ-ით. მოდელური ამოცანის შედეგების ოპერატიულ მონაცემებთან შედარება, საკმარისად კარგ თანხვედრაშია, ცვლილება 5%-ის ფარგლებშია. ეს კი იძლევა საფუძველს, რომ მოდელი გამოყენებული იქნას ოპერატიულ პრაქტიკაში.

საკვანძო სიტყვები: *სიჩქარე, გრადიენტი, „ხახუნის ეფექტი“, ადვექცია.*

შესავალი.

ჯერ კიდევ ლორენცის მიერ [1] იქნა აღნიშნული, რომ მეტეოროლოგიური სიტუაციების სივრცეში და დროში ცვლილებაზე მეტად მნიშვნელოვანია

ISSN 1512-1461

მუდმივმომქმედი გარეგანი ძალის გავლენა. ასეთი ძალების სანიმუშო მაგალითია, მთა-გორიან ტერიტორიაზე ხახუნის ძალების არსებობა მიწისპირა ფენაში. სწორედ, ეს ძალები იწვევენ კინეტიკური ენერგიის დისიპაციას და ზრდიან მეტეოროლოგიური ელემენტების დროში პროგნოზირების ალბათობას.

ცნობილია, რომ ატმოსფერული პროცესების პროგნოზირების პრინციპი მდგომარეობს შემდეგში: რაიმე მიზეზით იცვლება სიტუაციის საწყისი მდგომარეობა, რომელიც უნდა აისახოს ამ პროცესების აღმწერი ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა დროით ინტეგრირებაში. თავდაპირველი და შეცვლილი საწყისი პირობებით მიღებული ინტეგრირების შედეგების შედარებით, უნდა დადგინდეს რა დრომდე რჩება ორივე შედეგი ერთმანეთთან ახლოს, წინასწარ შეფასებული სიზუსტით. ოპერატიულმა პრაქტიკამ აჩვენა, რომ საწყის მონაცემებში არსებულ გაურკვევლობასთან ერთად, საჭიროა გათვალისწინებული იქნას გარეგანი ძალების თავისებურებანი, რომლებიც ნაკადში გამოვლინდებიან ხახუნისა და სიბლანტის ძალების სახით [2,3].

ასეთი საკითხების დასმა და შესწავლა, განსაკუთრებით საყურადღებოა ატმოსფერული პროცესების ცვლილების დასახასიათებლად, ისეთი რთული ფიზიკურ-გეოგრაფიული ოროგრაფიის მქონე რეგიონისათვის, როგორიცაა ამიერკავკასია მთლიანად და კერძოდ, საქართველო. მითითებული რეგიონის სამ მეოთხედზე მეტი ტერიტორია დასერილია დიდი მთაგრეხილებით, ხეობებით და ზურცობებით. ასეთი რელიეფი კი ხელს უწყობს გარკვეული სახის აღმავალი დინებების წარმოშობა-განვითარებას. ისინი წარმოადგენენ გარეგანი ძალების ბუნებრივ წყაროს, ჰაერის მასების სხვადასხვა შემოჭრების დროს; იწვევენ ზოგადი ატმოსფერული ცირკულაციური პროცესების გამწვავებას; სხვადასხვა სახის სტიქიურ ჰიდრომეტეოროლოგიურ და მასთან დაკავშირებულ გეოლოგიურ მოვლენებს. ლოკალურ რეგიონებში სწორედ ოროგრაფიული თავისებურება ზრდის თავსხმა ნალექების, წყალდიდობის, წყალმოვარდნის, ღვარცოფების, მეწყერების, ძლიერი ქარების, გვალვების, ჰაერის ექსტრემალურად მაღალი და დაბალი ტემპერატურის ფორმირების და სხვა მოვლენების განმეორადობის ინტენსივობას. დღეისათვის მრავალწლიური ჰიდრომეტეოროლოგიური დაკვირვებების მონაცემთა ანალიზი უჩვენებს, რომ ბოლო ათწლეულში სტიქიური მოვლენების განმეორადობა 2-3 -ჯერ აღემატება წინა პერიოდის ანალოგიურ მაჩვენებელს.

ამოცანის თეორიული დასმა.

ამოცანის სირთულის გამო, პირველ მიახლოებაში უნდა შესწავლილი იქნას მარტივი მოძრაობა - ჰაერის მასების ადვექციური გადატანა, როცა შეშფოთება გვაქვს საწყის პირობებში და გარეგან ძალებში [2. 3.4]. მაგალითად, გაირკვეს მიკროცირკულაციური არეების წარმოქმნა მთის ორივე მხარეს (სურამის ქედი); მთა-ხეობების ქარი, რომელიც სხვადასხვა მიმართულებით ქრის დღე-ღამის სხვადასხვა პერიოდში; სეტყვის შემცველი ელჭექის ღრუბლების წარმოშობის მექანიზმი და სხვა ლოკალური ატმოსფერული პროცესები.

აღნიშნული მოვლენების შესწავლისათვის გამოიყენება ჰიდროთერმოდინამიკის განტოლებათა სისტემა. თავდაპირველად (პირველ მიახლოებაში) დაშვებულია, რომ პროცესები შეიძლება აღიწეროს ადვექციის მარტივი განტოლებით [2.3.4.5.6].

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} = -\varepsilon u + B(v-u)$$

ISSN 1512-1461

სადაც, u არის ქარის სიჩქარის მდგენელი ox ღერძის გასწვრივ და დამოკიდებულია კოორდინატისა და დროის ცვლილებაზე; t - დროა; εu - ბლანტი დისიპაცია, ენერგიის შესუსტება სიბლანტის გამო, B - მუდმივაა. ეს ფორმა ექვივალენტურ-ბაროტროპიული მოდელით, ზედაპირული ხახუნის ძალის აღწერის ტოლფასია; ვინაიდან [7] შრომაში (1) განტოლების ბოლო წევრი ასახავდა ნიუტონისებურ იძულებითი ძალების გავლენას, რომელიც მდგომარეობდა U-ს გაზრდაში, როცა U<V-ზე და იწვევს U-ს შემცირებას, როცა U>V-ზე. ამიტომ, ფიზიკური მოსაზრებიდან გამომდინარე, ეს წევრი დავუკავშირეთ დედამიწის რელიეფის გავლენის გათვალისწინებას. დავუშვით, რომ სწორედ ეს წევრი იწვევს იძულებით კონვექციას W ვერტიკალური სიჩქარით, რომელიც წარმოდგება ფორმულით [3 4, 5, 6.]

$$W = u\frac{\partial Z(x,y)}{\partial x} + v\frac{\partial Z(x,y)}{\partial y},$$ სადაც

$Z(x,y)$ - არის დედამიწის რელიეფის აღმწერი ფუნქცია [2.3.4.]; ამრიგად, გვაქვს განტოლება:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} = -\varepsilon u + B\left(u\frac{\partial Z(x,y)}{\partial x} + v\frac{\partial Z(x,y)}{\partial y}\right) \qquad (1)$$

(1) განტოლება სასურველია ჩაიწეროს უგანზომილებო სიდიდეებში, თუ შემოვიტანთ აღნიშვნებს [7]:

$$U = \frac{ku}{\varepsilon}, \tau = \varepsilon t, X = kx, \beta = \frac{B}{\varepsilon}, V = \frac{kv}{\varepsilon},$$ სადაც k მუდმივი კოეფიციენტია, რომლის სიდიდე დამოკიდებულია ჰაერის ნაკადის მასშტაბურ ზომებზე. მათი გათვალისწინებით, მივიღებთ:

$$\frac{\partial U}{\partial \tau} + U\frac{\partial U}{\partial X} = -U + \beta\left(U\frac{\partial Z}{\partial X} + V\frac{\partial Z}{\partial Y}\right) \qquad (2)$$

წარმოვადგინოთ საძიებელი ფუნქცია ფურიეს მწკრივის სახით [7], კერძოდ

$$U(X,\tau) = \sum_{n=1}^{\infty} U(\tau)\sin nkx \qquad (3)$$

(2)-ში (3)-ის ჩასმით, მივიღებთ განტოლებათა უსასრულო სისტემას:

$$\frac{dU_n}{d\tau} = \frac{n}{2}\sum_{m=1}^{\infty} U_m.U_{m+n} - \frac{1}{2}\sum_{m=1}^{n-1} mU_m U_{n+m} - U_n + \beta\left[\left(U\frac{\partial Z}{\partial X}\right)_n + \left(V\frac{\partial V}{\partial Y}\right)_n\right] \qquad (4)$$

მიღებული განტოლება შეიძლება რიცხვითი მეთოდით ინტეგრირდეს, როცა განსაზღვრული იქნება განტოლებათა n რაოდენობა. ასეთი მიდგომა რელიეფის გავლენის გარეშე, განხორციელებული აქვს რამდენიმე ავტორს [7]. მათ მიიღეს, რომ არსებობს ისეთი მდგომარეობა, რომელიც ასიმპტოტურად უახლოვდება თავდაპირველ საწყის მდგომარეობას, ენერგია გადადის პირველი კომპონენტიდან მეორეზე მანამ, სანამ დისიპაცია მოიყვანს მთელ მოძრაობას წონასწორობაში. გამოვიყენოთ იგივე მიდგომა (4) განტოლებისათვის.

უპირველეს ყოვლისა, განვიხილოთ შემთხვევა n =1,2, მაშინ გვექნება:

ISSN 1512-1461

$$\begin{aligned}\frac{du_1}{d\tau} &= \frac{1}{2}u_1.u_2 - u_1 - \beta(u_1\frac{\partial Z}{\partial x} + v_1\frac{\partial Z}{\partial y}) \\ \frac{du_2}{d\tau} &= -\frac{1}{2}u_1^2 - u_2 - \beta(u_2\frac{\partial Z}{\partial x} + v_2\frac{\partial Z}{\partial y})\end{aligned} \qquad (5)$$

(5)-ე სისტემის მარჯვენა მხარის მესამე წევრები გარკვეული გარდაქმნებით მიიყვანება გამოსახულებამდე [2, 3, 4, 5, 6]

$$W = \frac{1}{l\eta\rho}(\ln\eta, p) \qquad (6)$$

სადაც, p არის ატმოსფერული წნევა, ρ - ჰაერის სიმკვრივე, $\eta = \frac{p_z}{p_0}$, p_z - წნევა მთის ზედაპირზე, p_0 - წნევა ზღვის დონეზე, (A,B) - იაკობიანი.
ე.ი. (5) შეიძლება ასე ჩაიწეროს:

$$\begin{aligned}\frac{du_1}{d\tau} &= \frac{1}{2}u_1.u_2 - u_1 - \beta W_1 \\ \frac{du_2}{d\tau} &= -\frac{1}{2}u_1^2 - u_2 - \beta W_2\end{aligned} \qquad (7)$$

თუ მივიღებთ, რომ გარეგანი ძალა βW=0, მაშინ გვაქვს სტაციონალური მდგომარეობა $u_1 = 0$ და $u_2 = 0$-თვის, ამიტომ მოსალოდნელია, რომ სისტემას ექნება ისეთი მდგომარეობაც, რომელიც ასიმპტოტურად უახლოვდება (0,0)-ს. ამ დაშვებით, ცალ-ცალკე განვიხილოთ (7) სისტემა, წრფივი და არაწრფივი შემთხვევებისათვის. წრფივი განტოლებებისათვის მიღებულია [7]-ის ამოხსნა

$$u_1 = u_{1,0}e^{-\tau}, u_2 = u_{2,0}.e^{-\tau} \quad \text{ანდა} \quad r = r_0 e^{-\tau}; \qquad (8)$$

სადაც, $r = \sqrt{u_1^2 + u_2^2}; r_0 = \sqrt{u_{1,0}^2 + u_{2,0}^2}$

არაწრფივ შემთხვევაში, სათანადო კომბინაციით შეიძლება მიღებულ იქნას,

$$\frac{d}{d\tau}(u_1^2 + u_2^2) = -2(u_1^2 + u_2^2) \qquad (9)$$

რომლის ამოხსნასაც (8) სახე აქვს. ორივე შემთხვევის ამოხსნების იდენტურობა მიუთითებს იმაზე, რომ ადვექტიური წევრები არ ახდენენ გავლენას კინეტიკური ენერგიის შემცირების ხასიათზე. ისინი არსებითად მოქმედებენ ტრაექტორიაზე [7]. კინეტიკური ენერგიის ცვლილება ხორციელდება რელიეფის გავლენით. საწყისი სისტემის არაწრფიობის მიუხედავად, მისი ანალიზური ამოხსნა მიღებულია საკმაოდ რთული სახის, ჰიპერბოლური ფუნქციების კომბინაციით [7].

ახლა შევეცადოთ, ვიპოვოთ (7)-ის ამოხსნა, როცა βW არ უდრის ნულს. (6)-ის გათვალისწინებით გვექნება განტოლება:

$$\frac{d(U_1^2 + U_2^2)}{d\tau} + 2(U_1^2 + U_2^2) = -\frac{\beta}{l\eta\rho}(\ln\eta, p) \qquad (10)$$

განტოლება (10) დამოკიდებულია β-ზე, რომელიც ფიზიკური მოსაზრებიდან გამომდინარე, უნდა იყოს კორიოლისის პარამეტრის პროპორციული, ხოლო პროპორციულობის კოეფიციენტი, რამდენიმე ერთეულს არ უნდა აღემატებოდეს (დამოკიდებული იქნება დისიპაციის ენერგიის სიდიდეზე). მიღებული განტოლება

ISSN 1512-1461

არის არაერთგვაროვანი დიფერენციალური განტოლება, რომლის ამოხსნა უდრის შესაბამისი ერთგვაროვანი განტოლების ზოგად ამოხსნას დამატებული, არაერთგვაროვანი განტოლების კერძო ამონახსნი. ზოგადი ამოხსნა უკვე გვაქვს (8)-ის სახით, ხოლო გამოვიყენებთ რა, მუდმივთა ვარიაციის მეთოდს [8], არაერთგვაროვანი განტოლების სრული ამოხსნისთვის მივიღებთ:

$$E = -\frac{\beta e^{-\tau}}{2l\rho}\int_{\tau_1}^{\tau^2} e^{-\tau}\frac{1}{\eta}(\ln\eta.p)d\tau \;\; ; E = \frac{\beta}{2l\eta}e^{-\tau}\int_{\tau_1}^{\tau_2} e^{-\tau}(p.\ln\eta)d\tau \qquad (11)$$

ინტეგრირების შემდეგ გვექნება:

$$u_1^2 + u_2^2 = \frac{1}{2}[1+(u_{1,0}^2+u_{2,0}^2)].e^{-2\tau} + \frac{\beta}{l\rho\eta}(\ln\eta, p) \qquad (12)$$

(12) ჩავწეროთ ასე:

$$E = (0,25+0,5E_0)e^{-2\tau} - \frac{\beta}{l\rho\eta}(\ln\eta, p) \qquad (13)$$

ანდა $E = E_1 + E_2$, სადაც E_1 არის დროზე დამოკიდებული წევრი, ხოლო E_2 რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი.

კინეტიკური ენერგიის ასეთი გამოსახვა მიღებულია პირველად და მკაფიოდ ასახავს ფიზიკური რელიეფის გავლენას ჰაერის ნაკადის (შესაძლებელია სითხის) მოძრაობაზე. ნიშანი მინუსი მიუთითებს, რომ რელიეფის გავლენით კინეტიკური ენერგია სუსტდება, რაც ყოველდღიურ ოპერატიულ პრაქტიკაში დაიკვირვება. რაც შეეხება სიჩქარეთა ველის ტრაექტორიას (აგებულს (U,V) სიბრტყეზე), რომელიც საწყის ველში სწორი ხაზი იყო, ხდება ჰიპერბოლა [2] , მხოლოდ მისი პარამეტრები დამოკიდებული არიან მთა-გორიანობის გავრცელებაზე დედამიწის პარალელსა და მერიდიანის გასწვრივ. ზოგადი სახით სისტემის ამოხსნა ანალიზურად არ ხერხდება, უნდა მივმართოთ რიცხვითი მეთოდების გამოყენებას, რაც შემდგომშია განსახორციელებელი.

მოდელური გათვლები.

შევაფასოთ (13)-ის თითოეული შესაკრები. დროზე დამოკიდებული წევრისათვის უგანზომილებო დრო შევარჩიოთ, იმ მოსაზრებიდან გამომდინარე, რომ დიდი სიჩქარის (c > 30 მ/წმ-ზე) ჰაერის ნაკადების ხანგრძლივობა განისაზღვრება საათებით, მაქსიმუმ დღე-ღამე. ჩვენს მიერ, ქუთაისში 60-წლიანი დაკვირვებითი მასალის მიხედვით, დიდი-შტორმული ქარის ხანგრძლივობა არის (3-6) საათი ან უფრო მცირე [13]. ამრიგად, τ-ს შეიძლება მივანიჭოთ მნიშვნელობები:

$\tau =$ 0, 0,25 - (6 საათი), 0,5 - (12 საათი), 1 - (24 საათი). შესაბამისი კინეტიკური ენერგია, როცა საწყისი ველი (10,0) მ/მწ სახითაა მოცემული, იქნება:

E_1(ჯოული) 25,25, 15,40, 9,34, 3, 41.

თუ სიჩქარის საწყისი ველია (12, 8) მ/წმ, მაშინ E_1 მნიშვნელობებია:

E_1(ჯ) 52,0 33,24 20,16 7,36.

როცა საწყისი ველის სიჩქარე 30 მ/წმ-ია, მაშინ:

E_1(ჯ) 225,25 133,65 83,59 30,66.

რაც შეეხება E_2 სიდიდეს, იგი დროზე არ არის დამოკიდებული და მისი შეფასებისათვის, შერჩეული უნდა იყოს კონკრეტული ფიზიკური რელიეფი. მაგალითისათვის, ავიღოთ სურამის პლატო, მაქსიმალური სიმაღლე 1000 მ. (ჯვრის გადასასვლელი). წარმოვადგინოთ ეს მთათა მასივი სამკუთხა პირამიდის სახით,

ISSN 1512-1461

რომლის სიგრძე 0x ღერძის (ემთხვევა პარალელის მიმართულებას, დადებითი დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ) გასწვრივ საჩხერიდან გომამდე იყოს 6.10^4 მ. სიგანე 0y ღერძის (ემთხვევა მერიდიანის მიმართულებას, დადებითი ჩრდილოეთიდან სამხრეთისაკენ) მიმართ საწიოკის მთიდან ხარაგაულამდე იყოს 10.10^4 მ. შესაბამისად, სიმაღლეები და წნევები იქნება: Z (საჩხერე)= 400 მ, P (საჩხერე) = 960 მბ; Z (ჯვარი)=1000 მ, P (ჯვარი)=900 მბ; Z (საწიოკე) = 1200 მ, P (საწიოკე) = 880 მბ; Z (გომი) = 200 მ, P (გომი) = 980 მბ; Z (ხარაგაული) = 1100 მ, P (ხარაგაული) = 890 მბ. ჰაერის ნაკადის დადებით მიმართულებად ავირჩიოთ დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ მიმართულება, ხოლო გრადიენტისა, როგორც წესი, წნევის შემცირების მიმართულებით. მივიღოთ, რომ ჰაერის სიმკვრივე $\rho = 1,3$ კგ/კბ.მ და მოყვანილი რიცხვითი სიდიდეებისთვის, გამოვთვალოთ რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი კინეტიკური ენერგია. ვსარგებლობთ გამოსახულებით:

$$E_2 = \frac{1}{2\rho}(\ln\eta, P) = 0,38(\ln\eta, P) \qquad (14),$$

ხოლო, იაკობიანი $$\frac{1}{\eta}(\ln\eta, P) = \frac{1}{\eta}\left(\frac{\partial \ln\eta}{\partial x}\frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\partial \ln\eta}{\partial y}\frac{\partial P}{\partial x}\right) \qquad (15).$$

ამრიგად, სათანადო გამოთვლებით გვექნება:

$$\frac{1}{\eta}(\ln\eta, P) = 1,11(0,051 + 0,0077).10^{-8} = 0,059.10^{-8}.$$

ეს სიდიდე მიღებულია უგანზომილებო კოორდინატებისათვის და თუ ნაკადისათვის მახასიათებელ მასშტაბს ავიღებთ K = 100 კმ-ს, მაშინ მივიღებთ: E_2 = 2,24ჯ და K=500კმ-თვის E_2=56ჯ. ამ ენერგიებით თუ განვსაზღვრავთ, რელიეფის გავლენით წარმოქმნილი, დამატებითი სიჩქარისთვის გვექნება C=2,12 მ/წმ და C=10,58 მ/წმ იმ შემთხვევაში, როცა $\beta = 5l$, შესაბამისად მივიღებთ: E_2=11,20ჯ C=4,73მ/წმ. თუ $\beta = 5l$ -თვის K სიდიდეს ავიღებთ 500 კმ-ს, მაშინ E_2=280ჯ, ხოლო სიჩქარე იცვლის მიმართულებას და აბსოლუტური სიდიდით უდრის 23,66 მ/წმ. ეს მნიშვნელობები შეესაბამება დროის ნულოვან მომენტს, ხოლო τ=1-ის დროს საკმარისია K 2-ჯერ გაიზარდოს, რომ კინეტიკური ენერგია ხდება უარყოფითი, სიჩქარე იცვლის მიმართულებას და აბსოლუტური სიდიდით იზრდება.

ქარის სიჩქარის საწყისი ველის სამი მნიშვნელობისათვის და დროის ზემოთმითითებული ოთხი სიდიდისათვის, მოდელური ამოცანით გამოთვლილი, შესაბამისი სრული ენერგია და სიჩქარე მოყვანილია ცხრილში №1. ცხრილში №2 მოყვანილია სამი თანმიმდევრული დღის, რეალურად დაკვირვებული მონაცემები საჩხერის, ხაშურისა და საქარის მეტეოროლოგიურ სადგურებზე. ასევე, მოყვანილია მნიშვნელობები ქარის სიჩქარის ორ დიაპაზონში ა) C > 30 მ/წმ-ზე; ბ) C = (10-15) მ/წმ. ნათლად ჩანს, ქარის დიდი სიჩქარის შემთხვევაში (1967 წლის 2 ივლისს) საჩხერეში იყო 31 მ/წმ სიდიდის ქარი, ხაშურში კი 2 მ/წმ. სამ ივლისს ხაშურში სიჩქარე გახდა 8 მ/წმ (მოდელით 7,8 მ/წმ), საჩხერეში კი შემცირდა 3მ/წმ-მდე. ამრიგად, ერთი დღის შემდეგ ქედის გავლენით, სიჩქარე მოდელით და რეალურად შემცირდა 26%-ით. სურამის პლატოს სამხრეთით კი, საქარაში სიჩქარე არ შეცვლილა. (ბ) ვარიანტის პირობებში, საჩხერეში ქარის სიჩქარე 12 და 18 საათის შუალედში იყო 12 მ/წმ, ხაშურში უკვე 18 საათისათვის გახდა 5 მ/წმ ე.ი. შემცირდა 42%-ით, საჩხერეში კი 3 მ/წმ-მდე. ჩატარებული ანალიზიდან მკაფიოდ ჩანს, რომ მოდელური ამოცანის

ISSN 1512-1461

შედეგები, საკმარისად კარგ თანხმობაშია რეალურ პირობებში დაკვირვებულ მნიშვნელობებთან, თანხვედრის ცდომილება 5%-ია.

ცხრილი №1.

<table>
<tr><td rowspan="2">პარამეტრი
სიდიდე</td><td rowspan="2">U (მ/წმ)
V (მ/წმ)</td><td rowspan="2">β
K (მ)</td><td rowspan="2">ρ(კგ/მ^3)</td><td colspan="4">τ</td></tr>
<tr><td>0</td><td>0.25</td><td>0.5</td><td>1</td></tr>
<tr><td rowspan="3">E (ჯ)</td><td>100</td><td rowspan="6">$\beta = 1$ K = 10^5</td><td rowspan="12">1.3</td><td>23.01</td><td>13.16</td><td>7.08</td><td>1.17</td></tr>
<tr><td>128</td><td>50.01</td><td>31.0</td><td>17.92</td><td>5.12</td></tr>
<tr><td>300</td><td>223.01</td><td>131.41</td><td>81.35</td><td>28.42</td></tr>
<tr><td rowspan="3">C (მ/წმ)</td><td>100</td><td>6.78</td><td>5.13</td><td>3.75</td><td>1.55</td></tr>
<tr><td>128</td><td>10.0</td><td>8.12</td><td>5.99</td><td>3.20</td></tr>
<tr><td>300</td><td>21.12</td><td>16.22</td><td>12.75</td><td>7.54</td></tr>
<tr><td rowspan="3">E (ჯ)</td><td>100</td><td rowspan="6">$\beta = 51$ K = $5 \cdot 10^5$</td><td>-254.75</td><td>-264.59</td><td>-270.67</td><td>-276.58</td></tr>
<tr><td>128</td><td>-227.74</td><td>-246.75</td><td>-259.84</td><td>-272.64</td></tr>
<tr><td>300</td><td>-54.75</td><td>-146.35</td><td>-196.41</td><td>-249.34</td></tr>
<tr><td rowspan="3">C (მ/წმ)</td><td>100</td><td>| 22.57 |</td><td>| 23.01 |</td><td>| 23.27 |</td><td>| 23.35 |</td></tr>
<tr><td>128</td><td>| 21.34 |</td><td>| 22.22 |</td><td>| 22.80 |</td><td>| 23.35 |</td></tr>
<tr><td>300</td><td>| 10.46 |</td><td>| 17.11 |</td><td>| 19.82 |</td><td>| 22.33 |</td></tr>
</table>

ISSN 1512-1461

ცხრილი №2.

ორი ტიპის მონაცემი: ქარი - 30 მ/წმ-ზე მეტი და 10-15 მ/წმ

წელი თარიღი	დაკვირვების პუნქტი, სიმაღლე,მ	ცხრილი A ქარი - 30 მ/წმ-ზე მეტი ქარის სიჩქარე (მ/წმ) / წნევა (მბ) დაკვირვების ვადებზე							
		00	03	06	09	12	15	18	21
1967 1 ივლისი	საჩხერე-455	0	0	0	0	3	1	0	3
		962,9	963,2	962,6	962,4	961,4	961,1	961,5	963
1967 2 ივლისი		*0*	*0*	*0*	*3*	*4*	*5*	*31*	*0*
		963,3	*963,3*	*963,7*	*965,6*	*964,6*	*963,4*	*963,3*	*962,7*
1967 3 ივლისი		0	0	0	0	0	3	3	0
		965	964,4	964,4	963,3	960,9	958,9	957,9	964,1
1967 1 ივლისი	ხაშური-690	0	0	0	2	0	3	3	0
		935,1	934,5	933,5	933	931,9	931,6	932,3	934,7
1967 2 ივლისი		*2*	*0*	*3*	*2*	*3*	-	*2*	*2*
		934,7	*934,8*	*934,9*	*935,3*	*935,3*	-	*934,8*	*934,3*
1967 3 ივლისი		0	0	0	2	4	7	8	0
		936,3	936,1	935	935,1	932,9	930,7	929,6	936,5
1967 1 ივლისი	საქარა-148	0	0	0	0	0	0	0	0
		996	996,3	995,9	995,1	995,7	993,8	994,3	996
1967 2 ივლისი		*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*
		996	*996,3*	*996,8*	*997,5*	*997,5*	*996,5*	*996,2*	*995,5*
1967 3 ივლისი		0	0	0	0	0	-	0	0
		997,5	997,5	997,4	997,3	993,3	-	990,1	997,4
ცხრილი B ქარი - 10-15 მ/წმ ქარის სიჩქარე (მ/წმ) / წნევა (მბ) დაკვირვების ვადებზე									
1967 5 მაისი	საჩხერე-455	9	9	1	6	5	8	9	7
		968.3	968.8	969	969	968,2	966,6	966,6	968,2
1967 6 მაისი		*1*	*5*	*6*	*6*	*12*	*9*	*12*	*0*
		966,4	*966,2*	*965,6*	*965,6*	*964,8*	*962,7*	*962,6*	*966,6*
1967 7 მაისი		0	0	0	0	4	7	3	1
		963,4	962,8	962,6	962,2	960,7	960,6	962,7	963,5
1967 5 მაისი	ხაშური- 690	8	7	16	16	16	16	8	4
		939,8	940,3	940,2	939,5	938,7	937,4	937,8	940
1967 6 მაისი		-	*5*	*5*	*5*	*16*	*16*	*5*	*2*
		-	*937,6*	*937,5*	*937,7*	*937,1*	*935,3*	*933,8*	*937,7*
1967 7 მაისი		0	0	-	2	3	2	7	-
		935,8	934,4	-	934,3	932,4	931,6	933,2	-
1967 5 მაისი	საქარა-148	0	1	1	1	2	2	2	0
		998,8	998,8	999,2	999,5	998,7	997,4	997,2	999,1
1967 6 მაისი		*0*	*0*	-	*0*	*0*	*0*	*0*	*0*
		997,4	*997,5*	-	*998,3*	*995,9*	*993,9*	*993,1*	*997,4*
1967 7 მაისი		0	0	0	0	0	0	0	0
		993,8	993,6	994,2	996,3	995,8	995,4	996,3	993,8

ISSN 1512-1461

დასკვნები.

ჩატარებული კვლევის საფუძველზე კეთდება დასკვნები:

- მაღალი სიმაღლის (ასეული მეტრები) რელიეფი იწვევს, ჰაერის შემხვედრი ნაკადის კინეტიკური ენერგიის შესუსტებას, დროის მიხედვით ექსპოტენციალურად.
- რელიეფის, რომლის სიმაღლე დიდია, ხოლო ჰორიზონტალური გავრცობა მცირეა 300-400 მეტრი, გავლენა კინეტიკურ ენერგიაზე არ შეიმჩნევა; ასევე, რელიეფის წვეროდან 100 მეტრის ზემოთ, ნაკადის ენერგია უცვლელია.
- რელიეფის გავლენით შემცირებული ენერგია გადადის მიკრო-ლოკალურ პროცესებში, ნაკადის მიმართულების მარჯვნივ და მარცხნივ, მთის მეორე მხარეს, რომელთა სიძლიერე დამოკიდებულია რელიეფის პარამეტრებზე და სინოპტიკური სიტუაციების ხასიათზე.
- სურამის პლატოსათვის, რელიეფით გამოწვეული კინეტიკური ენერგიის შემცირება ხდება (10%-60%) ფარგლებში.
- აღნიშნული პროცესები საქართველოს ტერიტორიაზე, განსაკუთრებით გამოვლინდება სამხრეთის შემოჭრების დროს, რაც ოპერატიულ პრაქტიკაში დასტურდება.
- შემოჭრილი ჰაერის ნაკადის ჰორიზონტალური მასშტაბის გაზრდით, რელიეფით გამოწვეული კინეტიკური ენერგია იზრდება, რის გამოც სრული ენერგია ხდება უარყოფითი. ნაკადის სიჩქარე იცვლის მიმართულებას, ხოლო აბსოლუტური მნიშვნელობა კი იზრდება (2-3) მ/წმ-ით ყოველ 6 საათში. ეს შედეგიც სამართლიანია რეალურ პირობებში.
- შედეგები შეიძლება გამოყენებულ იქნას ქარის ველის პროგნოზირებაშიც.

ლიტერატურა

1. Lorenz E.N. “The predictability of a flow which possesses many scales of motion“, -Tellus, 1969, vol. 21, p.289-307.
2. Modelling of atmospheric fields world scientific;Vashincton. Theorethical physic, 1996,p 755
3. ზ.ხვედელიძე „დინამიკური მეტეოროლოგია “ თბილისი. თსუ, 2002წ. გვ.535
4. R. Holton “Dynamic Meteorology “ Fourth edition-university of Washingtion, 2004p. 533.
5. П. Белов, Е.Борисенков, Б. Панов „Численные методы прогноза погоды „ Л. Гидрометиздат, 1989г, с375.
6. Динамическая метеорология - под редакции Д . Лаихтмана , Л. гидрометиздат, 1976г , с 607
7. 7. Вийн-Нильсен А. „ Предсказуемость и изменения климата иллюстрированные с помощью системы низкого порядка, теоретические основы прогноза погоды на средние сроки“, Гидрометиздат . 1979г. Ст. 105-117.
8. Эльсгольц Д. Э. ,“ Обыкновенные дифференциальные уравнения „ Издат. Тех.-Теор. литература , Москва, 1950г. Ст. 219.
9. ზ. ხვედელიძე, რ. დანელია, თ. შალამბერიძე, რ. აპლაკოვი, ე. თაგვაძე „ დედამიწის ლოკალური რელიეფით გამოწვეული ტალღური შეშფოთებების

ISSN 1512-1461

მათემატიკური მოდელირება და მისი გავლენა ატმოსფერულ მოვლენებზე“ საერთაშორისო სამეცნიერო-ტექნიკური საინფორმაციო ჟურნალი „საქართველოს ნავთობი და გაზი“ № 21, 2007წ. გვ.64-70.
10. ზ.ხვედელიძე, დ.ჯანეზაშვილი „რეგიონის მიკროპარამეტრებით ლოკალური ქარის რეჟიმის განსაზღვრა ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში“ ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“ (http//gesj.internet-academy.org.ge/phys; 2013, №1(8).გვ.65-76.
11. ზ.ხვედელიძე; „ატმოსფერული პროცესების არამდგრადობის ენერგიის განსაზღვრა ლოკალური რელიეფის გავლენის გათვალისწინებით“ ქართული ელექტრონული სამეცნიერო ჟურნალი „ფიზიკა“ (http//gesj.internet-academy.org.ge/phys; 2014, №1(11) გვ.30-38.
12. ზ.ხვედელიძე, თანაავტ.: ი. სამხარაძე, ნ. ტატიშვილი, თ. დავითაშვილი, ნ. ზოტიკიშვილი; „ზოგიერთი ლოკალური მეტეოროლოგიური პროცესის მათემატიკური მოდელირება საქართველოს ცალკეული რეგიონებისათვის“ სტუ ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, 2014 წ. ტ.120. გვ.10-15.
13. Zurab Khvedelidze, Co-aut., Samkharadze I, Zotikishvili N.; “Orographic factors role in the atmosphere surface layer during development of the wind field“, Georgian Electronic Scientific Journals: Physics (http//gesj.internet-academy.org.ge/phys; 2015 №1(13), p.73-79.
14. Inga Samkharadze, Teimuraz Davitashvili; “On pressure drop distribution at high power perturbation over the mountainous territory. Bulletin the Georgian Academy of sciences, 155 N1, 2015 p.62-67.

Article received on: 2016-04-24