

მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტი

შრომების კრებული

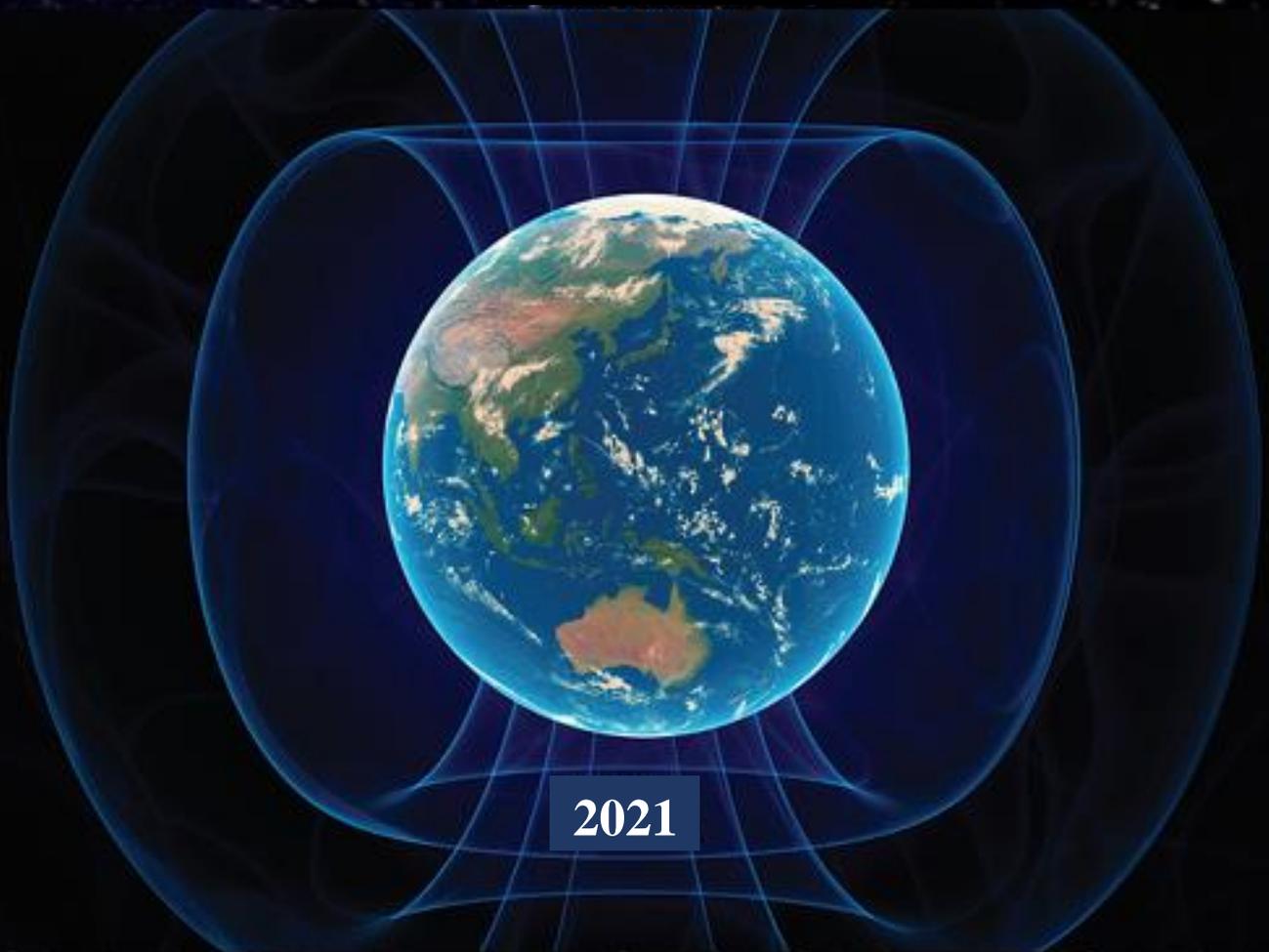
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. М. НОДИА

СБОРНИК ТРУДОВ

MIKHEIL NODIA INSTITUTE OF GEOPHYSICS

TRANSACTIONS

LXXIII



2021

ISSN 1512-1135

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი
მიხეილ ნოდias სახელობის გეოფიზიკის ინსტიტუტი

IVANE JAVAKHISHVILI TBILISI STATE UNIVERSITY
Mikheil Nodia Institute of Geophysics

ТБИЛИССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. И. ДЖАВАХИШВИЛИ
Институт геофизики им. М. З. Нодиа

შრომების კრებული

ტ. LXXIII

TRANSACTIONS
vol. LXXIII

СБОРНИК ТРУДОВ
т. LXXIII

ედგნება პროფესორ მიხეილ ნოდias დაბადებიდან 130 წლისთავს

Dedicated to the 130th Anniversary of the Birth of Professor Mikheil Nodia

Посвящается 130 годовщине со дня рождения профессора Михаила Зосимовича Нодиа



უნივერსიტეტის
გამომცემლობა

მთავარი რედაქტორი: ამირანაშვილი ა.

Editor-in-Chief: Amiranashvili A.

Главный редактор: Амиранашвили А.Г.

სარედაქციო-საგამომცემლო საბჭო:

ადამია შ., აჯიევი ა. (ყაბარდო-ბალკარეთის რესპუბლიკა, რუსეთი), ბენდერევი ა. (ბულგარეთი), ბერძენიშვილი ნ., ბოლაშვილი ნ., გამყრელიძე ე., გვენცაძე თ., გოგიჩაიშვილი ა. (მექსიკა), დარახველიძე ლ. (მთავარი რედაქტორის მოადგილე), დემეტრაშვილი დ., დვალი ნ., ელიზბარაშვილი ე., ვარამაშვილი ნ., ზაალიშვილი ვ. (რესპუბლიკა ჩრდილოეთ ოსეთი-ალანია, რუსეთი), თავართქილაძე კ., კვინიკაძე მ., კერესელიძე ზ., მამმადლი ტ. (აზერბაიჯანი), მელიქაძე გ., მეტრეველი გ., მინდელი პ., ნიკოლაიშვილი მ. (მდივანი), პეტროსიანი ჰრ. (სომხეთი), პოვოლოცკაია ნ. (რუსეთი), ჟოვინსკი ე. (უკრაინა), სენიკი ი. (რუსეთი), ტატიშვილი მ., ქირია თ., ქირია ჯ., ლლონტი ნ., ჩაგელიშვილი გ., ჭელიძე თ., ხარშილაძე ო., ხვედელიძე ზ.

THE EDITORIAL AND PUBLISHING BOARD:

Adamia Sh., Adjiev A. (Kabardino-Balkar Republic, Russia), Benderev A. (Bulgaria), Berdzenishvili N., Bolashvili N., Chagelishvili G., Chelidze T., Darakhvelidze L. (Associate Editor), Demetrashvili D., Dvali N., Elizbarashvili E., Gamkrelidze I., Ghlonti N., Gogichaishvili A. (Mexico), Gventsadze T., Kereselidze Z., Kharshiladze O., Khvedelidze Z., Kiria J., Kiria T., Mammadli T. (Azerbaijan), Kvinikadze M., Melikadze, G., Metreveli G., Mindeli P., Nikolaishvili M. (secretary), Petrosyan Hr. (Armenia), Povolotskaia N. (Russia), Senik I. (Russia), Tatishvili M., Tavartkiladze K., Varamashvili N., Zaalishvili V. (Republic of North Ossetia-Alania, Russia), Zhovinsky E. (Ukraine).

РЕДАКЦИОННО-ИЗДАТЕЛЬСКИЙ СОВЕТ:

Адамия Ш.А., Аджиев А.Х. (Кабардино-Балкарская Республика, Россия), Бендерев А.Д. (Болгария), Бердзенишвили Н.М., Болашвили Н.Р., Варамашвили Н.Д., Гамкрелидзе И.П., Гвенцадзе Т.Г., Глонти Н.Я., Гогичаишвили А.Т. (Мексика), Дарахвелидзе Л.К. (заместитель главного редактора), Двали Н.С., Деметрашвили Д.И., Жовинский Э.Я. (Украина), Заалишвили В.Б. (Республика Северная Осетия-Алания, Россия), Квиникадзе М.С., Кереселидзе З.А., Кириа Дж. К., Кириа Т.В., Маммадли Т. (Азербайджан), Меликадзе Г.И., Метревели Г.С., Миндели П.Ш., Николайшвили М. М. (секретарь), Петросян Г.М. (Армения), Поволоцкая Н.П. (Россия), Сеник И.А. (Россия), Таварткиладзе К.А., Татишвили М.Р., Харшиладзе О.А., Хведелидзе З.В., Чагелишвили Г.Д., Челидзе Т.Л., Элизбарашвили Э.Ш.

კრებული გამოდის 1936 წლიდან და მოიცავს გეოფიზიკის ყველა მიმართულებას. კრებულში იბეჭდება სამეცნიერო სტატიები, მონოგრაფიები, მიმოხილვები, მოკლეინფორმაციები, დისკუსიები, წიგნების მიმოხილვები, განცხადებები სამ – ქართულ, ინგლისურ და რუსულ ენაზე. პუბლიკაციები უფასოა. კრებული არის საერთაშორისო რეფერირებადი, რეცენზირებადი და ციტირებადი გამოცემა; ჩართულია საერთაშორისო ელექტრონულ საბიბლიოთეკო მონაცემთა ბაზა *DSpace*-ში. მისი ინდექსირება ხდება *Google Scholar* და *Publish or Perish*-ში. გამოდის, როგორც წესი, წელიწადში ერთხელ, სტატიების დაგროვების მიხედვით. საჭიროების შემთხვევაში შესაძლებელია წელიწადში რამდენიმე კრებულის გამოცემა.

The Transactions include all branches of the Geophysics. It is published since 1936. Types of contributions are: research papers, monographs, reviews, short communications, discussions, book reviews, and announcements on any of three languages – Georgian, English, Russian. Publications are free of charge. Transactions are international referred, peer-reviewed and cited edition; they are included in the international electronic library data base *DSpace*, indexed in *Google Scholar* and *Publish or Perish*. The Transactions published in proportion to the accumulation of articles, usually once per annum. If necessary, several publications per annum are possible.

Сборник охватывает все направления геофизики. Издается с 1936 года. В сборнике публикуются научные статьи, монографии, обзрения, краткие информации, дискуссии, обзрения книг, объявления на любом из трех языков – грузинский, английский, русский. Публикации бесплатные. Сборник является международным реферируемым, рецензируемым и цитируемым изданием; включен в международную электронную библиотечную базу данных *DSpace*. Индексируется в *Google Scholar* и *Publish or Perish*. Издается по мере накопления статей, обычно раз в год. При необходимости возможно несколько изданий в год.

სარედაქციო-საგამომცემლო საბჭოს მისამართი:

საქართველო, 0160, თბილისი, ალექსიძის ქ. 1, მ. ნოდის სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტი
Tel.: 233-28-67; Fax: (99532) 2332867; e-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com;
geophysics.transactions@tsu.ge

Address of The Editorial and Publishing Board:

M. Nodia Institute of Geophysics, 1 Alexidze Str., 0160 Tbilisi, Georgia
Tel.: 233-28-67; Fax: (99532) 2332867; e-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com;
geophysics.transactions@tsu.ge

Адрес редакционно-издательского совета:

Грузия, 0160, Тбилиси, ул. Алексидзе, 1. Институт геофизики им. М. З. Нодиа
Тел: 233-28-67; Fax: (99532) 2332867; e-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com;
geophysics.transactions@tsu.ge

ელექტრონული ვერსიის მისამართი

The address of electronic version

Адрес электронной версии

<https://scholar.google.com/citations?user=EdMkYoYAAAAJ&hl=en>

<http://dspace.gela.org.ge/handle/123456789/254>

დაიბეჭდა თსუ გამომცემლობის სტამბაში

Published by TSU Press

Напечатано в типографии ТГУ

© ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 2021

Publish House of Iv. Javakhishvili Tbilisi State University, 2021

Издательство Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили, 2021

ISSN 1512-1135

„B“ ტიპის (მე-II კატეგორიის) გრუნტებისათვის გაძლიერების S კოეფიციენტის მნიშვნელობების ცვლილების დიაპაზონის შეფასება

^{1,2} არაბიძე ვ., ^{1,3} გოგმაჩაძე ს.

1 ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის, მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტი, 0171, თბილისი, მ.ალექსიძის ქ.#1. (Vakhtang.Arabidze@tsu.ge)

2 საქართველოს აგრარული უნივერსიტეტი, 0159, თბილისი, დავით აღმაშენებლის ხეივანი # 240 (V.Arabidze@agruni.edu.ge)

3 ქართულ-ამერიკული უნივერსიტეტი, 0160, თბილისი, მ. ალექსიძის ქ. #8 (sergogomachadze@gmail.com)

სეისმომედეგი პროექტირებისა და მშენებლობის ერთერთ თანამედროვე აქტუალურ საკითხს წარმოადგენს საქართველოში მოქმედი სამშენებლო ნორმებიდან, კერძოდ პნ 01.01-09 „სეისმომედეგი მშენებლობა“ [1] გადასვლა ევროპულ სეისმომედეგ სტანდარტებზე – ევროკოდ-8-ზე, რომელიც თავისმხრივ ითვალისწინებს ქართული ეროვნული დანართების დამუშავებას. საქართველოს ეკონომიკის სამინისტროს, სამშენებლო პოლიტიკის დეპარტამენტთან არსებული სამშენებლო კომიტეტის მიერ (ჩვენი მონაწილეობით) დღეისათვის მომზადებულია ევროკოდი 8 – 1-ის (ევროკოდი 8 – სეისმომედეგი კონსტრუქციების დაპროექტება – ნაწილი 1: ზოგადი წესები, სეისმური ზემოქმედებები და წესები შენობებისათვის [2]) ქართული ეროვნული დანართის პირველი რედაქცია. აღნიშნული დოკუმენტის მე-3 ნაწილი ეთმობა გრუნტის პირობებს და სეისმურ ზემოქმედებას, კერძოდ 3.1 ქვეთავში მოყვანილია გრუნტების ზოგადი მიმოხილვა და კლასიფიკაცია სეისმური თვისებების მიხედვით (იხ. ცხრილი 1), ხოლო სეისმური ზემოქმედება განიხილება 3.2 ნაწილში. დრეკადი და საანგარიშო რეაქციის სპექტრების ფორმირებაში მნიშვნელოვან სიდიდეს წარმოადგენს S პარამეტრი – გრუნტის ტიპის კოეფიციენტი, რომლის მნიშვნელობები 1-ლი და მე-2 ტიპის სპექტრებისათვის მოყვანილია დოკუმენტის 3.2 და 3.3 ცხრილებში და „B“ ტიპის გრუნტებისათვის შეადგენს შესაბამისად 1.2-ს და 1.35-ს.

როგორც 1 ცხრილში მოყვანილი მნიშვნელობებიდან ჩანს „B“ ტიპის გრუნტებისათვის (მე-II კატეგორია პნ 01.01-09-ის მიხედვით) განივი ტალღის გავრცელების სიჩქარის დიაპაზონი სხვა ტიპის გრუნტებთან შედარებით დიდია და შეადგენს: $V_{s30} = 360 - 800$ მ/წმ (შესაბამისად პნ 01.01-09-ის ცხრილი 1-ის მიხედვით $V_s = 300 - 800$ მ/წმ), რის გამოც S პარამეტრის მნიშვნელობები შესაძლოა ასევე იცვლებოდეს დიდ დიაპაზონში.

ამ საკითხის შესწავლის მიზნით „B“ ტიპის გრუნტები დავყოთ ორ ქვეჯგუფად: 1 ჯგუფს მივაკუთვნოთ გრუნტები განივი ტალღის გავრცელების სიჩქარის მნიშვნელობებით $V_{s30} = 360 - 580$ მ/წმ; ხოლო მე-2 ჯგუფს მივაკუთვნოთ გრუნტები განივი ტალღის გავრცელების სიჩქარის მნიშვნელობებით $V_{s30} = 580 - 800$ მ/წმ.

საინჟინრო სეისმოლოგიისა და სეისმური მიკროდარაიონების (მიკროზონინგის) კურსიდან [3, 4] ცნობილია, რომ დედამიწის ზედაპირის სიახლოვეს ტალღური თეორიის

ერთგანზომილებიანი ამოცანის მიხედვით გრუნტის i -ური ფენის z კოორდინატის მქონე წერტილის ჰორიზონტალური მოძრაობის დიფერენციალური განტოლება შეიძლება ჩაიწეროს შემდეგი სახით:

$$\frac{\partial^2 W_i(z,t)}{\partial t^2} - c_1^2 \frac{\partial^2 W_i(z,t)}{\partial z^2} = 0 \quad (1)$$

სადაც, t – დროა; $W_i(z, t)$ – გრუნტის i -ური ფენის z კოორდინატის მქონე წერტილის ჰორიზონტალური სეისმური აჩქარება; c_1 – i -ური ფენის გრუნტში განივი სეისმური ტალღის გავრცელების სიჩქარეა.

განტოლების ამონახსნს აქვს შემდეგი სახე:

$$W_i(z, t) = W_i \left(i - \frac{z_i}{c_i} \right) + W_i^* \left(i + \frac{z_i}{c_i} \right) \quad (2)$$

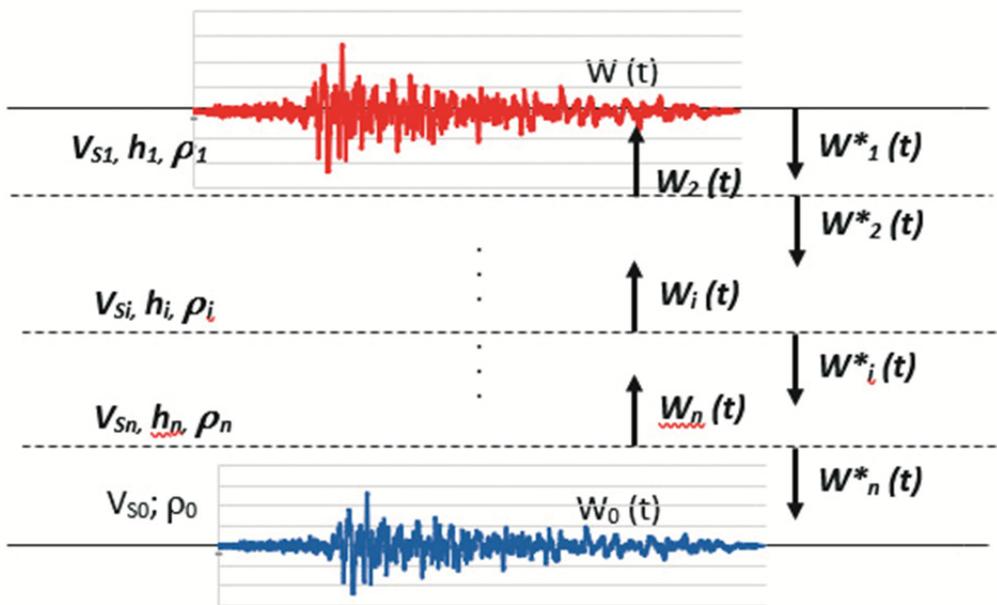
სადაც, $W_i \left(i - \frac{z_i}{c_i} \right)$ და $W_i^* \left(i + \frac{z_i}{c_i} \right)$ სეისმური ტალღის გავრცელებაა, შესაბამისად z ღერძის დადებითი და უარყოფითი მიმართულებით.

ცხრილი 1. გრუნტის ტიპები ევროკოდი – 8-ის მიხედვით.

| გრუნტის ტიპი | სტრატეგრაფიული პროფილი | პარამეტრები | | |
|--------------|--|----------------------|-------------------------------|----------------|
| | | $V_{S,30}$ (მ/წმ) | N_{SPT} (დარტყმები/30სმ) | c_u (კპა) |
| A | კლდე ან კლდის მსგავსი გეოლოგიური ფორმაცია, რომელიც მოიცავს, არაუმეტეს, 5მ სუსტ ზედაპირულ ქანს. | >800 | – | – |
| B | ძალიან მკვრივი ქვიშის, ხრეშის ან ძალიან ხისტი თიხის დანალექები, რომლებიც, სულ მცირე, 10 მეტრის სისქისაა და ხასიათდება სიღრმეში თანდათანობით მზარდი მექანიკური მახასიათებლებით. | 360-800 | >50 | >250 |
| C | მკვრივი ან საშუალო სიმკვრივის ქვიშის, ხრეშის ან ხისტი თიხის ღრმა დანალექი, რომლის სისქე რამ-დენიმე ათეულიდან ასეულობით მეტრებამდე აღწევს. | 180-360 | 15-50 | 70-250 |
| D | ფხვიერიდან საშუალომდე შეჭიდულობის მქონე დანალექი გრუნტები (რომლებიც შეიძლება მოიცავდეს სუსტი შეჭიდულობის შრეებს) ან შრეები, რომლებშიც რბილიდან საშუალომდე შეჭიდულობის მქონე გრუნტები დომინირებს. | <180 | <15 | <70 |
| E | C ან D ტიპის vs მნიშვნელობის მქონე ალუვიური ფენისგან შემდგარი გრუნტის პროფილი, რომლის სისქე მერყეობს 5მ-იდან და 20მ-ამდე ფარგლებში და რომლის ქვეშაც მდებარეობს უფრო ხისტი მასალა, სადაც $vs > 800$ მ/წმ. | | | |

| | | | | |
|----------------|--|----------------------------|---|-------|
| S ₁ | დანალექები, რომლებიც შედგება ან მოიცავს, სულ მცირე, 10მ სისქის მქონე შრეებს, რბილ თიხებს/ შლამებს მაღალი პლასტიკურობის მაჩვენებლით PI>40 და წყლის მაღალი შედგენილობით. | <100 (აღმნი- შენელი) | - | 10-20 |
| S ₂ | მგრძნობიარე თიხების დანალექები, გათხევადებული გრუნტების ან რაიმე სხვა ტიპის გრუნტის პროფილი, რომლებიც არ არის A-E ან S1 ტიპებში მოცემული. | | | |

მიღებული ფორმულა (2) გამოიყენება სეისმური მიკროდარაიონების (მიკროზონინგის), რიცხვითი მეთოდის პირდაპირი და შებრუნებული ამოცანების გადასაწყვეტად [3, 4]. როგორც ცნობილია პირდაპირი ამოცანა მდგომარეობს საპროექტო ტერიტორიის კონკრეტული საინჟინრო-გეოლოგიური და საინჟინრო-სეისმოლოგიური ჭრილის შესაბამისად ნაგებობის დასაპირკვლებს გრუნტების სეისმური რხევების აქსელეროგრამის (სეისმოგრამის) ანალიზურად აგებაში (მიღებაში), თუ ცნობილია კლდოვანი (ეტალონური) გრუნტის როგორც საყრდენი ფენის მოძრაობის აქსელეროგრამა (სეისმოგრამა). შებრუნებული ამოცანის მიზანია ქვევით განთავსებული კლდოვანი (ეტალონური) გრუნტისათვის სეისმური რხევების აქსელეროგრამის (სეისმოგრამის) ანალიზურად აგება (მიღება) თუ ცნობილია სეისმური რხევების ინსტრუმენტალურად ჩაწერილი აქსელეროგრამა (სეისმოგრამა) არაკლდოვანი გრუნტისათვის. ჩვენ შემდგომ კვლევაში გამოყენებული იქნება პირდაპირი ამოცანა, რომლის შესაბამისი ანალიტიკური სქემა მოყვანილია ნახაზ 1-ზე.



ნახ. 1. სეისმური მიკროდარაიონების რიცხვითი მეთოდის პირდაპირი ამოცანის შესაბამისი სქემა

ტალღური ფუნქციები $W_i(t)$ და $W^*_i(t)$ განისაზღვრება როგორც გარდატეხილი და არეკვლილი ტალღების ჯამი და გამოითვლება შემდეგი ფორმულით:

$$\begin{aligned}
 W_i(t) &= \alpha_{i+1,i} W_{i+1}(t-\tau_{i+1}) + \beta_{i,i+1} W_i^*(t-\tau_i) \\
 W_i^*(t) &= \alpha_{i-1,i} W_{i-1}^*(t-\tau_{i-1}) + \beta_{i,i-1} W_i(t-\tau_i)
 \end{aligned}
 \tag{3}$$

სადაც: $\alpha_{i+1,i}$, $\alpha_{i-1,i}$, $\beta_{i,i+1}$ და $\beta_{i,i-1}$ შესაბამისად i – ური და $i + 1$ შრის ტალღების გარდატეხის და არეკვლის კოეფიციენტებია; $\tau_i = h_i / V_{si}$, i -ური შრის გრუნტების სეისმური მახასიათებელია (ლოკალურ შრეში ტალღის გავლის დრო იხილეთ ნახაზი 1).

აქსელეროგრამების პაკეტის შერჩევისათვის გამოყენებულ იქნა, ინტერნეტის ქსელში მოძიებული რესურსები, კერძოდ – ბერკლის უნივერსიტეტის „Pacific Earthquake Engineering Research Center: NGA Database“, გაერთიანებული ევროპის პროექტის „Internet-Site for European Strong-Motion DataBase“ და იტალიური აქსელერომეტრიული არქივის – Italian Accelerometric Archive მონაცემთა ბანკში არსებული აქსელეროგრამები. ქვემოთ მოყვანილია ინტერნეტ საიტები სადაც შესაძლებელია ძლიერი მიწისძვრების ჩანაწერების მოძიება და შერჩევა.

International Strong Motion Databases:

Global databases: PEER Strong Motion Database, COSMOS Consortium of Organizations for Strong Motion Observation Systems, Center for Engineering Strong-Motion Data

National databases: Strong-Motion Sismograph Networks (K-NET, KiK-net) (Japan), Strong Motion Database of Turkey, Italian Accelerometric Archive, Euroseistest database (Greece), Unified Hellenic Accelerogram Database (Greece), Swiss National Strong Motion Network, Institute of Engineering Seismology and Earthquake Engineering (Greece), Guerrero Accelerograph Network (Mexico), GeoNet (New Zealand).

კვლევების შედეგად მონაცემთა ბაზებიდან მოძიებულ იქნა ათი სამკომპონენტური ჩანაწერი, რომლებიც დაიყო ორ ჯგუფად: პირველი ჯგუფი შედგება ხუთ აქსელეროგრამისაგან რომლებიც ჩაწერილია კლდოვან გრუნტებზე ($V_s = 800 - 1000$ მ/წმ) ევროკოდი 8-ის მიხედვით პირველი ტიპის მიწისძვრებისათვის (პირველი ტიპის მიწისძვრა – მაგნიტუდით $M_s \geq 5.5$), ხოლო მეორე ჯგუფი ასევე შედგება ხუთ აქსელეროგრამისაგან რომლებიც ჩაწერილია ასევე კლდოვან გრუნტებზე ($V_s = 800 - 1000$ მ/წმ) ევროკოდი 8-ის მიხედვით მეორე ტიპის მიწისძვრებისათვის (მეორე ტიპის მიწისძვრა – მაგნიტუდით $M_s < 5.5$).

კვლევებში გამოყენებული ორი ჯგუფის (პირველი და მეორე ტიპის) მიწისძვრების ჩამონათვალი მოყვანილია ქვემოთ:

I ჯგუფი

- 1978 წლის 16 სექტემბრის „Tabas“-ს მიწისძვრა მაგნიტუდით 7.3 Mw (000182);
- 1979 წლის 15 აპრილის „Montenegro“-ს მიწისძვრა მაგნიტუდით 6.9 Mw (000195);
- 1999 წლის 17 აგვისტოს „Izmit“-ის მიწისძვრა მაგნიტუდით 7.6 Mw (001228);
- 1999 წლის 12 ნოემბრის „Duzce“-ის მიწისძვრა მაგნიტუდით 7.2 Mw (001706);
- 1997 წლის 18 ნოემბრის „Strofades“-ს მიწისძვრა მაგნიტუდით 6.6 Mw (005826).

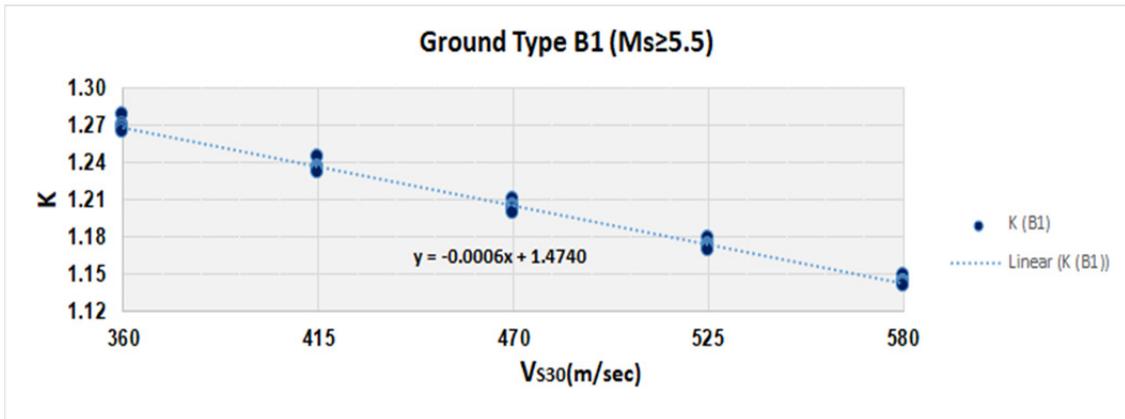
II ჯგუფი

- 1993 წლის 5 მარტის „Near coast of Filiatra“-ს მიწისძვრა მაგნიტუდით 5.2 Mw (000554);
- 1976 წლის 11 სექტემბრის „Friuli“-ს მიწისძვრის აფტერშოკი მაგნიტუდით 5.3 Mw (000707);
- 1987 წლის 10 ივნისის „Kalamata“-ს მიწისძვრის აფტერშოკი მაგნიტუდით 5.3 Mw (001900);
- 1997 წლის 26 აპრილის „Strofades“-ს მიწისძვრის ფორშოკი მაგნიტუდით 5.0 Mw (005824);
- 1988 წლის 2 აპრილის „Rafina“-ს მიწისძვრა მაგნიტუდით 4.6 Mw (006047).

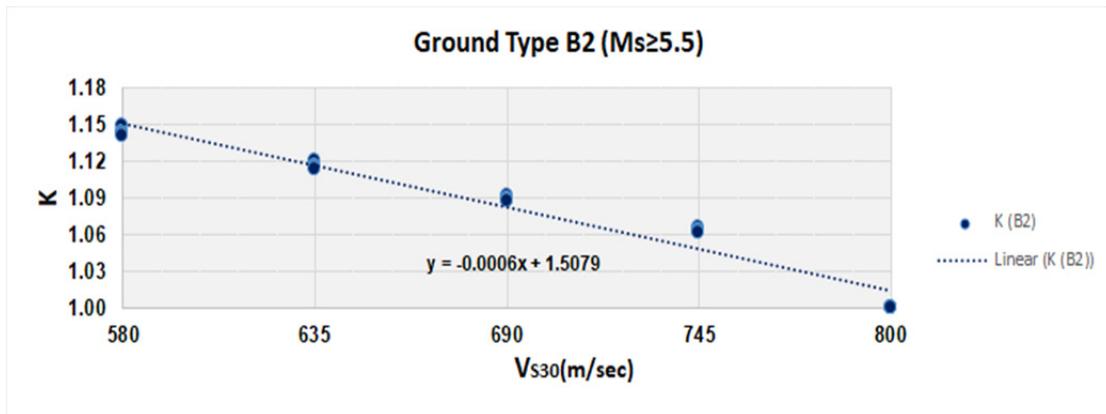
კლდოვანი გრუნტიდან სხვადასხვა სიჩქარის გრუნტებზე გადასვლისას ჩანაწერების მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობების ცვლილების K კოეფიციენტის გრაფიკები პირველი და მეორე ტიპის მიწისძვრის ჩანაწერებისათვის ნაჩვენებია მე-2 და მე-3 ნახაზებზე.

ამპლიტუდურ მახასიათებელთან ერთად აგრეთვე მნიშვნელოვან სიდიდეს წარმოადგენს კლდოვანი გრუნტიდან B1 და B2 ტიპის (ან სხვა ტიპის) გრუნტებზე გადასვლისას ჩანაწერების ფაზური მახასიათებლების ცვლილების დადგენა, რომლის თეორიულად განსაზღვრა ჯერჯერობით ვერ ხერხდება.

ა)

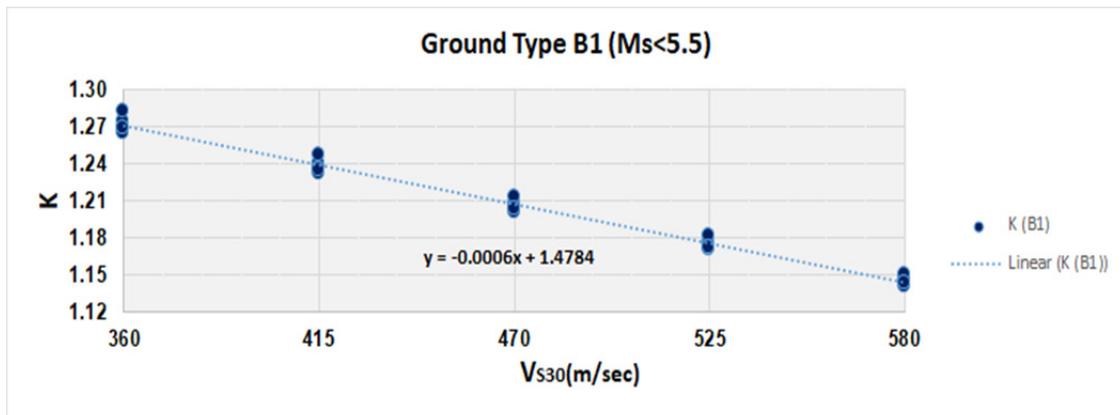


ბ)

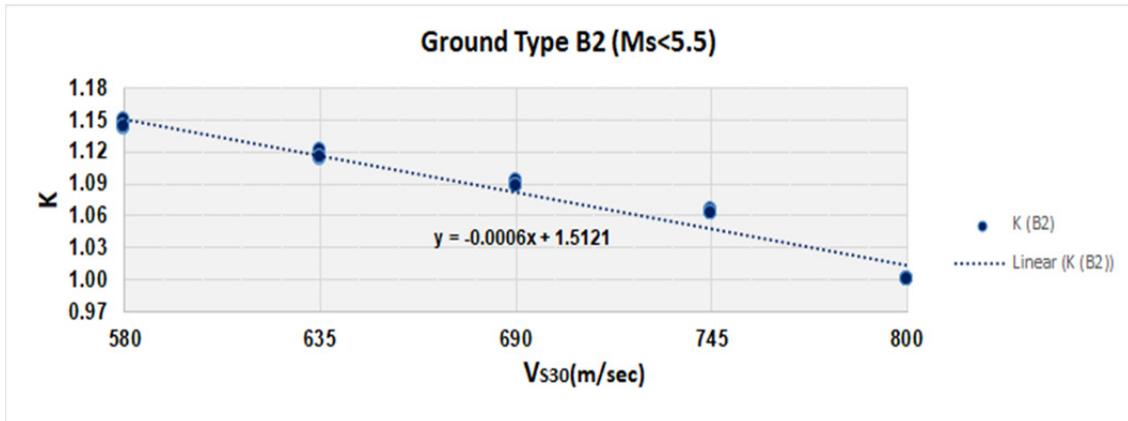


ნახ. 2. პირველი ტიპის მიწისძვრის ($M_s \geq 5.5$) ზემოქმედებისას კლდოვანი გრუნტიდან B1 და B2 ტიპის გრუნტებზე გადასვლისას ჩანაწერების მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობების ცვლილების K კოეფიციენტის გრაფიკები.

ა)



ბ)



ნახ. 3. მეორე ტიპის მიწისძვრის ($M_s < 5.5$) ზემოქმედებისას კლდოვანი გრუნტიდან B1 და B2 ტიპის გრუნტებზე გადასვლისას ჩანაწერების მაქსიმალური და მინიმალური მნიშვნელობების ცვლილების K კოეფიციენტის გრაფიკები.

მიღებული შედეგების ანალიზი გვიჩვენებს, რომ: B ტიპის I ქვეჯგუფის გრუნტებისათვის ($V_{s30} = 360 - 580$ მ/წმ) გაძლიერების კოეფიციენტის ცვლილება კლდოვან (A ტიპის) გრუნტებთან მიმართებაში შეადგენს $K = 1.15 - 1.30$ -ს; ხოლო B ტიპის II ქვეჯგუფის გრუნტებისათვის ($V_{s30} = 580 - 800$ მ/წმ) გაძლიერების კოეფიციენტის ცვლილება კლდოვან (A ტიპის) გრუნტებთან მიმართებაში შეადგენს $K = 1.05 - 1.15$ -ს. აღსანიშნავია ის ფაქტი, რომ ეს ცვლილება ორივე შემთხვევაში თითქმის ერთნაირია, როგორც I ტიპის, ასევე II ტიპის მიწისძვრებისათვის.

ამგვარად ჩატარებული კვლევებით მიღებული შედეგები გვიჩვენებს, რომ შენობა-ნაგებობების დაპროექტებისას კონსტრუქციების საიმედოობის ამაღლების და ეკონომიკური ხარჯების შემცირების მიზნით მიზანშეწონილი იქნება მიკროდარაიონებითი (მიკროზონინგი) სამუშაოების ჩატარებისას B ტიპის გრუნტები დაიყოს მინიმუმ ორ B1 და B2 ქვეჯგუფად.

ლიტერატურა – References – Литература

1. პროექტირების ნორმები პნ 01.01-09 „სეისმომედეგი მშენებლობა“ (საქართველოს ტექნიკური რეგლამენტი).
2. Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance – Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings.
3. კ. ზავრიევი, შ. ნაფეტვარიძე, გ. ქარცივაძე, შ. ჯაბუა, ა. ჩურაიანი. ნაგებობათა სეისმომედეგობა. გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი 1980წ.
4. Медведев С.В. и др. Сейсмическое микрорайонирование, Издательство „Наука“, Москва, 1977.

„B“ ტიპის (მე-II კატეგორიის) გრუნტებისათვის გაძლიერების S კოეფიციენტის მნიშვნელობების ცვლილების დიაპაზონის შეფასება

არაბიმე ვ., გოგმაჩაძე ს.

რეზიუმე

სტატიაში განხილულია ევროკოდი-8-ის შესაბამისად „B“ ტიპის (მე-2 კატეგორია პნ 01.01-09) გრუნტებისათვის, რომლებშიც განივი ტალღის გავრცელების სიჩქარის ცვლილების დიაპაზონი სხვა ტიპის გრუნტებთან შედარებით დიდია, გაძლიერების კოეფიციენტის მნიშვნელო-

ბების ცვალებადობა I და II ტიპის მიწისძვრებისათვის. ამ მიზნით „B“ ტიპის გრუნტები დაყოფილია ორ ქვეჯგუფად: 1 ჯგუფს მიკუთვნებულია გრუნტები რომლებშიც განივი ტალღის გავრცელების სიჩქარის მნიშვნელობებია $V_{S30} = 360 - 580$ მ/წმ; ხოლო მე-2 ჯგუფს მიკუთვნებულია გრუნტები რომლებშიც განივი ტალღის გავრცელების სიჩქარის მნიშვნელობებია $V_{S30} = 580 - 800$ მ/წმ. კოეფიციენტის გამოთვლები ჩატარებულია საინჟინრო სეისმოლოგიის პირდაპირი ამოცანის ალგორითმის გამოყენებით, რომლის მიხედვითაც I ქვეჯგუფის გრუნტებისათვის გაძლიერების კოეფიციენტის მნიშვნელობა იცვლება $K = 1.15 - 1.30$ ინტერვალში, ხოლო II ქვეჯგუფი გრუნტებისათვის $K = 1.05 - 1.15$ -ს.

საკვანძო სიტყვები: გრუნტებისათვის გაძლიერების S კოეფიციენტი.

**ESTIMATION OF THE RANGE OF CHANGE OF VALUES
OF S REINFORCEMENT COEFFICIENT FOR "B" TYPE
SOILS ACCORDING TO EUROCODE-8**

Arabidze V., Gogmachadze S.

Abstract

The article deals with the issues of changing the values of the amplification factor for soils of type "B" according to Eurocode-8 during earthquakes of the I and II types. For this, soils of type "B" are divided into two subgroups: group 1 includes soils in which the values of the shear wave propagation velocity $V_{S30} = 360 - 580$ m / s; The second group includes soils in which the values of the shear wave propagation velocity are $V_{S30} = 580-800$ m/s. The calculation of the coefficients is carried out according to the algorithm of the direct problem of engineering seismology. Calculations show that the value of the gain for subgroup I soils varies within the range $K = 1.15 - 1.30$, and for subgroup II soils $K = 1.05 - 1.15$.

**ОЦЕНКА ДИАПАЗОНА ИЗМЕНЕНИЯ ЗНАЧЕНИЙ
КОЭФФИЦИЕНТА УСИЛЕНИЯ S ДЛЯ ГРУНТОВ ТИПА «В» ПО ЕВРОКОДУ-8**

Арабидзе В.Г., Гогмачадзе С.А.

Реферат

В статье рассматриваются вопросы изменения значений коэффициента усиления для грунтов типа «В» по Еврокоду-8 при землетрясениях I-ого и II-ого типа. Для этого грунты типа «В» делятся на две подгруппы: к группе 1 относятся грунты, в которых значения скорости распространения поперечных волн $V_{S30} = 360 - 580$ м/с; Ко второй группе относятся грунты, в которых значения скорости распространения поперечной волны составляют $V_{S30} = 580-800$ м/с. Расчет коэффициентов проводится по алгоритму прямой задачи инженерной сейсмологии. Расчеты показывают, что значение коэффициента усиления для грунтов I подгруппы изменяется в пределах $K = 1,15 - 1,30$, а для грунтов II подгруппы $K = 1,05 - 1,15$.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПРИБЛИЖЕНИИ ТОЧЕЧНОГО ВЗРЫВА

Кереселидзе З.А.

*Институт геофизики им. М.З. Нодиа, ТГУ
z_kereselidze@yahoo.com*

Введение

Оценка энергии землетрясений является главной задачей физики очагов землетрясений. Очевидно, что основой любой модели, касающейся данной проблемы, является полноценный спектральный анализ сейсмических волн. Их разнообразие, вызванное многогранностью физического процесса в очаге землетрясений, а также с неоднородностью среды, во многих случаях приводит к неоднозначной интерпретации процесса распространения сейсмических волн. Существуют объективные причины, приводящие к искажению волновой картины сейсмического излучения, которые суммируются с субъективными погрешностями, допускаемыми интерпретационными моделями, используемыми для обработки данных наблюдений. Такие погрешности могут стать источником не только количественной ошибки при оценке силы землетрясений, но также способны приводить к искажению качественной картины, отображающей физический процесс в очагах землетрясений. Между тем, достаточно легко представить детерминированный механизм генерации упругих колебаний, возникающих после высвобождения энергии в очаге землетрясения. Он во многом подобен механизму, вызывающему собственные колебания упругих тел, находящихся в вакууме, либо в безграничной среде.

Такая физическая аналогия дает возможность использовать математически хорошо разработанный аппарат в процессе анализа данных волнового мониторинга. Это представляется особенно полезным для определения размера области взрывоподобного высвобождения энергии. Следовательно, появляется возможность для достаточно простой оценки энергии землетрясений. Доля полной энергии землетрясения, которая трансформируется в сейсмическое излучение, существенно различна для искусственных и естественных землетрясений. Поэтому, особенно важным параметром является коэффициент сейсмического действия. От этого параметра в значительной степени зависит погрешность решения сейсмологической задачи. В процессе подготовки землетрясений, в области будущего очага, постепенно накапливаются механические напряжения, что в конце концов приводит к взрывообразному высвобождению энергии. Принято, что в большинстве случаев для землетрясений умеренной силы коэффициент сейсмического действия $\approx 1\%$. Это означает, что интенсивность сейсмического излучения на два порядка меньше интенсивности землетрясения. Качественно подобная связь между полной энергией землетрясения и сейсмической энергией существует и в случае естественных землетрясений.

Очаги подземных ядерных взрывов, в отличие от естественных землетрясений, не испытывают предварительного механического напряжения. В таких случаях на сейсмическое излучение должна расходоваться относительно большая часть полной энергии взрыва. Теоретически,

полная энергия подземных ядерных взрывов в тротиловом эквиваленте была заранее известна. Однако, сейсмические данные практически во всех случаях указывали на количественное расхождение между теоретическим значением и реальной силой подземного взрыва. Считается, что примерно 5-8 % энергии взрыва трансформировалась в энергию сейсмической радиации [9. Садовский и др., 1985]. В отличие от подземного ядерного взрыва, точность определения энергии землетрясения зависит от достоверности оценки энергии сейсмической радиации, которая определяется по спектру объемных и поверхностных сейсмических волн [8. Rautian et al., 2007]. Для этого, в понимании известной модели Беньефа [6. Benioff, 1951], требуется определение объема сейсмического очага, что является достаточно сложной и неоднозначной задачей [10. Садовский, 1984]. Хотя модель Беньефа давно устарела, представляется, что ее модификация, в случае некоторой трансформации, может оказаться достаточно эффективной для определения энергии землетрясений умеренной силы, очаги которых можно аппроксимировать сферой [7. Bullen, 1953]. Отметим, что область нарушения линейной упругости подобна зоне выделения энергии по ранней теоретической модели подземного ядерного взрыва [1. Latter et al., 1957].

Физические предпосылки модели собственных механических колебаний очагов землетрясений

Очевидно, что величина коэффициента сейсмического действия неявно отображает суммарный эффект всех, как объемных, так и поверхностных, сейсмических волн. В некоторых случаях при выборе величины коэффициента сейсмического действия можно воспользоваться упрощающими допущениями. Например, в случае умеренных по интенсивности землетрясений, а также при ретроскопическом анализе подземных ядерных взрывов, проводившихся ранее, можно пренебречь сдвиговыми эффектами, порождающими поверхностные сейсмические волны. Такое ограничение в случае сильных землетрясений не может считаться достаточно корректным. В теоретической модели, представленной ниже, кроме пренебрежения сдвиговыми деформациями, использованы также и другие допущения относительно физических качеств среды, способствующие упрощению методики оценки энергии землетрясений [5. Aki and Richards, 2002].

Краеугольным камнем нашей модели является сходство спектров сейсмического излучения естественных землетрясений умеренной силы и подземных ядерных взрывов, т.е. искусственных землетрясений. Такое допущение позволяет определить энергию землетрясения при помощи особенного параметра, угловой частоты спектра объемных сейсмических волн. Этот параметр используется для определения величины сейсмического момента землетрясений, порождающего сдвиговые эффекты [16. Ризниченко, 1985]. Известно, что для большинства землетрясений определение угловой частоты не является особенно сложной задачей. Сдвиговыми эффектами для слабых землетрясений можно пренебречь. В таком случае оперирование сейсмическим моментом не имеет особенного смысла. Тем не менее, в нашей модели собственных механических колебаний очага землетрясения угловая частота является опорным параметром, т.к. она отождествляется с основной частотой объемных сейсмических волн. Их генерация считается результатом собственных колебаний очага землетрясения, как единого механического тела. Следовательно, в такой модели угловая частота может считаться самой низкой частотой в спектре объемных сейсмических волн.

Такое допущение является основой для аналитического моделирования физической связи объемных сейсмических волн с характерным линейным размером очага землетрясения. Поэтому, подобно модели Буллена, в нашей модели также считается, что очаг землетрясения делится на две области, в которых среда имеет различные физические качества. Первая, внутренняя область, отождествляется с зоной пластичности, в которой выделяется практически вся энергия землетрясения, т.е. упругая энергия, запасенная в среде. Что касается второй, внешней области

очага землетрясения: она считается зоной линейной упругости. Поэтому вторая зона, в отличие от первой, считается полностью однородной и упругой, хотя и слабо сжимаемой. Кроме этого, предполагается, что, подобно волновому фронту после подземного ядерного взрыва, фронт возмущения давления после землетрясения умеренной силы является также радиальным. Такое допущение позволяет в первом приближении фронт возмущений аппроксимировать поверхностью сферы. В принципе, возможна также аппроксимация более сложной поверхностью, например, поверхностью вытянутого, либо сплюсненного, эллипсоида вращения. Однако, исходя из сложного физического характера используемых допущений, аппроксимация очага землетрясения эллипсоидальным телом значительно усложняет схему математического моделирования. Действительно, известно, что основное отличие между колебаниями эллипсоида и сферы заключается в вырождении спектра частот сферы относительно азимутальной угловой координаты. Поэтому, в отличие от сферы, для спектра частот собственных колебаний эллипсоида следует принять во внимание возможность эффекта расщепления основных пиковых частот [З. Kereselidze et al., 2010]. Поэтому, с точки зрения простоты анализа волнового спектра, который в случае эллипсоида вращения требует значительных усилий, вполне можно ограничиться сферической моделью. Отметим, что в работе [20. Гвелесиани и др., 1983], касающейся проблемы собственных гидромагнитных колебаний магнитосферы Земли, была получена формула, обобщающая спектр дискретных частот колебаний сферической капли на случай капли эллипсоидальной формы. Как оказалось, количественное расхождение частот собственных колебаний сферы и вытянутого эллипсоида вращения одинаковых объемов зависит от эксцентриситета эллипсоида.

Таким образом, генерацию объемных сейсмических волн можно считать результатом собственных механических колебаний сферического очага землетрясения. Однако, внутреннюю область этой сферы после взрывоподобного выделения энергии можно отождествить с полостью, возникающей после взрывов в практически пластичной среде. Разрывы порождают ударные волны с радиальным фронтом распространения, движение которого является сверхзвуковым. Энергия ударных волн постепенно затухает и на некотором расстоянии необратимые изменения в среде прекращаются. Однако, тут начинает проявляться эффект упругости, который является характерным качеством всех горных пород. Поэтому, механические колебания после землетрясений могут быть вызваны только силами, возникающими во внешней части очага, в т.н. зоне линейной упругости. Разрушительное действие ударного фронта на некотором расстоянии от центра фокальной области землетрясения ослабевает. В результате появляется условная поверхность, разграничивающая внутреннюю и внешнюю зоны очага землетрясения. Следовательно, под воздействием первого толчка, вызванного приходом ударного фронта, возникают упругие колебания во внешней части пространства очага землетрясения. Эта область в модельном представлении будет иметь форму сферы без сердцевинки, размер которой совпадает с объемом области пластичности. Внешняя граница очага землетрясения, подобно внутренней, также ограничена сферической поверхностью.

Согласно теории колебаний, любое упругое тело конечных размеров имеет собственный дискретный спектр механических колебаний, которые могут передоношаться в среду, в которой находится колеблющееся тело. Очевидно, что насыщенность спектра частот собственных колебаний любого тела можно связать с его формой. Например, эллипсоид вращения имеет более низкую степень симметрии по сравнению со сферой. Следовательно, спектр частот его собственных колебаний должен быть более насыщенным, чем у сферы. В то же время, спектр частот собственных колебаний сферы может считаться результатом вырождения колебаний эллипсоида. Поэтому, является изначально очевидным, что дискретный спектр частот собственных колебаний очага землетрясения, генерирующих сейсмические волны, должен быть очень насыщенным. Причиной этого эффекта является дисперсия любых сейсмических волн, как

объемных, так и поверхностных, возникающая из-за неоднородности среды. При этом возможен также эффект расщепления основных частот, что в принципе теоретически допустимо в земной среде и может быть причиной возникновения отдельных мод специфических колебаний (сферических, цилиндрических, тороидальных и т.д.).

Известно, что энергия любого землетрясения находится в прямой зависимости от объема сейсмического очага V_c . Очевидно, что часть этой энергии, расходуемая на сейсмическое излучение, может значительно изменяться в зависимости от состояния среды, а также от механизма землетрясения, определяющего его силу [11. Crowley, Germain, 1971]. Поэтому, как отмечалось, даже при очевидном физическом подобии очагов подземных ядерных взрывов и естественных землетрясений умеренной силы, необходимой является количественная коррекция, отображающаяся в различных величинах коэффициента сейсмического действия. Считается, что для естественных землетрясений под сейсмическим очагом подразумевается пространство, в объеме которого были отмечены афтершоки [9. Садовский и др., 1985]. Однако, происходят и такие землетрясения, которые не сопровождаются афтершоками. Иногда, даже в случае наличия афтершоков, линейные характеристики сейсмического очага достаточно сложно определить.

Такое может происходить, например, из-за повторяемости землетрясений в течение короткого интервала времени, или значительного разброса афтершоков как во времени, так и в пространстве. Однако, для слабых и умеренных по силе землетрясений вполне можно допустить подобие с подземными ядерными взрывами. Для последних было принято считать, что энергия их волнового излучения в основном связана с объемными волнами. Поэтому, корректная оценка объема зоны пластичности в очаге землетрясения, являющейся областью выделения сейсмической энергии, является первостепенной задачей. В силу подобия, ее решение можно проводить по идентичной с подземными ядерными взрывами схеме. Однако, существует фактор различия между естественными и искусственными землетрясениями. В случае подземных ядерных взрывов их теоретическая энергия, и, следовательно, вероятный сейсмический эффект, были заранее известны. Поэтому, оценка энергии подземных ядерных взрывов, в отличие от естественных землетрясений, является косвенной задачей. Однако, в обоих случаях ретроспективный анализ сейсмических данных является единственным способом, позволяющим судить о правомерности нашей модели собственных механических колебаний очага землетрясения. В случае наличия данных о частотном спектре объемных сейсмических волн эту задачу можно решить достаточно просто. В первую очередь, необходимо знать основную, т.е. угловую, частоту дискретного ряда частот собственных колебаний очага землетрясения. Однако, в случае подземных ядерных взрывов следует отметить, что из-за дальности событий и несовершенства ранних методов спектрального анализа, данный параметр нам известен только для первого, самого слабого по мощности, ядерного взрыва под названием Рейниер [14. Grosling, 1959].

Математическая база модели собственных механических колебаний очага землетрясений

В работе [3. Kereselidze et al., 2010], опирающейся на идею точечного взрыва, была использована физическая аналогия между собственными гидромеханическими колебаниями сферической жидкой капли и механическими колебаниями очага землетрясения. Согласно этой модели, сейсмический очаг отождествлялся с телом, имеющим форму вытянутого эллипсоида вращения. Очевидно, что аппроксимационным пределом такого тела является сфера. Известно, что гидромеханические колебания жидкой сферической капли могут возникать вследствие малых деформации ее поверхности, меняющих кривизну поверхности капли [13. Ландау, Лифшиц, 1954]. Подобные возмущения включают в действие капиллярные силы, которые обеспечивают энергией свободные колебания капли. Их амплитуда, по мере уменьшения степени деформации

из-за сопротивления внешней среды, постепенно убывает, что способствуют восстановлению первоначальной формы капли. Физическую основу этого явления отображает известная формула Лапласа

$$P_1 - P_2 = \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right), \quad (1)$$

где α - коэффициент поверхностного натяжения, P_2 и P_1 - давления на внутренней и внешней границе жидкой капли, R_1 и R_2 - главные радиусы кривизны поверхности деформированной сферической капли.

Для понимания сути используемой в нашей модели физической аналогии представим, что капля взвешена в воздухе. Тогда ее гидромеханические колебания могут распространяться в виде звуковых волн определенного диапазона частот, который зависит от размера капли. Можно предположить, что объемные сейсмические волны, подобно акустическим волнам, возникающим в воздушной среде из-за колебаний жидкой капли, также связаны с возмущениями граничной поверхности воображаемого упругого тела, отождествленного с очагом землетрясения. Такая аналогия, при допущении некоторых физических качеств среды, позволяет применить известный аналитический метод, позволяющий представить картину распространения свободных колебаний в виде стоячих волн. Как это будет показано ниже, этим методом, путем некоторых математических допущений, по сравнению со случаем жидкой сферы, можно получить аналитическое выражение, моделирующее дискретный спектр частот собственных механических колебаний очага землетрясений. При этом, используются лишь такие дополнительные условия, которые позволяют корректно воспользоваться математической схемой, использованной в задаче собственных колебаний жидкой капли.

В частности, модель собственных механических колебаний упругого твердого тела может быть справедливой только в том случае, если во время колебаний смещение граничной поверхности является существенно малым по сравнению с характерным линейным размером тела. Кроме этого, скорость колебаний граничной поверхности упругого тела должна быть значительно меньше скорости ударных волн, которая превышает скорость звука в среде, окружающей колеблющееся тело. Однако, в нашем случае ударные волны могут возникнуть только в зоне пластичности, т.е. в той части очага землетрясения, в которой происходит взрывообразное высвобождение энергии упругих связей. Подобно возмущениям, вызывающим деформацию жидкой капли, возмущения давления в земной среде возбуждают эффект линейной упругости. Можно без ограничений считать, что вне зоны пластичности среда всюду является достаточно упругой, хотя достаточно слабо сжимаемой. Степень однородности среды зависит от расстояния и геологического строения. С увеличением расстояния возмущения давления уменьшаются по сравнению с его первоначальной величиной в непосредственной близости от зоны пластичности. Следовательно, необходимо иметь в виду, что жесткие требования, выполнение которых является необходимым для распространения сейсмических волн без существенных искажений, могут выполняться только на определенном расстоянии от гипоцентра землетрясения.

Согласно нашей модели, механические колебания очага землетрясения генерируются в его внешней зоне. Следовательно, фронт объемных сейсмических волн распространяется от ее граничной поверхности. Отметим, что подобное представление о механизме распространения сейсмических волн глобального масштаба является общепринятым [17. Stein, Wysession, 2003; 5. Aki, Richards, 2002]. Например, в последней монографии дана модель собственных колебаний жидкой сферической Земли, находящейся в вакууме. Эти колебания моделируют самые низкочастотные сейсмические волны планетарного масштаба. Несмотря на то, что данная модель, в некоторой степени, подобна нашей модели, имеется также принципиальная разница.

Она заключается в наличии свободной граничной поверхности в модели жидкой Земли. Ниже станет очевидным, что такая поверхность в рамках нашей модели не может существовать. Имеются и другие различия, связанные с механическими свойствами жидкости и земных пород. Например, в отличие от земной среды, условие несжимаемости является очень жестким требованием для жидкости. Поэтому, чисто радиальные колебания жидкой сферы следует исключить. Однако, такие колебания принципиально допустимы, если средой является Земля, в которой действуют силы упругости. Поэтому, малые (нерадиальные) гидромеханические колебания жидкой сферической капли могут происходить только вследствие ее объемной деформации, против которой действует сила поверхностного натяжения.

Таким образом, в нашей модели чисто радиальные колебания исключаются. Однако, как и в случае жидкой сферы, имеющей поверхностное натяжение, во время деформации твердой сферы стабилизирующим фактором также должна являться упругая сила. Очевидно, что в земной среде количественный эффект действия упругих сил зависит от величины модуля всестороннего сжатия κ . Этот параметр имеет размерность давления, чем в первую очередь отличается от коэффициента поверхностного натяжения жидкой капли. Кроме размерности, имеется также и другое отличие между α и κ , которое является особенно существенным с точки зрения корректности формулы (1) после ее модификации. В земной среде, при условии пренебрежения силой гравитации, подобно жидкости, давление можно считать изотропным, несмотря на существование сил, обеспечивающих внутренние напряжения. Это означает, что в невозмущенном состоянии начальное давление на виртуальную внешнюю границу, аппроксимирующую очаг землетрясения в приближении сферического тела, не может быть нулевым.

После взрывообразного высвобождения упругой энергии в зоне пластичности распространится фронт возмущения давления, сила которого должна убывать с расстоянием. В результате этого на некотором удалении от центра фокуса землетрясения возмущение может уменьшиться настолько, что оно окажется недостаточным для полного подавления эффекта силы упругости, противодействующего давлению. Очевидно, что именно область, в которой проявляется указанный эффект, является зоной линейной упругости, т.е. внешней зоной очага землетрясения. Силы упругости, подобно поверхностному натяжению в случае жидкой капли, будут возбуждать механические колебания, которые будут распространяться в виде волнового фронта. Несмотря на очевидное подобие между жидкой каплей и очагом землетрясения, вышеприведенные рассуждения все же требуют качественного изменения физического содержания формулы (1). В первую очередь, это сводится к замене коэффициента α на модуль всестороннего сжатия κ . Для этого необходимо также ввести линейный масштаб L , от величины которого должна зависеть степень деформации сферического тела, аппроксимирующего очаг землетрясения

$$P_1 - P_2 = \kappa L \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right). \quad (2)$$

Исходя из физических соображений очевидно, что линейный параметр $L = R$. На единицу длины поверхности невозмущенной сферической капли ($R_1 = R_2$) действует удвоенная сила $\alpha \frac{2}{R}$.

Подобно этому, на условно обозначенную невозмущенную сферическую поверхность твердого тела должно действовать удвоенное давление 2κ . Этот эффект является отображением как прямого воздействия фронта давления на условную поверхность, так и усиления сопротивления со стороны упругой среды. Кроме этого, для корректности модели, необходимо удовлетворить требование, согласно которому возмущение давления должно быть малым по сравнению с модулем всестороннего сжатия в земной среде: $\delta P \ll \kappa$. Такое ограничение

является необходимым требованием, обеспечивающим условие слабости деформаций сферического тела. Это означает выполнение постулата о малости амплитуды смещения ξ поверхности относительно положения равновесия. Следовательно, смещения между крайними положениями поверхности равны двойной амплитуде колебаний. Математическим критерием, отображающим данное условие, является выражение

$$\delta P = \kappa \nabla \xi \sim 2\kappa \frac{\xi}{R}. \quad (3)$$

В формуле (1) степень деформации сферической поверхности определяется обратными величинами главных радиусов кривизны: $\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$. Если отклонение от сферической поверхности является слабым ($r=R+\xi$), то площадь поверхности сферы можно варьировать с точностью до членов первого порядка по ξ . В результате для суммы $\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}$ получим следующее выражение [12.Ландау, Лифшиц, 1954]

$$\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} = \frac{2}{R} - \frac{2\xi}{R^2} - \frac{1}{R^2} \left[\frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \xi}{\partial \varphi^2} + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} (\sin \theta \frac{\partial \xi}{\partial \varphi}) \right]. \quad (4)$$

Очевидно, что первое слагаемое в правой части выражения (4) соответствует чисто сферической поверхности: $R_1 = R_2 = R$.

В приближении гармонических колебаний периодическое движение граничной поверхности модельного сфероидального тела является потенциальным. Следовательно, потенциал ψ , соответствующий этому движению, должен подчиняться уравнению Лапласа

$$\Delta \psi = 0. \quad (5)$$

Известно, что потенциал колебаний связан со скоростью периодических радиальных перемещений v_r

Соотношением

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = v_r = \frac{\partial \psi}{\partial r}. \quad (6)$$

В случае пренебрежения гравитационным эффектом на внешней границе сфероидального тела должно выполняться следующее условие

$$P_1 - P_2 = -\rho \frac{\partial \psi}{\partial t}, \quad (7)$$

где ρ - плотность среды. Выражение (7) по форме совпадает с первым интегралом движения [13. Ландау, Лифшиц, 1954].

При помощи выражения (5), т.к. $L = R$, на поверхности $r=R$ граничное условие (7) примет вид

$$\rho \frac{\partial \psi}{\partial t} + \kappa \left\{ 2 - \frac{2\xi}{R} - \frac{1}{R} \left[\frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\sin \theta \frac{\partial \xi}{\partial \varphi}) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \xi}{\partial \varphi^2} \right] \right\} = 0. \quad (8)$$

Первый член в фигурных скобках этого выражения является давлением, производимым средой на условную сферическую поверхность очага землетрясения в начальном состоянии. Второй член, согласно (3), равен возмущению давления после землетрясения.

Условие (8) является справедливым на граничной поверхности $r=R$. После дифференцирования по времени, при помощи выражения (6), оно примет вид

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \Big|_{r=R} - \frac{V_p^2}{R} \left\{ 2 \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial r} \left[\frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \psi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \varphi^2} \right] \right\} \Big|_{r=R} = 0, \quad (9)$$

где в множителе перед фигурными скобками присутствует квадрат скорости сейсмической волны сжатия: $V_p = \left(\frac{\kappa}{\rho} \right)^{\frac{1}{2}}$.

Выражение (9), справедливое в приближении твердой упругой среды, по форме (но не по содержанию) является аналогом уравнения для собственных гидромеханических колебаний жидкой сферической капли. Исходя из сходства, для математического моделирования спектра частот собственных механических колебаний слабо деформированной твердой сферы, подобно случаю жидкой сферы, можно воспользоваться представлением потенциала в виде стоячей волны с циклической частотой ω

$$\psi = F(r, \theta, \varphi) e^{-i\omega t}, \quad (10)$$

Согласно (5), функция $F(r, \theta, \varphi)$ удовлетворяет уравнению Лапласа. Следовательно, ее можно представить в виде линейной комбинации: $F(r, \theta, \varphi) = C X(r) Y_{nm}(\theta, \varphi)$. C – постоянная, $Y_{nm}(\theta, \varphi) = P_n^m(\cos \theta) e^{im\varphi}$ – шаровая функция, P_n^m – присоединенная функция Лежандра. Представление (10) позволяет искать решение в виде произведения решений двух уравнений. Первым решением является т.н. радиальная функция $X(r) = A_n r^n + B_n r^{-(n+1)}$, которая в общем виде является суммой внутреннего и внешнего решений радиального уравнения Эйлера. По физическим соображениям, в задаче собственных колебаний сферической жидкой капли, в представлении радиальной части потенциала использовалось только внутреннее решение $\sim r^n$. Такое представление зависимости потенциала от радиальной координаты является вполне корректным для задачи собственных радиальных колебаний сплошной твердой сферы. Однако, наша цель заключается в разделе очага землетрясения на две различные зоны. Т.е. необходимо получить решение, при помощи которого в явном виде будет определена поверхность, разделяющая внутри очага землетрясения зоны пластичности и линейной упругости.

Выше было сказано, что в зоне пластичности могут генерироваться лишь ударные волны, являющиеся следствием сильных разрывов в среде. Следовательно, тут упругие колебания должны исключаться. Неизбежность генерации ударных волн после взрывообразного выделения энергии после землетрясения подсказывает, что в представлении потенциала (10) этот эффект должен отображаться. Считаем, что данную цель можно реализовать, если воспользоваться полной радиальной функцией, т.е. в выражении для радиальной функции оставить член, дающий неопределенность в центре сферы. На первый взгляд, такое действие, приводящее к расходимости решения случае $r \rightarrow 0$, является некорректным. Однако, как это будет показано ниже, именно сингулярность полного решения радиального уравнения способна отобразить картину точечного взрыва. В частности, такое решение позволяет в явном виде определить линейные параметры задачи при помощи физического условия на границе раздела между внутренней и внешней зонами очага землетрясения. Напомним, что именно отсутствие возможности явного определения соотношения линейных размеров внутренней и внешней зон очага землетрясения являлась главным недостатком модели Буллена. Очевидно, что ее физическая наглядность не была подкреплена возможностью количественных оценок [7. Bullen, 1953].

Известно, что функция $Y_{nm}(\theta, \varphi)$ удовлетворяет т.н. сферическому уравнению

$$\frac{1}{\sin\theta} \frac{\partial}{\partial\theta} \left(\sin\theta \frac{\partial Y_{nm}}{\partial\theta} \right) + \frac{1}{\sin^2\theta} \frac{\partial^2 Y_{nm}}{\partial\varphi^2} + n(n+1)Y_{nm} = 0. \quad (11)$$

Является очевидным, что эффект расщепления частот нормальных мод колебаний очага землетрясения должен проявляться в размазывании спектра сейсмических волн с увеличением расстояния. Для сферы, имеющей более высокую степень симметрии, чем эллипсоид вращения, в представлении потенциала будет присутствовать обычная функция Лежандра. Следовательно, в этом случае эффект расщепления частот не должен иметь место, ввиду чего отпадает зависимость от числа m . В принципе, такие колебания вполне можно считать близкими к гармоническим. Однако, такое допущение, хотя и не может влиять на основную частоту собственных колебаний очага землетрясения, тем не менее, требует однородность и линейную упругость среды в области распространения сейсмических волн.

Воспользуемся представлением потенциала (10), в котором присутствует полная радиальная функция $X(r)$, но отсутствует зависимость от азимутальной координаты φ . После подстановки потенциала в условие (9), с учетом уравнения (11), получим следующее аналитическое выражение для круговой частоты $f_n = \frac{\omega_n}{2\pi}$

$$f_n^2 = \frac{V_p^2}{4\pi^2 R^2} \left[(n-1)(n+2) \frac{nA_n R^{n-1} - (n+1)B_n R^{-(n+2)}}{A_n R^{n-1} + B_n R^{-(n+2)}} \right], \quad (12)$$

где $n \geq 2$ ($n=0$ соответствует чисто радиальным колебаниям, которые в несжимаемой среде исключаются. $n=1$ при поступательном движении).

Таким образом, имеется аналитическое выражение для дискретного спектра частот, соответствующее собственным механическим колебаниям твердой сферы, аппроксимирующей очаг землетрясения умеренной силы, либо подземного ядерного взрыва. Очевидно, что выражение (12) отличается от формулы для спектра колебаний сплошной сферической капли не только по форме, но и по содержанию [12. Ландау, Лифшиц, 1954]. Для доказательства справедливости такого утверждения достаточно указать, что, согласно выражению (12), в случае твердой сферы частоты некоторых гармоник могут принимать не только реальные, но и мнимые значения. Данное свойство, являющееся специфической особенностью, очевидно способствует физической наглядности нашей модели. По определению, граница внутренней и внешней зон является поверхностью сильного разрыва. Поэтому во внутренней зоне очага землетрясения, в которой среда теряет упругость, генерация объемных сейсмических волн исключается. Однако, тут происходит генерация ударных волн. Главное достоинство такого представления заключается в простоте оценки энергии землетрясения. Для этого достаточно определить объем внутренней зоны по спектру объемных сейсмических волн.

Подчеркнем, что в этом плане наша модель отличается от других моделей, в которых областью выделения энергии считается весь очаг землетрясения [9. Садовский и др., 1985]. Как это будет показано, для вычисления объема зоны пластичности, в приближении гармонических колебаний, достаточным является определение угловой частоты спектра первичных сейсмических волн. В отличие от землетрясений, для подземных ядерных взрывов энергия была априори известна. Поэтому, для них определение энергии по спектру частот сейсмических волн будет являться обратной задачей, цель которой будет заключаться в перепроверке ретроспективных данных. Но для того, чтобы воспользоваться формулой (12) для вычисления радиуса зоны пластичности R_0 , кроме угловой частоты спектра объемных сейсмических волн, необхо-

димым является также определение постоянных, входящих в радиальную функцию $X(r)$. Принимая во внимание, что граница раздела зон пластичности и линейной упругости является поверхностью фронта ударных волн, будет достаточным лишь одно граничное условие. Оно заключается в равенстве нулю всех колебаний, как виртуальных (ударные волны), так и действительных, на разделяющей поверхности внутренней и внешней зон очага землетрясения. Такая граница имеет подобие с границей баланса на молекулярном уровне между внутренними силами притяжения и отталкивания в твердом теле. В результате, при помощи условия равенства нулю числителя выражения (12) будем иметь соотношения

$$nA_n R_0^{n-1} = (n+1)B_n R_0^{-(n+2)}, \text{ т.е. } B_n = \frac{n}{n+1} A_n \cdot R_0^{2n+1}, \quad (13)$$

$$n=2,3,4\dots$$

Следовательно, постоянные коэффициенты радиальной функции вследствие граничного условия, оказываются связанными. После подстановки второго равенства (13) в выражение (12) эти коэффициенты исключаются и формула частот дискретного спектра собственных механических колебаний сферы, аппроксимирующей очаг землетрясения, принимает окончательный вид

$$f_n = \frac{V_p}{2\pi R} \left[(n-1)(n+2) \frac{\left(\frac{R}{R_0}\right)^{n-1} - \left(\frac{R_0}{R}\right)^{n+2}}{\frac{1}{n}\left(\frac{R}{R_0}\right)^{n-1} + \frac{1}{n+1}\left(\frac{R_0}{R}\right)^{n+2}} \right]^{1/2}. \quad (14)$$

Аналитическое решение в гармоническом приближении

Формула (14) представляет ряд уравнений, которые определяют дискретные частоты собственных колебаний очага землетрясения умеренной силы. Вместе со скоростью первичной объемной сейсмической волны, которая является главной физической характеристикой среды распространения волн, в эти уравнения входят также два априори неизвестных параметра, радиусы внутренней и внешней зон очага землетрясения. Поэтому, решение прямой задачи сейсмологии, которая заключается в определении спектральных параметров сейсмического излучения по формуле (14), не имеет смысла. Наша цель состоит в решении обратной задачи, которое следует провести в два этапа. Первая часть решения состоит в определении линейных параметров, радиусов R_0 и R , очага землетрясения. Далее, при помощи R_0 можно получить объем зоны пластичности, т.е. вычислить энергию землетрясения и оценить его магнитуду. Очевидно, что определение радиуса R_0 является возможным лишь в том случае, если спектр частот сейсмических волн является известным.

Такую задачу можно выполнить только путем спектрального анализа данных сейсмического излучения. В принципе, при условии наличия достаточно качественных сейсмических данных, любые два уравнения из ряда (14), относящиеся к конкретным частотам волнового спектра, могут быть использованы для определения искомым радиусов. Например, наиболее удобными являются первые два уравнения, соответствующие основной угловой и следующей за ней частотам. В этих уравнениях отношение искомым неизвестных входит в виде дробей, которые имеют более низкие, по сравнению с другими уравнениями, степени по числу n . Тем не менее, аналитическое решение такой системы уравнений является невозможным. Однако, существует возможность точного численного решения, для чего удобным является уравнение, которое можно получить путем деления первоначальных уравнений друг на друга.

В новое уравнение, которое представляет отношение множителей в квадратных скобках, входит соотношение частот, которые определяются из волнового спектра конкретного землетрясения. Обычно, у численных решений уравнений, содержащих неизвестные в высоких степенях, имеются несколько корней. Из них следует рассматривать только те, которые являются физически приемлемыми. Из-за неоднородности среды распространения сейсмических волн существует вероятность искажения волновой картины землетрясения. В таком случае спектральный анализ может оказаться сложным. Задача может облегчиться в случае наличия локальной сейсмической сети, обеспечивающей достаточное количество записей конкретного землетрясения. Действительно, только сравнительный анализ сейсмограмм нескольких станций, расположенных на близком расстоянии друг от друга, является надежным индикатором качества среды распространения сейсмического излучения. В частности, проверяется подобие волновых спектров, после чего можно судить, насколько является данная среда линейно упругой и однородной. Если среда удовлетворяет этим условиям, то дисперсией, а также ращеплением объемных сейсмических волн, можно пренебречь. В однородной среде с большой степенью вероятности можно допустить, что частоты волнового спектра собственных колебаний очага землетрясения могут составить гармонический ряд. Очевидно, что такое теоретическое допущение поддается проверке только при помощи спектрального анализа. Отметим, что для значительного числа землетрясений умеренной силы, происходящих в регионе Южного Кавказа, такое допущение представляется справедливым.

Таким образом, задачу определения радиусов R_0 и R можно существенно упростить, если колебания после землетрясения умеренной силы считать гармоническими. Действительно, из анализа уравнений (14) видно, что ряд частот, соответствующим возрастающему числу n , должен быть близким к гармоническому. Наша цель заключается в численном решении уравнения, полученным путем соотношения первых двух уравнений (14), содержащим неизвестное $\frac{R}{R_0}$. Поэтому, достаточно допустить, что условию гармоничности подчиняются

первые две частоты: $\frac{f_3}{f_2} = 2$. Согласно численному решению, среди нескольких корней указан-

ного уравнения физически справедливым является только один корень: $\frac{R}{R_0} = 1.92$. Легко дога-

даться, что в гармоническом приближении данный корень следует считать универсальным, т.е. подходящим для любого землетрясения умеренной силы. Далее, следует определить в явном виде R_0 и R , что является достаточно простой задачей, если известна величина угловой частоты f_2 . В таком случае после подстановки величины корня, из первого уравнения (14), получим величину параметра R . Следовательно, будет известной также величина радиуса R_0 , определяющего объем внутренней зоны очага землетрясения. Вспоминая о качественном подобии нашей модели с моделью Буллена, следует вновь отметить, что его модель, в отличие от нашей, является качественной. Действительно, в связи с размером зоны «взрывоподобного высвобождения энергии землетрясения» Буллен, без строгого доказательства, предполагал, что объем внутренней зоны очага должен составлять примерно десятую часть полного объема очага землетрясения [7. Bullen, 1953].

Таким образом, предлагаемая нами модель может служить математическим основанием для утверждения, что соотношение радиусов внешней и внутренней зон сферического очага землетрясения является универсальной характеристикой. Поэтому, в пределах использованных допущений относительно качеств среды, можно заключить, что преодолена неопределенность, существующая в модели Буллена. Для полноты картины энерговыделения в области сейсми-

ческого очага следует рассмотреть, хотя бы качественно, вопрос о возможности генерации волнового излучения до землетрясения. Очевидно, что некоторая часть пространства, затронутая геодформационным процессом, может трансформироваться в зону пластичности. Вероятно, что именно эта часть будущего очага землетрясения была местом максимальных механических напряжений. Тут среда должна была быть неоднородной из-за множества мелких трещин, возникающих в процессе накопления механических напряжений и геохимических преобразованиях, происходящих в среде при подготовке землетрясения.

Очевидно, что среда с неоднородной структурой еще до землетрясения может генерировать сейсмо-акустические волны. Эти волны имеют одинаковую природу и их деление условно происходит по частоте (до 100 Гц-сейсмические, выше-акустические). Основная частота спектра акустических волн, в том случае, если ее удастся определить, как и угловая частота сейсмических волн, также должна быть связана с определенным линейным масштабом. Таким размером может оказаться длина некоторой трещины, которая вероятно должна быть меньше радиуса будущей зоны пластичности R_0 . Поэтому, акустическое излучение (шум), связанное с отдельной трещиной малого размера, может оказаться более высокочастотным, чем «хвост» пакета низкочастотных сейсмических волн после землетрясения.

Обычно, энергия акустического шума, который должен затухать на коротком расстоянии, должна быть достаточно слабой. Однако, трещин в процессе подготовки землетрясения может возникать значительное множество. Поэтому, в некоторые моменты процесса подготовки землетрясения суммарное сейсмо-акустическое излучение может стать достаточно интенсивным. Этот эффект будет отображаться в усилении сейсмического шума, который является важнейшим индикатором повышения уровня сейсмической активности. Хотя, спектр акустических волн, вероятнее всего, будет расплывчатым в следствие хаотичности процесса возникновения трещин и разнообразия их ориентации и размеров.

Ассимптотический анализ ряда уравнений (14)

В приближении радиальной симметрии и гармонических колебаний соотношение радиусов внешней и внутренней зон очага землетрясения можно считать постоянным. Воспользуемся этим и подставим в первое уравнение (14), соответствующее угловой частоте ($n=2$), универсальный корень: $R=1.92 R_0$. В первом множителе этого уравнения присутствует скорость продольной объемной сейсмической волны. Наиболее вероятная характерная величина этого параметра: $V_p \approx 6 \text{ км/с}$. Для перехода к скорости поперечной объемной волны воспользуемся значением $V_p/V_s \approx 1.65$, типичным для упругих горных пород. В результате из первого уравнения (14) будем иметь

$$R_0 \approx 0.37 \frac{V_s}{f_2}. \quad (15)$$

Таким образом, в рамках нашей модели аналитическим путем получена формула, которая связывает угловую частоту сейсмического излучения со скоростью поперечных объемных волн и радиусом очага землетрясения. Отметим, что подобная эмпирическая формула является основной в методике определения величины магнитуды землетрясений при помощи сейсмического момента. Известно, что величина эмпирического коэффициента менялась по мере накопления статистических данных и совершенствования методов спектрального анализа. В результате величина данного коэффициента в течение времени менялась в интервале (0.32 – 0.3724) [16. Ризниченко, 1985; 21. Alman, Shearer, 2009].

Кроме выражения (15), эффективность модели собственных колебаний очага землетрясений умеренной силы можно подтвердить еще одним преобразованием. В частности, если в формуле для дискретного спектра частот (14) рассмотреть предел $R_0 \rightarrow 0$, будем иметь

$$f_n = \frac{V_p}{2\pi R} [(n-1)(n+2)n]^{1/2}. \quad (16)$$

Данное выражение является аналогом известной формулы для дискретного спектра частот собственных гидромеханических колебаний сферической жидкой капли, находящейся в воздухе [12. Ландау, Лифшиц, 1954]. Внешнее подобие приводит к прямому совпадению в случае замены $V_p/2\pi$ на коэффициент поверхностного натяжения жидкости α , входящий в формулу (1).

Сравнение с другими теоретическими моделями

Краеугольным параметром, знание которого является необходимым для решения обратной сейсмологической задачи, является угловая частота волнового спектра f_2 . В зависимости от геологического состава пород, любая среда имеет характерную степень неоднородности. Следовательно, в различных средах параметры сейсмических волн также будут различными. В процессе распространения и затухания волнового излучения будет происходить искажение параметров волнового спектра, что будет осложнять анализ динамической картины распространения механических колебаний. Поэтому, постулирование гармонического характера сейсмических колебаний, распространяющихся после подземного ядерного взрыва или естественного землетрясения, на первый взгляд представляется очень жестким условием. Следует учесть, что качество любой среды зависит от множества факторов, хотя во многих случаях отклонение от линейной упругости может быть достаточно слабым. В связи с этим вопросом надо заметить, что степень нарушения линейной упругости безусловно зависит от расстояния. Индикатором действия фактора дальности, т.е. влияния неоднородности среды, приводящей к нелинейному затуханию и дисперсии сейсмических волн, может являться изменение соотношения волновых гармоник к угловой частоте. Вблизи от гипоцентра землетрясения оно может быть близким к гармоническому ряду. Однако, следует ожидать, что с увеличением расстояния гармоничность будет нарушаться. При этом, будет также увеличиваться расхождение между основными частотами продольных и поперечных объемных волн.

В нашей модели физическим параметром, устанавливающим связь между спектром колебаний и характерным линейным размером очага землетрясения, является скорость продольных сейсмических волн. Однако, возможна также связь через скорость поперечной объемной волны, что подтверждается формулой (15). В идеальной среде спектры частот продольных и поперечных объемных волн собственных механических колебаний упругого тела, как единого целого, должны практически совпадать. Однако, вряд ли возможно достичь заметного согласия в реальной среде. Косвенный ответ на этот вопрос можно получить путем сравнения различных аналитических формул, полученных для моделирования основной частоты спектра собственных колебаний тел сферической формы. Например, известна следующая формула связи скорости поперечных объемных волн и размера очага подземного ядерного взрыва [2. Родин, 1974]

$$f_0 = \frac{V_s}{2\pi r}, \quad (17)$$

где f_0 - основная частота спектра поперечных объемных волн, V_s - скорость поперечной объемной волны, r - радиус поверхности очага подземного ядерного взрыва.

Может ли формула (17) рассматриваться как альтернатива выражения для угловой частоты f_2 , определяемой первым уравнением выражения (14)? Для ответа на этот вопрос допустим, что $r=R$. В таком случае количественное расхождение между f_0 и f_2 составляет не менее половины порядка. В качестве второго примера для сравнения можно воспользоваться решением задачи, в которой моделировались чисто радиальные колебания упругой сферы. Представляется, что, в отличие от первого случая, второй пример сравнения является более абстрактным. Действительно, согласно (14), чисто радиальные колебания очага землетрясения исключаются. Подобные колебания накладывают предельно жесткое ограничение на скорость смещения граничной поверхности. Очевидно, что она может быть направлена только вдоль радиуса сферы и может зависеть только от радиальной координаты. В таком случае спектр частот собственных колебаний сплошной упругой сферы определяется трансцендентным уравнением [13. Ландау, Лифшиц, 1965]

$$\frac{tglr}{ml} = \frac{1}{1 - 0.25[(V_p/V_s)lr]^2}, \quad (18)$$

где l -волновое число.

Точного аналитического решения данного уравнения не существует. Однако, возможны приближенные решения: как аналитические, так и численные. Корни этих решений должны определить lr -частоты собственных колебаний упругой сферы. Для сравнения с нашей моделью допустим равенство: $R=r$, после чего можно сравнить угловую частоту по формуле (14) с самой низкой частотой из уравнения (18). Для определения этой частоты будем считать, что $V_p/V_s \approx 1.7$. В таком случае первым корнем уравнения (18) будет $l_1 R \approx 0.5$. Следовательно, если воспользоваться дисперсионным соотношением: $2\pi f_1 = V_p l_1$, для основной круговой частоты чисто радиальных колебаний упругой сферы будем иметь

$$f_1 = \frac{V_p}{4\pi R}. \quad (19)$$

Данная формула находится в достаточно хорошем согласии с формулой (17). Для сравнения с нашей моделью следует воспользоваться формулой (12) для $n=0$, при $A_n=0$, т.е. рассматривается случай сплошной сферы. Полученное выражение будет соответствовать основной частоте чисто радиальных колебаний. Сравнение показывает, что количественное расхождение между частотами в последнем случае является существенно большим, чем в первом примере. Однако, является очевидным, что несмотря на количественные расхождения, существует определенное качественное согласие между сравниваемыми теоретическими моделями.

Следует отметить, что степень информативности нашей модели выше, чем моделей, использованных для сравнения. В первую очередь, преимуществом выражения (14) является возможность моделирования произвольно длинного ряда дискретных частот собственных колебаний. Такая возможность в моделях, использованных для сравнения, отсутствует, что, по нашему мнению, является существенным недостатком. Поэтому, наша модель, которая построена на основе физической аналогии с классической моделью, практическая ценность которой является доказанной, представляется достаточно естественной. Однако, такое утверждение требует дополнительного доказательства. В частности, является очевидным, что при помощи нашей модели можно перепроверить ретроспективные данные для естественных землетрясений умеренной силы, а также данные подземных ядерных взрывов. Но, прежде всего, следует еще раз убедиться, что теоретическая величина угловой частоты существенно зависит от выбора

модели. Для этого можно воспользоваться результатами тех моделей, которые опирались на эффект распространения разрывов в очаге землетрясения. В частности, ранее был проведен совместный обобщающий анализ дислокационных моделей и т.н. трещиноподобной модели.

Последняя модель предполагает постоянство сброса напряжений за фронтом разрушения в гипоцентре землетрясения. Для сравнения отметим, что, согласно нашей модели, в приближении радиальной симметрии, фронт разрушения является поверхностью, разграничивающей внутреннюю и внешнюю зоны очага землетрясения. В результате была получена следующая связь между угловой частотой и радиусом области разрушения [11. Crowley, Germain, 1971; 19. Райс, 1982]

$$f_0 \approx \frac{V_s}{3r} (1 \pm 0.5) \neq 0 \quad (20)$$

Считалось, что разброс в выражении (20), установленный эмпирическим путем, является следствием различия между используемыми для анализа моделей, а также расположения сейсмических станций. Как видно из (20), в достаточной близости от центрального значения численного интервала согласие с формулой (15) и, следовательно, с нашей моделью, является практически полным. Для объективности следует отметить, что в [19. Райс, 1982] было отмечено не только достоинство результатов обобщения, но было сделано также критическое замечание: «только по анализу спектра сейсмического излучения нельзя гарантировать хорошую точность определения действительного размера очага». Представляется, что на современном этапе развития численных методов спектрального анализа, указанное критическое замечание, если вообще не лишено смысла, то оно стало значительно более мягким.

Анализ ретроспективных данных

Магнитуды землетрясений, которые были использованы для ретроспективного анализа, были априори известны из локального каталога и по международным данным. Одновременно, существовала достаточно полная информация о волновом спектре этих землетрясений, которые были зафиксированы достаточно близко расположенными от эпицентра станциями. Кроме землетрясений, в качестве примера, показывающего схему анализа, рассмотрим первый подземный ядерный взрыв, известный под названием Рейниер. Данное событие имело место в Неваде в 1957 г. [14. Grosling, 1959]. Только для этого, самого слабого, подземного ядерного взрыва оказалась доступной достаточно информация о спектре сейсмических волн, генерированных после взрыва. Согласно предварительным теоретическим расчетам, мощность ядерного взрыва должна была составить 1.7 килотонны в тротиловом эквиваленте, которому соответствует энергия: $E = 7,1 \cdot 10^{12}$ Дж. Существуют различные ретроспективные оценки теоретической магнитуды взрыва Рейниер. Например, можно воспользоваться известной полуэмпирической формулой, справедливой для естественных землетрясений [16. Ризниченко, 1985]

$$\text{Log}E = 1.8 M + 4 \quad (21)$$

Согласно ретроспективной оценке, теоретическая величина энергии подземного ядерного взрыва Рейниер соответствовала энергии естественного землетрясения с локальной магнитудой $M \approx 4.9$. Однако, согласно различным оценкам, проведенным сразу после взрыва, реальная величина энергии взрыва оказалась существенно ниже теоретической. Соответственно, магнитуда взрыва, по разным источникам, менялась в достаточно широком интервале значений: $M = (4,1-4,7)$. Такое большое расхождение, существующее в оценках между априори теоретически предполагаемыми величинами и магнитудами, олученными после взрыва, оказалось характерным почти для всех подземных ядерных взрывов [2. Родин, 1974]. Этот факт может объясняться только тем, что реальные энергии подземных ядерных взрывов объективно дол-

жны были быть меньше их теоретических величин. Такое предположение имеет реальную основу, если принять во внимание, что в зоне пластичности очага ядерного взрыва некоторая часть его полной энергии безвозвратно расходуется на высвобождение энергии внутренних упругих связей, существующих в любой среде. Очевидно, что способность накопления упругих напряжений, а также ее максимальный критический порог, после чего происходит землетрясение, должны быть функцией состояния среды. Например, слабое землетрясение может быть спровоцировано каким-либо сильным триггером, даже, если упругие напряжения в среде не достигли максимума. Очевидно, что в очагах сильных землетрясений внутренние упругие напряжения, в отличие от очага слабых землетрясений, могут достигать более высокого критического порога. В таком случае энергия триггера, вызывающего землетрясение, может быть существенно меньше, чем полная энергия естественного землетрясения, которая накапливается в результате геодеформационных процессов.

С данной точки зрения среда в области очагов подземных ядерных взрывов не являлась естественным образом подготовленной к землетрясению. Поэтому, там уровень внутренних упругих напряжений должен был быть более низким, чем в очагах естественных землетрясений. Следовательно, для высвобождения энергии упругих связей в среде, которая может расходоваться на сейсмическое излучение в гипоцентрах подземных ядерных взрывов, объективно требовалось больше триггирующей энергии, чем для естественных землетрясений. Этот эффект находит прямое отображение в величине коэффициента сейсмического действия, которая находится в зависимости от величины сброса напряжений в очаге землетрясения [4. Костров, 1975].

Несмотря на погрешность, существующую при обработке сейсмограмм, ретроспективная информация о частотном спектре сейсмического излучения после подземного ядерного взрыва Рейниер является достаточно полной. В частности, сразу после вступления волнового фронта в спектре сейсмических волн присутствуют два пика, соответствующие частотам 3 гц и 7.5 гц [14. Grosling, 1959]. В последующие моменты времени обозначилась еще одна пиковая частота 5 гц . Допустим, что частоты 5 гц и 7.5 гц являются проявлениями некоторой средней частоты. В воображаемом гармоническом ряду волнового спектра с основной частотой $f_2 = 3 \text{ гц}$ усредненная частота 6 гц будет совпадать со второй гармоникой частотного ряда. Согласно нашей модели, для очага ядерного взрыва, подобно землетрясению, $\frac{R}{R_0} = 1.92$. Соответствующий объем

сейсмического очага: $V_c = \frac{4}{3} \pi R_0^3$. Следовательно, энергия сейсмического излучения подземного ядерного взрыва: $E_c = V_c \times e$, где e – плотность энергии внутренних упругих связей. Величина этого параметра зависит от среды, а также от уровня механических напряжений. Известно, что, в зависимости от расстояния между пунктами наблюдений и эпицентром подземного ядерного взрыва Рейниер, скорость продольной сейсмической волны, определяемая геологическим строением, менялась в пределах: $V_p \approx (6.5-8,5) \text{ км/с}$. Следовательно, для определения радиуса сейсмического очага R_0 , кроме угловой частоты волнового спектра $f_2 = 3 \text{ гц}$, можно также воспользоваться средним значением $V_p \approx 7.5 \text{ км/с}$. В результате, из первого уравнения (14), т.е. для $n=2$, будем иметь: $R_0 = 0,57 \text{ км}$.

Для большинства горных пород характерная величина плотности энергии упругих связей порядка: $e \approx 10^2 \text{ Дж м}^{-3}$ [9. Садовский и др. 1985; 15. Kasahara, 1981]. Геологический фактор в значительной степени влияет на плотность энергии внутренних упругих связей и, следовательно, на угловую частоту. Очевидно, что энергия сейсмического излучения является только частью

полной энергии, высвобождающейся при землетрясении. В частности, для подземных ядерных взрывов коэффициент сейсмического действия $\eta \approx 0.05-0.08$. Это означает, что в этом случае на сейсмическое излучение могло расходоваться $\approx (5-8)\%$ полной энергии подземного ядерного взрыва [16. Ризниченко, 1985; 9. Садовский и др., 1985]. Поэтому, согласно нашей модели, полная энергия ядерного взрыва Рейниер могла составлять: $E = \eta^{-1} E_c \approx (0.95 - 1.52) 10^{12}$ Дж., что почти на порядок меньше ретроспективной теоретической величины [14. Grosling, 1959]. Далее, из формулы (21) можно определить локальную магнитуду подземного взрыва: $M = (4,4-4,6)$. Этот интервал для магнитуды практически совпадает с интервалом $M = (4,6-4,7)$, полученным в работе [18. Carder, Claud, 1959].

Кроме подземного ядерного взрыва Рейниер, ретроспективный анализ сейсмических данных был проведен также для естественных землетрясений умеренной силы: $M \leq 6$ (Таблица 1).

Таблица 1

| № | YEAR | MN.DAY | TIME | M_w | M_I | M_K | <u>K</u> | M₀ |
|-------------------|-------------|---------------|-------------|----------------------|----------------------|----------------------|-----------------|----------------------|
| <u>1.</u> | 2009 | 09.07 | 22.41 | 6.3 | 6.0 | 6.1 | 13.2 | 5.1 |
| 2. | 2010 | 06.07 | 09.26 | 4.9 | 4.6 | 4.6 | 12.6 | 4.8 |
| <u>3.</u> | 2011 | 01.19 | 09.17 | 5.4 | 5.3 | 6.0 | 12.6 | 4.8 |
| 4. | 2011 | 08.18 | 11.57 | 4.9 | 5.5 | 5.7 | 12.8 | 4.9 |
| 5. | 2011 | 09.27 | 08.08 | 5.0 | 4.5 | 4.5 | 12.1 | 4.5 |
| 6. | 2012 | 03.11 | 08.41 | - | 4.5 | 4.4 | 12.3 | 4.6 |
| <u>7.</u> | 2012 | 07.07 | 04.40 | - | 5.7 | 6.0 | 13.7 | 5.4 |
| 8. | 2012 | 05.07 | 05.37 | - | 4.7 | 4.7 | 12.6 | 4.8 |
| 9. | 2012 | 05.07 | 05.40 | 5.8 | 5.6 | 4.7 | 12.6 | 4.8 |
| 10. | 2012 | 05.07 | 14.15 | 5.3 | 5.7 | 5.4 | 13.2 | 5.1 |
| 11. | 2012 | 05.18 | 14.17 | 5.1 | 5.0 | 5.1 | 13.2 | 5.1 |
| 12. | 2012 | 10.13 | 18.39 | - | 4.6 | 4.6 | 12.6 | 4.8 |
| <u>13.</u> | 2012 | 10.14 | 10.08 | 5.5 | 5.8 | 5.6 | 13.2 | 5.1 |
| <u>14.</u> | 2012 | 12.23 | 13.31 | 5.7 | 5.9 | 6.2 | 13.9 | 5.5 |
| 15. | 2012 | 12.25 | 22.44 | 5.3 | 5.6 | 5.7 | 13.7 | 5.4 |
| 16. | 2012 | 12.25 | 22.55 | 4.4 | 5.0 | 5.1 | 13.4 | 5.2 |
| 17. | 2013 | 03.26 | 23.35 | 5.2 | 4.9 | 4.9 | 13.2 | 5.1 |
| <u>18.</u> | 2013 | 04.11 | 22.31 | 4.8 | 4.5 | 4.4 | 13.4 | 5.2 |
| 19. | 2013 | 05.28 | 00.09 | 5.2 | 5.1 | 5.2 | 13.0 | 5.0 |
| 20. | 2013 | 09.17 | 04.09 | 5.3 | 5.1 | 5.2 | 13.4 | 5.2 |

Пояснения к таблице: по международным каталогам (OBN, SMCG): M_s – магнитуда по V_s ; M_w – магнитуда по сейсмическому моменту; M_l – локальная магнитуда; *магнитуда по локальному каталогу* – M_K ; по нашей модели: K – энергетический класс [8]; M_0 – магнитуда. Жирным шрифтом подчеркнуты случаи, когда погрешность превосходила оговоренную величину $\Delta M_0 \approx 0.3$.

Очевидно, что для определения величины магнитуды землетрясений умеренной силы можно использовать уже знакомую схему, использованную для подземного ядерного взрыва Рейниер. В этом случае объектами анализа оказались два десятка землетрясений, выбранных произвольным образом. Эти землетрясения имели место в регионе южного Кавказа в 2009-13 гг. Характерной величиной скорости продольных объемных волн в Закавказье является: $V_p \approx 6$ км/с. Единственным критерием отбора землетрясений было наличие достаточно полной базы сейсмических данных. Известно, что для естественных землетрясений, в отличие от подземных ядерных взрывов, необходимо ввести количественную поправку для коэффициента сейсмического действия. В частности, согласно [9. Садовский и др., 1985] величина $\eta \approx 0.01$ является наиболее подходящей для землетрясений, энергия которых не превышает 10^{14} Дж. Этому условию подчиняются все землетрясения из Табл.1., т.е. они относятся к энергетическому классу $K < 14$ [8. Rautian et al., 2007]. Магнитуды, определенные по нашей модели, были сравнены с магнитудами из локального каталога, а также с магнитудами из международной базы сейсмических данных. В результате, было выявлено, что в большинстве случаев ($\approx 70\%$). количественное расхождение между сравниваемыми величинами магнитуд находится в интервале: $\Delta M \leq \pm 0.3$. Это означает, что разница в оценках энергии не превышает одного порядка.

В качестве конкретного примера можно привести два случая из серии землетрясений, имевших место в морской среде вблизи побережья Грузии во второй половине декабря 2012 г. Данная серия состояла из совокупности нескольких слабых и средних по силе землетрясений, происшедших в морской акватории с условным центром: N 42.40°, E 41.00°. Магнитуды этих землетрясений, по местным и международным оценкам, находились в интервале $M = (4.1-6.2)$. В частности, для двух, выбранных нами, наиболее сильных землетрясений ретроспективные магнитуды (Таб.1- №14 и №15) были равны: $M=5.5$ и $M=6.2$.

Спектральный анализ данных сейсмического излучения во время этих землетрясений показал, что угловые частоты, как по продольным, так и по смешанным, продольным и поперечным волнам, равнялись $\approx (1.3$ и $1.6)$ *гц*. Из первого уравнения выражения (14) для $V_p \approx 6$ кмс⁻¹ было получено : $R \approx (1.64$ и $2.02)$ км. и $R_0 \approx (0.85$ и $1.05)$ км. Следовательно, энергия этих землетрясений, для $\eta = 0.01$ и $e \approx 10^{-2}$ Дж м⁻³, могла составлять: $E \approx 2.5 \cdot 10^{13}$ Дж и $E \approx 4.5 \cdot 10^{13}$ Дж. Этим величинам соответствуют локальные магнитуды: $M= 5.2$ и 5.4 . Таким образом, по нашей модели, энергия второго землетрясения оказывается значительно меньше той величины, которая была дана в локальном сейсмическом каталоге. Следует также отметить, что, подобно данному случаю, в большинстве других случаев $M=$ является очевидным хорошим согласием с данными международных каталогов.

Таким образом, значительная разница в оценках, следующих из известных полуэмпирических формул и теоретических выражений согласно нашей модели, является очевидным. Например, для всех землетрясений, приведенных в табл.1, величина R_0 оказывается приблизительно на половину порядка меньшей, чем величина радиусов сейсмических очагов, определенных из известной формулы [16. Ризниченко, 1985]

$$\lg R = -1.67 + 0.42M. \quad (22)$$

Заклучение

1. Анализ волнового излучения землетрясений умеренной силы, для которого были использованы данные локальной сети сейсмических станций, показал, что дисперсия объемных сейсмических волн на станциях, близлежащих к эпицентрам землетрясений, в некоторых случаях проявляется достаточно слабо. Данное обстоятельство находится в хорошем согласии с величинами угловых частот волновых спектров конкретных землетрясений на различных станциях. В нескольких случаях, когда разброс был заметным, для анализа использовалось среднее значение угловой частоты. Кроме начальных участков, содержащих первичные объемные волны, одновременному анализу были подвергнуты более длинные отрезки волновых спектров, включающие смешанные продольные и поперечные волны. Оказалось, что лишь в отдельных случаях разница между угловыми частотами была существенной. Этот факт свидетельствует о достаточной однородности и линейной упругости среды на малых расстояниях от очага землетрясения.

2. Разница между магнитудами, данными в различных каталогах и полученными при помощи нашей модели, в большинстве случаев не превышает стандартную погрешность, допустимую при определении магнитуд: $\Delta M \approx 0.25-0.3$. Следует отметить хорошее согласие между величинами M_K и M_0 ($\approx 70\%$ от общего числа землетрясений), а также наших магнитуд с магнитудами из международных каталогов (табл.1). Эти результаты были получены при условии пренебрежения погрешностью модели собственных механических колебаний очага землетрясения. В связи с этим следует отметить, что источниками погрешности в рамках нашей модели могут быть математические допущения, а также вариабельность физических параметров среды.

ლიტერატურა – References– Литература

1. Latter A.L., Martinelly E.A., Teller E. Seismic scaling law for underground explosions. Phys. Fluids, v.2, 1959, p. 280-82.
2. Родин Г. Сейсмология ядерных взрывов. Москва, "Мир", 1974, 190 с.
3. Kereselidze Z., Gegechkori T., Tsereteli N., Kirtskhalia V. Modeling of Elastic Waves Generated by a Point Explosion. Georgian International Journal of Science and Technology, V. 2, Issue 2, Nova Publishers USA, 2010, p.155-166.
https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=14264
4. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М., Наука, 1975, 175 с.
5. Aki K., Richards P.G. Quantitative seismology. Theory and Methods. Freeman and comp., 2002, 700 p.
6. Benioff H. Earthquakes and rock creep. I: Creep characteristics of rocks and the origin of aftershocks. Bull. Seismol. Soc. America, v.41, N 1, 1951.
7. Bullen K.E. On strain Energy and strength in the Earth's upper mantle. Trans. Amer. Geophys. Union, v.34, N 1, 1953.
8. Rautian, T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales. Seismol. Res. Lett., v.78, N 6, 2007, p. 580-590.
9. Садовский М.А., Кедров О.К., Пасечник И.П. О сейсмической энергии и объеме очагов при коровых землетрясениях и подземных взрывах. ДАН СССР, т.283, №5, 1985, с.1153-1156.
10. Садовский, М.А. Еще раз о зависимости объема сейсмического очага землетрясения и его энергии. ДАН СССР, т. 275, №5, 1984, с.1087-1088.
11. Krowley B.K., Germain L.S. Energy released in the Benham aftershocks. Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 61, №5, 1971, p.1293-1301.
12. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.И. Механика сплошных сред. Москва, из-во тех.-тер. Лит., 1954, 795 с.
13. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.И. Теория упругости. М., Наука, 1965, 202 с.
14. Grosling, V.F. Сейсмические волны при подземном атомном взрыве в Неваде. Bull. Seismol. Soc. of Amer. V. 49, №1, 1959, p. 11-30.

15. Kasahara K. Earthquake mechanics Cambridge Univ. Press, 1981.
16. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Москва, Наука, 1985, 407 с.
17. Stein S., Wysession M. An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure. Blackwell Publishing Ltd, 2003, 1498 p.
18. Carder D.S., Claud D.K. Surface motion from large underground explosion. J. Geophys. Res., v.64, N10, 1959, p.10-15.
19. Райс Дж. Механика очага землетрясения. Москва, Мир, 1982, 217 с.
20. Гвелесиани А.И., Кереселидзе З.А., Хантадзе А.Г. О спектре частот собственных колебаний магнитосферы Земли. Сб. Физика, ТГУ, т.15, 1983, с. 49-65.
21. Allmann, B. P., Shearer P. M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, J. Geophys. Res. 114, 2009, B01310, doi:10.1029/2008JB005821, 22 p.

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПРИБЛИЖЕНИИ ТОЧЕЧНОГО ВЗРЫВА

Кереселидзе З.А.

Реферат

Суть данной модели заключается в физической аналогии между собственными гидромеханическими колебаниями деформированной жидкой капли и механическими колебаниями объема очага землетрясения, как естественного, так и искусственного (подземный ядерный взрыв). Такая аналогия основана на подобии действия силы механических напряжений, возникающих в упругой земной среде, и силы поверхностного натяжения жидкой капли. Краеугольным камнем модели является деление очага землетрясения на две, качественно различные, области: внутреннюю и внешнюю. Идея подобного представления гипоцентра землетрясения принадлежит Буллину. В его модели первая, внутренняя область сейсмического очага отождествляется с зоной полного разрушения, в которой происходит взрывообразное высвобождение энергии землетрясения. Следовательно, эта зона качественно идентична зоне «высвобождения большей части энергии землетрясения» в модели Буллена. Здесь среда после необратимых изменений становится полностью пластичной из-за потери упругости. Поэтому, генерация сейсмических волн в зоне исключается. В отличие от первой, вторая, внешняя часть объема сейсмического очага считается зоной линейной упругости, от которой распространяется сейсмическая радиация. На основе такого представления, известным аналитическим методом, примененным в классической задаче колебаний сферической капли, нами было получено решение, позволяющее моделировать дискретный спектр частот собственных механических колебаний сферического очага землетрясения. Назначение модели заключается в определении линейных параметров внутренней и внешней зон сейсмического очага. Следовательно, необходимым является решение обратной задачи при помощи аналитической формулы для спектра частот собственных колебаний очага землетрясения. Главным параметром, необходимым для решения обратной задачи является основная, т.е. самая низкая, угловая частота спектра сейсмических волн. С ее помощью в приближении гармонических колебаний из аналитического решения можно явно определить радиусы зон пластичности и линейной упругости. Было проведено качественное сравнение с другими теоретическими решениями, которые определяют связь между основной частотой и размером твердого сферического тела. Для подтверждения практической эффективности нашей модели использованы ретроспективные данные о первом подземном ядерном взрыве (Рейниер), а также случайно выбранной группы землетрясений умеренной силы, имевших место в регионе Южного Кавказа в 2009-2013 годах. Результаты сравнительного анализа показали удовлетворительное согласие между ретроспективными величинами магнитуд по локальным и международным данным и магнитуд, определенных при помощи нашей модели.

Ключевые слова: сейсмическая энергия землетрясения, моделирование.

**მიწისძვრის სეისმური ენერჯის მოდელირება წერტილოვანი
აფეთქების მიახლოებაში**

კერესელიძე ზ.

რეზიუმე

მოცემულ მოდელში გამოყენებულია ფიზიკური ანალოგია დეფორმირებული სითხის წვეთის საკუთარ ჰიდრომექანიკურ რხევებსა და ბუნებრივი მიწისძვრების, აგრეთვე მიწისქვეშა ბირთვული აფეთქებების, მოცულობითი კერების მექანიკურ რხევებს შორის. ასეთი ანალოგია ეყრდნობა მსგავსებას დედამიწის სიღრმეში აღძრული დრეკადობის ძალის მოქმედებასა და თხევადი წვეთის ზედაპირულ დაჭიმულობას შორის. ჩვენი მოდელის თანახმად, მიწისძვრის კერა იყოფა ორ არედ: შიდა და გარე არეებად. გარკვეულწილად, ასეთი დაყოფა კარგად ცნობილი ბულენის მოდელის მსგავსია. ჩვენს მოდელში, ბულენის მოდელის მსგავსად, პირველი არე წარმოადგენს პლასტიკურობის ზონას, რომელშიც ხდება შეუქცევადი ცვლილებები და მიწისძვრის პრაქტიკულად მთელი ენერჯის ზვავისებური გამონთავისუფლება. შესაბამისად, გარემო ამ არეში სრულიად კარგავს დრეკადობას და ხდება პლასტიკური, რის გამოც სეისმური ტალღების გენერაცია გამორიცხულია. პირველისაგან განსხვავებით, მიწისძვრის კერის მეორე, გარე არეში გარემო ინარჩუნებს წრფივ დრეკადობას, ანუ აქედან ადგილი აქვს სეისმურ რადიაციას. ასეთი წარმოდგენის დახმარებით, ცნობილი მათემატიკური მეთოდით მიღებული იყო მიწისძვრის კერის საკუთარი მექანიკური რხევების სიხშირეთა დისკრეტული სპექტრის ანალიზური ფორმულა. ეს გამოსახულება საშუალებას იძლევა, სეისმური ტალღების სპექტრის ანალიზის საფუძველზე, რადიალური სიმეტრიის მიახლოებაში განისაზღვროს შეუქცევადი გარდაქმნების არის, ე.ი. პლასტიკურობის ზონის, მოცულობა. ცხადია, რომ ეს ზონა ფიზიკურად იდენტურია „მიწისძვრის ენერჯის უმეტესი ნაწილის გამონთავისუფლების“ არის, რომელიც ბულენის მოდელშია მოცემული. სფერული ფორმის დრეკადი სხეულების საკუთარი რხევების განმსაზღვრელ სხვა ანალიზურ მოდელებთან თეორიულმა შედარებამ დაადასტურა ჩვენს მიერ მიღებული ფორმულის ეფექტიურობა. ჩატარდა შედარებითი რაოდენობრივი ანალიზი, რისთვისაც გამოყენებული იყო პირველი მიწისქვეშა ატომური აფეთქების (რეინიერი), აგრეთვე შემთხვევითად შერჩეული, სამხრეთ კავკასიის რეგიონში 2009-13 წლებში მომხდარი საშუალო ძალის მიწისძვრების მონაცემები. შედეგმა აჩვენა დამაკმაყოფილებელი თანხმობა რეტროსპექტულ მაგნიტუდებსა და ჩვენი მოდელით განსაზღვრულ მაგნიტუდებს შორის.

**SIMULATION OF SEISMIC ENERGY OF THE EARTHQUAKE
IN POINT EXPLOSION APPROXIMATION**

Kereselidze Z.

Abstract

The given model uses a physical analogy between self hydromechanic oscillations of a deformed liquid drop and mechanic oscillations of volumetric focus (hypocenter) of natural earthquakes as well as underground nuclear explosions. Such analogy is based on similarity between the effect of elasticity force generated in the Earth's depth and the surface tension of a liquid drop. Based on our model, the earthquake hypocenter is divided into two areas – internal and external. In a way, such division coincides with the well-known Bullen model. Similar to Bullen model, the first area in our model represents a plasticity zone where unreversible changes and avalanche-like release of practically whole earthquake energy takes place. Thus, the medium in this area completely loses elasticity and becomes plastic, which excludes generation of seismic waves. Unlike the first area, the medium in the second, external area of an earthquake hypocenter retains linear elasticity. Seismic radiation is

generated from this area. By means of such assumption, we received through a well-known mathematical method an analytical formula for discrete spectrum of self mechanic oscillations of an earthquake hypocenter. This formula gives a possibility to determine, in the approximation of radial symmetry, the volume of area of unreversible changes, i.e. plasticity zone, based on analysis of the spectrum of seismic waves. It is clear that this zone physically coincides with the 'zone of major earthquake energy release' according to Bullen model. The effectiveness of our formula has been proven through theoretical comparison with other analytical models determining self-oscillations of spherical elastic bodies. A comparative quantitative analysis has been conducted using data of the first underground nuclear explosion (Reinier), as well as data of randomly selected medium-intensity earthquakes, which occurred in the South Caucasus region in 2009-2013. The results have shown satisfactory agreement of retrospective magnitudes with the magnitudes determined by our model.

О ТЕЛЛУРИЧЕСКОМ МЕХАНИЗМЕ ГЕНЕРАЦИИ ОНЧ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ОБЛАСТИ МАГНИТО- ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ ЦКАЛЦМИНДА-УРЕКИ

Кереселидзе З.А.

*Институт геофизики им. М.З. Нодиа, ТГУ
z_kereselidze@yahoo.com*

Введение

Интерес к узкой береговой полосе Черного моря между устьями рек Супса и Натанеби связан с наличием т.н. “магнитных” песков. Исторически считается, что такие пески обладают уникальными качествами, способствующими излечению людей, особенно детского возраста, имеющих проблемы, связанные с костно-двигательным аппаратом. Первые измерения геомагнитного поля в прибрежной зоне моря были проведены еще до второй мировой войны профессором М.З. Нодиа. Он дал первое описание “магнитных” песков, обозначаемых зоной геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки, следуя названиям расположенных тут сел. Тогда же был организован лечебный комплекс “Магнетити”, который считается условным центром аномалии. Практически непрерывное исследование геомагнитного поля в зоне Цкалицминда-Уреки началось в последнем десятилетии прошлого столетия.

Результаты многолетних комплексных магнито-электрометрических измерений стали основой для построения электромагнитной модели данного места [1. Kereselidze, 2012]. В частности, данная модель допускает возможность генерации очень низкочастотного (ОНЧ) электромагнитного излучения из зоны аномалии. Такое явление может иметь место либо как результат глубинных процессов в области аномалии, либо как следствие действия некоторого внешнего фактора. В любом случае, можно допустить, что в определенных условиях аномальная зона, вызывающая возмущения, может генерировать электромагнитные волны, распространяющиеся в пространстве. Например, возможность существования такого эффекта в береговой полосе моря может оказаться полезной для подтверждения реальности физического основания модели собственных электромагнитных колебаний локального сегмента системы Литосфера-Атмосфера-Ионосфера [2. Kachakhidze et al., 2011; 3. Kachakhidze et al., 2012]. Однако, эту модель нельзя считать достаточно строгой с точки зрения ее достаточной обоснованности. Действительно, до настоящего времени является актуальной проблема неоднозначности механизма генерации ОНЧ электромагнитных волн, связанных с землетрясениями. Например, среди многочисленных исследований, касающихся экспериментальных аспектов этой проблемы, можно выделить работы [4. Hayakawa and Molchanov, 2002; 5. Akhoondzadeh et al., 2010], в которых рассматривается фактор ионосферы, как области генерации ОНЧ электромагнитного излучения. Однако, существует мнение, что вероятной причиной генерации данного электромагнитного индикатора землетрясений, может быть электро-пьезоэффект, действующий в глубине земли [6. Mognaschi, 2002].

В то же время, нельзя исключить также возможность действия электрокинетического механизма, альтернативного пьезоэффекту. Согласно этой теории, генерация электрических зарядов

в глубине Земли происходит из-за термодинамических преобразований в гипоцентре будущего землетрясения [7. Freund, 2009; 8. Surkov, Philipenko, 2015]. Однако, ОНЧ электромагнитное излучение в зоне магнитной аномалии, в частности, обсуждаемой нами, можно считать результатом действия другого механизма, возникающего из-за магнитогидродинамического (МГД) эффекта, а также т.н. явления электролитической гидратации, способствующих перманентной поляризации проводящей среды. Такое совместное действие реально может быть причиной проявления дисперсных качеств среды. Поэтому, неоднородной, с точки зрения электромагнитной структуры, среде вполне может существовать возможность для генерации достаточно сильных локальных теллурических токов и переменных электрических полей. Следовательно, такую среду вполне можно считать аномальной не только по ее магнитным, но и электрическим качествам.

Таким образом, представляется, очевидной актуальность вопроса исследования низкочастотного электромагнитного излучения в месте, подобном геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки. Отметим, что кроме ОНЧ волн, тут могут также существовать крайне низкочастотные электромагнитные волны (КНЧ) и локальные пульсации геомагнитного поля, связанные с движением моря в зоне магнитной аномалии. Поэтому, наряду с ОНЧ электромагнитным излучением, нельзя исключить локальное распространение возмущающего влияния также и этих волн на околоземную космическую среду. Например, из-за взаимодействия электромагнитных волн со слабо ионизированной ионосферной плазмой может усиливаться магнитная вязкость морской воды, что может существенно влиять на частотные характеристики магнитогидродинамических волн, генерированных в D-области ионосферы [9. Kereselidze et al., 2010].

Геологические характеристики зоны локальной магнитной аномалии Цкалцминда-Уреки и данные геоэлектрической разведки

В связи с генезисом локальной геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки возникает вопрос: имеют ли общую основу геомагнитные и геоэлектрические аномалии, или они могут существовать отдельно друг от друга? Если геоэлектрические явления вызваны только теллурическими токами, то во многих местах Черноморского побережья Грузии, где также распространены «магнитные пески», должны существовать места, подобные аномалии Цкалцминда-Уреки. Однако, вопрос других электрических аномалий на черноморском побережье пока что следует считать открытым. Вероятно, если они и существуют, то, своими тонкими электромагнитными характеристиками, они могут быть отличными от аномалии Цкалцминда-Уреки, где магнитная и электрическая аномалии очевидно связаны с локальной геологической структурой. В связи этим представляется необходимым вспомнить о динамических изменениях, происшедших в бассейне Черного моря в недавнем, по геологическим временным масштабам, прошлом.

Установлено, что в позднем плейстоцене (18-17 тысяч лет до н.э.), на главной стадии последнего периода оледенения, уровень Черного моря (либо озера?) менялся в пределах 100÷110 м. от современной отметки. Во время максимальной регрессии уровня моря прибрежная полоса находилась на 2.5÷3.5 км. западнее современного берега, рельеф которого имел значительную крутизну. Затем, в среднем голоцене, когда уровень моря повысился до отметки +4.5 ÷ – 5 м, береговая линия проходила на 7÷8 км. восточнее современной линии. После этого последовали относительно малые изменения уровня моря (промежуточная регрессия, трансрегрессионная фаза нового Черного моря, фанагорийская регрессия). Наконец, после окончания нимфовой регрессии, происшедшей 1100÷1200 лет тому назад, береговая линия моря приняла современный вид. В процессе установления береговой линии особую роль сыграли впадающие в море реки. Очевидно, что наслоения вдоль береговой линии моря в значительной степени сформированы за счет терригенных материалов, мобилизованных реками. В частности, в грузинском секторе черноморского побережья наиболее эффективной была система двух крупных

рек: Чорохи (юг) и Риони (север). Риони выносит основную массу песков, Чорохи снабжает побережье поздно протерозойским, палеозойским и мезозойским материалами, которыми построены анатолийский горный массив и складчатая полоса Аджара-Триалети. Однако, в районе между этими реками действует подсистема более маловодных рек: Супса и Натанеби, питающая побережье в зоне Уреки-Цкалцминда.

Эта подсистема характеризуется некоторыми собственными признаками, хотя ее действие в основном не отличается от берегообразующего действия главной системы. Супса и Натанеби также приносят Базальты (характерное удельное электрическое сопротивление $\tilde{\rho} \sim 10^3$ Ом·м), Трахибазальты, Андезиты ($\tilde{\rho} \sim 5 \cdot 10^2 - 10^4$ Ом·м), Диабазы ($\tilde{\rho} \sim 6 \cdot 10^6$ Ом·м), Трахиты и Туфы, т.е. палеогенные вулканогены и вулканогенно-осадочные материалы, имеющие различное удельное электрическое сопротивление $\tilde{\rho}$. Вероятно, что в бассейнах этих малых рек, в условиях, относительно спокойных, чем в бассейнах крупных рек, происходила глубинная сепарация приносимых материалов по их удельному весу. При сепарации в первую очередь выносятся минералы легкой фракции, в сопровождении определенной концентрации минералов тяжелой фракции. Мобилизация последних в прибрежной полосе происходит из-за сезонного возрастания энергии рек. Поэтому, в тонкозернистом песке, составляющем основу пляжа в обсуждаемой береговой зоне, присутствует около 72÷97 % тяжелой фракции, в основном представленной магнетитом (32÷71%, $\tilde{\rho} \sim 10 - 10^5$ Ом·м) и Пироксеном (21÷38%, $\tilde{\rho} \sim 10^5 - 10^6$ Ом·м). Характерный диаметр зерен песка 0.16÷0.29 мм и содержание в нем Пирита, Эпидота, Биотита и Циркония является незначительным.

Однако, содержание магнетита является достаточно высоким по причине действия следующих факторов: 1. провинция, снабжающая побережье Уреки-Цкалцминда инертным материалом, богата Пироксен-Магнетитом; 2. прибрежная зона полностью построена на песчаных (удельное электрическое сопротивление $\tilde{\rho} \sim 5 \cdot 10^{-1} - 5 \cdot 10^3$ Ом·м) отложениях и имеет особые динамические качества. В частности, тут в условиях глубокой сепарации песок ($\tilde{\rho} \sim 10^{-1} - 2,5 \cdot 10^3$ Ом·м) мелко алевритного размера наносится на подводный склон, в то время, как составляющий тяжелую фракцию Фсамитский и крупноалевритный материалы остаются на берегу. Поэтому, на пляже в направлении от моря постепенно уменьшается характерный размер образующего материала и увеличивается содержание магнетита, кристаллы которого имеют диаметр 0.25÷0.1 мм. Отметим, что по данным аэромагнитной съемки, проведенной в советскую эпоху, обозначается существование достаточно сильной магнитной аномалии, распространяющейся от берега в сторону моря на 4÷8 км. Эту аномалию связывают с новоэвксинской регрессией, но такое предположение требует дополнительное детальное исследование этого места [10. Твалчрелидзе и др., 2002].

В 2006-2007 гг. была исследована прибрежная часть геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки и примыкающие к ней территории с целью определения глубинной литологической дифференциации и мощности распространённых материалов. Геофизическое изыскание было проведено методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ). Этот метод оказался достаточно эффективным, т.к. топография исследованной территории довольно простая т.к. разность гипсометрических уровней на четырехкилометровом участке вдоль берега моря составляет всего 8 м. По полевым данным были построены трёхслойные кривые ВЭЗ (Q, H и K типов). Например, вдоль профиля длиной 4 км, следующего параллельно береговой линии, был получен разрез кажущегося сопротивления, а также модельный геоэлектрический разрез, достигающий до глубины 90 м [11. Кереселидзе и др., 2009]. В частности, по кривым типа Q мощность первого слоя достаточно большая. Оконтурирование этого слоя в одномерном представлении по-

казывает, что тут залегает геологическое тело с высоким удельным электрическим сопротивлением: $\tilde{\rho} \sim 1000 \div 2000 \text{ Ом} \cdot \text{м}$. Характерные пространственные размеры этого тела: длина $\sim 2500 \text{ м}$, ширина $\sim 240 \text{ м}$, толщина $\sim 2 \text{ м}$. Вероятной причиной существования такого тела является река Супса, к палео пойме которой вероятно принадлежит центральный фрагмент геомагнитной аномалии. Также был получен перпендикулярный морскому берегу разрез длиной $\sim 280 \text{ м}$, имеющий глубину $\sim 24 \text{ м}$. Этот разрез соответствует поперечному сечению в пределах центрального фрагмента магнитной аномалии. Эти разрезы показывают, что дифференциация глубинной среды магнитной аномалии по удельному электрическому сопротивлению является достаточно контрастной. Поэтому, резонно допустить, что аномальное геомагнитное поле способно порождать такое же аномальное геоэлектрическое поле, т.е. данное место можно считать аномальным не только по геомагнитным, но также и по геоэлектрическим параметрам,

Механизм электрической поляризации в условиях геомагнитной аномалии “Магнетити”

Центральный участок локальной геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки характеризуется достаточно крутыми градиентами магнитного поля ($100 \text{ нТ}/10\text{м}$), что является достаточным условием для генерации теллурических токов [12. Trenkin, 2015]. Тут характерное геомагнитное поле значительно отличается от средней абсолютной величины геомагнитного поля: $T \approx 49000 \text{ нТ}$, полученной по данным Душетской геофизической обсерватории ($N = 42^{\circ}05'41''$, $E = 44^{\circ}42'11''$) в 2010-2011 гг. Указанное расхождение на территории геомагнитной аномалии меняется в пределах: $\Delta T \approx \pm 3000 / \text{нТ}$ [1. Кереселидзе, 2012]. Геоэлектрическая разведка показала, что глубинная структура локальной геомагнитной аномалии весьма неоднородна. Осложнения, возникающие при измерениях, вероятно указывают, что находящиеся в глубине породы одновременно могут проявлять качества как электрических проводников, так и диэлектриков. Вероятно, что частоту изменения локального геоэлектрического поля могут задавать замыкающиеся тут теллурические токи. Кроме этого, в пористой, насыщенной морской водой среде, из-за разложения минеральных примесей особенно активно должен проявляться фактор ионизации [13. Кобранова, 1986], который может активно влиять на интенсивность теллурических токов. Переменное электрическое поле, связанное с токами, можно считать внешним по отношению к породам, образующим морской берег. Это поле может существенно менять электрические качества среды, в которой может происходить макро поляризация и электрокинетические процессы, т.е. накопление зарядов. Характер процесса перераспределения заряда будет зависеть от электрической проводимости среды. Известно, что скорость перераспределения избыточного заряда связана со временем его релаксации, которая зависит от степени неоднородности среды. С ней связаны энергетические потери, вызванные джоулевым тепловыделением, а также потери на электромагнитное излучение, интенсивность которого прямо зависит от скорости накопления свободных и связанных поляризационных зарядов. Теллурические токи также могут генерировать электромагнитное излучение. Таким образом, в зоне геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки, под воздействием переменного электрического поля, вполне могут реализоваться условия, необходимые для генерации электромагнитных волн.

Касаясь проблемы электромагнитного излучения в прибрежной зоне, следует отметить, что Земля и морская вода являются особыми средами. Под воздействием внешнего электрического поля они проявляют качества хороших изоляторов при высоких частотах и, хороших проводников, при низких частотах. Однако, такая качественная характеристика не является достаточной для полноценного объяснения причины особых электромагнитных эффектов, которые могут иметь место в зоне магнитной аномалии. Например, допустим, что в какой-то ее части, состоящей из различных пород, возникнут токи смещения. Предположим, что их плотность

мала по сравнению с плотностью тока проводимости. Тогда такую породу следует считать неидеальным проводником. В противном случае, когда плотность тока проводимости мала по сравнению с плотностью токов смещения, зависящих от связанных поляризационных зарядов, порода является несовершенным изолятором, т.е. диэлектриком. Следовательно, в зоне магнитной аномалии электрическая проводимость и частота изменения электрического поля определяют, следует ли рассматривать конкретную породу в качестве диэлектрика или же проводника. Известно, что критерием для такого деления является параметр $\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}$, где ε – диэлектрическая проницаемость среды, σ – удельная электрическая проводимость, ω – частота электрического поля. В зависимости от величины этого параметра одна и та же порода при низких частотах может являться проводником, а при высоких частотах – изолятором. Но такая зависимость электрической проводимости от частоты, справедливая для большинства пород, не является характерной для металлических проводников. Также известно, что диэлектрические качества хороших изоляторов сохраняются в достаточно широком диапазоне частот изменения внешнего электрического поля [14. Шомони, 1964]. Очевидно, что сама МГД среда может являться генератором электрического поля в пределах геомагнитной аномалии, интенсивность которого будет зависеть от изменения электрических качеств среды. Тут, в частности, наряду со слабо проводящими песками, а также слабоцементированными песчаниками и известняками, также присутствует хороший проводник, магнетит. Поляризация породы означает разделение носителей электрического заряда, что эквивалентно появлению некоторого электрического момента. Именно в процессе поляризации проявляется роль переменного электрического поля, которое, в отличие от постоянного поля, может мешать стабилизации электрического момента, который равен вектору поляризации \mathbf{P} единицы объема породы.

Причины, вызывающие электрическую поляризацию пород, создающих геомагнитную аномалию, могут быть самими разнообразными. Например, тут присутствуют т.н. ионно-проводящие породы, вроде песков, составляющих основу пляжа. В этих породах, если они находятся под воздействием внешнего электрического поля, возможны как упругие смещения внутри атомов и молекул, так и эффекты пространственной миграции и диффузионного перераспределения концентрации носителей заряда. Присутствие в значительном количестве такого рудного включения, как магнетит, т.е. электронно – проводящей фракции, вряд ли может существенно сказываться на суммарную поляризацию. Однако, нельзя исключить влияние электролитических процессов, возможно весьма интенсивных из-за пористости песков, т.е. миграции морской воды вглубь породы [13. Кобранова, 1986]. Также, необходимо отметить, что различные типы поляризации должны иметь различные характерные времена смещения носителей зарядов, а также скорости релаксации их неоднородности. Поэтому, эти характерные времена меняются в широком диапазоне, от долей микросекунд до часа и более. Переменное внешнее электрическое поле меняет не только условия поляризации, но также влияет на процесс ее релаксации.

Обычно, в сложной среде, с ростом частоты электрического поля, круг возможных типов поляризации существенно сужается. Происхождение геомагнитных аномалий, как правило, связано с глубинными метаморфическими процессами, а также с явлением остаточной намагниченности, сообщающей породам некоторую электромагнитную инертность [13. Кобранова, 1986]. Поэтому, даже на фоне интенсивных теллурических токов, геомагнитные аномалии могут иметь достаточно медленно меняющиеся электрические характеристики. Следовательно, геомагнитные аномалии сами по себе вряд ли могут быть причиной генерации высокочастотных геоэлектрических полей. Однако такое утверждение может оказаться некорректным в некоторых случаях. Например, нельзя исключить влияние на магнитную аномалию глобальных геомагнитных возмущений. Геомагнитные бури часто могут сопровождаться магнитосферными ОНЧ и КНЧ электромагнитным излучением, которые могут возмущать земное электромаг-

нитное поле и менять его частотные характеристики. Поэтому, в определенных условиях, может возникнуть эффект переизлучения электромагнитных волн. Появление в зоне магнитной аномалии переменного электрического поля может быть также связано с таким локальным фактором, как просачивание морской воды сквозь пористую намагниченную прибрежную среду. Это явление способно порождать теллурические токи, подобно МГД эффекту, приводящему к генерации токов Холла из-за движения проводящей жидкости во внешнем магнитном поле. Но просачивание хорошо проводящей морской воды сквозь пористые породы может также привести к миграционной, т.е. объемной поляризации. Она особенно значительной может оказаться в среде, в которой присутствуют как хорошо проводящие породы, так и диэлектрические включения, вместе с воздушными пустотами. В такой среде, имеющей сложную структуру, на границах раздела различных включений может проявляться межфазовый поверхностный эффект, способствующий развитию электрокинетического эффекта, тормозящего заряженные частицы. В результате торможения может возникнуть переменный электрический дипольный момент, являющийся источником генерации электромагнитного излучения. Такой процесс, имеющий кинетическую сущность, физически подобен механизму, предложенному Фреундом для объяснения ОНЧ электромагнитного излучения из эпицентральной зоны будущего землетрясения [7. Freund et al., 2009]. Однако, электрокинетические механизмы поляризации в твердой породе могут развиваться и в случае отсутствия внешнего электрического поля. Но некоторые другие типы поляризации, например: концентрационно-диффузионный, электролитический или же электроосмотический (перенос электролита через породу из-за градиента электрического поля) без приложения значительной разности электрических потенциалов без внешнего поля исключаются.

Таким образом, существуют достаточные предпосылки для аргументации гипотезы, согласно которой в зоне локальной магнитной аномалии Цкалцминда-Уреки могут реализоваться условия, необходимые для перманентной поляризации пород. Эти условия, в основном, определяют два фактора: присутствие плохо проводящих (диэлектрических) пород, способствующих появлению связанных поляризационных зарядов и существование хорошо проводящих включений, также дающих поляризационный эффект, но заключающихся в свободной миграции носителей заряда. Очевидно, что последний фактор в среде должен приводить к выравниванию разности электрических потенциалов. Это означает, что на территории магнитной аномалии должны существовать не только поверхностные, но и глубинные источники генерации электромагнитного излучения: переменные теллурические токи и электрические моменты. Первый источник связан с электрической проводимостью среды, второй - со способностью пород поляризоваться по какой-либо причине.

Поэтому, независимо от механизма поляризации, можно определить абстрактный параметр

среды, усредненный вектор суммарной поляризации:
$$\mathbf{P} = \sum_{i=1}^n \mathbf{P}_i$$
. При малых частотах измене-

ния электрического поля, что характерно для квазистационарных теллурических токов, в прибрежной зоне должен максимально проявляться эффект миграционной поляризации. В таком случае суммарная поляризация может значительно возрасти. Для нее можно воспользоваться следующей формулой

$$\mathbf{P} = n_0 \alpha \mathbf{E}_{cp}, \quad (1)$$

где n_0 – число диполей в единице объема, α – средний условный коэффициент, характеризующий поляризационные качества породы. Величина этого коэффициента уменьшается в случае неоднородности среды и роста частоты внешнего электрического поля, а также возрастания температуры и давления.

Дипольная модель магнитно-электрической аномалии.

Низкочастотное электромагнитное излучение от поверхности магнитно-электрической аномалии, достигающее ионосферных высот, из-за действия механизма передачи энергии волна-частица, может способствовать возникновению неоднородных образований в слабо ионизированной плазменной среде. Такие спонтанные неоднородные структуры могут иметь магнитную вязкость, которая способствует генерации низкочастотных магнитогидродинамических (МГД) волн [9. Kereselidze et al., 2010]. Кроме этого, существование постоянных или спорадически возникающих заряженных слоев на уровнях нижних (E, D) слоев ионосферы, может способствовать отражению земного электромагнитного излучения. В таком случае в пространстве между магнитно-электрической аномалией и ионосферой возникнет некоторое подобие пространственного конденсатора, эквивалентом которого будет плоский электромагнитный контур. В пределах этого участка пространства существует вероятность генерации стоячих электромагнитных волн, поддерживаемых излучением, исходящим от земной поверхности.

В случае резонансного усиления эти волны способны существовать достаточно долго, даже при условии их малой начальной интенсивности. В результате, стоячие волны могут возмущать крупномасштабное атмосферное электрическое поле, которое способно влиять на локальные метеорологические условия. Например, модуляция вертикального атмосферного электрического поля частотой стоячих волн может привести к собственным гидромеханическим колебаниям водяных капель, содержащихся в облаках. В таком случае может возникнуть дополнительный источник атмосферного электромагнитного излучения, имеющий резонансную природу. В дополнение к электрическим эффектам, возможным в атмосфере и в нижней ионосфере, нельзя исключить также вероятность активизации дрейфового механизма, способного генерировать возмущения тотальной электронной концентрации (ТЕС) не только в нижних, но и в верхних (F1,2) слоях ионосферы [15. Namgaladze et al., 2009].

Известно, что мощность электромагнитного излучения определяют мультипольные моменты излучающего объекта. Представим аномалию, как область некоторой системы электрических зарядов, внутри которой замыкаются контуры которой замыкаются теллурических токов. Такая модель вполне согласуется с структурной картиной аномалии, в достаточной степени определенной путем магнитно-электрической разведки. Эта картина, кроме качественной наглядности, представляется достаточно удобной также и с точки зрения оценки интенсивности возможного электромагнитного излучения на достаточном удалении от области аномалии. Например, на уровне ионосферы мощность электромагнитного излучения, следовательно, омические потери модельной системы зарядов, аппроксимирующей магнитно-электрическую аномалию, в первую очередь определяют дипольные электрические и магнитные моменты системы [16. Стреттон, 1948]. Если потребовать, что магнитное поле квазистационарного теллурического тока подчинялось законам стационарного поля, следует допустить, что контур тока замыкается в области системы электрических зарядов. Такое требование представляется также достаточно справедливым в случае очага будущего землетрясения. В случае такого допущения оценка энергетического эффекта электромагнитного излучения особенно упрощается в удалении от системы. В таком случае мощность излучения системы зарядов, моделирующих магнитно-электрическую аномалию, на уровнях нижней ионосферы будут в основном определять ее электрические и магнитные дипольные моменты

$$P^e = \int_V R' \rho_0 dV , \quad (2)$$

$$P^m = \frac{1}{2} \int_V [R', J_0] dV , \quad (3)$$

где $R' \ll R$. R' – координата меняется в пределах линейного масштаба системы зарядов, R – расстояние от системы до точки наблюдения, ρ_0 – плотность поляризационных зарядов, J_0 – электрический ток, который обеспечивают свободные заряды.

Вклад дипольных моментов в суммарный энергетический эффект в удалении от аномалии должен зависеть от частоты и длины волны электромагнитного излучения. В частности, в высокочастотном приближении мощность электромагнитного излучения квазинейтральной системы зарядов в основном определяется электрическим дипольным моментом P^e

$$W^e = \frac{\omega^4}{12\pi} \mu \sqrt{\varepsilon\mu} |P^e|^2, \quad (4)$$

где ω – частота электромагнитного излучения, ε и μ – диэлектрическая и магнитная постоянные среды.

Для того, чтобы воспользоваться формулой (4) следует определить величину электрического диполя, эквивалентного аномалии “Магнетити”. Данная задача является достаточно сложной, т.к. ее решение зависит от многих параметров: плотности поляризационных зарядов, электрической проводимости среды и линейных размеров аномалии. Однако, существует обстоятельство, которое позволяет упростить задачу. В частности, согласно нашей модели, в области геоэлектрической аномалии существуют физические условия, позволяющие передачу теллурического тока, например, в случае его генерации в гипоцентре землетрясения, находящегося в достаточной близости от аномалии. Соответственно, может образоваться локальный элемент теллурического тока или его полный контур, охватывающий, например, морскую среду и некоторую часть суши в пределах аномалии. При этом, исходя из структуры и размеров аномалии, является возможным существенное возрастание вклада теллурического тока, по сравнению с вкладом поляризационных зарядов, в омические потери системы. В таком случае интенсивность электромагнитного излучения должна преимущественно зависеть не от частоты, но от волнового числа k , связанного с поперечным размером системы зарядов l [16. Стреттон, 1948]

$$W^m = \frac{k^4}{12\pi} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} |P^m|^2. \quad (5)$$

Оценка интенсивности электромагнитного излучения в зоне магнито-электрической аномалии Цкацминда-Уреки

Выше было отмечено, что обсуждаемая аномалия в значительном количестве содержит магнетит. Поэтому, согласно косвенной оценке, в области аномалии является возможным возрастание в пределах не менее одного порядка, по сравнению с вакуумом, корня соотношения характерных электромагнитных постоянных среды $\sqrt{\frac{\mu_0}{\varepsilon_0}} 10^3 = 3800$ Ом. Определение величины магнитного момента PP^m , размерность которого = А*м², также является достаточно сложной задачей. Однако, возможно упрощение, если аппроксимирующий магнитную аномалию диполь, подобно электрическому дипольному моменту, представить в виде суммы элементарных диполей. Для этого достаточно виртуально представить, что контур теллурического тока в области геомагнитной аномалии является токовой катушкой, радиус r_0 отдельных мотков которой значительно меньше по сравнению с поперечным размером аномалии. Магнитный момент отдельного витка: $m = \pi r_0^2 I_0$, где I_0 – амплитуда периодически меняющегося теллурического тока, равная его плотности, если площадь поперечного сечения витка $S = \pi m^2$. Следовательно, выражение (3) для мощности излучения в случае одного витка упрощается где Ω -электрическое сопротивление в Ом. Таким образом, имеем следующую формулу для оценки мощности электромагнитного излучения отдельного витка токовой катушки

$$W^m = 5000\pi^6(r_0/l)^4 I_0^2, \quad (6)$$

которая также может быть представлена в классическом виде: $W = 0.5\Omega I_0^2$ [16. Стреттон, 1948].

Для оценки суммарной мощности электромагнитного излучения элементарных магнитных диполей: $Q = \sum W^m$ можно воспользоваться геофизическими параметрами аномалии Цкалцминда-Уреки. В частности, согласно данным электрометрии, тут теллурический ток может достигать величины $I_0 \approx 0.01 \text{ A}$ [11. Кереселидзе и др., 2009], что значительно превосходит типичные величины силы теллурических токов в обычных условиях. Также известно, что характерное соотношение поперечного и продольного линейных размеров центральной части аномалии в цилиндрическом приближении: $r_0/l \approx 0.3$. Следовательно, мощность электромагнитного излучения отдельного витка виртуальной токовой катушки $W^m = (4 \cdot 10^4) \text{ Ом} \cdot (10^{-4}) \text{ A}^2 \approx 4 \text{ Вт}$. Следующим шагом, необходимым для оценки вероятной мощности суммарного электромагнитного излучения из области магнито-электрической аномалии является определение числа витков виртуальной катушки, необходимого для локального воздействия на ионосферу.

Известно, что в случае верхнего слоя (F_1) достаточно иметь генератор электромагнитного излучения с номинальной мощностью 750 Вт, диапазон электромагнитного излучения которого включает частоты 4.5-9 МГц. [17. Лихтер и др., 1988]. Однако, в нижних слоях (D, E), где плотность космической плазмы заведомо выше, чем в верхнем слое, для воздействия на ионосферу, в зависимости от широты и вариации ее параметров, необходима мощность излучения не менее 25-100 кВт. Можно допустить, что обсуждаемая нами виртуальная токовая катушка является антенной с вертикально направленным электромагнитным излучением. Ее мощность будет определять длина модельной катушки L , или число витков N . Допустим, что $L = 15 \text{ км}$, т.е. $N = 7.5 \cdot 10^3$. Следовательно: $Q = 30 \text{ кВт}$. Такая мощность направленного электромагнитного излучения реально способна оказать локальное возмущающее воздействие на нижнюю ионосферу. Отметим, что для радио антенн, покрывающих пространство в пределах определенного телесного угла, по сравнению с направленными антеннами, характерным является коэффициент усиления мощности излучения: $G = 100$ [18. Гуревич, 2007]. Следовательно, для пространственного эффекта из зоны аномалии, следуя модели токовой катушки, мощность электромагнитного излучения должна возрасти до $Q \approx 3 \text{ мВт}$, что представляется возможным лишь в случае резкого возрастания теллурических токов. Однако такой эффект сложно представить результатом естественного физического процесса. Следовательно, можно предположить только возможность локального возмущения ионосферы, притом лишь при строго вертикальном характере распространения электромагнитного излучения, что является вполне осуществимым из-за плоской поверхности магнито-электрической аномалии.

Модель собственных электромагнитных колебаний сегмента системы ЛАИ

Основной причиной для возникновения электрокинетического эффекта в земной глубине является вулканизм. Поэтому генерацию теллурических токов, фиксируемых в области сейсмической активности, можно считать результатом термодинамических превращений среды, т.е. выделения тепла. Очевидно, что для излучения электромагнитных волн с земной поверхности необходимо неоднородное распределение заряда, т.е. существование электрического тока. Считается, что в системе литосфера-атмосфера первая среда является проводником, вторая – диэлектриком. Это означает, что если не происходит разрыва атмосферы, то ее взаимодействие с литосферой может быть только индуктивным. Однако, в случае разрыва, в атмосфере должны возникнуть кратковременные токовые разряды, сопровождающиеся излучением электромагнитных волн. Обычно, частота электромагнитного излучения связана с определенным линейным параметром. Например, в случае разрыва конденсатора это расстояние между заряженными плоскостями. Аналогично, часто причиной разрыва атмосферы является экстремальное увеличение плотности заряда на земной поверхности, либо в облаках, когда напряжение между ними

превосходит порог разрыва воздуха. В этом процессе участие ионосферы может ограничиваться индукционным отголоском на литосферно-атмосферный разряд. Такое может произойти, например, в случае накопления заряда в местах со сложной орографией, где земная поверхность может иметь неоднородную кривизну [19. Helman, 2013].

В случае морского дна, в отличие от суши, на первый взгляд представляется, что теллурический ток, генерированный в морской глубине, не может вызывать индукционный эффект в атмосфере, т.к. неоднородность заряда на поверхности морского дна мгновенно будет нивелирована свободными зарядами воды. Отсюда следует, что в морской среде могут генерироваться лишь кратковременные токовые импульсы, контуры которых должны иметь по возможности малый линейный размер, т.е. они будут моментально закорачиваться. Однако, такой вывод можно считать корректным только в удалении от береговой линии моря. В качестве примера можно привести работу [20. Мороз, Самойлова, 2017], в которой рассматривалась роль берегового эффекта в вопросе интерпретации в прибрежных зонах дальневосточного региона. Из ранних исследований, проведенных в этом регионе, было известно, что орографический эффект морского дна порождает сильные аномалии электромагнитного поля, которые искажают информацию о глубинной электропроводности. Считался, что этот эффект связан с контрастным изменением электропроводности двух контактирующих сред: электрически хорошо проводящей морской воды и относительно высокоомной среды морского побережья, имеющей сложную орографию.

В качестве характерных величин при численном моделировании были использованы характерное удельное электрическое сопротивление морской воды: $\tilde{\rho} \approx 0.25$ Ом·м и чехла осадочно-вулканических пород $\tilde{\rho} \approx 30$ Ом·м. По тепловому потоку в зоне генерации теллурических токов в морской среде: $q \approx 60$ мкВт/м² можно оценить были использованы характерную плотность этих токов: $j_0 \approx 3 \cdot 10^{-7}$ А/м². Считаем, что является вполне допустимым воспользоваться указанной работой для подкрепления нашей гипотезы относительно электромагнитных эффектов в зоне аномалии Цкалцинда-Уреки. В первую очередь отметим, что электрическую проводимость Черного моря, в следствие ее более высокой солености по сравнению с океаном, должна быть немного большей. Поэтому, также более высокой может оказаться плотность теллурических токов. Далее, омическое сопротивление и мозаичность его картины, которая физически полностью эквивалентна орографическому эффекту, в зоне магнито-электрической аномалии существенно превосходят эти же параметры дальневосточной зоны. Что же касается характерного интервала периодических изменений интенсивности теллурических токов: для зоны Камчатки он составлял: $T_0 = (100-1000)$. Для сравнения, характерные времена поляризационных процессов в зоне аномалии могут протекать в заведомо более малых временных масштабах.

В отличие от моря, линейные размеры контуров теллурических токов на суше могут быть совершенно разными по причине изменчивости электрической проводимости земных пород. Очевидно, что эти токи могут быть причиной импульсного излучения электромагнитных волн. Однако, электромагнитное излучение от земной поверхности может происходить и по другой схеме, в которой нет необходимости для явного включения эффекта теллурических токов. В частности, в работах [2. Kachakhidze et al, 2011; 3. Kachakhidze et al, 2012] была представлена достаточно простая квази-электростатическая модель, согласно которой локальное ОНЧ (очень низко частотное) электромагнитное излучение, часто фиксируемое в процессе подготовки землетрясения, может являться проявлением собственных электромагнитных колебаний отдельного сегмента системы Литосфера-Атмосфера-Ионосфера (ЛАИ). Эта модель основана на идее, согласно которой поляризационный заряд генерируется в процессе хаотического возникновения микротрещин и их последующего объединения в направленный магистральный разлом, возникающий гипоцентральной области будущего землетрясения. Следуя модели, ОНЧ электромагнитное излучение в характерном диапазоне частот (1кГц-1МГц) на последней стадии под-

готовки землетрясения может быть связано с магистральным разломом, в пределах длины которого которых должна меняться полярность Земли и будет иметь место индукционное воздействие на нижнюю ионосферу. Этот эффект лежит в основе гипотезы о колебательном электромагнитном контуре сегмента системы ЛАИ. Данная гипотеза достаточно наглядно объясняет эффект изменения спектра ОНЧ электромагнитного излучения в процессе подготовки землетрясения, заключающийся в последовательном уменьшении основной частоты электромагнитных волн. Математическое отображение физической сути этой модели дается следующей зависимостью

$$\omega = \beta \frac{c}{l}, \quad (7)$$

где ω – основная частота колебательного электромагнитного контура, c – скорость света, l – длина разлома, $\beta \leq 1$ – коэффициент неоднородности среды. Очевидно, что случай $\beta = 1$ должен считаться идеальным. При строгом суждении следует принять во внимание два фактора, существование которых является реальным для любого землетрясения: 1. неоднородность земных пород; 2. погрешность линейного параметра l . Поэтому, является очевидным, что интервал изменения коэффициента β следует определять эмпирически, т.е. на основе обобщения статистических данных.

Согласно модели собственных колебаний электромагнитного контура сегмента системы ЛАИ, локальная инверсия атмосферного электрического поля является необходимым условием для образования контура и генерации ОНЧ электромагнитного излучения. Именно явление локальной инверсии выделяет некоторый сегмент из глобального электромагнитного контура системы ЛАИ, собственные колебания которого, имеющие частоту $f \approx 7$ Гц, известны под названием шумановского резонанса. Его существование определяется неоднородностью распределения глобального атмосферного заряда, которая является источником крупномасштабной инверсии вертикальной компоненты атмосферного электрического поля. Фактически аналогично может происходить также мелкомасштабная инверсия электрического поля в результате изменения полярности некоторого системы ЛАИ. Наиболее вероятной причиной этого эффекта является интенсификация локальных теллурических токов, возможно связанных, например, с возникновением нового, или же с интенсификацией давно действующего земного термоионизированного канала. Существует гипотеза, что активизация подобного источника генерации глубинных зарядов происходит из-за локального повышения уровня сейсмической активности, в особенности, на последней стадии подготовки землетрясений.

Считается, что в зависимости от того, где находится гипоцентральная зона будущего землетрясения, электромагнитное излучение может иметь различный характер. Например, в морской среде, кроме ОНЧ диапазона, могут генерироваться также крайне низкочастотные (КНЧ) электромагнитные волны, имеющие диапазон геомагнитных пульсаций [9. Kereselidze et al, 2010]. В случае достаточной глубины, слой воды будет поглощать ОНЧ излучение, но будет пропускать электромагнитные волны КНЧ диапазона. Однако, если контур теллурического тока будет охватывать мелководье или участок берега, то может проявиться весь спектр электромагнитного излучения. В таком случае, в процессе подготовки землетрясения, локальная вертикальная картина электрического поля от земной поверхности до нижней границы ионосферы может существенно изменяться. Отображением этого явления, кроме электромагнитного излучения, могут служить аномалии изменения концентрации электронов в нижней ионосфере (ТЭК), особенно часто наблюдаемые в прибрежных зонах морских акваторий. Результатом этого явления может являться изменение магнитной вязкости плазменной среды, что является причиной т.н. эффекта аномального «нагрева» ионосферы [21. Акасофу, Чепмен, 1975]. В последние десятилетия это явление рассматривается как одно из наиболее чувствительных индикаторов процесса подготовки землетрясений. Поэтому, естественным представляется вопрос,

который касается любого вероятного источника генезиса ТЭК аномалии: могут ли теллурические токи иметь энергию, достаточную для образования аномалии в нижней ионосфере?

Допустим, что в процессе подготовки землетрясения области гипоцентра возник термоионизационный канал. Результатом действия этого источника генерации электрических зарядов будут теллурические токи, действие которых может оказаться особенно эффективным в особых, по своим электромагнитным характеристикам, местах, подобным аномалии Цкалцминда-Уреки. На примере этой аномалии нельзя исключить, что теллурический ток, генерированный в гипоцентральной зоне будущего землетрясения в глубине моря, может достигать берега. Для этого будет достаточным, например, контакт магистрального разлома с берегом, либо индукционное взаимодействие с берегом через ранее существующие разломы вблизи побережья. Такая связь будет способствовать интенсификации поляризованного процесса на участке с аномальными геофизическими характеристиками. Это может практически перманентно происходить в особенно неоднородных, с точки зрения электрической проводимости, местах, а также там, где достаточно сильно проявляется МГД эффект. Но для этого нужна соответствующая литологическая основа, порождающая геомагнитную аномалию с значительными градиентами магнитного поля. Аргументом в пользу такого предположения может являться информация об ОНЧ электромагнитного излучения в период серии землетрясений, происшедших в одном районе акватории Черного моря вблизи побережья Грузии, во второй половине декабря 2012 г. Данный “рой” землетрясений состоял из совокупности нескольких средних по силе землетрясений, с условным центром в точке: N 42.40°, E 41.00°.

Интенсивность магнитуд этих землетрясений, по местным и международным оценкам, менялась в пределах $M=4.1-5.7$. В этом районе моря находится достаточно густая сеть старых разломов, среди которых для подтверждения нашей гипотезы наиболее подходящими являются разломы, которые направлены в сторону устья реки Супса: N 42.018°, E 41.754° и общего устья Натанеби и Чолоки: N 41.911°, E 41.769°. Однако расстояние между этими точками $l \approx 12$ км нельзя считать реальным характерным линейным размером магнитной аномалии, так как по данным измерений она продолжается приблизительно на два километра до местечка Григолетти к северу от реки Супса (N 42.031°, E 41.741°). Очевидно, также следует сдвинуть южную границу аномалии от устья Натанеби примерно на такое же расстояние. Следовательно, после такой корректировки характерный линейный размер магнитной аномалии $l_0 \approx 16$ км. Именно эта часть прибрежной полосы, по нашему предположению, может считаться областью индуктивных теллурических токов, генератором которых вероятно могли быть сейсмические процессы в море. Согласно эмпирической формуле Уломова, справедливой для землетрясений с магнитудой $M \leq 6.7$ [22. Уломов, 1974]

$$lgl = 0.24 * M - 0.16, \quad (8)$$

разлому длиной $l_0 \approx 16$ км из выражения (8) соответствует землетрясение с магнитудой $M \approx 5.7$. Именно такой по величине являлась магнитуда самого сильного землетрясения в “рое” землетрясений, происшедшее 12.23.2012г. в 13:31ч. Теоретически, в случае однородной среды коэффициент неоднородности, входящий в формулу (7), $\beta = 1$. Такое идеальное приближение является достаточно справедливым для большинства землетрясений умеренной силы, сейсмический эффект которых является достаточно ощутимым на малых расстояниях от эпицентра события. Однако, в случае “роя” черноморских землетрясений может существовать очевидная неоднозначность, связанная с длиной параметра l , являющегося определителем собственной частоты колебаний электромагнитного контура локального сегмента системы ЛАИ. В этом случае в качестве характерного линейного параметра может служить, например, длина одного из существующих в морской среде глубинных разломов, расходящихся подобно ветвей от магистрального разлома длиной более 70 км. Начало этого разлома фактически примыкает к условному

центру эпицентральной области “роя” землетрясений. При этом он оканчивается практически в центре магнито-электрической аномалии. Поэтому, нельзя исключить, что характерная длина может быть равной любому из линейных масштабов геомагнитной аномалии l_0 . Наиболее вероятно таким масштабом является длина аномалии, которая, согласно измерениям, на суше более чем на порядок превышает ее ширину. Следовательно, согласно формуле (7), собственная частота электромагнитного контура будет значительно меньшей для длины, чем для ширины аномалии. Отметим, что определение самой низкой (основной) частоты является важным в любой задаче моделирования спектра частот собственных колебаний любого, механического или электромагнитного типа.

В случае обсуждаемой аномалии частота основная частота ОНЧ электромагнитного излучения может соответствовать максимально возможной длине замкнутой цепи индуцированных теллурических токов в зоне аномалии. Как было показано в работе [23. Kvavadze, Kereselidze, 2019], некоторую ясность в этом вопросе могут внести данные ионосферной станции Табахмела (N 41.655°, E 44.754°), находящейся в достаточной близости (расстояние ≈ 250 км.) от аномалии Цкалцминда-Уреки. Записи, произведенные в период от 13-27 декабря 2012 г, т.е. во время существования “роя” черноморских землетрясений, показали повышение уровня интенсивности ионосферного ОНЧ электромагнитного шума в канале $f = 18$ кГц. Подобный эффект не наблюдался в других каналах, действующих в достаточно близких от указанного канала дискретных полосах частот. Шум в этих каналах оставался на характерных среднестатистических уровнях. Оказалось, что в период наиболее сильных (по локальному каталогу) землетрясений “роя”, имевших магнитуды: $M = 5.7$ (12.23; 13.31) и $M = 5.4$ (12.25; 22.44), канал 18 кГц существенно “перекрывал” по мощности шума (более чем на 10 Децибел) все остальные каналы. Следует отметить, что возрастание шума в узкой оконной полосе канала 18 кГц не было связано с возмущениями геомагнитного поля, которые были характерными для спокойных магнитосферных условий. Следовательно, причиной увеличения шума в канале 18 кГц было действие какого-то локального фактора. Была высказана гипотеза, что таким фактором в период указанной серии черноморских землетрясений могла быть генерация в гипоцентральной области теллурических токов, цепи которых захватывали зону аномалии Цкалцминда-Уреки, находящуюся в близости от гипоцентральной области “роя”. Для подтверждения данного соображения обратимся к формуле (7), согласно которой частоте 18 кГц, при $\beta = 1$, соответствует длина: $l = 16.7$ км. Как оказалось, подобный продольный линейный масштаб имеет магнито-электрическая аномалия Цкалцминда-Уреки. Этот факт вряд ли можно считать случайным. Поэтому, нельзя исключить, что имеет место либо простое совпадение характерного линейного размера аномалии с длиной какой-то ветви морского магистрального разлома, существующего в этом месте, либо, что более вероятно, по нашему мнению, имел место индуктивный отклик магнито-электрической аномалии на сейсмические процессы, происходящие в глубине моря. В последнем случае аномалия Цкалцминда-Уреки действовала как генератор ОНЧ электромагнитное излучения определенного диапазона частот, соответствующего ее продольному линейному размеру: $l_0 \approx 16$ км. [23. Kvavadze, Kereselidze, 2019].

Заключение

Предполагается, что, в сейсмически активных местах морской акватории, посредством магистрального геологического разлома доходящего до берега, или связанной с ним сети разломов, может возникнуть индукционная электромагнитная связь, осуществляемая теллурическими токами. Согласно нашей модели, дополнительным условием, способствующим развитию данного эффекта, могут служить особенные магнито-электрические качества среды. В частности, именно таким местом является геофизическая (магнито-электрическая) аномалия Цкалцминда-Уреки, занимающая прибрежную полосу между реками Натанеби и Супса. Теллурические токи,

осуществляющие индукционную связь между морем и берегом, могут генерироваться в результате развития электрокинетического эффекта, возникающего в очаге будущего землетрясения и, вероятно также в области геофизической аномалии, где существуют необходимые условия для генерации свободных и связанных поляризационных электрических зарядов. Действительно, согласно данным многолетних комплексных исследований, аномальная зона представляет собой структуру с особыми магнито-электрическими качествами, способствующими возникновению суммарного эффекта, физически подобному эффекту макроскопической системы зарядов, обладающей мультипольными магнитными и электрическими моментами. В частности, такое модельное подобие позволяет допустить, что зона аномалии может служить генератором ОНЧ электромагнитного излучения, действующего по схеме, аналогичной, лежащей в основе модели собственных электромагнитных колебаний сегмента системы ЛАИ (Литосфера-Атмосфера-Ионосфера).

В качестве примера, подтверждающего возможность индукционной связи, был проведен анализ события, связанных с “роем” землетрясений, имевших место в декабре 2012 г. Гипоцентральная область данной серии землетрясений располагалась в морской акватории, достаточно близко от зоны аномалии Цкалцминда-Уреки. Существуют данные, подтверждающие, что во время этих землетрясений, некоторые из которых были достаточно сильными, происходила генерация ОНЧ электромагнитного излучения, способного влиять на параметры нижней ионосферы. Такое возмущающее воздействие на околоземную космическую плазменную среду было зафиксировано на ионосферной станции Табахмела, находящейся достаточно близко от черноморского побережья.

Следуя модели электромагнитного контура сегмента системы ЛАИ, во время этих событий диапазон низкочастотного электромагнитного излучения вероятно определялся продольным линейным размером аномалии Цкалцминда-Уреки, но не длиной какого-нибудь из существующих морских разломов. Это означает, что усиление ОНЧ электромагнитного шума в канале частот 18 кГц, имевшее место на ионосферной станции Табахмела, возможно являлось индукционным отголоском аномалии на сейсмический процесс, протекающий в морской среде недалеко от берега. Следовательно, магнито-электрическая аномалия могла служить в качестве достаточно мощной передаточной антенны, излучающей вертикальный пучок низкочастотных электромагнитных волн. Поэтому, к ряду различных индикаторов, указывающих на возрастание сейсмической активности и подготовку землетрясения, локальные возмущения ионосферы, вероятно можно причислить также локальное низкочастотное электромагнитное излучение, исходящее из мест с аномальными магнито-электрическими характеристиками.

ლიტერატურა – References – Литература

1. Кeresелидзе З.А. Локальная геомагнитная аномалия Цкалцминда-Уреки, как возможный источник ОНЧ электромагнитных волн. *GESJ: Physics*, 1(7), 2012, с. 34-48.
<http://gesj.internetacademy.org.ge/download.php?id=1945.pdf>.
2. Kereselidze Z.A., Kachakhidze N. K., Kachakhidze M. K. The Model of own Seismo-electromagnetic Oscillations of LAI System. *Solid Earth*, 2, 2011. www.solid-earth.net/2/1/2011/ doi:10.5194/se-2-1-20-211.
3. Kachakhidze M., Kereselidze Z., Kachakhidze N, Ramishvili G., Kukhianidze V. In connection with identification of VLF emissions before L'Aquila earthquake, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2012. doi:10.5194/nhess-12-1009-2012.
4. Hayakawa M., Molchanov O.A. *Seismo-Electromagnetics; Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*. TERRAPUB, Tokyo, 2002, pp. 1-477.
5. Akhoondzadeh M., Parrot M., Saradjian M.R. Investigation of VLF and HF waves showing seismo-ionospheric anomalies induced by 29 September 2009 Samoa earthquake. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 2010, pp. 1061-1067, doi:10.5194/nhess-10-1061-2010.

6. Mognaschi E.R. On The Possible Origin, Propagation and Detectability of Electromagnetic Precursors of Earthquakes. IW2GOO. Atti Ticinensi di Scienze della Terra, v. 43, 2002, pp. 111-118.
7. Feund F.T. Stress-activated positive hole charge carries in rocks and the generation of pre earthquake signals Electromagnetic Phenomena Associated with earthquakes edited by M. Hayakawa, Research Signpost, New Dehli, 2009, pp. 41-96.
8. Surkov V. V., Pilipenko A. Estimate of ULF electromagnetic noise caused by a fluid flow during seismic or volcano activity. Annals of Geophysics, vol. 58, No. 6, 2015. S0655; doi:10.4401/ag-6767.
9. Kereselidze Z., Kachakhidze M., Kachakhidze N., Kirtshalia V. Model of Geomagnetic Field Pulsations before Earthquakes Occuring. Nova Science Publishers, Georgian international Journal of Sciences and Technology, vol.2, 2010, pp.167-178.
10. Твалчрелидзе М.Т., Лебанидзе З.М., Джаошвили Г.Ш. Условия формирования современных осадков центральной и юго-восточной части грузинского сектора Черного моря. Труды ГИН АН Грузии. Нов. сер., вып. 117, 2002, с. 238-244.
11. Кереселидзе З.А., Одилавадзе Д.Т., Геладзе Г.Г., Садрадзе Н.Г., Тваури Г.А. Модель локальной геомагнитной аномалии Цкалцминда-Уреки. Труды Института геофизики им. М. Нодиа, т. 61, 2009, с.113-120.
12. Trenkin A. A. Possible Influence of Telluric Current on Seismicity of the Earth's Crust in Seismoactive Zone. Geomagnetism and Aeronomy, v. 55, 1, 2015, pp. 133–138. doi: 10.1134/S0016793215010119.
13. Кобранова В.Н. Петрофизика, М. Недра, 1986, 1-391с.
14. Шимони К. Теоретическая электротехника, М., Мир, 1964, 73 с.
15. Namgaladze A.A., Zolotov O.V., Zakharenkova I.E., Shagimuratov I.I., Martynenko O.V. Ionospheric total electron content variations observed before earthquakes: Possible physical mechanism and modeling. Proc. of MSTU, v. 12, 2, 2009, pp. 308-315.
16. Стеттон Дж. Теория электромагнетизма. М.-Л., ОГИЗ-Гостехиздат, 1948, 539 с.
17. Лихтер Я.И., Гульельми А.В., Ерухимов Л.М., Михайлова Г.А. Волновая диагностика приземной плазмы, Москва, Наука, 1988, 215 с.
18. Гуревич А.В. Нелинейные явления в ионосфере. УФН.Т.177 #11, 2007, с.1145-1177.
19. Helman D.S. Earth electricity: A review of mechanisms which cause telluric currents in the lithosphere. Annals of Geoph, 56, 5, 2013, G0564; doi:10.4401/ag-618.
20. Мороз Ю.Ф., Самойлова О.М. Особенности регионального и локального береговых эффектов в магнитотеллурическом поле Камчатки. Геофизический журнал, т.18, №2, 2017. с.81-94.
21. Акасофу С.И., Чепмен С. Солнечно-земная физика, ч. 2. Москва, Мир, 1975, 512 с.
22. Уломов, В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Ташкент: из- во ФАН, 1974, 218 с.
23. Kvavadze N., Kereselidze Z. Possibiliti of Resonant Amplification of VLF Electromagnetic Radiation Associated with Near Tskaltsminda-Ureki Area. Bull. Georg. Natl. Acad. Sci., vol. 13, no. 4, 2019, pp.60-66.

**О ТЕЛЛУРИЧЕСКОМ МЕХАНИЗМЕ ГЕНЕРАЦИИ ОНЧ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ В ОБЛАСТИ
МАГНИТО-ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АНОМАЛИИ ЦКАЛЦМИНДА-УРЕКИ**

Кереселидзе З. А.

Реферат

На черноморском побережье Грузии, в курортном местечке Цкалцминда-Уреки существует локальная геомагнитная аномалия, простирающаяся между устьями рек Супса и Чолоки. Она занимает не только узкую береговую полосу, но распространяется также и в сторону моря. По результатам магнито-электрометрической разведки, эта территория является примером аномалии, малой по абсолютной интенсивности, но с резкими градиентами геомагнитного поля. Особые геофизические характеристики этого места складываются из-за действия нескольких взаимосвязанных природных

რის ერთერთ ინდიკატორს, დაფუძნებულია მდს ელექტრომაგნიტური გამოსხივების გენერაციის ინდუქციურ მექანიზმზე სიხშირეთა მახასიათებელ დიაპაზონში $10^3 \div 10^6$ ჰერცი. ასეთი გამოსხივება მაგნიტო-ელექტრული ანომალიის არეში შეიძლება იმდენად ძლიერი აღმოჩნდეს, რომ გამოიწვიოს ლოკალური მეტეოროლოგიური რეჟიმის ცვლილება ატმოსფეროს თერმოდინამიკური და ელექტრული პარამეტრების შემფოთების გამო.

**ON TELLURIC MECHANISM OF GENERATION OF VERY LOW
FREQUENCY ELECTROMAGNETIC RADIATION IN
GEOMAGNETIC ANOMALY AREA OF TSKALTSMINDA-UREKI**

Kereselidze Z.

Abstract

A local geomagnetic (magnetolectric) anomaly is known to exist in the Black Sea coastline of Georgia, in Tskaltsminda-Ureki resort area. The anomaly encompasses a narrow territory between the estuaries of Supsa and Natanebi rivers and spreads in the direction of the sea. Based on multiyear geophysical exploration data, this territory represents a small magneto-electric anomaly of absolute intensity with sharp induction gradients of the geomagnetic field. Its particular geophysical characteristics are conditioned by a joint effect of several natural factors, such as: magnetit-rich sand carried by Supsa river from Guria-Ajara mountains; leakage of the sea water (hydration) into the solid medium of the coastline; magnetohydrodynamic (MHD) effect caused by movement of electroconductive liquid through magnetized porous medium. This gives possibility for a nonhomogeneous accumulation of bound and free polar charges. Thus, a polarized medium may acquire electric and magnetic characteristics as a result of variable electric field effect. Relaxation of free charges may occur due to locking of telluric currents generated as a result of development of a seismic process in the sea, also due to generation of VLF electromagnetic radiation accompanying these telluric currents. Such hypothesis is acceptable in the framework of a self-oscillation model of local electromagnetic circuit of the Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere system. This model which is related to one of the indicators of the earthquake is based on an inductive mechanism of VLF electromagnetic radiation generation in characteristic range of frequencies $10^3 \div 10^6$ Hz. Such radiation in magnetolectric anomaly area can be so intense that it may cause changes in the local meteorological regimes due to disturbance of thermodynamic and electric parameters of the atmosphere.

WEAK HYDROSEISMIC EFFECT OF LOCAL EARTHQUAKES IN HYDRAULIC BOREHOLES IN GEORGIA

Kereselidze Z., Kobzev G., Jimsheladze T.

*M. Nodia Institute of Geophysics, TSU, Tbilisi, Georgia
z_kereselidze@yahoo.com*

Preface

The hydroseismic variations observed in distant hydrologic boreholes are the result of the distribution of the planetary seismic waves generated after strong earthquakes with magnitude $M \geq 7$. The effect of hydroseismic variations is quite diverse and is expressed in either short-term or long-term variations in a borehole water level after a seismic phenomenon [1-5]. Their duration and intensity depend on geologic factors and the energy density of the seismic waves, which have reached the borehole. Hydroseismic effects of several distant strong earthquakes, like other places, have also manifested themselves in Georgia, which has an active network of hydrologic boreholes in recent years [6]. It is noteworthy that in distant hydrologic boreholes, besides strong hydroseismic variations, so called I type hydroseismic variations with small amplitudes are often observed. These variations cause weak disturbances in the water levels [7-9]. During an earthquake preparation process the increase in the seismic activity is usually accompanied with intensifying of the seismic background, which is formed by high-frequency $f = 10-100\text{Hz}$ seismic waves. Their connection with weak high-frequency seismic waves at close distances seems natural in the viewpoint of energetics. However, besides seismic waves, emission of geo-acoustic waves from the hypocentral area of an upcoming earthquake is also possible. The intensity and frequency spectrum of these waves depend on the epicentral distance and earthquake magnitude [10]. Apart from seismic and geo-acoustic waves, the generation of low-frequency (VLF) electromagnetic terrestrial radiation is also possible and it is the obvious indicator for activation of seismic processes. It is natural that the reason of the generation of any kind of waves is the mechanical and thermodynamic changes accompanying geo-deformation processes taking place in a solid medium [5, 12, 13] for example, on the Kamchatka peninsula characterized with particularly high seismic activity, quite intense emission of geo-acoustic waves was recorded for more than 60 earthquakes with magnitudes $M > 5$, the epicenters of which were located at $L \geq 250$ km distance from the observation points. It turned out that approximately a day before the earthquakes, in the frequency diapason $f = 0.1-10000/\text{Hz}$, during several hours, a manifold increase in the geo-acoustic noise took place, which together with the seismic waves, was the probable reason of the weak hydroseismic variations [11]. However, development of such phenomena in the hydrologic boreholes near epicentral areas is possible not only after strong but weak earthquakes ($M \leq 5$) as well. It must be especially noticeable in the hydrologic boreholes, where the activities of disturbance factors different from seismic ones are weak and not regular. In such boreholes the dependence of the water level change on the gravity force variation is expressed with a strong correlation between these values. In Georgia, these conditions are well satisfied, for example, by the boreholes in Marneuli ($41.802^\circ \text{N}, 41.772^\circ \text{E}$), Nakalakevi ($41.424^\circ \text{N}, 43.317^\circ \text{E}$) and Kobuleti ($41.436^\circ \text{N}, 44.755^\circ \text{E}$). In these boreholes the trends

of water level variations quite precisely express the weak spontaneous disturbances of the periodic short-term variations of tidal forces. They can be caused by local seismic phenomena both before and after an earthquake in case the energy of the seismic waves is, at least, sufficient to generate the weakest, so called I type hydroseismic wave variations in boreholes. However, at extremely short distances, in a proper geologic medium, weak hydroseismic variations may also be caused by low-frequency geo-acoustic waves in infrasonic range.

The model of the mechanical eigen frequency of an earthquake focus

High frequency seismic waves, a so called wave tail, can be imagined as a harmonic set of primary P and secondary S seismic waves. The main characteristic of seismic wave spectrum is a so called “corner” frequency of aseismic focus, which is the lower limit of the frequency spectrum of the wave package constituent of the “tail”, i.e., the main frequency. The value of this parameter depends on the linear measure of an earthquake focus, as a whole body. Like the corner frequency, the main frequency of the geo-acoustic spectrum generated during the earthquake preparation process also must be determined by a certain characteristic measure. There must be a quantitative link, which is determined by the analysis model of the mechanical eigen frequency of an earthquake epicentral area [14]. According to this model an earthquake focus is composed of two, internal and external zones. In the first, internal area, which is a so called plasticity zone, an avalanche-like release of the earthquake energy takes place. The other, external area, from which seismic waves are emitted, is a linear elasticity zone. This model qualitatively resembles the well-known Bullen model, according to which there is a “maximum energy release area” in an earthquake focus [15]. Apart from this, an elasticity zone can be compared to an earthquake focus according to the Brune model [16]. However, we should note the significant difference between the models: the Bullen model is qualitative as far as without relevant quantitative assessment it is accepted that the volume of the “maximum energy release area” must be an order lower than the earthquake focus volume.

Radial symmetry approximation is suitable for approximating both weak and slightly stronger than moderate ($M \leq 6$) earthquake foci [17]. Therefore, according to the mechanical eigen frequency model an earthquake focus is a sphere with two characteristic radii. The first, internal radius corresponds to the plasticity zone, whereas the other, external radius determines the linear elasticity zone boundary and the whole volume of the earthquake focus. The physical basis of this model is the analogy between an earthquake focus eigen frequency and the eigen frequency of a weakly deformed water drop. This analogy is not new as it was used for the determination of the main period of the Earth’s natural frequency [18]. Generally, the task of the drop eigen frequency belongs to the classic task field of Hydrodynamics. The fundamental analysis method for determining the hydromechanical vibration frequency spectrum of liquid drop surface tension is well known [19]. According to the model of the mechanical eigen frequency of an earthquake focus, the elasticity force of geologic rocks is the analogy of water drop surface tension force. We used an additional physical condition at the boundary of the internal and external zones, according to which the mechanical vibration frequencies are imaginary in the plasticity zone. By use of the classic mathematical scheme and this condition we received a formula, which analytically defines the discrete spectrum of the mechanical eigen frequency of an earthquake focus:

$$f_n = \frac{V_p}{2\pi R} \left[(n-1)(n+2) \frac{\left(\frac{R}{R_0}\right)^{n-1} - \left(\frac{R_0}{R}\right)^{n+2}}{\frac{1}{n}\left(\frac{R}{R_0}\right)^{n-1} + \frac{1}{n+1}\left(\frac{R_0}{R}\right)^{n+2}} \right]^{1/2} \quad (1)$$

where R_0 is the elasticity zone radius, R varies from the center to the external boundary of the earthquake focus, V_p is the volumetric seismic wave velocity, $n = 2$ corresponds to the corner frequency, $n = 3, 4, \dots$ corresponds to the corner frequency harmonics ($n = 0$ is stagnation, $n = 1$ is transitive motion).

Thus, according (1) formula, in the area, where $R \leq R_0$, the mechanical vibration frequency spectrum is imaginary. It is natural that the avalanche-like release of the elastic tension energy, accumulated during the geo-deformation variation process in the plasticity zone, must be accompanied with the generation of shock waves. Consequently, the mechanical vibrations are virtual here. This condition is the cornerstone of the model, which enables to distinguish from each other the internal and external zones of an earthquake focus. Namely, by the use of (1) formula we can determine the correlation of the radii of the zones, which requires only two values – the corner frequency and its first harmonic. This task is especially simplified in the approximation of harmonic vibrations as far as in this case, only corner frequency f_2 is required to define the radii of the plasticity and elasticity zones and the whole frequency spectrum of the tail of the seismic waves. Namely, as $f_3/f_2 = 2$, the radii correlation is the root of the single-unknown equation obtained by the correlating of the first two expressions of (1) formula: $R/R_0 = 1.92$. This value is in quantitative accordance with the Bullen hypothesis, according to which the volume of the “maximum energy release area” must be approximately an order lower than the whole earthquake focus volume.

Thus, according to the model, the correlation of the radii of internal and external zones is the universal characteristic of an earthquake focus. In case we make a change $R = 1.92 R_0$ in the first multiplier of the expression correspondent to $n = 2$ of (1) formula and use value $V_p/V_s \approx 1.65$ characteristic of the correlation of the primary and secondary seismic wave velocities, then we will receive a well-known formula with empirical coefficient

$$R_0 \approx 0.37 \frac{V_s}{f_2}, \quad (2)$$

which associates the corner frequency with the earthquake focus radius in the Brune model [16, 20]. This result must not be unforeseen as during the development process of geo-deformation phenomena the plasticity zone is the place of maximum mechanical tensions. Before an earthquake, this part of area can be imagined as a homogeneous elastic sphere, which emits weak seismic and geo-acoustic waves. Supposedly, at certain distances from the elastic sphere, the frequency ranges of high-frequency seismic waves and low-frequency acoustic waves, which seem to be associated with R_0 radius, must be in accordance with each other. In order to prove it let us make an asymptotic transformation with variation $R_0 \rightarrow 0$ in the (1) we receive expression

$$f_n = \frac{V_p}{2\pi R_0} \sqrt{n(n-1)(n+2)} \quad (3)$$

(3) formula is a precise analogy of the natural hydromechanical vibration frequency spectrum formula of a weakly deformed sphere-like liquid drop [19]. According to (3) formula, the main frequency of geo-acoustic waves ($n = 2$) is the first analogy of the first harmonic of the corner frequency of the voluminal seismic waves determined from (3) formula. Therefore, it must be difficult to unequivocally determine the type of the waves causing weak hydroseismic effect in hydrologic boreholes under the conditions of high seismic background. For example, in Oni the hydrologic borehole (42.573° N, 43.437° E) is located in a seismically active region near the Caucasus Ridge. At $L \approx 50$ km distance from the Oni bore hole there is a hydrologic borehole (42.187° N, 42.791° E) in Ajameti. During the last three decades there have been approximately 400 earthquakes near the Oni borehole. The magnitude of the strongest was $M \approx 6.9$ (1991, April 29, $9:12, 42.453^\circ$ N, 43.673° E, depth = 17 km), whereas

the most of them belonged to moderate and weak earthquakes with magnitude $M \leq 4$. Due to the high seismic background the water levels in the boreholes of Oni and Ajameti, compared to other boreholes, more often undergo disturbances after earthquakes and during the time intervals between them. It is noteworthy that in these regions, earth rumblings periodically recorded, which becomes much stronger in the natural resonators of geo-acoustic waves, numerous grottos and karst caves [21].

Assessment of the energy density of the waves generated during a weak earthquake preparation process

The seismic energy density, on the value of which depends the type of the variations of the water level in hydrologic boreholes, decreases together with the increase in an epicentral distance. As mentioned above, before an earthquake in the boreholes near the upcoming earthquake epicenter, due to the coincidence of the frequency spectra of the high-frequency seismic waves and low-frequency geo-acoustic waves, separation of hydroseismic effects caused by them is practically impossible. Theoretically, the intensity of geo-acoustic waves may become commensurable to the one of the seismic waves immediately before the earthquake, when elastic tension energy sharply increases in rocks and the foreshocks defusing it are not observed. In such conditions, in boreholes in the epicentral area of an upcoming earthquake, besides hydroseismic variations, generation of atmospheric acoustic-gravitational waves may take places well [22].

It is established by an empirical method that the energy density of a seismic wave depends on the earthquake magnitude and hypocentral distance [23]

$$l g d_e = 0.48 * M - 0.33 * l g e - 1.4 \quad (4)$$

where d_e is the distance from the earthquake epicenter to the observation point, e is seismic wave energy density, M is moment magnitude.

After distant strong ($M \geq 7$) earthquakes, for example, in the hydrologic boreholes on the Kamchatka peninsula, for the generation of I type hydroseismic variations causing weak wave disturbance $se \approx 10^{-5} \text{ J m}^{-3}$ is quite sufficient [7]. This value of seismic wave energy density can be considered as a characteristic value, though it is not excluded that in the boreholes, which are located in a short distance from an epicenter, after earthquakes with shallow hypocentral depth and small magnitude ($M \leq 5$), for causing weak wave disturbance in water level, less energy density were sufficient. Moreover, in near boreholes the hydroseismic effect of weak seismic waves and geo-acoustic emission can be observed even before an earthquake in case the medium is sufficiently homogeneous and elastic, i.e., there are good conditions for surface distribution of geo-acoustic waves [13]. Although, (4) formula is eminently suitable for strong earthquakes with great hypocentral depths, it can be still used for weak earthquakes as for them the difference between local and moment magnitudes is slight. Therefore, it is correct to use (4) formula in combination with the model of the mechanical eigen frequency of an earthquake focus, according to which, as a result of geo-deformation changes, in the area of the plasticity zone of the upcoming earthquake, the increase in the elastic tension in rocks becomes especially intense. Consequently, the elastic energy density reaches characteristic value $e \approx 10^9 \text{ J m}^{-3}$ [17]. During an earthquake preparation process a part of the elastic energy may be taken by the emission of seismic and geo-acoustic waves. Let us consider that there was an earthquake with corner frequency $f_2 \approx 7 \text{ Hz}$ in the medium, where $V_s \approx 3.6 \text{ km/s}$. According to (2) formula these parameters are relevant to a plasticity zone with radius $R_0 \approx 200 \text{ m}$, in which $E_c = \frac{4}{3} \pi R_0^3 e \approx 3.3 * 10^9 \text{ joule}$ elastic tension energy may be accumulated. Let us imagine an earthquake with this strength. From the formula [24]

$$\log E = 1.8 * M + 4 \quad (5)$$

The magnitude of this virtual earthquake is $M=3$. We know the value characteristic of the coefficient of seismic activity of weak and moderate earthquakes: $\dot{\eta} \approx 1\%$ [17]. Therefore, the magnitude of a real earthquake with $R_0 \approx 200$ m radius plasticity zone is $M=3.9$. Consequently, according to (4) formula the energy density value of the seismic waves generated by virtual and real earthquakes will be also different. Namely, the density of the seismic wave of an $M=3$ magnitude earthquake at $d=50-200$ km distance is: $e \approx /10^{-5} - 10^{-7} / J m^{-3}$, whereas the interval characteristic of an $M=3.9$ magnitude earthquake will be an order higher: $e \approx 3/10^{-4} - 10^{-6} / J m^{-3}$. Consequently, the water level disturbances in near hydrologic boreholes at the last stage of the preparation periods of weak and moderate earthquakes should not be excluded. Generation of weak hydroseismic variations is more probable after earthquakes, when the energy density of seismic waves is significantly high.

Statistical analysis of hydrologic borehole data

The stability of the trend exposing the water level variations in a hydrologic borehole is manifested in regard to gravity (tidal) forces. It is obvious that in hydrologic boreholes with low background noise the water level variation trend must be rather stable, for example, as a result of the Fourier transform of the data of one of the hydrologic boreholes on the Kamchatka peninsula the following regression equation was obtained [7]

$$H = (0.096 \pm 0.004) D + (0.083 \pm 0.247) \quad (6)$$

It, with standard 95% reliability expresses the linear correlation links between the amplitude ($H \leq 2$ cm) of the water level variation caused by diurnal periodic changes of tidal forces (tidal waves) and a theoretical areal deformation amplitude ($D \approx 10^{-9}$). The second coefficient of (6) equation is characterized with a quite large variation interval, which must be associated with non-constant disturbance factors. It is clear that their activities must be expressed in the trend of the water level variations in the borehole. A disturbance effect, besides seismic activities, may be caused by random mechanical phenomena and anomalous meteorological factors. In case their influence is minimized, we can expect that the hydro-seismic variation effect in the near boreholes caused by weak earthquakes will manifest itself in the coefficient variations of short-term regression equations, for example, the disturbance of the first (regression) coefficient expressing the linear correlation links between water level variation and tidal force variation can be revealed by the comparison of the values characteristic of the short- and long-term time intervals of this parameter. This task can be realized in two ways: 1) by the comparative analysis of the regression coefficients characteristic of the direct correlation links between the hydrologic borehole data and the tidal force variation synchronized with them; 2) by a correlative analysis of the statistical borehole data and the Fourier transforms of the theoretical values of the tidal force variations. In the case of the latter the disturbance effect caused by weak hydroseismic variations may be expressed in the frequencies characteristic of the short-term periodic variations of tidal forces.

As mentioned above, in Georgia, in regard to short-term trend stability of water level variation the hydrologic boreholes of Marneuli, Nakalakevi and Kobuleti are distinguished. In 2016-17 and 2019, due to technical conditions, 6-month time intervals were marked out for statistical analysis. The atmospheric pressure effect was preliminary removed from water level variation.

It was studied: a) correlation of amplitudes: water level vs. tidal; b) correlation of speeds: water level speed vs. tidal speed.

Here speed defined as $v(t) = [X(t + \frac{\Delta}{2}) - X(t - \frac{\Delta}{2})] / \Delta t$ with $\Delta t = 360$ minutes.

For determining the momentary value of the vertical component of the gravity force we used <https://geodesyworld.github.io/SOFTS/solid.htm>, Dennis Milbert, solid-program.

During the process of the correlation analysis it turned out that despite the practically identical values of the regression coefficients, the correlation between amplitudes the borehole water level variation and the variation of the vertical component of gravity force was characterized with greater error than the correlation between the speed of water level variation (A) and the speed of change in the vertical component of the tidal force (Tidal Z). This fact is presumably sign of shortage of background noise in the second case compared to the first one. It appeared that, for example, in 2016-17 and 2019 the Marneuli hydrologic borehole was characterized with especially high Pearson correlation coefficient: $r \approx 0.97-0.99$. This means that the determination level reaches its absolute value in the borehole. For comparison, in the Nakalakevi borehole the correlation coefficient varies in interval $r = 0.88-0.93$, whereas in the Kobuleti borehole it is $r = 0.83-0.90$. Thus, correlation level is rather high in these boreholes as well. It also appears that despite the high seismic background the correlation between the water level variation and the change of the vertical component of the gravity force is quite noticeable in the boreholes of Oni and Ajameti as well.

Figure 1, as an example, shows the histogram of the Marneuli borehole, the horizontal axis of which depicts the variations in kilopascals (kPa/min) of the pressure correspondent to the tidal force variation interval, and the vertical axis shows the normalized number of the water level variation in /01.01-01.07/2019-time interval. According to the quite steep form of the normal Gauss distribution curve it becomes obvious that the correlation determined by the regression equation is very close to precise function relation.

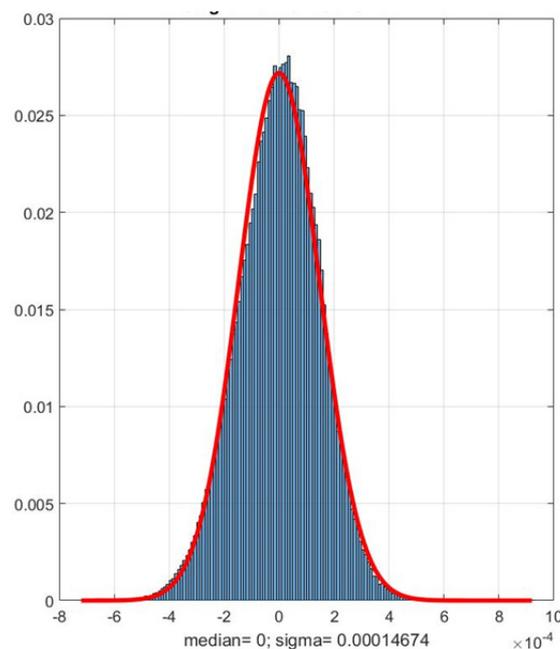


Fig.1 Marneuli. Histogram of deviations from line

The methodical basis of the work is an assumption that a long-term regression coefficient (A) can be considered as an individual characteristic of hydrologic boreholes. As shown in the second column of *Table 1* this parameter is different for each borehole and varies significantly in different time intervals. The purpose of the correlation analysis is to reveal the connection between the water level disturbances in boreholes and weak hydroseismic variations. Therefore, according to the first variant, for comparing with characteristic long-term regression coefficient, as a characteristic value, we determined short-term (three-day) regression coefficients by dividing the long-term time interval.

The third and fourth columns of *Table 1* show the number of the three-day intervals characteristic of concrete boreholes. Here, numbers (P and p) of $\Delta \geq 5\%$ and $\Delta < 5\%$ relative disturbance of short-term regression coefficient in regards to the long-term coefficient are pointed out. According to the assumption the variations of characteristic three-day regression coefficient $\Delta \geq 5\%$ may probably be associated with weak hydroseismic variations. This means that in a concrete hydrologic borehole the water level disturbance might be generated either in a three-day interval or nearest days or hours before or after an earthquake or earthquake preparation period. In the latter case the weak hydroseismic variations, like some other phenomena, can be considered as a local indicator for an earthquake. As a result of the verification of this hypothesis, the hydrologic boreholes with stable trends listed in the statistical analysis more or less react to near weak earthquakes in $E = 40^\circ\text{--}43^\circ$ latitude line, which is adjacent to the Caucasus Ridge in the North and the Anatolian Ridge in the South. Taking into consideration this limitation, the penultimate column of *Table 1* shows the common number (N) of $M \leq 5$ magnitude earthquakes, which occurred in a given time interval in $L \leq 200$ km epicentral distance from concrete boreholes. The last column shows the number (n) of earthquakes, which occurred in $\Delta \geq 5\%$ three-day interval.

Table 1.

| Boreholes | Mean Value A for 6 months | P $\Delta \geq 5\%$ | p $\Delta < 5\%$ | Number of Earthquakes, N | n-have quake $\Delta \geq 5\%$ |
|------------|------------------------------|------------------------|---------------------|-----------------------------|-----------------------------------|
| Marneuli | | | | | |
| 2016 | 0.175 | 42 | 19 | 16 | 11 |
| 2017 | 0.185 | 33 | 28 | 12 | 6 |
| 2019 | 0.196 | 19 | 42 | 14 | 7 |
| Kobuleti | | | | | |
| 2016 | 0.129 | 42 | 19 | 12 | 9 |
| 2017 | 0.111 | 45 | 16 | 12 | 10 |
| 2019 | 0.119 | 35 | 26 | 10 | 6 |
| Nakalakevi | | | | | |
| 2016 | 0.117 | 15 | 6 | 5 | 5 |
| 2017 | 0.133 | 39 | 22 | 14 | 7 |
| 2019 | 0.164 | 42 | 19 | 11 | 10 |

According to the second variant of the correlation analysis, the tidal response of the water level variations in the boreholes can undergo corrections due to the activity of weak hydroseismic variations. This effect can be identified by tidal analysis of water level variation, which is especially noticeable in the frequencies of diurnal and semidiurnal tidal waves (short-period tidal waves) [25]. Based on this assumption, the Fourier transforms of variations in the water level of the boreholes and the vertical components of the tidal forces were subjected to correlation analysis. It is known that diurnal and semidiurnal variations of tidal acceleration are not simple harmonic variations, since they are combinations of the frequencies that depend on the parameters of the orbits of the Earth and the Moon. However, in the fine structure of the semidiurnal and diurnal tide spectrum, there are several fundamental frequencies corresponding to the periods of different waves. The main ones are the lunar semidiurnal wave $M2$ ($T \approx 12.42$ h) and the solar semidiurnal wave $S2$ ($T = 12$ h). There are also large lunar semidiurnal $N2$ ($T = 12.65$ h) and small $L2$ ($T \approx 12.18$ h) elliptical waves and a combined lunar-solar declination wave $K2$. It is a combination of two waves with the same period: the lunar semidiurnal declination wave $MK2$ and the solar semidiurnal declination wave $SK2$. The peculiarity of the diurnal spectral area is the absence of the main diurnal lunar wave $M1$ ($T \approx 24.83$ h) and the main diurnal solar wave $S1$ ($T = 24$ h). In their absence the main lunar declination wave $O1$ ($T = 25.8$ h) has the maximum amplitude. The diurnal lunar-solar wave $K1$ ($T \approx 23.93$ h) is shorter than it in amplitude, but exceeds the main solar declination wave $P1$ ($T \approx 24.07$ h). At the frequency of the missing lunar-diurnal wave $M1$

there is a combination of low-amplitude wave modes, multiples of the semidiurnal elliptical waves *OI* and *MKI*.

Near the frequencies of the main short-period tidal waves, in addition to the indicated ones, other harmonics (*W*) with small amplitudes are observed. They can be neglected, though taking them into account can improve statistical reliability. Consequently, besides the frequencies of the main tidal waves, the harmonics of some combinations of these waves also participate in the regression equations, which reflect the correlations of Fourier transforms.

Table 2.

| T, Day | T, Hour | Waves | Tidal Z, cm | Marneuli H, cm | Nakalakevi H, cm | Kobuleti H,cm | Ajameti H,cm |
|--------|---------|-------------|-------------|----------------|------------------|---------------|--------------|
| 1.1217 | 26.92 | <i>W</i> | 1.034 | 0.333 | 0.210 | 0.121 | 0.075 |
| 1.0761 | 25.83 | <i>OIKI</i> | 5.710 | 1.330 | 1.063 | 0.736 | 0.616 |
| 1.0095 | 24.23 | <i>W</i> | 1.302 | 0.397 | 0.197 | 0.181 | 0.112 |
| 1.0047 | 24.11 | <i>PI</i> | 3.012 | 0.821 | 0.503 | 0.355 | 0.204 |
| 1.0000 | 24.00 | <i>PISI</i> | 2.776 | 0.549 | 0.842 | 0.423 | 0.493 |
| 0.9953 | 23.89 | <i>KI</i> | 5.586 | 1.115 | 0.981 | 0.588 | 0.270 |
| 0.9907 | 23.78 | <i>W</i> | 1.790 | 0.317 | 0.325 | 0.165 | 0.046 |
| 0.5273 | 12.65 | <i>N2</i> | 1.312 | 0.299 | 0.217 | 0.197 | 0.048 |
| 0.5196 | 12.47 | <i>SK2</i> | 1.451 | 0.241 | 0.225 | 0.166 | 0.078 |
| 0.5183 | 12.44 | <i>MK2</i> | 3.738 | 0.665 | 0.520 | 0.497 | 0.331 |
| 0.5171 | 12.42 | <i>M2</i> | 6.686 | 1.238 | 0.955 | 0.894 | 0.490 |
| 0.5158 | 12.38 | <i>W</i> | 1.756 | 0.354 | 0.293 | 0.249 | 0.236 |
| 0.5147 | 12.35 | <i>L2</i> | 1.010 | 0.220 | 0.151 | 0.113 | 0.156 |
| 0.5000 | 12.00 | <i>S2K2</i> | 3.769 | 0.777 | 0.862 | 0.519 | 0.532 |

Table 2, as an example, shows the results of the Fourier analysis for four hydrological boreholes: Marneuli, Nakalakevi, Kobuleti and Ajameti for period 01.01-01.07 2019. For identifying the disturbing effect of high-frequency seismic and geo-acoustic waves, the Ajameti borehole is more reliable than the Oni borehole, which is located directly in the seismically active zone. The first columns of *Table 2* indicate the periods of short-period tidal waves in days and hours, the wave types and the corresponding dimension (H-cm) amplitudes of the linear deformation effect due to changes in tidal *Z* (at a specific point). The last four columns show the amplitudes (H-cm) of water level disturbances in individual hydrological boreholes.

According to the first variant of the correlation analysis, the degree of disturbance of the first coefficient of the regression equation caused by geo-acoustic and seismic waves was determined using a direct correlation between the speed of change in tidal forces and the speed of change in water level in hydrologic boreholes. In the second case, we can also use the correlation between the Fourier components of these physical factors. At the same time, in order to compose short-period regression equations and determine the coefficients, we should use a different, compared to the first case, division of the long-term data interval. Obviously, in order to improve accuracy, instead of a three-day interval, it would be more correct to use an interval with longer period, e.g., a six-day division, which is more consistent with diurnal tidal waves. As it turned out, as a result of this kind of change, the Pearson correlation coefficients obtained in the first case remained almost unchanged. Like the correlation coefficients, the regression coefficients are also almost identical to the coefficients obtained in the first case. Consequently, the probabilistic information presented in *Table 1* for assessing the degree of reliability of the relation between weak hydroseismic variations and local earthquakes remained practically unchanged. However, the advantage of the Fourier transform in comparison with direct

correlation is manifested in the case of visualizing the data given in *Table 2.Figure 2*, as an example, shows the amplitudes of the water level variations corresponding to the short-period waves of tidal forces in two boreholes: Marneuli (circles) and Kobuleti (triangles). Here, a fairly high degree of approximation to the linear relation between the correlated values is obvious, which is not visible in the Ajameti borehole located near the seismically active zone (*Fig. 3*). This phenomenon is obviously caused by constant disturbances in the water level in this borehole. It can be assumed with a reasonable degree of probability that these disturbances are the result of weak hydroseismic variations constantly occurring due to the propagation of high-frequency seismic and low-frequency acoustic waves from the seismically active zone. The consistency of this statement can be confirmed by the Oni hydrologic borehole located immediately in the seismically active zone. In this borehole, the water level disturbances are so stochastic in nature that the Fourier analysis does not allow us to clearly distinguish the effect of short-period tidal waves.

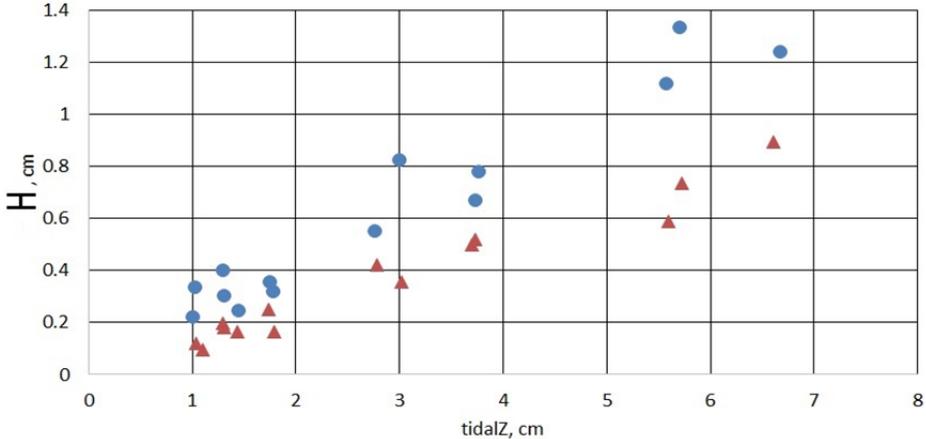


Fig. 2. Marneuli (circles) and Kobuleti (triangles), 2019

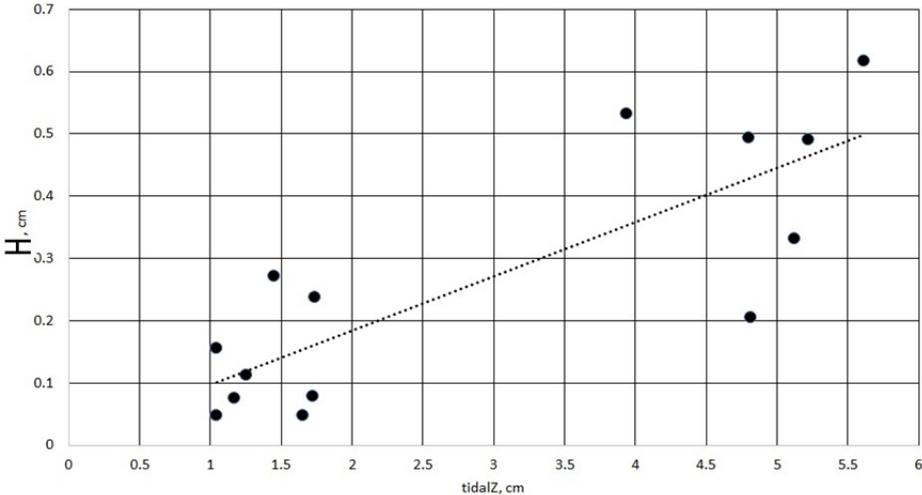


Fig. 3. Ajameti, 2019

Conclusion

In some cases, the energy density of seismic waves associated with weak earthquakes ($M \leq 5$) may be sufficient to generate weak hydroseismic variations in the water level in hydrological boreholes located not far from the epicenters of earthquakes. Analysis of data of 2016, 2017 and 2019 from several hydrological boreholes located in Georgia showed that a weak hydroseismic effect can occur not only after, but also before earthquakes. In the latter case, the reason of a hydroseismic effect can be

high-frequency seismic and low-frequency geo-acoustic waves having the same frequency spectra. According to the model of the natural mechanical vibrations of an earthquake focus, the main frequency of the spectrum of these waves generated during the preparation of the earthquake is determined by the radius of so-called plasticity zone, in which an explosive release of seismic energy occurs after an earthquake. Using correlation analysis, the parameters of the relation between the rates of change in the water level in the boreholes and changes in the vertical component of the tidal forces were identified. It turned out that at small epicentral distances ($L \leq 200$ km), hydrologic boreholes quite often respond to local earthquakes that occur in a certain longitudinal interval. The value of the relative change in the regression coefficient in specific boreholes was used as a criterion. It turned out that in more than 50% cases the $\Delta \geq 5\%$ deviations of the first coefficient of short-term (3 days) regression equations with respect to the long-term (6 months) value of this parameter are associated either with earthquakes or with the process of their preparation. Such a result only proves the degree of weak hydroseismic variations as indicators for the activation of local seismic processes. However, in combination with other indicators for the increase in seismic activity, weak disturbances in the water level in hydrologic boreholes can be quite informative in regard to prediction of local earthquakes. This consideration turned out to be in an agreement with the result of Fourier analysis of the data from three boreholes located in the areas with relatively stable seismic background. In these boreholes, synchronicity was observed in the changes of the amplitudes of water level variation and short-period tidal waves. However, this effect turned out to be significantly weak in a borehole located near the boundary of a local seismically active zone, whereas in a borehole located immediately in this zone, it practically does not appear.

ლიტერატურა – References – Литература

1. Shalev E., Kurzon I., Doan M.-L., Lyakhovsky V. Water-level oscillations caused by volumetric and deviatoric dynamic strains. *Geophys. J. Int.*, v. 204, 2016, pp. 841-851. DOI: 10.1093/gji/ggv483.
2. Shalev E., Kurzon I., Doan M.-L., Lyakhovsky V. Sustained water-level changes caused by damage and compaction induced by teleseismic earthquakes. *J. Geophys. Res. Solid*, v. 121, 2016, pp. 4943-4954. DOI:10.1002/2016JB013068.
3. Shi Zh., Wang G., Manga M., Wang C.Y. Mechanism of co-seismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the China seismal land. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 430, 2015, pp. 66-74. DOI:10.1016/j.epsl.2015.08.012.
4. Sun X., Wang G., Yang X. Coseismic response of water level in Changping well, China, to the Mw 9.0 Tohoku earthquake. *Journal of Hydrology*, v. 531, 2015, pp. 1028-1039. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2015.11.005/.
5. Sun X., Liu Y. Changes in groundwater level and temperature induced by distant earthquakes. *Geosciences Journal*, v. 16, №3, 2012, pp. 327-337. DOI: 10.1007/s12303-012-0022-7.
6. Cheldze T., Melikadze G., Kobzev G., Shengelia I., Jorjiashvili N., Mepharidze E. Hydrodynamic and seismic response to teleseismic waves of strong remote earthquakes in Caucasus. *Acta Geophysica*, v. 67, 2019, pp.1-16. <https://doi.org/10.1007/s11600-018-00241-7>.
7. Kopylova G.N., Boldina S.V. *Gidroseizmicheskiye variatsii urovnya vody v skvazhinakh Kamchatki. Monografiya. Petropavlovsk Kamchatskiy: OOO "Kamchatpress", 2019, 144 s. ISBN:978-5-9610-0344-4.*
8. Kopylova G.N., Boldina S.V., Smirnov A.A., Chubarova E.G. Experience in Registration of Variations Caused by Strong Earthquakes in the Level and Physicochemical Parameters of Ground Waters in the Piezometric Wells: the Case of Kamchatka. *Seismic Instruments*, v. 53, №4, 2017, pp. 286-295. DOI: 10.3103/S0747923917040065.
9. Kopylova G.N., Boldina S.V. Effects of Seismic Waves in Water Level Variations in a Well: Empirical Data and Models. *J. Physics of the Solid Earth*, №4, 2020, pp.102-122. DOI: 10.1134/s1069351320030039.

10. Tosi P., Sbarra P., De Rubeis V. Earthquake sound perception. *Geophys. Res. Lett.*, v.39, 2012, L24301, DOI:10.1029/2012gl054382.
11. Kuptsov A.V., Larionov I.A., Shevtsov B.M. Geo-acoustic emission during the precursory periods of Kamchatka Earthquakes. *Journal of Volcanology and Seismology*, №5, 2005, pp. 45-59. ISSN: 0203-0306.
12. Gufeld I.L., Matveeva M.I., Novoselov O.N. Why we cannot predict Storming Earthquakes in the Earth's crust. *Geodynamics and Tectonophysics*, v.2, Issue 4, 2011, pp. 378-415, DOI:10.5800/GT-2011-2-4-0051 Issn: 2078-502x, pp. 711-730.
13. Sorokin A.G., Klyuchevskii A.V., Demyanovich V.M. Generation of Infrasonic Signals During Earthquakes Under Lake Hovsgol (northern Mongolia) on December 5, 2014. *Solar-Terrestrial Physics*, v. 4, №4, 2018, pp. 73-81, DOI: 10.12737/szf-44201810.
14. Kereselidze Z., Gegechkori T., Tsereteli N., Kirtskhalia V. Modeling of Elastic Waves Generated by a Point Explosion. *Georgian International Journal of Science and Technology*, v. 2, Is. 2, 2010, pp.155-166, Nova Publishers USA, https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=14264
15. Bullen K.E. On strain Energy and strength in the Earth's upper mantle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 34, Iss. 1, 1953, pp. 107-109 EOS, 2014, <https://doi.org/10.1029/TR034i001p00107>.
16. Brune, J. N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.* 75, 26, 1970, pp. 4997-5009.
17. Sadovskii M.A., Kedrov O.K., Pasechnik I.P. On the seismic energy and volume of foci at crustal earthquakes and underground explosions. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, v. 283, Is. 5, 1985, pp. 1153–1156, <http://mi.mathnet.ru/dan47142>
18. *Quantitative Seismology: Theory and Methods. Volumes I and II* by Keiiti Aki and Paul G. Richards. W. H. Freeman and Co. San Francisco. *Geological Journal*, v.16, Is.1, 1981, ISSN: 0072-1050, p. 90, <https://doi.org/10.1002/gj.3350160110>.
19. Landau L.D., Lifshits Ye.I. *Mekhanika sploshnykh sred. M.*, izd. tekhn.-ter. lit, 1954, 795 s.
20. Allmann B.P., Shearer P.M. Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes, *J. Geophys. Res.* 114, 2009, B01310, DOI:10.1029/2008JB005821, 22.
21. Turazashvili K., Tsikarishvili K., Kereselidze Z., Kachakhidze M., Kachakhidze N. Searching of Earthquakes acoustic effects of the Georgia territory. *GESJ: Physics*, N1 (9), 2013, pp.78-81. <http://gesj.internet-academy.org.ge/download.php?id=2153.pdf>
22. Mayr H.G., Mengel J.G., Chan K.L., Huang F.T. Middle atmosphere dynamics with gravity wave interactions in the numerical spectral model: Tides and planetary waves. *J. Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v.73, 2011, pp.711-730.
23. Wang C.Y., Manga M. *Earthquakes and Water. Lecture Notes in Earth Sciences 114.* Springer, Berlin, 2010, 249 p. DOI: 10.1007/978-3-642-00810-8.
24. Reznichenko Yu.V. *Problemy seysmologii. Izbrannyye trudy.* Moskva, Nauka, 1985, 407 s.
25. Khabituev D.S., Shpynev B.G., Tatarnikov A.V., Scheglova E.S. The influence of Lunar-Solar gravity tide on the dynamics of atmosphere, ionosphere and ocean. *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, v. 14, №5, 2017, pp.321-339. DOI: 10.21046/2070-7401-2017-14-5-321-339.
26. Kobzev G., Kereselidze Z., Melikadze G., Jimsheladze T. The Water Response to Gravity in Deep Wells in Georgia. *The Methods of Calculation. Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics*, ISSN 1512-1135, v. LXX, 2019, pp.133-143.

Acknowledgement

The authors as recipients of a Research State Grant №FR17_633 („**Study of geodynamical processes evolution and forecasting**”) thank the Shota Rustaveli National Science Foundation of Georgia (SRNSFG), Tbilisi/Georgia.

WEAK HYDROSEISMIC EFFECT OF LOCAL EARTHQUAKES IN HYDRAULIC BOREHOLES IN GEORGIA

Kereselidze Z., Kobzev G., Jimsheladze T.

Abstract

Strong earthquakes with magnitude $M \geq 7$ often cause disturbances of various durations, i.e., so called hydroseismic variations, in the water level in hydrologic boreholes at distances of planetary scales. Besides strong earthquakes, moderate and weak earthquakes ($M \leq 5$) also may be accompanied with such effects at short epicentral distances. Namely, in the hydrologic boreholes on the Georgian territory, before and after local earthquakes, against the background of so-called white noise, variations of weak waves with small amplitudes ($A \leq 1-2$ cm) are quite often observed. Naturally, this is associated with seismic wave generation. At the same time, the geo-deformation processes in the hypocentral area of an upcoming earthquake, besides seismic waves, are often accompanied with the generation of low frequency ($f = 0.1-1000$ Hz) geo-acoustic and very low frequency (VLF) electromagnetic waves ($f \geq 1$ kHz). The intensity of geo-acoustic waves compared to the one of seismic waves is considerably low. However, at the last stage of an earthquake preparation process the intensity of low frequency geo-acoustic waves may increase to such an extent that their amplitude becomes commensurable to the amplitude of high frequency ($f = 10-100$ Hz) seismic waves. In this case, weak wave disturbances in hydrologic boreholes located at short epicentral distances, besides high frequency seismic waves, may be caused by geo-acoustic waves. The justice of this consideration is to some extent proved by the qualitative-quantitative analysis of the data of the hydrologic boreholes located in Georgia. Therefore, the goal of the research work is to reveal the probable reasons of the generation of high-frequency seismic waves and low-frequency acoustic emission, as weak hydroseismic variations, accompanying weak local earthquakes.

Key words: earthquake, hydroseismic effect, acoustic emission.

ლოკალური მიწისძვრების სუსტი ჰიდროსეისმური ეფექტი საქართველოს ჰიდროლოგიურ ჭაბურღილებში

კერესელიძე ზ., კობზევი გ., ჯიმიშელიძე თ.

რეზიუმე

მძლავრი მიწისძვრები მაგნიტუდით $M \geq 7$ დაშორებულ ჰიდროლოგიურ ჭაბურღილებში საკმაოდ ხშირად იწვევენ წყლის დონის სხვადასხვა ტიპის ჰიდროსეისმურ ვარიაციებს. ლოკალურად, ეპიცენტრიდან მცირედ დაშორებულ ჭაბურღილებში მსგავსი ეფექტი შესაძლებელია განვითარდეს აგრეთვე მცირე და საშუალო ($M \leq 5$) მიწისძვრების შემთხვევაშიც. კერძოდ, საქართველოში მდებარე ჭაბურღილებში ასეთი მიწისძვრების წინ, ან მათ შემდეგ, საკმაოდ ხშირად დაიშინება მცირე ამპლიტუდების მქონე სუსტი ტალღური ვარიაციები ($A \leq 2$ სმ). ცხადია, რომ ისინი დაკავშირებულია სეისმური ტალღების გენერაციასთან. ცნობილია, რომ მომავალი მიწისძვრის ჰიპოცენტრალურ არეში მიმდინარე გეოდეფორმაციულ პროცესებს, სეისმური ტალღების გარდა, ხშირად თან ახლავს აგრეთვე დაბალსიხშირული გეოაკუსტიკური ($f = 0.1-1000$ ჰც) და ძალიან დაბალი სიხშირის ($f \geq 1$ კჰც) ელექტრომაგნიტური ტალღები. გეოაკუსტიკური ტალღების ინტენსივობა, სეისმურ ტალღებთან შედარებით, გაცილებით სუსტია. თუმცა, მიწისძვრის მომზადების პროცესის უკანასკნელ ეტაპზე შესაძლებელია, რომ დაბალსიხშირული გეოაკუსტიკური ტალღების ინტენსივობამ მოიმატოს ისეთ დონემდე, რომ მათი ამპლიტუდა მაღალ-

სიხშირული ($f=10-100$ ჰც) სეისმური ტალღების ამპლიტუდის თანაზომადი გახდეს. ასეთ შემთხვევაში დასაშვებია, რომ, მცირე ეპიცენტრალურ მანძილებზე მდებარე ჰიდროლოგიურ ჭაბურღილებში სუსტი ტალღური შეშფოთებები, მაღალსიხშირული სეისმური ტალღების გარდა, აგრეთვე შეიძლება გამოიწვიონ გეოაკუსტიკურმა ტალღებმაც. ამ მოსაზრების სამართლიანობას გარკვეულწილად ადასტურებს საქართველოში არსებული ჰიდროლოგიური ჭაბურღილების მონაცემების თვისობრივ-რაოდენობრივი ანალიზი. შესაბამისად, მოცემული ნაშრომის მიზანს წარმოადგენს სუსტი ლოკალური მიწისძვრების თანმდევი მაღალი სიხშირის სეისმური ტალღებისა და დაბალსიხშირული გეოაკუსტიკური გამოსხივების, როგორც სუსტი ჰიდროსეისმური ვარიაციების გენერაციის სავარაუდო მიზეზების, წარმოჩინება.

СЛАБЫЙ ГИДРОСЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ЛОКАЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СКВАЖИНАХ ГРУЗИИ

Кереселидзе З., Кобзев Г., Джимшелидзе Т.

Реферат

Сильные землетрясения с магнитудами $M \geq 7$ в удаленных гидравлических скважинах довольно часто вызывают гидросейсмические вариации различных типов. Подобный эффект после слабых и средних по силе ($M \leq 5$) землетрясений возможен также и в скважинах, находящихся на малых эпицентральных расстояниях. В частности, до и после таких землетрясений в скважинах, расположенных на территории Грузии, достаточно часто наблюдаются слабые волновые вариации уровня воды с амплитудами $A \leq 2$ см. Очевидно, что они связаны с генерацией сейсмических волн. Известно, что геодеформационные процессы в гипоцентральной области будущего землетрясения, кроме сейсмических волн, часто сопровождаются также и геоакустическими ($f=0.1-1000$ Гц) и крайне низкочастотными ($f \geq 1$ кГц) электромагнитными волнами. Геоакустические волны, по сравнению с сейсмическими волнами, имеют значительно меньшую интенсивность. Однако, на заключительном этапе подготовки землетрясения, можно допустить, что интенсивность низкочастотных геоакустических волн может возрасти до уровня, когда их амплитуды станут соизмеримыми с амплитудами высокочастотных ($f=10-100$ Гц) сейсмических волн. В таких случаях можно допустить, что в гидрологических скважинах, расположенных на малых эпицентральных расстояниях, слабые волновые возмущения могут генерировать не только сейсмические, но и геоакустические волны. Справедливость данного соображения подтверждают результаты качественно-количественного анализа данных гидрологических скважин, расположенных в Грузии. Следовательно, цель данной работы заключается в наглядном представлении высокочастотных сейсмических и низкочастотных геоакустических волн, сопровождающих локальные землетрясения, как вероятных причин генерации слабых гидросейсмических вариации.

საქართველოს აღმოსავლეთ რეგიონების აგროკლიმატური ზონირება

მელაძე მ., მელაძე გ.

საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
m.meladze@gtu.ge meladze.agromet@gmail.com

შესავალი

აგრარული სექტორისათვის აგროკლიმატური რესურსების შეფასება და მათი აგროკლიმატური ზონების მიხედვით გამოყენება განსაკუთრებულად მნიშვნელოვანია. რადგან აგროკულტურების ზრდა-განვითარება და უხვი მოსავალის მიღება ძირითადად დამოკიდებულია აღნიშნული რესურსების ეფექტურად გამოყენებაზე, მათ რაციონალურ განლაგებაზე. სასოფლო-სამეურნეო პროდუქტებით მოსახლეობის უზრუნველყოფა ქვეყნის უმნიშვნელოვანეს პრობლემას წარმოადგენს. ამიტომ ფერმერული მეურნეობის რენტაბელობისათვის მაქსიმალურად უნდა იქნას გამოყენებული ადგილის აგროკლიმატური რესურსები (ტამპერატურა, ატმოსფერული ნალექები, ნიადაგისა და ჰაერის ტენიანობა და სხვა). აღნიშნული რესურსები განსაზღვრავენ აგროკულტურების განვითარების შესაძლებლობას, მოქმედებენ მოსავლის ფორმირებაზე და აქედან გამომდინარე, ეკონომიკურ შემოსავალზე. მცირე მიწიანი საქართველოსათვის კლიმატური და აგროკლიმატური რესურსების საფუძვლიანი შეფასება და ეფექტურად გამოყენება უაღრესად მნიშვნელოვანია, განსაკუთრებით სოფლის მეურნეობის სხვადასხვა დარგის განვითარებისათვის.

აგროკლიმატური რესურსების შეფასება უნდა ხდებოდეს კლიმატის იმ მახასიათებლების მიხედვით (სითბო, სინათლე, ატმოსფერული ნალექები და სხვა), რომელთანაც დაკავშირებულია მოსავლის ფორმირება. აღნიშნული აგროკლიმატური რესურსების არასათანადოდ გამოყენების შემთხვევაში შეუძლებელია აგროკულტურების ნორმალური ზრდა-განვითარება და მაღალხარისხოვანი, გარანტირებული მოსავლის მიღება. ზემოხსენებული კლიმატური პარამეტრები განსაზღვრავენ შესაბამისი კულტურების შერჩევას, მიწათმოქმედების დაგეგმვას, სხვადასხვა სახის მეურნეობის წარმოებას და სხვა. აგროკლიმატური პარამეტრებიდან განსაკუთრებით საყურადღებოა საშუალო მნიშვნელობები – ტემპერატურის, ნალექების, წაყინვების და სხვა. მათი გამოყენებით, შესაძლებელია აღმოსავლეთ საქართველოს სხვადასხვა რეგიონის აგროკლიმატური რესურსების შეფასება. საკვლევი ტერიტორიის შემადგენლობაში შედის 5 რეგიონი, ესენია: კახეთი, მცხეთა-მთიანეთი, სამცხე-ჯავახეთი, ქვემო ქართლი, შიდა ქართლი, რომლებიც არაერთგვაროვანი აგროკლიმატური რესურსებით ხასიათდებიან.

მონაცემთა ბაზები და მეთოდები

ნაშრომში გამოყენებულია: საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის მეტეოროლოგიური დაკვირვებების მონაცემთა ბაზა; აღმოსავლეთ საქართველოს რეგიონის და მათი მუნიციპალიტეტების ტერიტორიაზე არსებული მეტეოროლოგიური სადგურების მრავალწლიური დაკვირვებათა მონაცემები (გარემოს ეროვნული სააგენტოს ჰიდრომეტეოროლოგიის დეპარტამენტი); გარემოს ეროვნული სააგენტოს აგროკლიმატური ბიულეტენები (2008-2018); რეგიონის აგროკლიმატური რესურსების შეფასებისათვის გამოყენებულია კლიმატური და აგროკლიმატური ცნობარები: მზის რადიაცია, რადიაციული ბალანსი და მზის ნათება (1968); ჰაერის და ნიადაგის ტემპერატურები (1967); ატმოსფერული ნალექები (1970); ქარები (1968); საქართველოს აგროკლიმატური ცნობარი (1961); საქართველოს აგროკლიმატური რესურსების ცნობარი (1978); საქართველოს სამეცნიერო-გამოყენებითი კლიმატური ცნობარი (2004) და სხვა შესაბამისი ლიტერატურა.

გამოყენებულია აგრომეტეოროლოგიური კვლევის კლასიკური მეთოდები. აგრომეტეოროლოგიურ დაკვირვებათა მონაცემები დამუშავებულია მათემატიკური სტატისტიკის მეთოდის გამოყენებით.

შედეგები და განხილვა

კახეთის რეგიონი ძირითადად ვაკე და ნაწილობრივ მთიან რელიეფურ პირობებში იმყოფება. იგი ზღვის დონიდან 300-1900 მ და მეტ სიმაღლეზე მდებარეობს. ჩრდილოეთით აკრავს კავკასიონის ქედი, ჩრდილო-დასავლეთით მცხეთა-მთიანეთის რეგიონი, სამხრეთ-დასავლეთით ქვემო ქართლის რეგიონი, აღმოსავლეთით და სამხრეთით ესაზღვრება აზერბაიჯანი [1, 2].

კახეთი, სოფლის მურნეობის მრავალი დარგის პროდუქციის წარმოებიდან გამომდინარე, უაღრესად მნიშვნელოვანი რეგიონია. ხელსაყრელი ნიადაგურ-კლიმატური პირობების საფუძველზე, აქ შესაძლებელია დიდი რაოდენობით მარცვლეული კულტურების მოსავლის მიღება, საშემოდგომო და საგაზაფხულო ხორბლის, ქერის, სიმინდის და სხვა. წარმატებით მოყავთ სამეურნეო მნიშვნელობის ვაზის სხვადასხვა ჯიშები, რომლებიც მსოფლიო აღიარებას პოულობენ. არსებული აგროკლიმატური პირობები ხელს უწყობს ეთერზეთოვანი და ზეთოვანი ტექნიკური კულტურების წარმატებით განვითარებას (გერანი, ჟასმინი, კაზანლიყის ვარდი, მზესუმზირა, თამბაქო და სხვა). ასევე, კარგი პირობებია მეხილეობის, მებოსტნეობის, ბაღჩეულის, აგრეთვე მეცხოველეობის, მეფრინველეობის, მეაბრეშუმეობის დარგების განვითარებისათვის [3]. ცხრილი 1-ში მოცემულია კახეთის რეგიონის აგროკლიმატური ზონები, შესაბამისი აგროკლიმატური მახასიათებლებით.

ცხრილი 1. კახეთის რეგიონის აგროკლიმატური ზონების მახასიათებლები

| აგროკლიმატური ზონები | აქტიურ ტემპ-თა ჯამები (>10°C) | ატმოსფერული ნალექები (მმ) | | წყაინვები | | უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა (დღე) |
|----------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------------|--------------|------------------------------------|
| | | ცივი პერიოდი | თბილი პერიოდი | პირველი წაყინვა | ბოლო წაყინვა | |
| I – ზონა | >4400 | 500-600 | 300-400 | 15.XI-25.XI | 24.III-2.IV | 245-226 |
| II – ზონა | >3000 | 600-700 | 450-550 | 5.XI-22.XI | 28.III-9.IV | 238-209 |

| | | | | | | |
|------------|-------|----------|---------|-----------|------------|---------|
| III – ზონა | >2000 | 650-750 | 550-650 | 23.X-30.X | 6.IV-17.IV | 222 |
| IV – ზონა | >1000 | 750-950 | 650-700 | 21.X-29.X | 9.IV-20.IV | 221-183 |
| V – ზონა | <1000 | 800-1000 | 700-800 | 5.X | 14.V | 143 |

I – ზონა მოიცავს დედოფლისწყაროს რაიონიდან სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილს, ასევე დედოფლისწყაროს, სიღნაღის და გურჯაანის ჩრდილოეთ და ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილს, ლაგოდეხის სამხრეთ-დასავლეთ და ყვარელის სამხრეთ ნაწილს. ზონა ზღვის დონიდან მდებარეობს 300 მ-დან 450 მ სიმაღლემდე. მოცემულ ზონაში შეიძლება მარცვლეულის (საშემოდგომო ხორბალი, სიმინდი და სხვა), ბოსტნეულის, შაქრის ჭარხლის, ეთერზეთოვანი და სხვა კულტურების წარმოება. შეიძლება ვაზის, საადრეო და საგვიანო ჯიშების წარმოება, ასევე სუფრის ჯიშების, როგორც საექსპორტო და ადგილობრივი მოხმარებისათვის. პერსპექტიულია სადესერტო ღვინოების დამზადება და მეხილეობის განვითარება. ზონა მშრალია, ნაკლებად არის ტენით უზრუნველყოფილი, ამიტომ აგროკულტურების ნორმალური პროდუქტიულობისათვის, საჭიროა ნიადაგის მორწყვა 2-ჯერ მაინც, აქტიური ვეგეტაციის პერიოდში (VII-VIII). მორწყვის აუცილებლობა არ არის გამორიცხული ვეგეტაციის პერიოდის სხვა თვეებშიც.

II – ზონა მოიცავს კახეთის რეგიონის ტერიტორიის შედარებით დიდ ნაწილს. იგი ვრცელდება საგარეჯოს რაიონის სამხრეთით და მოიცავს თელავის, გურჯაანის, სიღნაღის დედოფლისწყაროს, ყვარელის და ლაგოდეხის რაიონებს, ნაწილობრივ ახმეტის რაიონის ტერიტორიას. ზონა მდებარეობს 400 მ-დან 800 მ სიმაღლემდე (ზღ. დონიდან). მოცემულ ზონაში რეკომენდებულია მარცვლეულის, ვაზის ყველა ჯიშის (საადრეო, საგვიანო), ხეხილოვანების, ტექნიკური ეთერზეთოვანი და სხვა კულტურების წარმოება. ამ ზონაში მოყვანილი ყურძნიდან შეიძლება დამზადდეს მაღალხარისხოვანი სუფრის ღვინოები და საკონიაკე მასალა. გარანტირებული მოსავლის მისაღებად აუცილებელია ჩატარდეს კულტურების წყლით უზრუნველყოფის ღონისძიებები.

III – ზონა მოიცავს შედარებით მცირე ტერიტორიას. იგი ვიწრო ზოლით ვრცელდება საგარეჯოს და ახმეტის ჩრდილო- და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილში. ამავე სახით ვრცელდება ყვარელისა და ლაგოდეხის რაიონების ჩრდილოეთით. ზონა მდებარეობს 500-დან 900 მ სიმაღლემდე (ზღ. დონიდან). ზონის აგროკლიმატური პირობები ხელსაყრელია მემარცვლეობის (საშემოდგომო ხორბალი, ქერი, ჭვავი, შვრია) მევენახეობის (საადრეო ჯიშები), მეხილეობის, მებოსტნეობის, მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების, სათიბ-სამოვრების განვითარებისათვის.

IV – ზონა მოიცავს კიდევ უფრო მცირე ტერიტორიას. იგი ვრცელდება ახმეტის სამხრეთ-დასავლეთით და ჩრდილოეთით, ასევე ვრცელდება ყვარელის და ლაგოდეხის რაიონების ჩრდილოეთით. ზონა მდებარეობს 600 მ-დან 1000 მ სიმაღლემდე (ზღ. დონიდან). მოცემული ზონის აგროკლიმატურ პირობებში, აქტიურ ტემპერატურათა ჯამის სიმცირის გამო, შესაძლებელია მხოლოდ მეხილეობის (საადრეო ჯიშები), მებოსტნეობის, მარცვლოვანებიდან შვრიის, ქერის წარმოება. აგრეთვე შესაძლებელია მეთამბაქოეობის, მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების, სათიბ-სამოვრების განვითარება.

V – ზონა მეოთხე ზონასთან შედარებით, მოიცავს დიდ ტერიტორიას. იგი ვრცელდება ახმეტის რაიონის ჩრდილოეთ ნაწილში და ვიწრო ზოლით მოიცავს ყვარელის და ლაგოდეხის ჩრდილოეთ ნაწილს. ზონა მდებარეობს 700 მ-დან 2000 მ სიმაღლემდე (ზღ. დონიდან), რეგიონის ჩრდილოეთით. მოცემულ ზონაში აქტიურ ტემპერატურათა ჯამის მაჩვენებელი

ნებლები აშკარად მცირეა, მრავალი სახის აგროკულტურების წარმოებისათვის. თუმცა, ამ ზონაში შესაძლებელია ბოსტნეული კულტურების საკმაოდ მაღალი პროდუქტიულობა, ასევე მეცხოველეობის საკვები ძირხვენა კულტურების, სათიბ-სამოვრების განვითარება [4].

მცხეთა-მთიანეთის რეგიონი ხასიათდება საკმაოდ რთული რელიეფური პირობებით. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 550 მ-დან 2000 მ და მეტ სიმაღლემდე. მისი ჩრდილოეთი ნაწილი (ყაზბეგის რაიონი და დუშეთის რაიონის ნაწილი) განლაგებულია ცენტრალური კავკასიონის სამხრეთ კალთებზე. მას დასავლეთით აკრავს შიდა ქართლის რეგიონი, ჩრდილოეთით კავკასიონი, აღმოსავლეთით კახეთის და სამხრეთით ქვემო ქართლის რეგიონები. აქ აწარმოებენ მარცვლეულს, ვაზს (800-1000 მ სიმაღლემდე), ხეხილოვანებს, ბოსტნეულ კულტურებს და სხვა [2] (ცხრილი 2).

ცხრილი 2. მცხეთა-მთიანეთის რეგიონის აგროკლიმატური ზონების მახასიათებლები

| აგროკლიმატური ზონები | აქტიურ ტემპ-თა ჯამები (>10°C) | ატმოსფერული ნალექები (მმ) | | წყაინვები | | უცინვო პერიოდის ხანგრძლივობა (დღე) |
|----------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------------|--------------|------------------------------------|
| | | ცივი პერიოდი | თბილი პერიოდი | პირველი წაყინვა | ბოლო წაყინვა | |
| I – ზონა | 4000-3000 | 120-180 | 390-500 | 27.X-3.XI | 13.IV-23.IV | 203 |
| II – ზონა | 3000-2000 | 150-300 | 400-700 | 22.X-3.XI | 13.IV-23.IV | 179 |
| III – ზონა | 2000-1000 | 400-500 | 600-800 | 15.X-3.X | 28.IV-12.V | 154 |
| IV – ზონა | <1000 | 300-500 | 800-1000 | 3.X-21.X | 28.IV-9.VI | 93-118 |

I – ზონა მდებარეობს რეგიონის სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილში, 500 მ-დან 1000 მ-მდე (ზღ. დონიდან), მოიცავს მცხეთის რაიონის ტერიტორიას და დუშეთის რაიონის ტერიტორიის დასავლეთ ნაწილს. ზონის ფერმერულ და კერძო სექტორის მეურნეობებში წარმატებით შეიძლება განვითარდეს მარცვლეულის, ბოსტნეულის, ბაღჩეულის, ვაზის (საადრეო, საშუალო სიმწიფის და საგვიანო ჯიშების) ხეხილოვანი და სხვა კულტურების წარმოება. სავეგეტაციო პერიოდში (IV-X), ატმოსფერული ნალექებით ზონა არ არის უზრუნველყოფილი, ამიტომ აღნიშნული კულტურების მაღალი და გარანტირებული მოსავლის მისაღებად, განსაკუთრებით აქტიური ვეგეტაციის პერიოდში (VI-VIII), საჭიროა ერთწლიანი კულტურების მორწყვა (2-3-ჯერ), ნიადაგის გაფხვიერება. გახანგრძლივებული გვალვებისას აღნიშნული ღონიძიებების ჩატარების ინტენსიობა უნდა გაიზარდოს 1-2-ჯერ.

II – ზონა ვრცელდება რეგიონის დასავლეთ, სამხრეთ და სამხრეთ-აღმოსავლეთით. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 550 მ-დან 1200 მ სიმაღლემდე. ზონა მოიცავს დუშეთის და ნაწილობრივ თიანეთის რაიონების ტერიტორიებს. ზონაში შეიძლება მარცვლეული, ვაზის (საადრეო საშუალო სიმწიფის ჯიში), ბოსტნეული კულტურების წარმოება. ამ ზონაში ცალკეულ წლებში, განსაკუთრებით VI-VIII თვეებში სასურველია ნიადაგის მორწყვა 1-2-ჯერ.

III – ზონა გავრცელებულია რეგიონის შუა ნაწილში და შედარებით მცირედ ჩრდილო დასავლეთ ნაწილში. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 1000-1800 მ სიმაღლემდე, მოიცავს დუშეთის რაიონის ტერიტორიის ჩრდილოეთ ნაწილს (შატილისკენ და ახიელისკენ) და თიანეთის რაიონის ტერიტორიას. ზონის მცირე ნაწილი მოიცავს ყაზბეგის რაიონის ტერიტორიას სამხრეთ-დასავლეთით. ზონაში რამდენადმე შეზღუდულია კონტინენტალური ხეხილოვანების წარმოება, მაგრამ საადრეო ჯიშების გაშენება ხელსაყრელია ფერმერული

და კერძო სექტორის მეურნეობებისათვის. აქ შესაძლებელია ქერის, ჭვავის, შვრიის, ბოსტნეულის, კარტოფილის, სურნელოვან-არომატული კულტურების (ცერეცო, უცხო სუნელი) წარმოების განვითარება. ზონა ასევე, ხელსაყრელია მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების და სათიბ-სადოვრების განვითარებისათვის.

IV – ზონა გავრცელებულია რეგიონის ტერიტორიაზე დაახლოებით 40%-მდე ჩრდილო-დასავლეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 1200 მ-დან 2000 მ და მეტ სიმაღლემდე. მოიცავს დუშეთის და თიანეთის რაიონების ჩრდილოეთ ნაწილს, აგრეთვე ყაზბეგის რაიონს. ზონაში შეიძლება კარტოფილის, ბოსტნეულის, ყვავილოვანი და საადრეო კომბოსტოს წარმოება. ასევე, შესაძლებელია კენკროვანების (შავი მოცხარი, ქაცვი, არონია), მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების წარმოება და სათიბ-სადოვრების განვითარება [5].

სამცხე-ჯავახეთი საქართველოს სხვა რეგიონებთან შედარებით, ხასიათდება რამდენადმე მთიანი და მაღალმთიანი რელიეფური პირობებით. იგი ზღვის დონიდან მდებარეობს დაახლოებით 800-დან 2200 მ და მეტ სიმაღლემდე და გადადის სუბალპურ ზონაში. ჩრდილოეთით აკრავს იმერეთის, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთით შიდა ქართლის რეგიონები, აღმოსავლეთით ქვემო ქართლის რეგიონი, სამხრეთით ესაზღვრება თურქეთი და ნაწილობრივ სომხეთი, ხოლო დასავლეთით აჭარის რეგიონი. სამცხე-ჯავახეთის ნიადაგურ-კლიმატური პირობები 800-დან 1300 მ სიმაღლემდე ხელს უწყობს მარცვლეულის, ხეხილოვანების, ბოსტნეულის, საადრეო ვაზის ჯიშის და სხვა კულტურების განვითარებას. მაღალმთიან პირობებში (1400-2000 მ და მეტ სიმაღლეზე) მათი წარმოება ძალზე შეზღუდულია, ტემპერატურის ჯამზე მოთხოვნილების ნაკლებობის გამო. აღნიშნულ პირობებში დამაკმაყოფილებლად ვითარდება ნაკლებად სითბოსმოყვარული კულტურები, კერძოდ, საგაზაფხულო ხორბალი, ქერი, შვრია, კომბოსტო, კარტოფილი, ზოგიერთი ბოსტნეული კულტურა, ხილ-კენკროვანები [2] (ცხრილი 3).

ცხრილი 3. სამცხე-ჯავახეთის რეგიონის აგროკლიმატური ზონების მახასიათებლები

| აგროკლიმატური ზონები | აქტიურ ტემპ-თა ჯამები (>10°C) | ატმოსფერული ნალექები (მმ) | | წყაინვები | | უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა (დღე) |
|----------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------------|--------------|------------------------------------|
| | | ცივი პერიოდი | თბილი პერიოდი | პირველი წაყინვა | ბოლო წაყინვა | |
| I – ზონა | >3000 | 500-550 | 400-500 | 18.X-20.X | 20.IV-23.IV | 179-187 |
| II – ზონა | >2000 | 500-600 | 450-550 | 23.X-16.X | 20.IV-24.IV | 176-180 |
| III – ზონა | >1000 | 550-650 | 500-600 | 14.X-3.X | 1.V-17.V | 165-137 |
| IV – ზონა | <1000 | 600-700 | 550-650 | 29.IX-1.X | 20.V-22.V | 132-128 |

I – ზონა მოიცავს ახალციხის რაიონის ტერიტორიას და ბორჯომის ტერიტორიის მცირე ნაწილს სამხრეთით და ჩრდილოეთით. აგრეთვე, ადიგენის ტერიტორიის მცირე ნაწილს აღმოსავლეთით. ზონა მდებარეობს 800 მ-დან 1000 მ-მდე (ზღვის დონიდან) სიმაღლეზე. მოცემულ ზონაში შეიძლება მარცვლეულის, ვაზის (საადრეო და საშუალო სიმწიფის ჯიშები), ხეხილოვანების, კენკროვანების, ბოსტნეულის, სუფრის ჭარხლის, სურნელოვან არომატულის (უცხო სუნელი, ცერეცო, ქინძი, ქონდარი), კარტოფილის, მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების და სხვა კულტურების წარმოება.

II – ზონა მოიცავს ბორჯომის, ადიგენის და ასპინძის ცენტრალური ტერიტორიის ნაწილს, რომელიც ზღვის დონიდან მდებარეობს 900 მ-დან 1300 მ სიმაღლემდე. ამ ზონაში შეიძლება მარცვლეულის, ვაზის (საადრეო), ხილ-კენკროვანების, ბოსტნეულის (თითქმის ყველა სახეობის), მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების წარმოება.

III – ზონა საკმაოდ ვრცელია და მოიცავს ნინოწმინდისა და ახალქალაქის თითქმის მთელ ტერიტორიას, აგრეთვე ასპინძის, ბორჯომის, ახალციხის და ადიგენის რაიონების ტერიტორიის ნაწილებს. ზღვის დონიდან მდებარეობს 1400-2000 მ სიმაღლემდე. აღნიშნულ ზონაში ტემპერატურის ჯამი მეორე ზონასთან შედარებით შემცირებულია. ასეთ პირობებში ზოგიერთი მრავალწლიანი კულტურის წარმოება შეზღუდულია. შესაძლებელია, მხოლოდ საადრეო ხეხილოვანების, კენკროვანების, მარცვლეულის, ბოსტნეულის, მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების განვითარება.

IV – ზონა მოიცავს ადიგენის ტერიტორიის მცირე ნაწილს ჩრდილოეთით, ბორჯომის ტერიტორიის ნაწილს აღმოსავლეთით, აგრეთვე ახალქალაქის ტერიტორიის მცირე ნაწილს ჩრდილოეთით და სამხრეთით. ზონა გავრცელებულია ასპინძის და ახალციხის ტერიტორიების მცირე ნაწილზე და მოიცავს ნინოწმინდის მცირე ტერიტორიას აღმოსავლეთით და სამხრეთით. ზონა მდებარეობს ზღვის დონიდან 2100-2200 მ სიმაღლეზე. მოცემულ ზონაში აქტიური ტემპერატურის სიმცირის გამო, მარცვლეული კულტურებიდან შეიძლება მხოლოდ ქერის, შვრიის, ხორბლის (საადრეო ჯიშის), ბოსტნეულის (ცალკეულ შემთხვევებში ქინძის, ცერეცოს, მაიორანის, ქონდარის თესვები სრულ სიმწიფეს ვერ აღწევს), კარტოფილის, სუფრის ჭარხლის, ყვავილოვანი კომბოსტოს, საადრეო კომბოსტოს, მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების წარმოება, აგრეთვე სათიბ-სამოვრების განვითარება [6].

ქვემო ქართლის რეგიონი შედარებით ვაკე და ნაწილობრივ მთიან პირობებში იმყოფება, ზღვის დონიდან 300-1400 მ და მეტ სიმაღლემდე. ჩრდილოეთით აკრავს შიდა ქართლის და მცხეთა-მთიანეთის რეგიონები, აღმოსავლეთით კახეთის, დასავლეთით სამცხე-ჯავახეთის რეგიონები, სამხრეთით ესაზღვრება სომხეთი ხოლო სამხრეთ-აღმოსავლეთით აზერბაიჯანი. მოცემულ რეგიონს სასოფლო-სამეურნეო თვალსაზრისით, მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი აქვს საქართველოს სოფლის მეურნეობაში. აღსანიშნავია, მისი წვლილი თბილისის და რუსთავის სასოფლო-სამეურნეო პროდუქტებით მომარაგებაში. მის ტერიტორიაზე აწარმოებენ სხვადასხვა სახის აგროკულტურებს (მარცვლეულს, ბოსტნეულს, ბალჩეულს, ვაზს, ხეხილოვანებს, ეთერზეთოვან ტექნიკურ, მშრალ სუბტროპიკულ და სხვა), რომლებიც იძლევიან მაღალი ხარისხის პროდუქციას [2] (ცხრილი 4).

ცხრილი 4. ქვემო ქართლის რეგიონის აგროკლიმატური ზონების მახასიათებლები

| აგროკლიმატური ზონები | აქტიურ ტემპ-თა ჯამები (>10°C) | ატმოსფერული ნალექები (მმ) | | წყაინვები | | უცინვო პერიოდის ხანგრძლივობა (დღე) |
|----------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------------|---------------|------------------------------------|
| | | ცივი პერიოდი | თბილი პერიოდი | პირველი წაყინვა | ბოლო წაყინვა | |
| I – ზონა | >4000 | 400-500 | 300-350 | 6.XI-16.XI | 24.III-31.III | 236-219 |
| II – ზონა | >3000 | 700-800 | 350-400 | 3.XI-13.XI | 1.IV-5.IV | 215-224 |
| III – ზონა | >2000 | 600-700 | 500-600 | 22.X-1.XI | 15.IV-20.IV | 199-184 |

| | | | | | | |
|-----------|-------|---------|---------|-----------|-----------|---------|
| IV – ზონა | >1000 | 800-600 | 550-600 | 10.X-22.X | 20.IV-2.V | 174-162 |
| V – ზონა | <1000 | 800-600 | 500-700 | 3.X-12.X | 3.V-13.V | 160-137 |

I – ზონა მოიცავს გარდაბნის რაიონის ტერიტორიის აღმოსავლეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილს, რომელიც ვრცელდება ნაწილობრივ მარნეულის რაიონის ტერიტორიაზე და გარდაბნიდან ჩრდილო-დასავლეთით თბილისამდე. ზონა მდებარეობს ზღვის დონიდან 300-400 მ სიმაღლემდე. მოცემულ ზონაში შეიძლება ვაზის ყველა ჯიშის წარმოება (საადრეო, საგვიანო). აქ შესაძლებელია გავრცელდეს ვაზის სუფრის ჯიშებიც, საექსპორტოდ და შიდა მოხმარების მიზნით. პერსპექტიულია სადესერტო ღვინოების წარმოება, მეხილეობა, მემარცვლეობა (საშემოდგომო და საგაზაფხულო ხორბალი, სიმინდი და სხვა). სავეგეტაციო პერიოდში, ატმოსფერული ნალექები მცირეა და ზოგჯერ კულტურების მაღალ მოსავალს ვერ უზრუნველყოფს. განსაკუთრებით ზაფხულში, ერთწლიანი კულტურების ქვეშ საჭირო ხდება ნიადაგის მორწყვა 3-4-ჯერ, მრავალწლიანი კულტურების 1-2-ჯერ, მაღალი მოსავლის მისაღებად.

II – ზონა მოიცავს მარნეულის, ბოლნისის და თეთრიწყაროს რაიონების ტერიტორიებს. იგი ასევე, ვრცელდება გარდაბნის რაიონის ტერიტორიაზე ჩრდილოეთით მცხეთის რაიონში და ჩრდილო-აღმოსავლეთით საგარეჯოს რაიონამდე. აღნიშნული ზონა, სხვა ზონებთან შედარებით დიდ ტერიტორიას მოიცავს. იგი ზღვის დონიდან 400-1000 მ სიმაღლემდე მდებარეობს. აღნიშნულ ზონაში 800-900 მ სიმაღლემდე შესაძლებელია ვაზის ყველა ჯიშის წარმოება, აგრეთვე ხეხილოვანების, მარცვლეულის, ბოსტნეულის და სხვა კულტურების. მაღალი მოსავლის შენარჩუნების მიზნით, აგროკულტურები საჭიროებენ 1-2-ჯერ მორწყვას, ცალკეულ შემთხვევებში 3-ჯერ.

III – ზონა მოიცავს ბოლნისის რაიონის ტერიტორიას სამხრეთით და სამხრეთ-დასავლეთით, თეთრიწყაროს რაიონს ჩრდილოეთით და ჩრდილო-დასავლეთით, ხოლო დმანისის რაიონის ტერიტორიას ჩრდილოეთით და ჩრდილო-აღმოსავლეთით. ზონა, აგრეთვე მოიცავს გარდაბნის რაიონის ჩრდილოეთით ნაწილის შედარებით მცირე ტერიტორიას. აღნიშნული ზონა მდებარეობს ზღვის დონიდან 1100-1400 მ სიმაღლემდე. ზონაში არსებული ტემპერატურის ჯამი არ იძლევა ზოგიერთი მრავალწლიანი, სითბოსმოყვარული კულტურების (ატამი, გარგარი და სხვა) ნორმალური ზრდა-განვითარების შესაძლებლობას. ზონა ხელსაყრელია მარცვლეული, ზოგიერთი კონტინენტალური ხეხილოვანი (ვაშლი, მსხალი და სხვა), ბოსტნეული კულტურების და სათიბ-სამოვრებისათვის.

IV – ზონა მოიცავს დმანისის რაიონის ტერიტორიის სამხრეთ და სამხრეთ-დასავლეთ ნაწილს, აგრეთვე წალკის რაიონის ტერიტორიის სამხრეთ-დასავლეთ და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილს. მოცემული ზონა ზღვის დონიდან მდებარეობს 1200-1500 მ სიმაღლემდე. მოცემულ ზონაში შესაძლებელია მარცვლეულის (საშემოდგომო და საგაზაფხულო ხორბალი, ქერი, ჭვავი, შვრია), ზოგიერთი საადრეო ხეხილოვანების და მებოსტნეობის წარმოება. პერსპექტიულია მეცხოველეობის საკვები ძირხვეწიანი კულტურების წარმოება და სათიბ-სამოვრების განვითარება.

V – ზონა მოიცავს დმანისის რაიონის ტერიტორიის დასავლეთ და წალკის რაიონის ტერიტორიის ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილებს. ზღვის დონიდან მდებარეობს 1500-2000 მ და მეტ სიმაღლემდე. ზონაში არსებული ტემპერატურათა ჯამის სიმცირის გამო მრავალწლიანი ხეხილოვანი კულტურების წარმოება არარენტაბელურია. აღნიშნულ ზონაში პერ-

სპექტიულია ზოგიერთი ბოსტნეული კულტურის საკმაოდ მაღალი მოსავლის მიღება. ასევე, შესაძლებელია მეცხოველეობის საკვები ძირხველების წარმოება და სათიბ-სამოვრების განვითარება [2].

შიდა ქართლის რეგიონი ხასიათდება საკმაოდ ვრცელი ვაკისა და მთიანი რელიეფური პირობებით. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან დაახლოებით 500 მ-დან 2000 მ და მეტ სიმაღლემდე. მას აღმოსავლეთით აკრავს მცხეთა-მთიანეთის რეგიონი, ჩრდილოეთით კავკასიონის ქედი, ჩრდილო-დასავლეთით რაჭა-ლეჩხუმი და ქვემო სვანეთის რეგიონი, დასავლეთით იმერეთის რეგიონი, სამხრეთ-დასავლეთით სამცხე-ჯავახეთის რეგიონი, სამხრეთით ქვემო ქართლის რეგიონი. შიდა ქართლის რეგიონს მნიშვნელოვანი ხვედრითი წილი აქვს საქართველოს სოფლის მეურნეობაში [2] (ცხრილი 5).

ცხრილი 5. შიდა ქართლის რეგიონის აგროკლიმატური ზონების მახასიათებლები

| აგროკლიმატური ზონები | აქტიურ ტემპ-თა ჯამები (>10°C) | ატმოსფერული ნალექები (მმ) | | წაყინვები | | უყინვო პერიოდის ხანგრძლივობა (დღე) |
|----------------------|-------------------------------|---------------------------|---------------|-----------------|--------------|------------------------------------|
| | | ცივი პერიოდი | თბილი პერიოდი | პირველი წაყინვა | ბოლო წაყინვა | |
| I – ზონა | 4000-3000 | 500-600 | 320-370 | 30.X-20.X | 2.IV-6.IV | 206-187 |
| II – ზონა | 3000-2000 | 600-900 | 450-550 | 22.X-19.X | 17.IV-22.IV | 195-188 |
| III – ზონა | 2000-1000 | 650-970 | 500-650 | 21.X-15.X | 18.IV-28.IV | 194-179 |
| IV – ზონა | <1000 | 950-1100 | 600-700 | 13.X-2.X | 1.V-16.V | 147-112 |

I – ზონა მდებარეობს რეგიონის თითქმის შუა ნაწილში, ზღვის დონიდან დაახლოებით 500 მ-დან 1000 მ სიმაღლემდე. იგი მოიცავს კასპის, გორის, ქარელის, ხაშურის, ახალგორის და ცხინვალის რაიონების ტერიტორიებს.

მოცემულ ზონაში შეიძლება ვაზის თითქმის ყველა ჯიშის წარმოება. პერსპექტიულია მემარცვლეობის, მეხილეობის, მებოსტნეობის, ტექნიკური ეთერზეთოვანი და სხვა კულტურების განვითარება. სავეგეტაციო პერიოდში ატმოსფერული ნალექები მცირეა, ამიტომ მარცვლეული კულტურების გარანტირებული მოსავლის მიღება, ყოველ წელს არ არის უზრუნველყოფილი. მრავალწლიანი კულტურებისთვისაც, განსაკუთრებით ივლის-აგვისტოში საჭიროა ნიადაგში ტენის რაოდენობის გაზრდა (მორწყვა 2-3-ჯერ). გვალვების შემთხვევაში ანალოგიური ღონისძიებებია ჩასატარებელი (ხშირი რწყვა 4-5-ჯერ).

II – ზონა გავრცელებულია ვიწრო ზოლით პირველი ზონის ჩრდილოეთით, ჩრდილო-დასავლეთით და სამხრეთით. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 900-1100 მ სიმაღლემდე და მოიცავს ნაწილობრივ ახალგორის, ხაშურის და ჯავის რაიონების ტერიტორიებს. მოცემულ ზონაში შეიძლება წარმატებით განვითარდეს მარცვლეული, ხეხილოვანი, ბოსტნეული, ვაზის (საშუალო და საადრეო მწიფადი ჯიშები) და სხვა კულტურები. ხსენებული კულტურების გარანტირებული მოსავლისათვის, სასურველია 1-2-ჯერ ნიადაგის მორწყვა.

III – ზონა ვრცელდება II ზონის ჩრდილოეთით, ჩრდილო-დასავლეთით, ჩრდილო-აღმოსავლეთით და სამხრეთით. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 1100-1300 მ-მდე და მოიცავს ჯავის რაიონის ტერიტორიას. ზონაში შესაძლებელია ზოგიერთი კონტინენტალური საადრეო ჯიშის ხეხილოვანების (ვაშლი, მსხალი), კენკროვანების (შავი მოცხარი, ქაცვი) განვითარება. ნორმალურად შეიძლება განვითარდეს ხორბალი, ჭვავი, ქერი, შვრია, ბოსტ-

ნეული, კარტოფილი, სურნელოვან-არომატული კულტურები. ხელსაყრელი პირობებია მეცხოველეობის საკვები ძირხვევნების და სათიბ-სამოვრების განვითარებისათვის. გვალვების შემთხვევაში სასურველია ნიადაგის მორწყვა 1-2-ჯერ.

IV – ზონა მოიცავს რეგიონის ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილს, ხოლო სამხრეთით ძალზე მცირე ტერიტორიას. იგი მდებარეობს ზღ. დონიდან 1400-2000 მ და მეტ სიმაღლემდე. ზონა მოიცავს ვანელის, როკის და ერმანის დასახლებული პუნქტების ტერიტორიებს. ზონა ხელსაყრელია კენკროვანი კულტურების (შავი მოცხარი, ქაცვი, და სხვა) განვითარებისათვის, ასევე, შეიძლება საადრეო კარტოფილის, კომბოსტოს, ყვავილოვანი კომბოსტოს და სხვა ბოსტნეული კულტურების წარმოება. ზონაში ხელსაყრელი პირობებია სათიბ-სამოვრების განვითარებისათვის. ნიადაგის მორწყვა საჭიროა, მხოლოდ გვალვების შემთხვევაში [7].

დასავლეთ საქართველოს ტერიტორიაზე კლიმატური, ოროგრაფიული და სხვა პირობების გამო აგროკლიმატური რესურსების განაწილება ვერტიკალური ზონალობის მიხედვით განსხვავებულია. ამიტომ, აგროკლიმატური რესურსების ეფექტურად გამოყენებას განსაკუთრებული მნიშვნელობა აქვს ფერმერული და კერძო სექტორის მიწათმოქმედთა მეურნეობების რენტაბელობისათვის. რაც ძირითადად დამოკიდებულია მოცემულ ტერიტორიაზე აგროკულტურების რაციონალურად განლაგებაზე, აგროკლიმატური პირობებისადმი მოთხოვნების შესაბამისად. რეკომენდირებული აგროკლიმატური ზონებისა და კლიმატური პარამეტრების გათვალისწინება თითოეული რეგიონის მიხედვით, ფერმერებს დაეხმარება პერსპექტიული აგროკულტურების შერჩევაში, მიწათმოქმედების სწორად დაგეგმვაში და სხვადასხვა სახის მეურნეობის წარმოების განსაზღვრაში.

დასკვნა

აგროკულტურების ზრდა-განვითარება და უხვი მოსავალის მიღება ძირითადად დამოკიდებულია მათ რაციონალურ განლაგებაზე. აგრარული სექტორის მუშაკებმა და ფერმერებმა ახალი ტერიტორიების ათვისებისას, უნდა გაითვალისწინონ კულტურების აგროკლიმატური პირობებისადმი მოთხოვნისა, რაც აამაღლებს მათ პროდუქტიულობას, მნიშვნელოვნად გაზრდის ეკონომიკურ შემოსავალს და უზრუნველყოფს მოსახლეობას მაღალხარისხოვანი სასოფლო-სამეურნეო პროდუქტებით. თითოეულ რეგიონში გამოყოფილი შესაბამისი აგროკლიმატური ზონის საფუძველზე, აგროკულტურების რაციონალურად განლაგება სრულად გამოავლენს მათი ზრდა-განვითარების და მაღალი მოსავლის შესაძლებლობებს. აღმოსავლეთ საქართველოს რეგიონებში არსებული აგროკლიმატური რესურსები ხელსაყრელია მემარცვლეობის, მევენახეობის, მეხილეობის, მებოსტნეობის, ასევე მეცხოველეობის, მეფრინველეობის, მებაზრეშუმეობის და სხვა დარგების განვითარებისათვის.

ლიტერატურა – References – Литература

1. Climatic and Agro-climatic Atlas of Georgia (Ed. Begalishvili N.) (2011). Institute of Hydrometeorology, Georgian Technical University. Tbilisi, p.120
2. მელაძე გ., მელაძე მ. (2010). საქართველოს აღმოსავლეთ რეგიონების აგროკლიმატური რესურსები. გამომც. „უნივერსალი“, თბილისი, 293 გვ.
3. Meladze M., Andronikashvili A. (2015). Bulletin of the Academy of agricultural Sciences of Georgia. vol. 34, pp.340-343

4. Meladze G., Meladze M. (2014). Bulletin of the Academy of agricultural Sciences of Georgia. vol. 33, pp. 215-218
5. Meladze G., Meladze M. (2013). Proceedings of the Institute of Hydrometeorology, Georgian Technical University. vol. 119, pp. 87-90
6. Meladze M., Meladze G., Trapaidze V. (2016). Ecology and Environmental Protection, SGEM, Albena, Bulgaria. vol. 2, pp. 349-355
7. საქართველოს ჰავა. 5. შიდა ქართლი (რედ. ელიზბარაშვილი ე., მელაძე გ., სამუკაშვილი რ., ვაჩნაძე ჯ.) (2016). საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, თბილისი, 96 გვ.

საქართველოს აღმოსავლეთ რეგიონების აგროკლიმატური ზონირება

მელაძე მ., მელაძე გ.

რეზიუმე

აღმოსავლეთ საქართველოს რეგიონების აგროკლიმატური ზონების გამოყოფის მიზნით, 60 წლიანი მეტეოროლოგიური დაკვირვებათა მონაცემების საფუძველზე, შეფასებულია არსებული 5 რეგიონის (კახეთი, მცხეთა-მთიანეთი, სამცხე-ჯავახეთი, ქვემო ქართლი, შიდა ქართლი) აგროკლიმატური რესურსები. აქტიურ ტემპერატურათა ჯამების ($>10^{\circ}\text{C}$) და ატმოსფერული ნალექების (მმ) მიხედვით, ვერტიკალური ზონალობით კახეთსა და ქვემო ქართლში გამოყოფილია 5 აგროკლიმატური ზონა, ხოლო მცხეთა-მთიანეთში, სამცხე-ჯავახეთსა და შიდა ქართლში 4 აგროკლიმატური ზონა. მოცემული რეგიონების ტერიტორიებზე, აგროკულტურების სავეგეტაციო პერიოდის თერმული რესურსის შეფასებისათვის, გამოყენებულია აქტიურ ტემპერატურათა ჯამები 10°C -ის ზევით, რომელიც ყოველწლიურად იცვლება $\pm 300-400^{\circ}\text{C}$ და მეტით. თითოეული რეგიონის მიხედვით, გამოყოფილი აგროკლიმატური ზონისათვის განსაზღვრულია ატმოსფერული ნალექების (ცივი და თბილი პერიოდის), წყინვების (პირველი და ბოლო) და უყინვო პერიოდის მახასიათებლები ვერტიკალური ზონალობით. აღნიშნული მაჩვენებლების საფუძველზე, გამოყოფილი აგროკლიმატური ზონების მიხედვით, მითითებულია შესაბამისი პერსპექტიული კულტურების გავრცელების რეკომენდაციები.

საკვანძო სიტყვები: აგროკლიმატური ზონა, აქტიური ტემპერატურა, ატმოსფერული ნალექი, აგროკლიმატური მახასიათებლები, აგროკულტურა

AGROCLIMATIC ZONING OF WESTERN REGIONS OF GEORGIA

Meladze M., Meladze G.

Abstract

Aiming at identifying the agroclimatic zones in the eastern regions of Georgia, based on the data of a 60-year-long meteorological observation, the agroclimatic resources of 5 regions (Kakheti, Mtskheta-Mtianeti, Samtskhe-Javakheti, Kvemo Kartli, Shida Kartli) were evaluated. Depending on the sum of active temperatures ($>10^{\circ}\text{C}$) and atmospheric precipitations (mm) for the 5 regions in East Georgia, the following agroclimatic zones were identified based on vertical zoning, in particular, 5 agroclimatic zones for Kakheti and Kvemo Kartli, 4 agroclimatic zones for Mtskheta-Mtianeti, Samtskhe-Javakheti and Shida Kartli. The thermal regime during the vegetation period of agricultural crops was evaluated by means of the sum of active temperatures ($>10^{\circ}\text{C}$), which changes by $\pm 300-400^{\circ}\text{C}$ annually and more. The parameters of atmospheric precipitations (in warm and cold periods), frosts

(the first and the last one), periods without frost were determined according to vertical zoning in the agroclimatic zones identified within the region. Based on the agroclimatic zones identified in each region, the agricultural crops will be distributed in a rational manner and the prospects of their growth and development and high yield will be thoroughly identified.

АГРОКЛИМАТИЧЕСКОЕ ЗОНИРОВАНИЕ ВОСТОЧНЫХ РЕГИОНОВ ГРУЗИИ

Меладзе М.Г., Меладзе Г.Г.

Реферат

Для выделения агроклиматических зон регионов Восточной Грузии на основании 60-летних метеорологических наблюдений оцениваются агроклиматические ресурсы 5 существующих регионов (Кахети, Мцхета-Мтианети, Самцхе-Джавахети, Квемо Картли, Шида Картли). По сумме активных температур ($>10^{\circ}\text{C}$) и атмосферных осадков (мм) выделяются 5 агроклиматических зон в Кахети и Квемо Картли и 4 агроклиматических зоны в Мцхета-Мтианети, Самцхе-Джавахети и Шида Картли. В районах данных регионов для оценки теплового ресурса вегетационного периода сельскохозяйственных культур используются суммы активных температур выше $>10^{\circ}\text{C}$, которые ежегодно меняются на $\pm 300-400^{\circ}\text{C}$ и более. По каждому региону для выделенной агроклиматической зоны определяются показатели атмосферных осадков (холодные и теплые периоды), заморозков (первые и последние) и безморозного периода с вертикальным зонированием. На основании этих показателей, согласно выделенным агроклиматическим зонам указаны рекомендации для распространения соответствующих перспективных сельскохозяйственных культур.

СОВРЕМЕННЫЕ РАКЕТЫ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГРАДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Чихладзе В.А.

*Институт геофизики им. Михаила Нодиа, ТГУ
vicachikh@gmail.com*

Введение

Град испокон веков считался одним из самых страшных природных бедствий. Для борьбы с этим явлением было предложено несколько концепций активного воздействия. Одним из них является метод, который основан на замене процесса естественного градообразования на внесение в облако кристаллизующих элементов, в основном соединений йода [1]. Существует несколько методов внесения реагента в облака, однако самым приемлемым из них является ракетный метод. Несмотря на относительную дороговизну, он обеспечивает достаточную точность и оперативность, внесение необходимого количества кристаллизующих веществ непосредственно в зону градообразования [1-6]. Принцип работы любой противоградовой ракеты заключается в следующем: ракета на определенном участке своей траектории начинает выделять активный реагент, который при взаимодействии с влажным воздухом облачной среды превращается в льдообразующие ядра, представляющие собой искусственные центры кристаллизации для находящейся в облаках переохлажденной воды. Считается, что эффективность противоградовой ракеты зависит от количества льдообразующих ядер, выделяемой ею на грамм реагента, на одну ракету, в единицу времени или пройденного пути. Большим преимуществом ракетного метода считается возможность работы в любое время суток и при любой погоде, возможность обработать большую территорию в течении считанных минут и внести необходимое количество реагента туда, куда необходимо, путем изменения количества ракет и их траекторий [1-9, 13-16].

Противоградовые работы, осуществляемые в разных странах, серьезно отличаются друг от друга по научным концепциям засева [1,6]. В частности, ракетный метод активного воздействия, который подразумевает внесение кристаллизующего реагента в зону повышенного (выросшего) радиоэха для создания добавочного количества зародышей града, был в свое время разработан в Институте геофизики АН Грузии совместно с Центральной Аэрологической обсерваторией [17]. В последние годы на постсоветском пространстве, в том числе и в Грузии, используется метод борьбы с градом, основанный на концепции ускорения осадкообразования в областях будущего градообразования развивающихся и зрелых градовых облаков путем их массированного засева кристаллизующими реагентами [1].

Ниже представлено краткое описание противоградовой ракетной техники наземного базирования, выпускаемой в наше время в различных странах мира, а также пусковых установок для них. Даны их технические характеристики, приведены траектории полета некоторых ракет и др.

Результаты

Результаты описания современных ракет наземного базирования для воздействия на градовые процессы, их характеристик и пусковых установок для них представлены на рис. 1-25 и в таблицах 1-10.

Современные противогодавые ракеты различаются по своей конструкции и внешнему виду [12]. Они – одна или двухступенчатые или двухрежимные. Ряд из них характеризуются динамическим методом запуска. При запуске специальный вышибной заряд придает ракете импульс, с помощью которого ракета покидает пусковую установку с определенной начальной скоростью (20 – 110 м/сек), что позволяет преодолевать сопротивление приземного ветра и повышает точность ракеты. С этой целью применяют также стабилизаторы и специальные сопла, придающие ракете способность вращаться вокруг собственной оси с большой скоростью. Воспламенение шашки активного дыма (ШАД) производится с помощью электронных или пиротехнических замедлителей – огнепроводов.

К большому сожалению, очень трудно найти в описаниях изделий разных производителей идентичные данные о технических параметрах ракет или пусковых установок для них. Поэтому мы решили представить только те данные, которые приводятся в общедоступной информации от производителя, в переводе на русский язык, с сохранением оригинальной стилистики.

В настоящее время ракеты для воздействия на гидрометеорологические процессы условно можно разделить на авиационные и наземные, а также на противогодавые, для вызывания осадков и противолавинные. В данной статье основное внимание будет уделено противогодавым ракетам наземного базирования, а также средствам их запуска. Хотя противогодавые ракеты применяются во многих странах, их основными производителями являются Россия, некоторые балканские страны и Китай. Главным разработчиком и производителем противогодавых ракет является Российская федерация. Здесь было разработано и создано несколько типов ракет как классической конструкции, так и с перспективной системой с использованием так называемого ЛТТ – льдообразующего твердого топлива. Основным и единственным серийным производителем противогодавых ракет является Чебоксарское НПО имени Чапаева (входит в "Технодинамику" госкорпорации "Ростех"), производственные мощности которого позволяют выпускать более 100000 (по некоторым данным до 120000) ракет в год. Основным типом является хорошо зарекомендовавшая себя ракета семейства «Алазани» – «Алазань-6» [18, 19].



Рис. 1. Противогодавая ракета «Алазань-6».

«Алазань-6» (рис. 1) предназначена для активного воздействия на гродоопасные облака, находящиеся на расстоянии от 3...4 до 9...10 км от пункта воздействия. Для производства ракет используются только экологически чистые компоненты. Запуск ракет производится из пусковых установок (рис. 2).

«Алазань-6» – ракета с шашкой активного дыма (ШАД), содержащий состав с 8% AgI (АД1). ШАД при горении пиротехнического состава обеспечивает выделение аэрозоля по траектории полета. На частицах аэрозоля, при попадании их в облачную среду с температурой ниже -6 °С, образуются ядра кристаллизации, на которых в дальнейшем образуются искусственные зародыши градин. Ракета снабжена системой обеспечения безопасности, которая предназначена для дробления ракеты после сгорания ШАД на безопасные осколки, не представляющие опасности для населения при падении на землю (таблица 1).

Таблица 1. Основные параметры ракеты «Алазань-6».

| Характеристики | Значения |
|---|---|
| Калибр, мм | 82,5 |
| Максимальный диаметр (по выступающим элементам конструкции), мм | 90 |
| Длина, мм | 1402 max |
| Масса, кг | 8,6±0,2 |
| Масса льдообразующего состава (состав активного дыма), кг | 0,66±0,06 |
| Число льдообразующих ядер, генерируемых головной частью, шт. не менее: | |
| - при температуре -10 ⁰ С | 6,6x10 ¹⁵ |
| - при температуре -6 ⁰ С | 2,0x10 ¹⁵ |
| Суммарная масса эластичного ВВ, кг | 0,19 |
| Максимальная высота траектории (при угле возвышения ПУ 85 ⁰), м | 9300 |
| Наибольшая горизонтальная дальность (при угле возвышения ПУ 55 ⁰), м | 12000 |
| Температура эксплуатации, ⁰ С | 0...+45 |
| Время от момента запуска изделия до начала работы головной части (до появления дыма), с | 13,0±2,5 |
| Время от момента запуска ракет до ее самоликвидации, с | 41±5 |
| Гарантийный ток срабатывания электрокапсюльных втулок ЭКВ-2Ал-1 и ЭКВ-2Ал-2, Ом | 2,0±0,5 |
| Сопротивление электроцепи электрокапсюльных втулок ЭКВ-2Ал-1 и ЭКВ-2Ал-2, Ом | от 0,5 до 0,9 |
| Система обеспечения безопасности | Самоликвидация ракеты при помощи ленточного заряда ВВ |
| Вероятность безопасного применения для населения при доверительной вероятности g=0,9 | не менее 0,999999 |

Пусковая установка «ТКБ-040»

Пусковая установка «ТКБ-040» обеспечивает запуск 12 ракет «Алазань» в течение 1 минуты. При запуске нескольких ракет по различным азимутам достигается площадной засев выбранной части облака, а при установке различных вертикальных углов – и объемный засев, что существенно повышает эффективность воздействия (рис. 2, таблица 2).

Таблица 2. Технические характеристики пусковой установки «ТКБ-040».

| Характеристики | Значение |
|---|--------------|
| Калибр направляющих, мм | 82,5 |
| Количество направляющих, шт. | 12 |
| Расположение направляющих | всестороннее |
| Масса с пультом управления и кабелями, кг | 670 |
| Напряжение питания, В | 24 ± 10% |
| Углы наведения, градус: | |
| Азимутальные | 0 ± 360 |
| Вертикальные | 0 ± 85 |

Другая серийно выпускаемая Объединением противогодовая ракета – «Алазань-9» (рис. 3) предназначенная для активного воздействия на градоопасные облака, находящиеся на расстоянии от 3...4 до 9...10 км от пункта воздействия.



Рис. 2. Автоматизированная ракетная установка «Элия» (на переднем плане) и ракетная установка с ручным приводом «ТКБ-040-К» (на заднем плане).



Рис. 3. Противогодовая ракета – «Алазань-9»

Новое поколение экологически чистых противогодовых изделий (ПГИ) «Алазань-9» (таблица 3, рис. 4) отличается от серийно выпускаемых «Алазань-6» улучшенными технико-экономическими показателями:

- 1) повышенное качество, быстродействие реагента увеличивается в 2,5-3 раза;
- 2) экологически чистое топливо двигателя;
- 3) возможность защиты больших площадей (от 10 тыс. до 1 млн. га);
- 4) гарантия по эффективности защиты не менее 70%;
- 5) сниженную на 40 %, по сравнению с изделием «Алазань-6», себестоимость изделий при сохранении тактико-технических характеристик.

Запуск ракет производится из пусковых установок (рис. 5).

Исполнение

«Алазань-9» – ракета с шашкой активного дыма (ШАД), которая при горении пиротехнического состава обеспечивает выделение аэрозоля по траектории полета. На частицах аэрозоля, при попадании их в облачную среду с температурой ниже -3°C , образуются ядра кристаллизации. Ракета снабжена системой обеспечения безопасности, которая предназначена для дробления ракеты на безопасные осколки, не представляющие при падении на землю опасности для населения, после сгорания ШАД. Ниже на рисунке 4 показана ракета «Алазань-9» в разрезе:

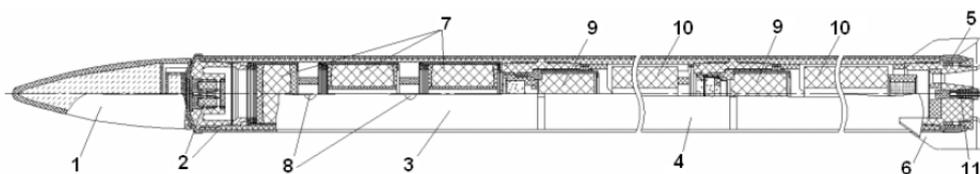


Рис. 4. Ракета «Алазань-9» в разрезе.

Состав малогабаритной противорадовой ракеты «Алазань-9» (рис. 4): 1 – обтекатель; 2 – система обеспечения безопасности; 3 – баласт; 4 – двигатель; 5 сопловой блок; 6 – крылья стабилизатора; 7 – шашка активного дыма; 8 – отверстия для выпуска газа (аэрозоль); 9 – пиротехнический состав; 10 – баллистический порошок; 11 – электровоспламенитель.

Таблица 3. Основные параметры ракеты «Алазань-9».

| Характеристики | Значения |
|---|---|
| Калибр, мм | 60 |
| Максимальный диаметр (по выступающим элементам конструкции), мм | 130 max |
| Длина, мм | 1387...1400 |
| Масса, кг | 5,1±0,2 |
| Масса льдообразующего состава (состав активного дыма), кг | 0,55±0,6 |
| Число льдообразующих ядер, генерируемых головной частью, шт. не менее: | |
| - при температуре -10 ⁰ С | 6,6x10 ¹⁵ |
| - при температуре -6 ⁰ С | 1,3x10 ¹⁵ |
| Суммарная масса эластичного ВВ, кг | 0,08 |
| Максимальная высота траектории (при угле возвышения ПУ 85 ⁰), м | 8100 |
| Наибольшая горизонтальная дальность (при угле возвышения ПУ 55 ⁰), м | 11000 |
| Эффективный радиус действия при угле возвышения ПУ 55 ⁰ , м | 10000 |
| Температура эксплуатации, ⁰ С | 0...+45 |
| Время от момента запуска изделия до начала работы головной части (до появления дыма), сек | 12,0±2,0 |
| Время от момента запуска ракет до ее самоликвидации, сек | 47±5,0 |
| Гарантийный ток срабатывания электровоспламенителя, А | 2,0±0,05 |
| Сопротивление электроцепи, Ом | 7,5±1,0 |
| Система обеспечения безопасности | Самоликвидация ракеты при помощи ленточного заряда ВВ |
| Вероятность безопасного применения для населения при доверительной вероятности g=0,9 | не менее 0,999999 |



Рис. 5. Автоматическая пусковая установка «Элия-2» для противорадовых ракет.

Снимок автоматической пусковой установки «Элия-2» для противогорадовых ракет, предназначенной для запуска нескольких типов противогорадовых ракет, в том числе и «Алазань-9», приведен на рис. 5.

Некоторое время назад появилась информация [21 – 24], что Чебоксарское производственное объединение им. Чапаева холдинга «Технодинамика» запустит производство новых противогорадовых ракет «Алазань-8М» и «Алазань-6ЧМ».

В частности, «Алазань-8М» (рис. 6) улучшит эффективность и все технические характеристики востребованной модели «Алазань-6». При этом она отличается меньшим калибром (60 мм), благодаря чему удалось примерно на 20% сократить материалоемкость изделия, что обеспечило снижение его стоимости.

Новые ракеты будут надежнее и эффективнее, при этом на 10% снижается их себестоимость. Все противогорадовые ракеты холдинга «Технодинамика» снабжены системой обеспечения безопасности, которая отвечает за самоликвидацию ракеты – дробление на осколки, не представляющие при падении на землю опасности для населения. Стоит отметить и экологическую безопасность разработки. Максимальные концентрации вредных веществ, которые могут образоваться в воздухе, воде и почве, даже при одновременном расходе годовой нормы ракет, в $10^2 - 10^6$ раз ниже предельно допустимых концентраций этих веществ. Противогорадовые ракеты снабжены системой самоликвидации: имеющие бумажный корпус, они дробятся на осколки, не представляющие опасности при падении на землю. К сожалению, более подробной информации о упомянутых выше перспективных ракетах пока нет. Она очевидно появится после проведения межведомственных испытаний и начала серийного производства новых ракет.



Рис. 6. Противогорадовая ракета "Алазань-8М"

Одновременно с противогорадовыми ракетами «Алазань-8М» была представлена пусковая установка «Эльбрус-А» для противогорадовых ракет [25].

Цифровая система управления пусковой установкой повышает точность наведения, обеспечивает простоту управления устройствами и позволяет оперативно выявлять и фиксировать в электронном журнале причины любых неполадок. Среди других преимуществ – возможность голосовой настройки углов наведения, а также наличие световой индикации. Наиболее распространенными сегодня являются пусковые установки «ТКБ-040», «Элия-МР». Один из ключевых недостатков данных устройств – сложность управления, которая снижает эффективность воздействия на метеорологические условия и оперативность запуска.

Пусковая установка «Эльбрус-А» обеспечивает последовательный запуск до 16 противогорадовых ракет. При этом ракеты могут направляться с различными углами возвышения по азимуту от +5 до -5 градусов от основного, что обеспечивает увеличение площади воздействия. Установка имеет возможность голосового сопровождения параметров наведения по заданным

азимутам и углам возвышения. Имеется возможность запуска ракет различного калибра. К сожалению, более подробной информации на данном этапе не имеется.

В Интернете появилась интересная информация о **ДОГОВОР № [26]**

1.1. на создание научно-технической продукции между Акционерным обществом «Чебоксарское производственное объединение имени В.И. Чапаева» и неназванной организацией на выполнение работы по теме «**Разработка малогабаритной бикалиберной ПГР с ЛТТ, разделяемыми блоками и сгорающими элементами снаряжения**». При этом в Приложение №1 к договору в техническом задании указано о Наименование ОКР: «Разработка и организация серийного производства на базовой конструктивной основе ПГР «Алазань-6» (стартовый двигатель калибра 82 мм и маршевый двигатель с ЛТТ калибра 60 мм);

Цель работы: создание ракеты с потребительскими характеристиками, не хуже штатной ракеты «Алазань-6» (ТУ 7275-394-29473854-96) с себестоимостью не менее чем на 20% ниже ее и эффективным радиусом действия от 2-х до 12-ти км.

Наименование образца: бикалиберная противорадовая ракета нового поколения;

Область применения изделия: активные воздействия на облака с целью защиты сельхозкультур от градобитий, вызывания и перераспределения осадков.

ТАКТИКО-ТЕХНИЧЕСКИЕ ТРЕБОВАНИЯ К ОБРАЗЦУ

Состав образца

Ракета должна содержать:

- Стартовый двигатель на баллиститном твердом топливе и систему самоликвидации;
- Маршевый двигатель калибра 60 мм с пиротехническим ЛТТ;
- Узел расстыковки стартового и маршевого двигателя.
- Требования по назначению:
- Калибр ракеты – 60 мм и 82 мм;
- Длина ракеты – 1400 мм, не более;
- Масса ракеты – 7 кг, не более;
- Ракета должна обеспечить засев облака льдообразующим аэрозолем по траектории полета на дальности от 2-х до 12-ти км от места пуска, обеспечивать по возможности равномерный расход льдообразующего аэрозоля по траектории;
- Льдообразующая эффективность ракеты (проверяется по методике ИЭМ – СТП 18-46-95) должна быть при времени проявления не менее 80% кристаллов в течение первых 2 минут от момента внесения аэрозоля в камеру тумана, при температуре:
 - - минус 10°C – не менее $1,0 \times 10^{16}$;
 - - минус 6°C – не менее $2,0 \times 10^{15}$;
 - - минус 3°C – не менее $0,66 \times 10^{15}$ – факультативно.
- Интервал преимущественного расположения траекторий ракеты по высоте – от 3,0 до 6,0 км.

Не будем цитировать этот договор далее, но если параметры будущей ракеты будут не хуже вышеуказанных, то это будет значительным шагом вперед в деле повышения эффективности противорадовой технологии.

Противорадовые ракеты «RAG-96» и «RAG-96S» электромеханического завода в Плоешти (Румыния)

Электромеханический завод в Плоешти (Румыния) производит противорадовые ракеты «RAG-96» и «RAG-96S» – укороченные (рис. 7, таблица 4).



Рис. 7. Противогодовая ракета «RAG-96» в разрезе

Противогодовая двухдвигательная ракета предназначена для введения в облака некоторых активных веществ, особенно с целью искусственного использования кристаллизующих ядер; при сжигании специального пиротехнического состава, содержащего йодсодержащие соединения (AgI, KI), образуются аэрозоли, которые выбрасываются через отверстия в корпусе шашки активного дыма

Таблица 4. Характеристик противогодовых ракет «RAG-96» и «RAG-96S».

| Характеристики | Тип ПГИ, значения | |
|---|--------------------|-----------|
| | «RAG-96» | «RAG-96S» |
| Калибр, мм | 82,5 | 82,5 |
| Длина, мм | 1400 | 1125 |
| Общая масса | 8,8 кг | 6,6 кг |
| Полезная нагрузка | 660 г | |
| Количество образовавшихся активных ядер | 3×10^{15} | |
| Максимальная высота траектории | 9300 м | 5200 м |
| Максимальная дальность | 12000 м | 7000 м |
| Время самоуничтожения | Примерно 45 сек | |

Двухдвигательный режим, помогает ракете после набора высоты выдержать необходимую паузу, чтобы ракета успела наклониться и принять почти горизонтальное направление (положение), после чего включается двигатель и ракета продолжает полет по инерции по наклонной, почти горизонтальной траектории. Фотография пусковой установки для этих ракет приведена на рис. 8.



Рис. 8. Пусковая установка противогодовых ракет «ILRAG»; «LARMA1»

Противогодовые ракеты, используемые в Молдове

Ниже на снимке (рис. 9) представлена противогодовая троика, используемая в Молдове.



Рис. 9. Слева направо: три ракеты, комплексно используемые в Молдавии для противорабовых работ: «Алазань-6» (дальняя), «Лоза-3» (ближняя) и «Лоза-2» (средняя).

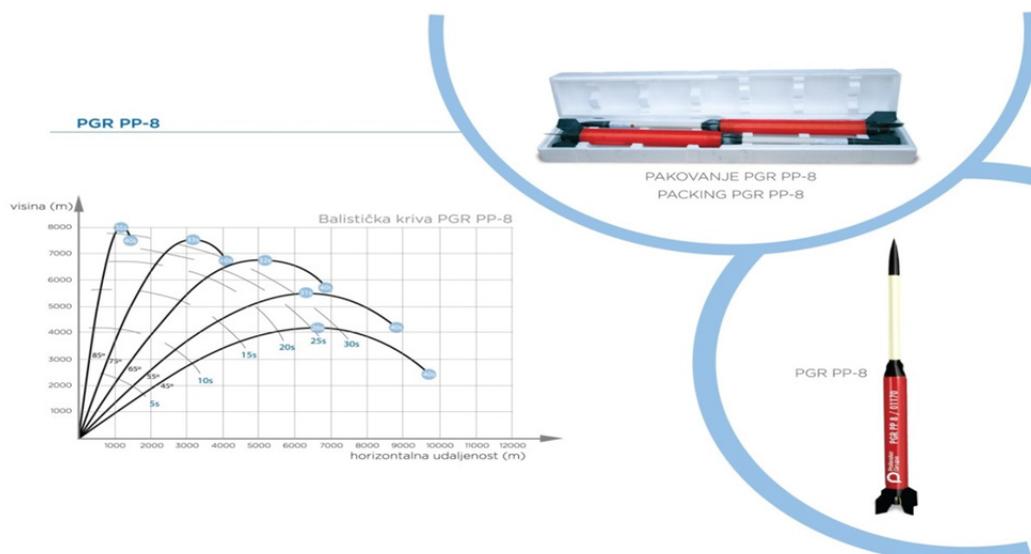


Рис. 10. Универсальная установка для запуска ракет калибра 82,5 мм («Алазань-6» – левая часть) и 60 мм в контейнерах («Лоза-2», «Лоза-7» – правая часть) – модернизированная установка типа «ТКБ-040».

На рис. 10 представлена фотография пусковых установок для используемых в Молдове противорабовых ракет.

Противорабовые ракеты фирмы «Poliester Grupa», Сербия

Традиции производства знаменитой Югославской противорабовой ракеты TG-10 продолжает в Сербии фирма «Полиэстер група» [30, 31].



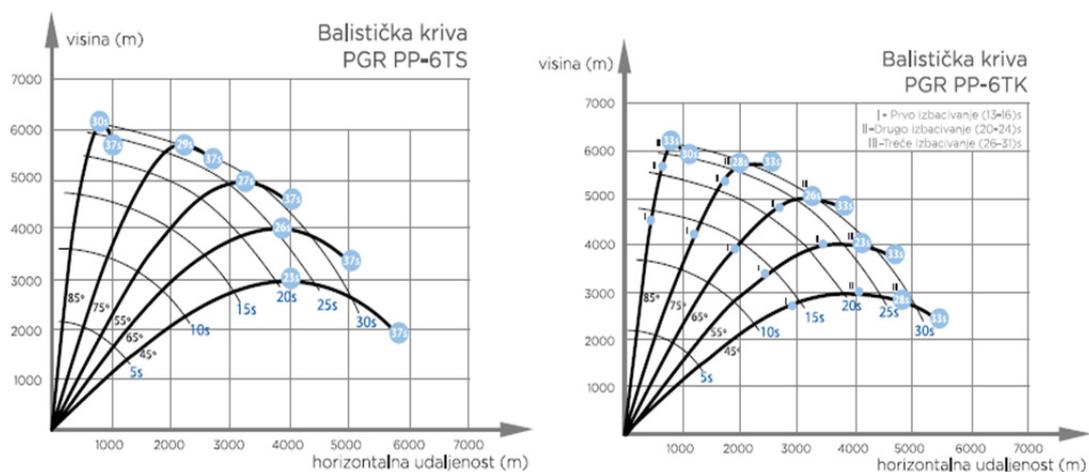


Рис. 11. Внешний вид и траектории полета бикалиберных противораковых ракет фирмы «Полиэстер группа»

Таблица 5. Технические характеристики ракет фирмы «Poliester Grupa» («Полиэстер Група»).

| Характеристики | Тип ПГИ, значения | | | | |
|------------------------------------|------------------------------------|---------|----------|----------|----------|
| | «PP 8» | «PP 6T» | «PP 6KS» | «PP 6TS» | «PP 6TK» |
| Длина, мм | 1170±10 | 950±10 | 970±10 | 1005±10 | 1045±10 |
| Диаметр, мм | 72-0,8 | | | | |
| Масса, кг | 5±0,2 | 5,5±0,2 | 5,6±0,2 | 5,9±0,2 | 5,9±0,2 |
| Радиус действия, км | 8000 | 5500 | | 6000 | |
| Вес реагента, г | 400±10 | | | 480-10 | |
| Активность реагента | 1x10 ¹³ активных ядер/г | | | | |
| Время начала выпуска реагента, сек | 9±1 | 10 | | | |
| Время работы генератора | 31±4 | 27±2 | 26÷31 | 27±2 | 26÷31 |
| Время самоликвидации мотора | 7±1 | 37+3 | 33+3 | 37+3 | 33±3 |
| Активирование | Электрическим путем | | | | |
| Сопротивление омическое | (0,9÷2,5)ом | | | | |
| Ток активации | 4,5 А | | | | |
| Напряжение активации | 9 В | | | | |
| Габариты упаковки | 1260x230x190 | | | | |
| Вес упаковки, кг | 11±0,5 | 12±0,5 | | 13±0,5 | |
| Количество в упаковке | 2 | | | | |
| Температура | -5÷50°C | | | | |
| Температура хранения | -15÷50°C | | | | |
| Время хранения (гарантия) | 5 лет | | | | |

На рис. 11 и в таблице 5 представлены внешний вид ракет (в том числе и в упаковке), баллистические кривые (траектории), а также характеристики различных видов их продукции.

В некоторых странах продолжается выпуск модернизированных вариантов противораковых ракет типа «МТТ-09М». Они различаются по длине, весу, конструкции складывающихся стабилизаторов, активности реагента и т.д. Однако все они одного диаметра и построены по одной схеме и помещены в транспортно-пусковой стеклопластиковый контейнер наружным диаметром в 60 мм.

В Сербии, в частности, производятся противораковые ракеты «Трайал» (рис. 11, таблица 6) [10, 32].



Рис. 12. Противогодазовые ракеты «Трайал D-6В» и «Трайал D-8»

Таблица 6. Технические характеристики ПГИ фирмы «Трайал» (Сербия).

| Характеристики | Тип ПГИ, значения | |
|---|-------------------------------------|-------------------------------------|
| | «Трайал D-6В» | «Трайал D-8» |
| Длина пускового контейнера | 1047 + 2 мм | 1422 мм |
| Диаметр пускового контейнера | 60+ 0,2 мм | 60+ 0,2 мм |
| Вес ракеты с пусковым контейнером | 4700 + 150 г | 6500 + 200 г |
| Длина ракеты | 840 + 2 мм | 1201 + 2 мм |
| Диаметр ракеты | 55-0,2 мм | 55-0,2 мм |
| Масса ракеты | 3550 + 100 г | 5100 + 150 г |
| Время работы двигателя (+ 20° С) | 4 + 1 с | 3,5 + 3 с |
| Общий импульс пропеллента (+20 ⁰ С) | 1850+150нс | 3840+150 нс |
| Максимальная высота при угле 85° | 6000 м | 7750 м |
| Максимальная дальность при угле 45 ⁰ | 7600 м | 10000 м |
| Активность реагента | 1 × 10 ¹³ частиц / г | 1 × 10 ¹³ частиц / г |
| Начало горения реагента (+ 15°С) | 6 + 1 с | 8 + 2 с |
| Время самоуничтожения ракеты | 43 + 3 с | 43 + 3 с |
| Сопротивление электрического зажигания | 1,2 + 0,2 Ом | 1,2 + 0,2 Ом |
| Ток для активации | 0,68 А | 0,68 А |
| Срок годности | 5 лет | 5 лет |
| Транспортная упаковка | Картонная коробка 1090x235x95 мм | Картонная коробка 1450x235x95 мм |
| Количество ракет в упаковке | 3 | 3 |
| Вес транспортной упаковки | 17 + 1 кг | 23 + 1 кг |

Описание:

Комплект противогодазовой ракеты состоит из самой ракеты и пускового контейнера. Разместив ракету на пусковой установке, которая подключена к стреляющему устройству, можно активировать ее. Устройство обжига электрическим импульсом запускает электрическую головку, которая активирует топливо. Выйдя из пускового контейнера, стабилизаторы ракеты открываются и ракета приобретает устойчивый полет. После окончания отложенного горения импульс пламени передается на реагент. Во время полета через облако в течение следующих 36-39 секунд продукты горения выходят через отверстия в корпусе ракеты и образуют облачную массу с большим количеством центров кристаллизации. После сжигания реагента начинается процесс самоуничтожения ракеты.

Самоуничтожение разбивает сопло и стабилизаторы в сборе на куски по массе менее 40 г, обтекатель и отсек ШАД на ничтожные по массе части и корпус ракеты по частям менее 450 г. Все три взрыва происходят в момент 43 ± 3 секунды после запуска ракеты.

Характеристики:

- Безопасность и надежность применения и хранения;
- Высокая точность и надежность;
- Эффективность и разумная цена по сравнению с качеством ракет.

Ракетные двигатели изготовлены на основе твердого ракетного топлива, что позволяет быстро и легко конструировать сами ракеты. Защитная упаковка, в которую помещается ракета, одновременно является пусковым контейнером, из которого производится стрельба, что упрощает оперативную работу с ними с точки зрения реализации. Они запускаются из специальных пусковых установок, установленных на месте для запуска. Характеристики ракеты, которые относятся к началу выброса реагента и активности реагента, являются переменными и могут быть изменены в соответствии с требованиями клиентов.

Эксплуатация:

Стрельба ракет производится из соответствующих пусковых установок. Пусковые установки для запуска ракет подобного типа бывают как простейшего типа, так и автоматические (рис. 13).



Рис. 13. Простейшая пусковая установка для противорадиовых ракет «KRUSIK'S ANTI-HAIL SYSTEM (KPGS)» (слева) и Сербская автоматическая пусковая установка для запуска противорадиовых ракет (справа)

На рис. 14 для примера представлена траектория полета противорадиовой ракеты «Трайал D-6B» при высоте точки запуска 250 метров над уровнем моря. Обычно, при закупке партии ракет, поставляются траектории полета при высоте точки запуска от 0 метров над уровнем моря до максимально возможной, естественно, с разумным шагом по высоте. Для чего это нужно – с ростом высоты точки запуска растут высота и дальность полета, иногда значительно. Траектории даны для всех возможных вертикальных углов запуска от 45° до 85° . На всех кривых указаны теоретические ежесекундные позиции ракеты в полете. Время начала самоликвидации – 43-я секунда. При соответствующем увеличении эту точку легко найти. Что касается последующих значений, то это полет ракеты в точку излёта, т.е. в том гипотетическом случае, когда самоуничтожения ракеты не произошло и ракета продолжает движение до падения на поверхность.

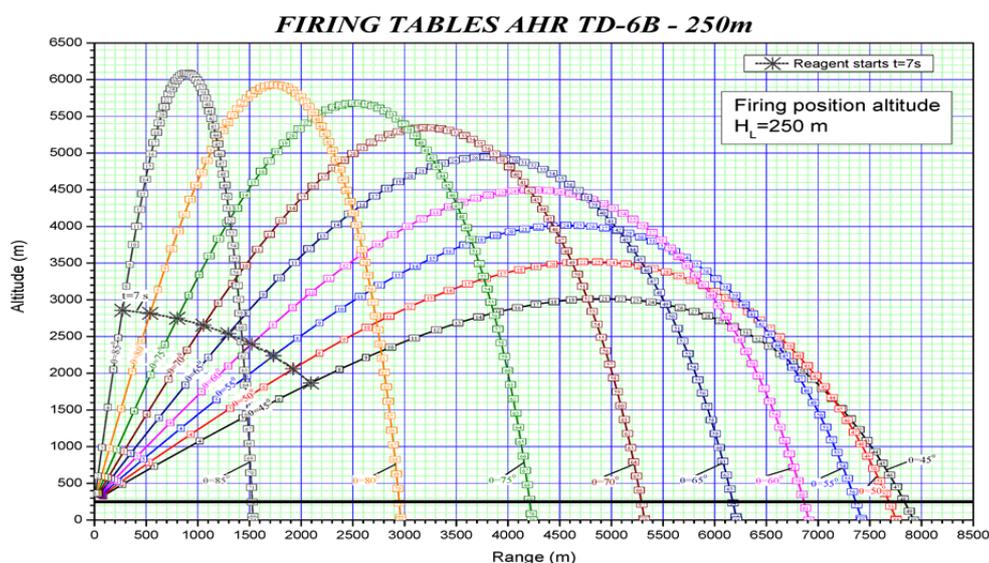


Рис. 14. Траектории полета противорадовой ракеты «Трайал D-6B».
Высота запуска – 250 м над уровнем моря.

Ниже приводится информация о пусковой установке и ракете «EDePro-A8» (таблица 7), также производства Сербии (Белград)

Характеристики пусковой установки «EDePro – A8»

Калибр контейнеров – 60 мм; калибр ракет – 55 мм; число направляющих (контейнеров) – 6 шт; вес пусковой установки – 65 кг; вертикальный угол поворота – $45^{\circ} \div 85^{\circ}$; горизонтальный угол поворота – $0^{\circ} \div 360^{\circ}$;

Таблица 7. Параметры ракеты «EDePro – A8».

| Характеристики | Значения |
|--|---------------------------------|
| Высота подъема ракеты (при угле подъема 85°) | 7750 м |
| Время выпуска реагента | 35* sec |
| Время самоликвидации | 43* sec |
| Температурный диапазон эксплуатации ракеты | $-30 \div +60^{\circ} \text{C}$ |
| Электрическое сопротивление цепи запуска | 1.2 Ω |
| Потребляемый ток при активации | 0.68 A |
| Напряжение сети | 24 V * |
| Диаметр ракеты | 55 мм |
| Длина ракеты | 1201 мм |
| Центр тяжести ракеты (от носа ракеты) | 544 мм |
| Диаметр контейнера | 60 мм |
| Длина контейнера | 1422 мм |
| Масса контейнера | 1,4 кг |
| Начало выпуска реагента | 8* sec |
| Конец выпуска реагента | 43* sec |
| Масса реагента | 400 г |
| Активность реагента | $2,5 \times 10^{13}$ частиц/г |
| Время работы двигателя | 3,5 сек |
| Тотальный импульс двигателя | 3500 Нсек |
| Вес горючего | 1800 г |

Несколько разных типов противогорадовых изделий производится болгарской фирмой «Стройпроект». В частности, завод в городе Стара Загора выпускает три типа противогорадовых ракет: «Loza-2M», «Loza-3M» и «Loza-7» (таблица 8, рис. 15, 16) [12, 35 – 39].

Таблица 8. Параметры ракет «Loza-2M», «Loza-3M» и «Loza-7».

| Характеристики | Тип ПГИ, значения | | |
|--|-----------------------|--------------|--------------|
| | «Loza-2M» | «Loza-3M» | «Loza-7» |
| Диаметр ракеты | 55-0,1 мм | 55-0,1 мм | 55-0,1 мм |
| Длина ракеты | 920±0,1 | 1296±0,1 мм | 1069±0,3 |
| Масса ракеты | 3,5±0,1 кг | 5,360±0,1 кг | 4,000±0,1 кг |
| Количество активного вещества | 400±10 г | 510±10 г | 790±20 г |
| Время работы стартового двигателя | 4,0±1,0 сек | 4,0±1,0 сек | 4,0±1,0 сек |
| Начало выпуска реагента | 7±1 сек | 6 – 7 сек | 6±1 сек |
| Начальная скорость ракеты | 70 м/сек | 75 м/сек | 70 м/сек |
| Внешний диаметр контейнера | 60±0,1 мм | 60±0,1 мм | 60±0,1 мм |
| Длина контейнера | 1037 мм | 1412 мм | 1253 мм |
| Масса ракеты с контейнером | 4,7±0,1 кг | 6,7±0,1 кг | 5,3±0,15 кг |
| Время самоликвидации соплового блока | 36-42 сек | 44-50 сек | 38-42 сек |
| Время самоликвидации верха | 36-42 сек | 44-50 сек | 38-42 сек |
| Время самоликвидации соплового комплекта | 36-42 сек | 44-50 сек | 38-42 сек |
| Время самоликвидации промежуточных 1 | 36-42 сек | 44-50 сек | 38-42 сек |
| Время выхода реагента | 30 – 33 сек | 44-50 сек | 28 – 33 сек |
| Выход частиц с 1-го грамма реагента (при -10° С) | 2,14·10 ¹³ | 37 – 40 сек | |
| Выход частиц с 1-го изделия (при -10° С) | 1,16·10 ¹⁶ | | |

Противогорадовая ракета ближнего радиуса действия «Лоза-2М» хорошо зарекомендовала себя во многих странах мира. Положительные стороны – более эффективный реагент для обработки градовых облаков, более компактная форма и более низкая цена. Надо отметить, что качество реагента в болгарских ракетах всегда отменного качества, а активность всегда выше, чем у конкурентов.

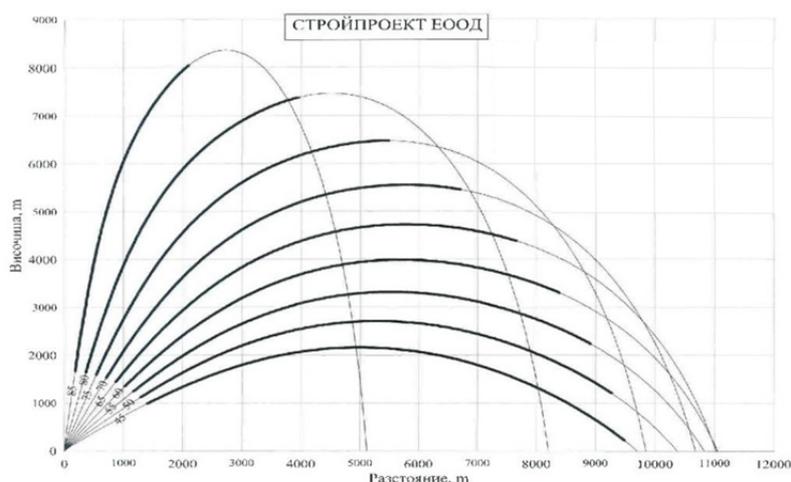


Рис. 15. Траектории полете противогорадовой ракеты «Лоза-7». Высота запуска – 0 м над уровнем моря.

Что касается противогорадовой ракеты «Лоза-7», то она представляет собой инновационную ракету с двумя двигателями, один из которых является стартовым, а второй – носителем реа-

гента, т.е. является маршевым двигателем, снаряженным льдообразующим твердым топливом (ЛТТ) и выпускает их на всем пути. Надо отметить, что создание более благоприятных условий при сгорании ЛТТ (более высокая температура и давление) резко повышает выход льдообразующих частиц – центров кристаллизации. На рисунке 15 даны для примера траектории полета противорадовой ракеты «Лоза-7». Пуск ракеты производится с высоты 0 м над уровнем моря, начало выхода реагента – 6 секунда, конец выхода реагента и самоликвидация – 42 секунда. Жирные участки на кривых соответствуют времени выхода реагента.



Рис. 16. Простая пусковая установка для запуска ракет типа «Лоза-3».

Надо отметить, что для расширения сферы своей деятельности, фирма «Стройпроект» построила завод по выпуску противорадовых ракет в Аргентине, в провинции Мендоса.

Относительно новое явление на рынке противорадовых ракет – появление ракеты «**ARI 2 Hail Missile**» израильского производства. Высокий уровень производства ракет в Израиле общеизвестен, поэтому не будем заострять внимание на этом. Отметим только, что параметры ракеты схожи с параметрами наследников «МТТ-09М», хотя реагент имеет большую активность [40] (таблица 9). Крайне скудная информация, отсутствие визуала, некоторые несоответствия «информации о продукте» не позволяют сделать более обоснованные и точные выводы об этой ракете.

Таблица 9. Параметры ракеты «ARI 2 Hail Missile»

| Характеристики | Значения |
|--|----------------------|
| Калибр ракеты | 55 мм |
| Размах стабилизатора | 113 мм |
| Длина ракеты | 920 мм |
| Вес ракеты | 3,5 кг |
| Количество реагента | 0,5 кг |
| Количество ядер с 1 г реагента при -10°C | $4,0 \times 10^{13}$ |
| Количество ядер на изделие | $1,3 \times 10^{16}$ |
| Максимальная длина полета | 9 км |
| Максимальная высота полета | 7 км |
| Время работы двигателя | 5 сек |
| Рабочая температура | -5 ÷ 50°C |

Противораговые системы Китая

И наконец, перейдем к противораговым системам Китая [41, 42]. Серия WR оперативной системы для пуска ракет для увеличения выпадения осадков и противораговых ракет является

рабочим инструментом, разработанным для обеспечения изменения погоды. Она разработана в ОАО «Shanxi Zhongtian Rocket Technologies Co», Ltd (Китай). Система представляет собой комбинацию современной технологии твердотопливных ракет и технологию катализаторов для высокоэффективного изменения погоды. В состав оперативной системы входят ракета, пусковая установка, контрольное устройство пусковой установки и другое вспомогательное оборудование. Имеются различные типы пусковых установок – для установки на земле, монтаже на автомобиле и корабле (монтаж или простая установка не уточняется). Все типы ракет совместимы с любой установкой, чтобы соответствовать требованиям пользователя (таблица 10, рис. 17-23).

Таблица 10. Основные параметры противораковых ракет и ракет для вызывания осадков серии «WR-98».

| Характеристики | Модель ПГИ, значения | | |
|-------------------------------------|---|--------------------|----------|
| | «WR-98» | «WR-98Z» | «WR-1D» |
| Калибр, мм | 82 | 82 | 57 |
| Длина, мм | 1450 | 1580 | 1060 |
| Масса, кг | 8,3 | 9,0 | 4,3 |
| Максимальная высота пуска, км | 8,5 | 9,0 | 6,0 |
| Температурный диапазон эксплуатации | -30~45°C | -30~45°C | -30~45°C |
| Температурный диапазон хранения | -15~40°C | -15~40°C | -15~40°C |
| Влажность при хранении | ≤70% RH | ≤70% RH | ≤70% RH |
| Посадочная скорость, м/с | ≤8 | ≤8 | ≤8 |
| Процент успеха, % | 99 | 99 | 99 |
| Продолжительность хранения | 3 года | 3 года | 3 года |
| Масса реагента, г | 725 | 630 (15 элементов) | 220 |
| Время рассеивания, с | ≤35 | 30 | ≤25 |
| Активность реагента | 1,8×10 ¹⁵ / g (AgI), при -10°C | | |
| Тип пусковой установки | стационарный, автомобильный или морской | | |



Рис. 17. Пусковые установки разных типов [43].



Рис. 18. Мобильная пусковая установка групп «WR-98», «WR-1D» [43]



Рис. 19. Ракета «WR-98» для увеличения осадков и против града [43].



Рис. 20. Мобильная пусковая система «WR-9821» [43].



Рис. 21. Морской вариант «WR-98».



Рис. 22. Ракеты «WR-98» для вызывания осадков и борьбы с градом.



Рис. 23. Ракеты серии «WR-1D» для увеличения количества осадков и подавления града [44].

В начале 2015 г. была создана 26-ствольная автоматическая пусковая установка СД-26 производства научно-технического центра «Дельта» (Грузия) и было налажено их производство. Электропитание установки автономное и осуществляется с помощью аккумулятора, подзаряжаемого солнечной батареей (рис. 24). В краткий срок были построены более 80 площадок (пунктов воздействия) для этих установок.



Рис. 24. Современная стационарная автоматическая пусковая установка «СД-26» с дистанционным управлением для противорабовых ракет «SK-6», «Trayal D 6B», «Loza-2» производства научно-технического центра «Дельта» (Грузия) [45,46]

Управление этой установкой осуществляется дистанционно посредством специальной компьютерной программы. С помощью этой программы можно сообщать пусковой установке желаемый азимут и угол возвышения, после чего осуществляется открытие защитной крышки установки и запуск желаемого количества ракет в заданном направлении. Точность перемещения стволов установки «СД-26» по вертикали и азимуту около 1 градуса. После пуска ракет защитная крышка закрывается. Указанная установка намного эффективнее, оперативнее и безопаснее, чем заграничные аналоги, не говоря о применяемой ранее пусковой установке «ТКБ-040».



Рис. 25. Временный вариант мобильной автоматической пусковой установки с дистанционным управлением производства научно-технического центра «Дельта» для противорабовых ракет.

В экспериментальных целях временно были использованы две мобильные пусковые установки, смонтированные на бронетранспортерах «Дидгори» (рис. 25). С учетом приобретенного опыта в будущем планируется применение соответствующих транспортных средств для мобильного варианта этих установок. Кроме этого, постоянно ведутся работы по усовершенствованию установки «СД-26» и ее программного обеспечения.

Заклучение

Противоградовые ракеты наземного базирования, как основа ракетной технологии борьбы с градом, пока не собираются сдавать свои позиции, развиваются и совершенствуются. Их развитие идет по пути повышения эффективности изделий, сокращения габаритов и массы при одновременном увеличении выхода числа льдообразующих ядер кристаллизации. Исчезли с поля зрения некоторые перспективные образцы, что очевидно связано с тем, что они предлагались военными предприятиями, для которых они не являются приоритетной продукцией. Появилось несколько новых производителей с новыми образцами изделий. Производство пусковых установок от простых конструкций с ручным наведением постепенно переходит к механизированным и далее, к автоматизированным с дистанционным управлением [13, 24]. Соответственно будет уменьшаться число установок, требующих постоянного присутствия человека для зарядки, наведения и стрельбы, тем более в неблагоприятных погодных условиях и возрастет число механизированных и автоматизированных, естественно, с увеличением числа направляющих, с готовыми к стрельбе ракетами.

ლიტერატურა – References – Литература

1. Abshaev A.M., Abshaev M.T., Barekova M.V., Malkarova A.M. Rukovodstvo po organizacii i provedeniu protivogradovih работ. ISBN 978-5-905770-54-8, Nalchik, Pechatni dvor, 2014, 500 s, (in Russian).
2. Amiranashvili A., Dzodzuashvili U., Lomtadze J., Sauri I., Chikhladze V. Some Characteristics of Hail Processes in Kakheti. Trans. of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, ISSN 1512-1135, vol. 65, Tb., 2015, pp. 77 – 100, (in Russian).
3. Amiranashvili A.G. History of Active Effects on Atmospheric Processes in Georgia. In the book: Essays of the History of Weather Modification in the USSR and the Post-Soviet Territory, ISBN 978-5-86813-450-0, St. Petersburg, RSHMU, 2017, 352 pp., ill., pp. 234-254, (in Russian), <http://mig-journal.ru/toauthor?id=4644>.
4. ამირანაშვილი ა., კვესელავა ნ., ღლონტი ნ., ჩიხლაძე ვ., ცინცაძე თ. ბუნებრივ მოვლენებზე აქტიური ზემოქმედების ჩატარების ისტორია საქართველოში. საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია „ეკოლოგიის თანამედროვე პრობლემები“, შრომები, ISSN 1512-1976, ტ. 7, თბილისი-თელავი, საქართველო, 26-28 სექტემბერი, 2020, გვ. 147-152.
5. Amiranashvili A.G., Chikhladze V.A., Dzodzuashvili U.V., Ghlonti N. Ya., Sauri I.P. Reconstruction of Anti-Hail System in Kakheti (Georgia). Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, Tbilisi, 2015, vol.18B, pp. 92-106.
6. Amiranashvili A., Burnadze A., Dvalishvili K., Gelovani G., Ghlonti N., Dzodzuashvili U., Kaishauri M., Kveselava N., Lomtadze J., Osepashvili A., Sauri I., Telia Sh., Chargazia Kh., Chikhladze V. Renewal Works of Anti-Hail Service in Kakheti. Trans. of Mikheil Nodia institute of Geophysics, ISSN 1512-1135, vol.66, Tb., 2016, pp.14–27, (in Russian)
7. Amiranashvili A., Chikhladze V., Dzodzuashvili U., Ghlonti N., Sauri I., Telia Sh., Tsintsadze T. Weather Modification in Georgia: Past, Present, Prospects for Development. International Scientific Conference “Natural Disasters in Georgia: Monitoring, Prevention, Mitigation”. Proceedings, ISBN 978-9941-13-899-7, Publish House of Iv. Javakhishvili Tbilisi State University, December 12-14, Tbilisi, 2019, pp. 216-222.
8. Amiranashvili A., Dzodzuashvili U., Chikhladze V. Anti-Hail Rockets of the Surface-to Air Type. Trans. of Mikheil Nodia institute of Geophysics, ISSN 1512-1135, vol. 64, Tb., 2013, pp. 151 – 159, (in Russian).

9. Amiranashvili A., Dzodzuashvili U., Lomtadze J., Sauri I., Chikhladze V. Means of Action on Atmospheric Processes in Kakheti. Trans. of Mikheil Nodia institute of Geophysics, ISSN 1512-1135, vol. 65, Tb., 2015, pp. 113 – 120, (in Russian).
10. Amiranashvili A.G., Chikhladze V. A., Dzodzuashvili U. V., Jincharadze G. A., Pipia M. G., Sauri I. P., Telia Sh. O. On the Use of Anti-Hail Rockets "Trayal D 6- B" in the Work of Anti Hail System in Kakheti (Georgia). Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, v.19B, Tbilisi, 2016, pp. 73-78.
11. Amiranashvili A., Chikhladze V., Dzodzuashvili U., Sauri I., Telia Sh. About the Use of Anti-Hail Rockets "Loza2" in the Work of Anti-Hail System in Kakheti (Georgia). Journal of the Georgian Geophysical Society, ISSN: 1512-1127, Physics of Solid Earth, Atmosphere, Ocean and Space Plasma, v. 22(1), 2019, pp. 30 – 37.
12. საური ი., შავლაყაძე შ., ჩიხლაძე ვ. თანამედროვე სეტყვასაწინააღმდეგო რაკეტები. საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია „ეკოლოგიის თანამედროვე პრობლემები“, შრომები, ISSN 1512-1976, ტ. 7, თბილისი-თელავი, საქართველო, 26-28 სექტემბერი, 2020, გვ. 157-161.
13. კერესელიძე რ., საური ი., შავლაყაძე შ., ჩალაბაშვილი უ., ჩიხლაძე ვ. სეტყვასთან ბრძოლის ავტომატიზირებული სისტემები. სამეცნიერო კონფერენცია „ეკოლოგიის თანამედროვე პრობლემები“, შრომები, ISSN 1512-1976, ტ. 7, თბილისი-თელავი, საქართველო, 26-28 სექტემბერი, 2020, გვ. 162-166.
14. თელია შ., კვესელავა ნ., საური ი., ჩიხლაძე ვ., მოძუაშვილი უ., წერეთელი ა. სეტყვასაწინააღმდეგო სამუშაოების ფიზიკური და ეკონომიკური ეფექტიანობა კახეთში 2015-2019 წწ. საერთაშორისო სამეცნიერო კონფერენცია „ბუნებრივი კატასტროფები საქართველოში: მონიტორინგი, პრევენცია, შედეგების შერბილება“, შრომები, ISSN 1512-1976, თბილისი, საქართველო, 12–14 დეკემბერი, 2019 წ., გვ. 206-208.
15. Amiranashvili A., Chikhladze V., Kveselava N., Sauri I. Some Results of Anti-Hail Works in Kakheti into 2016- 2019. Int. Sc. Conf. „Modern Problems of Ecology“, Proc., ISSN 1512-1976, v. 7, Tbilisi-Telavi, Georgia, 26-28 September, 2020, pp. 153-156
16. ამირანაშვილი ა., კვესელავა ნ., ქვილითაია ნ., საური ი., შავლაყაძე შ., ჩიხლაძე ვ. კახეთში 2016-2020 წწ. სეტყვასაწინააღმდეგო სამუშაოების ზოგიერთი შედეგები. მიხეილ ნოდის სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ISSN 1512-1135, ტ. LXXII, 2020 Pp. 123-128.
17. Карцивадзе А.И., Салуквадзе Т.Г., Лапинская В.А. Некоторые вопросы методики воздействия на градовые процессы с использованием противорадовой системы “Алазани”. Тр. Ин-та геофизики АН ГССР. Т. 26 , ”Мецниереба”.1975. С. 13-27.
18. <http://www.chapaew.ru/Production.aspx?id=1f34dc30-43b7-42cd-9065-2bfa7945470&parent=sediments>
19. http://ru.attech.ru/www/?page_id=656
20. <http://www.chapaew.ru/Production.aspx?id=d572263f-bb91-46ff-9b98-5cf42d598dcf&parent=sediments>
21. <https://rostec.ru/news/tekhnodinamika-zavershaet-ispytaniya-protivogradovyykh-raket-alazan-8m/>
22. <https://tass.ru/ekonomika/10944089>
23. <https://news.rambler.ru/tech/46025506-rosteh-razrabotal-raketu-dlya-zaschity-ot-grada/>
24. <https://actualitati.md/moldavskie-inzhenery-uspeshno-ispytali-protivogradovye-sistemy-s-distancionnym-upravleniem>
25. <https://rostec.ru/news/tekhnodinamika-prezentovala-puskovuyu-ustanovku-protivogradovyykh-raket-elbrus-a/>
26. <https://synapsenet.ru/okpd2/20.51.14.120/raketi-dozhdevie>
27. <http://www.elmecph.ro/produse.html>
28. Edward Gheorghiosu , Sorin Bordoş1 , Vasile Enache and Dănuţ Ion. Conformity assessment of anti-hail rocket RAG96.00 with security requirements MATEC Web of Conferences 305, 00020 (2020) <https://doi.org/10.1051/mateconf/202030500020> SESAM 2019

29. <https://investigatii.md/ro/investigatii/bani-publici/monopolul-pentru-protectia-antigrindina-trecut-dintr-un-buzunar-in-altul4>
30. http://www.poliester.rs/Fabrike%20-%20Poliester%20Priboj_files/katalog_protivgradonosnih_raketa_30_10_PRINT.pdf
31. http://www.poliester.rs/grupa-proizvodi-protivgradne_rakete-raketa_pgr_pp_8.html
32. <https://trayal.rs/en/products/explosives/smoke-pyrotechnic/anti-hail-rockets/>
33. http://www.edepro.com/files/AHR_A8.pdf
34. <https://www.krusik.rs/en/anti-hail-system-kpgs/>
35. <https://www.cloud-seeding.info/>
36. <https://www.cloud-seeding.info/product.php?lang=1>
37. <https://www.youtube.com/watch?v=jThSs0FRZ24>
38. loza-7, parameter.pdf
39. <https://www.skyscrapercity.com/threads/made-in-bulgaria-%D0%9D%D0%B0%D0%BF%D1%80%D0%B0%D0%B2%D0%B5%D0%BD%D0%BE-%D0%B2-%D0%91%D1%8A%D0%BB%D0%B3%D0%B0%D1%80%D0%B8%D1%8F.615829/page-37>
40. <https://www.liquidgas.co.il/ari-2-anti-hail-missiles>
41. <https://missilery.info/gallery/wr-98-rakety-dlya-povysheniya-dozhdya-i-protivogradovye-rakety-kitay>
42. <https://missilery.info/gallery/sovremennye-meteorologicheskie-ustanovki-kitaya>
43. http://ensunvalorcasc.w1.xacnnic.com/products_show.aspx?classid=93
44. <http://www.castcc.com/en/show.php?id=77>
45. Amiranashvili A., Berekchian I., Dvalishvili K., Dzodzuashvili U., Lomtadze J., Osepashvili A., Sauri I., Tatishvili G., Telia Sh., Chikhladze V. Characteristics of Ground Means Action on Hail Process in Kakheti. Trans. of Mikheil Nodia institute of Geophysics, ISSN 1512-1135, vol. 66, Tb., 2016, pp. 39 – 52, (in Russian).
46. https://yandex.ru/images/search?from=tabbar&text=противоградовые%20ракеты&p=2&pos=84&rpt=simage&img_url=https%3A%2F%2Fcdn2.img.sputnik-georgia.com%2Fimages%2F23538%2F94%2F235389485.jpg

СОВРЕМЕННЫЕ РАКЕТЫ ДЛЯ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ГРАДОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Чихладзе В.А.

Реферат

Представлены данные о серийно выпускаемых в настоящее время противоградовых ракетах и некоторых пусковых установках для них. Даны имеющиеся в открытой печати их характеристики (внешний вид, разрез, траектории полета и др.).

Ключевые слова: противоградовые ракеты, пусковая установка.

სეტყვის პროცესებზე ზემოქმედებისთვის თანამედროვე რაკეტები

ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

წარმოგიდგენილია მონაცემები ამჟამად მასობრივი წარმოებაში მყოფი სეტყვის საწინააღმდეგო რაკეტებისა და მათთვის რამდენიმე გამშვები დანადგრების შესახებ. მოცემულია ღია პრესაში არსებული მათი მახასიათებლები (გარეგნობა, კვეთა, ფრენის ტრაექტორიები და სხვა).

MODERN ROCKETS FOR IMPACT ON HAIL PROCESSES

Chikhladze V.

Abstract

Data on currently mass-produced anti-hail rockets and some launchers for them are presented. Their characteristics, available in the open press, are given (appearance, section, flight trajectories, etc.).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КЛИМАТИЧЕСКОГО ИНДЕКСА ТУРИЗМА И КЛИМАТИЧЕСКОГО ИНДЕКСА ОТДЫХА НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

¹Амиранашвили А.Г., ²Поволоцкая Н.П., ³Сеник И.А.

¹Института геофизики им. М. Нодиа, ТГУ, Тбилиси, Грузия
avtandilamiranashvili@gmail.com

²ФБГУ Пятигорский научно – исследовательский институт курортологии ФФГБУ
СКФНКЦ ФМБА России (ПНИИК), г. Пятигорск, Российская Федерация

³ФБГУН Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (ИФА РАН),
г. Москва, Российская Федерация

Введение

В последние почти сто лет в мире проведено достаточно много исследований в области биоклиматологии, биометеорологии и медицинской метеорологии [1-4]. Так, в работе [2] проведен анализ исследований влияния отдельных метеорологических элементов и их комплексов на здоровье людей, приведена подробная информация о различных биоклиматических показателях, применяемых в разных странах в 1925-1970 гг. В этой же работе отмечается, что интерес к проблеме “человек – окружающая среда” в Европе в научной литературе фиксировался несколько столетий назад [5,6].

К настоящему времени имеется более 200 биометеорологических и биоклиматических индексов, определяющих влияние метеорологических и климатических факторов на здоровье людей, ряд из которых используется в курортно-туристической индустрии.

Вместе с физическими величинами значения биоклиматических индексов описывается и терминами (например, “холодно”, “комфортно”, “тепло”, “тепловой или солнечный удар”, “повышенная утомляемость”, “опасность обморожения” и т.д.). Подобная терминология более понятна для широкого круга населения, чем физические величины. Отметим, что около трех веков назад для описания климата Грузии подобные термины использовал известный грузинский историк и географ Вахушти Багратиони [7].

Зачастую рост негативного влияния окружающей среды на здоровье человека можно смягчить развитием курортно-туристической индустрии, позволяющей людям пройти курс лечения, оздоровительно-реабилитационные мероприятия, активно отдохнуть. Поэтому в последние годы на развитие этого сектора экономики, и соответственно уточнению известных и выявлению новых биоклиматических ресурсов в действующих и перспективных курортно-туристических зонах, обращено особое внимание [8-19].

В последние десятилетия было разработано несколько новых индексов для оценки пригодности климата для туристической деятельности [20-22]. Однако, наиболее широко известным и применяемым индексом является климатический индекс туризма ТСИ (в русской интерпретации – КИТ), предложенный Мечковским [20]. Этот индекс был разработан для использования

климатических данных, которые практически имеются во всех странах. КИТ представляет собой сумму баллов пяти факторов, которые с помощью специальных таблиц и номограмм определяются путем комбинации семи метеорологических параметров (средняя месячная и максимальная температура воздуха, средняя месячная и минимальная относительная влажность воздуха, месячная сумма осадков, месячная продолжительность солнечного сияния, среднемесячная скорость ветра). Численные значения КИТ меняются от – 30 до 100, категории – от “Неприемлемая” до “Идеальная”.

Одним из важных преимуществ этого индекса является возможность использования архивных данных, что позволяет проследить динамику изменения КИТ во времени в связи с изменением климата. Другим достоинством этого индекса является возможность сравнения биоклиматических ресурсов различных стран друг с другом, что может способствовать международному сотрудничеству при определении оптимальных сроков курортно-туристического сезона для так называемого среднего индивидуума (среднего туриста). Следует отметить, что неблагоприятные в каком-либо сезоне года для среднего индивидуума биоклиматические условия не всегда являются поводом для прекращения в этот сезон туристической деятельности в целом. В зависимости от местных условий для определенной категории людей в указанные месяцы года можно развивать зимний, спортивный, экстремальный и множество других видов туризма, включая лечебно-оздоровительный.

КИТ используется во многих странах мира [21-28], включая такие страны Черноморско-Каспийского региона, как Турция [29,30], Иран [31-37], Россия (Сочи, Красная поляна, Анапа, Туапсе, Приморско-Ахтарск, Таганрог, Кисловодск, Махачкала) [38]. При этом авторы этой работы предложили оригинальный метод расчета КИТ по данным срочных (стандартных трехчасовых) наблюдений за метеорологическими параметрами.

В странах Южного Кавказа среднемесячные значения КИТ рассчитывались для Грузии (Тбилиси, Батуми, Анаклия, Телави и др.), Армении (Ереван), Азербайджана (Баку) [39-41].

Например, в работе [41] представлены данные о среднемесячных, годовых и полугодовых значениях КИТ и их категориях для 21 пункта Грузии и 6 пунктов Северного Кавказа. В частности, было получено, что в целом более чем в 79 % случаев значения КИТ находятся в диапазоне категорий от “Приемлемая” до “Превосходная”. То есть, в подавляющем большинстве месяцев года исследуемые местности в Грузии и на Северном Кавказа пригодны для так называемого “среднего туриста” [41]. Эти данные, в частности, могут быть полезны для различных туристических агентств.

Несмотря на широкое применение КИТ, это факт стал предметом существенной критики [42-47]. По мнению авторов четыре ключевых недостатка КИТ включают в себя: (1) субъективная система оценки и взвешивания климатических переменных; (2) игнорирование возможности переопределения влияния климатических параметров (например, дождь, ветер); (3) низкое временное разрешение климатических данных (то есть, месячные данные) имеет ограниченное отношение к принятию туристических решений; и (4) пренебрежение к изменяющимся климатическим требованиям основных туристических сегментов и видов назначения (например, пляжный, городской, зимний спортивный туризм и др.).

Для преодоления отмеченных выше ограничений КИТ, был разработан климатический индекс отдыха (Holiday Climate Index – HCI, в русской интерпретации – КИО), более репрезентативно по мнению авторов [42] оценивающего климатическую пригодность местности для туризма. Слово "отдых" было выбрано для лучшего отображения того, для чего был разработан этот индекс (т. е. досужий туризм), имея в виду, что туризм имеет довольно широкое определение: „Туризм является социальным, культурным и экономическим явлением, которое влечет за собой перемещение людей в страны или места за пределами их обычной среды для личных

или деловых / профессиональных целей“ [48]. Основным достижением КИО является то, что переменные его рейтинговой шкалы и система взвешивания компонентов основана на растущей в литературе заявленных климатических условиях для туристов.

Предпочтения за последнее десятилетие к КИО также соответствует концептуальному дизайну, рекомендованному де Фрейтас и соавт. [46] и, таким образом, объясняет первостепенное влияние физических переменных (ветер и дождь), используя при этом ежедневные данные для оценки рейтингов индекса (включая вероятности недопустимые условия). КИО также принимает во внимание, что различные типы пунктов назначения имеют изменяющиеся климатические требования [49-51], с разработкой спецификаций для двух основных туристических сегментов – городские и пляжные.

Учитывая сказанное, в последнее время появилось значительное количество работ по определению КИО, а также сравнениям его с КИТ в различных странах [52-56], в том числе и в Грузии [57-59]. В частности, рассматривается также связь значений КИТ, его составляющих и рейтингов этих составляющих со здоровьем людей на примере Тбилиси и Кахетинского региона Грузии [60].

Эта работа является продолжением предыдущих исследований различных биоклиматических показателей в условиях Кавказского региона. Ниже представлены результаты сравнительного анализа КИТ [41] и КИО для шести пунктов Северного Кавказа (СК).

Регион исследования

Регион исследования – Северный Кавказ. Объекты исследования – шесть пунктов Северного Кавказа (Кисловодск, Пятигорск, Ессентуки, Железноводск, Теберда и Нальчик). Схема расположения этих пунктов представлена на рис. 1. В таблице 1 представлены координаты и высоты указанных пунктов. В частности, как следует из этой таблицы, исследуемые пункты над уровнем моря располагаются на высотах от 441 м (Нальчик) до 1328 м (Теберда).

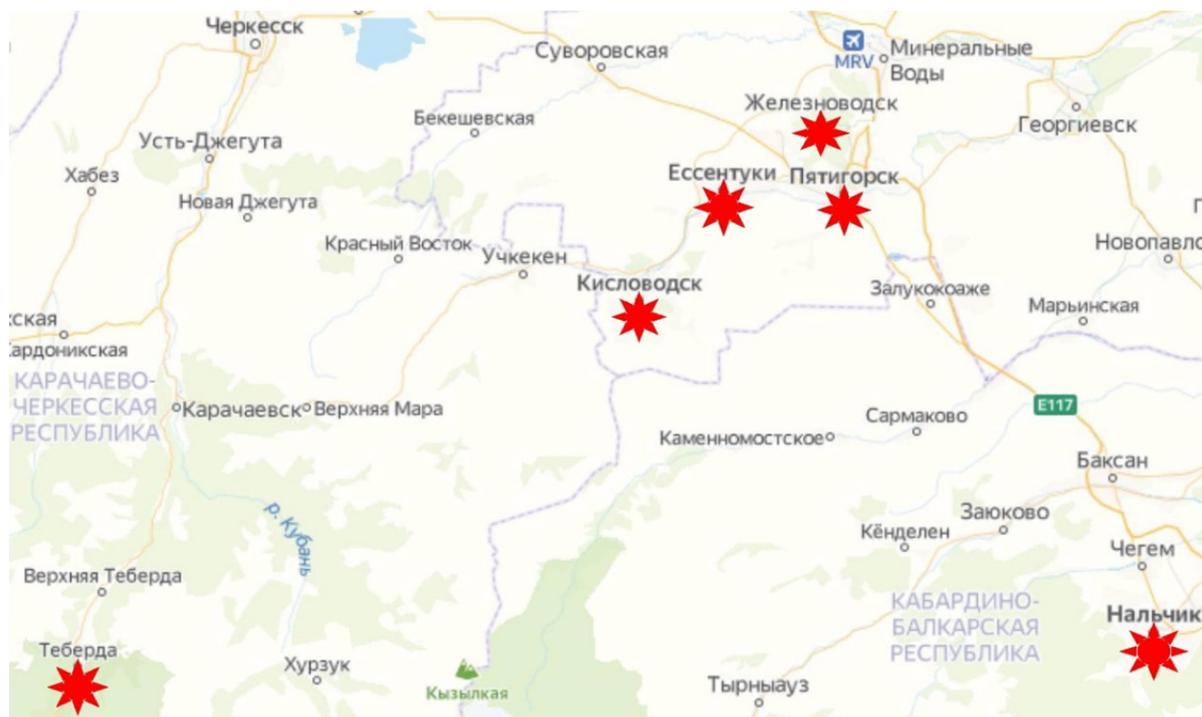


Рис. 1. Схема расположения шести пунктов исследования на СК (обозначены знаком *).

Таблица 1. Координаты и высоты шести пунктов исследования на Северном Кавказе.

| Пункт | Широта, °С.Ш. | Долгота, °В.Д. | Высота над ур. моря, м |
|--------------|---------------|----------------|------------------------|
| Кисловодск | 43.90 | 42.72 | 890 |
| Пятигорск | 44.10 | 43.00 | 576 |
| Ессентуки | 44.04 | 42.86 | 614 |
| Железноводск | 44.14 | 43.02 | 629 |
| Теберда | 43.45 | 41.73 | 1328 |
| Нальчик | 43.53 | 43.63 | 441 |

Методика исследования

В КИТ используются семь климатических переменных, связанных с пятью аспектами, необходимыми для туризма [20]: уровни дневного и суточного термического комфорта, степень влияния на туристическую активность атмосферных осадков, продолжительности солнечного сияния и ветра (вкуче с температурой воздуха). Для определения пяти суб-индексов климатического индекса туризма используются следующие климатических переменные (таблица 2): максимальная температура воздуха и минимальная относительная влажность (*Cld*), средняя температура воздуха средняя относительная влажность (*Cl_a*), продолжительность солнечного сияния (*S*), осадки (*R*) и ветер (*W*).

Таблица 2. Компоненты Климатического Индекса Туризма (КИТ).

| Аспект (суб-индекс) | Климатические переменные | Весовые составляющие суб-индекса (%) |
|---|---|--------------------------------------|
| Дневной термический комфорт (<i>Cld</i>) | Максимальная температура воздуха, (°С) | 40 |
| | Минимальная относительная влажность воздуха, (%) | |
| Суточный термический комфорт (<i>Cl_a</i>) | Средняя температура воздуха, (°С) | 10 |
| | Средняя относительная влажность воздуха, (%) | |
| Отрицательный аспект туристической активности (<i>R</i>) | Атмосферный осадки, (мм) | 20 |
| Стимулирующий аспект туристической активности (<i>S</i>) | Продолжительность солнечного сияния (час) | 20 |
| Отрицательный или стимулирующий аспект туристической активности в зависимости от своей величины и значений температуры воздуха (<i>W</i>) | Скорость ветра, (км/ч) с учетом температуры воздуха | 10 |

Величины суб-индексов КИТ определяются с помощью специальных номограмм и таблиц, представленных в работе [20]. В зависимости от значений исходных климатических данных все суб-индексы оцениваются по шкале от 0 до 5. Значение КИТ рассчитывается по следующей формуле:

$$\text{КИТ} = 8 \cdot Cld + 2 \cdot Cl_a + 4 \cdot R + 4 \cdot S + 2 \cdot W$$

Как следует из таблицы 2, в среднем, до половины вклада в значение КИТ может внести сумма суб-индексов *Cld* и *Cl_a*. Атмосферные осадки и продолжительность солнечного сияния могут внести до 20% вклада в величину КИТ, а ветер – до 10 %.

В КИО используются пять климатических переменных, связанных с тремя аспектами, необходимыми для туризма (*таблица 3, [42]*): термический комфорт (Т), эстетический (А) и физический (R и W) аспект. Пять климатических переменных, используемых для определения КИО: максимальная температура воздуха и средняя относительная влажность (Т), облачный покров (А), осадки (R) и ветер (W).

Таблица 3. Компоненты Климатического Индекса Отдыха (КИО).

| Аспект (<i>суб-индекс</i>) | Климатические переменные | Весовые составляющие суб-индекса (%) |
|------------------------------|--|--------------------------------------|
| Термический комфорт (Т) | Максимальная температура воздуха, (°C) | 40 |
| | Относительная влажность воздуха, (%) | |
| Эстетический (А) | Облачный покров, (%) | 20 |
| Физический (R) | Атмосферный осадки, (мм) | 30 |
| Физический (W) | Скорость ветра, (км/ч) | 10 |

Таблица 4. Структура рейтинга суб-индексов КИО.

| Рейтинг | Т – эффективная температура воздуха (°C) | А – среднесуточный облачный покров (%) | R- среднесуточное количество осадков (мм) | W – скорость ветра (км/час) |
|---------|--|--|---|-----------------------------|
| 10 | 23÷25 | 11÷20 | 0 | 1÷9 |
| 9 | 20÷22 26 | 1÷10 21÷30 | <3 | 10÷19 |
| 8 | 27÷28 | 0 31÷40 | 3÷5.99 | 0 20÷29 |
| 7 | 18÷19 29÷30 | 41÷50 | | |
| 6 | 15÷17 31÷32 | 51÷60 | | 30÷39 |
| 5 | 11÷14 33÷34 | 61÷70 | 6÷8.99 | |
| 4 | 7÷10 35÷36 | 71÷80 | | |
| 3 | 0÷6 | 81÷90 | | 40÷49 |
| 2 | -5÷-1 37÷39 | 90÷99 | 9÷12 | |
| 1 | <-5 | 100 | | |
| 0 | >39 | | >12 | 50÷70 |
| -1 | | | >25 | |
| -10 | | | | >70 |

Величина комплексного суб-индекса Т (эффективная температура воздуха) определяются с помощью специальной номограммы, представленной в работе [20]. В зависимости от значений исходных климатических данных все суб-индексы оцениваются по шкале от -10 до 10 (*таблица 4, [42]*). Затем значение КИО рассчитывается по следующей формуле:

$$\text{КИО} = 4 \cdot \text{T} + 2 \cdot \text{A} + 3 \cdot \text{R} + 1 \cdot \text{W}$$

В отличие от КИТ, в среднем, вклад суб-индексов КИО в его значение уменьшается равномерно, с шагом 10 %: эффективная температура воздуха – 40 %, осадки – 30 %, облачный покров – 20 %, ветер – 10 % (*таблица 3, [20]*).

Как и в случае с КИТ, при определении КИО наибольшая роль придается термическому режиму (хотя несколько ниже, чем для КИТ). Роль осадков при определении КИО выше, чем в случае с КИТ. Остальные суб-индексы по своему среднему вкладу в значения КИТ и КИО одинаковы, по 20 и 10 % (*таблица 2 и 3, [42]*).

Рейтинги «климатической привлекательности» в зависимости от значений *КИТ* и *КИО* (категории *КИТ* и *КИО*) практически совпадают (таблица 5, [20,42]).

Таблица 5. Категории *КИТ* и *КИО*.

| Рейтинг КИТ | Рейтинг КИО | Категория | Категория, сокр. |
|-------------|-------------|------------------------------|------------------|
| 90÷100 | 90÷100 | Идеальная | Идеал. |
| 80÷89 | 80÷89 | Превосходная | Превосх. |
| 70÷79 | 70÷79 | Очень хорошая | Оч. хор. |
| 60÷69 | 60÷69 | Хорошая | Хор. |
| 50÷59 | 50÷59 | Приемлемая | Приемл. |
| 40÷49 | 40÷49 | Маргинальная | Марг. |
| 30÷39 | 30÷39 | Неблагоприятная | Неблаг. |
| 20÷29 | 20÷29 | Очень неблагоприятная | Оч. неблаг. |
| 10÷19 | 10÷19 | Экстремально неблагоприятная | Экстр. неблаг. |
| - 30÷-9 | 9÷-9 | Неприемлемая | Неприемл. |
| | -10÷-20 | Неприемлемая | Неприемл. |

Результаты

Результаты исследования представлены на рис. 2-9 и в таблицах 6-14.

На рис. 2 и в таблицах 6,7 представлены данные о внутригодовом распределении значений *КИТ* и *КИО* в исследуемом регионе.

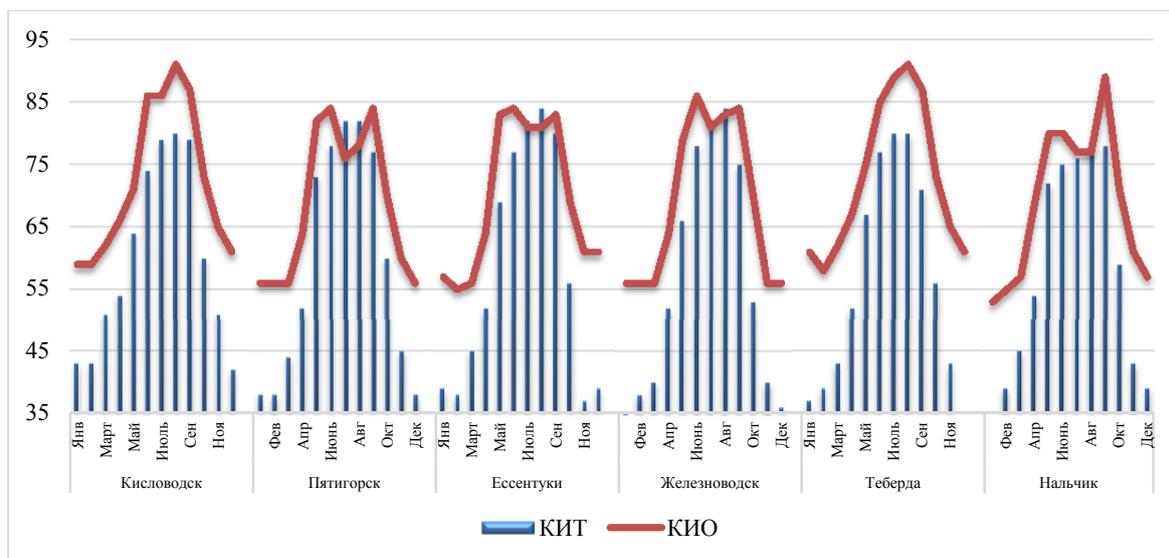


Рис.2. Внутригодовое распределение значений *КИТ* и *КИО* в шести пунктах Северного Кавказа.

Таблица 6. Месячные значения *КИТ* и *КИО* в шести пунктах Северного Кавказа с апреля по сентябрь.

| Пункт | Индекс | Апрель | Май | Июнь | Июль | Август | Сентябрь |
|------------|--------|--------|-----|------|------|--------|----------|
| Кисловодск | КИТ | 54 | 64 | 74 | 79 | 80 | 79 |
| | КИО | 66 | 71 | 86 | 86 | 91 | 87 |
| Пятигорск | КИТ | 52 | 73 | 78 | 82 | 82 | 77 |
| | КИО | 64 | 82 | 84 | 76 | 78 | 84 |
| Ессентуки | КИТ | 52 | 69 | 77 | 82 | 84 | 80 |
| | КИО | 64 | 83 | 84 | 81 | 81 | 83 |

| | | | | | | | |
|--------------|-----|----|----|----|----|----|----|
| Железноводск | КИТ | 52 | 66 | 78 | 82 | 84 | 75 |
| | КИО | 64 | 79 | 86 | 81 | 83 | 84 |
| Теберда | КИТ | 52 | 67 | 77 | 80 | 80 | 71 |
| | КИО | 67 | 75 | 85 | 89 | 91 | 87 |
| Нальчик | КИТ | 54 | 72 | 75 | 76 | 78 | 78 |
| | КИО | 69 | 80 | 80 | 77 | 77 | 89 |

Таблица 7. Месячные значения КИТ и КИО в шести пунктах Северного Кавказа с октября по март.

| Пункт | Индекс | Октябрь | Ноябрь | Декабрь | Январь | Февраль | Март |
|--------------|--------|---------|--------|---------|--------|---------|------|
| Кисловодск | КИТ | 60 | 51 | 42 | 43 | 43 | 51 |
| | КИО | 73 | 65 | 61 | 59 | 59 | 62 |
| Пятигорск | КИТ | 60 | 45 | 38 | 38 | 38 | 44 |
| | КИО | 70 | 60 | 56 | 56 | 56 | 56 |
| Ессентуки | КИТ | 56 | 37 | 39 | 39 | 38 | 45 |
| | КИО | 69 | 61 | 61 | 57 | 55 | 56 |
| Железноводск | КИТ | 53 | 40 | 36 | 34 | 38 | 40 |
| | КИО | 70 | 56 | 56 | 56 | 56 | 56 |
| Теберда | КИТ | 56 | 43 | 35 | 37 | 39 | 43 |
| | КИО | 73 | 65 | 61 | 61 | 58 | 62 |
| Нальчик | КИТ | 59 | 43 | 39 | 35 | 39 | 45 |
| | КИО | 71 | 61 | 57 | 53 | 55 | 57 |

В частности, как следует из рис. 2 и таблиц 6 и 7, в теплое полугодие (апрель-сентябрь) значения КИТ изменяются в диапазоне от 52 («Приемл.», апрель. Все пункты, кроме Кисловодска и Нальчика, где значения КИТ=54 при той же категории) до 84 («Превосх.», август. Ессентуки, Железноводск). В холодное полугодие (октябрь-март) значения КИТ изменяются в диапазоне от 34 («Неблаг.», январь. Железноводск) до 60 («Хор.», октябрь. Кисловодск, Пятигорск).

В теплое полугодие значения КИО изменяются в диапазоне от 64 («Хор.», апрель. Пятигорск, Ессентуки, Железноводск) до 91 («Идеал.», август. Кисловодск, Теберда). В холодное полугодие значения КИО изменяются в диапазоне от 53 («Приемл.», январь. Теберда) до 73 («Оч. хор.», октябрь. Кисловодск, Теберда).

Данные о статистических характеристиках значений КИТ и КИО в шести указанных пунктах Северного Кавказа представлены в таблице 8. В этой же таблице представлена информация о виде внутригодового распределения значений КИТ и КИО в этих пунктах (соответственно с рис. 2). В таблице 9 представлены данные о средних полугодических значениях КИТ и КИО в регионе исследования.

Как следует из таблицы 8 среднегодовые значения КИТ изменяются в пределах от 57 («Приемл.», Железноводск, Теберда) до 60 («Хор.», Кисловодск). Среднегодовые значения КИО изменяются в пределах от 69 («Хор.», Пятигорск, Железноводск, Нальчик) до 73 («Оч. хор.», Теберда).

Для значений КИТ наименьшая величина вариационного размаха (Макс-Мин) наблюдается в Кисловодске (38, диапазон категорий: «Марг.» – «Превосх.»), наибольшая – в Железноводске (50, диапазон категорий: «Неблаг.» – «Превосх.»).

Для значений КИО наименьшая величина вариационного размаха наблюдается в Пятигорске (28, диапазон категорий: «Приемл.» – «Превосх.»), наибольшая – в Нальчике (36, диапазон категорий: «Приемл.» – «Превосх.»).

Таблица 8. Статистические характеристики значений КИТ и КИО в шести пунктах Северного Кавказа.

| Пункт | Индекс | Среднее | Мин | Макс | Ст откл | Вид распределения |
|--------------|--------|---------|-----|------|---------|--------------------------------|
| Кисловодск | КИТ | 60 | 42 | 80 | 15 | Одномодальное: авг |
| | КИО | 72 | 59 | 91 | 12 | Одномодальное, плато: июнь-сен |
| Пятигорск | КИТ | 59 | 38 | 82 | 18 | Одномодальное, плато: июль-авг |
| | КИО | 69 | 56 | 84 | 12 | Двухмодальное: май-июнь, сен |
| Ессентуки | КИТ | 58 | 37 | 84 | 19 | Одномодальное: авг |
| | КИО | 70 | 55 | 84 | 12 | Двухмодальное: май-июнь, сен |
| Железноводск | КИТ | 57 | 34 | 84 | 19 | Одномодальное: авг |
| | КИО | 69 | 56 | 86 | 13 | Двухмодальное: июнь, сен |
| Теберда | КИТ | 57 | 35 | 80 | 18 | Одномодальное, плато: июль-авг |
| | КИО | 73 | 58 | 91 | 12 | Одномодальное: авг |
| Нальчик | КИТ | 58 | 35 | 78 | 17 | Одномодальное, плато: авг -сен |
| | КИО | 69 | 53 | 89 | 12 | Двухмодальное: май-июнь, сен |

Из таблицы 8 и рис. 2 следует, что для КИТ внутригодовое распределение его месячных значений имеет одномодальный вид. Для КИО одномодальное распределение его месячных значений наблюдается лишь в Кисловодске и Теберде, в остальных пунктах это распределение двухмодальное.

Таблица 9. Полугодовые значения КИТ и КИО в шести пунктах Северного Кавказа.

| Пункт | Индекс | Теплый период (апрель-сентябрь) | Холодный период (октябрь-март) |
|--------------|--------|------------------------------------|-----------------------------------|
| Кисловодск | КИТ | 72 | 48 |
| | КИО | 81 | 63 |
| Пятигорск | КИТ | 74 | 44 |
| | КИО | 78 | 59 |
| Ессентуки | КИТ | 74 | 42 |
| | КИО | 79 | 60 |
| Железноводск | КИТ | 73 | 40 |
| | КИО | 80 | 58 |
| Теберда | КИТ | 71 | 42 |
| | КИО | 82 | 63 |
| Нальчик | КИТ | 72 | 43 |
| | КИО | 79 | 59 |

Из таблицы 9 следует, что в теплое полугодие средние в этот сезон значения КИТ изменяются в пределах от 71 (Теберда) до 74 (Пятигорск, Ессентуки) – для всех 6 пунктов категория «Оч. хор.». Значения КИО изменяются в пределах от 78 («Оч. хор.». Пятигорск) до 82 («Превосх.». Теберда).

В холодное полугодие средние в указанный сезон значения КИТ изменяются в пределах от 40 (Железноводск) до 48 (Кисловодск) – для всех 6 пунктов категория «Марг.». Значения КИО изменяются в пределах от 58 («Приемл.». Железноводск) до 63 («Хор.». Кисловодск, Теберда).

На рис. 3 и в таблице 10 представлены данные о вкладе рейтингов Cld, Cla, R, S и W в значения КИТ с января по декабрь в шести пунктах исследования, а также средних, минимальных и максимальных величинах вклада этих рейтингов.

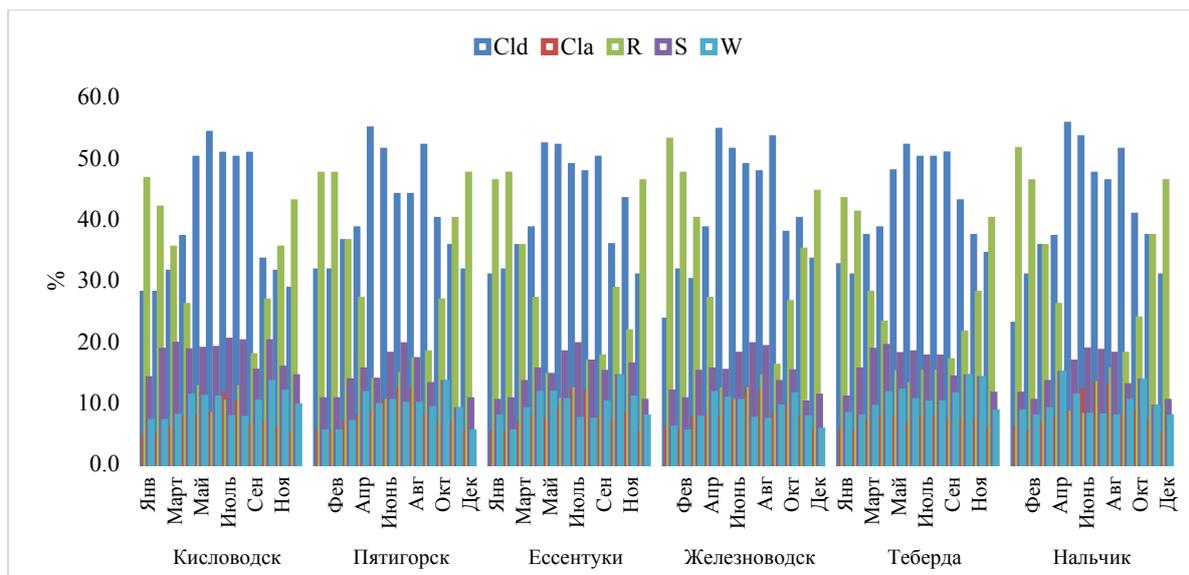


Рис.3. Вклад рейтингов Cld, Cla, R, S и W в значения КИТ с января по декабрь в шести пунктах исследования.

Таблица 10. Средние, минимальные и максимальные величины вклада рейтингов Cld, Cla, R, S и W в значения КИТ с января по декабрь в шести пунктах исследования СК, (%).

| Пункт | Параметр | Cld | Cla | R | S | W |
|--------------|----------|------------------------|------------------------|------------------------|------------------------|--------------------------------|
| Кисловодск | Мин | 27.9 (январь, февраль) | 4.7 (январь, февраль) | 8.1 (июнь) | 14.0 (январь) | 7.0 (январь, февраль) |
| | Макс | 54.1 (июнь) | 11.4 (июль) | 46.5 (январь) | 20.3 (июль) | 13.3 (октябрь) |
| | Сред | 39.4 | 7.0 | 26.3 | 17.8 | 9.5 |
| Пятигорск | Мин | 31.6 (декабрь-январь) | 5.3 (декабрь-январь) | 10.3 (июнь) | 8.9 (ноябрь) | 5.3 (декабрь-январь) |
| | Макс | 54.8 (май) | 12.2 (июль, август) | 47.4 (декабрь, январь) | 19.5 (июль) | 13.3 (октябрь) |
| | Сред | 40.9 | 7.9 | 28.8 | 13.7 | 8.7 |
| Ессентуки | Мин | 30.8 (декабрь, январь) | 5.1 (декабрь, январь) | 10.4 (июнь) | 10.3 (декабрь, январь) | 5.3 (февраль) |
| | Макс | 52.2 (май) | 12.2 (июль) | 47.2 (февраль) | 19.5 (июль) | 14.3 (октябрь) |
| | Сред | 41.4 | 7.8 | 27.0 | 14.5 | 9.4 |
| Железноводск | Мин | 23.5 (январь) | 5.3 (февраль) | 10.3 (июнь) | 10.0 (ноябрь) | 5.3 (февраль) |
| | Макс | 54.5 (май) | 12.2 (июль) | 52.9 (январь) | 19.5 (июль) | 11.5 (апрель) |
| | Сред | 40.8 | 8.2 | 28.2 | 14.5 | 8.3 |
| Теберда | Мин | 30.8 (февраль) | 5.1 (февраль) | 13.0 (июнь) | 10.8 (январь) | 7.7 (февраль) |
| | Макс | 51.9 (июнь) | 7.7 (апрель) | 43.2 (январь) | 19.2 (апрель) | 14.3 (октябрь) |
| | Сред | 42.0 | 6.8 | 25.0 | 15.7 | 10.6 |
| Нальчик | Мин | 22.9 (январь) | 5.1 (декабрь, февраль) | 8.0 (июнь) | 9.3 (ноябрь) | 7.7 (декабрь, февраль, август) |
| | Макс | 55.6 (май) | 13.2 (июль) | 51.4 (январь) | 18.7 (июнь) | 14.8 (апрель) |
| | Сред | 40.7 | 8.3 | 27.4 | 14.0 | 9.6 |

Вклад рейтинга Cld в значения КИТ в пунктах исследования меняется от 22.9 % (Нальчик, январь) до 55.6 % (Нальчик, май). Среднегодовые значения меняются незначительно, от 39.4 % (Кисловодск) до 42.0 % (Теберда). Вклад рейтинга Cla в значения КИТ в пунктах исследования меняется от 4.7 % (Кисловодск, январь, февраль) до 13.2 % (Нальчик, июль). Среднегодовые значения меняются также незначительно, от 6.8 % (Теберда) до 8.3 % (Нальчик). Вклад рейтинга R в значения КИТ варьирует от 8.0 % (Нальчик, июнь) до 52.9 % (Железноводск,

январь). Среднегодовые значения меняются, от 25.0% (Теберда) до 28.8 % (Пятигорск). Вклад рейтинга S в значения КИТ меняется от 8.9 % (Пятигорск, ноябрь) до 20.3 % (Кисловодск, июль). Среднегодовые значения меняются от 13.7 % (Пятигорск) до 17.8 % (Кисловодск). Вклад рейтинга W в значения КИТ меняется от 5.3 % (Пятигорск, декабрь, январь; Эссентуки, Железноводск, февраль) до 14.8 % (Нальчик, апрель). Среднегодовые значения меняются от 8.3 % (Железноводск) до 10.6 % (Теберда).

На рис. 4 и в таблице 11 представлены данные о вкладе рейтингов T, A, R и W в значения КИО с января по декабрь в шести пунктах исследования СК, а также средних, минимальных и максимальных величинах вклада этих рейтингов.

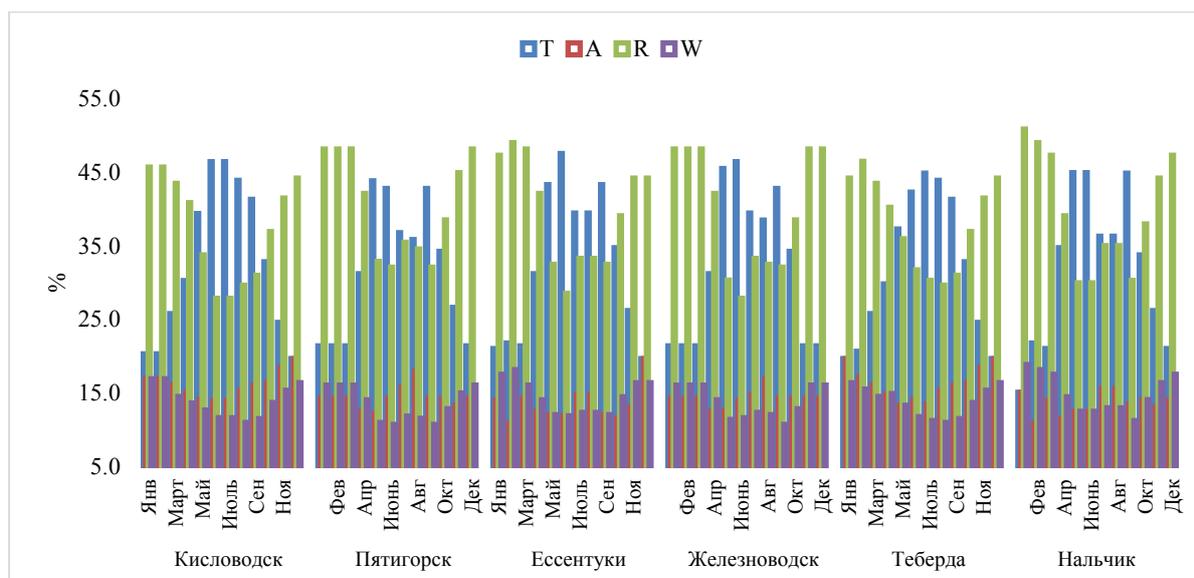


Рис.4. Вклад рейтингов T, A, R и W в значения КИО с января по декабрь в шести пунктах исследования.

Таблица 11. Средние, минимальные и максимальные величины вклада рейтингов T, A, R и W в значения КИО с января по декабрь в шести пунктах исследования СК.

| Пункт | Параметр | T | A | R | W |
|--------------|----------|--------------------|--------------------|-------------------|--------------------|
| Кисловодск | Мин | 19.7 (дек) | 14.0 (июнь,июль) | 27.9 (июнь,июль) | 11.0 (авг) |
| | Макс | 46.5 (июнь,июль) | 19.7 (дек) | 45.8 (январь,фев) | 16.9 (январь,фев) |
| | Сред | 32.6 | 16.1 | 37.4 | 13.8 |
| Пятигорск | Мин | 21.4 (дек-март) | 12.2 (май) | 32.1 (июнь, сен) | 10.7 (июнь, сен) |
| | Макс | 43.9 (май) | 17.9 (авг) | 48.2 (дек-март) | 16.1 (дек-март) |
| | Сред | 31.7 | 14.3 | 40.5 | 13.5 |
| Эссентуки | Мин | 19.7 (дек) | 10.9 (фев) | 28.6 (июнь) | 11.9 (июнь) |
| | Макс | 47.6 (июнь) | 19.7 (дек) | 49.1 (фев) | 18.2 (фев) |
| | Сред | 32.5 | 13.5 | 39.6 | 14.5 |
| Железноводск | Мин | 21.4 (ноя-март) | 12.5 (апр) | 27.9 (июль) | 10.7 (сен) |
| | Макс | 46.5 (июнь) | 16.9 (авг) | 48.2 (дек-март) | 16.1 (дек-март) |
| | Сред | 32.1 | 14.2 | 39.8 | 13.8 |
| Теберда | Мин | 19.7 (дек, январь) | 13.3 (май) | 29.7 (авг) | 11.0 (авг) |
| | Макс | 44.9 (июль) | 19.7 (дек, январь) | 46.6 (фев) | 16.4 (дек, январь) |
| | Сред | 31.9 | 16.2 | 38.0 | 13.8 |
| Нальчик | Мин | 15.1 (январь) | 10.9 (фев) | 30.0 (май, июнь) | 11.2 (сен) |
| | Макс | 45 (май, июнь) | 15.6 (июль, авг) | 50.9 (январь) | 18.9 (январь) |
| | Сред | 31.8 | 13.5 | 39.7 | 14.9 |

Вклад рейтинга Т в значения КИО в пунктах исследования меняется от 15.1 % (Нальчик, январь) до 47.6 % (Ессентуки, июнь). Среднегодовые значения практически одинаковые для всех пунктов – 32-33 %. Вклад рейтинга А меняется от 10.9 % (Ессентуки, Нальчик, февраль) до 19.7 % (Кисловодск, Ессентуки, декабрь; Теберда, декабрь, январь. Среднегодовые значения вклада рейтинга А меняются от 13.5 % (Ессентуки, Нальчик) до 16.2 % (Теберда). Вклад рейтинга R меняется от 27.9 % (Кисловодск, июнь, июль; Железноводск, июль) до 50.9 % (Нальчик, январь). Среднегодовые значения вклада рейтинга R меняются от 37.4% (Кисловодск) до 40.5% (Пятигорск). Вклад рейтинга W меняется от 10.7 % (Пятигорск, июнь, сентябрь; Железноводск, сентябрь) до 18.9 % (Нальчик, январь). Среднегодовые значения вклада рейтинга W меняются в пределах 1.4 %: 13.5-14.9% (Пятигорск, Нальчик).

В целом, сравнение данных, представленных в таблицах 10 и 11, показывает, что для КИТ и КИО в среднем за год для исследуемых пунктов вклад составляющих указанных индексов в их значения следующий.

Термический комфорт: КИТ, (Cld+Cla) – 48.5%, (диапазон: 46.4-49.2%); КИО, (Т) – 32.1 %, (диапазон: 31.7-32.6%).

Продолжительность солнечного сияния, КИТ, (S) – 15.0%, (диапазон: 13.7-17.8%); облачный покров, КИО, (А) – 14.6%, (диапазон: 13.5-16.2%).

Атмосферные осадки, (R): КИТ – 27.1%, (диапазон: 25.0-28.8%); КИО – 39.2%, (диапазон: 37.4 – 40.5%).

Скорость ветра, (W): КИТ – 9.4%, (диапазон: 8.3-10.6%); КИО – 14.1%, (диапазон: 13.5 – 14.9%).

На рис. 5-9 представлены линейные корреляционные соотношения между вкладом рейтингов составляющих КИТ с вкладом рейтингов составляющих КИО, а также между значениями КИТ и КИО в шести пунктах Северного Кавказа.

Как следует из рис. 5-8 высокая линейная корреляционная связь наблюдается между вкладом рейтинга (Cld+Cla) в значения КИТ и вкладом рейтинга Т в значения КИО, а также между вкладом рейтинга R в значения КИТ и вкладом рейтинга R в значения КИО (рис. 5 и 6). Низкая отрицательная корреляция наблюдается между вкладом рейтинга W в значения КИТ и вкладом рейтинга W в значения КИО (рис. 7). Корреляция отсутствует между вкладом рейтинга S в значения КИТ и вкладом рейтинга А в значения КИО (рис. 8).

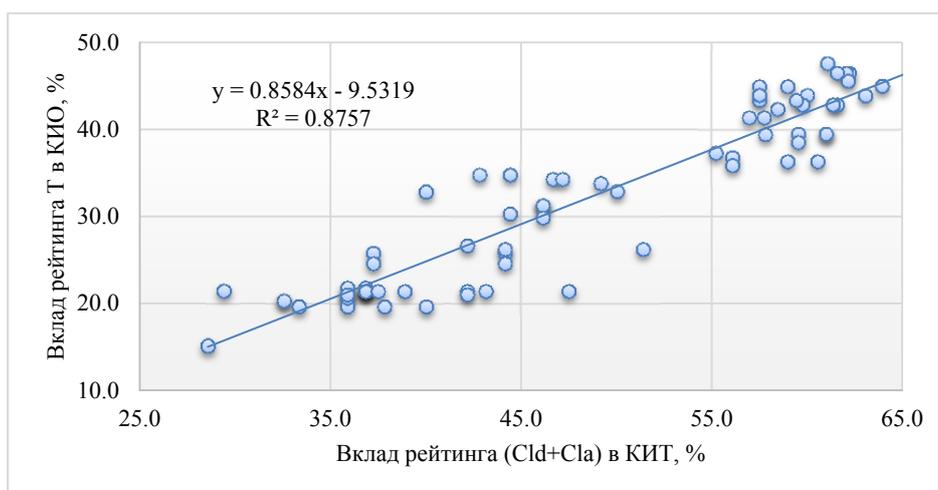


Рис.5. Линейная корреляция между вкладом рейтинга (Cld+Cla) в значения КИТ и вкладом рейтинга Т в значения КИО в шести пунктах Северного Кавказа. Коэффициент корреляции $r = 0.93$ (уровень значимости $\alpha < 0.005$, очень высокая положительная корреляция).

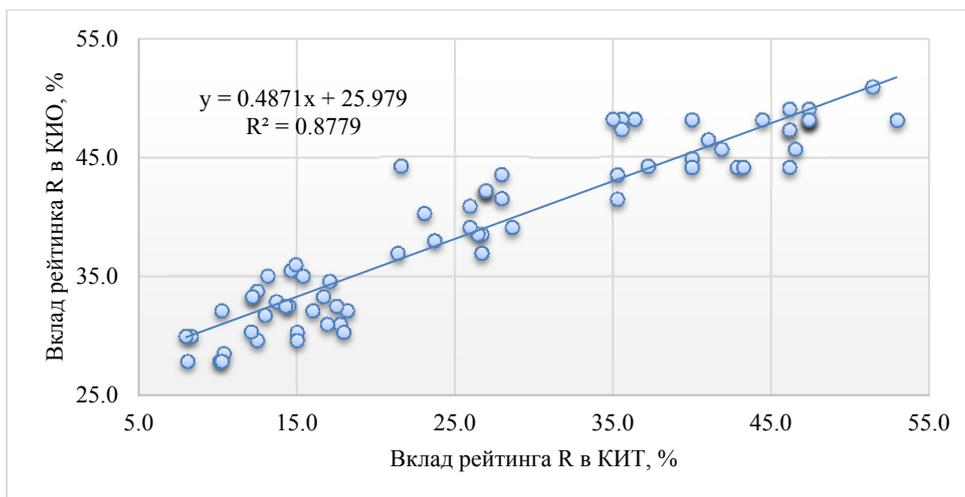


Рис.6. Линейная корреляция между вкладом рейтинга R в значения КИТ и вкладом рейтинга R в значения КИО в шести пунктах Северного Кавказа.
 $r = 0.94$ ($\alpha < 0.005$, очень высокая положительная корреляция).

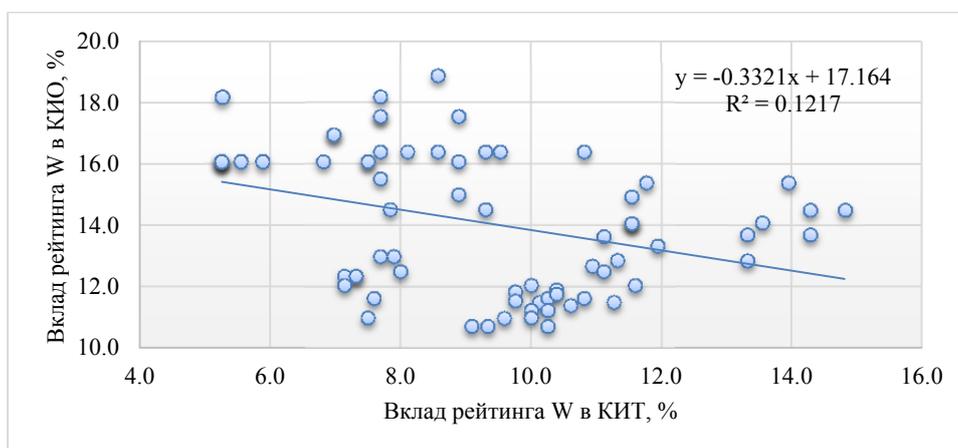


Рис.7. Линейная корреляция между вкладом рейтинга W в значения КИТ и вкладом рейтинга W в значения КИО в шести пунктах Северного Кавказа.
 $r = 0.35$ ($\alpha < 0.005$, низкая отрицательная корреляция).

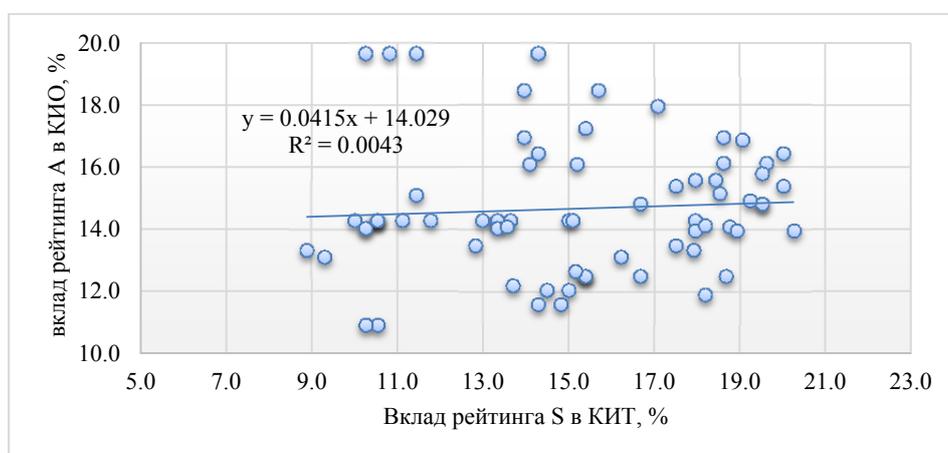


Рис.8. Линейная корреляция между вкладом рейтинга S в значения КИТ и вкладом рейтинга A в значения КИО в шести пунктах Северного Кавказа.
 $r = 0.066$ ($\alpha > 0.2$, корреляция отсутствует)

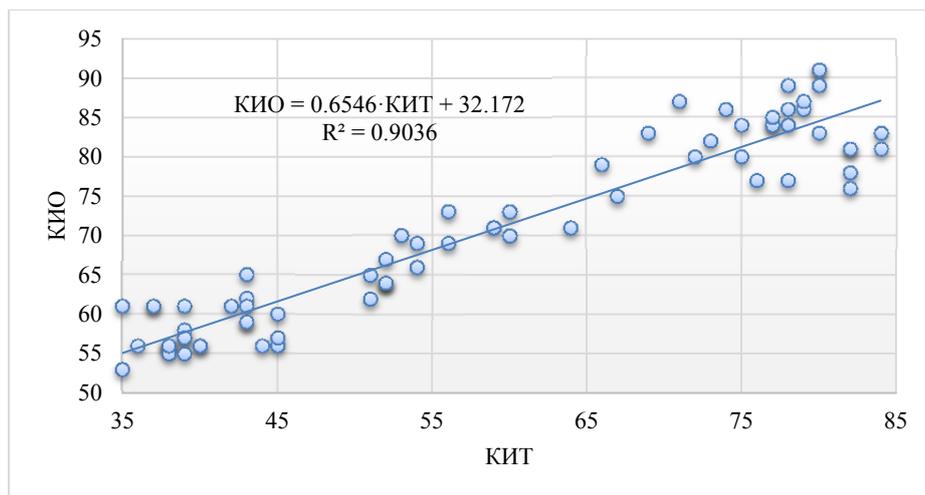


Рис.9. Линейная корреляция между значениями КИТ и КИО в шести пунктах Северного Кавказа.
 $r = 0.95$ ($\alpha < 0.005$, очень высокая положительная корреляция).

В целом, между значениями КИТ и КИО в исследуемых шести пунктах Северного Кавказа наблюдается очень высокая положительная корреляция (рис. 9). Аналогичные корреляционных связи между КИТ и КИО получены для Тбилиси и Кахетинского региона Грузии [57,59].

Таблица 12. Среднегодовые и полугодовые категории КИТ и КИО в шести пунктах Северного Кавказа.

| Пункт | Индекс | Год | Теплый период | Холодный период |
|--------------|--------|----------|---------------|-----------------|
| Кисловодск | КИТ | Хор. | Оч. хор. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Превосх. | Хор. |
| Пятигорск | КИТ | Приемл. | Оч. хор. | Марг. |
| | КИО | Хор. | Оч. хор. | Приемл. |
| Ессентуки | КИТ | Приемл. | Оч. хор. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Оч. хор. | Хор. |
| Железноводск | КИТ | Приемл. | Оч. хор. | Марг. |
| | КИО | Хор. | Превосх. | Приемл. |
| Теберда | КИТ | Приемл. | Оч. хор. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Превосх. | Хор. |
| Нальчик | КИТ | Приемл. | Оч. хор. | Марг. |
| | КИО | Хор. | Оч. хор. | Приемл. |

Таблица 13. Категории КИТ и КИО в шести пунктах СК с апреля по сентябрь.

| Пункт | Индекс | Апрель | Май | Июнь | Июль | Август | Сентябрь |
|--------------|--------|---------|----------|----------|----------|----------|----------|
| Кисловодск | КИТ | Приемл. | Хор. | Оч. хор. | Оч. хор. | Превосх. | Оч. хор. |
| | КИО | Хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Идеал. | Превосх. |
| Пятигорск | КИТ | Приемл. | Оч. хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Оч. хор. |
| | КИО | Хор. | Превосх. | Превосх. | Оч. хор. | Оч. хор. | Превосх. |
| Ессентуки | КИТ | Приемл. | Хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Превосх. |
| | КИО | Хор. | Превосх. | Превосх. | Превосх. | Превосх. | Превосх. |
| Железноводск | КИТ | Приемл. | Хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Оч. хор. |
| | КИО | Хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Превосх. | Превосх. |
| Теберда | КИТ | Приемл. | Хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Оч. хор. |
| | КИО | Хор. | Оч. хор. | Превосх. | Превосх. | Идеал. | Превосх. |
| Нальчик | КИТ | Приемл. | Оч. хор. |
| | КИО | Хор. | Превосх. | Превосх. | Оч. хор. | Оч. хор. | Превосх. |

**Таблица 14. Категории месячных значений КИТ и КИО
в шести пунктах СК с октября по март.**

| Пункт | Индекс | Октябрь | Ноябрь | Декабрь | Январь | Февраль | Март |
|--------------|--------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Кисловодск | КИТ | Хор. | Приемл. | Марг. | Марг. | Марг. | Приемл. |
| | КИО | Оч. хор. | Хор. | Хор. | Приемл. | Приемл. | Хор. |
| Пятигорск | КИТ | Хор. | Марг. | Неблаг. | Неблаг. | Неблаг. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Хор. | Приемл. | Приемл. | Приемл. | Приемл. |
| Ессентуки | КИТ | Приемл. | Неблаг. | Неблаг. | Неблаг. | Неблаг. | Марг. |
| | КИО | Хор. | Хор. | Хор. | Приемл. | Приемл. | Приемл. |
| Железноводск | КИТ | Приемл. | Марг. | Неблаг. | Неблаг. | Неблаг. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Приемл. | Приемл. | Приемл. | Приемл. | Приемл. |
| Теберда | КИТ | Приемл. | Марг. | Неблаг. | Неблаг. | Неблаг. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Хор. | Хор. | Хор. | Приемл. | Хор. |
| Нальчик | КИТ | Приемл. | Марг. | Неблаг. | Неблаг. | Неблаг. | Марг. |
| | КИО | Оч. хор. | Хор. | Приемл. | Приемл. | Приемл. | Приемл. |

Наконец, в таблицах 12-14 представлена полезная для практических целей информация о категориях среднегодовых, полугодовых и месячных значений КИТ и КИО в исследуемом регионе. Данные этих таблиц можно использовать для словесного описания биоклиматических свойств курортно-туристического потенциала указанных пунктов в зависимости от вида туризма и лечебно-рекреационной направленности.

Заклучение

В дальнейшем предусмотрено продолжение исследований биоклиматических свойств Кавказского региона с использованием современных простых и сложных биоклиматических индексов, пригодных для оценки курортно-туристического потенциала региона (биоклиматическое картирование территорий, связь биоклиматических индексов со здоровьем населения, оценка влияния изменения климата на эти индексы, прогнозирования их изменчивости и др.).

ლიტერატურა – References – Литература

1. Sheleykhovskiy G.V. Mikroklimat yuzhnykh gorodov, M., 1948, 118 s, (in Russian).
2. Landsberg H.E. The Assessment of Human Bioclimate. A Limited Review of Physical Parameters. Technical Note No 123, WMO, No 331, 1972, 37 p.
3. Rusanov V.I. Kompleksnyye meteorologicheskiye pokazateli i metody otsenki klimata dlya meditsinskikh tseley, Tomsk, izd. Tomskogo universiteta, 1981, 87 s.
4. De Freitas C. R., Grigorieva E. A. A Comprehensive Catalogue and Classification of Human Thermal Climate Indices. Int. J. Biometeorol, 59, 2015, pp. 109–120, DOI 10.1007/s00484-014-0819-3
5. Bohun R. A Discourse Concerning the Orgine and Properties of Wind. Oxford, 1671, pp. 210-213.
6. Heberden W. An Account of the Heat of July 1825; Together with Some Remarks Upon Sensible Cold. Philos. Transact. 1826, Pt. II.
7. Tsarevich Vakhushiti. Geografia Gruzii. Tiflis, 1904, 289 p., <http://dspace.gela.org.ge/handle/123456789/3968>, (in Russian).
8. Shiue I., Matzarakis A. Estimation of the Tourism Climate in the Hunter Region, Australia, in the Early Twenty-First Century. Int. Journ. Biometeorol, 55, 2011, pp. 565–574, DOI 10.1007/s00484-010-0369-2
9. Amiranashvili A.G, Bolashvili N.R., Chikhladze V.A., Japaridze N.D., Khazaradze K.R., Khazaradze R.R., Lezhava Z.L., Tsikarishvili K.D. Some New Data about the Bioclimatic Characteristics of the Village of Mukhuri (Western Georgia). Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma, v.18B, Tbilisi, 2015, pp. 107-115.

10. Çalışkan O., Çiçek İ., Matzarakis A. The Climate and Bioclimate of Bursa (Turkey) From the Perspective of Tourism. *Theoretical and Applied Climatology*, ISSN: 0177-798X, el ISSN: 1434-4483, vol. 107, iss.3–4, 2012, pp. 417–425, <https://doi.org/10.1007/s00704-011-0489-6>
11. Povolotskaya N.P., Trubina M.A. Innovation Development of Health-Resort Bio Climatology. *Kurortnaya meditsina*, ISSN: 2304-0343, № 3, 2013, pp.16-19, (in Russian).
12. Povolotskaya N.P., Slepikh V.V., Efimenko N.V., Zherlitsina L.I., Senik I.A., Urvatcheva E.E., Kirilenko A.A., Kortunova Z.V. Dynamics of Recreational Landscapes in the Resorts of the Caucasian Mineral Waters. *Kurortnaya meditsina*, ISSN: 2304-0343, № 3, 2014, pp. 9-20, (in Russian).
13. Povolotskaya N.P., Glukhov A.N., Senik I.A., Slepikh V.V. Pyatigorsk General Resort Terrenkur – Current State and Prospects. *Kurortnaya meditsina*, ISSN: 2304-0343, № 3, 2016, pp.17-25, (in Russian).
14. Povolotskaya N.P., Efimenko N.V., Zherlitsina L.I., Kaysinova A.S., Kirilenko A.A., Kortunova Z.V., Prosolchenko A.V., Senik I.A., Slepikh V.V., Urvacheva E.E. Methodological Approaches to Estimation of Bioclimate and Landscape Resort-Recreational Potential. *Kurortnaya meditsina*, ISSN: 2304-0343, № 1, 2017, pp. 2-10, (in Russian).
15. Shahraki F., Esmaelnejad M., Bostani M. K. Determining the Climate Calendar of Tourism in Sistan-Baluchestan Province, Iran. *Romanian Review of Regional Studies*, ISSN: 1841-1576, el ISSN: 2344-3707, vol. 10, Iss. 2, 2014, pp. 87-94.
16. Matzarakis A., Endler C., Nastos P.T. Quantification of Climate-Tourism Potential for Athens, Greece–Recent and Future Climate Simulations. *Global NEST Journ.*, vol. 16, No 1, 2014, pp 43-51.
17. Akbarian S.R, Ronizi G.H, Roshan R., Negahban S. Assessments of Tourism Climate Opportunities and Threats for Villages Located in the Northern Coasts of Iran. *Int. J. Environ. Res.*, ISSN: 1735-6865, № 10(4), 2016, pp. 601–612.
18. Rutty M., Steiger R., O. Demiroglu O.C., Perkins D.R.. *Tourism Climatology: Past, Present, and Future*. *Int. Journ. of. Biometeorology*. Published online: 08 January 2021. <https://doi.org/10.1007/s00484-020-02070-0>
19. Matzarakis A., Cheval S., Lin T.-P., Potchter, O. Challenges in Applied Human Biometeorology. *Atmosphere* 2021, 12, 296. <https://doi.org/10.3390/atmos12030296>
20. Mieczkowski Z. The Tourism Climate Index: A Method for Evaluating World Climates for Tourism. *The Canadian Geographer* 1985, N 29, pp. 220-233.
21. Matzarakis A., de Freitas C.R. (eds). *Proc. of the First Int. Workshop on Climate, Tourism and Recreation*. International Society of Biometeorology, Commission on Climate Tourism and Recreation, December 2001.
22. Scott D., Mc Boyle G. Using a “Tourism Climate Index” to Examine the Implications of Climate Change for Climate as a Tourism Resource. *International Society of Biometeorology. Proceedings of the First International Workshop on Climate, Tourism and Recreation*. Retrieved from <http://www.mif.uni-freiburg.de/isb/ws/report.htm>, 2001.
23. Abegg B. *Klimaänderung und Tourismus*. Zurich: Schlussbericht NFP 31. vdfHochschulverlag AG ander ETH, 1996.
24. Matzarakis A., de Freitas C., Scott D. (eds). *Advances in Tourism Climatology*. Ber. Meteorol. Inst. Univ. Freiburg Nr. 12, 2004.
25. Mendez-Lazaro P. A., Terrasa-Soler J. J., Torres-Pena C., Guzman-Gonzalez P., Rodriguez S., Aleman M., Seguinot T. Tourism and Climate Conditions in San Juan, Puerto Rico, 2000-2010. *Ecology and Society* 19(2), 2014, 11 p., <http://dx.doi.org/10.5751/ES-06380-190211>
26. Yan Fang, Jie Yin. National Assessment of Climate Resources for Tourism Seasonality in China Using the Tourism Climate Index. *Atmosphere*, ISSN 2073-4433, N 6, 2015, pp. 183-194, doi:10.3390/atmos6020183; www.mdpi.com/journal/atmosphere
27. Nhung Thu Nguyen, Bac Hoang. Bioclimatic Resources for Tourism in Tay Nguyen, Vietnam. *Ukrainian Geographical Journal*, ISSN 1561-4980, № 3, 2016, pp. 33-38, DOI: 10.15407/ugz2016.03.033.
28. Robinson D.C. *Exploring the Value of Tourism Climate Indices for 18 Locations in South Africa*. Dissertation submitted to the Faculty of Science in fulfilment of the requirements for the degree Master of Science, Johannesburg, June 2016, 282 p.

29. Toy S., Yilmaz S. Artvin İlindeki İklim Şartlarının Turizm Ve Rekreasyon Aktiviteleri Acısından Uygynlugunun Degerlendirilmesi. III Ulusal Karadeniz Ormancılık Kongresi, Cilt: IV Sayfa: pp. 1513-1522, 20-22 May 2010.
30. Toy S., Yilmaz S. Evaluation of Climatic Characteristics for Tourism and Recreation in Northeast Anatolia (TRA1 NUTS II) Region in the Example of Erzincan City Centre. *Journal of Tourism and Gastronomy Studies*, ISSN: 2147-8775, vol. 4, iss. 3, 2016, pp. 53-65, DOI: 10.21325/jotags.2016.42.
31. Farajzadeh H., Matzarakis A. Quantification of Climate for Tourism in the Northwest of Iran. *Iran Meteorol. Appl.*, 16, 2009, pp. 545–555, DOI: 10.1002/met.155.
32. Gandomkar A. Estimation and Analyse of Tourism Climate Index in Semirom Using TCI Model. *Journ. of Physical Geography*, vol. 3, No 8, Summer 2010, pp. 99 – 110.
33. Shakoor A. Investigating Biophysics and Bioclimate Effect on the Health of Tourists in Yazd Province Using Tourism Climate Index (TCI). *Int. Journ. of the Physical Sciences*, vol. 6(28), 9 November, 2011, pp. 6607-6622, DOI: 10.5897/IJPS11.1306
34. Ramazanipour M., Behzadmoghaddam E. Analysis of Tourism Climate Index of Chaloos City. *Int. Journ. of Humanities and Management Sciences (IJHMS)*, vol. 1, Iss. 5, ISSN 2320-4036; EISSN 2320-4044, 2013, pp. 290-292.
35. Ghanbari S., Karimi J. The Review of Changes in Tourism Climate Index (TCI) Isfahan (2005-1976). *Journ. of Regional Planning*, vol. 3, No 12, Winter 2014, pp. 71 – 82.
36. Hassan E.M., Varshosaz K., Eisakhani N. Analysis and Estimation of Tourism Climatic Index (TCI) and Temperature-Humidity Index (THI) in Dezfoul. 4th Int. Conf. on Environmental, Energy and Biotechnology, vol. 85 of IPCBEE, 2015, pp. 35-39, DOI:10.7763/IPCBEE. 2015. V85. 6
37. Nasabpour S., Khosravi H., Heydari Alamdarloo E. National Assessment of Climate Resources for Tourism Seasonality in Iran Using the Tourism Climate Index. *Journ. Desert*, ISSN: 2008-0875, eISSN: 475-234X, 22-2, 2017, pp. 175-186, <http://desert.ut.ac.ir>
38. Rybak O. O., Rybak E. A. Application of Climatic Indices for Evaluation of Regional Differences in Tourist Attractiveness. *Nauchnyy zhurnal KubGAU, №121(07)*, 2016, 24 p., <http://ej.kubagro.ru/2016/07/pdf/16.pdf>
39. Amiranashvili A., Matzarakis A., Kartvelishvili L. Tourism Climate Index in Tbilisi. *Trans. Of the Institute of Hydrometeorology*, vol. 115, ISSN 1512-0902, Tbilisi, 18-19 November, 2008, pp. 27-30.
40. Amiranashvili A., Chargazia Kh., Matzarakis A. Comparative Characteristics of the Tourism Climate Index in the South Caucasus Countries Capitals (Baku, Tbilisi, Yerevan). *Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue (B). Physics of Atmosphere, Ocean, and Space Plasma*, ISSN: 1512-1127, v.17, 2014c, pp. 14-25.
41. Amiranashvili A.G., Japaridze N.D., Kartvelishvili L.G., Khazaradze K.R., Matzarakis A., Povolot-skaya N.P., Senik I.A. Tourism Climate Index of in the Some Regions of Georgia and North Caucasus. *Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue B. Physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma*, ISSN: 1512-1127, v. 20B, 2017, pp. 43–64.
42. Scott D., Ruttly M., Amelung B., Tang M. An Inter-Comparison of the Holiday Climate Index (HCI) and the Tourism Climate Index (TCI) in Europe. *Atmosphere* 7, 80, 2016, 17 p., doi:10.3390/atmos 7060080www.
43. Gomez-Martin M.A. Weather, Climate and Tourism a Geographical Perspective. *Ann. Tour. Res.*, 32, 2005, p.71–591. [CrossRef]
44. Gössling S., Hall C.M. Uncertainties in Predicting Tourist Flows Under Scenarios of Climate Change. *Clim. Chang.*, 2006, pp.163–173. [CrossRef]
45. Gössling S., Hall, C.M. Uncertainties in Predicting Travel Flows: Common Ground and Research Needs. A reply to Bigano et al.. *Clim. Chang.*, 79, 2006, p. 181–183.
46. De Freitas C., Scott D., McBoyle G. A second Generation Climate Index for Tourism (CIT): Specification and Verification. *Int. J. Biometeorol.*, 52, 2008, pp. 399–407. [CrossRef] [PubMed]
47. Ruttly M., Scott D. Thermal Range of Coastal Tourism Resort Microclimates. *Tour. Geogr.*, 16, 2014, pp. 346–363. [CrossRef]

48. United Nations World Tourism Organization (UNWTO). Understanding Tourism: Basic Glossary. Available online: <http://media.unwto.org/en/content/understanding-tourism-basic-glossary> (accessed on 27 December 2012).
49. Rutty M., Scott D. Will the Mediterranean Become “Too Hot” for Tourism? A Reassessment. *Tour. Hosp. Plan. Dev.*, 7, 2010, pp. 267–281. [CrossRef]
50. Scott D., Gössling S., de Freitas C. Preferred Climates for Tourism: Case Studies from Canada, New Zealand and Sweden. *Clim. Res.*, 38, 2008, pp. 61–73. [CrossRef]
51. Rutty M., Andrey J. Weather Forecast Use for Recreation. *Weather Clim. Soc.*, 6, 2014, 293–306. [CrossRef]
52. Öztürk A., Göral R. Climatic Suitability in Destination Marketing and Holiday Climate Index. *Global Journal of Emerging Trends in e-Business, Marketing and Consumer Psychology (GJETeMCP). An Online International Research Journal (ISSN: 2311-3170)*, Vol: 4 Issue: 1, 2018, pp. 619-629.
53. Yu D. D., Matthews L., Scott D., Li S., Guo Z. Y. Climate Suitability for Tourism in China in an Era of Climate Change: A Multiscale Analysis Using Holiday Climate Index. *Current Issues in Tourism*, <https://doi.org/10.1080/13683500.2021.1956442>
54. Yu D. D., Rutty M., Scott D., Li S. A Comparison of the Holiday Climate Index: Beach and the Tourism Climate Index Across Coastal Destinations in China *International Journal of Biometeorology*, 2020, <https://doi.org/10.1007/s00484-020-01979-w>, 8 p.
55. Demiroglu O.C., F. Sibel Saygili-Araci, Aytac Pacal, C. Michael Hall, M. Levent Kurnaz. Future Holiday Climate Index (HCI) Performance of Urban and Beach Destinations in the Mediterranean. *Atmosphere* 11, 911; 2020, doi:10.3390/atmos11090911, 30 p.
56. Rutty M., Scott D., Matthews L., Burrowes R., Trotman A., Mahon R., Charles A. An Inter-Comparison of the Holiday Climate Index (HCI: Beach) and the Tourism Climate Index (TCI) to Explain Canadian Tourism Arrivals to the Caribbean. *Atmosphere*, 11, 2020, 412, doi: 10.3390/atmos11040412
57. Amiranashvili A., Kartvelishvili L., Matzarakis A. Comparison of the Holiday Climate Index (HCI) and the Tourism Climate Index (TCI) in Tbilisi. *Int. Sc. Conf. „Modern Problems of Ecology“*, Proc., ISSN 1512-1976, v. 7, Tbilisi-Telavi, Georgia, 26-28 September, 2020, pp. 424-427.
58. Amiranashvili A., Kartvelishvili L., Matzarakis A. Changeability of the Holiday Climate Index (HCI) in Tbilisi. *Trans. of M. Nodia Institute of Geophysics*, ISSN 1512-1135, vol. LXXII, 2020, pp. 129-137.
59. Amiranashvili A.G., Kartvelishvili L.G. Holiday Climate Index in Kakheti (Georgia). *Journal of the Georgian Geophysical Society*, e-ISSN: 2667-9973, p-ISSN: 1512-1127, *Physics of Solid Earth, Atmosphere, Ocean and Space Plasma*, v. 24(1), 2021, pp. 44–62.
60. Amiranashvili A.G., Revishvili A.A., Khazaradze K.R., Japaridze N.D. Connection of Holiday Climate Index with Public Health (on Example of Tbilisi and Kakheti Region, Georgia). *Journal of the Georgian Geophysical Society*, e-ISSN: 2667-9973, p-ISSN: 1512-1127, *Physics of Solid Earth, Atmosphere, Ocean and Space Plasma*, v. 24(1), 2021, pp. 63–76.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КЛИМАТИЧЕСКОГО ИНДЕКСА ТУРИЗМА И КЛИМАТИЧЕСКОГО ИНДЕКСА ОТДЫХА НА СЕВЕРНОМ КАВКАЗЕ

Амиранашвили А.Г., Поволоцкая Н.П., Сеник И.А.

Реферат

Представлены результаты сравнительного анализа Климатического Индекса Туризма и Климатического Индекса Отдыха, а также рейтингов составляющих этих индексов для шести пунктов Северного Кавказа (Кисловодск, Пятигорск, Ессентуки, Железноводск, Теберда и Нальчик).

Ключевые слова: Климатический Индекс Туризма, Климатический Индекс Отдыха, биоклиматология.

**კლიმატური ტურიზმის ინდექსისა და დასვენების კლიმატური ინდექსის
შედარებითი ანალიზი ჩრდილოეთ კავკასიაში**

ამირანაშვილი ა., პოვოლოცკაია ნ., სენიკი ი.

რეზიუმე

წარმოდგენილია კლიმატური ტურიზმის ინდექსისა და დასვენების კლიმატური ინდექსის, აგრეთვე ამ ინდექსების კომპონენტების რეიტინგების შედარებითი ანალიზის შედეგები ჩრდილოეთ კავკასიის ექვსი პუნქტისთვის (კისლოვოდსკი, პიატიგორსკი, ესენტუკი, ჟელეზნოვოდსკი, ტებერდა და ნალჩიკი).

**COMPARATIVE ANALYSIS OF THE TOURISM CLIMATE INDEX AND
THE HOLIDAY CLIMATE INDEX IN THE NORTH CAUCASUS**

Amiranashvili A., Povolotskaya N., Senik I.

Abstract

The results of a comparative analysis of the Tourism Climate Index and the Holiday Climate Index, as well as the ratings of the components of these indices for six points in the North Caucasus (Kislovodsk, Pyatigorsk, Essentuki, Zheleznovodsk, Teberda and Nalchik) are presented.

Ю Б И Л Е И ПОЗДРАВЛЯЕМ ЮБИЛЯРОВ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ С ДНЕМ РОЖДЕНИЯ

В текущем году исполняется одному из старейших сотрудников института, доктору физико-математических наук Папуне Шалвовичу Миндели – 90 лет; директору института, академическому доктору физико-математических наук Нугзару Яковлевичу Глonti – 75 лет, главному научному сотруднику академическому доктору физико-математических наук Виктору Александровичу Чихладзе – 75 лет, заместителю директора по научной части, профессору Джемалу Кукуриевичу Кириа – 70 лет. С большим уважением поздравляем их с днем рождения, желаем им всех благ и, первым долгом, крепкого здоровья, благополучия, много радостей, больших успехов как в личной жизни, так и в научной деятельности.



Папуна Шалвович Миндели – известный грузинский геофизик, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник сектора прикладной и экспериментальной геофизики, лауреат премий имени акад. М.А. Алексидзе и члена-корреспондента Национальной академии наук Грузии Э.О. Миндели. П.Ш. Миндели является на Кавказе известным исследователем состава, физических свойств и глубинного строения земной коры и верхней мантии Земли геофизическими (сейсмическими и гравиметрическими) методами.

П.Ш. Миндели родился 16 декабря 1931 года в семье педагога Ш.О. Миндели. В 1949 году закончил среднюю школу с серебряной медалью, а в 1955 году – физико-технический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова по специальности «Геофизика». С 1955 года он сотрудник созданной в Институте геофизики академиком Б.К. Балавадзе лаборатории гравиметрии, которая являлась центром научных исследований, изучающим распределение силы тяжести на поверхности Земли с целью определения ее фигуры, внутреннего строения, динамики и местоположения полезных ископаемых. В 1955-1958 годах лаборатория проводила общую гравиметрическую съемку Большого Кавказа. По разработанной методике общей гравиметрической съемки работу проводили две группы, руководство одной из групп было поручено П.Ш. Миндели. Эта группа производила измерения по особенно важному маршруту Нальчик-Терскол-Эльбрус, на склонах Эльбруса и на самой вершине (5642 м.) над уровнем моря). 16 августа 1956 года в 16 часов на гравиметрах системы Норгарда были отсчитаны значения силы тяжести на высочайшей вершине Европы – пике Эльбрус, и эту труднейшую, связанную с риском миссию, произвел молодой сотрудник Папуна Миндели. Отметим, что его сопровождал только альпинист-проводник, советы которого были очень важны для благополучного спуска с пика.

Следующим этапом деятельности П.Ш. Миндели по изучению гравитационного поля Грузии было уже погружение в глубины Черного моря. В 1958 г. он поступил в очную аспирантуру и под научным руководством акад. Б.К. Балавадзе работал над кандидатской диссертацией: «Гравитационное поле и строение земной коры бассейна Черного моря». В 1959-1961 гг. Аэрогравиметри-

ческая лаборатория Института физики Земли под руководством проф. Ю.Д. Буланже производила гравиметрическую съемку бассейнов Черного и Азовского морей. На основании договора в работах принимал участие отдел гравиметрии Института геофизики, а от имени института – П.Ш. Миндели. Были произведены погружения на подводной лодке в 944 пунктах. В итоге этой сложнейшей экспедиции была составлена уникальная гравиметрическая карта Черного моря, дающая возможность совместно с другими геологическими картами определять мощности слоев земной коры и их глубины залегания. И так – Папуна Шалвович единственный ученый измеривший величину силы тяжести на вершине горы Эльбрус и в глубоких водах Черного моря. В 1967г. П.Ш. Миндели защищает кандидатскую диссертацию. Далее в отделе гравиметрии он принимает участие во всех разработках отдела. Это: изучение вопросов аномалии силы тяжести, изучение глубинных недр Земли и установление локальных структур с целью поисков и прогнозирования полезных ископаемых, участие в цикле работ по исследованию гравитационного поля и строения земной коры Кавказа и бассейнов сопредельных морей и т.д. В 1995 году П.Ш. Миндели успешно защищает докторскую диссертацию на тему: «Гравитационное поле Восточной части Евразийского пояса Средиземного моря и строение литосферы». В 1999 году он опубликовал монографию «Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья», за которую ему была присуждена премия имени академика М.А. Алексидзе. За монографии, посвященные памяти известного ученого-горняка и общественного деятеля, чл.-корр. АН Грузии Э.О. Миндели Папуне Шалвовичу была присуждена премия имени Э.О. Миндели.

В 2003-2006 годах П.Ш. Миндели руководил отделом гравиметрии. Ныне он главный научный сотрудник сектора прикладной и экспериментальной геофизики. Научная деятельность П.Ш. Миндели весьма продуктивная. В 2009 году он был руководителем двух грантовых проектов, в последующие годы им изданы три монографии по вопросам глубинной геологии, физике земной коры. Создана геологическая, геофизическая модель земной коры для территории Грузии, построена гравитационная карта для Грузии в аномалии Буге в масштабе 1:100000 и т.д.

Нугзар Яковлевич Глонти – академический доктор физико-математических наук, директор Института геофизики, лауреат премии имени академика М.А. Алексидзе. Н.Я. Глонти родился 2 сентября 1946 года в семье педагога Я. Глонти. В 1970 году закончил факультет автоматики и вычислительной техники Грузинского технического университета. В 1970-1971 гг. служил в рядах Советской армии, в 1972-1973 гг. он – инженер Института вычислительной математики Тбилисского государственного университета им. Ив. Джавахишвили. С 1973 года Н.Я. Глонти – сотрудник отдела физики космических лучей Института геофизики. Н.Я. Глонти в отделе в основном занимался исследованием барометрического эффекта нейтронной компоненты космических лучей, разработкой алгоритмов для первичной обработки наблюденного материала, создавал специальную запоминающую систему и т.д. В 1984 году Нугзар Яковлевич защитил кандидатскую диссертацию на тему «Барометрический эффект нейтронной компоненты космических лучей и автоматизированная система обработки данных на линии ЭВМ». Н.Я. Глонти в 1991-2005 гг. – заместитель директора Института геофизики по общим вопросам и одновременно руководитель космофизической обсерватории Института. Н. Я. Глонти соавтор двух следующих изобретений: 1. «Электронный интерфейс пропорционального счетчика ионизированного излучения» (2003), который применяется в вычислительной технике, в экспериментальной физике. Н. Я. Глонти за это изобретение присвоена премия им. М. А. Алексидзе. 2. Телеметрическая система мониторинга и раннего прогнозирования оползней



С 2006 года Н.Я. Глонти – директор Института геофизики им. М.З. Нодиа. С этого времени в институте в значительной степени улучшилась научно-техническая база. В частности, япон-

ские ученые безвозмездно передали Душетской геофизической обсерватории феррозондовый магнитометр, регистрирующий в непрерывном режиме составляющие магнитного поля Земли. Приобретены: записывающее устройство сейсмических волн и сейсмопоисковая система; прибор для измерения электрического поля Земли; георадиолокационный прибор; протонный магнитометр для записи абсолютных значений магнитного поля; с целью установления водосодержащих горизонтов и для газовой планировки аппаратура чешского и немецкого производства; масспектрометр американского производства для определения стабильных изотопов; плоттер для печатания карт разных размеров; для экспедиционных работ две машины высокой проходимости и др. С 2007 года в институте были основаны Центр космических исследований, а с 2012 года – Исследовательский центр гидрогеофизики и геотермии. Институт геофизики дважды занимал первое место за проведение научных исследований на высоком научном уровне, за что Нугзар Яковлевич был удостоен премии Президиума Академии наук Грузии.

Большая заслуга Нугзара Яковлевича в том, что за столь малый бюджет он смог в институте провести следующие значительные мероприятия: приобрести серверную систему; персональные компьютеры; решить вопрос отопления и охлаждения административного корпуса и баз института; провести текущие ремонтные работы в административном корпусе и на термобарокамере; для сотрудников приобрести офисную мебель; стараниями Нугзара Яковлевича в текущем году закончено строительство новой, благоустроенной в новом стиле лаборатории космофизической обсерватории.

Н.Я. Глonti в течение многих лет занимался активной педагогической деятельностью в Тбилисском государственном университете им. Ив. Джавахишвили и в Горийском педагогическом университете. Он автор свыше 40 научных работ, в том числе трех монографий. Н.Я. Глonti – участник научного фонда Руставели и международных грантовых проектов.



Виктор Александрович Чихладзе – академический доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник Института геофизики. В.А. Чихладзе родился 26 сентября 1946 года в семье служащих. В 1969 году закончил факультет автоматики и вычислительной техники Грузинского технического университета по специальности информационно-измерительная техника (метрология). В 1969-1972 гг. работал по распределению в Военизированной службе борьбы с градом Министерства сельского хозяйства ГССР инженером, а затем старшим инженером отдела радиолокации. С 1972 года В.А. Чихладзе младший научный сотрудник Лаборатории моделирования атмосферных процессов Института геофизики АН ГССР, где сфера его интересов – оснащение тер-

мобарокамеры приборами и оборудованием, моделирование атмосферных процессов, подготовка и проведение экспериментов. С 1979 года по 1982 годы старший инженер службы метрологии, а с 1982 года по 1993 год – главный инженер-метролог Службы метрологии, где занимался вопросами расширения приборной базы Института, её ремонтом и поверкой. Одновременно сотрудничает с рядом организаций медицинского профиля, создавая экспериментальные приборы и установки и принимая участие в проведении экспериментов и анализе полученных данных. С 1993 года переходит в отдел физики облаков и активных воздействий на должность научного сотрудника, где продолжает исследования вариации концентрации приземного озона в г. Тбилиси. Результат этих исследований – защита в 2005 году диссертации на звание академического доктора физико-математических наук. В промежутке, в 2004 – 2005 годах руководил службой инженерно-технического обеспечения барокамеры и станции атмосферного электричества.

В 2005 – 2014 гг., в звании старшего научного сотрудника, расширил сферу деятельности и наряду с обслуживанием озонметра, обработкой и анализом данных по приземному озону, занялся контролем и анализом экологического состояния отдельных объектов и районов, подго-

товкой к воссозданию противорадовой службы, моделированием процесса стик-слипа. С 2014 года по настоящее время является главным научным сотрудником сектора физики атмосферы Института геофизики имени М. Нодиа Тбилисского государственного университета имени Ив. Джавахишвили. Сфера интересов – вопросы активного воздействия на атмосферные процессы, экологические измерения и анализ, лабораторное моделирование оползневых процессов. Вместе с этим принимал активное участие в проектировании сети противорадовых пусковых установок, в выборе типа и места установки метеорологического радиолокатора в Кахетии, а с августа 2014 года по май 2021 года являлся научным консультантом Департамента управления противорадовыми системами Государственного военного научно-технического центра «Дельта» Министерства обороны Грузии. Круг обязанностей – подбор, обучение и переобучение кадров, внедрение новых методов и их анализ, научный анализ работы противорадовой службы и соответствующие выводы.

В.А. Чихладзе принимал участие в выполнении национальных и международных грантов. Является автором и соавтором более 160 научных публикаций, двух монографий и одного патента на изобретение. В Google Scholar – е число цитирований его публикаций более 880, а индекс Хирша 14. В.А. Чихладзе в качестве приглашенного специалиста в течение ряда лет занимался активной педагогической деятельностью в Тбилисском государственном университете им. Ив. Джавахишвили.

Джемал Кукуриевич Кириа – академический доктор физико-математических наук, профессор, заместитель директора по научной части, лауреат премии имени академика М.А. Алексидзе. Родился 26 февраля 1951 года в г. Хоби. В 1975 году закончил факультет кибернетики и вычислительной математики Тбилисского государственного университета им. Ив. Джавахишвили. С 1975 года сотрудник Института геофизики. Сначала работал в отделе физики атмосферы, где занимался разработкой алгоритмов, созданием программ, выполнением расчетов для распознавания ливневых и градовых облаков по данным аэрологических и радиолокационных измерений. Затем работал в отделе геоэлектричества и геотермии. В отделе Дж. Кириа принимал участие в создании трехмерной стационарной геотермической и термоупругой моделей Кавказа, акваторий Черного и Каспийского морей, на основе которых была рассчитана схема распределения трехмерных термоупругих напряжений. По этим вопросам Дж. Кириа в 1984 г. защитил кандидатскую диссертацию. Затем, им в соавторстве опубликована фундаментальная монография «Трехмерная стационарная геотермическая модель Кавказа и ее геодинамические аспекты», отмеченная премией имени академика Мераба Алексидзе, который был научным консультантом вышесказанных работ. Модели дают возможность выявить связь некоторых землетрясений с термоупругими напряжениями, объяснить образование некоторых глубинных разломов и механизм образования корковой астеносферы и т.д. В настоящее время Дж. Кириа занимает должность заместителя директора, но, несмотря на перегруженность, вносит весомую лепту в успешном выполнении тематических работ отделов института, помогает во внедрении математических методов. Он разработал специальную уникальную технику для математической обработки геофизических данных. Вполне справедливо называть Дж. Кириа – главным математиком Института геофизики. Необходимо отметить, что по инициативе и в соавторстве Дж. Кириа издана вторая часть монографии акад. М.А. Алексидзе «Фундаментальные функции уравнений математической физики в приближенных решениях граничных задач».



Дж. Кириа много времени уделяет педагогической деятельности. Он профессор Горийского государственного университета. Ведет курс по высшей математике, математическому анализу, теории вероятности. Участник многих грантовых проектов по изучению геологического и геофизи-

ческого глубинного строения земной коры Грузии, по изучению природных катастроф и созданию прогностических систем. Он автор около 100 научных работ, в том числе нескольких монографий.

Л.К. Дарахвелидзе

ი უ ბ ი ლ ე ბ ი

ვულოცავთ დაბადების დღეს გეოფიზიკის ინსტიტუტის იუბილარებს

მიმდინარე წელს 90 შეუსრულდა გამოყენებითი და ექსპერიმენტალური გეოფიზიკის სექტორის მთავარ მეცნიერ თანამშრომელს, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორს პაპუნა მინდელს; 75 წელი შეუსრულდა ინსტიტუტის დირექტორს, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიურ დოქტორს ნუგზარ ლლონტს; 75 წელი შეუსრულდა ინსტიტუტის მთავარ მეცნიერ თანამშრომელს, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიურ დოქტორს ვიქტორ ჩიხლაძეს; 70 წელი შეუსრულდა ინსტიტუტის დირექტორის მოადგილეს, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიურ დოქტორს, პროფესორ ჯემალ ქირიას. იუბილარებს ვუსურვებთ დიდხანს სიცოცხლეს, ჯანმრთელობას, დიდ წარმატებებს პირად ცხოვრებასა და სამეცნიერო საქმიანობაში.

პაპუნა მინდელი – ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი, . გეოფიზიკოს-გრაფიკოს-ვიმეტრისტი. მან მნიშვნელოვანი წვლილი შეიტანა საქართველოში დედამიწის შემსწავლელი მეცნიერების განვითარებაში. პ. მინდელი დაიბადა 1931 წლის 16 დეკემბერს თბილისში, პედაგოგის ოჯახში. 1949 წელს წარჩინებით დაამთავრა თბილისის მე-6 ვაჟთა სკოლა, ხოლო 1955 წელს – მოსკოვის ლომონოსოვის სახელობის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკა-ტექნიკური ფაკულტეტი. იმავე წლიდან ის საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტის თანამშრომელია. 1956 წლიდან ის მუშაობს გრაფიკოს-ვიმეტრიის განყოფილებაში, რომელსაც აკადემიკოსი ბენედიქტე ბალავაძე ხელმძღვანელობდა. განყოფილებაში მიმდინარეობდა კავკასიის ტერიტორიის ფართოთი გრაფიკოს-ვიმეტრიული აგეგმვა, რასაც დიდი მნიშვნელობა ჰქონდა სიმძიმის ძალის ანომალიის შესწავლით დედამიწის ქერქისა და ლითონფეროს აგებულების არაერთგვაროვნების დადგენისათვის. 1955-1958 წლებში განყოფილება ატარებდა კავკასიის გრაფიკოს-ვიმეტრიულ აგეგმვას. სიმძიმის ძალის გასაზომად გამოყენებული იყო მაღალი სიზუსტის ნორგარდის სისტემის კვარცის გრაფიკოს-ვიმეტრები. აგეგმვა ჩატარდა ორი ჯგუფის მეშვეობით. აგეგმვას მარშრუტით ნალჩიკი-ტერსკოლი-იალბუხის მიმართულებით ატარებდა ჯგუფი პ. მინდელის ხელმძღვანელობით. გაზომვები ტარდებოდა აგრეთვე იალბუხის მთის ფერდობებზე და შემდეგ თვით მწვერვალზე. 16 აგვისტოს პ. მინდელმა გამყოლ მთამსვლელებთან ერთად იალბუხის მწვერვალის მიმართულებით დაიწყო სიმძიმის ძალის მნიშვნელობების გაზომვა, ხოლო 16 აგვისტოს 16 საათზე გაზომვა ჩატარდა ევროპის უმაღლეს მწვერვალზე – იალბუხზე (ზღვის დონიდან 5642 მ.).

1958 წელს ბ. ბალავაძის რეკომენდაციით პ. მინდელმა ჩააბარა გამოცდები ასპირანტურაში. მისი სადისერტაციო თემა ითვალისწინებდა შავი ზღვის ტერიტორიის გრაფიკოს-ვიმეტრიული ველის შესწავლას. 1959 წელს მოსკოვის დედამიწის ფიზიკის ინსტიტუტის აეროგრაფიკოს-ვიმეტრიულმა განყოფილებამ და გეოფიზიკის ინსტიტუტის გრაფიკოს-ვიმეტრიის განყოფილებამ ჩაატარა შავი ზღვის ღრმა ნაწილის გრაფიკოს-ვიმეტრიული აგეგმვა, ხოლო 1960-1961 წწ. წყალქვეშა გემით ჩატარდა შავი და აზოვის ზღვების მთლიანი გრაფიკოს-ვიმეტრიული აგეგმვა. დაკვირვებები ჩატარდა ზღვების 944 პუნქტში. ამრიგად პაპუნა მინდელი ერთადერთი მეცნიერია, რომელმაც გაზომა სიმძიმის ძალის მნიშვნელობები ევროპის უმაღლეს წერ-

ტილში და ზღვის სიღრმეში. შემდეგ აკად. ბ. ბალავაძესთან თანაავტორობით აქვეყნებს შავი ზღვის გრავიმეტრიული აგეგმვის შედეგებს და პირველად აუზის გრავიმეტრიულ რუკას ბუგეს ანომალიაში. 1967 წელს იცავს საკანდიდატო დისერტაციას თემაზე: „შავი ზღვის მიდამოებში დედამიწის ქერქის აგებულება და გრავიტაციული ველი“. პ. მინდელს მიღებული აქვს უფროსი მეცნიერ თანამშრომლის წოდება სპეციალობაში „გრავიმეტრია“, მას სხვადასხვა წლებში ეკავა განყოფილებაში უფროსი, წამყვანი მეცნიერ თანამშრომლის, განყოფილების გამგის მოადგილის და განყოფილების ხელმძღვანელის თანამდებობები. 1995 წელს დაიცვა დისერტაცია ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორის ხარისხის მოსაპოვებლად თემაზე: „ხმელთაშუა ზღვის ევრაზიული სარტყლის აღმოსავლეთ ნაწილის გრავიტაციული ველი და ლითოსფეროს აგებულება“. 2000 წელს მას მიენიჭა აკად. მერაბ ალექსიძის პრემია მონოგრაფიისათვის „კავკასიის და აღმოსავლეთ შუაზღვისპირეთის ლითოსფეროს გრავიტაციული მოდელი“, ხოლო 2002 წელს მონოგრაფიისათვის „სახელოვანი მამულიშვილი“ მიენიჭა ცნობილი სამთო მეცნიერის, საზოგადო მოღვაწის, საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის წევრ-კორ. ელიზბარ მინდელის სახელობის პრემია. ბოლო წლებში პ. მინდელს გამოქვეყნებული აქვს სამი მონოგრაფია დედამიწის ქერქისა და სიღრმული აგებულების საკითხებში, ხელმძღვანელობდა ორ საგრანტო პროექტს.

ნუგზარ ღლონტი – ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი, გეოფიზიკის ინსტიტუტის დირექტორი. ნ. ღლონტი დაიბადა 1946 წლის 2 სექტემბერს პედაგოგის ოჯახში. 1970 წელს დაამთავრა საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ავტომატიკისა და გამოთვლითი ტექნიკის ფაკულტეტი. 1970-1971 წლებში იმყოფებოდა საბჭოთა არმიის რიგებში. 1972-1973 წლებში ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამოყენებითი მათემატიკის ინსტიტუტის ინჟინერია, ხოლო 1973 წლიდან გეოფიზიკის ინსტიტუტის კოსმოსური სხივების ფიზიკის განყოფილების თანამშრომელი. იკვლევდა კოსმოსური სხივების ნეიტრონული კომპონენტის ბარომეტრულ ეფექტს, ამუშავებდა ალგორითმებს დანაკვირვები მასალის დასამუშავებლად, შექმნილი აქვს სპეციალური საშუალებო დამამახსოვრებელი სისტემა და სხვ.

1984 წელს ბატონმა ნუგზარმა დაიცვა საკანდიდატო დისერტაცია თემაზე „კოსმოსური სხივების ნეიტრონული კომპონენტის ბარომეტრული ეფექტი და მონაცემების დამუშავების ავტომატიზირებული სისტემა ეგმ-ის ხაზზე“. 1991-2005 წწ. ნ. ღლონტი გეოფიზიკის ინსტიტუტის დირექტორის მოადგილესა და საერთო საკითხებში. ამავე დროს ის ხელმძღვანელობდა ინსტიტუტის კოსმოფიზიკის ობსერვატორიას. ნ. ღლონტი თანაავტორია ორი გამოგონების:

1. „მაიონიზებული გამოსხივების პროპორციული მთვლელის ელექტრონული ინტერფეისი“ (2000წ.). (ზრდის ავტომატური რეგისტრაციის ეფექტურობას). გამოგონების ავტორებს 2007 წელს მიენიჭათ აკად. მერაბ ალექსიძის სახელობის პრემია.
2. მეწყრების მონიტორინგის და ადრეული შეტყობინების ტელემეტრიული სისტემა.

2006 წლიდან ნ. ღლონტი გეოფიზიკის ინსტიტუტის დირექტორია. ბატონი ნუგზარის დირექტორობის პერიოდში ინსტიტუტში მნიშვნელოვნად გაუმჯობესდა სამეცნიერო-ტექნიკური ბაზა, კერძოდ, კიოტოს უნივერსიტეტის იაპონელმა მეცნიერებმა დუშეთის გეოფიზიკურ ობსერვატორიას უსასყიდლოდ გადმოსცეს ფეროზონდული მაგნიტომეტრი, რომელიც უწყვეტ რეჟიმში ახდენს დედამიწის მაგნიტური ველის მდგენელების რეგისტრაციას; შეძენილ იქნა სეისმური ტალღების ჩამწერი ხელსაწყო და სეისმოსადიებო სისტემა; დედამიწის ელექტრული ველის გამზომი ხელსაწყო; გეორადიოლოკაციური ხელსაწყო; მაგნიტური ველის აბსოლუტური მნიშვნელობის გამზომი პროტონული მაგნიტომეტრი; წყალშემცველი ჰორიზონტის დადგენის მიზნით, გაზური აგეგმვისათვის ჩეხური

და გერმანული წარმოების აპარატურა; სტაბილური იზოტოპების განმსაზღვრელი ამერიკული წარმოების მასსპექტრომეტრი; სხვადასხვა ზომების რუკების დასაბეჭდად, პლოტერი; საექსპედიციო სამუშაოებისათვის ორი, მაღალი გამავლობის ავტომანქანა და სხვ. 2007 წლის იანვრიდან ინსტიტუტში დაარსდა კოსმოსური კვლევის ცენტრი, ხოლო 2012 წელს – ჰიდროგეოფიზიკისა და გეოთერმის კვლევითი ცენტრი. ამ პერიოდში გეოფიზიკის ინსტიტუტმა ორჯერ დაიმსახურა პირველი ადგილი სამეცნიერო კვლევების მაღალ დონეზე ჩატარებისათვის, ბატონ ნუგზარს კი მიენიჭა საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის პრეზიდიუმის პრემია.

ბატონი ნუგზარის დამსახურებაა, რომ ესოდენ მცირე ბიუჯეტის პირობებში, ინსტიტუტში გატარდა მნიშვნელოვანი ღონისძიებები: შექმნილ იქნა სერვერული სისტემა; პერსონალური კომპიუტერები; მოგვარდა ადმინისტრაციული შენობისა და ბაზების გათბობის და გაგრილების საკითხი; მიმდინარე სარემონტო სამუშაოები ჩატარდა ინსტიტუტის ადმინისტრაციულ და თერმობაროკამერის ობსერვატორიის შენობებში. გასულ წელს თანამშრომელთა სამუშაო ოთახებში დაიდგა ახალი საოფისე ავეჯი. ბატონი ნუგზარის ძალისხმევით, მიმდინარე წელს დამთავრდა კოსმოფიზიკური ობსერვატორიის ახალი, თანამედროვე სტილის, კეთილმოწყობილი ლაბორატორიის მშენებლობა.

ბატონი ნუგზარი, ადმინისტრაციულ საქმიანობასთან ერთად, აქტიურ სამეცნიერო და პედაგოგიურ მოღვაწეობას ეწევა. ის ლექციებს კითხულობდა თბილისის სახელმწიფო და გორის პედაგოგიურ უნივერსიტეტებში. ნ. ლლონტი 40 -ზე მეტი სამეცნიერო შრომის ავტორია, მათ შორის სამი მონოგრაფიის. არის რუსთაველის სამეცნიერო ფონდის და საერთაშორისო საგრანტო პროექტების თანამონაწილე.

ვიქტორ ჩიხლაძე – ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი, გეოფიზიკის ინსტიტუტის მთავარი მწეცნიერ თანამშრომელი. ვ. ჩიხლაძე დაიბადა 1946 წლის 26 სექტემბერს მოსამსახურეების ოჯახში. 1969 წელს დაამთავრა საქართველოს ტექნიკური უნივერსიტეტის ავტომატიკისა და გამოთვლითი ტექნიკის ფაკულტეტი საინფორმაციო-გამზომი ტექნიკის (მეტროლოგია) სპეციალობით. 1969-1972 წლებში განაწილებით მუშაობდა საქართველოს სოფლის მეურნეობის სამინისტროს სეტყვასთან ბრძოლის გასამხედროებულ სამსახურში რადიოლოკაციის განყოფილებაში ჯერ ინჟინრად, ხოლო შემდგომ კი უფროს ინჟინრად. 1972 წლიდან ვ. ჩიხლაძე საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტის ატმოსფერული პროცესების მოდელირების ლაბორატორიის უმცროსი მეცნიერ თანამშრომელია და მისი ინტერესების სფეროა თერმობაროკამერის აღჭურვა ხელსაწყო-დანადგარებით, ატმოსფერული პროცესების მოდელირება, ექსპერიმენტების მომზადება და ჩატარება. 1979 წლიდან 1982 წლამდე ინსტიტუტის მეტროლოგიური სამსახურის უფროსი ინჟინერია, ხოლო 1982 წლიდან 1993 წლამდე – მთავარი ინჟინერ-მეტროლოგია, სადაც მისი მთავარი ამოცანა იყო ინსტიტუტის ხელსაწყოების ბაზის გაფართოება, რემონტი და შემოწმება. ერთდრულად იგი თანამშრომლობდა სამედიცინო პროფილის მქონე რიგ დაწესებულებასთან, სადაც მონაწილეობას იღებდა ექსპერიმენტული დანადგარების და ხელსაწყოების შექმნაში, ექსპერიმენტების ჩატარებაში და მიღებული შედეგების ანალიზში. 1993 წლიდან გადადის ღრუბლების ფიზიკის და აქტიური ზემოქმედების განყოფილებაში მეცნიერ თანამშრომელის თანამდებობაზე, სადაც მის ფუნქციებში შედის ოზონის გაზომვა, ოზონომეტრების მომსახურება და რემონტი, გაზომვების შედეგების დამუშავება და ანალიზი. ვ. ჩიხლაძე იკვლევს ქ. თბილისში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ვარიაციებს. ამ კვლევების შედეგია 2005 წელს ფიზიკა-

მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორის ხარისხის მოსაპოვებლად დისერტაციის წარმატებული დაცვა. შუალედში, 2004 – 2005 წლებში სათავეში ედგა ბაროკამერის და ატმოსფეროს ელექტრობის სადგურის საინჟინროტექნიკური უზრუნველყოფის სამსახურს. 2005 – 2014 წლებში, თსუ-ს მიხეილ ნოდის გეოფიზიკის ინსტიტუტის ატმოსფეროს ფიზიკის სექტორის უფროსი მეცნიერ თანამშრომელია და მის ფუნქციებში შედის ოზონომეტრების მომსახურება, გაზომვების შედეგების დამუშავება და ანალიზი, ცალკეული რაიონების და ობიექტების ეკოლოგიური მდგომარეობის კონტროლი და ანალიზი, სეტყვის საწინააღმდეგო სამსახურის აღდგენაზე მუშაობა, სტიკ-სლიპის პროცესის მოდელირება. 2014 წლიდან დღემდე ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის (თსუ) მიხეილ ნოდის გეოფიზიკის ინსტიტუტის ატმოსფეროს ფიზიკის სექტორის მთავარი მეცნიერ თანამშრომელია. მისი ინტერესების სფეროა ატმოსფერულ პროცესებზე აქტიური ზემოქმედების საკითხები, ეკოლოგიური გაზომვები და ანალიზი, მეწყერული პროცესების ლაბორატორული მოდელირება. ამავე დროს აქტიურ მონაწილეობას იღებდა კახეთში სეტყვასაწინააღმდეგო გამშვები დანადგარების ქსელის დაპროექტებაში, მეტეოროლოგიური რადიოლოკატორის ტიპის და მისი განლაგების ადგილის შერჩევაში, ხოლო 2014 წლის აგვისტოდან 2021 წლის მაისამდე იყო სახელმწიფო სამხედრო სამეცნიერო-ტექნიკური ცენტრი „დელტა“-ს სეტყვასაწინააღმდეგო სისტემების მართვის დეპარტამენტის მეცნიერ კონსულტანტი. მისი ფუნქციებში შედიოდა პერსონალის შერჩევა, მომზადება და გადამზადება, ახალი მეთოდების დანერგვა და ანალიზი, სეტყვასაწინააღმდეგო სამსახურის მუშაობის სამეცნიერო ანალიზი და დასკვნები.

ვ. ჩიხლაძეს აქვს მიღებული აქტიური მონაწილეობა უცხოურ და ეროვნულ სამეცნიერო საგრანტო პროექტებში. იგი არის 160-ზე მეტი სტატიისა, 2 მონოგრაფიის და ერთი გამოგონების ავტორი და თანაავტორი. Google scholar-ში მისი პუბლიკაციების ციტირება 880-ს აღემატება, ხოლო ჰირშის ინდექსი 14-ა. მოწვეული სპეციალისტის კვალობაზე რიგი წლების განმავლობაში აქტიურ პედაგოგიურ მოღვაწეობას ეწეოდა ივ. ჯავახიშვილის სახ. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში (თსუ)

ჯემალ ქირია – ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი, პროფესორი, დირექტორის მოადგილე სამეცნიერო ნაწილში. დაიბადა 1951 წლის 26 თებერვალს ხობში. საშუალო სკოლა წარჩინებით დაამთავრა, 1975 წელს დაამთავრა თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის კიბერნეტიკისა და გამოყენებითი მათემატიკის ფაკულტეტი. 1975 წლიდან გეოფიზიკის ინსტიტუტის ღრუბლების ფიზიკის განყოფილების თანამშრომელია. მონაწილეობდა განყოფილების თეორიულ გამოკვლევებში, ძირითადად სეტყვის მარცვლების კოაგულაციური ზრდის კინეტიკური თეორიის დამუშავებაში. გამოკვლევებს ატარებდა გამოთვლითი მანქანის საშუალებით, რის შედეგადაც შექმნილია სეტყვასაშიშ ღრუბლებზე აქტიური ხელოვნური ზემოქმედების მართვის ავტომატიზირებული სისტემები და სხვ. შემდეგ ჯ. ქირია აგრძელებს მოღვაწეობას გეოელექტრობისა და გეოთერმიის განყოფილებაში, სადაც შეისწავლებოდა დედამიწის ქერქისა და ზედა მანტიის სიღრმული აგებულება ელექტროტელურული, მაგნიტოტელურული მეთოდებით. აღსანიშნავია, რომ ჯ. ქირიას მიერ განყოფილებაში დამუშავებულია და რეალიზებულია სხვადასხვა ალგორითმები, შემუშავებულია წიაღის თერმული გამკვრივების ალგორითმები გრავიტაციული ეფექტის გათვალისწინებით, რომელიც დაფუძნებულია თერმოდრეკადი სასაზღვრო ამოცანების ამოხსნაზე. 1984 წელს ჯ. ქირიამ წარმატებით დაიცვა საკანდიდატო დისერტაცია თემაზე: „ზოგიერთი რეგიონული თერმული და თერმოდრეკადი ამოცანების ამოხსნა“

(სამეცნიერო ხელმძღვანელები აკად. მ. ალექსიძე და მეცნ. დოქტ. გ. გუგუნივა). პირველად მსოფლიოში აკადემიკოს მ. ალექსიძის ხელმძღვანელობით შეიქმნა კავკასიის, კასპიის და შავი ზღვების აკვატორიების სამგანზომილებიანი სტაციონარული (შემდეგ არასტაციონარული) გეოთერმული და თერმოდრეკადი მოდელები. ჯ. ქირია ამ სამუშაოების აქტიური მონაწილე იყო. 2010 წელს გ. გუგუნივასთან თანაავტორობით ჯ. ქირიამ გამოაქვეყნა მონოგრაფია „კავკასიის სამგანზომილებიანი სტაციონარული გეოთერმული მოდელი და მისი გეოდინამიკური ასპექტები“, რომელიც მიეძღვნა მერაბ ალექსიძის ხსოვნას და მიენიჭა აკად. მ. ალექსიძის სახელობის პრემია. ამჟამად ბატონმა ჯემალმა შეიმუშავა გეოფიზიკურ მონაცემებისათვის სპეციალური მათემატიკური დამუშავების უნიკალური ტექნიკა, რომლის დამსახურებითაც შესაძლებელია რთული გეოფიზიკური პროცესების ანალიზი და ინტერპრეტაცია, ტრენდების და ანომალიების დეტექცია გეოფიზიკურ მონაცემებში, სუბიექტური და ობიექტური სტატისტიკური მონაცემების გამიჯვნა და სხვ. ენგურის გეოფიზიკური მონიტორინგის ჯგუფის მიერ ენგურის სადგურებიდან რეალურ დროში მიღებულ მონაცემებისთვის კლასიფიკაცია-კლასტერიზაციის ამოცანებისათვის. ბატონი ჯემალის მათემატიკური მოდელები უაღრესად სასარგებლო და სანდო ტექნიკაა, რომელიც დრომ გამოსცადა და ის შექმნილია უმაღლესი დონის მათემატიკული აპარატის საფუძველზე. ბატონი ჯემალი არის ინსტიტუტისადმი და საქმისადმი თავდადებული მეცნიერი, ამავე დროს ყველასათვის დამხმარე და მხარში მდგომი. ინსტიტუტში არ დარჩენილა ისეთი განყოფილება, რომ მას წვლილი არ შეეტანა მისი სამეცნიერო საქმიანობის წარმატებაში, განყოფილებების თემატიკაში იყენებს მათემატიკური მეთოდების დანერგვას, თამამად შეიძლება მას ეწოდოს ინსტიტუტის მთავარი მათემატიკოსი, პროფ. ჯ. ქირია ავტორია 100-მდე სტატიისა და რამოდენიმე მონოგრაფიისა. განსაკუთრებით დასაფასებელია ის, რომ ჯ. ქირიას ინიციატივით შედგენილ იქნა და 2005 წელს გამოქვეყნდა აკად. მ. ალექსიძის მონოგრაფიის „Фундаментальные функции уравнений математической физики в приближенных задачах“ მეორე ნაწილი 239 გვერდზე. ბატონი ჯემალი რამოდენიმე საგრანტო პროექტის მონაწილე და ხელმძღვანელია, რომელთა მიხედვით შეისწავლება ბუნებრივი კატასტროფების ბუნება და შედგენილია პროგნოსტიკული სისტემები, შეისწავლება დედამიწის ქერქის სიღრმული გეოლოგიური და გეოფიზიკური აგებულება. პროფ. ჯ. ქირია ეწევა პედაგოგიურ მოღვაწეობას. გორის პედაგოგიურ უნივერსიტეტში კითხულობს ლექციებს უმაღლეს მათემატიკაში, მათემატიკურ ანალიზში და ალბათობათა თეორიაში.

ლიტერატურა

1. გეოფიზიკის ინსტიტუტი – 50. „მეცნიერება“-1983წ.-143 გვ.
2. თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მიხეილ ნოდისა გეოფიზიკის ინსტიტუტი-80. თსუ-ს გამომცემლობა.-2013.-184გვ.
3. პაპუნა მინდელი. ბიბლიოგრაფია.-თსუ-ს გამომცემლობა.-2017.-108 გვ.

ლ. დარახველიძე

პროფ. ა. დიდებულიძესთან, ხელმძღვანელობს ლაბორატორიულ სამუშაოებს და კითხულობს ლექციებს ფიზიკის სხვადასხვა დარგში. 1923 წელს პროფ. ა. დიდებულიძის რჩევით მ. ნოდია გადადის სამუშაოდ თბილისის ფიზიკურ ობსერვატორიაში მისი ერთ-ერთი მთავარი განყოფილების – კარსანის მაგნიტური ობსერვატორიის ხელმძღვანელად.

კარსანის ობსერვატორიის მუშაობის აღდგენა-გაფართოებისათვის 1924 წლის სექტემბერში მ. ნოდია მიავლინეს ქ. ლენინგრადში, რუსეთის მთავარ გეოფიზიკურ ობსერვატორიაში, სადაც მუშაობდა გამოჩენილ მეცნიერთა – პ. მოლჩანოვის, ნ. კალიტინის, ს. სავინოვის, პ. ტვერსკოის და სხვ. ხელმძღვანელობით. თბილისში დაბრუნებისთანავე მ. ნოდია შეუდგა კარსანის ობსერვატორიაში დაკვირვებების აღდგენას და სათანადო კადრების მოძიებას. აქ მ. ნოდიას მიერ შესრულებული მუშაობის შესახებ დედამიწის მაგნეტიზმის ცენტრალური ინსტიტუტის დირექტორი, ლენინგრადის უნივერსიტეტის და საზღვაო აკადემიის პროფესორი ნ. როზე წერდა: „მ. ნოდიას სრულიად მოშლილ მდგომარეობაში დახვდა კარსანის მაგნიტური ობსერვატორია, რომელმაც სამოქალაქო ომის პერიოდში დაკარგა მთელი კვალიფიციური პერსონალი. მ. ნოდიას ენერგიული და კომპეტენტური საქმიანობის შედეგად გადარჩა სსრ კავშირის ერთ-ერთი ისეთი უძველესი მაგნიტური ობსერვატორიის მეცნიერული მონაპოვარი, როგორცაა ობსერვატორია თბილისში და მასთან მემკვიდრეობით დაკავშირებული ობსერვატორია კარსანში“. აქვე უნდა აღინიშნოს, რომ კარსანის ობსერვატორია ემსახურებოდა ყოფილი საბჭოთა კავშირის დიდ ტერიტორიას, სახელდობრ მის სამხრეთევროპულ ნაწილს და კასპიის, შავი და აზოვის ზღვების აკვატორიებს. ცნობილია, რომ მაგნიტური ობსერვატორიების მონაცემებზე დაყრდნობით დგება ზუსტი მაგნიტური რუკები, ამათ საფუძველზე კი შეისწავლება დედამიწის სიღრმული აგებულება, სასარგებლო წიაღისეულთა კვლევა-ძიება, კოსმოსურ სივრცეში მიმდინარე ფიზიკური პროცესები და სხვ. მ. ნოდია კარსანში იკვლევდა მაგნიტური ველის მიკროსტრუქტურას, რამაც შესაძლებლობა მისცა შეემოწმებინა, თუ რამდენად აკმაყოფილებდა ობსერვატორია საერთაშორისო ნორმებს. 1926 წელს პროფ. ნ. ტრუბიანტჩინსკიმ და მ. ნოდიას მიერ კარსანის ობსერვატორიის სტანდარტების შედარებამ პავლოვსკის ობსერვატორიის სტანდარტებთან დაადასტურა, რომ ობსერვატორიის მუშაობა სავსებით აკმაყოფილებდა საერთაშორისო ნორმებს.

1925 წელს საქართველოს კომისარიატის ბრძანებით, მ. ნოდია დაინიშნა საქართველოს გეოფიზიკური ობსერვატორიის დირექტორად. მან მისთვის ჩვეული ენერგიით შეუდგა მუშაობას, ჩამოაყალიბა რა ახალი განყოფილებები, საგრძნობლად გააფართოვა ობსერვატორიის მუშაობა, მოიწვია ფიზიკა-მათემატიკის სპეციალობის მრავალი ახალგაზრდა. ობსერვატორიაში დაიწყო დაკვირვებითი მასალის გამოცემა საერთაშორისო ნორმის გათვალისწინებით. იგი გამოდიოდა ყველა სპეციალობაში „წელიწდეულის“ სახით ქართულ, რუსულ და ერთ-ერთ უცხოურ ენებზე და გაცვლის წესით ეგზავნებოდა მსოფლიოს ყველა ობსერვატორიას. კარსანის ობსერვატორია, რკინიგზის ელექტროფიციერების გამო მომავალში ვეღარ შეძლებდა ნორმალურ ფუნქციონირებას, საჭირო გახდა მისი გადატანა ახალ საიმედო ადგილზე. შეიქმნა სათანადო კომისია მ. ნოდიას თავმჯდომარეობით. კომისიამ ახალი ობსერვატორიის ასაშენებელ ადგილად ქ. დუშეთი მიიჩნია. დუშეთის მაგნიტური ობსერვატორია ფუნქციონირებს 1935 წლიდან. 1931-1935 წლებში ჩატარდა ყოფილი საბჭოთა კავშირის ტერიტორიის გენერალური მაგნიტური აგეგმვა. მ. ნოდიას დაევალა ამიერკავკასიის ტერიტორიის მაგნიტური აგეგმვის ორგანიზაცია და სამეცნიერო ხელმძღვა-

ნელობა. სხვადასხვა დროს მოეწყო რვა მაგნიტური ექსპედიცია. მაგნიტური აგეგმვის ვადამდე წარმატებით დამთავრებასთან დაკავშირებით მ. ნოდიას და 16 მეცნიერს გამოეცხადათ სახკომსაბჭოსთან არსებული ჰიდრომეტეოროლოგიური სამსახურის ცენტრალური სამმართველოს მადლობა.

1933 წელს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკა-მათემატიკის ფაკულტეტთან მ. ნოდიას ხელმძღვანელობით ჩამოყალიბდა გეოფიზიკის კათედრა, რომელსაც ის ხელმძღვანელობდა გარდაცვალებამდე.

ბატონი მ. ნოდია იყო ინიციატორი და ერთ-ერთი დამაარსებელი სსრკ მეცნიერებათა აკადემიის ამიერკავკასიის ფილიალის საქართველოს განყოფილებასთან არსებული გეოფიზიკური ინსტიტუტისა. ინსტიტუტი დაარსდა 1933 წელს, ბატონი მიხეილი დაინიშნა ინსტიტუტის დირექტორის მოადგილედ და ერთდროულად ხელმძღვანელობდა ექსპერიმენტული გეოფიზიკის განყოფილებას. 1938 -1941 წლებში მუშაობდა გეოფიზიკის ინსტიტუტის დირექტორად. ხოლო 1941-1943 წლებში – გაერთიანებული გეოფიზიკისა და ფიზიკის ინსტიტუტის დირექტორად, 1943 წელს მან პირადი განცხადების საფუძველზე დატოვა ინსტიტუტის დირექტორის თანამდებობა. ბატონი მიხეილი 1934 წლიდან ბრძანდებოდა სსრკ მეცნიერებათა აკადემიის საქართველოს ფილიალის პრეზიდიუმის წევრი. მ.ნოდია 1937 წელს თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტში დაიცვა დისერტაცია ფიზიკა-მათემატიკის დოქტორის სამეცნიერო ხარისხის მოსაპოვებლად. დისერტაცია წარმოადგენდა ფუნდამენტურ გამოკვლევას, რომელიც მონოგრაფიის „კავკასიის ყელის მაგნიტური ველი“ სახით დაიბეჭდა გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომებში. საქართველოში ეს იყო პირველი სადოქტორო დისერტაცია დაცული გეოფიზიკის დარგში. 1938 წელს მ. ნოდიას მიენიჭა პროფესორის წოდება, 1944 წელს მიენიჭა საქართველოს მეცნიერების დამსახურებული მოღვაწის წოდება. პროფ. მ. ნოდია გეოფიზიკის ინსტიტუტში დაარსა ატმოსფეროსა და ჰიდროსფეროს განყოფილებები, პროფესორ კ. ზავრიევთან ერთად დაარსა გეოფიზიკის ინსტიტუტთან ანტისეისმური მშენებლობის ბიურო. პროფ. მ. ნოდია 1941 – 1948 წლებში მუშაობდა შეთავსებით საქართველოს პოლიტექნიკურ ინსტიტუტში ფიზიკის კათედრის გამგედ, დიდი გამოცდილების მეშვეობით კათედრის მუშაობა მაღალ მეცნიერულ-პედაგოგიურ დონეზე აიყვანა. მუშაობაში ჩააბა კათედრის, ფიზიკისა და გეოფიზიკის ინსტიტუტის თანამშრომლები და შეუდგა ზოგადი ფიზიკის კურსის შედგენას ოთხ ტომად. 1953 წელს თბილისის გეოფიზიკური ობსერვატორიის ბაზაზე დაარსა თბილისის ჰიდრომეტეოროლოგიური სამეცნიერო-კვლევითი ინსტიტუტი.

1957 წლიდან 1975 წლამდე ბატონი მიხეილი მუშაობდა გეოფიზიკის ინსტიტუტის დედამიწის მაგნეტიზმის განყოფილების გამგედ. პროფ. მ. ნოდიას ძირითადი მეცნიერული გამოკვლევები მიძღვნილია დედამიწის მაგნეტიზმის პრობლემებისადმი. მან შეისწავლა კავკასიის მაგნიტური ველი, შეადგინა მისი განაწილების რუკები. მისი ხელმძღვანელობით და მონაწილეობით შედგენილია დედამიწის მაგნიტური ველის კატალოგი. ეს 1900-1956 წლების ობსერვატორიული მონაცემები მტკიცე საფუძველს წარმოადგენენ დედამიწის მაგნეტიზმის, ატმოსფეროს ზედა ფენებისა და, აგრეთვე, მზისა და კოსმოსის გავლენით ჩვენს პლანეტაზე მიმდინარე სხვადასხვა ფიზიკური პროცესის ღრმა შესასწავლად. 1957-1959 წლებში პროფ. მ. ნოდია მონაწილეობდა საერთაშორისო გეოფიზიკური წლის ჩატარებაში. ასევე ცნობილია მისი ინიციატივით გეოფიზიკის კათედრის და საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ისტორიის, არქეოლოგიისა და ეთნოგრაფიის ინსტიტუტ-

თან ჩატარებული არქეომაგნიტური გამოკვლევები, რომელთა საფუძველზე საქართველოში დათარიღებულია 14 არქეოლოგიური ობიექტი. პროფ. მ. ნოდია ავტორია 116 შრომისა, მათ შორის მონოგრაფიების, რამოდენიმე სახელმძღვანელოსი უმაღლესი სასწავლებლების სტუდენტებისათვის, გეოფიზიკური ტერმინოლოგიის ლექსიკონის და სხვ. შრომებში ძირითადად წარმოდგენილია დედამიწის მაგნეტიზმის გამოკვლევების შედეგები. მისი ყველა ძირითადი შრომა პრაქტიკაშია დანერგილი და გამოყენებული. ბატონი მიხეილი იყო აგრეთვე მეცნიერული მიღწევების დიდი პოპულარიზატორი, უაღრესად აქტიურ შრომას ეწეოდა საზოგადოება „ცოდნაში“ მისი დაარსებისთანავე. ბატონი მიხეილი იყო „ცოდნის“ რესპუბლიკური გამგეობისა და თბილისის საქალაქო განყოფილების დედამიწის შემსწავლელ მეცნიერებათა სამეცნიერო-მეთოდური საბჭოს წევრი. მას რამოდენიმეჯერ მიღებული ჰქონდა საზოგადოება „ცოდნის“ ჯილდოები.

1941 წელს პროფესორი მ. ნოდია დაჯილდოვდა ლენინის ორდენით. გეოფიზიკური მეცნიერების განვითარებაში მიღწეული წარმატებებისათვის და საქართველოში დედამიწის მაგნიტიზმის კვლევების დაწყებიდან 125 წლისთავთან დაკავშირებით პროფ. მ. ნოდია 1970 წელს დაჯილდოვდა საქართველოს უმაღლესი საბჭოს პრეზიდიუმის საპატიო სიგელით.

პროფესორი მიხეილ ნოდია გარდაიცვალა 1975 წლის 4 აგვისტოს.

თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის №134 კაბინეტს, სადაც განთავსებული იყო მაგნიტური ლაბორატორია და ტარდებოდა კათედრის სხდომები, მიენიჭა მ. ნოდიას სახელი, იქ მოთავსდა აგრეთვე ბატონი მიხეილის ნაჩუქარი მდიდარი ბიბლიოთეკა. კათედრაზე დაარსდა პროფესორ მ. ნოდიას სახელობის სტიპენდია. 2008 წელს საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნულმა აკადემიამ სამეცნიერო-კვლევით ინსტიტუტებში, უმაღლეს სასწავლებლებში ან სხვა დაწესებულებებში მომუშავე მეცნიერების თვალსაჩინო საუკეთესო მეცნიერული ნაშრომისათვის (სამ წელიწადში ერთხელ) დააწესა მიხეილ ნოდიას სახელობითი პრემია. საქართველოს რესპუბლიკის მთავრობის 1992 წლის 17 აპრილის № 439 დადგენილებით საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის გეოფიზიკის ინსტიტუტს მიეკუთვნა გამოჩენილი ქართველი მეცნიერის პროფესორ მიხეილ ნოდიას სახელი.

ბატონი მიხეილი ბრძანდებოდა ქართული ინტელიგენციის საუკეთესო წარმომადგენელი, მას ახასიათებდა დიდი ერუდიცია მეცნიერების მრავალ დარგში, ბრწყინვალედ ფლობდა უცხო ენებს, მათ შორის – ლათინურ ენას. ცნობილია, რომ გაუსის შრომის ლათინური დედანის და მისი გერმანული თარგმანის შედარებისას ბატონმა მიხეილმა აღმოაჩინა არასწორად თარგმნილი ადგილები. ბატონი მიხეილი „იყო უდიდესი კეთილშობილების, პატიოსნების, პრინციპულობის და პირდაპირობის განსახიერება და გამოირჩეოდა ადამიანთა მიმართ კეთილმოსურნეობით“.

*გეოფიზიკის ინსტიტუტისის სამეცნიერო საბჭოს
თავმჯდომარე, აკადემიკოსი თ. ჭელიძე
ინსტიტუტის დირექტორი, აკადემიური დოქტორი ნ. ლლონტი
დირექტორის მოადგილე პროფესორი ჯ. ქირია
საგამომცემლო ჯგუფის უფრ. ლ. დარახველიძე*

ПАМЯТИ КОЛЛЕГ

ПРОФЕССОР МИХАИЛ ЗОСИМОВИЧ НОДИА (1891 – 1975)

15 августа текущего года исполнилось 130 лет со дня рождения одного из крупнейших магнитологов, видного ученого и педагога, заслуженного деятеля науки, доктора физико-математических наук, профессора Михаила Зосимовича Нодиа. Вся организационная и научная деятельность М.З. Нодиа, начиная с 1920 года, тесно связана с развитием геофизической науки в Грузии. Имя М.З. Нодиа хорошо известно среди ученых геофизиков, как автора значительных научных трудов по земному магнетизму и организатора научных исследований. Благодаря его плодотворному труду в Грузии нашли свое развитие многие направления геофизики, на базе Геофизической обсерватории Грузии им основаны новые геофизические учреждения, а именно: Управление Гидрометеорологической службы Грузии в 1932 году, Институт геофизики, Тбилисский научно-исследовательский гидрометеорологический институт в 1953 году.

Постоянная забота о расширении и углублении научной и практической деятельности геофизических учреждений, о подготовке высококвалифицированных кадров в различных областях геофизики, неутомимая деятельность по обеспечению непрерывной работы Магнитной обсерватории, обслуживающей территорию Кавказа и тщательные исследования на этой территории магнитного поля и его вековой вариации, впервые внедрение геофизических методов в практику разведки полезных ископаемых в Закавказье, постоянное совершенствование методов обсерваторских, полевых, лабораторных магнитных измерений и их обработки и интерпретации, ведение курса лекций по физике и геофизике в Тбилисском государственном университете и в Государственном политехническом институте, по геофизическим методам разведки в Закавказском горно-металлургическом институте, создание на грузинском языке первых учебников в различных областях геофизики – вот основное содержание научной деятельности профессора М.З. Нодиа.

М.З. Нодиа родился 15 августа 1891 года в с. Абаша. В 1910 году с серебряной медалью окончил Кутаисскую классическую гимназию. В 1912-1916 годах учился на физико-математическом факультете Одесского университета. В 1916-1917 гг. во время Первой Мировой войны служил в Российской армии. В 1919 г. сдал государственные экзамены в Тбилисском государственном университете и начал работать на кафедре физики у проф. А. Дидебулидзе. С 1923 г. работает в физической обсерватории Грузии, возглавил, вышедшую из строя во время мировой и гражданской войн, магнитную обсерваторию в Карсани. После стажировки в Главной геофизической обсерватории в Ленинграде, в 1924 году М.З. Нодиа энергично взялся за восстановление магнитных наблюдений в Карсани и подготовку технических кадров. Было возобновлено регулярное производство наблюдений и был обработан материал проведенных вариационных наблюдений за 1917-1924 годы. Было спасено научное достояние одной из старейших обсерваторий бывшего Советского Союза, каковой является Тбилисская обсерватория и являющаяся ее наследницей обсерватория в Карсани. Из-за электрофикации железной дороги Тбилиси-Поти была нарушена нормальная работа Карсанской обсерватории. С 1935 года, вместо Карсанской, начала функционировать Душетская магнитная обсерватория. В результате специальных исследований Душети было подобрано комиссией под председательством М.З.Нодиа. В 1925-1933 гг. М.З. Нодиа – директор Грузинской геофизической обсерватории. В 1933 году в Тбилисском государственном университете, при физико-математическом факультете М.З. Нодиа организовал кафедру геофизики и руководил ею до 1975 года. В том же году по инициативе М.З. Нодиа совместно с директором Сейсмологического института в Ленинграде проф. П.М. Никифоровым, проф. Н.И. Мухелишвили, проф. Е.И. Бюсом и доц. А.Д.Цхакая основал Геофизический инс-

титут при Грузинском отделении Закавказского филиала АН. СССР, но известно, что М.З. Нодиа «на своих плечах перенес всю тяжесть создания института».

По постановлению правительства Советского Союза в 1931-1935 гг. была проведена Генеральная магнитная съемка всей территории страны. Проведение этих работ на территории Закавказья было поручено М.З. Нодиа, оно успешно было завершено досрочно в 1934 году. В 1937 году М.З. Нодиа защитил диссертацию на соискание научной степени доктора физико-математических наук на тему «Магнитное поле Кавказского перешейка». Эта фундаментальная работа являлась первым в бывшем СССР исследованием-опытом обработки методом Гаусса-Симонова абсолютных определений Генеральной магнитной съемки. На основе 868 абсолютных пунктов на территории Кавказа М.З. Нодиа впервые составил магнитные карты действительных и теоретических составляющих поля и их изаномал, а также геомагнитных элементов. В 1938 г. М.З. Нодиа утвержден в ученое звание профессора по специальности «Геофизика».

В 1938-1943 гг. М.З. Нодиа работал директором Геофизического института, а затем объединенного Института физики и геофизики. В 1939 г. при Геофизическом институте организовал бюро антисейсмического строительства. В 1943 г. по собственному желанию ушел с поста директора, но руководил магнитным отделом, в 1957-1975 гг. был заведующим отделом земного магнетизма Института геофизики. В разное время работал зав. кафедрой физики в Грузинском политехническом институте, читал лекции по физике и геофизике в Государственном университете, впервые в Закавказье читал лекции по геофизическим методам разведки в Закавказском горно-металлургическом институте, что способствовало внедрению в практику разведки этих передовых методов в Закавказье.

В 1957-1959 гг. М.З. Нодиа как член Межведомственного комитета при Академии наук Грузии, руководил проведением магнитных исследований в Грузии по программе Международного Геофизического Года на базе магнитной обсерватории в Душети. Большое значение имеют исследования М.З. Нодиа в области палеомагнетизма горных пород и поисков и разведки месторождений полезных ископаемых магнитными методами. На территории Грузии и примыкающих территориях им установлены и изучены многочисленные локальные магнитные аномалии. Проф. М.З. Нодиа является автором более 130 научных трудов, в том числе монографий, учебников по физике, геофизике и геофизическим методам разведки, популярных книг по геофизике, научной терминологии по геофизике. Проф. А.В. Бухникашвили, директор нашего института в 1953-1972 гг., считал, что «эти учебники отличаются ясностью изложения, высоким научным уровнем, полнотой изложения и увлекательностью содержания». Общеизвестны заслуги проф. М.З. Нодиа в деле подготовки высококвалифицированных кадров по геофизике. Под его научным руководством защищено множество диссертаций, а также по его инициативе для научной подготовки и повышения квалификации направлялись кадры в научные центры в Москву и Ленинград.

За свои заслуги в области развития геофизической науки проф. М.З. Нодиа неоднократно удостоивался правительственных наград, благодарностей, еще в 1927 году за особые заслуги в деле развития Украинской метеорологической службы был награжден указом СНК Украины юбилейным значком. В Грузии, естественно, ему было присвоено звание заслуженного деятеля науки (1944 г.), в 1947 г. награжден орденом «Знак Почета», в 1961 г. – орденом Ленина, а в 1972 году награжден Почетной грамотой Президиума Верховного Совета Грузии.

Профессор Михаил Зосимович Нодиа скончался 4 августа 1975 года. Похоронен в пантеоне общественных деятелей на кладбище Ваке в Тбилиси.

На кафедре геофизики Тбилисского государственного университета основан кабинет им. проф. М.З. Нодиа, в котором размещена подаренная Михаилом Зосимовичем богатая библиотека. На кафедре учреждена стипендия им. проф. М.З. Нодиа. В 2008 году Национальная академия наук учредила премию им. проф. М.З. Нодиа. Имя Михаила Зосимовича Нодиа в 1992 году присвоено Институту геофизики Грузии.

ლიტერატურა – Литература

1. А.В. Бухникашвили, М.С. Абакелиа. Статья :М.З. Нодиа-70.- Тр. Ин-та геофиз. Т.19.-1960г. –С.259-264.
2. მ. იოსელიანი, ვ. პაპალაშვილი. მიხეილ ნოდია-100. -1991 წ. -11 გვ.
3. ი. გოგატიშვილი, ნ. ხვედელიძე. მიხეილ ნოდია-100. მეცნიერება.-1991.-30გვ.
4. მიხეილ ნოდია. ბიობიბლიოგრაფია. -მეცნიერება-2001.-70 გვ.
5. ფიზიკის ფაკულტეტის გეოფიზიკის კათედრის ისტორია. თსუ-ს გამომცემლობა.-2018 წ.-30.გვ.

*Председатель Уч. совета Инст-та геофизики академик Т.Л. Челидзе
Директор Ин-та академический доктор НЯ. Глонти
Заместитель директора профессор Дж.К. Кириа
Рук. издательской груп. Л.К. Дарахвелидзе*



ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი, ანზორ გველესიანი

2020 წლის 12 დეკემბერს გარდაიცვალა გეოფიზიკის ინსტიტუტის ატმოსფეროს ფიზიკის სექტორის მთავარი მეცნიერ-თანამშრომელი, თვალსაჩინო ფიზიკოსი-თეორეტიკოსი, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი, ატმოსფეროს, იონოსფეროს და მაგნიტოსფეროს ფიზიკის გამოჩენილი მკვლევარი, ღირსების ორდენის კავალერი, ღვაწლმოსილი მეცნიერი, ფრიად განათლებული პიროვნება, გულისხმიერი კოლეგა და მეგობარი ანზორ გველესიანი.

ა. გველესიანი დაიბადა 1937 წლის 12 აგვისტოს ქ. თბილისში მოსამსახურის ოჯახში. მამა დაეღუპა მეორე მსოფლიო ომში. დედამ, სამედიცინო დარგის მუშაკმა, ღირსეულმა პიროვნებამ მართომ აღზარდა ორი შვილი, ჩაუნერგა მათ შრომის, პატიოსნების, წიგნის და ბევრი სხვა სიკეთის სიყვარული. ანზორ გველესიანმა ოქროს მედლით დაამთავრა საშუალო სკოლა, 1960 წელს კი თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკის ფაკულტეტი სპეციალობით „თეორიული ფიზიკა“. ა. გველესიანი 1961 წლიდან გეოფიზიკის ინსტიტუტის თანამშრომელია. მუშაობის დაწყების დღიდან ის თავდადებულად ემსახურებოდა გეოფიზიკური მეცნიერების განვითარებას.. ჯერ მუშაობდა ატმოსფეროს ფიზიკის განყოფილებაში, მონაწილეობდა განყოფილებაში მიმდინარე თეორიულ და ექსპერიმენტალურ გამოკვლევებში, გაიარა საასპირანტურო კურსი და 1970 წელს ლენინგრადის ჰიდრომეტეოროლოგიურ ინსტიტუტში დაიცვა საკანდიდატო დისერტაცია

თემაზე: „სეტყვის მარცვლების ევოლუციის ზოგიერთი საკითხები“. 1974 წლიდან ა. გველესიანი აგრძელებს სამეცნიერო მოღვაწეობას ინსტიტუტში პროფ. ა. ხანთაძის მიერ ახლად გახსნილ იონოსფეროს ფიზიკის განყოფილებაში, სადაც მიმდინარეობდა თეორიული და ექსპერიმენტული ინტენსიური გამოკვლევები ზედა ატმოსფეროს ფიზიკის დარგში, 1981 წლიდან კი – თეორიული გამოკვლევები იონოსფერულ და მაგნიტოსფერული პლაზმის დინამიკაში. ა. ფრიდმანის ცნობილი თეორიის გამოყენებით ა. ხანთაძემ და ა. გველესიანმა ეტაპობრივად ამოხსნეს ზედა ატმოსფეროს დინამიკის აქტუალური საკითხები: იონოსფერული ნეიტრალური ქარების დინამიკა, პლანეტარული მასშტაბის მქონე ტურბულენტური სტრუქტურები, მაგნიტურ ჰიდროდინამიკაში ცნობილი დინამიკური შესაძლებლობის პირობები. განყოფილებაში ვითარდებოდა მაგნიტო-ჰიდროდინამიკური (მჰდ) და ელექტრო-მაგნიტური (ემ) პლანეტარული მასშტაბის მქონე ტალღების ახალი შტოების წარმოშობის შესწავლა იონოსფეროში მზის სხვადასხვა აქტივობის დროს; მეზოსფეროსა და ქვედა თერმოსფეროს ტურბულენტური არეების მეზომასშტაბური გრიგალების იერარქიის არსებობის ანალიზური შესწავლა სხვადასხვა გეოფიზიკურ არეებში (დედამიწის თხევადი ბირთვი, ოკეანე, ქვედა და ზედა ატმოსფერო, მაგნიტოსფერო) მიმდინარე კონვექციური მოძრაობების ლაბორატორიული მოდელირება. ა. გველესიანმა 1979 წელს თბილისში, გეოფიზიკის ინსტიტუტის სპეციალიზირებული საბჭოს სხდომაზე დაიცვა სადოქტორო დისერტაცია თემაზე „გამტარი ატმოსფეროს მოძრაობების კვლევები და იონოსფეროს დინამიკის პრობლემები“. 1993-2006 წლებში ხელმძღვანელობდა იონოსფეროსა და მაგნიტოსფეროს ფიზიკის განყოფილებას, 2006 წლიდან კი მზე-დედამიწის კავშირების ფიზიკის სექტორს, 2016 წლიდან ის ატმოსფეროს ფიზიკის სექტორის მთავარი მეცნიერი თანამშრომელია. ა. გველესიანი მონაწილეობდა პროექტების „საქართველოში ბუნებრივი და ანთროპოგენური ატმოსფერული მახასიათებლების და მოვლენების კვლევა უსაფრთხო ეკოსისტემების შექმნის და ეკონომიკის მდგრადი განვითარების მიზნით“ და „მზის სისტემა. მზე-დედამიწის კავშირები. გარეატმოსფერული ასტროფიზიკა“ დამუშავებაში. 2020 წლის ბოლოს მან გამოსაცემად მოამზადა ორი მონოგრაფია დედამიწის იონოსფერულ-მაგნიტოსფერული პლაზმის დინამიკის საკითხებში და საღრუბლო, ტურბულენტურ ატმოსფეროში წყლის ფაზური გადასვლების კინეტიკის შესახებ. სამწუხაროდ მონოგრაფიები გამოიცა დეკემბრის ბოლოს მისი გარდაცვალების შემდეგ.

ანზორ გველესიანი ღირსეული პიროვნება ბრძანდებოდა. ის იყო გატაცებული: ფილოსოფიით, მხატვრული ლიტერატურით, მითოლოგიით, ასტროლოგიით, თეატრით, ბალეტით. თავის ამ გატაცებებზე ის არ საუბრობდა, რადგან იყო მოკრძალებული. მისმა კოლეგებმა გავიგეთ ბოლოს, როდესაც გავეცანით მის პუბლიკაციებს სხვადასხვა გამოცემებში.. ბატონი ანზორი იყო ფენომენალური მეხსიერების მქონე ადამიანი, საინტერესო მოსაუბრე. იყო საქართველოს ბაირონის საზოგადოების წევრი, გაგზავნილი ჰქონდა ინგლისში სტატიები ბაირონის შემოქმედების შესახებ. იყო თაყვანისმცემელი და დამფასებელი უდიდესი მოცეკვავის ვახტანგ ჭაბუკიანის ხელოვნებისა, მას კარგად იცნობდნენ თბილისის ოპერისა და ბალეტის სახელმწიფო თეატრში, გრიბოედოვის სახელობის რუსულ დრამატულ თეატრში. მისმა დისშვილმა, ქალბატონმა ალამ გვიამბო, რომ ახალგაზრდობაში ის მისდევდა იოგას, კარგად თამაშობდა მაგიდის ჩოგბურთს, სმენით უკრავდა ფორტეპიანოზე, ცეკვავდა. ბატონი ანზორის კოლეგებს, მეგობრებს დიდხანს ემახსოვრებათ ეს შესანიშნავი ადამიანი და უნიჭიერესი მეცნიერი.

მოგონებები ანზორ გველესიანზე:

გეოფიზიკის ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭოს თავმჯდომარემ, აკადემიკოსმა თამაზ ჭელიძემ თავის Facebook გვერდზე ანზორ გველესიანის გარდაცვალებისთანავე გამოაქვეყნა: „ანზორი და მე თითქმის ერთდროულად მოვედით ინსტიტუტში და ამის შემდეგ მოწმე ვიყავი მისი მეცნიერების ერთგული მსახურებისა. მისი შრომები ატმოსფეროს და იონოსფეროს ფიზიკის დარგში გამოირჩევა ორიგინალობით და მიდგომის სიღრმით. ის ნამდვილად საერთაშორისო დონის მეცნიერი იყო. ეს უაღრესად კეთილი, ღრმად განათლებული, უანგარო კაცი, გამორჩეული თავისი სიყვარულით პოეზიისა და ოპერისადმი ძალიან დაგვაკლდება ჩვენ და ქართულ გეოფიზიკას“.

გეოფიზიკის ინსტიტუტის ზღვის დინამიკისა და ატმოსფეროს მოდელირების სექტორის ხელმძღვანელი, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი: „ბატონ ანზორს 30 წელი ვიცნობდი მას შემდეგ, რაც გეოფიზიკის ინსტიტუტის თანამშრომელი გავხდი. მრავალი წლის განმავლობაში ერთ ოთახში ვიჯექით. ერთობლივი სტატიაც გვაქვს გამოქვეყნებული უცხოეთის ერთ-ერთ სამეცნიერო ჟურნალში. ყოველთვის მანც-ვიფრებდა მისი უდიდესი შრომისუნარიანობა. მაგონდება 90-იანი წლები, როდესაც დაარსდა ჩვენი ინგლისურენოვანი ჟურნალი „Journal of the Georgian Geophysical Society“. რთული იყო უცებ გადართვა ერთი ენიდან მეორეზე და სამეცნიერო პუბლიკაციების ინგლისურ ენაზე მომზადება. ბატონმა ანზორმა უმძიმესი ტვირთი იკისრა, იგი იყო თითოეული სტატიის რედაქტორი, რასაც იგი სიცოცხლის ბოლომდე პირნათლად და პატიოსნად ასრულებდა. იგი იყო მაღალკვალიფიციური სპეციალისტი იონოსფეროსა და ღრუბელთა მიკროფიზიკის დარგში. მაგრამ მისი ინტერესების სფერო ძალზედ ფართო იყო და მარტო გეოფიზიკური პრობლემებით არ შემოიფარგლებოდა. ყოველთვის მაცვებდა და მხიბლავდა მისი ფართო ერუდიცია. იყო ბალეტის დიდი მოყვარული და პროფესიონალურ დონეზე მცოდნე, ბაირონის პოეზიის ბრწყინვალე მცოდნე და შემფასებელი და ა.შ. დასანანია, რომ იგი ვეღარ შემოაღებს ჩვენი სამუშაო ოთახის კარს მისთვის დამახასიათებელი ღიმილით და იუმორით. მშვიდობით ძვირფასო ანზორ, ნათელში იყოს შენი სული.“.

ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის გამოყენებითი მათემატიკის ინსტიტუტის მათემატიკური მოდელირების და რიცხვითი მეთოდების განყოფილების ხელმძღვანელი, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა დოქტორი, პროფესორი თამაზ ვაშაყმაძე: „ძნელია შეეგუო იმ მოვლენას, აიტანო დარტყმა, სათანადო პატივი მიაგო იმ დიდ პიროვნების ხსოვნას, რომელიც უკავშირდება პროფესორ ანზორ გველესიანის გარდაცვალებას. პირველ რიგში მეცნიერებამ ფიზიკა-მათემატიკის მიმართულებით დაჰკარგა ნიჭიერი მკვლევარი, შრომისმოყვარე და ფართოდ ერუდიტი არა მარტო გეოფიზიკის, არამედ მომიჯნავე დარგებში, რომელიც უთავსებდა ახალ მეცნიერულ მიღწევებს ექსპერიმენტალური მონაცემების ღრმად გააზრებასა და მათ მისადგებას თეორიული ხასიათის შედეგებისადმი. ჩემი საწიერიდან ძნელია მოინახოს გეოფიზიკოსი, რომლისთვისაც მისაწვდომი იყო თანამედროვე ფიზიკის უახლესი მიღწევები. განსხვავებული ხასიათის მათემატიკურ აპარატთან ქართული გეოფიზიკის თვალსაჩინო მიღწევების ნუსხაში იკვეთებოდა ან თეორიული, ან პრაქტიკული ხასიათის სამუშაოებისადმი გამორჩეული განსხვავება და ინტერესი. პროფესორ ანზორ გველესიანის სამეცნიერო მემკვიდრეობაში ამ ზღვარის გავლება თითქმის შეუძლებელია, რაზეც მიუთითებს სიცოცხლის ბოლო წუთებში გამოქვეყნებული ორი მონოგრაფია.“

ამ მცირე მოცულობის მოგონებაში შეუძლებელია პროფესორ ანზორ გველესიანის მეცნიერული შედეგების მიმოხილვაც კი, აუცილებელია მისი მოღვაწეობის იმ მხარის გვერდითავე, რაც განსვენებულის ინტერესების მიღმა არ დარჩენილა. პროფესორი ა. გველესიანი გახლდათ ოთხენოვანი (ქართული, რუსული, სომხური, ინგლისური) პოეზიის ფაქიზი და დახვეწილი მსახური, ჯორჯ გორდონ ბაირონის საერთაშორისო საზოგადოების წევრი, კლასიკური ოპერისა და საბალეტო ხელოვნების საზოგადოების მიერ აღიარებული მაღალპროფესიული დონის მქონე სპექტაკლების დაუღლეი მსმენელი და მყურებელი, განცდილის თავისებურად გადმოცემისა და ანალიზის დიდოსტატი. თვალსაჩინო მაგალითს წარმოადგენს „რუსკი კლუბის“ ფურცლებზე დაბეჭდილი მისი ღრმა ხასიათის სტატიები.

სიმართლის ძიებაში პროფ. ანზორ გველესიანი უმაგალითო გახლდათ. იგი თავისებურად რამოდენიმე კვირასა თუ თვეს უთმობდა უწყვეტ ფიქრს, რათა განეჭვრიტა სიახლე, დამახასიათებელი ადამიანის ფენომენისა.

ლ. დარახველიძე

ДОКТОР ФИЗ.-МАТ. НАУК АНЗОР ИОСИФОВИЧ ГВЕЛЕСИАНИ

12 декабря 2020 года скончался главный научный сотрудник Института геофизики, доктор физико-математических наук, известный исследователь физики атмосферы, ионосферы и магнитосферы, кавалер ордена Чести Грузии, замечательный человек Анзор Иосифович Гвелесиани.

А.И. Гвелесиани родился 12 августа 1937 года в Тбилиси, в семье служащих. Отец, историк по образованию, участник Великой Отечественной войны 1941-1945 гг., погиб на фронте. Мать- филолог по образованию, оставшись одна с двумя детьми, занялась медицинской службой и воспитала двух образованных, влюбленных в книгу личностей. А. И. Гвелесиани в 1955 г. окончил среднюю школу с золотой медалью, а в 1960 году – физический факультет Тбилисского государственного университета по специальности «Теоретическая физика». В университете он учился очень хорошо, выделялся среди однокурсников тем, что лучше других мыслил, делал правильные выводы по всем интересующим со-курсников вопросам, пропадал в Публичной библиотеке, которая всегда являлась центром образования. В 1958 году был на целине вместе со студентами университета. С 1961 года А.И. Гвелесиани – сотрудник Института геофизики. Работал в отделе физики атмосферы, учился в заочной аспирантуре и в 1970 году в Ленинградском гидрометеорологическом институте защитил кандидатскую диссертацию на тему: «Некоторые вопросы эволюции градовых частиц». Им теоретически и экспериментально была исследована кинетика и гидродинамика отрыва жидких пленок воды с поверхности ледяных частиц различной формы и столкновения капель воды с ними с учетом сопровождающих эти процессы фазовых переходов при наличии и отсутствии внешнего электрического поля.

В 1973 году в связи с развитием теоретических и экспериментальных исследований в области физики верхней атмосферы под руководством проф. А.Г. Хантадзе в институте была основана лаборатория ионосферы. Ведь ионосфера расположена между слоями атмосферы снизу и магнитосферной плазмы – сверху. В ионосфере происходят многочисленные возмущения с большим пространственным и временным спектром, которые изучались в лаборатории. С 1981 года в связи с интенсивным развитием работ по физике магнитосферы Земли лаборатория была переименована в отдел ионосферы и магнитосферы. Отдел занялся теоретическими исследованиями динамики ионосферной и магнитосферной плазмы, диффузионной кинетикой вол-

новых процессов и магнитной гидродинамикой проводящей атмосферы. Изучались собственные колебания магнитосферы на основе исследований волн Россби. А.И. Гвелесиани интересовали эти вопросы, и он в 1974 г. перешел в лабораторию ионосферы. А.Г. Хантадзе и А.И. Гвелесиани наметили пути поэтапного моделирования крупномасштабных динамических процессов. А.И. Гвелесиани нашел новые категории движения, обобщил некоторые вращательные движения проводящих циклонов и антициклонов и нашел два класса решений для низкой с конечной проводимостью атмосферы. Совместно с проф. А.Г. Хантадзе впервые была построена система циркуляционных ячеек в меридиональном и горизонтальном сечениях, являющаяся наглядной иллюстрацией трехмерной циркуляции атмосферы на ионосферных уровнях. В общем комплексе работ по исследованию динамического режима в верхней атмосфере проведен цикл аналитических работ, позволивших построить различные теоретические модели области F-ионосферы и раскрыть физический механизм ее формирования

В 1979 году, на заседании Специализированного Совета Института геофизики А.И. Гвелесиани успешно защищает диссертацию на соискание ученой степени доктора физико-математических наук на тему: «Исследование движений проводящей атмосферы и проблемы физики ионосферы». В 1983 году он был утвержден в звании старшего научного сотрудника по специальности «Геофизика». С 1993 года руководил отделом ионосферы и магнитосферы, а с 2006 года руководил Сектором физики солнечно-земных связей. С 2016 года А.И. Гвелесиани главный научный сотрудник Сектора физики атмосферы. В ноябре 2020 года он успел подготовить к изданию две монографии «К вопросу о динамике ионосферно-магнитосферной плазмы Земли», в которой представлены результаты собственных исследований в области физики ионосферы и магнитосферы за последние десятилетия и монографию «Кинетика фазовых переходов воды в чистой и облачной турбулентной атмосфере», выполненную в Секторе физики атмосферы. В первой монографии развивается метод условий динамической возможности движения применительно к вязкой проводящей атмосфере для чисто МГД- и крупномасштабных циркуляционных типа циклонических и антициклонических движений в ионосфере; дается аналитическая трехмерная модель движений в ионосфере и численно строится система горизонтальных ветров в планетарном масштабе; дается трехмерная глобальная модель системы крупномасштабных ветров и меридиональных циркуляционных движений; дается аналитическая теория структуры ветровых и волновых движений в ионосфере. Во второй монографии рассматриваются эксперимент и теория моделирования процессов роста и таяния ледяных сфер, изучается и теоретически объясняется внутренняя структура искусственных и естественных градин; рассмотрены случаи градобитий на основе развитой теории эволюции градин; теоретически изучается эволюция парового пузырька в переохлажденной перегретой воде, как вариационная задача; получены соответствующие уравнения и их решения в аналитической форме и эмпирические формулы, обобщающие известные классические результаты. А.И. Гвелесиани был автором около 70 научных статей, трех монографий. Под его научным руководством защищено несколько кандидатских диссертаций. Он был членом редакционной коллегии издаваемых в Институте геофизики сборников «Труды института» и Журнала геофизического общества Грузии (в двух сериях, на английском языке). Позже он стал заместителем Главного редактора этих сборников. Необходимо отметить, что он не только принимал участие в редактировании этих журналов, но и по своей инициативе корректировал английские тексты журналов геофизического общества.

Анзор Иосифович Гвелесиани был блестяще образованной личностью, эрудитом широкого масштаба, но, как истинный интеллигент, никогда не показывал, что он выше по знаниям. Он был многогранным ученым, был большим знатоком искусства, философии, досконально изучал творчество любимых поэтов, цитировал их. Известно, что Анзор Иосифович увлекался балетом, но не просто как зритель, а как знаток и ценитель этого искусства. Его хорошо знали в

Тбилисском Академическом театре оперы и балета. Ему был предоставлен пропуск и разрешение садиться в первом ряду во время спектаклей. Он высоко ценил творчество «великого танцовщика и хореографа Вахтанга Чабукиани», выступил на оперной сцене с великолепной речью в связи с семидесятилетним юбилеем В.М. Чабукиани, чем очень изумил теоретиков балетного искусства. В 2018 году в журнале «Русский клуб» (2018, №2, Тбилиси) опубликовал статью «Принесенный белой кометой» о В.М. Чабукиани. Вот одна цитата из этой статьи: «Вахтанг Чабукиани, Джордж Баланчин и Гоги Алексидзе- эти три феномена в единстве как бы составляют грани платоновского тетраэдра (символа огня) – кристалла, возвращенного на благодатной почве русского классического балета в гармоническом сплетении с древней грузинской хореографией». В этом же журнале также была опубликована статья Анзора Иосифовича, посвященная памяти блистательной выпускницы Тбилисского государственного университета, физика-теоретика Дианы Вашакмадзе-Веронезе, которая параллельно кончала Тбилисскую консерваторию по классу вокала, выступала на оперных сценах США и Европы, с «неизменным успехом» выступала на сцене Миланской оперы «Ла Скала». А.И. Гвелесиани хорошо знали и в театре им. А.С. Грибоедова, ценили его продуманные высказывания о постановках театра. А.И. Гвелесиани являлся автором многочисленных исследований, статей о литературе, о писателях, о танцорах (балерине Ирме Ниорадзе), о художнице Русудан Петвиашвили, редактировал русский перевод с немецкого роман Григола Робакидзе «Хранители Грааля» (Изд-во «Хронограф», Тбилиси, 2003, перевод С. Окропиридзе) и написал изумительное послесловие к роману. Он готовил статью к столетию со смерти армянского поэта Вагана Терьяна и, чтобы хорошо познать поэзию Терьяна, выучил армянский язык. Какая редкая трудоспособность!

Анзор Гвелесиани был увлечен творчеством английского поэта Байрона, некоторое время состоял в Тбилисском Байроновском обществе. На странице «Независимой газеты» за 03.05.2012 (ng.ru/style/2012-03-05/12-gvelesiani.html) можно найти следующую информацию: «В Тбилиси в 1983 году проходила крупная советско-американская конференция по проблемам ядерной безопасности. В своем выступлении академик Георгий Голицын описывал вероятные последствия ядерной войны. Анзор Гвелесиани, взяв слово, поинтересовался у Голицына, знаком ли тот с произведением Байрона *Darkness* («Тьма») и, уловив некоторую растерянность продекламировал. Его – Голицына с описанием последствий ядерной войны почти на два века опередил Джордж Гордон Байрон. Своеобразное открытие произвело ошеломляющий эффект. Академики А.П. Капица и Г.С. Голицын еще в Тбилиси приглашали А.И. Гвелесиани на не менее представительную конференцию по той же тематике, позже он получал и другие приглашения. Но тогда он не мог ездить. Тбилисская история дошла до поэта Андрея Вознесенского, который хотел познакомиться с А.И. Гвелесиани. В лаконичном предисловии, предварившем свободный перевод «Тьмы» под названием «Ядерная зима» был упомянут грузинский физик, сделавший литературное открытие». Эрудиция Анзора Иосифовича была неиссякаемой. Он всю жизнь дружил с книгами, ночами читал, разрабатывал интересующие его темы. Работал на износ и здоровье не выдержало. Уход из жизни Анзора Иосифовича – большая потеря не только для Института. К сожалению, у Анзора Иосифовича не было своей семьи, он помогал семье своей племянницы, которую безумно любил. Все, что он делал, делал с большой любовью к людям, к делу. Заканчиваю статью любимым выражением Анзора Иосифовича: «То, что делается с любовью, не исчезает бесследно». Память о нем будет жить вечно.

Л.К. Дарахвелидзе

ნეკროლოგები

გიორგი ბერიშვილი (1958 – 2021)

2021 წლის 19 თებერვალს უეცრად გარდაიცვალა გეოფიზიკის ინსტიტუტის დედამიწის ფიზიკის და გეომაგნეტიზმის სექტორის უფროსი მეცნიერი თანამშრომელი, ფიზიკა-მათემატიკის მეცნიერებათა აკადემიური დოქტორი გიორგი (გია) ბერიშვილი. გია ბერიშვილი დაიბადა 1958 წლის 17 სექტემბერს ქ. თბილისში, ცნობილი სპეციალისტის დედამიწის მაგნეტიზმის დარგში გიორგი პავლეს ძე ბერიშვილის ოჯახში, რომელიც 1963-1974 წლებში მუშაობდა გეოფიზიკის ინსტიტუტის სამეცნიერო დარგში დირექტორის მოადგილის თანამდებობაზე. გია ბერიშვილმა 1980 წელს დაამთავრა ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკის ფაკულტეტი ფიზიკური ჰიდროდინამიკის სპეციალობით და იმავე წლიდან დაიწყო მუშაობა გეოფიზიკის ინსტიტუტის გეომაგნეტიზმის განყოფილებაში. ის სწავლობდა საქართველოს ტერიტორიის მუდმივ მაგნიტურ ველს, იკვლევდა გეომაგნიტური ველის წლიურ და ნახევარწლიურ ვარიაციებს, მონაწილეობდა მაგნიტო-საძიებო სამუშაოებში და დედამიწის მაგნიტური ველის ვარიაციების ლოკალური ანომალიების შესწავლაში. გ. ბერიშვილმა 2003 წელს დაიცვა საკანდიდატო დისერტაცია თემაზე: „მეტად დაბალი სიხშირის (მდს) ელექტრომაგნიტური გამოსხივება. ურეკის გეომაგნიტური ანომალიის ინტერპრეტაცია და გეომაგნიტური ფაქტორების შესაძლო გავლენა ადამიანზე“

გია ბერიშვილის სახელი მუდამ ემახსოვრებათ მის მეგობრებს და კოლეგებს.

ოფელია ლომია (1932 – 2021)

2021 წლის 17 აპრილს გარდაიცვალა ატმოსფეროს ფიზიკის სექტორის თანამშრომელი 1959-2006 წლებში, გეოგრაფიულ მეცნიერებათა კანდიდატი ოფელია ვასილის ასული ლომია. 1956 წელს დაამთავრა თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის ფიზიკის ფაკულტეტი გეოფიზიკის სპეციალობით. ხოლო 1966 წელს -ასპირანტურა. 1969 წელს მ. ლომონოსოვის სახ. მოსკოვის სახელმწიფო უნივერსიტეტში დაიცვა საკანდიდატო დისერტაცია – „ამიერკავკასიის ზოგიერთი რაიონების ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენის გამოკვლევა“. გამოქვეყნებული აქვს 56 სამეცნიერო შრომა, რომლებიც ეხება ატმოსფეროს სასაზღვრო და მიწისპირა ფენების შესწავლას, ქალაქებში სმოგური სიტუაციების წარმოშობის მეტეოროლოგიური პროგნოზის, ცალკეულ მეტეოროლოგიური პოტენციალის განსაზღვრას, თბილისში მიწისპირა ფენის მყარი აეროზოლების და ოზონის კონცენტრაციის მეტეოროლოგიურ პარამეტრებთან კავშირის გამოკვლევას და სხვ.



ოფელია ლომია იყო ფრიად განათლებული ქალბატონი, წერდა ლექსებს, კარგად თამაშობდა ჭადრაკს. გეოფიზიკის ინსტიტუტის კოლექტივს მუდამ ემახსოვრებათ მშვენიერი ქალბატონი ოფა.

სარჩევი – Содержание – Content

| | |
|--|---------|
| არაბიძე ვ., გოგმაჩაძე ს. – „B“ ტიპის (მე-II კატეგორიის) გრუნტებისათვის გაძლიერების S კოეფიციენტის მნიშვნელობების ცვლილების დიაპაზონის შეფასება | 5 - 11 |
| Arabidze V., Gogmachadze S. – Estimation of the Range of Change of Values of S Reinforcement Coefficient for "B" Type Soils According to Eurocode-8 | |
| Арабидзе В.Г., Гогмачадзе С.А. – Оценка диапазона изменения значений коэффициента усиления S для грунтов типа «B» по Еврокоду-8 | |
| Кереселидзе З.А. – Моделирование сейсмической энергии землетрясения в приближении точечного взрыва | 12 - 33 |
| კერესელიძე ზ. – მიწისძვრის სეისმური ენერჯის მოდელირება წერტილოვანი აფეთქების მიახლოებაში | |
| Kereselidze Z. – Simulation of Seismic Energy of the Earthquake in Point Explosion Approximation | |
| Кереселидзе З. А. – О теллурическом механизме генерации ОНЧ электромагнитного излучения в области магнито-электрической аномалии Цкалцминда-Уреки | 34 - 50 |
| კერესელიძე ზ. – მეტად დაბალი სიხშირის ელექტრომაგნიტური გამოსხივების გენერაციის ტელურულ მექანიზმთან დაკავშირებით წყალწმინდა-ურეკის გეომაგნიტური ანომალიის არეში | |
| Kereselidze Z. – On Telluric Mechanism of Generation of Very Low Frequency Electromagnetic Radiation in Geomagnetic Anomaly Area of Tskaltsminda-Ureki | |
| Kereselidze Z., Kobzev G., Jimsheladze T. – Weak Hydroseismic Effect of Local Earthquakes in Hydraulic Boreholes in Georgia | 51 - 63 |
| კერესელიძე ზ., კობზევი გ., ჯიმიშელიძე თ. – ლოკალური მიწისძვრების სუსტი ჰიდროსეისმური ეფექტი საქართველოს ჰიდროლოგიურ ჭაბურღილებში | |
| Кереселидзе З., Кобзев Г., Джимшелидзе Т. – Слабый гидросейсмический эффект локальных землетрясений в гидравлических скважинах Грузии | |
| მელაძე მ., მელაძე გ. – საქართველოს აღმოსავლეთ რეგიონების აგროკლიმატური ზონირება | 64 - 74 |
| Meladze M., Meladze G. – Agroclimatic Zoning of Western Regions of Georgia | |
| Меладзе М.Г., Меладзе Г.Г. – Агроклиматическое зонирование восточных регионов Грузии | |
| ჩიხლაძე ვ.ა. – Современные ракеты для воздействия на градовые процессы | 75 - 95 |
| ჩიხლაძე ვ. – სეტყვის პროცესებზე ზემოქმედებისთვის თანამედროვე რაკეტები | |
| Chikhladze V. – Modern Rockets for Impact on Hail Processes | |

| | |
|---|-----------|
| Амиранашвили А.Г., Поволоцкая Н.П., Сенник И.А. – Сравнительный анализ Климатического Индекса Туризма и Климатического Индекса Отдыха на Северном Кавказе | 96 - 113 |
| ამირანაშვილი ა., პოვოლოცკაია ნ., სენიკი ი. – კლიმატური ტურიზმის ინდექსისა და დასვენების კლიმატური ინდექსის შედარებითი ანალიზი ჩრდილოეთ კავკასიაში | |
| Amiranashvili A., Povolotskaya N., Senik I. – Comparative Analysis of the Tourism Climate Index and the Holiday Climate Index in the North Caucasus | |
| დარახველიძე ლ. - იუბილეები / Дарахвелидзе Л. – Юбилеи | 114 - 122 |
| დარახველიძე ლ. - ვისხენებთ კოლეგებს / Дарахвелидзе Л. – Памяти коллег | 123 - 134 |
| ნეკროლოგები | 135 |

ივანე ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი

IVANE JAVAKHISHVILI TBILISI STATE UNIVERSITY

ТБИЛИССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

им. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

მიხეილ ნოდიას სახ. გეოფიზიკის ინსტიტუტის შრომები, ტ. LXXIII, 2021

Transactions of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, vol. LXXIII, 2021

Труды Института геофизики им. Михаила Нодиа, т. LXXIII, 2021

ტირაჟი 30 ც.

სამეცნიერო საგამომცემლო ჯგუფის ხელმძღვანელი – ლ. დარახველიძე.

Circulation 30 copy.

Leader of scientifically- publishing group – L. Darakhvelidze.

Тираж 30 экз.

Руководитель научно-издательской группы – Л. К. Дарахвелидзе.

ISSN 1512-1135

E-mail: avtandilamiranashvili@gmail.com; geophysics.transactions@tsu.ge

<https://scholar.google.com/citations?user=EdMkYoYAAAAJ&hl=en>

<http://dspace.gela.org.ge/handle/123456789/254>

თბილისი

Tbilisi 2021 Тбилиси

დამკაზადონებელი
გარეკანის დიზაინერი

ლალი კურდღელაშვილი
მარიამ ებრალიძე

Typesetter
Cover Designer

Lali Kurdghelashvili
Mariam Ebralidze

0179 თბილისი, ი. ჭავჭავაძის გამზირი 14
14, Ilia Tchavtchavadze Ave., Tbilisi 0179
Tel: +995 (32) 2250484, 6284; 6278
www.press.tsu.edu.ge

