

მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტი

სრომათა კრებულო

ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. М. З. НОДИА

СБОРНИК ТРУДОВ

MIKHEIL NODIA INSTITUTE OF GEOPHYSICS

PROCEEDINGS

2010

მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტი
შრომები, ტ. LXII
Институт геофизики им. М. З. Нодиа
Труды, т. LXII
Mikheil Nodia Institute of Geophysics
Proceedings, vol. LXII

შრომათა კრებული

ექვეყნება საქართველოს მეცნიერებათა ეროვნული
აკადემიის აკადემიკოსის
მ ე რ ა ბ ა ლ ე ქ ს ი ძ ი ს
დაბადების 80 წლისთავს

Сборник трудов

К 80-летию со дня рождения академика
Мераба Александровича Алексидзе

თბილისი

Тбилиси 2010 Tbilisi

რედაქტორი ვ. ჭიჭინაძე
Редактор В. К. Чичинадзе
Editor V. Chichinadze

რეცენზენტი ფიზ.-მათ. მეცნიერებათა დოქტორი პ. მინდელი
Рецензент
Доктор физ.-мат. наук П. Ш. Миндели
Reviewer
Doctor P. Mindeli

ISSN 1512-1135

დაიბეჭდა შპს „თეკა @ კომპანია“-ს სტამბაში



Исполняется 80 лет со дня рождения видного ученого и общественного деятеля, академика Академии наук Грузии, доктора физико-математических наук, лауреата Государственной премии Грузии, профессора Мераба Александровича Алексидзе.

Акад. М.А. Алексидзе внес значительный вклад в развитие естественных наук и оставил неизгладимый след в истории грузинской науки. С присущей ему энергией и неукротимым стремлением ко всему новому, неизведанному, он в течение почти 40 лет самоотверженно служил своему любимому делу – науке. Общеизвестны его пионерские труды в таком новом направлении математики, каким является математическое моделирование и фундаментальные исследования по геофизике (сейсмологии, сейсмометрии, геотермии) и в особенности, по гравиметрии.

М.А. Алексидзе родился в Тбилиси 8 декабря 1930 года в семье служащего. В 1955 г. с отличием окончил физический факультет Тбилисского государственного университета, а в 1958 г. – аспирантуру Института точной механики и вычислительной техники АН СССР, где в том же году защитил кандидатскую диссертацию. В 1964 г. в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта защитил докторскую диссертацию, а в 1967 г. ему было присвоено звание профессора.

В 1958-1973, 1976 годах акад. М.А. Алексидзе работал в Вычислительном центре АН Грузии (ныне Институт вычислительной математики им. Н.И. Мухелишвили). В 1973-75 гг. М.А. Алексидзе работал в Институте геофизики заместителем директора по научной части. С 1977 г. он вместе со своим отделом перешел из Вычислительного центра в Институт геофизики, где вначале одновременно совмещал должности руководителя отдела и заместителя директора. В 1987 г. его избрали директором Института. В октябре 1992 г. по собственному желанию оставляет должность директора и назначается главным научным сотрудником.

В 1983 г. М.А. Алексидзе избирается членом-корреспондентом, а в 1988 г. действительным членом АН Грузии.

Мераб Александрович трагически погиб 10 июля 1993 года.

Акад. М. А. Алексидзе был широко эрудированным ученым, что позволило ему одинаково успешно добиваться значительных результатов как в решении фундаментальных вопросов математической физики, так и в различных областях геофизики. Итоги его исследований подытожены в 19 монографиях (19-ая вышла после гибели автора, ее подготовили к изданию ученики автора и посвятили 75-летию своего учителя) и в 132 научных статьях, заслуженно получивших всеобщую известность.

В начальный период своей научной деятельности М.А. Алексидзе большей частью интересовали вопросы компьютерного моделирования и задачи математической физики, хотя и впоследствии он часто возвращался к ним.

Очень интересные работы посвятил М.А. Алексидзе разработке новых методов решения граничных задач математической физики, которые принципиально опираются на теоретические исследования академика В.Д. Купрадзе. Метод приближенного решения задач математической физики был назван методом Купрадзе-Алексидзе.

Акад. М.А. Алексидзе был универсальным ученым, что очень выжно для вычислителя, т.к. ему часто приходится соприкасаться с важными практическими вопросами, имеющими большое народно-хозяйственное значение. Более 30 работ посвятил М.А. Алексидзе решению таких вопросов. Среди них следует отметить: расчет электрических полей в электрических установках, расчет динамики популяции членов

биологических систем, расчет электролизеров, решение математических задач криминалистической идентификации и др.

Среди работ в области геофизики М.А. Алексидзе особо следует выделить те исследования, которые внесли фундаментальный вклад в развитие теоретической и прикладной гравиметрии, а также ряд исследований по сейсмологии, сейсмометрии и геотермии.

По вопросам редукции силы тяжести М.А. Алексидзе активно работал в 1958-64 годах. Сведя задачу редукции силы тяжести к внутренним граничным задачам теории потенциала и применив для их решения алгоритмы, разработанные им в своей кандидатской диссертации, М.А. Алексидзе впервые произвел трехмерный пересчет аномального поля силы тяжести Кавказа в верхнее полупространство. Работы в этом направлении им были подытожены в докторской диссертации, которая получила высокую оценку таких крупных специалистов, как академик А.Н. Тихонов, чл.-корр. АН СССР Ю.Д. Буланже и др. К этому направлению примыкает его исследование, в которой решается поставленная М.С. Молоденским задача и доказывается невозможность такой регуляризации Земли, чтобы выполнялись условия теоремы Стокса. Следует признать, что в этой области М.А. Алексидзе считался одним из ведущих ученых в бывшем Советском Союзе.

М.А. Алексидзе первым указал на большое принципиальное значение т.и. нормальных формул силы тяжести при региональной интерпретации гравиметрических данных. Он предложил оригинальный алгоритм создания новых нормальных формул силы тяжести, ему же принадлежат строгие постановки таких региональных обратных задач гравиметрии, которые при определенных условиях допускают решения без регуляции. Большой интерес представляет предложенная им постановка задач о пределах корректности региональных обратных задач гравиметрии.

Следует отметить работы М.А. Алексидзе, в которых он дает существенное обобщение классической теоремы Стокса, для случая многих изолированных тел. Ему принадлежит классический метод решения краевых и ряда других задач математической физики на основе использования неортогональных разложений.

В последние годы М.А. Алексидзе выполнил ряд исследований в области сейсмологии и сейсмометрии. Он предложил алгоритм решения прямых граничных задач сейсмологии для установившихся упругих колебаний и провел численные эксперименты по решению линейных и нелинейных обратных задач сейсмологии, создал программу для определения гипоцентра. В работах в области геотермии им впервые даны численные решения трехмерных граничных задач теплопроводности и термоупругости. Им же предложена строгая методика учета гравитационного эффекта термического разуплотнения, основанная на реологии Дюамеля.

Под руководством М.А. Алексидзе в Институте геофизики создана информационно-поисковая система как гравиметрических данных, так и для основных параметров кавказских землетрясений.

Академики В.А. Магницкий и В.Н. Страхов высоко оценили работы Мераба Александровича. По их словам, «М.А. Алексидзе внес фундаментальный вклад в развитие теоретической и прикладной гравиметрии. Концепция дискретных постановок обратных задач и новая трактовка вопросов разрешимости и устойчивости решений обратных задач, созданная М.А. Алексидзе, принадлежит к числу наиболее существенных достижений отечественной гравиметрии последнего десятилетия. М.А. Алексидзе, безусловно, является в настоящее время лидером грузинской геофизики, создавшим оригинальное направление и новую школу».

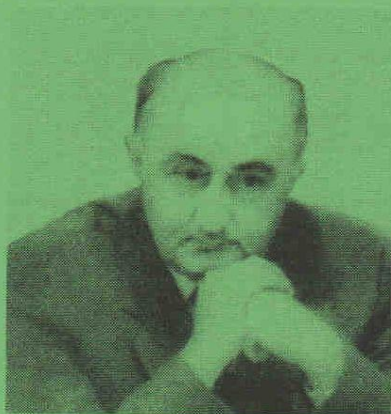
В 1994 г. группе грузинских геофизиков-гравиметристов была присуждена Государственная премия по науке и технике. Руководителями этих работ были Б.К. Балавадзе и М.А. Алексидзе.

М.А. Алексидзе в Институте геофизики непосредственно руководил работой с научными кадрами, в том числе с молодыми научными сотрудниками, аспирантами и соискателями, являлся ответственным по работе с молодыми научными сотрудниками всех институтов Отделения наук о Земле АН Грузии, руководил аспирантами из Армении и Узбекистана. По его инициативе в Институте геофизики был организован институтский семинар на английском языке. М.А. Алексидзе являлся ответственным за внедрение вычислительной техники и методов вычислительной математики в геофизику. Более двадцати лет М.А. Алексидзе читал различные курсы в Тбилисском государственном университете.

Высоким авторитетом пользовался М.А. Алексидзе среди своих коллег в союзных республиках, активно сотрудничал с учеными Соцстран. Он являлся членом секции «Теоретическая и вычислительная геофизика» в Научном совете АН СССР по геофизическим методам разведки, руководил темой в Комиссии многостороннего научного сотрудничества академий наук по комплексной проблеме «Планетарные геофизические исследования», был членом Европейского и Международного геофизических обществ.

Академик М.А. Алексидзе был новатором не только в науке. В последние годы жизни активно включился в политическую жизнь страны, серьезно занялся исследованиями вопросов приватизации и выборов, был председателем Центральных избирательных комиссий Национального Конгресса Грузии в 1990 году и Республики Грузия в 1992-1993 годах.

Что касается человеческих достоинств Мераба Александровича, он был личностью с уникальными способностями: блестящий ученый и спортсмен, принципиальный, дисциплинированный, трудолюбивый, рыцарской души человек, верный друг, отличный семьянин, интеллигент с высоким авторитетом как в кругу специалистов, так и среди друзей.



აკადემიკოსი
მერაბ ალექსიძე



თბილისი
2010

ПО ПОВОДУ ОПОРНОГО ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО ПУНКТА В ТБИЛИСИ

¹Абашидзе В. Г., ²Манагадзе Г. Д.

¹Институт геофизики им. М. З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. Алексидзе 1.

²Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили, 0128, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе 1.

Для приведения результатов гравиметрических измерений к одной системе во всем мире пользуются одним опорным, исходным гравиметрическим пунктом, который находится в Германии в г. Потсдаме. Исходя из этого, каждое государство на своей территории создает сеть опорных гравиметрических пунктов, связанных с Потсдамом. В дальнейшем, в каждой стране эти пункты становятся исходными для проведения съемочных или разведочных гравиметрических работ.

Для южного Кавказа такой опорный пункт был создан в Тбилиси в начале прошлого столетия, в здании бывшей Сейсмической станции физической обсерватории, находящейся на пр. Плеханова №150 (ныне пр. Давида Агмашенебели). Тбилисский гравиметрический пункт связывался с основным Потсдамским опорным пунктом и со всеми опорными пунктами России десять раз. Из этих десяти связей одна была непосредственно произведена с Потсдамом (Геккер, 1909 г.), две – с Пулковской астрономической обсерваторией (Щеткин, 1903 г. и Леушин, 1931 г.), одна – с Полтавой (Елистратов, 1931 г.), три – с Москвой (Буланже и Абакелиа, 1936 г., Геймурлы, 1937 г.) и три – с Всесоюзным институтом метрологии и стандартизации (ВИМС) (Корзун и Павлов, 1909 г. Леушин, 1933 г.). Все эти гравиметрические связи были проведены тремя и четырьмя маятниковыми приборами. Схема этих связей приведена на рис.1.

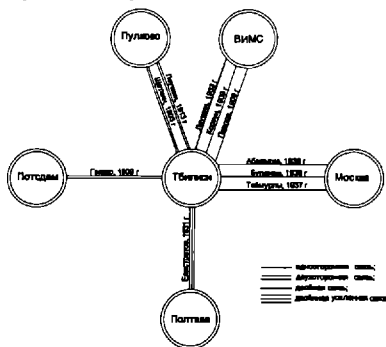


рис.1.

Проф. Н. Н. Парийский в 1949 г. провел детальный анализ всех этих десяти гравиметрических связей с Тбилиси и вывел для этого пункта наиболее вероятное значение ускорения силы тяжести [1].
 $g = 980177.7 \pm 0.9$ мгл.

Следует также отметить, что в 1950 г. Ю.Д. Буланже и М.С. Абакелиа повторили связь Тбилисского пункта с Москвой новыми широкодиапазонными гравиметрами системы Норгард, что дало удовлетворительные результаты [2]. В дальнейшем эта величина ускорения силы тяжести в Тбилиси являлась исходным значением всех гравиметрических работ в Закавказье, в том числе и гравиметрической съемки территории Кавказа с учетом Большого Кавказского хребта с обеих сторон, проводившейся Институтом геофизика АН Грузинской ССР под руководством и при участии акад. Б.К. Балавадзе в 1949-1975 гг [3,4,5].

К сожалению, в конце шестидесятых годов этот пункт был упразднен в связи с переходом этой сейсмической станции, уже в составе Института Геофизики АН ГССР, на новое место – в Делиси. Однако, с удовлетворением следует отметить, что до упразднения этого пункта на пр. Давида Агмашенебели №150, в конце пятидесятых и в начале шестидесятых годов Ю.Д. Буланже создал сеть гравиметрических пунктов на аэродромах территории бывшего Советского Союза, в том числе и в Закавказье. Пункт на Тбилиском аэродроме был создан в 1959 г., а повторные измерения были проведены в 1960, 1963 и 1965 годах новыми широкодиапазонными гравиметрами (ГАЭ), созданными под руководством Ю.Д. Буланже. Окончательное значение ускорения силы тяжести на Тбилиском аэродроме было принято $g=980156,6\pm 0,24$ мгл.

Это значение ускорения силы тяжести было привязано к благоустроенной штольне под горой Мташминда в Обсерватории для изучения приливных деформации Земли, созданной акад. Б.К. Балавадзе в 1960 – 1965 гг. Гравиметрический пункт находился у входа в штольню в котором было зафиксировано значение ускорения силы тяжести по связи с Тбилиским аэродромом, равное $980156,0\pm 0,2$ мгл.

Намного позже, после создания в 1970-1972 гг. в Новосибирском институте автоматики и электрометрии Сибирского отделения АН СССР лазерного гравиметра для абсолютных определений ускорений силы тяжести (авторы Г.П. Арнаутов, Л.Д. Гик, Е.Н. Калиш и др.), это значение ускорения силы тяжести в Тбилиси было уточнено специальными измерениями этим же гравиметром при участии авторской группы. Окончательное абсолютное значение ускорения силы тяжести в штольне Обсерватории на ул. Чонкадзе №20 было принято равным $980156,650\pm 0,220$ мгл. После упразднения старого опорного гравиметрического пункта на ул. Давида Агмашенебели №150 исходным пунктом для гравиметрических работ служил пункт Обсерватории на ул. Чонкадзе №20. Однако, с сожалением следует отметить, что и этот пункт был упразднен, так как здание приливной Обсерватории института Геофизики вместе со штольной заняло Министерство обороны Грузии.

Исходя из этого, в настоящее время в Тбилиси остался единственный опорный гравиметрический пункт, который находится в гравиметрической лаборатории бывшей кафедры геофизики физического факультета Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили. Этот пункт, как исходный служил при создании на территории Грузии гравиметрических полигонов и, в частности, экспериментального полигона вдоль автострады Рустави – Тбилиси – Цхети – Дидгори для испытания геолого – геофизической аппаратуры и отшлифовки новой методики и технических средств. В работе принимали участие сотрудники Московского “ВНИИЗарубежгеофизики”, Производственного объединения “Грузгеология”, кафедры геофизики Тбилисского госуниверситета и Института геофизики АН ГССР [6].

Работы по созданию фундаментального опорного пункта в Тбилиском госуниверситете проводились в 1986 – 1988 гг. Работу вела экспедиция Главного управления геодезии и картографии при СМ СССР (ГУГК). Были использованы маятниковые приборы, созданные в Главном астрономическом институте имени Штернберга (ГАИШ). В 1988г. были повторены эти определения группой сотрудников Института физики Земли АН СССР. Работы велись канадскими широкодиапазонными гравиметрами. На этот раз связь Университетского пункта была осуществлена, как с опорным гравиметрическим пунктом со штольной приливной Обсерватории Института геофизики АН ГССР на ул. Чонкадзе №20, так и с пунктом Тбилиского аэродрома. После уравнивания этих связей было получено окончательное значение ускорения силы тяжести в гравиметрической лаборатории Тбилисского госуниверситета (ул. И. Чавчавадзе №3, II корпус, подвальный этаж)

$$g=980153,624\pm 0,232 \text{ мгл.}$$

Здесь же следует отметить, что в этом значении ускорения силы тяжести учтена та поправка Потсдамской системы, которая была обнаружена после создания абсолютных гравиметров и высокоточных маятниковых приборов, которыми были произведены специальные измерения в конце 60-тых и в начале 70-тых годов прошлого столетия. Этими измерениями было выявлено, что уровень существующей гравиметрической сети пунктов выше на 14 мгл, что надо учесть во всех опорных пунктах государств. Что касается вышеприведенного значения опорного пункта в Госуниверситете, как единственного по всей территории Грузии, он охраняется Государством и его надо беречь.

ლიტერატურა

1. Парийский Н. Н. Ускорение силы тяжести в Тбилиси. Тр. Геофизического Института АН СССР №7 (137). М., 1949. 92 с.
2. Нодиа М. З., Абақелиა М.С.. Геофизика ч. I (на груз. яз.), Тбилиси, 1954. 248 с.
3. Балаваძე ბ. კ.. გრავიტაციონული პოლე და სტრუქტურა დე ზედა კორე ვე გრუჯინი. იზდ. ან გსსრ, ტბილისი, 1957. 126 ს.
4. Балаваძე ბ. კ., გაბუნია ვ. პ., შენგელაია გ. შ., აბაშიძე ვ. გ., კარველიშვილი კ. მ., მინდელი პ. შ.. კ. იკვლევი გრავიტაციონული პოლე ტერიტორიე ბოლო გრუჯინი კავკაზი. ტრ. ინ-ტი გეოფიზიკი ან გსსრ. - 1960. ტ. 19. - ს. 199-216.
5. Балаваძე ბ. კ., აბაშიძე ვ. გ., ბლუაშვილი ი. მ., ნიაური გ. ა.. იკვლევი დროული ცვლილებე სილა ტრეჟეტი ტერიტორიე გრუჯინი. სბ. «პოვტ. გრავიმეტრ. ნაბლუდენიე». - 1978. - მ. - ს. 56-64.
6. Balavadze B., Brusov B., Gakharia T., Pirtskhalava M., Managadze G., Shengelaia G., Abashidze V., Svanadze A. New Gravimetric Proving Ground in Tbilisi Journal of Georgian Geophysical Society. -2001. - №6, -P. 41-45.

თბილისში საყრდენი გრავიმეტრიული პუნქტის შესახებ
აბაშიძე ვ., მანაგაძე გ.

რეზიუმე

სტატიაში მოყვანილია მოკლე ისტორია თბილისში საყრდენი გრავიმეტრიული პუნქტების შექმნისა და მათი სხვადასხვა მიზეზების გამო გაუქმებისა. ამჟამად თბილისში დარჩენილ ერთადერთ საყრდენ გრავიმეტრიულ პუნქტს, რომელიც ივ. ჯავახიშვილის სახელობის თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტის მეორე კორპუსშია განლაგებული, გაფრთხილება და დაცვა სჭირდება.

ПО ПОВОДУ ОПОРНОГО ГРАВИМЕТРИЧЕСКОГО ПУНКТА В ТБИЛИСИ

Абашидзе В. Г., Мангадзе Г. Д.

Реферат

В статье приведена краткая история создания в Тбилиси опорных гравиметрических пунктов и по разным причинам их упразднения. В настоящее время в Тбилиси остается единственный опорный гравиметрический пункт, находящийся во втором корпусе Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили и который надо беречь и охранять.

ON GRAVIMETRIC BASE STATION IN TBILISI

Abashidze V., Managadze G.

Abstract

The article gives a brief history on the gravimetric base stations in Tbilisi, i.e. their establishing and abolishing due to different reasons. At present the only gravimetric base station located in the second building of Iv. Javakhishvili State University of Tbilisi, needs a special care and protection.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ МАТРИЦ ОШИБОК ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОГРЕШНОСТЕЙ В ОБРАТНЫХ ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГИИ

Месхия В.Ш., Аманаташвили Я.Т.

Государственный Университет Ильи
Пр. Какуца Чолокашвили 3/5

Задачу оценки погрешности определения координат гипоцентра и времени возникновения землетрясений можно поставить по-разному. Можно попытаться оценить максимум погрешностей названных величин или оценить какую-либо наперед заданную их норму, без предварительного решения самой задачи определения координат гипоцентра и времени в очаге [1–8]. Такая постановка задачи приводит к тому, что во-первых гарантированная такой оценкой точность может быть сильно заниженной. Так, если областью изменения искомого четырехмерного вектора является эллипсоид, а для оценки выбрана сферическая норма, то наилучшая оценка погрешности получится при радиусе сферы, равном большой полуоси эллипсоида, что при сильно вытянутых в одном направлении эллипсоидов может дать довольно грубые оценки. Во-вторых разная размерность искомым величин (пространственные координаты и время) и следовательно их погрешность приводит к дополнительным неудобствам.

Мы будем придерживаться к такой постановке задачи, когда определение области возможной ошибки будет рассматриваться составной частью задачи определения координат гипоцентра и времени в очаге так же, как и в [9–12]. Кроме того, следуя работе [1] мы будем пользоваться методами линейной теории, когда для любой конечной вычислительной задачи $x = f(y)$ корреляционная матрица (матрица моментов) $\Delta(x)$ для ошибок результата: $\Delta_x(x) = E(x_i - \bar{X}_i)(x_k - \bar{X}_k)$ связана с корреляционной матрицей $\Delta(y)$ ошибок входных данных: $\Delta_x(x) = E(y_i - \bar{Y}_i)(y_k - \bar{Y}_k)$ по формуле
$$\Delta(x) = J\Delta(y)J^T$$

где: J - матрица Якоби, J^T - транспонированная матрица Якоби, \bar{X}_i и \bar{Y}_i - математические ожидания (E) компонент x , и y ;

$\bar{X}_i = \int_{-\infty}^{\infty} x_i g(x) dx$, $\bar{Y}_i = \int_{-\infty}^{\infty} y_i g(y) dy$, а $g(x_i)$, $g(y_i)$ - плотности распределения вероятностей величин x , и y , соответственно.

Для анализа матрицы моментов входных данных рассмотрим алгоритм определения координат гипоцентра и времени в очаге на основе блочного скоростного строения [2–3]. Обозначим через $\varphi_j(\varphi, \lambda, h)$ время пробега сейсмической волны из точки с координатами (φ, λ, h) до j -той станции. Нелинейная система уравнений для определения координат (φ, λ, h) имеет вид

$$\varphi_j(\varphi, \lambda, h) + t_0 = t_j, \quad (j = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (1)$$

где t_j - наблюдаемое время вступления волны на j -той станции, t_0 - время в очаге. Последнее, как правило также подлежит определению из уравнения (1) и, следовательно мы имеем n уравнений с четырьмя неизвестными. Предположим, что найдены достаточно хорошие

приближения координат $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ и времени в очаге \bar{t}_0 , и разложим левую часть уравнений (1) в окрестности точки $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}, \bar{t}_0)$ в ряд Тейлора, пренебрегая членами второго порядка малости.

$$\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) + \bar{t}_0 + (\varphi - \bar{\varphi}) \frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi} + (\lambda - \bar{\lambda}) \frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda} + (h - \bar{h}) \frac{\partial \psi_j}{\partial h} + (t_0 - \bar{t}_0) = t_j \quad (2)$$

где производные $\frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda}$, $\frac{\partial \psi_j}{\partial h}$ вычислены в точке $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$. Полученную линейную систему уравнений

$$\frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi} \varphi + \frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda} \lambda + \frac{\partial \psi_j}{\partial h} h + t_0 = t_j + \varphi \frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi} + \bar{\lambda} \frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda} + \bar{h} \frac{\partial \psi_j}{\partial h} - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) \quad (3)$$

запишем в матричном виде $Ax = b$ или

$$\sum_{k=1}^4 a_{kj} x_k = b_j, \quad (j = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (4)$$

где $x_1 = \varphi$, $x_2 = \lambda$, $x_3 = h$, $x_4 = t_0$,

$$a_{1j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi}, \quad a_{2j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda}, \quad a_{3j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial h}, \quad a_{4j} = 1,$$

$$b_j = t_j + \varphi \frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi} + \bar{\lambda} \frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda} + \bar{h} \frac{\partial \psi_j}{\partial h} - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) \quad (5)$$

В работе [2] для нахождения координат гипоцентра и времени в очаге минимизируется нелинейный функционал

$$\sum_{j=1}^n p_j (\psi_j(\varphi, \lambda, h) + t_0 - t_j)^2, \quad (6)$$

где p_j - определенным образом подобранные [2] весовые числа. Используя вновь формулу Тейлора, нелинейный функционал (6) сводим к квадратичному

$$\sum_{j=1}^n p_j (A_j y - d_j)^2 \quad (7)$$

где через A_j обозначена j -ая строка матрицы A , и искомым вектор дает поправку к приближению $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}, \bar{t}_0)$

$$y_1 = \varphi - \bar{\varphi}, \quad y_2 = \lambda - \bar{\lambda}, \quad y_3 = h - \bar{h}, \quad y_4 = t_0 - \bar{t}_0, \quad d_j = t_j - \bar{t}_0 - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) \quad (8)$$

Заметим, что оценка погрешности входных данных d_j в формуле (8) более простая задача, чем оценка входных данных b_j в формуле (5), ибо последние содержат значения $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ в виде множителей.

Нахождение экстремума квадратичного функционала (7) равносильно задаче нахождения решения методом наименьших квадратов системы

$$\sqrt{p} Ay = \sqrt{p} d \quad (9)$$

где $\sqrt{p} = \text{diag} \|\sqrt{p_1}, \sqrt{p_2}, \sqrt{p_3}, \dots, \sqrt{p_n}\|$.

Умножая равенство (9) на матрицу $(\sqrt{p} A)^T = A^T \sqrt{p}$ получаем нормальную систему уравнений.

$$A^T p Ay = A^T p d \quad (10)$$

Предполагая весовую диагональную матрицу p , заданной точно (что далеко неочевидно, ввиду некоторого произвола их выбора [2]) и, дифференцируя равенство (10) получаем

$$\delta(A^T) p A y + A^T p \delta(A) y + A^T p A \delta(y) = \delta(A^T) p d + A^T p \delta(d) \quad \text{или}$$

$$\delta(y) = (A^T p A)^{-1} A^T p (\delta(d) - \delta(A) y) + (A^T p A)^{-1} \delta(A^T) p (d - A y) \quad (11)$$

Второе слагаемое в правой части (11) является специфическим для решения системы с неквадратной матрицей (9), ибо для системы с невырожденной квадратной матрицей $d - Ay \equiv 0$ и остается лишь первое слагаемое. Этот случай отдельно рассмотрен в [1]. Отличие вектора $d - Ay$, называемого в сейсмологии вектором невязки, от тождественного нуля обусловлено погрешностями в службе времени, в скоростном строении, в отчете времени вступления волн и т. п.

Из (11) видно, что вариация решения системы (9) зависит от матрицы возмущения $\delta(A)$ и вектора $\delta(d)$. Относительно последнего можно допустить, что его компоненты независимы и одинаково распределены с дисперсией σ_1^2 . Хотя, строго говоря, компоненты вектора d согласно формулам (8) содержат вычисленные значения времен пробега волн $\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ от очага $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ до j -ой сейсмической станции, и погрешности в блочном скоростном строении могут привести к корреляции между погрешностями отдельных составляющих вектора d . Что касается погрешности вычисления элементов a_{ij} матрицы A , то она содержит погрешность вычисления производных через разностные формулы.

$$a_{1j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi} = \frac{\psi_j(\bar{\varphi} + \varepsilon, \bar{\lambda}, \bar{h}) - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})}{\varepsilon} + \frac{\partial^2 \psi_j}{2 \partial \varphi^2} \varepsilon \approx$$

$$\frac{\psi_j(\bar{\varphi} + \varepsilon, \bar{\lambda}, \bar{h}) - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})}{\varepsilon} + \frac{\psi_j(\bar{\varphi} + \varepsilon, \bar{\lambda}, \bar{h}) - 2\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) + \psi_j(\bar{\varphi} - \varepsilon, \bar{\lambda}, \bar{h})}{2\varepsilon} \quad (12)$$

где ε - достаточно малая величина. Если первое слагаемое в правой части выражения (12) считать приближенным значением элемента a_{1j} , то второе слагаемое дает оценку погрешности вычисления производной через разностную формулу. Предположим, что компоненты погрешности матрицы A также независимы и одинаково распределены с дисперсией σ^2 . Оценку величин σ^2 и σ_1^2 можно произвести для случая точного задания скоростного строения и для приближенного. В первом случае σ^2 можно сделать сколь угодно малым за счет уменьшения ε и увеличения разрядности вычисления прихода волны $\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ из очага $(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ в j -ую сейсмическую станцию. Что касается σ_1^2 , для этого случая она будет определяться службой времени в сейсмической сети и погрешностью отчета времени вступления.

Оценить дисперсии σ^2 и σ_1^2 для приближенного скоростного строения можно произвести путем вычислительного эксперимента, варьируя скоростное строение и вычисляя величины $a_{ij}^{(i)}$, где i - номер проверяемого скоростного строения

$$\sigma^2 = \frac{1}{16m} \sum_{k=1}^4 \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^m (a_{ij}^{(i)} - \bar{a}_{ij})^2 \quad (13)$$

где m - число испытаний, \bar{a}_{ij} - средняя для $a_{ij}^{(i)}$ величина. Можно было использовать для вычисления σ^2 экспериментальные оценки. Напомним, что

$$a_{1j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial \varphi}, \quad a_{2j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial \lambda}, \quad a_{3j} = \frac{\partial \psi_j}{\partial h}, \quad a_{4j} = 1 \quad (14)$$

величина a_{4j} от скоростного строения не зависит и, следовательно, ее соответствующая погрешность равна нулю. Что касается других компонент a_{ij} ($k=1,2,3$; $j=1,2,3,\dots,n$), то они являются производными времен прихода по соответствующим направлениям. Поэтому даже

при относительно значительном изменении скоростного строения, хотя времена прихода волн ψ_j , менялись значительно, но их разности $\psi_j(\bar{\varphi} + \varepsilon, \bar{\lambda}, \bar{h}) - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ при фиксированном ε оставались почти неизменными. Поэтому и для приближенного скоростного строения можно ожидать, что σ^2 будет мало. Ошибки для компонента вектора правых частей в случае приближенного скоростного строения содержат ошибки времени прихода волн $\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ и, они более чувствительны к изменению скоростного строения. Аналогично формуле (13) можно получить выражение для σ_1^2 с помощью вычислительного эксперимента.

$$\sigma_1^2 = \frac{1}{mn} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m (d_j^{(i)} - \bar{d}_j)^2 \quad (15)$$

где \bar{d}_j - математическое ожидание для величины $d_j^{(i)}$ ($i = 1, 2, 3, \dots, m$).

Чтобы иметь представление о порядке величины σ_1^2 рассмотрим формулу

$$d_j = t_j - t_0 - \psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) \quad (16)$$

Скоростное строение, определяющее член $\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ можно менять по-видимому в пределах 5%. Однако при этом недопустимы одновременные увеличения или уменьшения скорости во всех блоках. Это привело бы к заметным отклонениям от годографа, на основе которых построено скоростное строение. Поэтому скорости можно изменить таким образом, чтобы средняя скорость достаточно большого числа соседних блоков оставалась постоянной. В таком случае наибольшие отклонения времен прихода волн при изменении скоростного строения следует ожидать для небольших расстояний $r_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h})$ между очагом и j -ой сейсмической станцией. При $r_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) \approx 100$ км, $\psi_j(\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}) \approx 20$ сек и 5% будет содержать 1 сек. Поэтому можно ожидать, что в численных экспериментах среднеквадратичная погрешность получится равной $\sigma_1 = 0,5$ сек. Таким образом, для приближенного скоростного строения можно ожидать значения:

$$\sigma^2 = 0,1 \frac{\text{сек}^2}{\text{град}^2}, \quad \sigma_1^2 = 0,25 \text{сек}^2. \quad (17)$$

Заметим, что в нижеприведенные значения матрицы моментов для ошибок результата входят вектора

$$r = d - Ay \quad (18)$$

которые в основном обусловлены неточностью задания скоростного строения. Таким образом, в случае приближенного скоростного строения его неточность будет учитываться в корреляционной матрице результатов через величины σ^2 , σ_1^2 и r .

Выражение для корреляционной матрицы $\Delta(y)$ ошибок результатов имеет вид [1]:

$$\Delta(y) = (\sigma^2 y^T y + \sigma_1^2) (A^T p A)^{-1} A^T p^2 A (A^T p A)^{-1} + \sigma^2 (A^T p A)^{-2} r^T p^2 r - \sigma^2 (L + L^T) \quad (19)$$

где $L = (A^T p A)^{-1} y r^T p^2 A (A^T p A)^{-1}$.

При $p = E$, где E - единичная матрица, получаем $L = 0$, ибо $A^T r = A^T (b - Ay) = 0$, а следовательно, и $(b - Ay)^T A = 0$. Поэтому частными случаями (19) будут: при $\sigma = 0$

$$\Delta(y) = \sigma_1^2 (A^T p A)^{-1} A^T p^2 A (A^T p A)^{-1} \quad (20)$$

при $p = E$

$$\Delta(y) = (\sigma^2 y^T y + \sigma_1^2) (A^T A)^{-1} + \sigma^2 r^T r (A^T A)^{-2} \quad (21)$$

при $\sigma = 0$, $p = E$

$$\Delta(y) = \sigma_1^2 (A^T A)^{-1} \quad (22)$$

Квадратичная матрица четвертого порядка $\Delta(y)$ содержит 10 независимых величин, которые дают представление о погрешностях искомым величин y и их нужно добавить к приближенным значениям $\bar{\varphi}, \bar{\lambda}, \bar{h}, \bar{t}_0$, чтобы получить интересующие нас величины φ, λ, h, t_0 . Следовательно:

$$\Delta(y)_{11} = (\varepsilon_\varphi, \varepsilon_\varphi) = \|\varepsilon_\varphi\|^2 \text{ или } \|\varepsilon_\varphi\| = \sqrt{\Delta(y)_{11}} \quad (23)$$

где ε_φ - погрешность определения величин. Аналогично:

$$\|\varepsilon_\lambda\| = \sqrt{\Delta(y)_{22}}, \quad \|\varepsilon_h\| = \sqrt{\Delta(y)_{33}}, \quad \|\varepsilon_{t_0}\| = \sqrt{\Delta(y)_{44}}, \quad \|\varepsilon_\varphi, \varepsilon_\lambda\| = \Delta(y)_{12}, \quad \|\varepsilon_\varphi, \varepsilon_h\| = \Delta(y)_{13},$$

$$\|\varepsilon_\varphi, \varepsilon_{t_0}\| = \Delta(y)_{14}, \quad \|\varepsilon_\lambda, \varepsilon_h\| = \Delta(y)_{23}, \quad \|\varepsilon_\lambda, \varepsilon_{t_0}\| = \Delta(y)_{24}, \quad \|\varepsilon_h, \varepsilon_{t_0}\| = \Delta(y)_{34}$$

Представляет определенный интерес корреляция $(\varepsilon_h, \varepsilon_{t_0})$, ибо в том случае, когда сейсмические станции расположены на любой окружности с центром в эпицентре (φ, λ) , и строение региона горизонтально однородно, то величины h и t_0 становятся зависимыми в том смысле, что для любого значения глубины гипоцентра h найдется такое время в очаге $t_0(h)$, когда четырехмерный вектор $(\varphi, \lambda, h, t_0(h))$ будет строго удовлетворять нелинейной системе (1). Реально такая ситуация может возникнуть для слишком удаленных землетрясений от локальной сети сейсмических станций.

Литература

1. Фадеев Д. К., Фадеева В. Н. О естественных нормах для оценивания решения конечной вычислительной задачи. Журнал вычисл. матем. и матем. физ.. 1969. 9, № 1. С. 3-13.
2. Месхия В.Ш., Алексидзе М.А., Аманаташвили Я.Т., Гоцадзе О.Д., Барамидзе Е.Л. Определение координат гипоцентра близких землетрясений по известному скоростному строению (на примере Кавказского региона). В кн. «Алгоритмы и практика определения параметров гипоцентров на ЭВМ. М. Наука. 1983. С. 69-82.
3. Meskhia V. SH, Aleksidze M. A, Amanatashvili I.T. 1996. Determination of local earthquakes coordinates by known velocity model (Caucasus region).", ORFEUS, Seismological Software Library: IASPEI PC shareware. Earthquake location of regional earthquakes. HYPO-GM.
4. Boyd T. M., Snoko J. A., Error estimates in some commonly used earthquake location programs, Earthquake Notes. Vol. 55. № 2. 1984.
5. Husebye E.S., Ruud B. O., Dainty A. M. (1998), Fast, robust and reliable epicenter determinations envelope processing of local network data, Bull. Seism. Soc. Am.. 88. Pp.284-290.
6. Kennett B.L.N., Ringdal F., Locating seismic events in a CTBT context, *Pageoph*, 158. Pp.7-18. 2001.
7. Bondar I., Myers S.C., Engdahl E. R., and Bergman E. (2004). Epicenter accuracy based on seismic network criteria. *Geophys. J. Int.* 156. no. 3. Pp483-496.
8. Flanagan M.P., Myers S.C., Koper K.D. (2007). Regional travel-time uncertainty and seismic location improvement using a three-dimensional a priori velocity model. *Bull. Seismolog. Soc. Am.*. 97. Pp. 804-825.
9. Myers S.C., Johannesson G., Hanley, W., 2007. A Bayesian hierarchical method for multiple-event seismic location, *Geophys. J. Int.* 171(3). Pp. 1049-1063.
10. Nolet G., A breviary of seismic tomography (Imaging the Interior of the Earth and Sun). Cambridge university press. 2008.
11. Pinsky V., Horiuchi S. Hypocenter location of mixed events in real-time processing systems. *J. Seismol* (2009) 13. Pp. 589-600
12. Myers S. C., Johannesson G., Hanley W. Incorporation of probabilistic seismic phase labels into a Bayesian multiple-event seismic locator *Geophys. J. Int.* (2009) 177. Pp. 193-204

სეისმოლოგიის შებრუნებულ ამოცანაში ცდომილებების შეფასება
კორელაციური მატრიცების გამოყენებით

მესხია ე. შ., ამანათაშვილი ი. ტ.

რეზიუმე

სტატიაში განხილულია მიწისძვრების ჰიპოცენტრის კოორდინატების განსაზღვრის სიზუსტის შეფასება ცდომილებათა კორელაციური მატრიცის გამოყენებით. მიდგომა ოთვალისწინებს წრფივ შემთხვევას, ამიტომ გაწრფივებას ვახდენთ ტეილორის ფორმულის გამოყენებით.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ МАТРИЦ ОШИБОК ДЛЯ ОЦЕНКИ
ПОГРЕШНОСТЕЙ В ОБРАТНЫХ ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГИИ**

Месхия В.Ш., Аманаташвили Я.Т.

Реферат

В статье рассмотрен метод оценки точности определения основных параметров очагов землетрясений с помощью построения корреляционных матриц ошибок входных и выходных данных. Метод позволяет предварительно оценить точность вычислений в зависимости от точности рассматриваемой скоростной модели региона. Теория предусматривает линейные случаи, поэтому линеализируем задачу по формуле Тейлора.

**USE OF CORRELATION MATRIXES OF ERRORS FOR AN ESTIMATION OF
INACCURECY IN INVERSE PROBLEMS OF SEISMOLOGY**

Meskhia V. SH., Amanatashvili I.T.

Abstract

For the case of a defective reference model we propose to assess the accuracy of the hypocenter coordinates by constructing a correlation matrix for result errors which in turn is connected with the correlation matrix of errors of the input time data. The approach is based on linear theory so we have linearized the general system of equations using Taylor's formula.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИГРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА

Перельман М.Е., Гугунава Г.Е., Кириа Дж.К.

*Институт геофизики им. М.З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1
Racah Institute of Physics, Hebrew University, Jerusalem, 91904, Israel*

К настоящему времени не существует общепринятой теории происхождения месторождений ископаемых углеводородов и нет ясных критериев прогноза нефтегазоносности тех или иных регионов. Поэтому обсуждение возможных гипотез о возникновении таких образований представляется своевременным.

В качестве основы для обсуждений можно принять такие положения.

1. Породы осадочного комплекса содержат в межзеренном пространстве растворенные в воде флюиды углеводородов. При этом не ставится вопрос об их происхождении – органическом или неорганическом; возникновение достаточно сложной возможно даже на стадии протопланетного облака под действием УФ излучения центрального светила (наличие в таких облаках углеводородов, и притом в значительных количествах, зафиксировано методами инфракрасной астрономии) и последующей их конденсации в протофлюиды.

2. Миграция рассеянных флюидов происходит под действием изменяющихся давлений и температур в осадочном комплексе, что может приводить к их скоплениям, концентрации и формированию месторождений.

3. Изменения давления (и температуры) вызываются, в основном, движениями плит и блоков, точнее, сопровождающими эти движения столкновениями, приводящие к термоупругим напряжениям и субдукциям. (Возникновение ударных структур может быть вызвано и падениями крупных метеоритов).

Движения тектонических плит могут происходить по двум механизмам: а) под воздействием гипотетических конвективных ячеек в астеносфере, постулируемых в концепции глобальной тектоники; б) под действием приливных волн в астеносфере [1]. Последний механизм приводит к существенным различиям в средней скорости плит в зависимости от их геометрии и локализации, причем само движение – неравномерное во времени и по направлению, оно складывается из отдельных толчков. Именно, поэтому на границах сталкивающихся плит должны аккумулироваться термоупругие напряжения, которые весьма медленно релаксируют.

4. В полях термоупругих напряжений происходят следующие процессы, существенные для нашего рассмотрения: 1) нагрев пород приводит к увеличению доли флюидов в пароводяной фазе ввиду гидрофильности основных компонентов осадочного комплекса (окислы, силикаты, карбонаты, сульфаты); 2) термические коэффициенты объемного расширения воды или водяного пара и отсутствующих флюидов на два, примерно, порядка выше коэффициентов расширения пород. Возникающее при нагреве избыточное давление вызывает латеральное перемещение жидкостей (паров) против градиента давления и температуры; 3) горизонтальное (или почти горизонтальное) перемещение жидкопарофазных компонент ведет к их фракционной ректификации, т.е. трещиноватые и зернистые составляющие осадочного комплекса начинают играть роль протяженной хроматографической колонки.

5. Обогащение парожидких фракций углеводородами и их производными приводит к образованию кластеров, а на последующих этапах, в более охлажденных зонах, к их коалесценции.

6. Вертикальная составляющая движения жидкой фазы ведет, благодаря седиментации образованных протокапель углеводородов, к обогащению ими верхних горизонтов осадочного комплекса.

Отметим, что процессам коалесценции способствуют такие явления, как удаление водяного пара и воды при ультрафильтрации через мелкопористые (недоступные для крупных молекул)

среды, большая способность воды к капиллярной конденсации из-за большей смачиваемости, явления высаливания, проход через критическую температуру растворения и т.п.

7. Поскольку, именно водяные пары являются основным двигателем флюидов, критической изотермой их полного вытеснения из матрицы должна являться критическая изотерма воды - 374°C (для углеводородов и их производных, во всяком случае содержащих не более девяти атомов углерода, критическая температура кипения ниже и она близка к критической температуре растворения - 290° ± 350°C). Поэтому осадочные породы, находящиеся в зонах более высокой температуры, т.е. очень близкие к границам сталкивающихся плит, не должны содержать эти флюиды.

С другой стороны, после остывания, эти породы обладают достаточным свободным измеренным объемом для всасывания из более нагретых соседних областей избыточной жидкопаровой компоненты, уже, возможно, обогащенной флюидами. При этом, естественно, узкие трещины и капилляры всасывают в себя, как гидрофильные образования, воду, способствуя тем самым дальнейшей концентрации углеводородов.

Таким образом, представляется, что первичные процессы концентрации углеводородов состоят в длительном горизонтальном перемещении содержащей их пароводяной смеси против градиента давления и температуры в природном хроматографическом слое (с облегченным, возможно, вертикальным удалением водо-паровой фазы путем ультрафильтрации, капиллярной конденсации и химической адсорбции).

Следует отметить, что дополнительным подтверждением гипотезы может служить идентификация ряда изолированных месторождений в Северной Америке с кратерами крупных метеоритов [2]. Действительно, при ударе большого метеорита развиваются термоупругие напряжения такого же рода (но на много порядков более быстрые), как и при столкновениях тектонических плит.

Возникновение и развитие нефтегазоносных полей проходит через несколько стадий, которые можно, весьма условно, подразделить на первичные и вторичные процессы миграции.

В первичных процессах происходит: 1) обогащение весьма разбавленных растворов (газовых смесей) флюидов в воде (в водяном паре) и 2) отделение молекул углеводородов, адсорбированных на зернах и в капиллярных щелях осадочной матрицы, они собираются в микрокапли и кластеры, которые затем могут объединяться (коалесцировать) в более крупные образования. Основными для второго этапа являются процессы десорбции этих молекул, особенно, на начальной стадии, при десорбции из мономолекулярного адсорбированного слоя, когда в стандартной формуле для скорости десорбции [3]

$$v = n(h/kT) \exp(-E/kT), \quad (1)$$

энергия десорбции E – максимальна. Здесь n – плотность атомов на единичной площади поверхности, h , k – постоянные Планка и Больцмана, h/kT – универсальный временной фактор Эйринга (он может существенно меняться в различных состояниях).

Формальная зависимость (1) от температуры T – очевидна. Более интересно обсудить факторы, могущие влиять на энергию десорбции. При нормальных условиях и малом давлении газа адсорбента из смежных молекул $E \sim 10 \div 20$ ккал/моль, т.е. примерно порядка теплоты сублимации (большую величину E при физической адсорбции углеводородов можно связать с величиной дипольного момента молекул). Энергия сублимации и коэффициент поверхностного натяжения обращаются в нуль при достижении критической температуры.

Для воды критические параметры $t_{кр} = 374^\circ\text{C}$ и $P_{кр} = 219$ атм., а для углеводородов, во всяком случае, для молекул, содержащих не более 9 атомов углерода (данные для галогензамещающих, содержащих азот или серу) критическая температура несколько ниже и значительно ниже критическое давление.

Поэтому можно утверждать, что при достижении температуры в 374°C в матрицах осадочных пород практически не остается адсорбированных молекул, все флюиды находятся в газовой фазе и могут, поэтому, легко мигрировать против градиента давления. В процессе такой миграции в капиллярных щелях, как в ловушках, происходит обогащение углеводородной компоненты, связанное с их большим геометрическим размером и, следовательно, происходит первичная коагуляция микрокапель.

Таким образом, эти процессы можно описать последовательностью:

разбавленный раствор (нагр.) → концентрация раствора → нуклеация → коллоид → коалесценция → концентрация.

Этот набор субпроцессов ведет к ректификации, а главным при этом становится – отход от азеотропной точки, где нет разделения компонентов и неэквивалентный обмен между газовым и жидким растворами (смесями).

Скорость адсорбции определяется формулой

$$U' = \frac{P\zeta}{\sqrt{2\pi mkT}} (1 - \theta),$$

где θ - доля занятой поверхности, ζ - вероятность прилипания ($\zeta \approx 1$).

Скорость десорбции, соответственно,

$$U'' = K_0 \theta e^{-Q/RT}.$$

При капиллярной конденсации выделяется больше теплоты, чем при обычной конденсации, поэтому такая конденсация идет при давлениях ниже порога насыщения:

$$P \sim P_{нас} e^{\frac{V\sigma}{r\Delta T}},$$

где V – объем фазы, r – радиус цилиндрического мениска.

Поэтому застревание углеводородов происходит в капиллярах, если они смешиваются больше, чем вода. Меньше, чем вода – в гидрофильных образованиях – (окислы, сульфаты, карбонаты, силикаты). Поэтому в таких породах они будут концентрироваться в паровой фазе.

Жидко-твердое (газо-твердое) фракционирование можно подразделить на такие подпроцессы.

I. Фракционирование по растворимости:

- 1) высаливание,
- 2) удаление воды – большая проникающая способность,
- 3) понижение температуры,
- 4) расслоение истинного раствора ниже критической температуры растворения.

Все это ведет к образованию коацерватов.

II. Хроматографическое фракционирование

- 1) абсорбиционная хроматография

III. Седиментационное фракционирование:

- 1) в изотермической среде
- 2) при латеральном градиенте температуры: конвекционные ячейки с накоплением легких фракций вверху.

IV. Диффузионное фракционирование:

- 1) изотермическое
- 2) термическая диффузия

V. При ультрафильтрации через мелкопористые мембраны

VI. Ректификация – диффузионный обмен между неравновесными фазами (жидкость, пар, адсорбиционные слои).

Все рассмотренные выше механизмы возникновения углеводородов могут работать каждый в отдельности или в совокупности.

Эти флюиды перемещаются в межзеренном пространстве горных пород под воздействием термоупругих напряжений в соответствии с уравнением Дарси, переработанным для больших температур и давлений [4].

Литература

1. М.Е. Perel'man. Bull. Ac. Sc. Georgian SSR. 135. 97 (1989)
2. Р. Гринлер – Сб.: Новое в исследовании поверхности твердого тела. Том 2. М.: Мир. 1977. С.139.

3. С. Глесстон, К. Лейдлер, Г. Эйринг – Теория абсолютных скоростей реакций. М.: ИИЛ. 1948.
4. G.F.Gugunava, M.E.Perel'man, D.A.Kiknadze, G.M.Rubinstein, N.G.Gugunava. On problems of genesis and localisation of oil-gas fields (Role of thermoclastic stresses in the subduction zones). Bull Acad. Sc.Georgia. T.156. №2. 1997.
5. M. Perelman, G.E. Gugunava, K. Kartvelishvili, J. Gogiashvili, N. Chikovani, G. Rubinshtein. Tidal oscillations as motive force of primary migration of hydrocarbons to west outskirts of tectonic plates and localization of hydrocarbon beds occurring in process of subduction. Journal "Scientific Israel-Technological Advantages". vol.7. N 2. 2005.

Работа выполнена при поддержке гранта МНТЦ G-1532.

ნახშირბადის ჭაბაზის მიგრაციის ზონირების საკითხი

პერელმანი მ., გუგუნავა გ., ქირია ჯ.

რეზიუმე

ამჟამად არ არსებობს საზოგადოებრივი მიღებული თეორია ნახშირწყალბადების ნამარხ საბადოთა წარმოშობის შესახებ. საფუძვლად სახით მიიღება შემდეგი დებულებები:

1. დანალექი ქანების მარცვლებს შორის სივრცე შეიცავს წყალში გახსნილ ნახშირწყალბადების ფლუიდებს.
2. ფლუიდების მიგრაცია დანალექ კომპლექსში ევალუბადი PT პირობების გავლენით დარსის განტოლების შესაბამისად ხდება, რომელიც მაღალი PT პირობებისთვის არის გარდაქმნილი.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИГРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА

Перельман М.Е., Гугунава Г.Е., Кирия Дж.К.

Реферат

В настоящее время не существует общепринятой теории происхождения месторождений ископаемых углеводородов.

В качестве основы принимаются следующие положения:

1. В межзеренном пространстве осадочных пород содержатся растворенные в воде флюиды углеводородов.
2. Миграция флюидов происходит под воздействием изменяющихся PT-условий в осадочном комплексе, в соответствии с уравнением Дарси переработанным для больших PT- условий.

SOME ISSUES ON OIL AND GAS MIGRATION

Perelman M., Gugunava G., Kiria J.

Abstract

Nowadays there is no publicly received theory for generation of buried hydrocarbon deposits. Some propositions as foundation are accepted:

1. The space among granules of sedimentary rocks contain hydrocarbon fluids dissolved in water. The fluids migrate in a sedimentary complex under the influence of variable PT conditions according to the Darcy equation transformed for high PT conditions

К ПРОБЛЕМЕ ТЕРМО-ГЕОДИНАМИКИ КАВКАЗА И ПРИРОДЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ И КАСПИЙСКОЙ ВПАДИН

Гугунава Г.Е., Кириа Дж. К., Кикнадзе Д.А., Гоцадзе Е.О.

Институт геофизики им. М. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1

В предыдущих исследованиях Кавказ рассматривался с позиций решения трехмерного стационарного уравнения теплопроводности, что являлось первым приближением поставленной задачи [1,2,3].

В настоящей работе задача усложнена и расчеты по Кавказу ведутся на базе трехмерных нестационарных термических расчетов, которые позволили выявить ряд геодинамических процессов в регионе исследования.

Постановка задачи следующая:

Кавказ рассматривается с позиций трехмерного нестационарного термического развития в соответствии с геодинамикой региона [4], который разделяется на 7 слоев осадочного комплекса (по Шолпо) и поверхности Мохо, Конрада и гранитного слоя в коре и слои на глубине 70 и 140 км. в мантии.

До момента возникновения осадочного комплекса термическая ситуация рассматривалась как стационарная (По В.Н. Тихонову [5] тепловой поток всей Земли без учета осадочного комплекса отличается от стационарного на 3%).

После возникновения осадков с Девона, термическая задача рассматривалась как нестационарная [6].

На базе геологической модели Кавказа [5] и акваторий Черного и Каспийского морей [7] проведены термоупругие расчеты для всех упомянутых выше 12 срезов геологической среды в коре и мантии (для глубин 70 и 140 км.).

В работе рассматриваются вертикальные компоненты термосмещений U_z и термплотностные аномалии ($\Delta\rho$).

Анализ двух групп расчетных карт - термосмещений (вертикальных) и термплотностных аномалий приводит к интересным результатам. Рассмотрение термплотностных аномалий на одном из этапов эволюции (до 410 млн лет) на глубине 140 км (рис.1), и аналогично на глубине 70 км показывает, что по-видимому мы имеем дело с адвекционными ячейками [8], и диапиризмом (Ставропольское поднятие и Южный Кавказ) т.е. тяжелый глубинный-прогретый материал всплывает к поверхности.

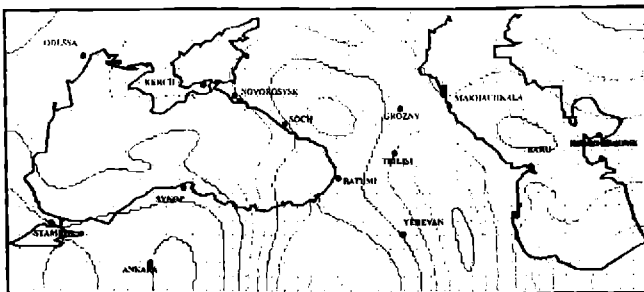
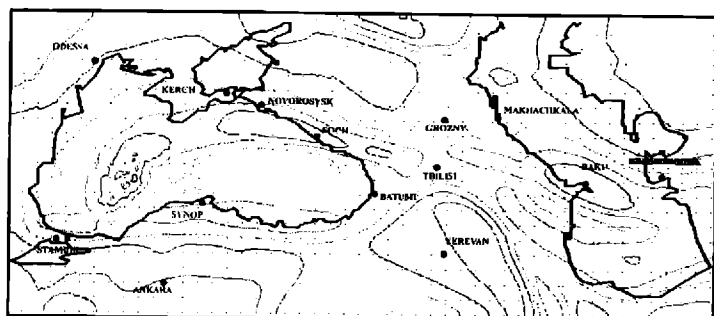
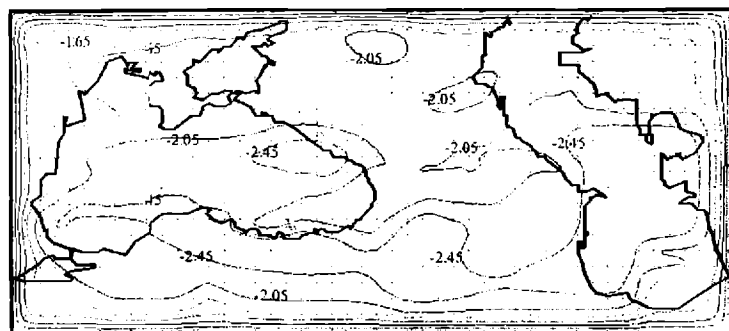


Рис.1. Термплотностные аномалии на глубине 140 км (410 млн.лет)

Уже на поверхности Мохо возникают очертания Черноморской впадины и глубоководной части Каспийской впадины как на картах вертикальных смещений, так и термплотностных аномалий. (рис.2а,б.)



а)



б)

Рис.2 а) Термплотностные аномалии и б) Термовертикальные смещения на поверхности мохо

Изолинии на поверхности Мохо (рис.2а,б) представляют собой вытянутую структуру, простирающуюся от Черного до Каспийского моря и не могут обусловить возникновение разрывных дислокаций, т.е. глубинных разломов, для которых необходим горизонтальный градиент вертикальных смещений в 16 м/км.

На поверхности Конрада местами прорисовываются области термосмещений, образующих глубинные терморазломы (рис.3)

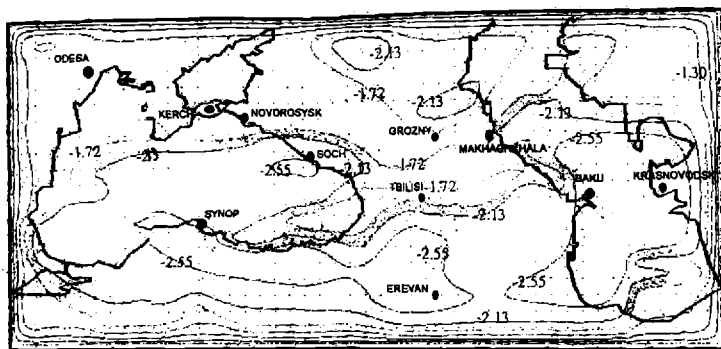


Рис. 3. Вертикальные смещения на поверхности Конрада

Начиная с поверхности гранитного слоя вертикальные смещения достигают пространственных критических значений, при этом изолинии в ряде регионов настолько сближаются, что возникают крупные области разрывных дислокаций затухающие участки (рис. 4), секущие весь Кавказ от моря до моря и почти полностью окаймляют Черное и глубоководную часть Каспийского моря.

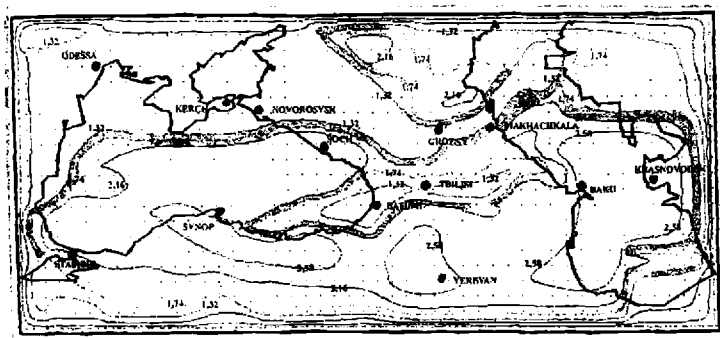


Рис.4 Вертикальные смещения на поверхности гранитного слоя.

Области максимальных сближений изолиний свидетельствуют о возможности возникновения глубинных разломов.

В Закавказье в девоне, карбоне, триасе картина вертикальных смещений аналогична ситуации на поверхности гранитного слоя.

В нижней юре система разрывных дислокаций все больше ветвится, оставаясь неизменной почти до самой поверхности Земли.

Значительный интерес представляют западная часть Аджаро-Триалетской зоны и ее продолжение на юго-запад в Черном море. Здесь – в районе Аджарии по геологическим данным выделен ряд глубинных разломов, которые по нашим данным четко прослеживаются в акватории моря.

Рассмотрение схемы глубинных термоупругих разломов свидетельствует о хорошей корреляции их с геологическими наблюдениями в Аджарии. На этих схемах (рис.4-5) разломы имеют веретенообразные продолжения в юго-восточной части акватории Черного моря, что позволяет предполагать погружение Аджарской системы разломов в Черное море.

Как показывают модельные расчеты термовертикальных смещений, наблюдается всплывание территории Кавказа, которое выражается в воздымании кристаллического субстрата порядка от 0,96 до 2,5 км до возникновения осадочного комплекса. Представляется, что «омеление» океана «Тетис» на Кавказе может быть обусловлено термоупругими вертикальными смещениями в мантии и коре.

В период интенсивного воздымания центральной части акваторий Черного и глубоководной части Каспийского морей, надо полагать произошел разрыв и размывание гранитного слоя, что могло бы объяснить отсутствие этого слоя в акваториях.

Начиная с поверхности гранитного слоя по контуру Черного и глубоководной части Каспийского морей (в период воздымания) видимо был преодолен предел прочности горных пород (см. рис. 4, 5), который выразился в разрывных дислокациях с образованиями глубинных разломов.

Анализируя карты распределения U_3 вертикальных термоупругих смещений вектора \bar{U} легко заметить, что с зонами аномально высоких значений латеральных производных $-U_3$ (достигающих 16 м/км и более, значительно превышают пределы прочности горных пород) достаточно хорошо согласуются с данными по большинству глубинных разломов Кавказа и акваторий Черного и Каспийского морей. На картах хорошо прослеживаются разломы Большого и Малого Кавказа, акваторий Черного и Каспийского морей и др.

Разломы в области Анатолии обусловлены перемещениями континентальных блоков, являясь трансформными, и не могут быть отображены на картах вертикальных термоупругих смещений.

Что касается Ставрополя и Южного Кавказа, то здесь, несмотря на значительные вертикальные смещения, не был преодолен предел прочности пород (горизонтальный градиент значительно меньше 16 м/км) см. рис 2-5.

Рассмотрим общую картину вертикальных смещений, начиная с глубин 140 км за период более 410 млн. лет таму назад.

Как отмечалось выше, с глубин 140 км Кавказ и акватории Черного и Каспийского морей испытывают воздымание в пределах Кавказа и Предкавказья в общем на 0,96 км. Южный Кавказ и акватории Черного и Каспийского морей воздымаются на 1,15 км.

На поверхности Мохо характер воздымания не меняется – на Кавказе – Предкавказье (2,05 км), на южном Кавказе (2,45 км), в акваториях морей 2,05-2,45 км, т.е. воздымание значительно больше, чем на Кавказском перешейке. На поверхности Конрада Кавказ и Предкавказье несколько погружаются на 1,72 км, малые «островки» воздымаются до 2,13 км, а на Южном Кавказе и акваториях морей продолжается воздымание (2,13-2,55).

На поверхности гранита Кавказ и Предкавказье испытывают некоторое погружение (1,32 – 1,74 км), где существуют малые «островки» на Северном Кавказе (2,13 км). Южный Кавказ и глубоководная часть Каспийского моря продолжают воздымание (2, 58 км). Черное море испытывает незначительное воздымание (2,16 км), но исчезает «островок» в восточной части моря.

Начиная с периода возникновения осадков Девон-Карбон, Триас (410-203 млн. лет) воздымание прекращается, и структура остается без изменений. Изменения возникают лишь за счет накопления осадков.

Карты термических моделей, базирующиеся на палеорекоконструкционных схемах [1], показывают, что в пределах Черного моря начиная с Триаса (мелкое море) и до верхнего мела – начала четвертичного периода кристаллический субстрат находится на поверхности, и только с этого времени происходит интенсивное прогибание и накопление осадков.

До верхнего мела фактически была полностью прервана механическая связь блоков Черного и несколько раньше глубоководной части Каспийского морей со всей окружающей литосферной плитой, после чего произошло проседание (несколько раньше) Каспийского блока и в K_2 – Черноморского, что способствовало резкому накоплению в них осадков и дальнейшему роседанию еще и за счет накопившихся осадковю

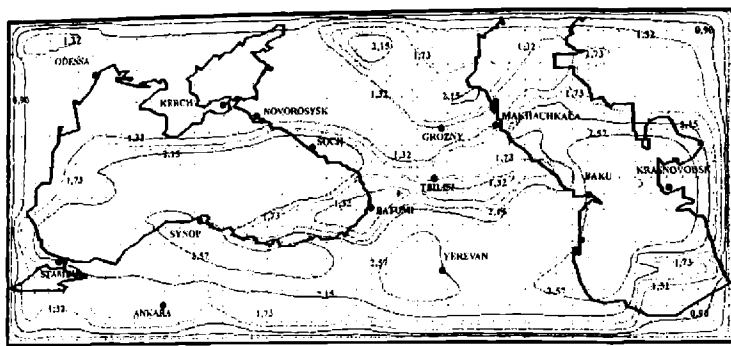


Рис.5 Вертикальные термоупругие смещения на поверхности Палеоцен-Четвертичного периода.

Значительный интерес представляет проблема образования Черноморской и Каспийской впадин. Природа их по всей вероятности одинакова. Существует множество гипотез возникновения этих структур. В настоящем исследовании предлагается еще одна.

Как Черноморская, так и Каспийская впадины почти полностью окаймлены глубинными разломами, проникающими до глубин порядка 70 км. и более, а также секущими все образования осадочного комплекса, вдоль которых происходило постепенное нарастание разломов к поверхности, благодаря тонущему тяжелому и холодному фундаменту и нарастанием веса осадков накапливающихся во впадинах. При этом необходимо учесть, что как Черноморская, так и Каспийская «плиты» плавают на полурасплаве упруговязкой среды верхней мантии (астеносфере) и, благодаря окружающим их глубинным разломам, начинают «тонуть» на все большую глубину по мере накопления осадков во впадинах, пока вес плиты и выталкивающая сила не уравновесятся.

В верхнем мелу погрузившийся под мощные осадки субстрат не успев прогреться, представляет собой низкотемпературную аномалию (и на глубине), откуда следует, что независимо от «экранирующего» эффекта осадков (как это принято считать), это низкотемпературное тело вообще не может дать высокие поверхностные тепловые потоки.

Таким образом, на первом этапе, на фоне всеобщего воздымания, благодаря термосмещениям по всему планшету, области Черного и глубоководной части Каспийского моря (см.рис. 2-5) испытывают резкое воздымание, вследствие чего по всему контуру морей возникают глубинные разломы. На втором этапе области, окаймленные глубинными разломами начинают проваливаться.

Интересная картина, подтверждающая нашу модель, наблюдается на юге Крымского полуострова, там, где по данным термоупругой модели прослеживается субширотная структура глубинного разлома, совпадающая с геологическими данными «на юге подводная часть Крымского сооружения отделена от глубоководной котловины Черного моря разломом, проходящим в подножье континентального склона» [9]. Аналогичная картина, по нашим данным, наблюдается на юге Черного моря в районе Анатолии.

Что касается отсутствия глубинных термоупругих разломов внутри Черного моря, то их отсутствие можно объяснить тектоническим (чисто механическим) дроблением продолговатой Черноморской плиты, которое не могло отобразиться на термоупругой модели.

Аналогичная картина, надо полагать, наблюдается в глубоководной части акватории Каспийского моря, которое хотя и зародилось несколько раньше, и, тем не менее, исходя из того, что расчеты для выходящего на поверхность кристаллического субстрата и здесь дают погружение изотерм, т. е. верхние слои гранитного слоя (там, где он существует); а также базальтового значительно охлаждены. На них отпагуются, опять таки «холодные» осадки. Поэтому и они не могут настолько прогреться, чтобы дать значительные тепловые потоки на дне моря.

Несомненно, первоначальный импульс возникновения (в период до 410 млн. лет) обеих впадин имеет мантийное происхождение. Об этом свидетельствует хотя бы тот факт, что на Кавказе на поверхности Мохо возникают контуры Черного и Каспийского морей.

Литერატურა

1. Алексидзе М.А., Буачидзе Г.Н., Гугунава Г.Е., Кириа Дж. К., Челидзе Т.Л. Трехмерная стационарная геотермическая модель Кавказа. Сообщ. АН ГССР. Т.III.№3. 1983. С.505-508.
2. Alexidze M.A, Gugunava G.E., Kiria J.K., Chelidze T.L. A tree-dimensional stationary geothermal model of the Caucasus geodynamic implications. Geodynamic and seismic source processes stress, strength and viscosity in the lithosphere. March-April. Potsdam (Abstract). 1989.
3. Alexidze M.A., Gugunava G.E., Kiria J.K., Chelidze T.L. A tree-dimensional geothermal stationary model of thermal and thermoelastic fields of the Caucasus Tectonophisics. 1993. T.227. PP.191-203.
4. Тихонов А.Н. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофизическая. №3. 1937.С.431-458.
5. Gugunava G.E., Sholpo V., Gamkrelidze E.P., Gogiashvili J.V., Kiria J.K., Chikovani N.G., Kolesnikov I. A tree-dimensional non- stationary thermal model of Caucasus and the Black and Caspian Sea area. Journal of the Georgian Geophysucal Society. Issue A. Physics of Solid Earth. V.
6. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М. Недра. С. 126 и докторская диссертация 1978.
7. Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финети, Челихов В.Р., Булычев А.А., Гилод Д.А., Андреева О.А., Шрейдер Ал. Ам. «Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным». Геотектоника. 2000. №1. С. 41-68 (Russian)
8. Гордиенко В.В. Термическое поле Кавказа. Киев. Наукова думка.1975.
9. Хаин В.Н. Региональная геодинамика (Альпийский средиземноморский пояс). М. «Недра». 1984 .

Работа выполнена при поддержке гранта МНТЦ G-1532.

კავკასიის თერმო-გეოდინამიკისა და ვაჭი და კასპიის ზღვების რეგულირების წარმოშობის პრობლემისათვის

გუგუნავა გ., ქირია ჯ., კიკნაძე ლ., გოცაძე ე.

რეზიუმე

მპლავრი ვერტიკალური წანაცვლებები მანტიამი წარმოიქმნა, დანალექ ფენში კი ის უმნიშვნელოა. იგულისხმება, რომ ოკეანე “ტეტიისი” გამეზხერება დაკავშირებულია მანტიასა და ქერქში ვერტიკალურ თერმოწანაცვლებათა პროცესთან. შესაძლოა, რომ უგრანიტო ფენის წარმოქმნა შეეზღვა და კასპიის ზღვის ღრმა ნაწილში ამ პერიოდში ამოშეებას და გადარეცხვას უკავშირდება. რღვევები მოხოს შედაპირზე წარმოიქმნება, გრძელდება “ბაზალტში”, ინტენსიურად ვითარდება “გრანიტში” და დღემდე არსებობს დანალექ ფენში, რაც რეგიონში თანამედროვე მიწისძვრებს განაპირობებს. შავი ზღვის ირგვლივ არსებული რღვევის დისლოკაციის გასწვრივ ხდება ჩაპირვა ძირითადად მხოლოდ შედა ცარცის შემდეგ, კასპიის ზღვაში კი რამდენადღე აღრე და ასევე დაკავშირებულია დიდ ნალექდგროვებასთან.

К ПРОБЛЕМЕ ТЕРМО-ГЕОДИНАМИКИ КАВКАЗА И ПРИРОДЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ И КАСПИЙСКОЙ ВПАДИН

Гугунава Г.Е., Кириа Дж. К., Кикнадзе Д.А., Готсадзе Е.О.

Реферат

Крупные вертикальные смещения возникают в мантии, а в осадочном комплексе вертикальные смещения незначительны. Представляется, что омерление океана «Тетис» связано с процессами вертикальных термосмещений в мантии и коре.

Возможно, отсутствие гранитного слоя в Черном и глубоководной части Каспийского морей произошло вследствие воздымания и размыва в этот период. Разломы зарождаются на поверхности Мохо, продолжают в «базальте», интенсивно развиваются в «граните» и существуют в осадочном комплексе до настоящего времени, обуславливая тем самым возникновение современных землетрясений в регионе. Вдоль разрывных дислокаций, расположенных вокруг Черного моря, происходит проседание в основном лишь после верхнего мела, а в Каспийском море несколько раньше и тоже с резким накоплением осадочных пород.

ON THE PROBLEM OF THERMO-GEODYNAMICS OF THE CAUCASUS AND THE CHARACTER OF THE ORIGIN OF THE BLACK AND THE CASPIAN SEAS DEPRESSIONS

Gugunava G.E., Kiria J.K., Kiknadze D.A., Gotsadze E.O.

Abstract

Large vertical displacements occur in the mantle; as for sedimentary complex, vertical displacements are insignificant. We think that chalk-forming of ocean "Tetis" is connected with vertical thermosplacement processes in the mantle and the crust. It is possible that absence of granite layer in the Black Sea and deep-water part of the Caspian Sea is due to transgression in this period. Fractures arise at Moho discontinuity, continue in "basalt", develop intensively in "granite" and exist in sedimentary complex till these days, thus conditioning occurrence of contemporary earthquakes in the region. Along discontinuity dislocations around the Black Sea sedimentation begins only after Upper Cretaceous, and in the Caspian Sea a bit earlier and also with sharp accumulation of sedimentary rocks.

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ

Сакварелидзе Е.А., Аманаташвили Я.Т., Месхия В.Ш.

Государственный Университет Ильи
Пр. Какуца Чолокашвили 3/5

Исследование теплового режима коры черноморского региона непосредственно связано с глубинными эндогенными процессами, происходящими в этом регионе, изучением термоупругих напряжений и сейсмичностью региона, а также представляет интерес в аспекте изучения глубинных разломов. Распределение температур в осадочном комплексе представляет интерес в связи с изучением предвестников энергоресурсов в море, таких как, грязевые вулканы, газогидраты и газовые факелы.

В данной работе приводятся результаты изучения распределения теплового потока и расчетов температур в коре восточной части черноморской акватории и прилегающей к ней территории. Полученные в работе результаты представлены в виде карт тепловых потоков [рис.1] и глубинных температур.

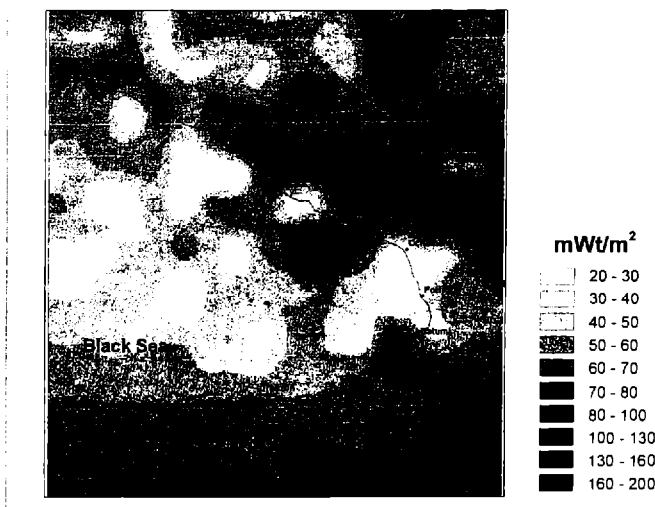


Рис.1 Распределение теплового потока

Карта тепловых потоков построена на базе его экспериментальных значений [1] и его рассчитанных величин [2]. Расчет глубинных температур для региона Черного моря был проведен ранее [3] только для пунктов с имеющимися экспериментальными данными потоков. В данной же работе расчет температур в исследуемом регионе был проведен с использованием экспериментальных и рассчитанных значений теплового потока – в пунктах, где нет экспериментальных данных о потоке, использовались его рассчитанные значения. Распределения температур в коре были получены путем решения стационарного уравнения теплопроводности [4], а полученные результаты приведены в виде карт

распределения температур на нижней границе осадочного комплекса, на границах Конрада и Мохоровичича (рис.2,3,4).

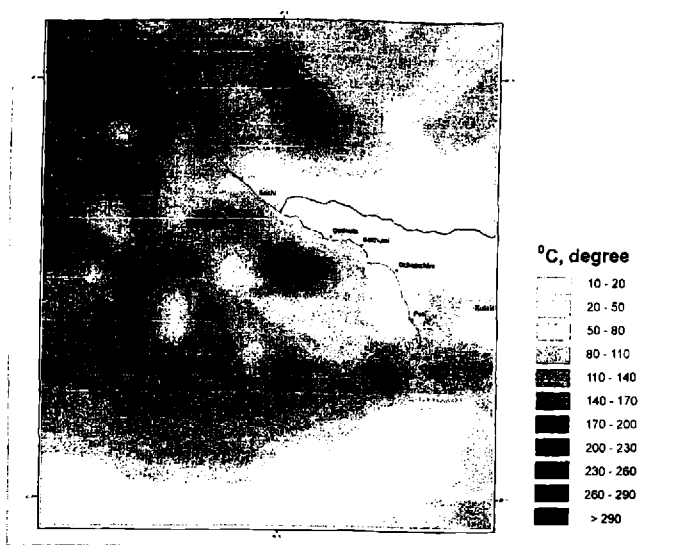


Рис.2 Распределение температур на нижней границе осадочного комплекса

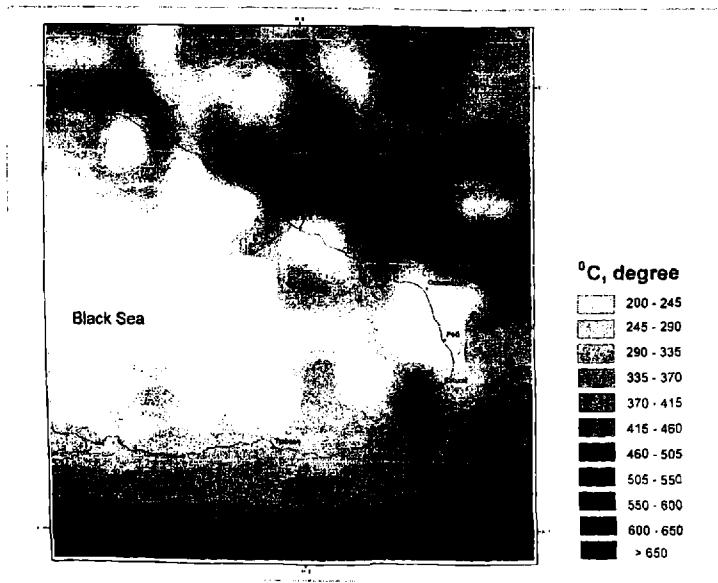


Рис.3 Распределение температур на границе Конрада

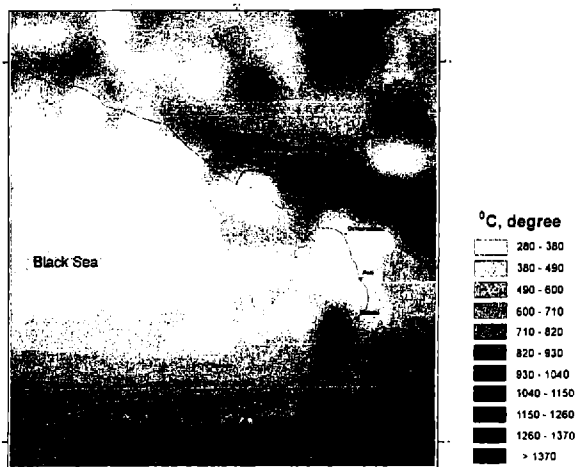


Рис.4 Распределение температур на границе Моховоричича

Фоновые значения теплового потока в восточной части Черного моря и на прилегающей территории Грузии составляют $50-60 \text{ мВт/м}^2$. В более глубоководной части и у восточного побережья (Поти, Очамчыра) поток понижается в среднем до $40-50 \text{ мВт/м}^2$, однако встречаются отдельные области с более низкими значениями потока до $30-40 \text{ мВт/м}^2$. В морской части имеются две области с аномально большими значениями потоков: на северо-востоке, ближе к берегам Абхазии (Гудаутская зона) – 200 мВт/м^2 и на юго-востоке от Батуми (Батумская зона) $\sim 80 \text{ мВт/м}^2$. По нашим оценкам источники этих аномальных значений должны быть расположены в верхних горизонтах коры.

На прилегающей территории, на юге и на севере поток увеличивается: на юге (Аджара-Триалети, восточные Понтиды) увеличение происходит до $70-80 \text{ мВт/м}^2$, на Большом Кавказе фоновое значение $70-80 \text{ мВт/м}^2$ с аномально высокими областями до $100-130 \text{ мВт/м}^2$. В Предкавказье также встречаются области высоких потоков $80-100 \text{ мВт/м}^2$.

Фоновые значения температур на основании осадочного комплекса Черного моря составляют $80-140^\circ\text{C}$. К западу температура повышается до $140-200^\circ\text{C}$, имеются локальные области со значениями температур $230-260^\circ\text{C}$, причем значительные повышения температуры наблюдаются в направлении Крыма. У побережья Грузии имеются две локальные зоны повышенных температур: Гудаутская, с температурой $230-290^\circ\text{C}$ и Батумская, с температурой $170-200^\circ\text{C}$. Необходимо отметить, что именно в этих зонах обнаружены проявления грязевого вулканизма и газогидратов. На юге, ближе к Тразбону имеется зона с температурой $140-170^\circ\text{C}$.

На прилегающей территории на юге и на севере в горных областях (Большой Кавказ и восточные Понтиды) температуры минимальные – $10-50^\circ\text{C}$. На территории Грузии (Рионская низменность, Аджара-Триалети) температуры составляют $80-140^\circ\text{C}$. Здесь же имеется локальная зона с температурой $140-170^\circ\text{C}$. В северной и северо-западной частях региона температура увеличивается: здесь имеются две области повышенных температур со значениями $200-230^\circ\text{C}$ и $230-290^\circ\text{C}$.

Фоновые значения температур в морском регионе на поверхности Конрада составляют $200-245^\circ\text{C}$, к береговой части температура повышается до $370-415^\circ\text{C}$. Имеется аномальная локальная (Батумская) зона с температурой $600-650^\circ\text{C}$.

На прилегающей территории температура повышается. На юге максимальная температура достигает $500-550^\circ\text{C}$ (Аджара-Триалети, восточные Понтиды). В северной части Предкавказья в основном встречаются зоны со значениями $450-550^\circ\text{C}$. В зоне Большого Кавказа и в отдельных зонах Предкавказья температура достигает $600-650^\circ\text{C}$.

На поверхности Мохо в районе акватории фоновое значение температур $280-490^\circ\text{C}$. К побережью температура увеличивается, достигая $500-700^\circ\text{C}$. В Батумской зоне наблюдаются значения $1150-1260^\circ\text{C}$.

На прилегающей территории в южной части температура увеличивается, достигая $1040-1150^\circ\text{C}$ (Аджара-Триалети, восточные Понтиды). В северной части максимальные значения порядка $1280-1370^\circ\text{C}$ приходятся на зону Большого Кавказа и на локальные области Предкавказья.

ლიტერატურა

1. M.Alexidze, G.Gugunava, D.Kiria, T.Chelidze A three-dimensional stationary model of the thermal and thermoelastic fields of the Caucasus. Tectonophysics, 227. 191-203. 1993.
2. E. Sakvarelidze, I. Amanatashvili, V. Meskhia, M.Otanashvili Heat Flow of East Part of the Black Sea and Adjoining Territories. 10 th Intern. Conf. on Gas in Marin Sediments. Listvyanca, Lake Baikal, Russia. Sept.. 2010.
3. E. Sakvarelidze, N. Mamulia. Some Resultss of the investigation the Heit Regim of the Crust for the Water Area of the Black Sea. Bull.of the Georg. Acad.of Sciences. 161. 1. 2000.
4. E. Sakvarelidze. Some results of calculation of Earth's crust temperatures, taking into account the temperature dependence thermal conductivity coefficient of the rocks. Proceedings of the Institute of Geophysics, Academy of Sciences of the GSSR. 1972. T.29.

შავი ზღვის აკვატორიის აღმოსავლეთ ნაწილის და მიმდებარე ტერიტორიის ქერქის სითბური რეჟიმი

ესაყვარელიძე, ი. ამანათაშვილი, ვ. მესხია

რეზიუმე

ნაშრომში მოყვანილია სითბური ნაკადის და ტემპერატურის გამანილები შავი ზღვის აკვატორიის აღმოსავლეთ ნაწილის და მიმდებარე ტერიტორიის ქერქისთვის. მიღებული შედეგები წარმოდგენილია სითბური ნაკადების და სიღრმული ტემპერატურების რუკების სახით.

ТЕПЛОВЫЙ РЕЖИМ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ

Сакварелидзе Е.А., Аманаташвили Я.Т., Месхия В.Ш.

Реферат

В работе приводятся результаты изучения распределения теплового потока и расчетов температур в коре восточной части черноморской акватории и прилегающей к ней территории. Полученные результаты представлены в виде карт тепловых потоков и глубинных температур.

THERMAL CONDITIONS IN THE CRUST IN THE EASTERN BLACK SEA REGION AND ADJACENT TERRITORY

E. Sakvarelidze, I. Amanatashvili, V. Meskhia

Abstract

The results of studying of distribution of a heat flow and calculations of temperatures in the Crust in the Eastern Black Sea Region and Adjacent Territory are given in this work. The received results are presented in the form of maps of heat flow and deep temperatures.

კ ვOPOCY CАMOPEГУЛЯЦИИ МАГНИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Хантадзе А.Г., Кереселндзе З.А., Чхитунидзе М.С.

Институт геофизики им. М.Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. Алексидзе №1

В спокойных и мало возмущенных условиях среда в плазмосфере, главным магнитосферном резервуаре, достаточно строго представляет собой практически идеальную, бесконечно проводящую плазму. Этим качеством она подобна солнечному ветру в межпланетном пространстве, в котором вморожено магнитное поле (ММП). Следовательно, при описании динамики этих субстанций в первом приближении можно пользоваться уравнениями идеальной магнитной гидродинамики, т.е. не вводить диссипативные параметры в виде феноменологических коэффициентов обычной и магнитной вязкостей. Однако, естественно возникают вопросы: насколько такой подход является корректным? Возможна ли без явного привлечения диссипативных коэффициентов саморегуляция в магнитосфере Земли? Для ответа на эти вопросы в настоящей работе рассматривается именно такой физический механизм, основанный на физической аналогии между внутримангитосферными и гидродинамическим процессами в земной атмосфере.

Известно, что во время рекуррентных магнитных возмущений (магнитная буря, суббуря), следующих за солнечной вспышкой, магнитосфера вследствие пограничных эффектов МГД взаимодействия геомагнитного поля с солнечным ветром, получает энергетический импульс, выводящий ее из состояния относительного равновесия. Релаксация следствия такого импульса может продолжаться достаточно долго, но магнитосфера опять обязательно придет к состоянию равновесия, когда интенсивность внутримангитосферных процессов будет поддерживаться на стационарном уровне [1]. С первого взгляда может показаться, что имеем дело с парадоксальным явлением, когда в среде, в которой отсутствуют диссипативные факторы, происходит затухание динамических процессов. Очевидно, что для объяснения механизма саморегуляции магнитосферы, хотя бы во время ее возмущений, следует наделить магнитосферную плазму диссипативными свойствами, что обычно делается при помощи феноменологического коэффициента магнитной вязкости. Но этот параметр связан с электрической проводимостью среды, которая достаточно переменна и, строго говоря, должна быть определена на кинетическом уровне. Именно так определяется эффект аномального сопротивления солнечного ветра вблизи границы магнитосферы, приводящий к усилению квазивязкого взаимодействия между геомагнитным полем и солнечным ветром. Кроме этого, аномальное сопротивление также способствует развитию процесса пересоединения магнитных силовых линий геомагнитного поля и ММП, приводящего к эрозии границы магнитосферы [2]. Однако, как было сказано выше, кроме введения феноменологического коэффициента магнитной вязкости и эквивалентного ему коэффициента кинематической вязкости, для объяснения механизма саморегуляции магнитосферы существует также другой математически достаточно корректный путь.

Магнитосфера Земли перманентно подвергается воздействию солнечного ветра и межпланетного магнитного поля. При спокойном солнечном ветре и ММП магнитосфера Земли находится в состоянии относительного, хотя неустойчивого равновесия. Обычно

магнитосфера в космическом пространстве располагается под углом относительно линии Солнце-Земля, который меняется в известных пределах. Поэтому, векторы скорости солнечного ветра \vec{V}_2 ММП \vec{B}_2 можно разложить на тангенциальную и нормальную к границе магнитосферы составляющие. Введем прямоугольную систему координат, начало которой располагается в подсолнечной точке дневной стороны магнитосферы, которая отлучается от обычно используемой лишь обозначением осей. В частности, ось x направлена вдоль граничной силовой линии геомагнитного поля, z - на Солнце, ось y - вдоль границы экваториального сечения магнитосферы. Будем считать, что обтекание магнитосферы является асимметричным и происходит в xoz плоскости, что, согласно численным экспериментам, в возмущенных условиях является наиболее вероятным [3]. Следовательно, скорость плазмы, являющаяся вблизи подсолнечной точки малой величиной по сравнению со скоростью солнечного ветра до взаимодействия с магнитосферой, будет иметь две составляющие: вдоль x и z . Вблизи подсолнечной точки, т.е. фокальной области, кривизна граничной поверхности магнитосферы пренебрежимо мала по сравнению с ее линейным размером. Поэтому, вектор напряженности геомагнитного поля \vec{B}_1 фактически имеет только одну составляющую B_{1x} . Однако, вектор межпланетного магнитного поля \vec{B}_2 должен быть двухкомпонентным, т.е. имеем B_{2x} и B_{2z} .

Т.к. для вмороженного в солнечный ветер межпланетного магнитного поля практически всегда выполняется условие $|B_2| \ll |B_1|$, можно считать, что магнитное воздействие на магнитосферу со стороны ММП должно носить характер малых возмущений.

Если допустить, что плотность плазмы ρ и суммарное магнитное поле на границе магнитосферы $\vec{B} = \vec{B}_1 + \vec{B}_2$ являются однородными, линеаризованная система магнитогидродинамических уравнений, описывающая взаимодействие солнечного ветра с геомагнитным полем в приближении малых возмущений, будет иметь вид

$$\rho \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\nabla P' + \frac{1}{4\pi} (\vec{B} \nabla) \vec{b}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{b}}{\partial t} = (\vec{B} \nabla) \vec{V}, \quad (2)$$

$$\text{div} \vec{V} = 0, \quad \text{div} \vec{b} = 0, \quad (3)$$

где \vec{V} - скорость плазмы, $P' = P + \frac{(\vec{B} \vec{b})}{4\pi}$ - полное давление, являющееся суммой газокINETического и магнитного давлений, \vec{b} - возмущенное магнитное поле.

Покажем, что как на границе магнитосферы, так и внутри нее, наличие нормальной составляющей ММП вызывает в среде своеобразную стратификацию и придает ей диссипативный характер, ввиду чего при рекуррентных магнитных возмущениях будет включаться механизм саморегуляции магнитосферы. Считается, что когда магнитосфера является непроницаемой для частиц солнечного ветра, т.е. ее граница не подвержена эрозии, (т.н. закрытая магнитосфера), система (1)-(3) имеет лишь одну собственную частоту, соответствующую поперечным волнам Альвена. Действительно, эти волны имеют недиссипативную природу, т.е. распространяются практически без затухания. Однако, такое представление является не вполне корректным, если существует нормальная компонента ММП, проходящая вглубь магнитосферы без скачка. При учете эффекта ММП, приводящего не только к пересоединению силовых линий геомагнитного поля и межпланетного магнитного поля, но также и к проникновению магнитного потока в плазмосферу (при наличии нормальной составляющей ММП), магнитосфера становится открытой. Поэтому

(аналогично действию ветра на поверхности воды) на ее границе возмущения будут носить характер поверхностных волн $\sim \exp(-kz) \exp(i\omega t + ikx)$, где ω - частота, \bar{k} - волновое число.

При таких условиях из системы (1)-(3) получим

$$\rho \frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\nabla P' + \frac{(\vec{\nabla} \nabla)^2}{i4\pi\omega} \vec{V}, \quad (4)$$

$$\text{div} \vec{V} = k_x i V_x - k_z V_z = 0, \quad (5)$$

где $(\vec{\nabla} \nabla) = B_x \frac{\partial}{\partial x} + B_z \frac{\partial}{\partial z} \sim ik_x B_x - k_z B_z$, где $B_x = B_{x1} \pm B_{x2}$ (\pm в зависимости от ориентации \vec{B}_2), $B_z = B_{z2}$.

Используя уравнение неразрывности (5) и упрощающее условие $k_x = k_z = k$, не являющееся сильным ограничением, будем иметь: $iV_x = V_z$, $-V_x = iV_z$, вследствие чего компоненты уравнения (4) можно представить следующим образом:

$$\rho \frac{\partial V_x}{\partial t} = -\frac{\partial P'}{\partial x} - 2\Omega_y \rho V_z - \beta \rho V_x, \quad (6)$$

$$\rho \frac{\partial V_z}{\partial t} = -\frac{\partial P'}{\partial z} + 2\Omega_y \rho V_x - \beta \rho V_z, \quad (7)$$

где $2\Omega_y = k^2 \frac{B_x^2 - B_z^2}{4\pi\omega\rho}$, $\beta = k^2 \frac{B_x B_z}{2\pi\omega\rho}$.

Введем двумерные векторы:

$$\vec{u} = V_x \vec{e}_x + V_z \vec{e}_z, \quad \vec{G} = -\left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial P'}{\partial x} \vec{e}_x + \frac{1}{\rho} \frac{\partial P'}{\partial z} \vec{e}_z \right) i2\vec{\Omega} = 2\Omega_y \vec{e}_y,$$

После чего уравнение (4) примет вид

$$\rho \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} = \rho \vec{G} + \rho [\vec{u} \cdot 2\vec{\Omega}] - \beta \rho \vec{u}. \quad (8)$$

Уравнение (8) по форме точно совпадает с уравнением движения атмосферы Гулдберга-Монина [4], которое учитывает действие сил барического градиента \vec{G} и Корриолиса $\vec{F}_k = \rho [\vec{u} \cdot 2\vec{\Omega}]$, а также аналог силы «релеевского» трения $\vec{F}_{kr} = -\beta \rho \vec{u}$.

В уравнении (8) общее выражение силы пропорционально скорости \vec{u} и имеет вид

$$\vec{F} = \rho [\vec{u} \cdot 2\vec{\Omega}] - \beta \rho \vec{u}. \quad (9)$$

Выражение (9) можно представить следующим образом: $\vec{F} = -(i2\Omega_y + \beta) \rho \vec{u} = -\alpha \rho \vec{u}$. Последнее выражение в скалярной форме совпадает с последними членами уравнений (6) и (7).

Теперь опишем процесс затухания возмущения с энергетической стороны.

Как известно, средняя объемная диссипация кинетической энергии $E_k = \int \frac{\rho u^2}{2} dV$ в магнитосферной плазме, как и в обычной несжимаемой среде, определяется средним

значением произведения силы F и скорости u . При этом, разумеется, следует пользоваться вещественными частями u и F :

$$u = \frac{1}{2}(u_0 e^{-i\omega t} + u_0^* e^{i\omega t}); F = -\frac{1}{2}(u_0 \alpha e^{-i\omega t} + u_0^* \alpha^* e^{i\omega t}), \quad (10)$$

Где индекс * означает сопряженную величину, u_0 - амплитуда скорости.

Учитывая, что среднее от $e^{\pm 2i\omega t}$ равно нулю, средняя диссипируемая в единицу времени энергия определяется выражением

$$\bar{E}_{кин} = \overline{F \cdot \rho u} = -\frac{1}{4}(\alpha + \alpha^*) \rho |u_0|^2 = -\frac{\beta}{2} \rho |u_0|^2. \quad (11)$$

Таким образом, диссипация энергии связана только с вещественной частью параметра α . Поэтому соответствующую (пропорциональную скорости) часть силы трения $\sim \beta \rho \dot{u}$ можно назвать диссипативной силой. Вторую же часть силы \bar{F} , пропорциональную мнимой части α и определяющую гироскопическую силу $\rho[\bar{u} \cdot 2\vec{\Omega}]$, не связанную диссипацией энергии, можно считать инерционной силой [4].

Т.к. $\beta = k^2 \frac{(B_x B_{z2})}{2\pi \omega \rho}$, можно заключить, что процесс затухания (саморегуляции)

движения плазмы вблизи границы магнитосферы, безусловно передающийся также и ее главному внутреннему плазменному резервуару (плазмосфера), можно объяснить существованием нормальной компоненты межпланетного поля B_{z2} . Все выражения, приведенные выше, справедливы также для плазмосферы. Однако, в этом случае для математической корректности следует начало системы координат поместить в подсолнечной точке плазмосферы. Таким образом, для открытой магнитосферы B_{z2} компонента свободно проходит в плазмосферу, где препятствует движению плазмы вдоль оси x , вследствие чего определенная доля кинетической энергии затрачивается на работу против сил магнитного «сопротивления» $\bar{F}_{mp} = -\beta \rho \dot{u}$. В случае отсутствия этой компоненты ММП диссипативные свойства магнитосферной плазмы, приводящие к саморегуляции магнитосферы, исчезают и остается лишь движение типа инерционных волн, обусловленное гироскопической силой $\bar{F}_k = \rho[\bar{u} \cdot 2\vec{\Omega}]$.

Заметим, что при учете натяжения магнитных силовых линий, подобно поверхностному натяжению жидкой пленки, система (1)-(3) приводит к дисперсионному уравнению, дающему комплексную частоту для поверхностных волн. В таком случае мнимая часть ω определяет величину коэффициента затухания возмущений во времени. При этом, как и в случае пренебрежения магнитным натяжением, затухание зависит от величины B_z компоненты ММП.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Нишида. Геомагнитный диагноз магнитосферы. М., «Мир», 1980, 299 с.
2. В.А.Липеровский, М.И.Пудовкин. Аномальное сопротивление и двойные слои в магнитосферной плазме. М., «Наука», 1983, 179 с.
3. Dorelli J.C., Hesse M., Kuznetsova M.M., Rastatter L. A new look at driven magnetic reconnection at the terrestrial subsolar magnetopause. J. of Geophys. Res., vol. 109; A 12216, doi: 10.1029/2004JA010458.
4. А.Г.Хантадзе. Некоторые вопросы динамики проводящей атмосферы. Изд. «МЕЦНИЕРЕБА», Тбилиси, 1973. 279 с.

ხანთაძე ა., კერესელიძე ზ., ჩხიტუნიძე მ.

რეზიუმე

ნაჩვენებია, რომ მძვ განტოლებათა სისტემაში მაგნიტური სიბლანტის ფენომენოლოგიური კოეფიციენტის შემოყვანის გარდა არსებობს აგრეთვე სხვა გზაც რეკურენტული გეომაგნიტური შეშფოთებების დროს მაგნიტოსფერული პლაზმის თვითრეგულაციის ასახსნელად. ასეთი მოსაზრება ეფუძნება ფიზიკურ ანალოგიას სითხის თავისუფალ ზედაპირზე ტალღური შეშფოთებების დისიპაციურ ეფექტსა და პლაზმის მოძრაობის "მაგნიტურ" დამუხრუჭებას შორის, რომელსაც იწვევს მზის ქარში მაგნიტოსფეროს საზღვრის მიმართ საკლანეტათა შორის მაგნიტური ველის ნორმალური კომპონენტის არსებობა.

К вопросу саморегуляции магнитосферы Земли

Хантадзе А.Г., Кереселидзе З.А., Чхитунидзе М.С.

Реферат

Показано, что кроме введения феноменологического коэффициента магнитной вязкости в систему МГД уравнений, существует также другой путь для объяснения саморегуляции магнитосферной плазмы во время рекуррентных геомагнитных возмущений. Такое утверждение обосновано физической аналогией между диссипативным эффектом волновых возмущений на свободной поверхности жидкости и эффектом «магнитного» торможения движения плазмы из-за наличия в солнечном ветре нормальной к границе магнитосферы компоненты межпланетного магнитного поля.

To the question of self-control of a magnetosphere of the Earth

Khantadze A., Kereselidze Z., Chkhitunidze M.

Abstract

It is shown that except introduction of phenomenological factor of magnetic viscosity in system MGD of the equations, there is also other way for a self-control explanation of magnetosphere plasma during recurrent geomagnetic disturbances. Such statement is proved by physical analogy between dissipation effect of wave disturbances on a free surface of a liquid and effect of "magnetic" braking of plasma's motion because of presence in a solar wind normal component of the Interplanetary Magnetic Field.

კ ვოპრუსუ ზატუჰანია მედლენნის მგდ ვოლნ ნიჟნეი იონოსფერის

ჩხიტუნიძე მ.ს., ჰვედელიძე ი.ვ.

ინსტიტუტ გეოფიზიკის იმ. მ.ზ. ნოდია, 0193, თბილისი ულ. ალექსიძე 1.

В слабо ионизированной ионосферной среде возбуждаются и распространяются различные типы магнитогидродинамических (МГД) волн, частота которых меняется в широком диапазоне значений. Среди этих волн наиболее низкочастотной является волна Альвена, возникающая из-за поперечных деформаций магнитного поля. Поэтому низкочастотные колебания магнитного поля, фиксируемые в ионосфере и на Земле в виде геомагнитных пульсаций, прямо связывают с этими волнами [1].

Рассмотрим относительно простую модель возмущения среды в E -слое ионосферы, где слабо ионизированная плазма проявляет диссипативные качества, т.е. имеет как магнитную, так и обычную вязкость. Введем цилиндрическую систему координат (r, φ, z) , начало которой находится на земной поверхности. Для простоты рассмотрим цилиндрический столб неподвижной плазмы, боковая поверхность которого соткана силовыми линиями постоянного вертикального магнитного поля \vec{H}_{0z} , которое параллельно оси z , направленной вертикально вверх. Предполагается радиальная и азимутальная симметрия, т.е. в задаче имеется зависимость только от высоты. Рассмотрим случай малых возмущений в несжимаемой, первоначально неподвижной среде и введем векторы возмущения скорости \vec{V} и магнитного поля \vec{h} . Известно, что если в уравнениях движения и индукции магнитного поля ограничиться членами первого порядка малости, будем иметь [2]

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla P + \lambda \Delta \vec{V} + \frac{1}{4\pi\rho_0} [\text{rot} \vec{h} \cdot \vec{H}_{0z}], \quad (1)$$

$$\frac{\partial \vec{h}}{\partial t} = (\vec{H}_{0z} \nabla) \vec{V} + \lambda_m \Delta \vec{h}, \quad (2)$$

где ρ_0 - плотность несжимаемой плазмы, возмущением которой пренебрегаем, λ - коэффициент кинематической вязкости, λ_m - магнитная вязкость.

Вспользуемся условием соленоидальности магнитного поля $\text{div} \vec{H} = 0$, а также известной формулой векторного анализа и преобразуем последний член в правой части уравнения (1)

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\frac{1}{\rho_0} \nabla \left\{ P + \frac{(\vec{h} \cdot \vec{H}_{0z})}{4\pi} \right\} + \frac{1}{4\pi\rho_0} (\vec{H}_{0z} \nabla) \vec{h} + \lambda \Delta \vec{V}. \quad (3)$$

Применим оператор div к уравнению (3). Т.к. плазма несжимаема, получим уравнение Лапласа для полного давления

$$\Delta \left\{ P + \frac{(\vec{h} \cdot \vec{H}_{0z})}{4\pi} \right\} = 0. \quad (4)$$

Следуя [3], по аналогии с верхней атмосферой, возмущение первоначально неподвижной плазмы должно быть вызвано деформацией магнитных силовых линий, создающих боковую поверхность плазменного цилиндра. Поэтому давление всюду должно удовлетворять условие

$$P + \frac{(\vec{h} \cdot \vec{H}_{0z})}{4\pi} = 0. \quad (5)$$

Таким образом, вместо (1) имеем следующее уравнение движения

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = \frac{1}{4\pi\rho} (\vec{H}_{0z} \nabla) \vec{h} + \lambda \Delta \vec{V}. \quad (6)$$

В линейном приближении метод малых возмущений приводит к следующим уравнениям

$$\frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} = V_a^2 \frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial z^2} + (\lambda + \lambda_m) \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\frac{\partial \vec{h}}{\partial t} \right) - \lambda \lambda_m \frac{\partial^4 \vec{h}}{\partial z^4}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial t^2} = V_a^2 \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2} + (\lambda + \lambda_m) \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} \right) - \lambda \lambda_m \frac{\partial^4 \vec{V}}{\partial z^4}, \quad (8)$$

где $V_a = H_{0z}^2 / (4\pi\rho_0)$ - скорость Альвена.

Если возмущения скорости магнитного поля представить в виде бегущих волн

$$\vec{V} = \vec{V}_0 \exp(-i\omega t - k_z z), \quad \vec{h} = \vec{h}_0 \exp(-i\omega t - k_z z), \quad (9)$$

где ω - частота возмущения, k_z - волновое число, то выражения (7) и (8) дадут следующее дисперсионное уравнение

$$\lambda \lambda_m k_z^4 - [V_a^2 - i\omega(\lambda + \lambda_m)] k_z^2 + \omega^2 = 0. \quad (10)$$

Обычно, уравнение (10) используется в упрощенном варианте, когда оба диссипативных коэффициента равны нулю, либо когда наличествует один из них. Первый случай соответствует обычным волновым уравнениям

$$\frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} = V_a^2 \frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial t^2} = V_a^2 \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2}, \quad (11)$$

решение которых хорошо известны.

В [4] рассматривалась задача эффекта квазивязкого трения в полярном каспе, где можно считать $\lambda = 0$. Следовательно, там, например, для возмущения магнитного поля будем иметь уравнение

$$\frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial t^2} = V_a^2 \frac{\partial^2 \vec{h}}{\partial z^2} + \lambda_m \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(\frac{\partial \vec{h}}{\partial t} \right), \quad (12)$$

которое для комплексного волнового числа дает дисперсионное соотношение

$$\omega^2 = V_a^2 k_z^2 - i\omega \lambda_m k_z^2. \quad (13)$$

Когда $\omega \lambda_m / V_a^2 \ll 1$, (13) можно представить следующим образом

$$k_z = \eta + ik \approx \frac{\omega}{V_a} \left(1 + \frac{i\omega\lambda_m}{2V_a^2} \right) = \frac{\omega}{V_a} + i \frac{\omega\lambda_m}{2V_a^2}. \quad (14)$$

Следовательно, например, для возмущенного магнитного поля получим выражение

$$\tilde{h} = \tilde{h}_0 \exp\left(-\frac{\omega^2 \lambda_m z}{2V_a^3}\right) \exp(-i(k_z z + \omega t)). \quad (15)$$

Согласно (15), в случае комплексного k_z волна затухает с высотой и ее декремент определяется вязкими качествами среды. Если же стоит задача исследования затухания волны во времени, то следует определить комплексную частоту ω при вещественном k_z . Очевидно, что в этом случае следует корректно учитывать диссипативные качества среды. В частности, для нижней ионосферы характерная величина магнитного числа Прандтля

$Pr_m = \frac{\lambda}{\lambda_m}$, являющегося основным безразмерным параметром, определяющим вязкие

качества намагниченной среды, меняется в диапазоне $[10^{-6} \div 1]$ [2]. Таким образом, вместо (13), следует пользоваться полным дисперсионным соотношением (10), которое при вещественном k_z и $\omega = \omega_1 + i\omega_2$ сводится к выражениям

$$\omega_1 = \pm \left[V_a^2 k_z^2 - \left(\lambda \lambda_m + \frac{(\lambda + \lambda_m)^2}{4} \right) k_z^4 \right]^{\frac{1}{2}}, \quad \omega_2 = -\frac{(\lambda + \lambda_m)}{2} k_z^2. \quad (16)$$

Очевидно, что для любого k_z величина ω_2 является реальной, в виду чего эта составляющая комплексной частоты всегда связана с затуханием волн. В отличие от ω_2 , ω_1 может определять как периодическое изменение возмущений, так и их затухание, что видно из ее выражения. В первом случае должно выполняться неравенство

$$\left(V_a^2 - \left(\lambda \lambda_m + \frac{(\lambda + \lambda_m)^2}{4} \right) k_z^2 \right) \geq 0. \quad (17)$$

Если неравенство (17) имеет обратный знак, ω_1 станет мнимой величиной, и следовательно, будет суммироваться с ω_2 . Это может привести как к усилению затухания волны во времени, так и ослаблению. Также очевидно, что учет механической диссипации изменяет частотный спектр возмущений.

Для численных оценок можно воспользоваться типичными для E-слоя ионосферы значениями параметров: $V_a \approx 10^6 + 10^7$ см·с⁻¹, $\lambda \approx 10^5 + 10^9$ см²·с⁻¹, $\lambda_m \approx 10^9 + 10^{11}$ см²·с⁻¹. Следовательно, для того, чтобы удовлетворялось условие (17) для вышеприведенных величин, максимальное число k_z должно иметь порядок величины 10^{-5} см⁻¹. Это в рамках нашей задачи определяет минимальный вертикальный масштаб неоднородности нижней ионосферы- $l = [1 \div 10]$ км. Очевидно, что при уменьшении k_z , т.е. при увеличении линейного масштаба неоднородности, фазовая скорость низкочастотных МГД волн в нижней ионосфере все более будет приближаться к скорости альвеновской волны.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.Нишида. Геомагнитный диагноз магнитосферы.М.»Мир».1980, 299с.
2. А.Г. Хангадзе. Некоторые вопросы динамики проводящей атмосферы. Изд. «МЕЦНИЕРЕБА», Тбилиси, 1973, 279с.

3. Монин А.С., Обухов А.М. Малые колебания атмосферы и адаптация метеорологических полей. Изв.АН СССР, сер. геофизическая, №1, 1958, С.1360-1373.
4. Хантадзе А.Г., Чхитунидзе М.С., Жонжолодзе Н.И. О топологическом сходстве структуры поля скоростей и магнитного поля в застойной зоне перед магнитосферой. Georgian Engineering news, №4, 2006, С. 36-39.

ქვედა იონოსფეროში წელი მკვ ტალღების მიღწევის საკითხთან
დაკავშირებით

ჩხიტუნიძე მ.ს., ხვედელიძე ი.ბ.

რეზიუმე

გამოკვლეულია იონოსფეროს E -ფენის სუსტად იონიზირებულ კლანძმაში გავრცელებული მცირე ტალღური შეშფოთებების შესაბამისი დისპერსიული თანაფარდობა. გათვალისწინებულია ჩვეულებრივი და მაგნიტური სიბლანტის დისიპაციური ეფექტი, რაც იწვევს ალვენის განივი ტალღის ტიპის წელი მკვ ტალღების სისწორული სპექტრის ცვლილებას. იონოსფეროს მოცემული არის მკვ პარამეტრების ცვლილების მახასიათებელი ინტერვალებისათვის დადგენილია ტალღური რიცხვის ის სიდიდე გეომაგნიტური ველის ვერტიკალური კომპონენტის მიმართულებით, რომლის ზემოთაც მოხდება დროში შეშფოთებების მაქსიმალური მიღწევა.

К ВОПРОСУ ЗАТУХАНИЯ МЕДЛЕННЫХ МГД ВОЛН НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ

Чхитунидзе М.С., Хведелидзе И.Б.

Реферат

Исследуется дисперсионное соотношение, соответствующее малым волновым возмущениям, распространяющимся в слабо ионизированной плазме в E -слое ионосферы. Учитываются диссипационные эффекты обычной и магнитной вязкости, приводящие к изменению спектра частот медленных МГД волн типа поперечной альвеновской волны. Для характерных интервалов изменения МГД параметров этой области ионосферы определяется верхняя граница величины волнового числа вдоль вертикальной компоненты геомагнитного поля, выше которой возмущения будут максимально затухать во времени.

IN CONNECTION TO THE PROBLEM OF DAMPING THE MHD WAVES IN LOWER IONOSPHERE

Chkhitunidze M., Khvedelidze I.

Abstract

Dispersing correlation corresponding to of small wave disturbance which is spread in poorly ionized plasma in E-layer of ionosphere is investigated. Dissipative effect of usual and

magnetic viscosity which cause change of the spectrum of frequencies of slow MHD waves of Alven type are considered. For the peculiar intervals of change MHD parameters of the ionosphere in given area such size of wave number is defined above which maximum damping of wave disturbance will happen to the direction of vertical component of geomagnetic field.

11-ЛЕТНИЙ ЦИКЛ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ И ЕЁ ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С ОСНОВНЫМИ ГЕЛИО- ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ И ПАРАМЕТРАМИ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА

Чхетია А.М., Эбралидзе М.О.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа, Грузия, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1
E-mail: www.ggs.org.ge

Исследование вариаций солнечной постоянной давно привлекает внимание астрофизиков и геофизиков. По этой проблеме к настоящему времени опубликовано колоссальное количество работ. Ещё до проведения актинометрических наблюдений в межпланетном пространстве Аббот, и возглавляемая им научная школа Смитсоновского Астрофизического института (США), пришли к выводу, что солнечная постоянная реально изменяется, и эти изменения, в основном, связаны с 11-летним циклом относительных чисел солнечных пятен (числом Вольфа) [1].

В настоящее время установлено, что солнечная постоянная реально изменяется с 11-летним циклом солнечной активности [2-5].

Целью работы является выявить возможную связь 11-летних вариаций солнечной постоянной с основными гелио-геофизическими явлениями и параметрами солнечного ветра.

В процессе исследования использовались следующие исходные данные [6-12]:

1. солнечная постоянная (измеренная с помощью космического аппарата Nimbus-7);
2. относительное число солнечных пятен-числа Вольфа (R_w);
3. число групп солнечных вспышек (N_c в);
4. параметры плазмы солнечного ветра: скорость потока (v), концентрация протонов (n), температура протонов (T), напряженность межпланетного магнитного поля (ММП, В);
5. интенсивность нейтронной компоненты галактических космических лучей, по данным, регистрируемым нейтронными супер-мониторами (Нк.л.) станций: Оулу (Финляндия, с жесткостью геомагнитного обреза $R_1=0,8Gv$), Киль (Германия, $R_2=2,3Gv$), Клаймакс (США, $R_3=3,0Gv$), Тбилиси (Грузия, $R_4=6,9Gv$), Токио-Итабаши (Япония, $R_5=11,6Gv$);
6. напряженность геомагнитного поля - частотное распределение чисел геомагнитных бурь с внезапным началом (N_{ssc} , по данным обсерватории Какиока), индексы геомагнитной активности - a_a и Dst ;
7. критические частоты F2 слоя ионосферы (f_oF2) по станции Москва;
8. общее содержание атмосферного озона по озониметрическим станциям средних широт: Ашхабад (Туркменистан, $\varphi = 37^{\circ}58'$, $\lambda = 42^{\circ}50'$), Тбилиси (Грузия, $\varphi = 41^{\circ}41'$, $\lambda = 44^{\circ}57'$), Абастумани (Грузия, $\varphi = 41^{\circ}45'$, $\lambda = 42^{\circ}50'$), Алма-Ата (Казахстан, $\varphi = 43^{\circ}14'$, $\lambda = 76^{\circ}56'$), Феодосия (Крым, $\varphi = 45^{\circ}02'$, $\lambda = 35^{\circ}23'$).

Если за основу характеристики 11-летнего цикла солнечной активности принять относительное число солнечных пятен-числа Вольфа, то сопоставление чисел Вольфа, солнечной постоянной, основных гелио-геофизических явлений и параметров солнечного ветра за период между максимумами 21-22 циклов солнечной активности (за 1978-1992 годы), выявили, что все рассмотренные случаи, можно объединить в четыре группы (типы).

К I типу относятся случаи, когда между изменениями чисел Вольфа и обширным классом гелио-геофизических явлений наблюдается прямолинейная корреляционная связь (рис.1).

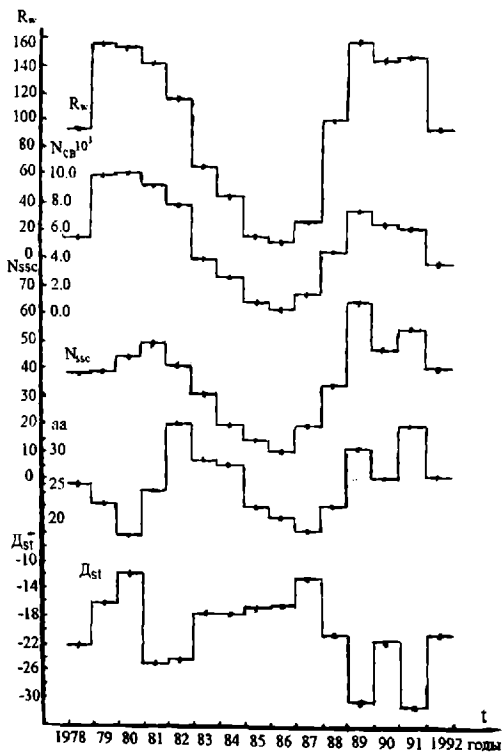


рис.1. Пример взаимосвязи I типа.

Обозначения: R_w - относительное число солнечных пятен (число Вольфа), N_{cb} - частотное распределение чисел групп солнечных вспышек, N_{ssc} - частотное распределение чисел геомагнитных бурь с внезапным началом (по данным обсерватории Каккиока), Dst и aa - индексы геомагнитной активности.

Из этого рисунка следует, что для данной эпохи период этих циклических вариаций составляет 10 лет.

Подобного типа вариации хорошо известны ученым геофизикам - магнитологам, работающим в области солнечно - земных связей. Вариации I типа обусловлены тем, что в годы максимума солнечной активности возрастает количество солнечных-пятен, вспышек, флоккулов, факеров, факельных полей и т.п. Соответственно возрастает число выбрасываемых в межпланетное пространство вспышечных и вспышечно подобных высокоскоростных потоков. При погружении магнитосферы Земли в поток солнечной плазмы с повышенными значениями - скорости, плотности и транспортируемое ("вмороженное") магнитное поле (особенно усиленным значением южно-направленной вертикальной компоненты ММП-Вz) происходит пересоединение магнитосферных силовых линий с межпланетным, что приводит к эрозии границы магнитосферы. Эрозия границы магнитосферы приводит к проникновению электрического поля солнечного ветра ($\vec{E}_a = -[\vec{B} \cdot \vec{V}]$) и соответственно - частиц, вглубь

магнитосферы. Происходит усиление кольцевого DR тока. Усиленный ток (текущий в западном направлении) в окрестности Земли порождает магнитное поле, направленное противоположно геомагнитному и, таким образом, ослабляет его. В этот период на Земле наблюдается геомагнитная буря и соответственно, увеличивается магнитная активность.

К II типу относится случай, когда между изменениями чисел Вольфа и интенсивностью космических лучей наблюдается антикорреляционная (т.е. отрицательная) связь (рис.2.).

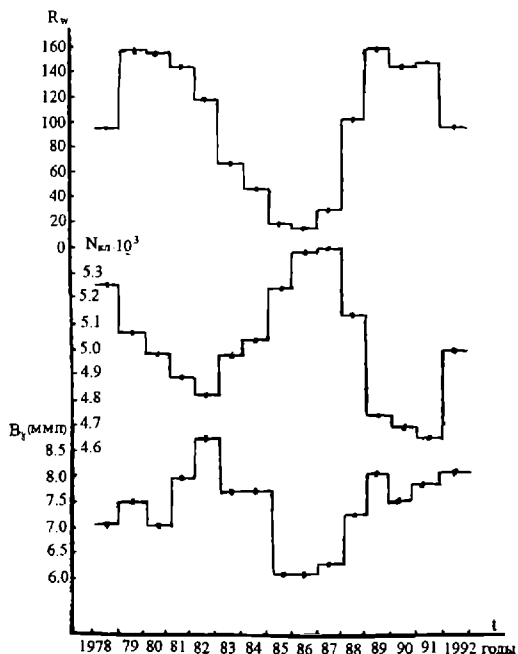


Рис.2. Пример взаимосвязи II типа

Обозначения: R_w -число Вольфа, $N_{кл}$ -интенсивность нейтронной компоненты галактических космических лучей (среднее по станциям Оулу, Киль, Клаймакс, Тбилиси, Токио - Итабаши), охватывающее высокие, средние и низкие широты с жесткостью геомагнитного обрезаия - $R=(0.8-11.6)$ Gv, B - напряженность межпланетного магнитного поля (ММП).

Подобного типа вариации хорошо известны ученым, работавшим в области вариации космических лучей. Вариации II типа обусловлены тем, что в годы максимума солнечной активности в межпланетном пространстве Солнце-Земля возрастает количество магнитных облаков. Магнитные поля, которые уносятся от Солнца облаком плазмы, имеют сильный неупорядоченный характер, ослабляют проникновение галактических космических лучей (частиц) в область, занимаемую облаком плазмы и рассеивают их.

К III типу относится случай, когда 11-летний цикл солнечной активности в вариациях общего содержания атмосферного озона не наблюдается (Рис. 3).

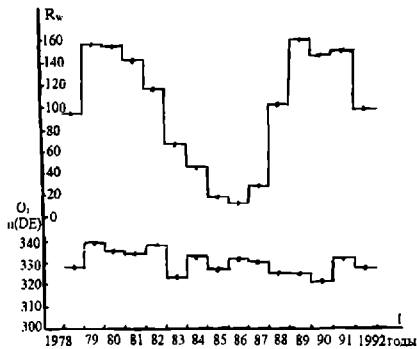


Рис. 3. Пример взаимосвязи III типа.

Обозначения: R_w -число Вольфа, nO_3 -общее содержание атмосферного озона (среднее по озонметрическим станциям - Ашхабал, Тбилиси, Абастумани, Алма-Ата, Феодосия), охватывающее средние широты ($\varphi=38^\circ-45^\circ$).

Анализируя рис. 3 приходим к выводу - поскольку основным источником образования атмосферного озона является ультрафиолетовое излучение Солнца (УФИС) с длинами волн (2200-2900)Å, то логично предположить, что в этом диапазоне спектральной области, УФИС характеризуется постоянством во времени, следовательно, вариациях атмосферного озона 11-летний цикл солнечной активности отсутствует.

К IV типу относится случай, когда вариации - солнечной постоянной и электронной концентрации F2 слоя ионосферы хорошо проявляют 11-летний цикл солнечной активности, однако, в отличие от чисел Вольфа, период циклических вариаций составляет 12 лет.

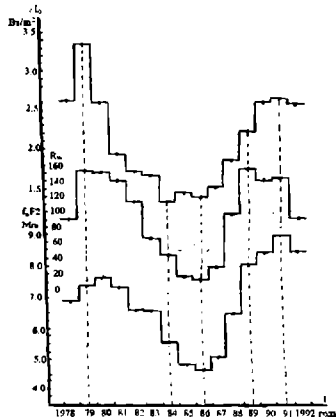


Рис. 4. Пример взаимосвязи IV типа.

Обозначения: R_w - число Вольфа, I_0 - солнечная постоянная $\Delta I_0 = I_0 - I_{cp} = (I_0 - 1370) \text{ Wm} \cdot \text{M}^{-2}$, foF_2 критические частоты F2 слоя ионосферы (по ионосферной станции Москва).

Анализируя рис. 4 приходим к выводам:

1. вариации солнечной постоянной и критических частот F2 слоя ионосферы происходят довольно синхронно, с периодом 12 лет;

2. на основе анализа распределения энергии электромагнитного излучения Солнца во всем диапазоне длин волн [13], пришли к выводу, что, по всей вероятности, основным ключевым фактором, ответственным за 11-летние вариации солнечной постоянной, должна быть область спектра электромагнитного излучения Солнца в диапазоне длин волн рентгеновского и ультрафиолетового излучения $\lambda = (4-1000)\text{Å}$;

3. известно, что основным агентом формирования ионосферы является рентгеновское и ультрафиолетовое излучения Солнца [14]. Следовательно, вполне логично, что 11-летние вариации солнечной постоянной и критических частот F2 слоя ионосферы проявляют достаточно тесную корреляционную связь;

4. наблюдаемая тесная корреляционная связь между солнечной постоянной и критической частотой F2 слоя ионосферы не означает, что между ними связь причинно-следственная, а отражает лишь параллелизм протекания явлений, вызванных общей им причиной-вариациями рентгеновского и ультрафиолетового излучений Солнца в диапазоне длин волн - $\lambda = (4-1000)\text{Å}$.

Основные результаты исследования настоящей работы сводятся к следующему:

1. выявлено, что за период 1978-1992 годы, период 11-летнего цикла солнечной активности, по данным относительных чисел солнечных пятен (Rw-чисел Вольфа), равен 10 лет, когда как по солнечной постоянной – 12 лет;

2. на основе комплексного анализа 11-летних вариаций солнечной постоянной и её возможной связи с основными гео-геофизическими явлениями и параметрами солнечного ветра установлено, что вариации солнечной постоянной наиболее тесную корреляционную связь проявляет лишь с критическими частотами F2 слоя ионосферы;

3. на основе анализа распределения энергии электромагнитного излучения Солнца во всем диапазоне длин волн пришли к выводу, что, по всей вероятности, основным ключевым фактором, ответственным за 11-летний цикл солнечной постоянной, должна быть спектральная область рентгеновского и ультрафиолетового излучений Солнца в диапазоне длин волн - $\lambda = (4-1000)\text{Å}$;

4. наблюдаемая тесная корреляционная связь между солнечной постоянной и критической частотой F2 слоя ионосферы не означает, что между ними связь причинно - следственная, а отражает лишь параллелизм протекания явлений, вызванных общей им причиной - вариациями рентгеновского и ультрафиолетового излучений Солнца в диапазоне длин волн - $\lambda = (4-1000)\text{Å}$.

Литература

1. Abbot C.G. On Sterne and Dieter's paper, "the constancy of the Solar constant". Smithsonian Contrib. Astrophysical 1958. 3.13.
2. Lee III R.B., Barkstom B.R., and Gess R.D. "characteristics of the Earth Radiation Budget Experiment Solar Monitors". Applied Optics, 26, №15. 1987. PP. 3090-3096.
3. Lee III R.B., Gibson M.A., Wilson R.S. "Long-term Total Solar Irradiance variability During Sunspot Cycle 22". Journal of Geophysical Research Vol.100. NA2. 1995. PP. 1667-1675.
4. Wilson S. "Inconstant Solar Constant and Their Connection With Solar Activity". LAPAN Supplementary Issue, Vol.22. 1998. P. 81.
5. Robert B., Lee III R.B., Wilson S., Priestley K.L., Al-Hajjan A., Paden I., Pandey D.K. and Thomas S. "1978-1998 Total Solar Irradiance variability Trends". Proceeding of 10-th Conference on Atmospheric Radiation [American Meteorological Society, Medison, WI, June 28 - July 2. 1999. PP. 84-287.
6. Journal "Solar Geophysical Data", NOAA/ESSA, Boulder. Nimbus Solar Irradiance November 1978-June 1992. Vol. 577. part II. 1992. P.56-70.
7. Journal "Solar Geophysical Data", NOAA/ESSA, Boulder, during the period 1978-1993 years.
8. "Космические данные", за период 1978-1993 годы. Изд-во "Наука". Москва.
9. "Солнечные данные", за период 1978-1993 годы. Изд-во АН СССР. Ленинград.
10. King J.H. "Interplanetary medium data book", during the period 1978-1994 years.

11. Sugiura M., Poros P.J. "Hourly value of equatorial Dst", for the years 1978 to 1993 years.
12. "Общее содержание атмосферного озона и спектральная прозрачность атмосферы", за период 1978-1993 годы. Из-во "Гидрометеиздат". Москва.
13. Пикельнер С.Б. (Главный редактор) Маленькая энциклопедия - физика космоса. Солнце-солнечное электромагнитное излучение во всем диапазоне длин волн, Издательство "Советская энциклопедия". Москва. 1976г. с.43-45.
14. Иванов-Холодный Г.С., Никольский Г.М., "Солнце и ионосфера" (коротковолновое излучение Солнца и его воздействие на ионосферу). Из-во "Наука". Москва. 1969г.

**მზის მუდმივან 11-წლიანი ციკლი და მისი შესაძლო კავშირი
ძირითად კელიო-გეოფიზიკურ მოვლენებთან და
მზის ქარის პარამეტრებთან**

ჩხეტია ა., ებრაღიძე მ.

რეზიუმე

1978-1992 წლებში მზის მუდმივან, პელიო-გეოფიზიკური მოვლენების და მზის ქარის პარამეტრების 11-წლიანი ვარიაციების მონაცემთა კომპლექსური ანალიზის შედეგად დადგენილ იქნა, რომ:

1. მზის აქტიუობის 11-წლიანი ციკლის პერიოდი-ვოლფის რიცხვების, პელიო-გეოფიზიკური მოვლენების ფართო კლასისა და მზის ქარის პლაზმის პარამეტრებისათვის 10 წელია, მაშინ, როდესაც მზის მუდმივანსა და იონოსფეროს F2 ფენის კრიტიკული სიხშირისათვის კი 12 წელია.

2. მზის მუდმივანსა და იონოსფეროს F2 ფენის კრიტიკული სიხშირისათვის 11-წლიანი ვარიაციები საკმაოდ სინქრონულად მიმდინარეობენ (ე.ი. მათ შორის კავშირი მჭიდრო კორელაციურია). მზის მუდმივანს და იონოსფეროს F2 ფენის კრიტიკული სიხშირის 11-წლიან ვარიაციებს შორის დანაკვირვები მჭიდრო კორელაციური კავშირი, ამ შემთხვევაში, არ ნიშნავს, რომ მათ შორის კავშირი მიზეზ-შედეგობრივია. ის მხოლოდ ასახავს მოვლენების მიმდინარეობის პარალელიზმს, რომელიც განპირობებულია მათი საერთო მიზეზით - მზის ელექტრომაგნიტური გამოსხივების სპექტრალური უბნის ვარიაციისა ულტრაიისფერ და რენტგენულ დიაპაზონში, რომლის ტალღის სიგრძეა - $\lambda = (4-1000)\text{Å}$.

**11-ЛЕТНИЙ ЦИКЛ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ И
ЕЁ ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С ОСНОВНЫМИ ГЕЛИО-
ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ И
ПАРАМЕТРАМИ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА**

Чхетиа А.М., Эбралидзе М.О.

Реферат

На основе комплексного анализа данных 11-летних вариаций - солнечной постоянной, основных гелио-геофизических явлений и параметров солнечного ветра, за период 1978-1992 годы, установлено, что:

1. период, 11 летнего цикла солнечной активности, по данным - чисел Вольфа, широкого класса гелио-геофизических явлений и параметров солнечного ветра - 10 лет,

тогда, как по солнечной постоянной и критическим частотам F2 слоя ионосферы - 12лет;

2. 11-летние вариации - солнечной постоянной и критических частот F2 слоя ионосферы происходят довольно синхронно (т.е. проявляют тесную корреляционную связь). Наблюдаемая тесная корреляционная связь между солнечной постоянной и критической частотой F2 слоя ионосферы, в данном случае, не означает, что между ними связь причинно-следственная, а отражает лишь параллелизм протекания явлений, вызванных общей им причиной-вариациями рентгеновского и ультрафиолетового излучений Солнца в диапазоне длин волн - $\lambda = (4-1000)\text{Å}$.

THE SOLAR CONSTANT'S 11-YEAR'S CYCLE AND IT'S POSSIBLE CONNECTION WITH THE BASIC HELIO-GEOPHYSICAL PHENOMENAS AND PARAMETERS OF SOLAR WIND

Chkhetia A.M., Ebralidze M.O.

Abstract

On the basis of the complex analysis 11-years variations - of the solar constant, the basic helio-geophysical phenomenas and parameters of solar wind, during the period 1978-1992 years, are established:

1. The period of the 11-years cycle of solar activity - for Wolfs numbers, the broad classes of helio-geophysical phenomenas and the parameters of solar wind are 10 years, then when whilst for solar constant and critical frequencies of F2 layer of an ionosphere are 12 years.

2. 11-year's variations of the solar constant and critical frequencies of the ionosphere F2 layer occur rather synchronously (that is, in the display close correlation connection). In present case, observed close correlation connection between solar constant and critical frequencies of the ionosphere's F2 region doesn't mean that between them exists, cause-and-effect relation. They only represent phenomena, which evolve in parallel and are caused by a common reason - changes in X-ray and ultra-violet radiation of the Sun in a range of wavelengths - $\lambda=(4-1000)\text{Å}$.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КУОРТА УРЕКИ

Бერიшвили Г.Г., Гванцеладзе Т., Гогуа Р.А., Картвелишвили К.З., Кириа Дж.К.,
Матишвили Т.Г., Мебагишвили Н.Н., Николаишвили М.М., Табагуа Г.Г.
Институт Геофизики им.М.З. Нодиа, Грузия, Тбилиси, ул. Алексидзе №1

Живой организм и внешняя среда являются сложнейшими динамическими системами, находящимися в постоянной и тесной взаимосвязи.

Проблема взаимоотношения организма и внешней среды в настоящее время значительно расширила свои границы в связи с развитием и уточнением понятия “внешняя среда”, под которым следует понимать не только обычное сочетание климатических факторов (давление, температура, влажность воздуха, осадки и т.д), но и те факторы, важная роль которых в жизнедеятельности живых организмов стала выясняться сравнительно недавно (гравитационное, магнитное, электрическое и радиационное поля Земли) [1].

Накоплен обширный материал, свидетельствующий о зависимости в биосфере от событий, происходящих на Солнце. Энергия излучения с поверхности Солнца не везде одинакова и нестационарно-временами происходят “солнечные бури”, во время которых сильно возрастает излучение отдельных участков поверхности. Эти бури, которые могут длиться по несколько месяцев, заявляют о себе темными солнечными пятнами, окруженными факелами, протуберанцами, очень неоднородными образованиями в верхних слоях атмосферы со сложной структурой усиленных магнитных бурь [2].

Солнце постоянно излучает слабые потоки корпускул, скорость которых варьирует от сотен км/с до скорости света. Во время появления активной области, интенсивность их увеличивается, а при спокойном солнце уменьшается.

Установлена тесная взаимосвязь между изменением солнечной активности и состоянием различных биологических объектов. Существует предположение, что основным физическим фактором, посредством которого обуславливается такое влияние, является увеличение напряженности магнитного поля Земли, связанное с повышением солнечной активности.

В большинстве магнитобиологических работ изучалось влияние на различные биологические объекты искусственных постоянных магнитных полей, по интенсивности значительно превышающих геомагнитные поля, но нельзя забывать, что на организм могут воздействовать как искусственные, так и естественные магнитные поля.

На территории Грузии широко развиты интенсивные магнитные аномалии, связанные с вулканогенными породами основного и ультраосновного составов, образовавшихся в разные геологические периоды. Аэромагнитные наблюдения 60-70 годов прошлого столетия, выполненные на трех разных высотах от дневной поверхности, проведены с целью изучения структуры магнитного поля и выявления региональных аномалий.

Полученные результаты являются весьма ценными в вопросе изучения распределения магнитновозмущенных масс на исследуемой территории и для характеристики структурно-тектонических особенностей региона. Следует заметить, что результаты этих наблюдений частично искажены из-за сложного топографического рельефа, что в свою очередь затрудняет проведение количественной интерпретации полученных данных.

Из четырех региональных магнитных аномалий, приуроченных к вулканогенам Аджаро-Триалетской складчатой системы, наземными магниторазведочными работами, относительно подробно изучены Джавахетская и Кахетинская [3] Гурийская и Аджарская аномалии, особенно горные области в этом отношении изучены весьма слабо. Хотя на территории Аджарии маршрутными магнитометрическими работами с последующей детализацией отдельных участков охвачена значительная ее часть. Полученные результаты весьма ценны для характеристики структуры интрузивного поля, с которым связаны существующие в этом районе медно-полиметаллические месторождения. [4]

На территории Гурийской региональной магнитной аномалии первые маршрутные магнитометрические работы выполнены в 30-х годах прошлого века проф. М.З.Нодиа, охватившие как горную так и низменную часть региона [5]. В последние годы сотрудниками Института геофизики Грузии проводятся систематические и планомерные исследования региона. [12]

На всех территориях региональных магнитных аномалий наземными работами выявлено множество интенсивных, знакопеременных локальных аномалий с большими значениями горизонтальных градиентов.

Ниже мы рассмотрим особенности выявленных локальных аномалий на территории Гурийского региона как в горной, так и низменных его частях, включая прибрежную полосу Черноморского побережья, известного распространением магнетитовых песков, и геологические и физические причины их образования.

Интенсивные локальные аномалии на фоне региональных, связанные с основными и ультраосновными породами, могут быть вызваны смещением отдельных его блоков при обожении или при нахождении этих пород вблизи поверхности. Знакопеременность аномалии должна быть обусловлена термонамагничиванием ферромагнетитных компонентов пород с различными магнитными свойствами [8,9,10]. Не исключено также, что некоторые интенсивные локальные аномалии на территории курорта Уреки и в других населенных пунктах были приурочены к хозяйственным остаткам.

В верхней части геологического разреза в районе курорта Уреки представлены в основном маломощные (несколько метров) наносы и аллювиальные отложения до 50м, образовавшиеся в результате размыва вулканогенных пород, распространенных в Гурийской зоне Аджаро-Триалетской складчатой системы и выноса этих материалов рекой Супса. Эти отложения характеризуются высоким содержанием ферромагнетитных минералов таких, как магнетит и ильменит.

По мнению Конюшевского П.К. и Маргалитадзе А.В. месторождения железа на побережье Черного моря представлено содержанием в песке магнитных минералов железа, которые в ряде случаев образуют как мелкие прослойки мощностью 1-10см, так и местные скопления.

Наиболее обогащенные минералами железа участки представлены между устьями рр. Супса и Натанеби.[11]

Магнитные пески в прибрежной зоне, по мнению проф. Нодиа М.З., не должны образовывать высокие аномалии магнитного поля, т.к. железные минералы, характеризующиеся высокими магнитными свойствами, в них распределены хаотично, а некоторые слабые аномалии до 200гамм могут быть связаны с отдельными местными накоплениями этих минералов.

Локальные интенсивные магнитные аномалии на исследуемой территории в прибрежном районе, по нашему мнению, могут быть связаны только лишь с обломками магнитных пород, которые в виде гальки и валунов широко распространены в поймах рек Супса и Натанеби.

В районе кур.Уреки, начиная с севера от р. Супса до пос. Магнетити, по данным проведенных нами электрометрических исследований, под пляжевыми образованиями в низкомощном геологическом разрезе выделяется слой мощностью до 60м и сопротивлением $\rho_{ю} = 100-120\text{омм}$. Такие значения сопротивления из развитых на территории отложений, могут быть характерны только речным формированиям. С учетом

геоморфологических представлений о генезисе и миграции юго-восточных рек Грузии в северном направлении, выделенный нами слой под пляжевыми образованиями с $\rho_{\text{ж}} = 100$. 120мм. должен представлять аллювиальные речные отложения старого русла р. Супса. Соответственно, локальные магнитные аномалии высокой интенсивности должны быть приурочены к этим осадкам.[7]

Наземными магниторазведочными работами последних лет в горной части Гурииской региональной аномалии выявлен ряд интенсивных локальных аномалий. На рис.1 приведены результаты полного магнитного вектора T в гаммах на профиле Озургети – Ацана, которые характеризуются очень большими изменениями величины T от 42700 γ (Мамати) до 54400 γ (Ацана) (всего на расстоянии 1300м.) На этом отрезке профиля горизонтальное изменение модуля вектора T составило 11700 γ или в среднем 9 $\gamma/\text{м}$. Наблюдались также большие изменения T в селе Ацана от 54400 γ (1200м, $\Delta = 7300\gamma$), 6 $\gamma/\text{м}$ 47100 γ до 55200 γ (расстояние 2700м, $\Delta 8100\gamma$) 3 $\gamma/\text{м}$.

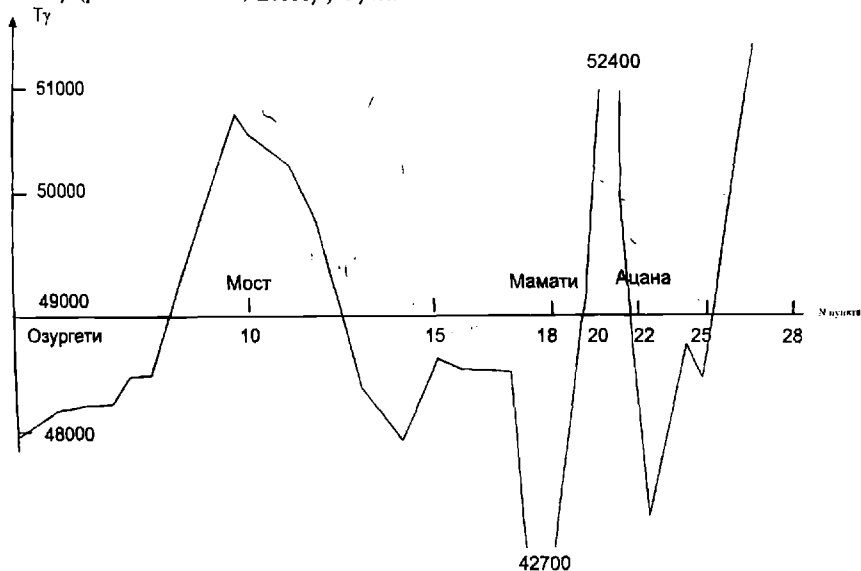


Рис.1 Изменение полного вектора T (в гаммах) на профиле Озургети- Ацана.

Результаты измерений Z составляющего магнитного поля Земли на профиле р.Супсакурорт Уреки в двух взаимно- перпендикулярных направлениях (С-Ю вдоль морского побережья и В-З перпендикулярно пляжа) в виде графиков даны на рис 2. Максимальное изменение Z на расстоянии 650м вдоль берега моря составило 1150 γ , а в перпендикулярном направлении на расстоянии 350м-около 650 γ .

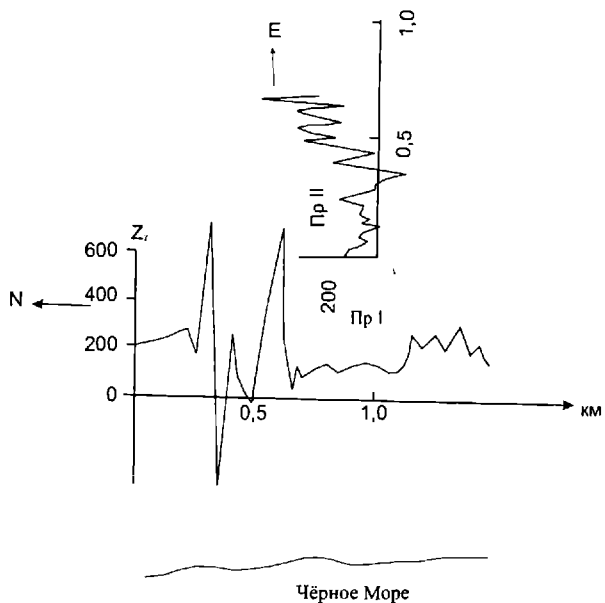


Рис.2 Изменения Z составляющего магнитного поля в Уреки в направлениях С-Ю (профиль) и И-З (профиль 2)

Для иллюстрации мозаичной картины магнитного поля в исследованном регионе, на рис.3 и 4 даны графики изменения полного магнитного вектора T и его градиента $\Delta T / \Delta h$ на одном из холмов во взаимноперпендикулярных направлениях, вблизи пляжа.

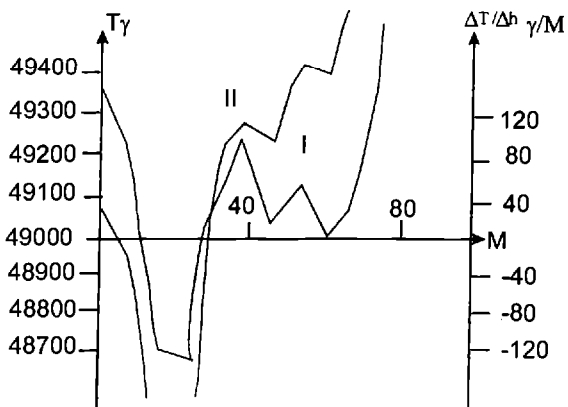


Рис.3 Изменение вектора T и $\Delta T / \Delta h$ на холме в направлении В-З.

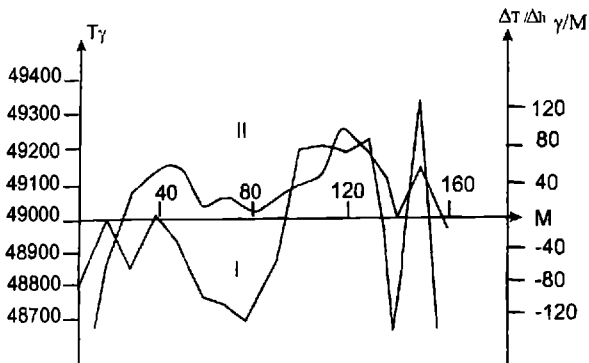


Рис.4 Измененис вектора Т и $\Delta T / \Delta h$ в направлении С-Ю.

Для получения детальной картины магнитного поля в припляжной зоне в курорте Уреки был выделен участок $500 \times 90 \text{ м}^2$, где были дополнительно проведены измерения вдоль морского побережья на расстоянии 500м и шагом 10 м и на профилях параллельно пляжу, отстоящих друг от друга на 10 метров. Полученные результаты приведены на рис 5. в виде каркасной картины и магнитной карты. На рис.6 приведена карта магнитной аномалии для исследуемого участка.

Интенсивность воздействия МП на человека наиболее высока в условиях технологической цивилизации. Для этого уровня развития общества характерны большие масштабы и скорости перемещения людей, что ведет к значительным временным изменениям действующего на них естественного МП. Так, на экипаж и пассажиров, находящихся на борту летательного аппарата, во время полета действуют колебания МП, которые сопоставимы или превосходят вариации ГМП во время самых сильных магнитных бурь. Аналогичное положение имеет место и на других видах транспорта. Кроме того, технологической цивилизации на современном этапе свойственно широкое использование ферромагнетитных материалов, что усугубляет ситуацию, поскольку человек подвергается воздействию неоднородного МП при перемещении ферромагнетитных предметов. Масштаб этих воздействий также исключительно широк.

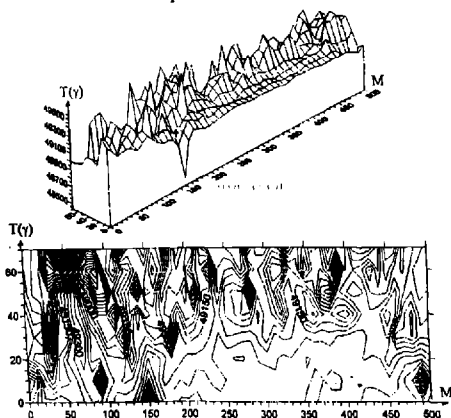


Рис.5 Каркасная карта и карта вектора Т в припляжной зоне курорта Уреки.

У значительной части материалов, используемых в конструкции корпусов транспортных средств (алюминевые и титановые сплавы, некоторые марки специальных сталей и т.п.), магнитные свойства выражены слабо, и они не могут экранировать ГМП. Итак, в большинстве случаев поправками на экранирование можно пренебречь. Поэтому МП внутри транспортного средства можно принять равным B_0 .

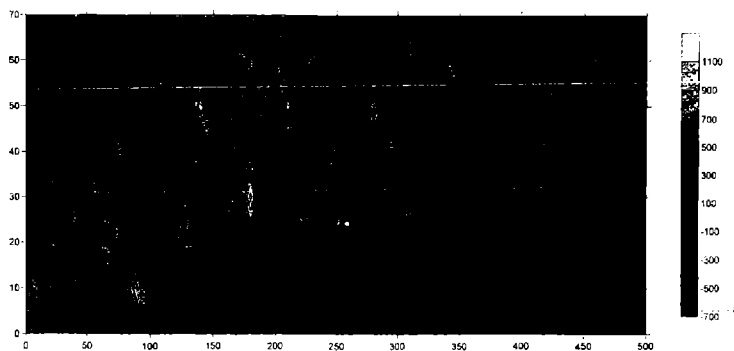


Рис.6. Карта магнитной аномалии в припляжной зоне курорта Уреки.

Полученные нами результаты проведенных работ, дает возможность предложить режимы нахождения и скорости перемещения на опытной территории курорта Уреки в зависимости от патологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голованов Л.В. Созвучье полное в природе. М. 1977. С.54.
2. Гибсон Е.Дж. Спокойное Солнце. М. 1977. С.25.
3. Иоселиани М.С., Хведелидзе Н.С., Чичинадзе В.К. О глубинном строении Ахалкалакского нагорья по геофизическими данными. В сб. Результаты геофизических исследований земной коры на Кавказе. Изд. Мецниереба. 1978. Т.42
4. Бухникашвили А.В., Кебуладзе В.В., Табагуа Г.Г. и др. Геофизическая разведка Аджарской группы медно-полиметаллических месторождений. Мецниереба. 1974.
5. Нодиа М.З. Магнитная микросъемка в районах Бакурнани, Боржоми и Квишхети. Сообщ. Груз. ФАН СССР. Т.1 №2. 1940.
6. Нодиа М.З. К вопросу о применимости магнитометрического метода разведки к магнитным пескам Черноморского побережья. Сообщ. Груз. ФАН СССР, Т.1 №6 1940.
7. Giorgi Berishvili, Avtandil Tarkxnishvili, Jumber Lominadze, Nodar Mebagishvili, Grigol Tabagua, Karlo Kartvelishvili. Some Results of Electrometric Survey of the Territory of the Territory of Magnetic Sands of the 'Urëki Seaside Resort. GEORGIAN NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES. Bulletin. V.2 no.3. PP. 70-74. 2008. Tbilisi.
8. Грабовский М.А., Пушков А.Н. К вопросу о возникновении остаточной намагниченности обратной полярности в горных породах. Изв. АН СССР. Сер. Геоф.. №4. 1954
9. Грабовский М.А. Определение вертикальной составляющей магнитного поля над двухфазовой магнитной системой после ее термонамагничивания.. К вопросу о возникновении остаточной намагниченности обратной полярности в горных породах. Изв. АН СССР. Сер. Геоф.. №2 1956.
10. Табагуа Г.Г. Изучение механизма образования остаточного намагничивания на железорудных месторождениях Грузии. Тр. Ин-та Геофизики АН Грузии Т. XXI. 1963.

11. Коношевский Л.К. Маргалитадзе А.В. Месторождения по берегу Черноморского моря в районе Супса-Натанеби. Грузгеолфонд. Тбилиси. 1928.
12. Giorgi Berishvili, Izolda Gabisonia, Avtandil Tarkxanishvili, Zurab Kereselidze, Jumber Lominadze, Marina Lomouri, Nodar Mebagishvili, Grigil Tabagua, Karlo Kartvelishvili, Marina Chkhitunidze. Research of Some Characteristics of Guria Magnetic Anomaly. GEORGIAN NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES. Bulletin. V.2 no.2. PP. 49-52, 2008, Tbilisi.

გეომაგნიტური ველის ფაქიზი სტრუქტურის კვლევა კურორტ ზონის სანაპირო ზონაში

გ. ბერიშვილი, თ. გვანცელაძე, რ. გოგუა, კ. ქართველიშვილი, ჯ. ქირია,
თ. მათიაშვილი, ნ. მებაღიშვილი, მ. ნიკოლაიშვილი, გ. ტაბაგუა.

რეზიუმე

ცოცხალი ორგანიზმი და გარემო წარმოადგენს ურთულეს დინამიურ სისტემებს, რომლებიც მუდმივ და მჭიდრო ურთიერთკავშირში იმყოფებიან.

არსებობს მოსაზრება, რომ ძირითად ფიზიკურ ფაქტორად, რომლის საშუალებითაც ხდება გაელენა ცოცხალ ორგანიზმებზე ხორციელდება მზის აქტივობით გამოწვეულ დედამიწის მაგნიტური ველის დაძაბულობის ცვლილებით, და ის ფაქტი, რომ ცოცხალ ორგანიზმებზე მოქმედებენ, როგორც ხელოვნური ასევე ბუნებრივი მაგნიტური ველები. ამ მიზნით ჩატარებულია კვლევები, რომლებიც ახასიათებენ ერთადერთ ბუნებრივი მაგნიტოთერაპიული კურორტ ურეკის პლაჟის ზონაში მაგნიტური ველის ფაქიზ სტრუქტურას, რასაც გარკვეული მნიშვნელობა აქვს საკვლევ ზონაში სხვადასხვა მიზნით რეკომენდების გადაადგილების რეკომენდირებული სიჩქარის დადგენაში.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КУОРТА УРЕКИ

Беришвили Г.Г., Гванцеладзе Т., Гогуа Р.А., Картелишвили К.З., Кириа Дж.К.,
Маташвили Т.Г., Мებაгшвили Н.Н., Николашвили М.М., Табагуа Г.Г.
Институт Геофизики им.М.З. Нодиа, Грузия, Тбилиси, ул. Алексидзе №1

Реферат

Живой организм и внешняя среда являются сложнейшими динамическими системами, находящимися в постоянной и тесной взаимосвязи.

С учетом современных научных взглядов, касающихся действия электромагнитных полей на жизнедеятельность живых организмов, авторами работы исследована тонкая структура геомагнитного поля в прибрежной зоне курорта Уреки.

INVESTIGATION OF FINE STRUCTURE OF GEOMAGNETIC FIELD THE UREKI SEASIDE RESORT

Berishvili G., Gvanceladze T., Gogua R., Kartvelishvili K., Kiria J., Matiashvili T.,
Mebagishvili N., Nikolaishvili M., Tabagua G.

Abstract.

The curative properties of Ureki seaside resort are well known in Georgia and abroad, although this region is not practically distinguished for climatic and geological peculiarities from other areas of Black Sea coastal area. In addition, the beach line is definitely uniform in terms of the coastal sands and their content of magnetite. According to geomorphologic research, the geological structure of this region must have been formed with the participation of river sedimentation retranslated in the paleobed of the river Supsa, this being evidenced by electrometric data.

Special importance our research aims is to study, in cooperation with medical men, possible impact on human beings local magnetic anomalies render a great impact on the health of living beings, their development.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Миядели П.Ш.

Институт геофизики им. М.З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1

Трансформации аномалии силы тяжести – осреднение, сглаживание, пересчет их и некоторые другие функции - вошли в практику обработки и интерпретации гравитационных данных с тем, чтобы разобраться, какие именно элементы, особенности, детали содержатся в наблюдаемом распределении аномалии.

Поставляя изменения аномалии от точки к точке, можно выявить детали поля, связанные с местными особенностями геологического строения, наряду с такими составляющими аномалии, которые изменяются более постепенно и характеризуют крупные структуры литосферы [3,4,5].

Наблюдаемые аномалии Буге отражают особенности строения и мощности осадочного слоя земной коры, ее гранито-метаморфического слоя (кристаллического фундамента), а также глубинного строения земной коры и верхней мантии. Влияние каждого из перечисленных геологических факторов вносит свой вклад в наблюдаемую аномалию. В свою очередь гравитационный эффект, созданный некоторым фактором, например эффект комплекса осадочных пород или кристаллического фундамента, можно еще подразделить на составляющие.

Поскольку в наблюдаемых аномалиях отражения отдельных особенностей строения наложены друг на друга, делаются попытки так преобразовать исходное распределение аномалии, чтобы подчеркнуть одни особенности и ослабить, либо исключить другие особенности.

Таким образом, перед исследователем ставится весьма актуальная и сложная задача – задача выделения из наблюдаемой аномалии отдельных аномалий т.е. трансформаций поля.

К числу важнейших трансформаций гравитационных полей и наиболее широко употребляющимся относятся: аналитическое продолжение в верхнее и нижнее полупространство, вычисление вертикальных производных и горизонтального градиента.

Выделение региональной составляющей гравитационного поля путем пересчета наблюдаемого распределения гравитационных аномалий в верхнее полупространство основано на том, что влияние сравнительно не крупных, но резко выраженных плотностных неоднородностей, которые ассоциируются с местными геологическими особенностями, быстро ослабевает по мере удаления от них. Гравитационное влияние масс, распределенных в виде слабо изогнутых или горизонтальных слоев, а также влияние масс, сконцентрированных на большой глубине, при пересчетах вверх убывают очень медленно. Таким образом, после пересчета получают естественно обобщенную, лишенную мелких деталей, картину того распределения, которое было установлено на поверхности наблюдений.

Нами предлагается усовершенствованный метод пересчета силы тяжести во внешнее полупространство и вычисление высших производных потенциала силы тяжести. Кратко коснемся вопроса общего аналитического выражения трансформации потенциальных полей. Согласно работе М.А. Алексидзе, М.С. Гелашвили, К.М. Картвелишвили [1] многие практические задачи геофизики приводятся к вычислению интеграла вида

$$u(m) = \int_G K(m, m') \mu(m) ds_m \quad (1)$$

где $u(m_1)$ - трансформированная аномалия, $u(m)$ - наблюдаемая аномалия, $K(m, m_1)$ - ядро преобразования, G – область задания исходной аномалии (бесконечная плоскость $t=0$). квадратурная формула, служащая для приближенного вычисления интеграла – может быть представлена в виде

$$\int_G K(m, m_1) u(m) ds_m = \sum_K A_k(m_1) u(m_k) \quad (2)$$

Реализация этой формулы осуществляется следующим образом: путем интерполяции находят значения $u(m_k)$ в точках определенным образом расположенных на плоскости $Z=0$, умножают на коэффициенты A_k – и алгебраически суммируют.

Не останавливаясь на подробностях теоретических выкладок дадим окончательные выражения погрешности пересчета интеграла (1) для различных кубатурных формул.

Для формулы прямоугольников

$$|\epsilon| \leq \frac{\ell_1 \ell_2}{16\pi z^4} \omega(h_1^2 + h_2^2) \quad (3)$$

Для формулы трапеции

$$|\epsilon| \leq \frac{\ell_1 \ell_2}{8\pi z^4} \omega(h_1^2 + h_2^2) \quad (4)$$

Здесь ℓ_1 и ℓ_2 стороны прямоугольного участка, с которых пересчитывается значение V_z . h_1 и h_2 - шаг интегрирования, Z – высота пересчета, ω - максимальное значение аномалии на заданном участке.

Исходя из формул (3) и (4) можно найти то значение высоты пересчета Z , при котором обеспечивается желаемая точность при фиксированных значениях h_1 и h_2 .

Для формулы прямоугольника

$$Z \geq \frac{1}{2} \sqrt[4]{\frac{\ell_1 \ell_2 \omega (h_1^2 + h_2^2)}{\pi \epsilon}} \quad (5)$$

Для формулы трапеции

$$Z \geq \frac{1}{2} \sqrt[4]{\frac{\ell_1 \ell_2 \omega (h_1^2 + h_2^2)}{8\pi \epsilon}} \quad (6)$$

Можно поставить задачу и таким образом: какое должно быть расстояние h между пунктами наблюдения на Земле, чтобы пересчитывая поле на высоту Z км, допустить погрешность ϵ . В этом случае для формулы прямоугольников и трапеции при $h_1=h_2=h$ получаем

$$h \leq 2Z^2 \sqrt{\frac{2\pi \epsilon}{\ell_1 \ell_2 \omega}} \quad \text{и} \quad h \leq 2Z^2 \sqrt{\frac{\pi \epsilon}{\ell_1 \ell_2 \omega}} \quad (7)$$

Выведенные оценки были проверены на физической модели. В качестве аномальной массы берется сфера параметрами $R=3\text{км}$, $\sigma = 1\text{г/см}^3$, глубина погружения сферы 3км . В тех же точках для сравнения были вычислены теоретические значения.

Таблица 1

Высота пересчета, км	0,25	0,5	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	6,0	12,0	24,0
Теоретическое значение	80,5	71,4	47,2	37,3	30,2	24,1	21,0	9,4	3,4	1,03
Приближение по формуле прямоуг.	7,26	13,1	22,2	33,2	24,2	21,4	19,3	9,2	3,6	1,01
Приближение по формуле трапеции	856,1	216,0	60,7	33,0	23,9	19,2	16,5	8,1	3,3	0,93

Как видно из таблицы 1, наибольшие расхождения между теоретической и приближенной значениями получается для малых высот пересчета и уменьшается с увеличением высоты пересчета.

Для пересчета аномалии силы тяжести в верхнее полупространство возникает задача установления такого оптимального радиуса интегрирования R , при котором погрешность вычисления трансформат не будет превосходить вперед заданного значения ε .

В каждом конкретном случае радиус интегрирования, в зависимости от точности пересчета может иметь вполне определенное значение, зависящее в основном от характера пересчитываемого поля.

Разработанная методика используется для установления области интегрирования при пересчетах аномалии силы тяжести в верхнее полупространство для территории Кавказа. Так как на исследуемом регионе высота рельефа достигает 5км, то оценку области интегрирования целесообразно начать с этой высоты. Максимальная высота, для которой оценивается радиус интегрирования, равна 150км.

Пересчеты осуществлены для высот от 5 до 150км. и для каждой высоты установлены радиусы пересчета. В зависимости от желаемой точности пересчета, радиуса разные. Так например значение радиуса интегрирования когда желаемая точность $\varepsilon = 2$ мГл оказалось: при $Z=5$ км, радиус пересчета равен 70км, при $Z=50$ км - 210км и при $Z=150$ км - 320км.

Помимо пересчета в верхнее полупространство, немаловажную практическую значимость имеет трансформирование наблюдаемой аномалии в высшие производные потенциала силы тяжести. Эти элементы гравитационного поля позволяют решить практические и теоретически важные задачи.

Для вычисления высших производных потенциала силы тяжести применяются разные методы, так например, метод сведения редукции силы тяжести к решению внутренних граничных задач, трансформация силы тяжести в высшие производные методом точечных источников, вычисление второй вертикальной производной потенциала силы тяжести на основе формул М.С. Молоденского и др.

В основе метода вычисления высших производных потенциала силы тяжести методом сведения редукции силы тяжести к решению внутренних граничных задач лежит разработанная М.А. Алексидзе [1,2] методика редукции силы тяжести, что заключается к сведению редукции силы тяжести к решению внутренних граничных задач.

Преимуществом такой постановки редукционной проблемы, как отмечает автор, является то, что к решению внутренних граничных задач можно применять наиболее мощный, универсальный метод конечных разностей и задачу редукции силы тяжести формулирует следующим образом:

Если на поверхности Γ земли известны значения силы тяжести $\gamma(s)$, то для нахождения силы тяжести $\gamma(m)$ вне земли необходимо решить следующую граничную задачу Дирихле

$$\Delta \gamma = \frac{\partial^2 \gamma}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \gamma}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \gamma}{\partial z^2} = 0 \quad \text{в области } T$$

$$\gamma|_r = \gamma(s)$$

Пусть требуется найти в ограниченной области $T_1 \in T$ с границей Γ_1 решение внешней задачи Дирихле с точностью ε .

Для метода конечных разностей, как и для большинства других приближенных методов решения граничных задач, необходимо свести ε решение внешней задачи к решению какой-либо внутренней задачи для области T_2 , включающей в себя область T_1 .

В работе оценивается размер области T_1 , для которой ε решение внешней задачи сводится к решению внутренней задачи Дирихле в области T_2 и дается соотношение размеров областей T_1 и T_2 для получения ε решения внешней задачи.

Предложенный метод редукции силы тяжести дает возможность вычислить высшие производные потенциала сила тяжести.

Для уверенной интерпретации гравиметрических данных необходимо выявить всю имеющуюся в них геологическую информацию. Наряду с другими элементами гравитационного поля, позволяющими решать специфические геологические задачи, определенный интерес представляет изучение векторного поля горизонтального градиента силы тяжести.

Ниже приводится модифицированная методика вычисления горизонтального градиента силы тяжести.

Пусть выбрана система координат с началом в точке $M(x_i, y_i)$ в которой вычисляется горизонтальный градиент силы тяжести. С этой целью, как правило, используется значение вертикальных составляющих силы тяжести:

$$V_z(x_{i-1}, y_i), V_z(x_{i+1}, y_i), V_z(x_i, y_{i+1}), V_z(x_i, y_{i-1})$$

Оцениваются соответствующие проекции градиента в данной точке

$$V_{xz} = [V_z(x_{i+1}, y_i) - V_z(x_{i-1}, y_i)] / 2h_1 \quad (8)$$

$$V_{yz} = [V_z(x_i, y_{i+1}) - V_z(x_i, y_{i-1})] / 2h_2$$

где $h_1 + h_2$ - шаг сетки вдоль ox и oy соответственно, в нашем случае $h_1 = h_2$.

Как известно, модуль градиента скалярного поля и равен наибольшей производной по направлению ℓ в данной точке, т.е.

$$\max \frac{\partial u}{\partial \ell} = |\text{grad}u| = \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)^2}$$

Это главное инвариантное свойства градиента в нашем случае находит практическое применение.

Производные $\frac{\partial u}{\partial x}$ и $\frac{\partial u}{\partial y}$ мы оцениваем, заменяя их отношениями конечных разностей. В

этом случае на точность оценки влияет структура поля в окрестности исследуемой точки.

Для достижения наибольшей точности оценок близость исследуемых точек желательна, но очевидно, что из-за характера изменчивости поля при заданной близости точек в отдельных случаях наилучшие точности могут достигаться поворотом осей координат на 45° , хотя при этом шаг сетки увеличивается в №2 раз.

В данном случае предлагается, что шаг сетки настолько мал, что изменчивость поля на расстояние порядка одного шага мало отличается от линейной.

При повороте осей координат составляющие градиента нами оцениваются по формулам:

$$V_{x,z}^1 = [V_z(x_{i+1}, y_{i+1}) - V_z(x_{i+1}, y_{i-1})] / 2\sqrt{2}h \quad (9)$$

$$V_{y,z}^1 = [V_z(x_{i-1}, y_{i+1}) - V_z(x_{i+1}, y_{i-1})] / 2\sqrt{2}h$$

Следовательно, с помощью конечных разностей оцениваются составляющие градиента в данной точке двумя способами, по формулам (8) и (9), т.е. без поворота и с поворотом осей координат. Оценки, полученные по формулам (9), проектируются на прежние оси координат, после чего сравниваются модули этих двух оценок и затем выбираются наибольшие из них.

Нами по вышеприведенной методике составлена схема векторного поля горизонтального градиента силы тяжести для территории Кавказа.

В заключение отметим, что любая трансформация гравитационных аномалий выполняется на основе определенных предпосылок. Наиболее естественное предположение, которым задаются при трансформациях, состоит в том, что порядок интенсивности и размеров аномалий силы тяжести соответствует порядку геологических структур.

Литература

1. М.А. Алексидзе, К.М. Картвелишвили. Исследование некоторых вопросов трансформации потенциальных полей. Тбилиси. Мецниереба. 1971.

2. М.А. Алексидзе. Сведение редукции силы тяжести к решению в внутренних граничных задач. Изв. АН СССР. Сер. физика Земли №4. 1965.
3. Б.А. Андреев. Расчеты пространственного распределения потенциальных полей и их использование в разведочной геофизике. Изв. АН СССР. Сер. геофиз. №1. 1964.
4. И.А. Белабушевич. Высшие производные потенциала силы тяжести и возможность их использования в геологической гравиметрии. Изд. АН УССР. Киев. 1973.
5. Б.К. Балавадзе, П.Ш. Миндели. Трансформированное поле аномалии силы тяжести бассейна черного моря. Сооб. АН ГССР. 69. №1. 1983.

პოტენციალური ველების ტრანსფორმაციის ზოგიერთი საკითხი

მინდელი პ.

რეზიუმე

მოცემულია სიმძიმის ძალის ზემო ნახევარსივრცეში გადათვლის მეთოდის კუბატურული ფორმულებისათვის შეფასებულია გრავიტაციული ველის გადათვლის ცდომილება. მიღებულია სხვადასხვა სიმაღლეზე ველის გადათვლისათვის საჭირო რადიუსებისათვის გამოსათვლელი ფორმულები.

განხილულია მეთოდი სიმძიმის ძალის მაღალი წარმოებულების გამოთვლისათვის.

კავკასიის ტერიტორიისათვის შედგენილია სიმძიმის ძალის კორიზონტალური გრადიენტის განაწილების სქემა.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Миндели П.Ш.

Реферат

Дана методика пересчета аномалии силы тяжести в верхнее полупространство и оценка погрешности пересчета для кубатурных формул.

Рассмотрена методика вычисления высших производных потенциала силы тяжести.

Для Кавказского региона составлена схема распределения горизонтального градиента силы тяжести.

CONSERVATIVE ISSUE OF POTENTIAL FIELDS TRANSFORMATION

Mindeli P.

Abstract

Plural methods of calculating gravity in upper hemi-space is given. For cubic formulation error of gravity calculation is estimated. Calculating formulas for radiuses needed for field calculation at different heights are received.

The method for calculation of high derivatives of gravity is discussed.

For Caucasian territory redistribution scheme of gravity horizontal gradient is made.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ДЛЯ КОТОРОГО ВСЕ ТОЧКИ ОБЛАСТИ ЯВЛЯЮТСЯ ОСОБЫМИ ДЛЯ ПОТЕНЦИАЛА

Капанадзе Д.В.

Институт геофизики им. М.З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1.

Исследование природы особых точек потенциальных полей очень важно для аналитического продолжения аномалий силы тяжести.

В этой статье исследуется вопрос об особых точках потенциальных полей на плоскости R^2 в случае логарифмического потенциала и в трехмерном пространстве R^3 для ньютоновского потенциала.

Отметим, что особые точки потенциальных полей применяются в монографии В.М.Березкина [1], и построен метод полного нормированного градиента.

Естественный интерес представляет случай, когда все точки области являются особыми для потенциала. В работе В.Н. Страхова [2, с. 116] отмечается, что вопрос о том, что все точки области являются особыми для потенциала до сих пор остается открытым.

Введем некоторые обозначения. Логарифмический потенциал плотности $\varphi \in C(\bar{\Omega})$ определяется следующим образом [3]

$$V^{\circ} = \int_{\Omega} \Gamma(x, y) \varphi(y) dy, \quad (1)$$

где Ω – гладкая ограниченная область из класса C^2 на плоскости R^2 , $\Gamma(x, y) = \ln|x - y|^{-1}$, $x \in R^2$, $y \in R^2$.

Рассмотрим функцию Вейерштрасса [4, с. 360]. Эта функция определяется рядом

$$f(x_1) = \sum_{k=0}^{\infty} b^k \cos(a^k \pi x_1), \quad 0 < b < 1, x_1 \in (-\infty, \infty).$$

Предположим, что $ab > 1 + 2\pi$. Известно, что если $ab > 1 + 2\pi$, то функция f не имеет конечной производной ни при каком значении $x_1 \in (-\infty, \infty)$ [4, с. 361]. Кроме того, функция f непрерывна в каждой точке $x_1 \in (-\infty, \infty)$. Пусть μ – плотность на области Ω из пространства $C(\bar{\Omega})$.

Определение. Мы скажем, что точка области $x = (x_1, x_2)$ есть особая точка логарифмического потенциала V^{μ} , если какая-нибудь производная потенциала V^{μ} порядка j не существует в точке $x \in \Omega$ или равна бесконечности $j = 1, 2, \dots$.

Теорема. Пусть Ω – гладкая ограниченная область из класса C^2 . Каждая точка $x \in \Omega$ есть особая точка для потенциала V^{μ} , где $\mu_1(x_1, x_2) = f_1(x_1)$, $(x_1, x_2) \in \Omega$, а

$$f_1(x_1) = \int_0^1 f(t) dt \quad (\mu_1 \in C^1(\bar{\Omega})).$$

Доказательство. Без уменьшения общности можно предполагать, что

$$\bar{\Omega} \subset \{(x_1, x_2) : x_1 > 0\}.$$

Рассмотрим хорошо известное равенство

$$\frac{\partial^2 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_2^2} = -2\pi\mu(x_1, x_2), \quad (x_1, x_2) \in \Omega. \quad (2)$$

Поскольку $\mu_1(x_1, x_2) = f_1(x_1) \in C^1(\bar{\Omega})$, то производная потенциала V^μ порядка $j=2$ существует ($f_1'(x_1) = f(x_1)$). Очевидно, что из (2) имеем

$$\frac{\partial^2 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1^2} + 2\pi\mu(x_1, x_2) = -\frac{\partial^2 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_2^2} \quad (3)$$

Рассмотрим производную по x_1 для равенства (3)

$$\frac{\partial^3 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1^3} + 2\pi f(x_1) = -\frac{\partial^3 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1 \partial x_2^2}. \quad (4)$$

Если из (4) какая-нибудь производная не существует или равна бесконечности, то точка $x = (x_1, x_2)$ – особая точка потенциала V^μ .

Теперь предположим, что производные из равенства (3) существуют. Отсюда получаем

$$2\pi \left| \frac{f(x_1 + h) - f(x_1)}{h} \right| \leq \left| \frac{\frac{\partial^3 V^\mu(x_1 + h, x_2)}{\partial x_1^3} - \frac{\partial^3 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1^3}}{h} \right| + \left| \frac{\frac{\partial^3 V^\mu(x_1 + h, x_2)}{\partial x_1 \partial x_2^2} - \frac{\partial^3 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1 \partial x_2^2}}{h} \right|.$$

Поскольку [4, с. 362]

$$\lim_{h \rightarrow \infty} \left| \frac{f(x_1 + h) - f(x_1)}{h} \right| = \infty \quad x_1 \in (-\infty, \infty),$$

то получаем

$$\infty \leq \left| \lim_{h \rightarrow \infty} \frac{\frac{\partial^3 V^\mu(x_1 + h, x_2)}{\partial x_1^3} - \frac{\partial^3 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1^3}}{h} \right| + \left| \lim_{h \rightarrow \infty} \frac{\frac{\partial^3 V^\mu(x_1 + h, x_2)}{\partial x_1 \partial x_2^2} - \frac{\partial^3 V^\mu(x_1, x_2)}{\partial x_1 \partial x_2^2}}{h} \right|.$$

Если какой-нибудь предел не существует, то по определению $x = (x_1, x_2)$ – особая точка потенциала V^μ . Если предельные значения существуют, то правая сторона равна бесконечности. Отсюда следует, что $x = (x_1, x_2)$ – особая точка потенциала V^μ .

Таким образом, каждая точка $x \in \Omega$ есть особая точка потенциала V^μ .

Теперь рассмотрим трехмерное пространство. Пусть $f(t)$ – функция Вейерштрасса [4, с. 360].

Обозначим

$$f_1(x_1) = \int_0^{x_1} f(t) dt,$$

$$V^\mu(y) = \int_a^y \frac{\mu(x) dx}{|x - y|}.$$

Без уменьшения общности предположим, что гладкая ограниченная область $\Omega \subset \{(x_1, x_2, x_3), x_1 > 0\}$. Определим плотность μ на Ω следующим образом $\mu(x_1, x_2, x_3) = f_1(x_1)$. Очевидно, что $\mu \in C^1(\Omega)$. Следовательно справедливо равенство для потенциала V^μ

$$V^\mu(x) = \int_{\Omega} \frac{\mu(y)dy}{|x-y|}, \quad \frac{\partial^2 V^\mu}{\partial x_1^2} + \frac{\partial^2 V^\mu}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 V^\mu}{\partial x_3^2} = -4\pi\mu(x_1, x_2, x_3), \quad (x_1, x_2, x_3) \in \Omega.$$

Рассмотрев производную по x_1 , получим

$$\frac{\partial^3 V^\mu}{\partial x_1^3} + \frac{\partial^3 V^\mu}{\partial x_1 \partial x_2^2} + \frac{\partial^3 V^\mu}{\partial x_1 \partial x_3^2} = -4\pi f_1(x_1).$$

Теперь снова рассмотрим производную по x_1 последнего равенства

$$\frac{\partial^4 V^\mu(x)}{\partial x_1^4} + \frac{\partial^4 V^\mu(x)}{\partial x_1^2 \partial x_2^2} + \frac{\partial^4 V^\mu(x)}{\partial x_1^2 \partial x_3^2} = -4\pi \frac{\partial f_1(x_1)}{\partial x_1}, \quad x = (x_1, x_2, x_3) \in \Omega.$$

Ясно, что

$$\left| \frac{\partial f}{\partial x_1} \right| \leq \frac{1}{4\pi} \left[\left| \frac{\partial^4 V^\mu(x)}{\partial x_1^4} \right| + \left| \frac{\partial^4 V^\mu(x)}{\partial x_1^2 \partial x_2^2} \right| + \left| \frac{\partial^4 V^\mu(x)}{\partial x_1^2 \partial x_3^2} \right| \right] \quad (x_1, x_2, x_3) \in \Omega.$$

Известно, что [4, с. 462]

$$\left| \frac{\partial f(x_1)}{\partial x_1} \right| = \infty \quad x_1 \in (-\infty, \infty).$$

Из предыдущего неравенства следует, что какая-нибудь производная потенциала V^μ или не существует, или равна бесконечности. Это означает, что каждая точка области $x = (x_1, x_2, x_3) \in \Omega$ особая точка потенциала. Таким образом, в трехмерном пространстве существует распределение μ , для которого каждая точка области Ω - особая для потенциала V^μ .

Литература

1. Березкин В.М. Метод полного градиента при геофизической разведке. М.: Недра, 1988.
2. Страхов В.Н. О путях построения математической теории интерпретации магнитных и гравитационных аномалий. - Прикладная математика. Вып. 35, 1965. С. 95 - 130.
3. Ландкоф Н.С. Основы современной теории потенциала. - М.: Наука, 1966.
4. Титчмарш Е. Теория функции. - М.: Наука, 1980.

განაწილება, რომლისთვისაც არის ყოველი წერტილი
განსაკუთრებულია პოტენციალისათვის

კახანაძე ვ.ვ.

რეზიუმე

სტატიაში მოცემულია უწყვეტი განაწილების განსაზღვრა, რომლისთვისაც არის ყოველი წერტილი წარუადგენს განსაკუთრებულ წერტილს პოტენციალისათვის.

განხილულია როგორც ორგანზომილებიანი სიბრტყე, ისე სამგანზომილებიანი სივრცე, ე.ი. ლოგარითმული პოტენციალები და ნიუტონის პოტენციალები.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ДЛЯ КОТОРОГО КАЖДАЯ ТОЧКА ОБЛАСТИ
ОСОБАЯ ДЛЯ ПОТЕНЦИАЛА

Капанадзе Д.В.

Реферат

В статье дается определение непрерывного распределения, для которого каждая точка области является особой для потенциала.

Рассматривается как двумерная плоскость, так и трехмерное пространство, т.е. логарифмические потенциалы и потенциалы Ньютона.

A DISTRIBUTION FOR WHICH EACH POINT OF A DOMAIN
IS SINGULAR FOR THE POTENTIAL

D. Kapanadze

Abstract

The paper gives the definition of a continuous distribution for which every point of the domain is singular for the potential.

We consider both the 2-dimensional plane and the three-dimensional space, i.e. the logarithmic potentials and Newtonian potentials.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БАКУРИАНСКОГО ПЛАТО ЭКСПРЕСС-МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ IPI2WIN.

Джаши Г.Г., Одиладзе Д.Т., Глonti Н.Я., Кириа Дж.К.,
Амилахвари З.Л., Тархнишвили А.Г., Матиашвили С.Б.

Целью исследования является уточнение инженерно-геологических и гидрогеологических условий осадочных образований, распространённых на территории Бакурианского плато. Исследование проводилось экспресс-методом электроразведки с использованием программного обеспечения ipi2win на примере центрального профиля.

Водосодержащие горизонты, распространённые на Бакурианском плато, предположительно должны совпадать с полосой контакта озерных отложений и основных пород или с верхней частью этого последнего. Вместе с тем, в озерных отложениях (глины) не исключено наличие отдельных водосодержащих линз.

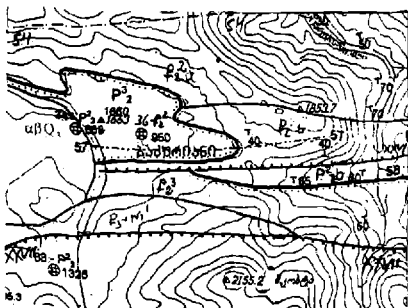
Территория Бакуриани геотектонически расположена в центральной подзоне горной системы Аджаро-Триалетской зоны Малого Кавказа, занимает её наиболее возвышенную часть, где распространены т.н. поровые грунтовые воды.

На территории плато в основном распространены вулканические осадки среднего эоцена и довольно мощные лагунно-морские осадки олигоцен нижнего миоцена.

Осадки среднего эоцена представлены прослоями базальтовыми вулканокластерами, андезит-базальтами, андезитами, дацитами и брекчиями туфового состава.

Отмеченный осадочный комплекс перекрыт в основном четвертичными и верхне эоценовыми осадками. Он представлен тонко-слоистыми суглинистыми супесями и мергеловыми формациями. В западной части Бакурианского плато отмечается наличие лавового потока андезитового состава, который перекрывает отмеченные осадочные формации. Со своей стороны лавовый поток перекрыт аллювиально-пролювиальными осадками, /1/.

На рис. 1 показано геолого-тектоническое строение Бакурианского плато.



Условные знаки

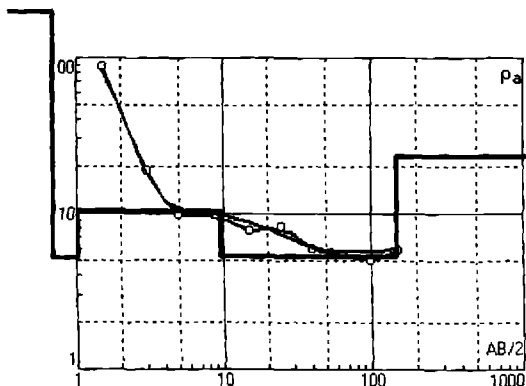
$\alpha\beta Q_3$ – Голоцен-верхне
плейстоценовые базальты и
андезитовые лавы.
 $P_3 + N_1^1$ – Олигоцен-нижний миоцен.
Глины и кварцевые песчанники.
 P_2^3 – Верхний эоцен. Тонкослойные
глины и песчанники.
 P_2^2 – Средний эоцен. Вулканогенно
осадочный комплекс.

Рис.1
Геологическая карта Бакуриани и прилегающей к ней территорий.
Масштаб 1:50000

По водосодержанию среди распространённых в Бакурианском районе осадков наиболее перспективны плейстоценовые осадки андезитного состава. Комплекс верхнего эоцена и олигоцена и нижнемиоценового лагуно-морского состава из за глинистого состава менее перспективен с точки зрения водосодержимости.

В Бакурианской котловине электрометрические полевые работы были проведены методом постоянного тока. Были использованы вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ). Максимальный разнос питающих электродов составлял 640м. и симметричное электропрофилеирование (СЭП) АА'МNB'В установкой, где АВ/2=60м. А'В'/2=30м. По ВЭЗ-ам в Бакуриансой котловине в основном получены трёхслойные кривые типа К, и Н и четырёхслойные кривые типа КН. Из интерпретации ВЭЗ следует, что на исследуемом объекте глубина проникновения составляет 150-160м. Кривые ВЭЗ хорошо соответствуют друг другу.

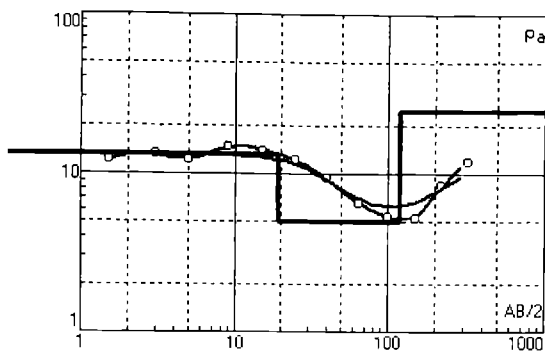
На приведённых ниже чертежах показаны морфология и интерпретация ВЭЗ-ов центрального профиля (1-1') экспресс-методом с использованием программного обеспечения ipi2win /3/.



N	1	2	3	4	5					
ρ	202	5.19	10.4	5.33	23.3					
h	0.698	0.324	8.55	139						
d	0.698	1.02	9.57	149						
Alt	-0.698	-1.022	-9.572	-148.6						

Рис2.1. Кривая вертикального электрического зондирования №1 и соответствующая ей таблица.

В таблице приведены ρ удельные электрические сопротивления слоёв мощностью h, удалённых от дневной поверхности нижней кромкой на расстоянии d.



N	1	2	3						
ρ	13.3	4.99	24.9						
h	19.2	99.8							
d	19.2	119							
Alt	-19.2	-119							

Рис2.2. Кривая вертикального электрического зондирования №2 и соответствующая ей таблица.

N	1	2	3						
ρ	15.4	5.33	24.4						
h	42.9	78.7							
d	42.9	122							
Alt	-42.9	-121.6							

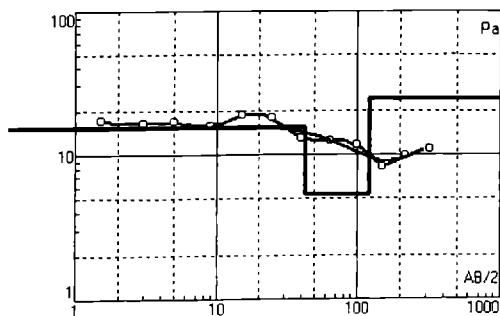


Рис2.3. Кривая вертикального электрического зондирования №3 и соответствующая ей таблица.

N	1	2	3						
p	10	4.38	23.3						
h	29	129							
d	29	158							
Alt	-29	-158							

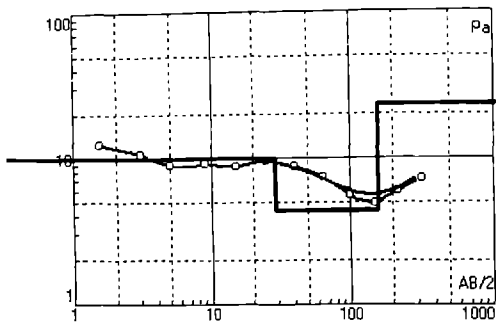


Рис2.4. Кривая вертикального электрического зондирования №4 и соответствующая ей таблица.

N	1	2	3	4					
p	6.34	15	5.56	27.2					
h	2.19	34.6	82.2						
d	2.19	36.8	119						
Alt	-2.19	-36.79	-119						

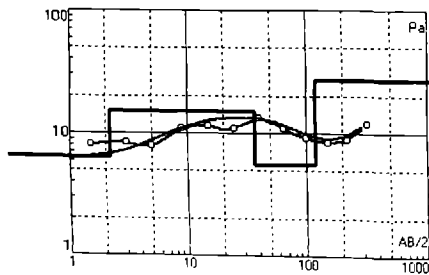
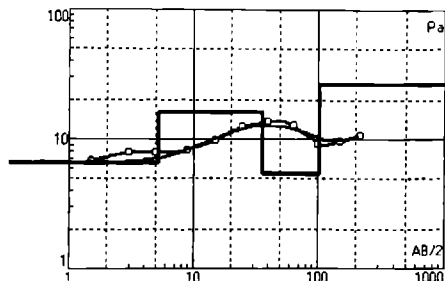


Рис2.5. Кривая вертикального электрического зондирования №5 и соответствующая ей таблица.



N	1	2	3	4				
ρ	6.62	16.1	5.44	26.6				
h	5.21	30.8	66.2					
d	5.21	36	102					
Alt	-5.21	-36.01	-102.2					

Рис2.6. Кривая вертикального электрического зондирования №6 и соответствующая ей таблица.

N	1	2	3	4				
ρ	5.44	19.2	4.48	25.4				
h	0.722	68.4	28.7					
d	0.722	69.1	97.8					
Alt	-0.722	-69.12	-97.82					

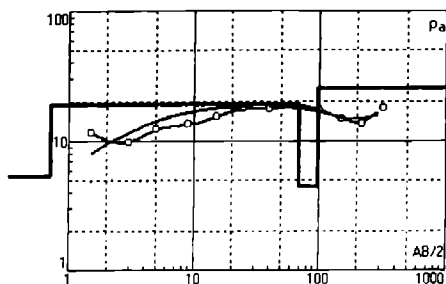


Рис2.7. Кривая вертикального электрического зондирования №7 и соответствующая ей таблица.

По вышеприведённым ВЭЗ 1-7 был построен разрез кажущегося электрического сопротивления, представленный на рис.3.

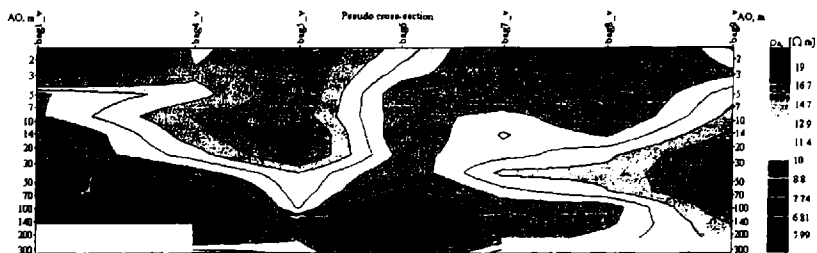


Рис.3. Разрез кажущегося электрического сопротивления .

В соответствии с разрезом кажущегося электрического сопротивления и привлечёнными геологическими данными был построен профиль удельного электрического сопротивления, представленный на рис.4.

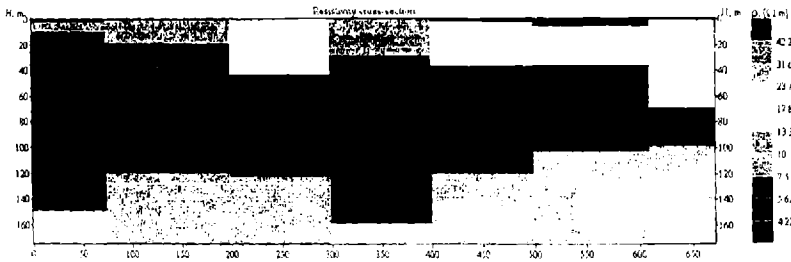


Рис.4. Разрез удельного электрического сопротивления

Полученный программным обеспечением ipi2win (демо версия) [3] разрез удельного электрического сопротивления рис.4 (т.н. „Прямая задача электротомии ...“) находится в удовлетворительном соответствии с разрезом кажущегося электрического сопротивления рис.3 (т.н. „Обратная задача электротомии ...“), различие по ВЭЗ составляет не более 10-12%. Приведённый на рис.4 разрез удельного электрического сопротивления был сопоставлен, для сравнения с тем же геоэлектрическим разрезом (1-1'), по полученным традиционной полеточной (по Пилаву [2]) интерпретацией, который и приводится ниже.

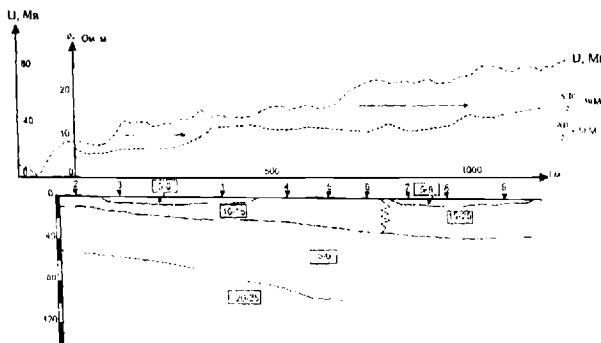


рис.5
Геоэлектрический разрез (1-1')
масштаб 1:5000

На рис.5 на геоэлектрическом профиле (1-1') выделяются три слоя, первый слой ($\rho = 10-15$ ом.м) представляет собой почвенный покров, мощность которого по направлению с востока (ВЭЗ 1) на запад (ВЭЗ 8) постепенно нарастает с 10м. до 35-40м. По ВЭЗ 1-3 выделяется низкоомная ($\rho = 5-6$ ом.м) среда мощностью 2-3м. Она показывает выделенный на геоэлектрическом разрезе обводнённый болотистый участок, наличие которого и визуально подтверждается. На геоэлектрическом разрезе основной низкоомный, довольно мощный горизонт ($h=60$ м, $\rho = 5-6$ ом.м) соответствует четвертичным и лагуно-озерным отложениям верхнего эоцена, водосодержание которых по гидрогеологическим данным, менее перспективных. На геоэлектрическом разрезе по ВЭЗ 4-7, приблизительно с глубин 100-120 метров отмечается возрастание удельного электрического сопротивления, что возможно связано с осадками среднего эоцена.

Полученный по ipi2win /3/ программным обеспечением разрез удельного электрического сопротивления находится в хорошем соответствии с геоэлектрическим разрезом (1-1'), полученным традиционным методом полеточной интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

1. ამგზისა, თ.ჯგუხაძე, ლ.კობიაშვილი – ბორჯომის მინერალური წყლის საბადოს ყვიბისის №№37 და 38ა ჯაბურდღილების მიმდებარე ტერიტორიაზე ჩატარებული გეოფიზიკური კვლევების ანგარიში. თბილისი. 2010.
2. Пилаев А.А. – Ручководство по интерпретации вертикальных электрических зондирований. М., Недра. 1068
3. www.geoelectric.ru/ipi2win.htm

ბაკურიანის პლატოს საინჟინრო-გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური პირობების გამოკვლევა ელექტროკიბების მასპრეს-მეთოდით ipi2win პროგრამული უზრუნველყოფის გამოყენებით

გ.ჯაში, დ.ოდილავაძე, ნ. გლონტი, ვ.კირია, ზამილახვარი, ა.თარხნიშვილი, ს. მათიაშვილი

რეზიუმე

ელექტროკიბების ექსპრეს-მეთოდით პროგრამული უზრუნველყოფის ipi2win გამოყენებით კვლევის მიზანს წარმოადგენს ბაკურიანის პლატოზე გაერცელებული ნალექების საინჟინრო-გეოლოგიური და ჰიდროგეოლოგიური პირობების დაზუსტება ცენტრალური პროფილის მაგალითზე.

Ipi2win პროგრამული უზრუნველყოფით მიღებული კუთრი ელექტრული წინაღობის ტრიფი კარგ თანხვედნაშია ტრადიციული პალეტური ინტერპრეტაციის შედეგად მიღებულ (1-1') გეოელექტრულ ტრიფთან.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БАКУРИАНСКОГО ПЛАТО ЭКСПРЕС-МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ IPI2WIN.

Джаша Г.Г., Одиладзе Д.Т., Глonti Н.Я., Кириа Дж.К., Амилхвари З.Л., Тархнишвили А.Г., Матишвили С.Б.

Реферат:

Исследование проводилось экспрес-методом электроразведки с использованием программного обеспечения ipi2win на примере центрального профиля.

Полученный по ipi2win программным обеспечением разрез удельного электрического сопротивления находится в хорошем соответствии с геоэлектрическим разрезом (1-1'), полученным традиционным методом полеточной интерпретации.

RESEARCH OF ENGINEERING-GEOLOGICAL AND HYDRO-GEOLOGICAL CONDITIONS OF THE BAKURIANI PLATEAU BY AN RAPID-METHOD OF ELECTRO INVESTIGATION WITH USE SOFTWARE IPI2WIN

Dzhashi G., Odilavadze D., Glonti N., Kiria G., Amilahvari Z., Tarhishvili A., Matishvili S.

Abstract

Research was spent by an rapid-method of electro investigation with use software ipi2win on an example of the central profile.

Received on ipi2win software the resistivity cross-section is in good conformity with a geoelectric cross-section (1-1') received traditional method interpretations.

Георадиолокационный экспресс-анализ состояния автодорожного туннеля Чакви-Батуми.

Одилавадзе Д.Т., Челидзе Т. Л.

Институт геофизики М.Нодиа, Алексидзе 1.

Метод георадиолокации возник два десятка лет назад и начал широко применяться спустя примерно десять лет, используя радиотехнические разработки и теоретические достижения электродинамики и новейшие компьютерные технологии /1,2,3,4/.

Объектом исследования георадиолокационным методом является верхняя (потолочная) часть автодорожного туннеля Чакви-Батуми. Целью работ было установление качества бетонного покрытия туннеля, в частности, обнаружение воздушных пустот в слое бетона.

Для обследования туннеля георадиолокационным методом был использован геолокатор „Зонд12-е,, , со штатной антенной 2 ГГц и программным обеспечением „ПРИЗМ 2.5,. Съёмка радиолокационных данных проводилась на высоте 8 м. от дорожного покрытия контактной приёмо-передающей антенной. С наивысшей точки автодорожного туннеля Чакви-Батуми был проведён один профиль от четвёртой секции на расстояние до 300 м.

На рис. 1 представлен георадиолокационный профиль в координатах время\трасса./3/

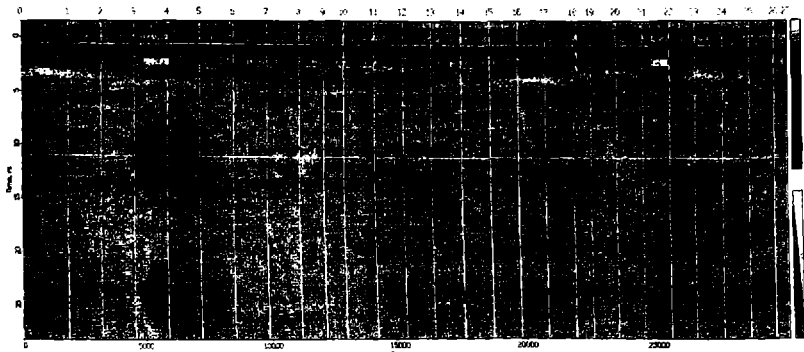


Рис.1. Центральный профиль потолочной (верхней) части автодорожного туннеля Чакви-Батуми в координатах время\трасса. На участках профиля 3-4 и 21-22 ярко выделились дифракционные картины, созданные металлическими частями вентиляционной системы в виде горизонтальных параллельных ограниченных полос. Видны также вертикальные узкие дифракционные полосы т.н., звон ,, электрических кабелей на участках 18 и 23-24.

Время возвращения отражённого радиолокационного импульса от поверхности материала с относительной диэлектрической постоянной (ОДП), отличной от таковой бетона /1,2,4/, фиксируется в наносекундах (нс) и нанесена на вертикальную ось координат /3/.

Радиолокационные трассы на профиле определяют величину, положение и изменение отражённого импульса. На данном георадиолокационном профиле зафиксировано до 30000 трасс.

На временной оси на отметке 7 нс. фиксируется ось синфазности, т.е. фиксируется наличие отличимой отражающей поверхности, затем следуют кратно повторяемые ее отражения.

На рис. 2 тот же георадиолокационный профиль представлен в координатах: глубина (м.) /расстояние (м.) от начала координат/3/.

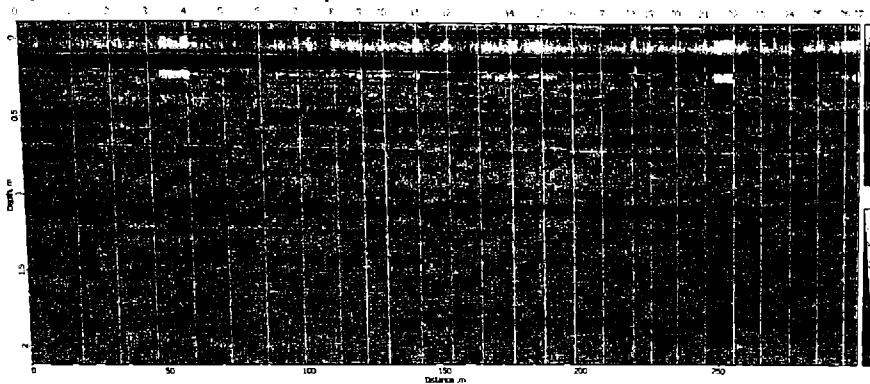


Рис.2 Координаты георадиолокационного профиля представлены на осях глубина (м.) /расстояние (м.), максимальные глубина и расстояниис соответственно 2 м. и 300 м.

Исходя из рис.2 можно отметить наличие распространения бетонного покрытия в основном на глубинах 0.4-0.5 м. Также видны выделенные дифракцией электромагнитной волны арматурные включения.

Граница отличимой среды должна находиться на глубинах 45-55см. и прослеживается вдоль всего профиля (кроме двух участков с вентиляционными конструкциями, которые создали помеху полезному сигналу).

На рис.3 и 4 на профиле представлены места нахождения арматуры и других объектов (имеющих возможность создать дифракционную картину), выделенные с помощью высокочастотного горизонтального фильтра, что также указывает на нахождение бетонного покрытия на глубине 45-55см.

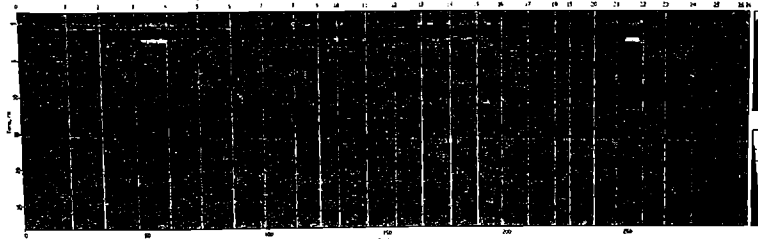


Рис.3. В координатах время /трассы с использованием высокочастотного горизонтального фильтра на профиле выделены места арматуры и других объектов, создающих дифракционную картину (чёрные кружки).

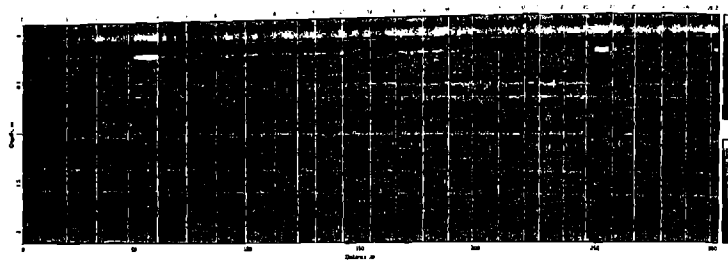


Рис.4. В координатах глубина\дистанция с использованием высокочастотного горизонтального фильтра на профиле выделены места арматуры и других объектов, создающих дифракционную картину (красные кружки). Это должно указывать на распространение бетонного покрытия до глубин 45-55см.

У значков 11 и 12 удалось зафиксировать дифракционные отражающие включения (проявились т.н. дифракционные параболические „усы”), для которых методом „компарации парабол $1/4$ /установлено их местоположение и радиолокационные параметры:

позиция-132.7м, глубина 0.58м, средняя относительная диэлектрическая постоянная сухого бетона -4, скорость эл.маг. волны 15 см.нс.

позиция 153.4м глубина 0.46м., средняя относительная диэлектрическая постоянная сухого бетона -4, скорость эл.маг. волны 15 см.нс.

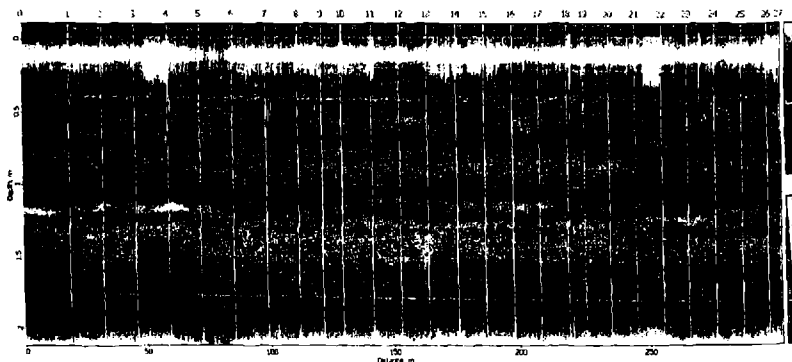


Рис.5. Результат обработки трасс исследуемого профиля методом преобразования Гильберта /3/ в координатах глубина\дистанция.

На рис .5 на уровне 40-45 см выделяются две тонкие зеленые полосы с нулевым отражением: возможно, это тонкая полоса гидроизоляционного материала.

Признаков, свидетельствующих о наличии воздушных пустот внутри или вблизи бетонного покрытия туннеля на исследуемой части этого (одного) георадиолокационного профиля с использованием 2 ГГц. антенны не установлено, что указывает на хорошее качество бетонных работ на исследованном участке.

ლიტერატურა

1. ВЛАДОВ М.Л., „Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. Издательство Московского университета.2004.
2. Никольский В.В. Электродинамика и распространение радиоволн. МОСКВА „НАУКА“1978 .
3. Бессонов Л.А. Теоретические основы электротехники.МОСКВА „ВЫСШАЯ ШКОЛА„,1978 г.
4. Yumes J. (Ed) . Unexploded ordnance detection and mitigation.DORDRECHT,THE NETHERLANDS„,SPRINGER” 2009.

ჩაქვი-ბათუმის ავტოსაბზარო გვირაბის გეორადიოლოკაციური შესარეს-ანალიზი

დ. ოდილავაძე , თ. ჭელიძე

რეზიუმე

გეორადიოლოკაციური მეთოდით კვლევის ობიექტს წარმოადგენს ჩაქვი-ბათუმის ავტოსაბზარო გვირაბის თაღის ზედა ნაწილი . სამუშაოს მიზანს წარმოადგენდა გვირაბის ბეტონის საფარის ხარისხის დადგენა , კერძოდ ჰაერის სიღრუეების აღმოჩენა ბეტონის ფენში.

გვირაბის გამოკვლევისათვის გეორადიოლოკაციური მეთოდით გამოყენებულ იქნა გეოლოკატორი „სონდ12-ე“, თავისი საშტატო ანტენით 2გც. სიხშირით და პროგრამული უზრუნველყოფით „პრიზმ 2.5“.

აღინიშნება ბეტონის საფარი ვრცელდება ძირითადად 0.4-0.5 მ. სიღრმეებზე.

ჩანს ელექტრომაგნიტური ტალღის დიფრაქციით გამოკვეთილი არმატურის ჩანართები. დადგენილია ჭრილის გეორადიოლოკაციური პარამეტრები.

ჰაერის შემცველი სიღრუეების არსებობის დამადასტურებელი ნიშნები ამ ერთ პროფილზე, 2 გც. ანტენით არ სენიშნება, რაც მეტყველებს საკვლევ მონაკვეთზე შესრულებული ბეტონის სამუშაოების კარგ ხარისხზე .

ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫЙ ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ АВТОДОРОЖНОГО ТУННЕЛЯ ЧАКВИ-БАТУМИ

Одилавадзе Д.Т., Челидзе Т.Л.

Реферат

Объектом исследования георадиолокационным методом является верхняя (потолочная) часть автодорожного туннеля Чакви-Батуми. Целью работ было установление качества бетонного покрытия туннеля, в частности, обнаружение воздушных пустот в слое бетона. Для обследования туннеля георадиолокационным методом был использован геолокатор „Зонд12-е, „ с штатной антенной 2 Гц и лрграммным обеспечением „ПРИЗМ 2.5,„.

Отмечается наличие распространения бетонного покрытия в основном на глубинах 0.4-0.5 м. Также видны выделенные дифракцией электромагнитной волны арматурные включения. Установлены георадиолокационные параметры разреза.

Признаков, свидетельствующих о наличии воздушных лустр внутри или вблизи бетонного покрытия туннеля на исследуемой части этого (одного) георадиолокационного профиля с использованием 2 Гц. Антенны, не установлено, что указывает на хорошее качество бетонных работ на исследованном участке.

THE GEORADAR-TRACKING RAPID ANALYSIS OF A CONDITION OF ROAD TUNNEL CHAKVI-BATUMI

D. Odilavadze, T. Chelidze

Abstract

Object of research by a georadar-tracking method is the top (ceiling) part of a road tunnel Chakvi-Batumi. The purpose of works was establishment of quality of concrete layer, covering the tunnel, in particular, detection of air voids in concrete.

For tunnel inspection by a georadar-tracking rapid method the geolocator, Zond12-e, with regular antenna 2 GHz and software PRJSMS 2.5 has been used.

Concrete covering is basically registered on the distance (depths) of 0.4-0.5 m from the ceiling of tunnel. Also are visible diffractions of an electromagnetic waves from armature inclusions. Georadar tracking parameters of a profile are established.

Signs of air voids inside or close to tunnel concrete covering on an investigated part of this georadar-tracking profile with use of 2 GHz antenna it is not found, which indicates to high quality of concrete works on the investigated site.

**ОБ ОДНОЙ ПРИЧИНЕ НЕСОВПАДЕНИЯ НАБЛЮДЕННЫХ И
ПЕРЕСЧИТАННЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ НА ОДНУ И ТУЖЕ ВЫСОТУ
(НА КАВКАЗЕ)**

Гогуа Р.А., Гванцеладзе Т.А., Кириа Д.К.

Институт геофизики им.М. Нодиа, ул. М. Алексидзе, 1.

Геофизиками широко применяется прием, который позволяет с помощью математического аппарата, пересчитать данные магнитного поля на поверхности Земли, в верхнюю или в нижнюю полуплоскость, что приблизительно равно измерению значения поля на пересчитанном уровне. Но как показала практика, на Кавказе, наблюдаемые и пересчитанные поля на одном и том же уровне, часто существенно различаются, как по интенсивности, так и по знаку.

Известно, что магнитное поле, также как и гравитационное, являются потенциальными полями и описываются уравнением Лапласа, который в прямоугольной системе координат имеет вид [1]:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0, \quad (1)$$

Где $U(x, y, z)$ функция может быть как магнитным, так и гравитационным полем. Если поле двухразмерное, тогда имеем:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} = 0. \quad (2)$$

Решение дифференциального уравнения (2) получается методом разделения переменных:

$$U_k(x, z) = (a \cos kx + b \sin kx)e^{kz}. \quad (3)$$

Где a и b постоянные, k волновое число, $a U_k$ амплитуда поля k -го волнового числа, z - уровень наблюдаемого поля.

Формула (3) показывает, что потенциальное поле можно представить в виде синусоидальных и косинусоидальных волн, с амплитудой, которая экспоненциально зависит от уровня наблюдения z . В случае, когда поле измеряется на поверхности Земли, $U(x, 0)$ функция представляет синусоидальную волну:

$$U(x, 0) = U_0 \sin kx. \quad (4)$$

Где U_0 -постоянная, a k волновое число.

Формулу (4) можно обобщить для произвольного значения z :

$$U(x, z) = (U_0 \sin kx)e^{kz}. \quad (5)$$

Формула (5) показывает, что магнитное поле Земли изменяется экспоненциально по отношению к расстоянию z , что в практике часто не оправдывается, это подтверждается многочисленными фактами, особенно на территориях, где распространены мощные магнитные магматические породы.

Известно, что интенсивность, форму и знак магнитного поля определяет эффективная намагниченность ($I_{\text{эф}}$), которая представляет собой векторную сумму индуктивной (I_1) и

остаточной (I_n) намагниченности породы. Вместе с этим, как известно, остаточная намагниченность имеет как прямое, так и обратное направление. К этому добавляется тот факт, что на Кавказе, в породах основного и ультраосновного состава $I_n \gg I_c$, [2]. Это значит, что величина и направление I_n определяется величиной и направлением I_n , поэтому в породах основного и ультраосновного состава (как в эффузиях, так и в интрузиях) существует зональность, т.е. чередование по вертикали зон, в которых I_n имеет как прямое, так и обратное направление. В результате на поверхности Земли наблюдается магнитное поле низкой интенсивности, а на выходе этих пород фиксируются интенсивные аномалии знак которых соответствует направлению I_n .

Экспериментальным доказательством вышесказанного является проведенное авторами исследование на Джавакетском нагорье, рис. 1.

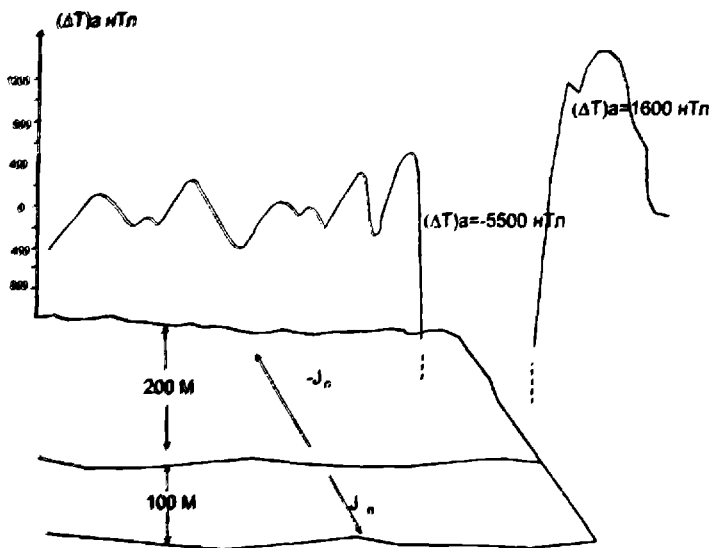


Рис. 1

На рисунке представлен, так называемый, Токский разрез, который детально исследован многими магнитологами. Вертикальная мощность разреза составляет 300 м. В нижнем горизонте разреза (мощность 100 м) породы (сферические базальты) намагничены прямо и характеризуются следующими средними значениями магнитных параметров [3]: $\alpha = 753 \cdot 10^{-5}$, $I_n = 2512 \cdot 10^{-5}$ Си, $Q = 1 + 6$, $j = (41 + 68)^\circ$.

В верхнем горизонте разреза (мощность 200 м) намагниченность пород обратная, а их параметры следующие: $\alpha = 753 \cdot 10^{-5}$, $I_n = 10000 \cdot 10^{-5}$ Си, $Q = 2 + 146$, $j = (-54 + 66)^\circ$. Породы представлены сферическими базальтами и долеритами.

Исследование вертикального градиента $\frac{\partial T}{\partial h}$ показало, что знак и интенсивность магнитного поля находятся в прямой зависимости от знака и величины остаточной намагниченности I_n . Над прямо намагниченными породами знак поля $\frac{\partial T}{\partial h}$ положительный, над обратно намагниченными — отрицательный, а в том месте, где встречаются как прямо, так и обратно намагниченные породы, фиксируется градиент обоих знаков.

На левой стороне рис. 1, где существует зональность, т.е. чередование по вертикали зон, в которых I_n имеет как прямое, так и обратное направление, тем не менее магнитное поле, которое меняется в пределах ± 200 нТл, а на выходе обратно намагниченных пород, фиксируется отрицательная аномалия с интенсивностью 5500 нТл. Соответственно на выходе прямо намагниченных пород отмечается положительная аномалия с интенсивностью 1600 нТл.

Примером того, что магнитное поле Земли в зависимости от расстояния (пересчитанное на высоту) не изменяется по экспоненциальному закону, является рис.2.[4]. На рисунке представлены данные аэромагнитной съемки в Кахетском регионе, на четырех уровнях (200, 500,1000 и 1500)м от поверхности Земли. В случае уменьшения по экспоненциальному закону, кривые магнитного поля должны были располагаться обратно пропорционально росту высоты. Как видно из рисунка этот закон нарушен на высоте 1500м. По нашему мнению причиной этого является вертикальная зональность намагничивания пород.

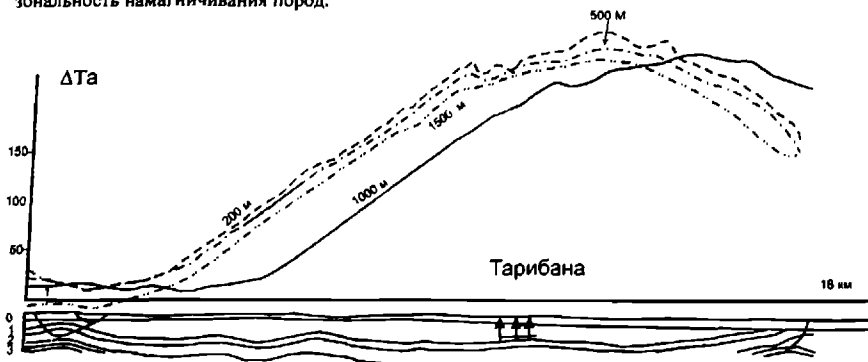


Рис. 2.

На рисунке верхние горизонты км геологического разреза до 3 насыщены слабомагнитными породами.

На рис.3 приводится иллюстрация того, что наблюдаемые и пересчитанные магнитные поля на одной и тоже высоте, часто не совпадают [5].

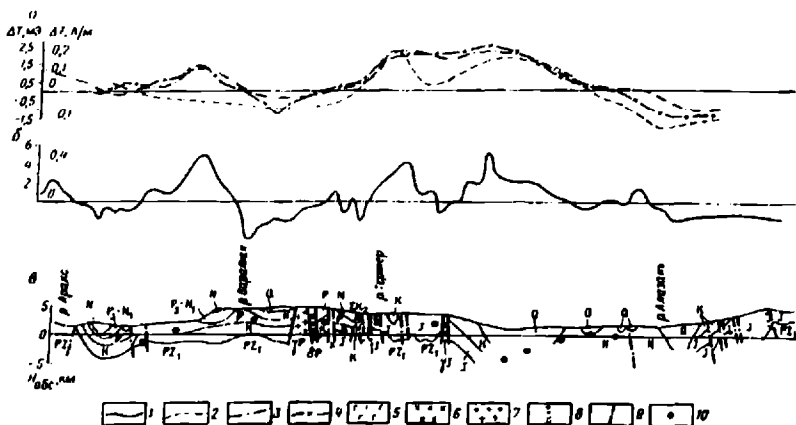


Рис. 3

Результаты обработки и интерпретации магнитометрических данных по профилю р.Аракс-Главный Кавказский хребет:

а – сравнение поля ΔT , наблюдаемого при региональной съемке Кавказа на высоте (9-10) км. (Трест «Спец-геофизика»), с результатами пересчета более детальных магнитных данных на

высоту 10 км; ∂ - графики $\Delta T_{\text{наб}}$ вблизи земной поверхности; в- геологический разрез; графики магнитного поля ΔT : 1- наблюдаемого вблизи поверхности Земли; 2- наблюдаемого на высоте (9-10) км; 3, 4 – пересчитанных с исходного уровня на высоту 10 км, при шаге задания поля 5 и 2 км, соответственно; 5- гипербазиты; 6- габброиды; 7- гранитоиды; 8- дайковый пояс; 9- разрывные нарушения; 10- особые точки магнитного поля.

Как видно на левой стороне рисунка, где геологический разрез насыщен магматическими породами, измеренные и пересчитанные поля не совпадают, а на правой стороне рисунка, где геологический разрез сравнительно меньше насыщен магматическими породами-совпадение хорошее.

Все вышесказанное дает нам право сказать, что в регионах, где территория насыщена магматическими породами, пересчет магнитного поля не дает реальную информацию о геологическом строении территории. В этом случае более эффективным будет измерение магнитного поля на двух уровнях, т.е. применение градиентометрических измерений.

Литература

1. Никитский В.Е., Глебовский Ю.С.- Магниторазведка (Справочник геофизика). Москва. «Недра». 1990.
2. Гюга Р.А.-Структура магнитоактивного слоя верхней части земной коры Кавказа. Сборник научных трудов, изд. «НАНРА, г.Тюрьми. 1998.
3. Сологашвили Д.З. - Палеомагнетизм неоген-антропогенных вулканогенных образований Грузии. Дис. На соискание учст. канд. физ.-мат. Наук. Тбилиси. 1986.
4. Никитина Н.С., Алексеев В.М. и др.- Отчет « О результатах аэромагнитной съемки м-ба 1: 25000, выполненной на территории Восточной Грузии в 1981-1982 гг., г. Ленинград. 1983.
5. Интерпретация магнитных аномалий в условиях косога намагничивания и пересеченного рельефа. Москва. «Недра». 1983.

ერთი და იგივე სიმაღლეზე გაზომილი და გადათვლილი მაგნიტური ველების (კავკასიაში) არდამთხვევის მიზეზის შესახებ

გოგუა რ., გვანცელაძე თ., ქირია ჯ.

რეზიუმე

ნაშრომი ეხება ერთი და იგივე სიმაღლეზე გაზომილი და გადათვლილი მაგნიტური ველების არდამთხვევის მიზეზის გამოკვლევას.

ავტორები თვლიან, რომ ერთი და იგივე სიმაღლეზე გაზომილი და გადათვლილი მაგნიტური ველების არდამთხვევის ერთ-ერთი მიზეზია, მაგმურ ქანებში, სადაც $I_n \gg I_0$, ვერტიკალური ზონალობა, ქანების უვუქტური დამაგნიტების მიმართულების მისხედვით.

ОБ ОДНОЙ ПРИЧИНЕ НЕСОВПАДЕНИЯ НАБЛЮДЕННЫХ И ПЕРЕСЧИТАННЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ НА ОДНУ И ТУЖЕ ВЫСОТУ (НА КАВКАЗЕ)

Гюга Р.А., Гванцладзе Т.А., Кириа Д.К.

Реферат

Статья касается анализу причины несовпадения магнитных полей, измеренных и пересчитанных на одну и ту же высоту.

Авторы считают, что одной из причин несовпадения, измеренных и пересчитанных на одну и ту же высоту магнитных полей, является вертикальная зональность по направлению эффективной намагниченности пород в магматических породах , где $I_n \gg I_0$.

OF THE REASONS FOR NONCOINCIDENCE OF THE MAGNETIC FIELDS (ON KAUCASUS) MEASURED AND RECALCULATED AT THE SAME HEIGHT

Gogua R., Gvantseladze T., Kiria J.

Abstract

The article concerns the analysis of the reasons for noncoincidence of the magnetic fields measured and recalculated at the same height.

In The authors' opinion, one of the reasons for noncoincidence of the magnetic fields measured and recalculated at the same height, is vertical zoning in accordance with the direction of the effective rock magnetization in magmatic rocks, where ($I_n \gg I_1$).

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ГРУЗИНСКОМ СЕКТОРЕ ЧЁРНОГО МОРЯ

Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И

Институт геофизики им. М. З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. Алексидзе, 1

Крупным научно-техническим достижением оперативной океанографии Чёрного моря последнего десятилетия является создание системы диагноза и прогноза состояния моря, которая позволяет осуществлять непрерывный контроль за текущим состоянием Чёрного моря и её изменением за несколько дней вперёд. Созданию такой системы в большей степени способствовали работы, проводимые ведущими океанографическими центрами (в том числе Институтом геофизики им. М. З. Нодиа) причерноморских государств в рамках международных научно-технических проектов ARENA и ECOOP, финансируемых Евросоюзом [1-4]. Координацию этих работ осуществлял Морской гидрофизический институт Национальной Академии наук Украины (МГИ НАНУ, г. Севастополь).

Система диагноза и прогноза состояния Чёрного моря является комплексной системой, которая состоит из следующих компонентов:

- прогностическая региональная модель динамики атмосферы ALADIN;
- модель общей циркуляции Чёрного моря МГИ НАНУ;
- высоко-разрешающие модели динамики для прибрежных зон морского бассейна;
- наблюдательские средства, включающие дистанционное (спутниковое) зондирование.

Эта система функционирует следующим образом. В национальной гидрометеорологической администрации Румынии по региональной атмосферной модели ALADIN рассчитывается прогноз на несколько суток над Чёрным морем. Эти данные прогноза погоды, а также данные о текущем состоянии атмосферы поступают по Интернету в МГИ НАНУ, куда поступает также информация о состоянии морской поверхности с океанографических спутников, дрейфтеров и других измерительных платформ. С использованием полученной информации, на основе модели общей циркуляции МГИ НАНУ [5] рассчитывается трёхмерное распределение параметров (скорости течения, температура, солёность воды и др.), характеризующих нынешнее и будущее состояние Чёрного моря. Все эти результаты расчётов передаются по Интернету в морские исследовательские центры причерноморских стран для использования в региональных моделях с целью расчёта морских прогнозов с высоким разрешением.

С целью испытания функционирования этой системы, в рамках ARENA, в июле 2005 года, с участием океанографических центров всех причерноморских стран, впервые для Черноморского региона был осуществлён пилотный эксперимент по функционированию оперативной системы диагноза и прогноза состояния Чёрного моря в режиме времени, близком к оперативному. Составной частью этого эксперимента был расчёт прогноза основных гидрофизических полей (течения, температура, солёность) на 48 часов с высоким разрешением в некоторой части Грузинского сектора Чёрного моря с помощью разработанной нами региональной модели [6, 7]. Сопоставление результатов рассчитанных прогнозов с натурными данными показало способность региональной

модели Института геофизики им. М. Нодиа реально предсказывать поля течения, температуры и солёности в Грузинской прибрежной зоне Чёрного моря [1].

С июня 2010 года в Институте геофизики регулярно рассчитываются 4-дневные прогнозы течения, температуры и солёности морской воды с высоким разрешением в самой восточной части Чёрного моря на основе региональной прогностической системы, которая является составной частью вышеописанной системы диагноза и прогноза состояния Чёрного моря. Региональная область моделирования ограничена Кавказской и Турецкой береговыми линиями и западной жидкой границей, совпадающей с 39.36° в. д. Все входные данные, необходимые для расчёта региональных морских прогнозов, поступают из МГИ НАНУ через Интернет. Эти данные представляют собой как начальные, так и прогностические трёхмерные поля течения, температуры и солёности (с частотой 1 ч), рассчитанные по модели общей циркуляции Чёрного моря МГИ НАНУ, а также напряжение трения ветра, потоки тепла, испарение и осадки на поверхности Чёрного моря, полученные с помощью модели динамики атмосферы ALADIN.

В настоящей работе рассматриваются некоторые примеры расчётов морских прогнозов для Грузинской акватории на основе этой региональной системы. Основным ядром прогностической системы является региональная гидростатическая модель динамики Чёрного моря с высоким разрешением (пространственный шаг – 1 км), сетка которой вставлена в сетку модели общей циркуляции Чёрного моря МГИ НАНУ (пространственный шаг – 5 км). Региональная модель получена путём адаптации бароклинной прогностической модели динамики для всего Чёрного моря с пространственным шагом 5 км [8-9] к восточной части бассейна. Эта модель в свою очередь является усовершенствованным вариантом модели динамики Чёрного моря, разработанной в Вычислительном Центре СО АН СССР (Новосибирск, Академгородок) в 70-ых годах прошлого века [10-12] и в Отделе вычислительной математики АН СССР (ныне Институт вычислительной математики АН России) [13, 14].

Региональная модель основана на полной системе уравнений гидротермодинамики океана, которая записана в Декартовой системе координат для отклонений термодинамических величин от их стандартных вертикальных распределений. Модель учитывает: рельеф морского дна и конфигурацию бассейна, ветровое и термохалинное воздействие атмосферы, поглощение поверхностным слоем моря суммарной солнечной радиации, пространственно-временное изменение коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентной вязкости и диффузии. Термохалинное воздействие учитывается условиями Неймана, путём задания потоков тепла, испарения и атмосферных осадков, а ветровое воздействие – заданием на поверхности моря компонентов тангенциального напряжения трения ветра. У дна моря компоненты скорости течения, потоки тепла и солёности считаются равными нулю. На боковой поверхности, которая отделяет морскую акваторию от суши, горизонтальные компоненты скорости, потоки тепла и соли равны нулю, а на жидкой границе, отделяющей региональную область от открытой части бассейна, компоненты скорости течения, отклонения температуры и солёности считаются заданными. Для численного решения поставленной задачи используется двуциклический метод расщепления как по физическим процессам, так и по вертикальным плоскостям и координатным линиям [15].

При реализации региональной модели используется сетка с размерами 216 x 347 с горизонтальным шагом 1 км. По вертикали бралось 30 расчётных уровней, которые расположены на следующих глубинах: 2, 4, 6, 8, 12, 16, 26, 36, 56, 86, 136, 206, 306, ..., 2006 м. Временной шаг равняется 0.5 ч.

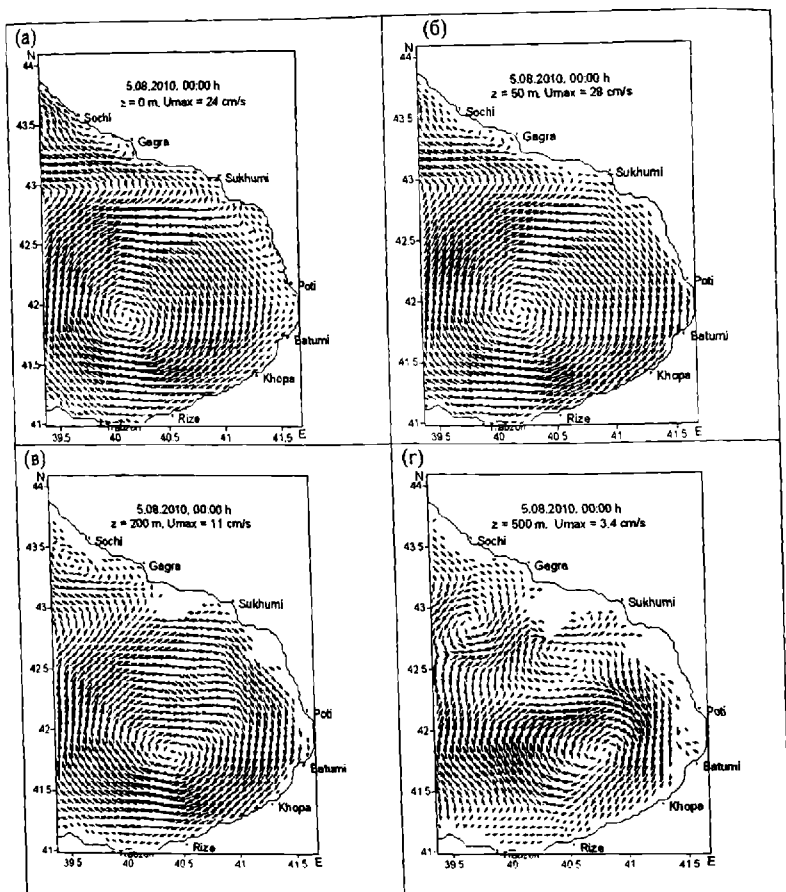
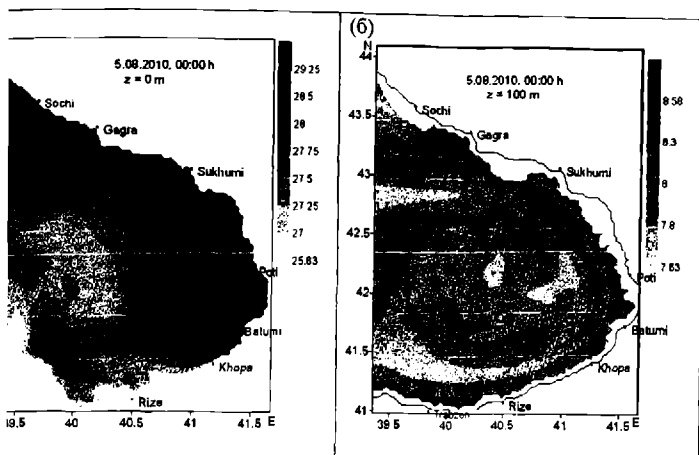


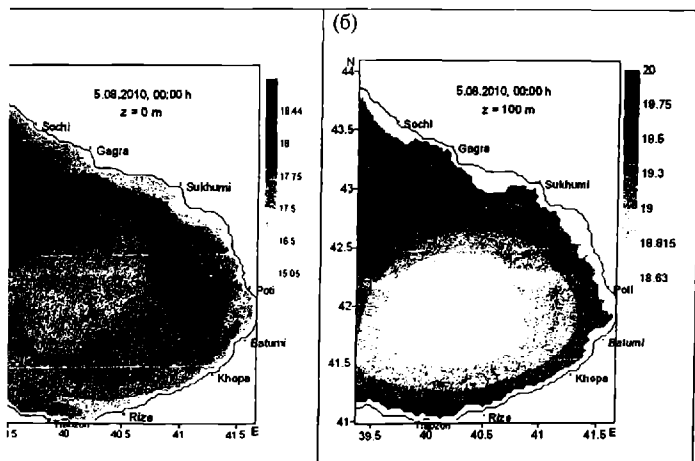
Рис. 1. Начальное поле течения (5.08.2010, 00:00 ч) в Грузинской акватории Чёрного моря на горизонтах: (а) – 0 м, (б) – 50 м, (в) – 200 м, (г) – 500 м.

С целью иллюстрации функционирования региональной системы прогноза, нами были подобраны два примера прогноза, соответствующего летним и осенним сезонам, когда циркуляционные особенности вод Грузинской акватории резко отличались друг от друга. Первый пример относится к прогностическому интервалу: 2010, 00:00 ч 5 августа – 00:00 ч 9 августа.

На рис. 1 показано начальное поле течения в рассмотренной региональной области на разных глубинах. Из рисунка видно, что особенностью региональной циркуляции является формирование антициклонического вихря, который охватывает значительную часть региональной области и распространяется до нескольких 100 м по глубине. Этот вихрь, который в океанографической литературе известен под названием Батумского антициклонического вихря [16, 17], является довольно устойчивым образованием в тёплый сезон года и представляет собой основной элемент региональной циркуляции в Грузинском секторе Чёрного моря.



2. Начальное поле температуры (5.08.2010, 00:00) (а) на поверхности и (в) на горизонте $z = 100$ м.



3. То же самое, что и на рис.2, но для поля солёности.

На рис. 2 и 3 представлены начальные поля температуры и солёности на поверхности моря и на горизонте $z = 100$ м, соответственно. Горизонтальное распределение поверхностной температуры типично для летнего периода, сравнительно тёплые воды находятся вблизи у Кавказского побережья. На горизонте 100 м хорошо выделяется холодный промежуточный слой, который охватывает значительную часть морской акватории. Из рис.3 видно, что на формирование поля солёности в мотральной области заметное влияние оказывает Батумский антициклонический

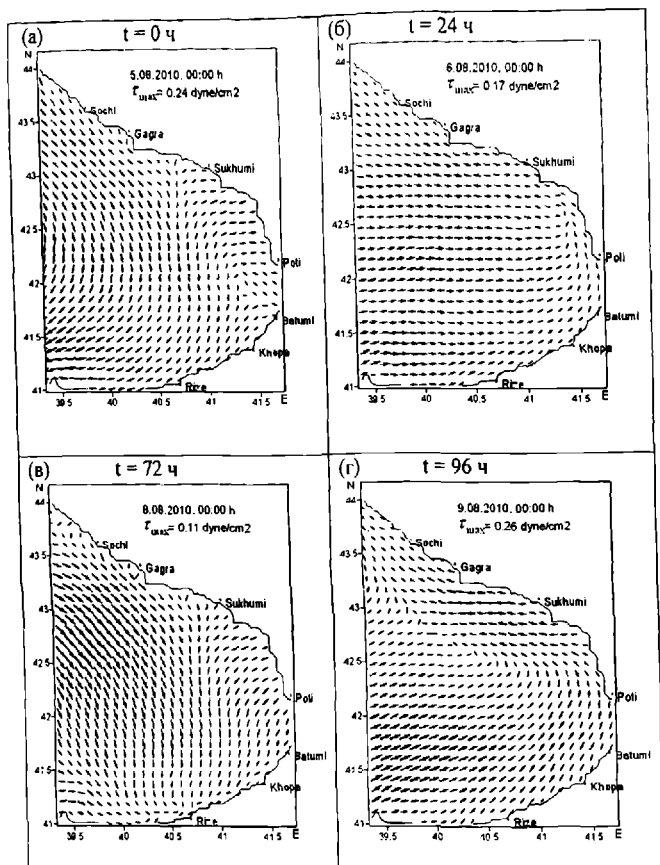


Рис. 4. Поле тангенциального напряжения трения ветра на поверхности Чёрного моря в следующие моменты времени: (а) – 0 ч, (б) – 24 ч, (в) – 72 ч, (г) – 96 ч (летний сезон).

вихрь. В центре вихря сравнительно заниженные значения солёности по-видимому обусловлены нисходящими потоками воды в центре вихря и восходящими потоками на перифериях, которые поднимают вверх более солёные глубинные воды.

Рис. 4 даёт представление об изменчивости тангенциального напряжения трения ветра над выделенной акваторией за прогностический интервал времени.

На рис.5 представлены рассчитанные по нашей региональной модели прогностические поля поверхностного течения через 24, 48, 72 и 96 часов (время отсчитывается с момента начала прогноза: 00:00 ч, 5.08.2010), а на рис. 6 - рассчитанные по модели общей циркуляции МГИ НАНУ прогностические поля поверхностного течения в те же моменты времени. Сравнительный анализ полей течений, предсказанных по региональной модели и по модели общей циркуляции МГИ НАНУ, показывает, что Батумский вихрь по результатам обеих моделей практически не изменяется в течение прогностического интервала. Значительно отличаются картины предсказанных течений в

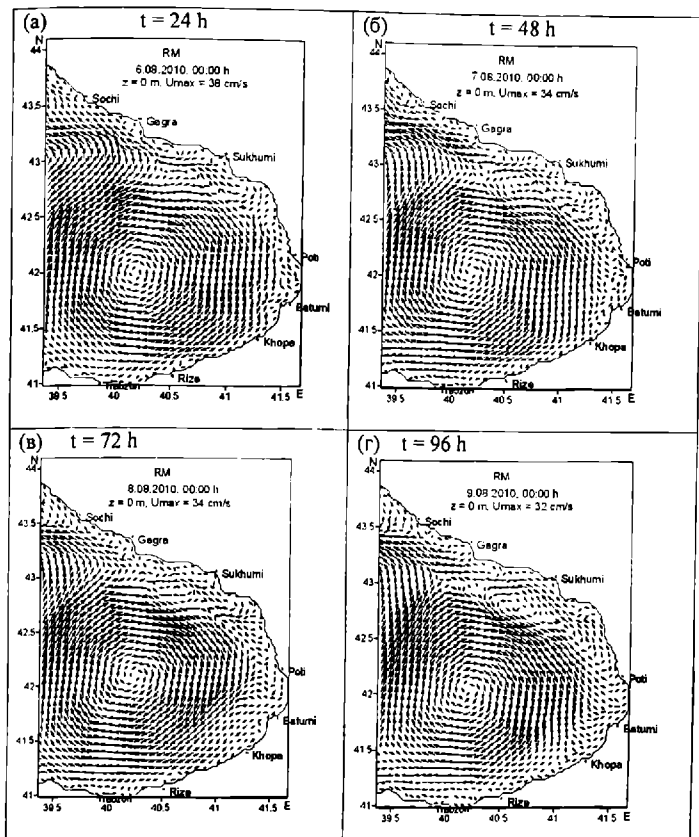


Рис.5. Поля поверхностного течения, предсказанные с помощью региональной модели Института геофизики, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза(летний сезон).

зоне с шириной примерно 15-20 км вдоль Кавказской береговой линии. Система течений в этой зоне по результатам региональной модели характеризуется отчетливой тенденцией к вихреобразованию и нестационарностью, тогда как результаты модели МГИ НАНУ указывают о гладкости и практически нестационарном характере течения в этой зоне. Например, в отличие от результатов модели МГИ НАНУ, на рис. 5б хорошо видно формирование вихря циклонического характера с диаметром примерно 15-20 км около Сухуми при $t = 48$ ч, который в дальнейшем почти исчезает, но снова появляется при $t = 96$ ч (рис.5г). Существование сравнительно неустойчивых вихрей малых размеров циклонического и антициклонического характеров около берегов известно из наблюдений, но их идентификация в математических моделях требует по-видимому большой разрешающей способности, что достигается в региональной модели.

На рис. 7 и 8 изображены прогностические поля температуры и солёности воды, предсказанные по региональной модели, а на рис.9 и 10 – те же поля, предсказанные по

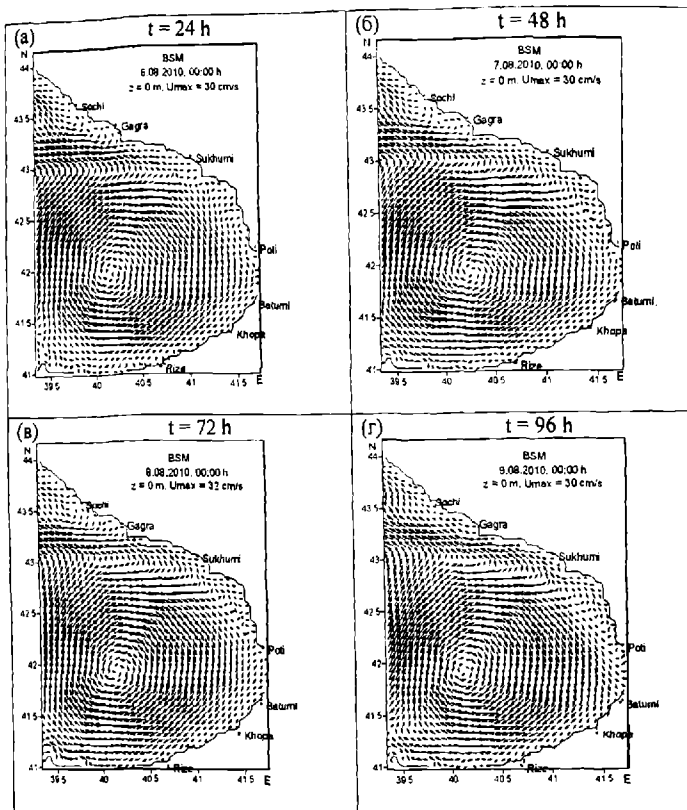
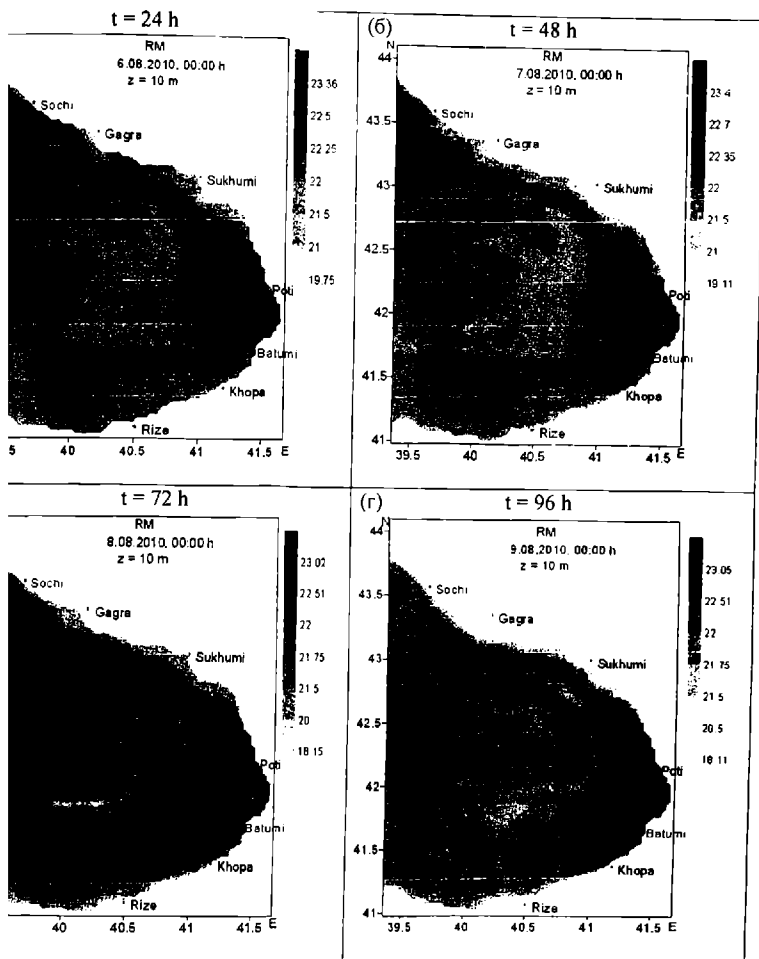


Рис. 6. То же самое что и на рис. 5, но предсказанные с помощью модели общей циркуляции МГИ НАНУ.

модели общей циркуляции МГИ НАНУ. В обоих случаях эти поля показаны на горизонте 10 м и через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза. Сравнение рис. 7 и 9 показывает некоторое отличие полей температуры, предсказанной по региональной модели и модели общей циркуляции. Из рис. 8 и 10 видно, что поля солёности, предсказанные по обоим моделям, качественно и количественно сходны.

Второй пример прогноза относится осеннему сезону, когда прогностический интервал был 2010, 00:00 ч 25 октября – 00:00 ч 29 октября.

Рис. 11 показывает вертикальную структуру начального поля (00:00 ч, 25 октября 2010) региональной циркуляции. Интересно отметить, что картина циркуляции совершенно иная, чем 5-го августа 2010 года (см., рис.1). Общая структура региональной циркуляции характеризуется формированием вихрей малых размеров циклонического и антициклонического характеров. Такая структура качественно сохраняется до глубоких уровней с постепенным уменьшением максимальной скорости течения от 32 м/с до 4 м/с на горизонте 500 м. Соответственно отличаются горизонтальные распределения



7. Поля температуры на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью региональной модели Института геофизики, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (летний сезон).

ных полей температуры и солёности (рис.12 и 13) от распределения этих же полей густа 2010 года (см., рис. 2 и 3).

Рис. 14, на котором изображены поля тангенциального напряжения трения ветра в моменты времени, показывает что циркуляция атмосферы над региональной зией моря значительно изменялась в течение прогностического интервала.

На рис. 15 представлены поля поверхностного течения, предсказанные по альной модели, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза, а на рис. 16 –

поля поверхностного течения, предсказанные по модели общей циркуляции МГИ НАНУ, в те же моменты времени. Сопоставление этих двух рисунков наводит нас к мысли, что высокая разрешающая способность численной модели является основным фактором для

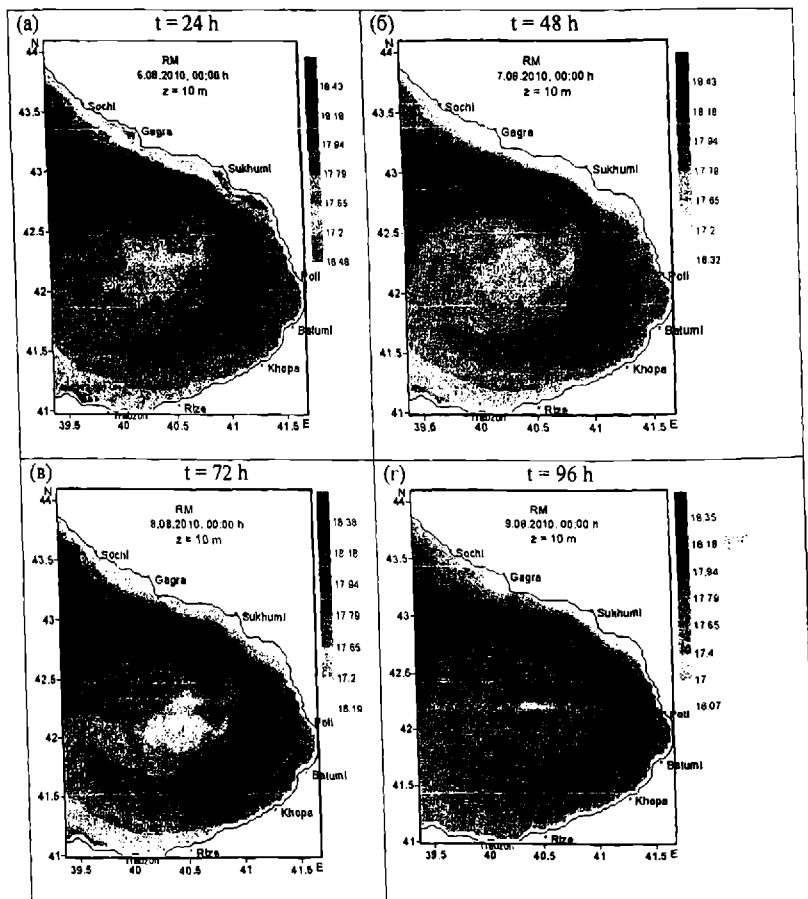


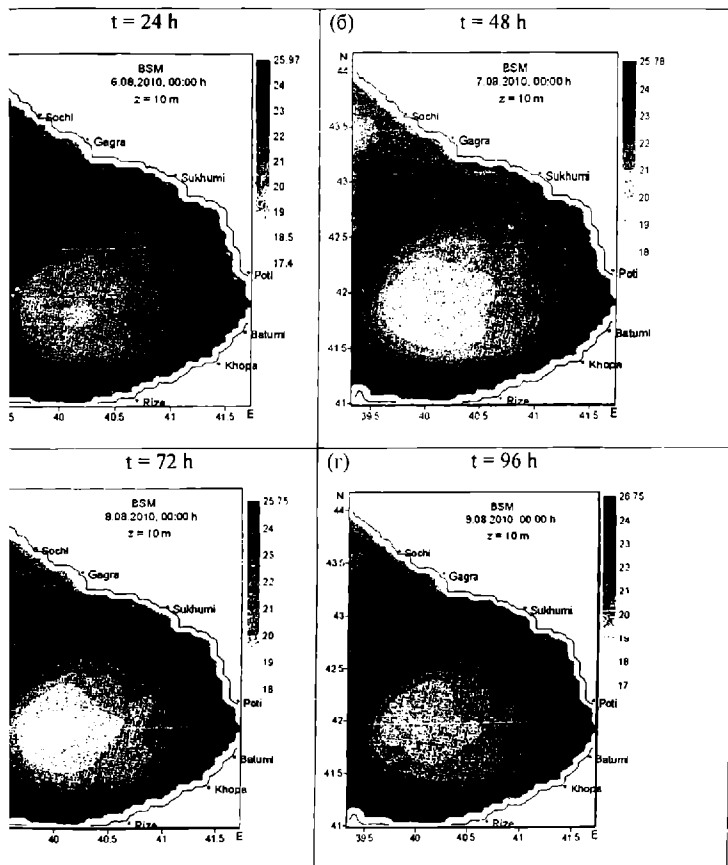
Рис. 8. Поля солёности на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью региональной модели Института геофизики, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (летний сезон).

улучшения идентификации малых неустойчивых вихрей, которые постоянно формируются в береговой зоне.

На рис.17 и 18 показаны прогностические поля температуры и солёности, полученные по региональной модели, а на рис.19 и 20 те же поля, полученные по модели МГИ НАНУ. Поля температуры и солёности показаны на горизонте 10 м после 24, 48, 72 и 96 часов после начального момента прогноза. Сравнительный анализ прогностических

и показывает, что в данном случае поля температуры и солёности, предсказанные по лям региональной и общей циркуляций, качественно практически не отличаются, а существенное отличие не очень значительно.

В заключение подводя итоги проведённым расчётам прогнозов трёхмерных эфизических полей в Грузинском секторе Чёрного моря по региональной модели уляции с высоким разрешением, приходим к выводу, что применение такой модели в



9. Поля температуры на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью модели общей циркуляции МГИ НАНУ, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (летний сезон).

остических целях в прибрежной зоне Чёрного моря значительно уточняет прогнозы, итанные по модели общей циркуляции в сторону улучшения идентификации малых й циклонического и антициклонического характеров, которые постоянно ируются в Грузинской прибрежной зоне Чёрного моря. Следует также отметить, что дённые расчёты выявили совершенно различные особенности гидрологического

режима в летний и осенний сезоны года в Грузинской акватории Чёрного моря. Следует отметить, что в ближайшем будущем результаты морских прогнозов, рассчитанных по региональной модели динамики Чёрного моря Института геофизики им. М. Нодиа для Грузинской акватории Чёрного моря, будут регулярно размещаться на Интернет-сайте.

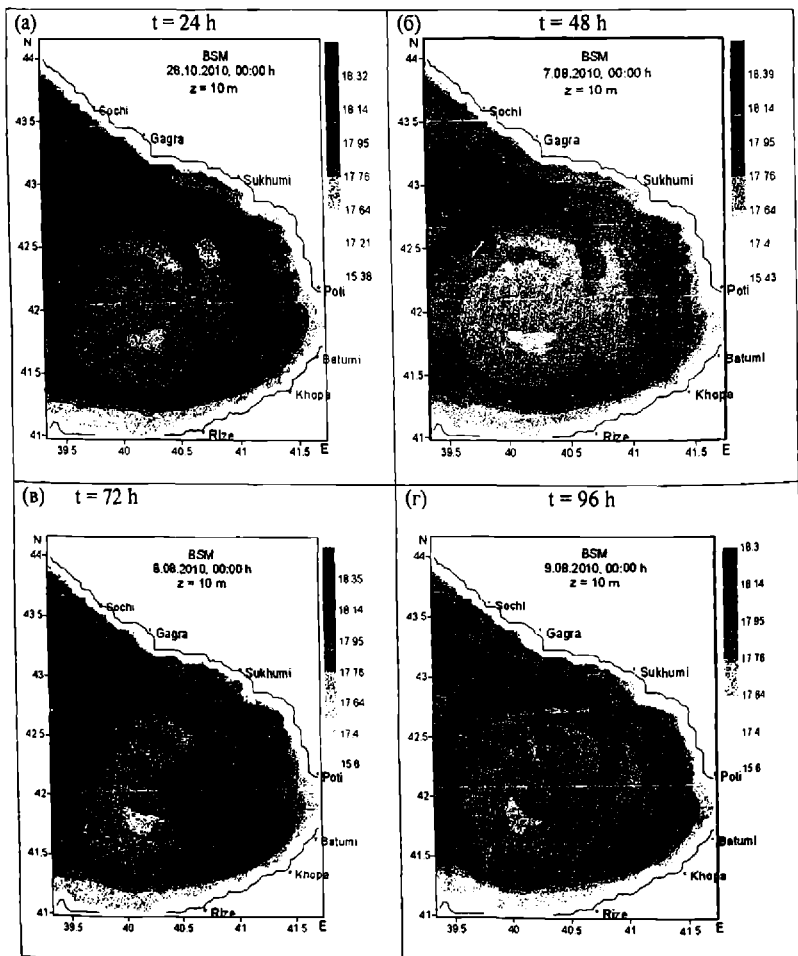


Рис. 10. Поля солёности на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью модели общей циркуляции МГИ НАНУ, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (летний сезон).

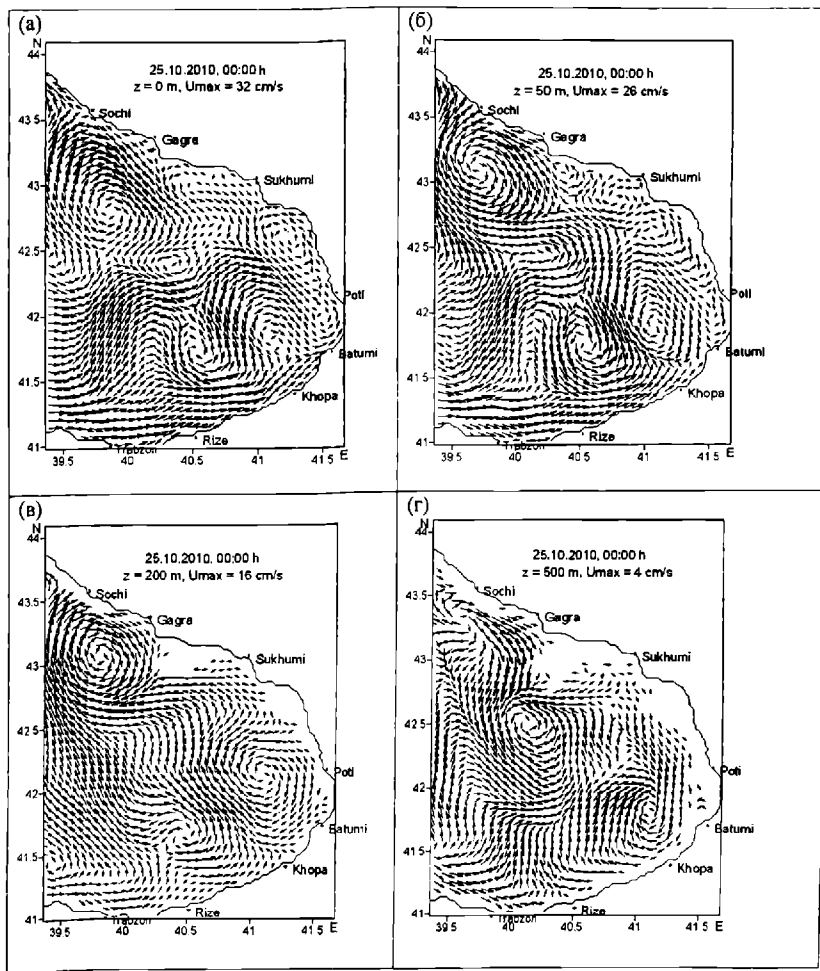


Рис. 11. Начальное поле течения (25.10.2010, 00:00 ч) в Грузинской акватории Чёрного моря на горизонтах: (а) – 0 м, (б) – 50 м, (в) – 200 м, (г) – 500 м.

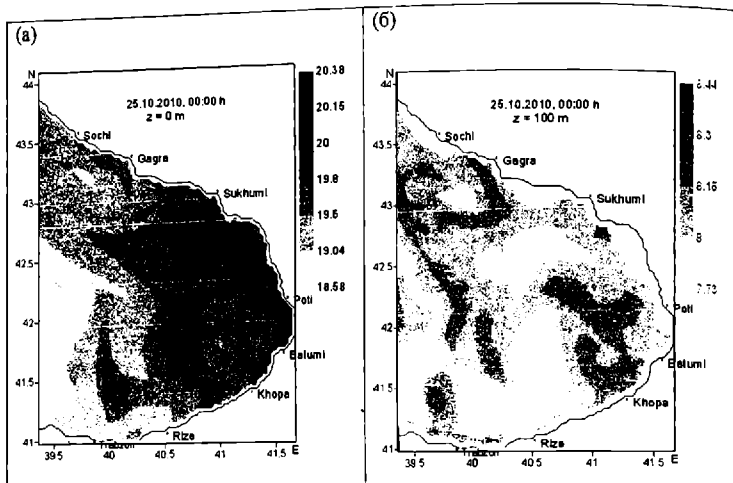


Рис. 12. Начальное поле температуры (а) на поверхности и (б) на горизонте $z = 100$ м (осенний сезон).

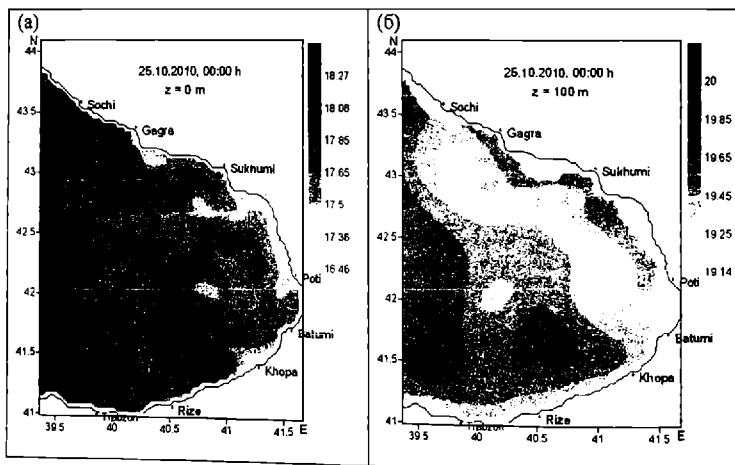


Рис. 13. Начальное поле солёности (а) на поверхности и (б) на горизонте $z = 100$ м (осенний сезон).

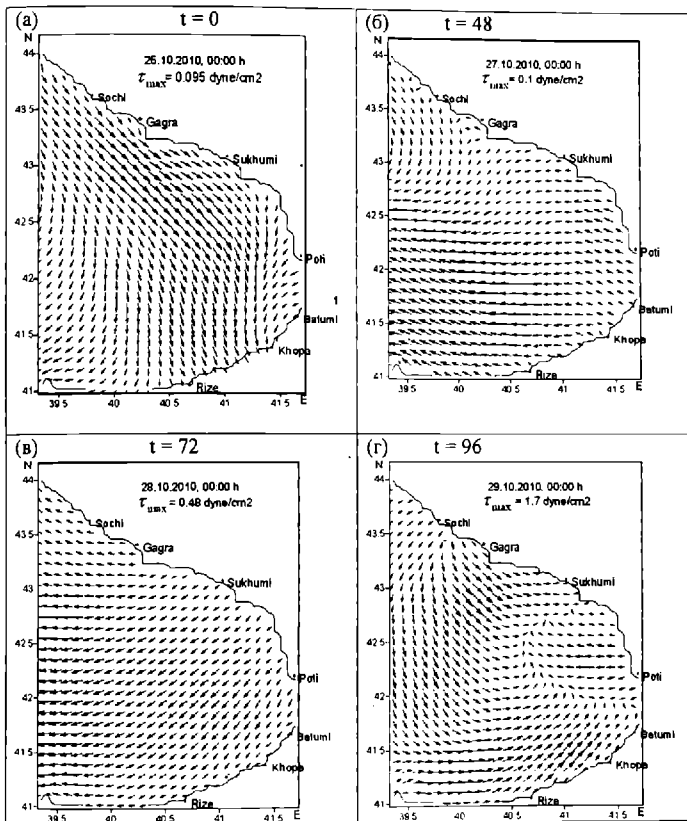


Рис.14. Поле тангенциального трения ветра на поверхности Чёрного моря в следующие моменты времени: (а) – 0 ч, (б) – 24 ч, (в) – 72 ч, (г) – 96 ч (осенний сезон).

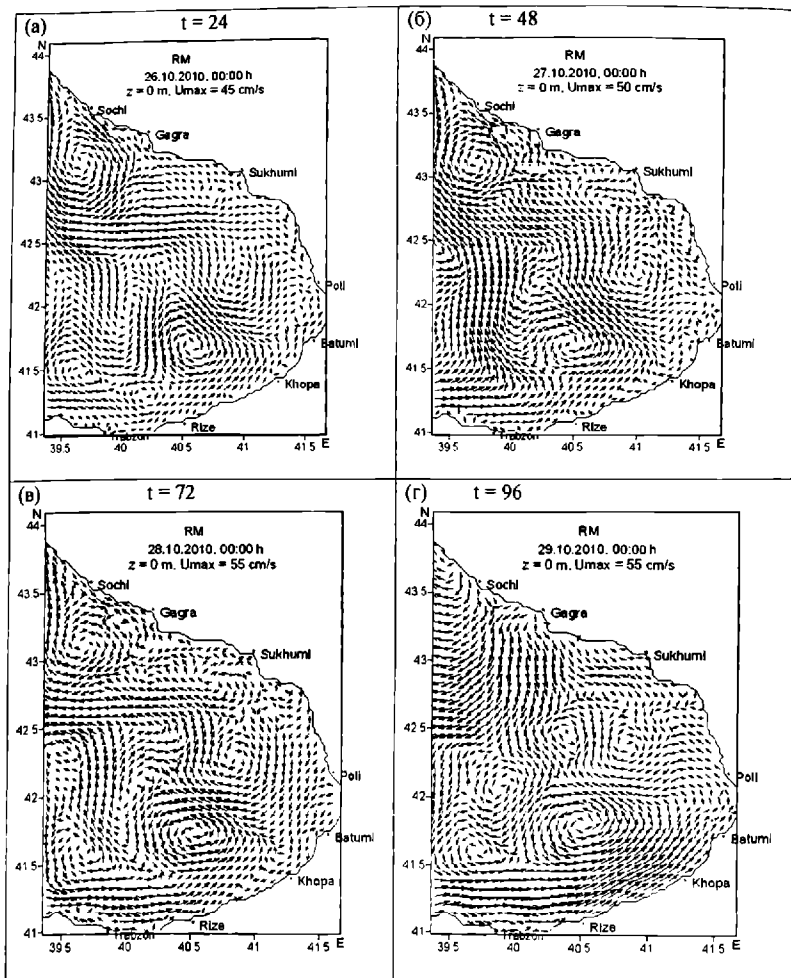


Рис.15. Поля поверхностного течения, предсказанные с помощью региональной модели Института геофизики, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (осенний сезон).

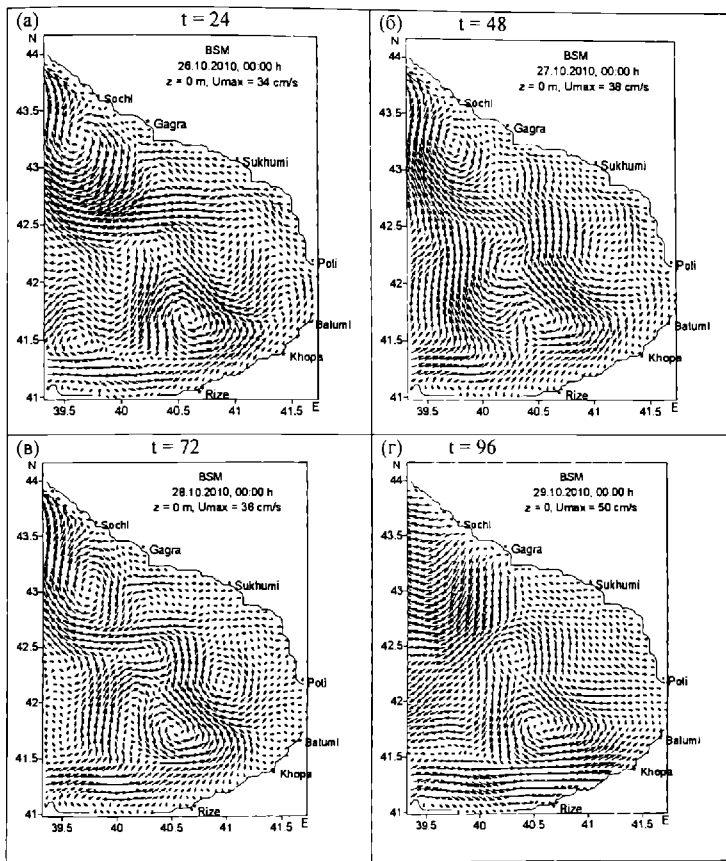


Рис.16. Поля поверхностного течения, предсказанные с помощью модели общей циркуляции МГИ НАНУ через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (осенний сезон).

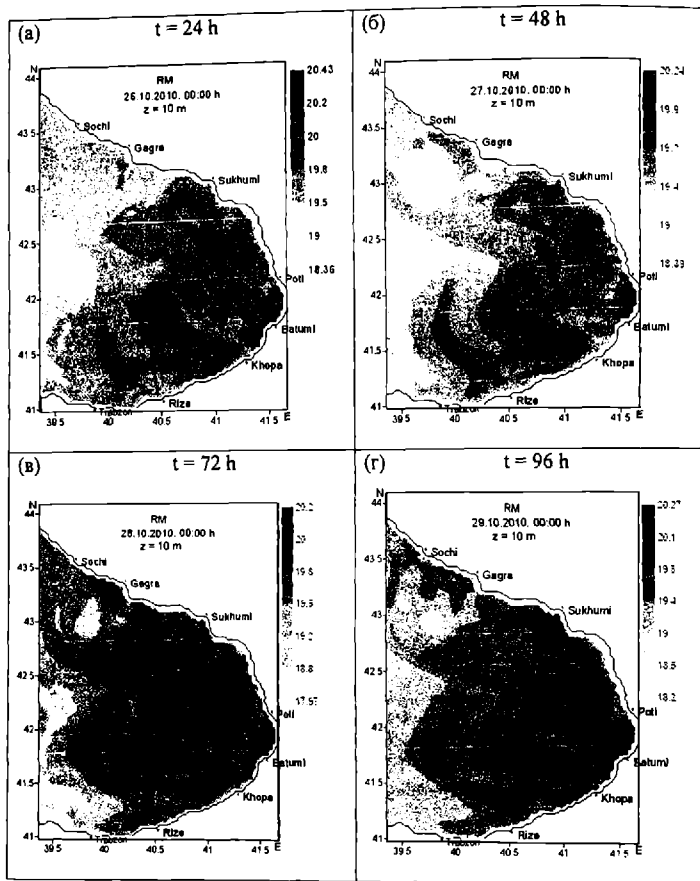
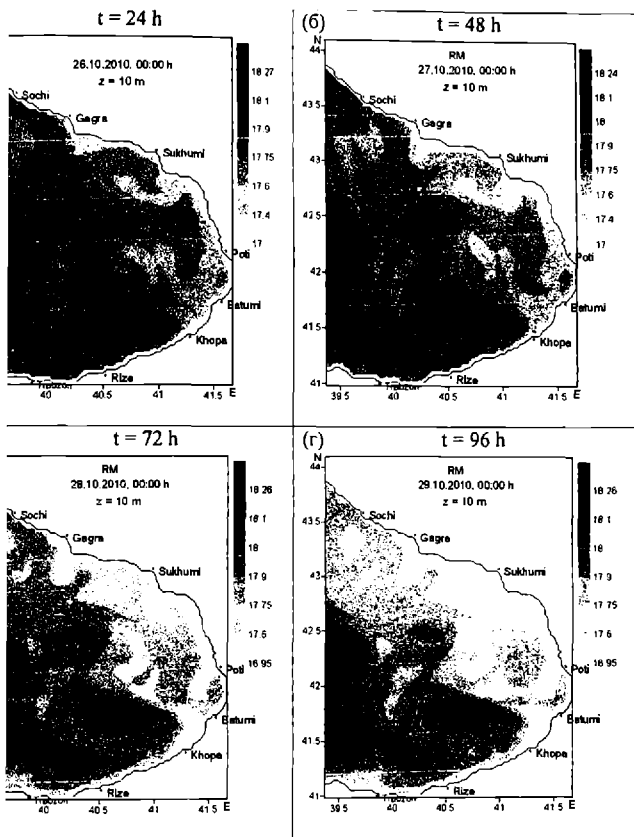


Рис. 17. Поля температуры на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью региональной модели Института геофизики, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (осенний сезон).



18. Поля солёности на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью региональной модели Института геофизики, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (осенний сезон).

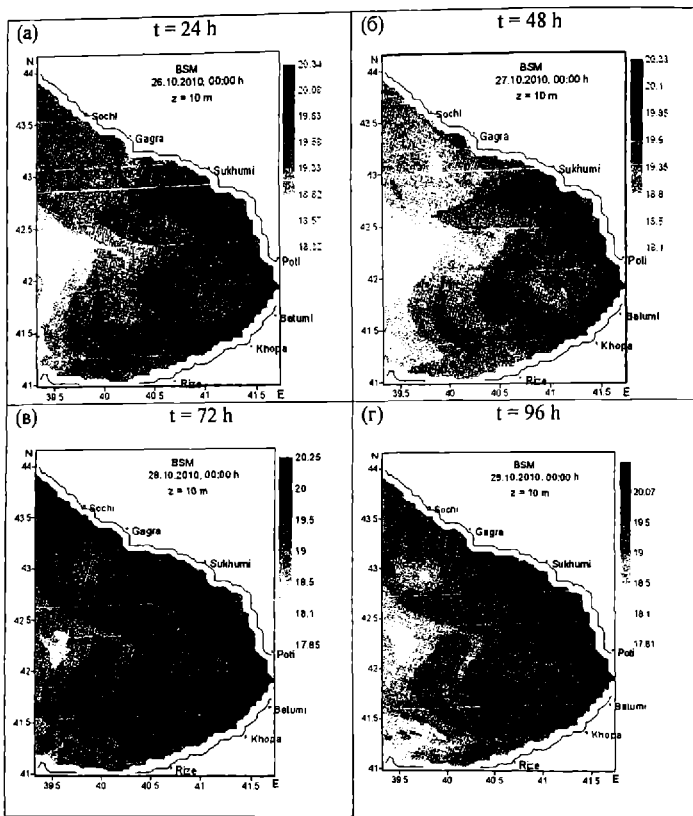
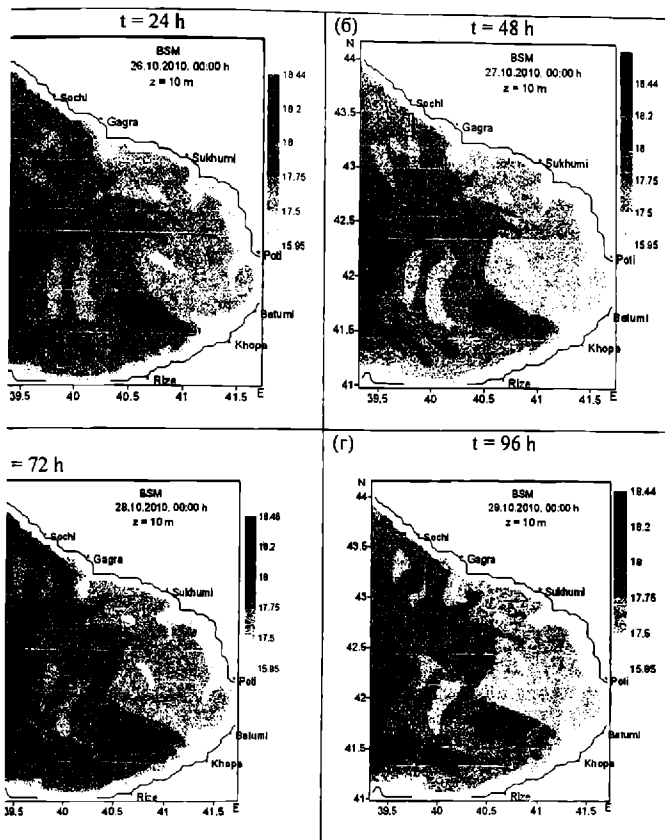


Рис. 19. Поля температуры на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью модели общей циркуляции МГИ НАНУ, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (осенний сезон).



ис. 20. Поля солёности на горизонте $z = 10$ м, предсказанные с помощью модели общей циркуляции МГИ НАНУ, через 24, 48, 72 и 96 часов после начала прогноза (осенний сезон).

ература

- Кубряков А., Григорьев А., Кордзадзе А., Коротаев Г., Трухчев Д., Фомин В. Nowcasting/Forecasting subsystem of the circulation in the Black Sea nearshore regions. In: European Operational Oceanography: Present and Future. 4th EuroGOOS Conference, 6-9 June 2005. Brest, France. 2006. P. 605-610.
- Коротаев Г., Кордонеану Е., Дорюфеев В., Фомин В., Григорьев А., Кордзадзе А., Кубряков А., Огуз Т., Ратнер Ю., Трухчев Д., Слбиков Н. Near-operational Black Sea nowcasting/forecasting system In: European Operational Oceanography: Present and Future. 4th EuroGOOS Conference, 6-9 June 2005, Brest, France. 2006. P. 269-275.
- Коротаев Г. К., Еремеев В. Н. Введение в оперативную океанографию Чёрного моря.

- Севастьянов, НПЦ “ЭКОСИ-Гидрофизика”. 2006. 382 с.
4. Leth O. K. Advancing European coastal forecasting. A new flow of information. *International Innovation*. Published by Research Media Ltd. Bristol, UK. www.researchmedia.eu. October, 2010. P.70-72.
 5. Демьшев С. Г., Коротаев Г. К. Численная энергосбалансированная модель бароклинных течений океана с неровным дном на сетке С. В кн.: Численные модели и результаты калибровочных расчётов течений в Атлантическом океане. – М.: ИВМ РАН.-1992. С. 163-231.
 6. Kordzadze A., Demetrasvili D. Simulation and forecast of hydrophysical fields in the part of the Georgian Black Sea coastal zone. *J. Georgian Geophys. Soc.*, 2008. 12b. P. 7-16.
 7. Kordzadze A., Demetrasvili D. Modeling of dynamical processes in the Black Sea. *Georgian Electronic Scientific Journal (GESJ): Physics*. 2010, N 1(3), <http://gesj.internet-academy.org.ge/phys/> . P. 25-45.
 8. Kordzadze A. A., Demetrasvili D. I. Numerical modeling of inner-annual variability of the hydrological regime of the Black Sea with taking into account of alternation of different types of the wind above its surface. *Proceed. of Intern. Conference: “A year after Johannesburg-Ocean Governance and Sustainable Development: Ocean and Coasts – a Glimpse into the Future”*. Kiev, Ukraine, October 27-30, 2003. 2004. P. 495-505.
 9. Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И., Сурмава А. А. - Численное моделирование гидрофизических полей Чёрного моря в условиях чередования атмосферных циркуляционных процессов, *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*. Т.44. № 2. 2008. С.227- 238.
 10. Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н.- Численные расчёты основных характеристик Чёрного моря в рамках трёхмерной модели, *Препринт ВЦ СО АН СССР, Новосибирск*. 1973. 34 с.
 11. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Скиба Ю. Н.- Расчёт основных гидрологических полей Чёрного моря на основе метода расщепления, *Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана*. Т.11. № 4. 1975. С.379-393.
 12. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А., Залесный В. Б. - Проблемы математического моделирования морских и океанических течений, В кн.: *Дифференциальные и интегральные уравнения. Краевые задачи*. Тбилиси. 1979. С. 99-151.
 13. Марчук Г. И., Кордзадзе А. А. Теория возмущения и постановка обратных задач динамики океана. В кн.: *Труды Тбилисского университета. Математика, механика, астрономия*. 1986. Т. 259(19-20). С. 49-65.
 14. Кордзадзе А. А. Математическое моделирование динамики морских течений. (теория, алгоритмы, численные эксперименты), М.: ОВМ АН СССР. 1989. 218 с.
 15. Марчук Г. И.- Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: “Гидрометеоиздат”. 1974. 303 с.
 16. Oguz T., Latun V. S., Latif M. A. et al. Circulation in the surface and intermediate layers in the Black Sea. *Deep. Sea Res.* 1993. V.1. № 40. P.1597-1612.
 17. Korotaev, G., T. Oguz, A. Nikiforov, and C. Koblinsky. - Seasonal, interannual, and mesoscale variability of the Black Sea upper layer circulation derived from altimeter data. *J. Geophys. Res.* 108(C4). 3122. 2003, doi:10.1029/2002JC001508.

შავი ზღვის საპართევლოს სექტორში ჰიდროფიზიკური ველების რიცხვითი პროგნოზის ზომიერითი გაბაზლითება

კორძაძე ა., დემეტრაშვილი დ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია შავი ზღვის რეგიონალური ცირკულაციის, ტემპერატურისა და მარილიანობის ველების ზოგიერთი პროგნოზის შედეგი შავი ზღვის საქართველოს სექტორისათვის. პირველი პროგნოზი განეკუთვნებოდა ზაფხულის სეზონს და მოიცავდა ინტერვალს 2010 წლის 5 აგვისტოს 00:00 სთ-დან 9 აგვისტოს 00:00სთ-დე, ხოლო მეორე – შემოდგომის სეზონს, რომელიც მოიცავდა ინტერვალს 2010 წლის 25 ოქტომბრის 00:00 სთ-დან 29 ოქტომბრის 00:00 სთ-მდე. რეგიონალური პროგნოზული სისტემის ძირითადი კომპონენტია მაღალი გარჩევისუნარიანობის მქონე (1 კმ სივრცითი ბიჯით) შავი ზღვის დინამიკის რეგიონალური მოდელი, რომლის ბაზე ჩადგმულია უკრაინის ეროვნული მეცნიერებათა აკადემიის ზღვის ჰიდროფიზიკის ინსტიტუტის (ქ. სევესტოპოლი) შავი ზღვის ზოგადი ცირკულაციის მოდელის ბაზეში (5 კმ სივრცითი ბიჯით). პროგნოზის გათვლისათვის საჭირო მონაცემები – საწყისი საგანზომილებიანი ველები და პროგნოზული ველები თხევად საზღვარსა და ზღვის ზედაპირზე მიიღება ოპერატიულად ინტერნეტის საშუალებით ზღვის ჰიდროფიზიკის ინსტიტუტიდან. გათვლილი პროგნოზების შედეგების ანალიზმა აჩვენა რომ მოდელის გარჩევისუნარიანობის მაღალი ხარისხი მნიშვნელოვანი ფაქტორია ზღვის სანაპირო ზოლში ფორმირებული მცირე ზომის გრივადების იდენტიფიკაციისათვის. ასევე საინტერესოა აღინიშნოს ცირკულაციითა და მკვეთრად განსხვავებული ხასიათი ზაფხულისა და შემოდგომის სეზონებში ზღვის უკიდურეს აღმოსავლეთ ნაწილში.

НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ГРУЗИНСКОМ СЕКТОРЕ ЧЁРНОГО МОРЯ

Корძაძე А. А., Деметрашвили Д. И

Реферат

Представлены некоторые результаты прогнозов полей региональной циркуляции, температуры и солёности Чёрного моря для Грузинского сектора Чёрного моря. Первый прогноз соответствовал летнему сезону и охватывал интервал с 5 –го августа 00:00 ч по 9 августа 00:00 ч, 2010, а второй прогноз – осеннему сезону и охватывал интервал с 25 –го октября 00:00 ч по 29 октября 00:00 ч, 2010. Основным компонентом региональной прогностической системы является высокоразрешающая региональная модель динамики Чёрного моря (с пространственным шагом 1 км), сетка которой вставлена в сетку модели (с пространственным шагом 5 км) общей циркуляции Чёрного моря Морского гидрофизического института Национальной Академии наук Украины (г. Севастополь). Данные, нужные для расчёта прогноза, - начальные трёхмерные поля и прогностические поля на жидкой границе и на поверхности моря оперативно получают из Морского гидрофизического института через интернет. Анализ результатов рассчитанных прогнозов показал, что высокая степень разрешающей способности модели является важным фактором для идентификации малых вихрей, формированных в береговой зоне моря.

Интересно отметить также резко отличающийся характер циркуляций в летний и осенний сезоны в самой восточной части Чёрного моря.

SOME EXAMPLES OF NUMERICAL FORECAST OF HYDROPHYSICAL FIELDS IN THE GEORGIAN SECTOR OF THE BLACK SEA

Kordzadze, A., Demetrashvili D.

Abstract

Results of two forecasts of regional circulation, temperature and salinity fields for the Georgian Sector of the Black Sea are presented. The first forecast corresponded to Summer season and covered the prognostic interval from 5 August 00:00 h 2010 to 9 August 00:00 h. The second one corresponded to Autumn season and covered the prognostic interval from 25 October 00:00 h 2010 to 29 October 00:00 h. The main component of the regional prognostic system is a high-resolution regional model of the Black Sea dynamics (with grid step 1 km) nested in the model of the general circulation of the Black Sea of Marine Hydrophysical Institute of National Academy of Sciences of Ukraine (Sevastopol). Data needed for the forecast – the initial 3D fields and prognostic fields on the liquid boundary and on the sea surface are operatively received from Marine Hydrophysical Institute via internet. The analysis of results of calculated forecasts showed that high level of model resolution is very important factor for identification of vortexes of small sizes formed in the nearshore zone of the sea basin. It is interesting to note also very different character of regional circulation in summer and autumn seasons in the easternmost part of the Black Sea.

О ВЛИЯНИИ СЛОЖНОГО КРУПНО- И МЕЗОМАСШТАБНОГО РЕЛЬЕФОВ НА ПОЛЯ ВЕТРА И ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Сурмава А. А, Гвелесиани А. И.

Институт геофизики им. М. З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1
aasurmava@yahoo.com
anzor_gvelesiani@yahoo.com

1. ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время значительное внимание гидрометеорологов уделяется исследованию развития мезомасштабных атмосферных процессов над сложным рельефом. Проблема комплексная и её решение тесно связано с другими важными вопросами динамической метеорологии, в том числе с проблемой развития атмосферной турбулентности разных масштабов в горных регионах.

Исследования пограничных слоёв гористой местности главным образом сосредоточены на таких глобальных характеристиках, как температурная стратификация, скорость роста пограничного слоя, циркуляционные системы и горно-долинные ветры. Сравнительно мало исследований, посвященных турбулентной структуре над неплоской местностью. Они главным образом ограничивались рассмотрением сравнительно слабой холмистой местностью.

В работе [1] исследовалась природа турбулентной кинетической энергии в крутой и узкой Альпийской долине в Швейцарии. Была установлена хорошая корреляция между поверхностным тепловым потоком и скоростью направленного вверх долинного ветра. Несмотря на сложность рельефа и очевидное отличие от классического конвективного пограничного слоя, турбулентная структура обнаруживает воспроизводимые структуры и масштабы турбулентности. Обобщение результатов [1] требует исследований в долинах с другой геометрией и различных топографических ориентаций.

Авторы статьи [2] исследовали скорости вертикальных движений и турбулентности в гористой местности Швеции. Было показано, что на данной территории доминируют 10-20 км горные волны с амплитудой вертикальной скорости 1-2 м/с в турбулентной части атмосферы ниже 5500м, что согласуется с теоретическим значением числа Ричардсона $Ri < 2$. Хорошая корреляция между турбулентностью и гравитационными волнами была получена в [3].

Изучая турбулентность нейтральной атмосферы на различных уровнях атмосферы, авторы [4] получили следующие результаты. Радарные наблюдения в мезосфере, ракетных дымовых следов в стратосфере и в тонких слоях тропосферы и нижней стратосферы показали, что расслоение и стратификация присущи всей атмосфере, механизмы которых ("кошачий глаз", неустойчивость Кельвина-Гельмгольца, Холмбои-неустойчивость [5]) подробно обсуждаются в работе.

Мониторинг низкоуровневого сдвига ветра и турбулентности был осуществлён посредством радарных наблюдений в феврале в окрестностях Хонг-Конг в [6]. Построены вертикальные профили числа Ричардсона в пограничном слое до высоты 1.5 км. Оказалось, что в рассматриваемый период на уровнях ниже 400 м числа Ричардсона были меньше критического значения 0.25, порой принимали отрицательное значение, соответствующее сильной термодинамической неустойчивости атмосферы близ земли. Между высотами 700 и 1600 м

наблюдался ряд волн/вихрей с размерами в несколько сотен метров по вертикали и пары километров по горизонтали.

Попытка установить условия термодинамической устойчивости влажной атмосферы с использованием числа Ричардсона была сделана в [7]. Было введено новое число Ричардсона. Результаты показывают, что конвективная неустойчивость концентрируется в нижней тропосфере, когда новое число Ричардсона $Ri' < 1$ в нижней тропосфере над областями выпадения дождя и могут быть использованы для индикации и оценки условий выпадения осадков.

В работе [8] проведён спектральный и стуртурный анализ полей ветра над Тихим океаном в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Осуществлена попытка установления масштабного взаимодействия турбулентности с мелкомасштабными гравитационными волнами. В энергетическом спектре обнаружена узкая область инверсии. Наличие области инверсии энергии они связывают с неустойчивостью Кельвина-Гельмгольца и другими волновыми механизмами, по-видимому, приводящими к разрушению волн и генерации интенсивной турбулентности.

В [9] с помощью численного моделирования показано, что резкое увеличение вертикального температурного градиента и частоты Брента-Вайсяля в окрестностях тропопаузы может приводить к росту амплитуд гравитационных волн, распространяющихся вверх из тропосферы, разрушению волн и генерации сильной турбулентности. Расчётные и измеренные значения коэффициента вертикальной турбулентности находились в интервале $1-10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, что позволило оценить нисходящие потоки озона из стратосферы в тропосферу $\sim (1-10)10^{14} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в различные сезоны. В свою очередь, локальное усиление интенсивности внутренних гравитационных волн и турбулентности над гористой местностью, благодаря орографическому эффекту, может привести к изменению тропосферного и полного содержания озона над различными регионами.

В работе [10] с помощью локаторов с высокой разрешающей способностью изучалось поле скоростей ветра в системе мезосфера-стратосфера-тропосфера для исследования вариаций интенсивности турбулентности. В нижней стратосфере были обнаружены слои высокой турбулентности, которые не коррелируют со слоями с минимальным значением числа Ричардсона. В течение периода активности коротко-периодных гравитационных волн (~ 7 ч) разрушение с высокой частотой конвективно-генерированных гравитационных волн приводит к появлению наблюдаемых турбулентных слоёв. Нелинейное взаимодействие между волнами различных масштабов могло быть ответственным за разрушение и генерацию турбулентных слоёв. Следует заметить, что возможны и другие механизмы разрушения волн.

Из вышеизложенного следует, что имеются много неразрешённых проблем, связанных с гидродинамическим взаимодействием воздуха со сложным рельефом.

Целью настоящей работы является теоретическое исследование особенностей гидродинамического взаимодействия атмосферы со сложным рельефом на стыке Юго-восточной Европы, Малой Азии и Африки, где расположены несколько крупных морей – Восточная часть Средиземного моря, Чёрное, Азовское и Каспийское моря и др., множество высоких горных хребтов, лесные массивы, степи и пустыни, простирающиеся на многие сотни километров. Для рассматриваемого сложного рельефа впервые численно моделируется эволюция волн циклонического и антициклонического вихрей и полученного мезомасштабного течения воздуха. В работе используется региональная модель развития атмосферных процессов, разработанная в Институте геофизики им. М. З. Нодия [11].

2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

2.1. Основные уравнения

Основные уравнения модели, которые описывают изменения метеорологических полей, следующие:

а) для тропосферы [12, 13]:

$$\begin{aligned}
 \frac{du}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial x} + lv + g(1 + 0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial x} + \mu \Delta u + \frac{l}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial u}{\partial \zeta}, \\
 \frac{dv}{dt} &= -\frac{\bar{P}}{\rho} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - lw + g(1 + 0.61q)\vartheta \frac{\partial z}{\partial y} + \mu \Delta v + \frac{l}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial v}{\partial \zeta}, \\
 \frac{\partial \varphi}{\partial \zeta} &= \frac{g}{RT}(1 + 0.61q)\vartheta h, \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial \tilde{w}h}{\partial \zeta} + \frac{l}{\rho} \frac{d\rho}{dz} wh = 0, \\
 \frac{\partial \vartheta'}{\partial t} &+ u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + v \frac{\partial \vartheta}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + S_w = \mu \Delta \vartheta + \frac{l}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial \vartheta}{\partial \zeta} + \frac{L}{\rho C_p} \phi_{con} - \frac{\partial \theta}{\partial t}, \\
 \frac{\partial q'}{\partial t} &+ u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \mu \Delta q + \frac{l}{\rho} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial q}{\partial \zeta} - \phi_{con} - \frac{\partial Q}{\partial t}, \\
 \frac{\partial m'}{\partial t} &+ u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial m}{\partial \zeta} = \mu \Delta m + \frac{\partial}{\partial \zeta} v \frac{\partial m}{\partial \zeta} + \phi_{con} - \frac{\partial M}{\partial t} - \frac{\partial N}{\partial t}, \\
 \frac{d}{dt} &= \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial}{\partial \zeta}, \quad \Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad w = \frac{\partial z}{\partial t} + u \frac{\partial z}{\partial x} + v \frac{\partial z}{\partial y} + \tilde{w}h
 \end{aligned} \tag{1}$$

б) для активного слоя почвы [14, 15]:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} D(C) \frac{\partial C}{\partial z} - \frac{\partial E(C)}{\partial z}, \quad \frac{\partial T_{soil}}{\partial t} = K_{soil} \frac{\partial^2 T_{soil}}{\partial z^2}, \quad \text{при } \delta_0 > z > Z_{soil}; \tag{2}$$

в) для слоя морской воды [14]:

$$\frac{\partial T_{sea}}{\partial t} = K_{sea} \frac{\partial^2 T_{sea}}{\partial z^2} + \frac{l}{C_{sea} \rho_{sea}} \frac{\partial l}{\partial z}, \quad \text{при } \delta_0 > z > Z_{sea}, \tag{3}$$

где t - время; x, y и z - оси декартовых координат, направленные на восток, север и вертикально вверх, соответственно; $\zeta = (z - \delta)/h$ - безразмерная вертикальная координата; $\delta = \delta_0(x, y) + 50 \text{ м}$ - высота приземного слоя; δ_0 - высота рельефа; $h = H - \delta$; $H(t, x, y)$ - высота тропопаузы; u, v, w и \tilde{w} - составляющие скорости ветра вдоль осей x, y, z и ζ ; $\vartheta = T'/\bar{T}$ и $\varphi = P'/\bar{P}(z)$ - аналоги температуры и давления; $\bar{T} = 300 \text{ K}$; T', P' - отклонения температуры и давления от стандартного вертикального распределения $T(z) = \bar{T} - \gamma z + \tilde{T}$ и $\bar{P}(z)$; γ - стандартный вертикальный градиент температуры; \tilde{T} - фоновая составляющая отклонения температуры; ϑ и θ - мезомасштабная и фоновая составляющие аналога температуры; $\vartheta' = \vartheta - \theta$; q и Q - массовая доля водяного пара и фоновая массовая доля водяного пара; $q' = q - Q$; m и M - массовая доля облачной воды и фоновая массовая доля облачной воды; $m' = m - M$; T_{soil} и T_{sea} - температуры почвы и морской воды, соответственно; C - объемное содержание почвенной воды; $\rho(z)$ и ρ_{sea} - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха и плотности морской воды; g - ускорение свободного падения; R - универсальная газовая постоянная для сухого воздуха; C_p и C_{sea} - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении и удельная теплоёмкость морской воды; S - параметр термической устойчивости; L - скрытая теплота конденсации; ϕ_{con} - скорость конденсации; μ - коэффициент горизонтальной турбулентности; ν - коэффициенты вертикального турбулентного обмена для импульса, температуры, водяного

пара и облачной воды; $\partial N / \partial t$ - интенсивность выпадения осадков; D - коэффициент диффузии воды в почве; E - коэффициент фильтрации воды в почве; I - поток суммарной солнечной радиации в морской воде; $K_{\text{сул}}$ и $K_{\text{мсл}}$ коэффициенты температуропроводности почвы и морской воды. μ и ν являются коэффициентами горизонтальной и вертикальной турбулентности.

Начальные и краевые условия, значения фоновых полей и методы параметризации отдельных метеорологических процессов выбраны в соответствии с конкретными целями моделирования.

2.2. Граничные и начальные условия региональной задачи

На боковых границах области интегрирования горизонтальные градиенты составляющих скорости ветра и отклонений метеорологических элементов от фоновых значений равны нулю. На поверхности тропопаузы отсутствуют потоки количества движения, тепла, влажности и водности; отклонение давления определяется из условия неразрывности давления на этом уровне [13]. На верхней границе приземного слоя атмосферы турбулентный поток водности равен нулю, турбулентные потоки количества движения, тепла и влажности определяются с помощью интегрального метода, данного в [16, 17].

На поверхностях разделов почва-атмосфера и вода-атмосфера в качестве граничного условия используется уравнение баланса тепла. Объёмное содержание воды в почве равно пористости почвы в случае выпадения осадков. При отсутствии осадков используется условие баланса потоков водности и водяного пара.

Коэффициенты вертикальной турбулентности уменьшались в вертикальном направлении от значения на уровне приземного слоя, определяемого в процессе счёта по [16], до $0.001 \text{ м}^2/\text{сек}$ на высоте 3-4 км от поверхности Земли. Выше они брались равными $0.001 \text{ м}^2/\text{сек}$. Коэффициент горизонтальной турбулентности брался равным $5000 \text{ м}^2/\text{сек}$.

Метеорологические параметры принимали известные стандартные значения для средних широт. Фоновое значение относительной влажности бралось равным 40 %, фоновое значение массовой доли водности равно нулю.

Начальные метеорологические поля и фоновые значения температуры и давления выбраны так, чтобы моделировать обтекание рельефа волной циклонического и антициклонического вихря синоптического масштаба (длиной 5680 км), которая перемещается на восток с фазовой скоростью, равной 10 м/с. Начальное поле скорости ветра определено из уравнений для геострофического ветра. Высота тропопаузы равна 9 км.

На рис. 1 показаны поля приземной фоновой температуры воздуха $\tilde{T}(t, x, y, z)$, соответствующие им поля скорости геострофического ветра при $t = 0, 48$ часов и приземное поле давления на уровне $z = 0$ при $t = 0$, рассчитанные для плоской поверхности Земли ($\delta_0 = 0$). Разность температур между центрами антициклонического и циклонического вихрей равна 6°C . Максимальная скорость приземного ветра достигает 18 м/с. За 48 часов вихревая волна перемещается на восток на расстояние, равное 1400 км, а на месте циклонического вихря появляется антициклонический вихрь, и наоборот.

Численное интегрирование уравнений (1) осуществлено с помощью схемы [18], а уравнений (2) и (3) - с помощью схемы Кранка-Никольсона. Использована прямоугольная конечно-разностная сетка $96 \times 68 \times 17$ узлов с горизонтальными шагами 40 км и безразмерным вертикальным шагом $1/17$. В почве и морской воде количество уровней бралось равным 20, вертикальный шаг брался равным 10 см, шаг по времени - равным 4 мин.

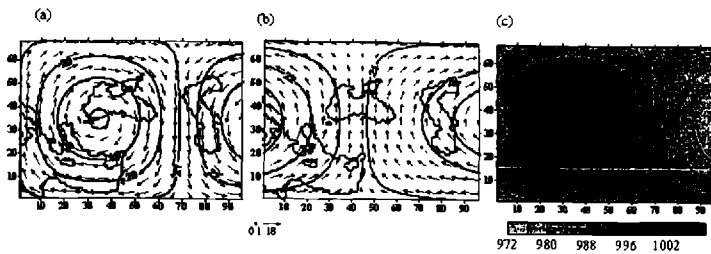


Рис.1. Распределения фоновых скоростей ветра (м/с), полей температуры ($^{\circ}\text{C}$) при $t = 0$ ч (а) и $t = 48$ ч (б) и давления (мб) при $t = 0$ ч (с). Границы морей проведены сплошными линиями.

2. 3. Начальные и краевые условия мезомасштабной задачи

Для исследования пространственного распределения поля ветра и атмосферной турбулентности выбрана территория площадью $115 \text{ км} \times 105 \text{ км}$, расположенная на восточном побережье Чёрного моря в окрестностях г. Батуми. Она охватывает части акватория Чёрного моря, Колхидской равнины, Гурийского и Понтийского хребтов. Высоты хребтов достигают 2-3 км (рис. 2).

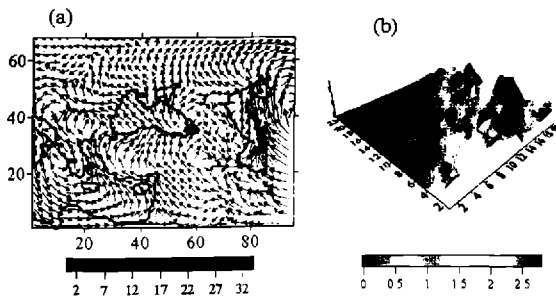


Рис. 2. Поле скоростей ветра на уровне приземного слоя атмосферы при $t = 72$ ч (а), и топография мезомасштабной области в окрестностях г. Батуми (б). Красным кружочком указан г. Батуми.

На боковых границах значения искомых величин равны фоновым значениям в том случае, если поток воздуха направлен внутрь области моделирования, в противном случае используется условие Неймана. Остальные условия аналогичны условиям региональной задачи.

Коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентности определяются выше приземного слоя атмосферы $z > \delta_s$ помощью известных формул [19, 20]:

$$\mu = \Delta x \Delta y \sqrt{2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2}; \quad v = (0.05 \Delta z)^2 \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 - \frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}} \quad \text{при } z > h, \quad (4)$$

где h_x – высота приземного слоя воздуха. При $z \leq h_x$ значение v определяется методом параметризации [21], основанного на теории подобия Монина-Обухова, и решения следующей системы уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial |\bar{u}|}{\partial z} &= \frac{u_*}{\chi z} \varphi_u(\zeta), & \frac{\partial p}{\partial z} &= \frac{p_*}{\chi} \varphi_p(\zeta), \quad (p = \vartheta, q), \quad \zeta = \frac{z}{L}, \quad L = \frac{u_*^2}{\lambda \chi^2 \vartheta^2} \\ |\bar{u}| &= \frac{u_*}{\chi} f_u(\zeta, \zeta_u), \quad p - p_0 = p_* f_p(\zeta, \zeta_u), \quad \zeta_u = \frac{z_u}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_0}{L}, & \text{при } z \leq z_{sur} & \quad (5) \\ v_i &= \frac{u_* \chi z}{\varphi_i(\zeta)}, \quad (v_i)_h = \frac{u_* \chi h_x}{\varphi_i(\zeta_h)} \quad (i = u, \vartheta), \quad \zeta_h = \frac{h_x}{L}, \end{aligned}$$

где $|\bar{u}| = (u^2 + v^2)^{0.5}$ – модуль скорости ветра, u_* – скорость трения, ϑ и q – масштабы потенциальной температуры и удельной влажности; χ – постоянная Кармана; z_0 и z_u – параметры шероховатости для ветра и температуры; h_x – высота приземного слоя воздуха; L – масштаб длины; $\lambda = g/\bar{T}$ – параметр конвекции; $\varphi_u(\zeta)$, $\varphi_p(\zeta)$, $f_u(\zeta, \zeta_u)$ и $f_p(\zeta, \zeta_u)$ – непрерывные универсальные функции [21];

Фоновые значения метеорологических полей для каждого временного шага были получены в процессе моделирования перемещения вихревой волны на крупномасштабной территории за интервал времени $96 \text{ ч} \leq t \leq 120 \text{ ч}$. При $t = 96 \text{ ч}$ в окрестностях г. Батуми получен приземный юго-восточный фоновый ветер.

Моделирование осуществляется с помощью численного интегрирования системы уравнений (1)-(5) на конечно-разностной сетке $23 \times 21 \times 50$ с узловыми точками вдоль осей x , y и z , соответственно. Горизонтальные шаги брались равными 5 км, вертикальный безразмерный шаг равнялся 1/50 в атмосфере, вертикальные шаги в почве и морской воде (с количеством 20 уровней) брались равными 10 см; шаг по времени равнялся 1 мин.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

3.1. Результаты региональной модели

Расчёты показали, что в баротропном приближении (при отсутствии теплообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой, $T' = 0$ и $S = 0$.) при плоской поверхности земли, синоптическая волна устойчива и, без заметного изменения, перемещается на восток с исходной фазовой скоростью 10 м/с. Синоптическая волна, в бароклинном приближении и при плоской поверхности земли, в процессе перемещения на восток меняется по форме и размеру, при этом появляются и исчезают отдельные мезомасштабные (500–1000 км) вихри скорости ветра (рис. 3). Период существования этих вихрей около 24–36 часов. Вихри получены не только у поверхности Земли, но и в средней и верхней тропосфере. Это указывает на то, что имеет место передача энергии от крупномасштабного вихря мезомасштабным вихрям. Рассмотренный процесс имеет место лишь в случае бароклиной атмосферы и отсутствует в баротропном случае.

Как видно из рис. 4 а, сложный рельеф существенно меняет общую картину крупномасштабного движения воздуха в нижней тропосфере. На движение воздуха, наряду с динамическим бароклинным эффектом, накладывается кинематический эффект рельефа. При $t =$

0 в окрестностях Карпат в результате воздействия орографии возникает мезомасштабное волновое возмущение. На Кавказе и Северном Иране получены зоны дивергенции скорости ветра. В окрестностях восточной части Чёрного моря и Междуречья формируются мезомасштабные циклонические вихри. Над Каспийским морем, холмистыми территориями Ирана и Анатолийского полуострова получены сильные северо-западный, северный, северо-восточный и восточные ветры. К востоку от Каспийского моря над относительно малой территорией получена циклоническая циркуляция ветра. В целом видно, что рельеф западной и центральной частей региона усиливает антициклоническую завихренность фоновое движения воздуха.

Из рис. 4 б видно, что по мере перемещения фоновой вихревой волны на восток, приземное поле течения существенно меняется к моменту времени $t = 24$ ч. Над западной частью региона антициклонический вихрь распадается на антициклонический и циклонический вихри среднего масштаба с центрами в окрестностях Карпат и Крыма, соответственно. Над восточной частью Средиземного моря ветер разделился на два противоположно направленных течения. Два встречных потока воздуха в окрестности Междуречья, конвергируя, формируют сильный юго-восточный ветер, который достигает Южного Кавказа.

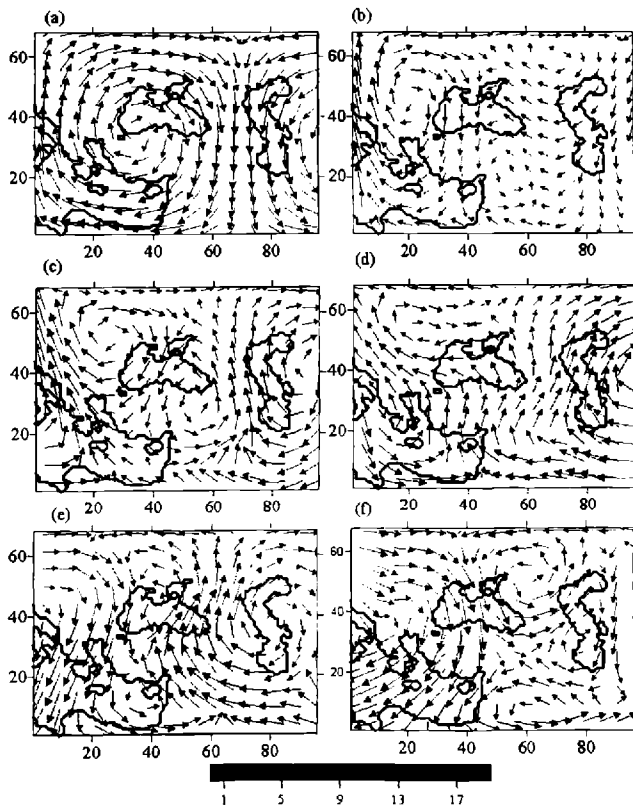


Рис. 3. Поля приземного ветра над плоским рельефом (бароклинный случай), рассчитанные для $t = 0$ (а), 24 (б), 48 (с), 72 (д), 96 (е), и 120 ч (ф).

За интервал времени $\Delta t = 48-72$ часов антициклонический вихрь в окрестности Карпат постепенно размывается (рис. 4 с, d). В окрестностях Анатолийского полуострова, Кавказа и Каспийского моря возникают антициклонический и циклонический вихри ветра. Над Средиземным морем усиливается циклоническое движение воздуха.

После $t = 96$ часов процесс распространения крупномасштабного волнового вихря вновь повторяется с некоторыми количественными отличиями метеорологических полей.

В целом, полученные поля ветра на уровне приземного слоя атмосферы качественно воспроизводят поля, которые были построены с помощью анализа синоптических карт при прохождении над Кавказом крупномасштабных барических образований [22].

Для количественной оценки эффекта воздействия рельефа были вычислены разности скоростей ветра и температур, полученные при учете влияния неровностей орографии и без её учёта в момент времени $t = 24$ ч. Оказалось, что влияние рельефа в приземном слое воздуха проявляется в уменьшении крупномасштабных циклонической и антициклонической завихрённости. При этом скорость ветра в отдельных участках

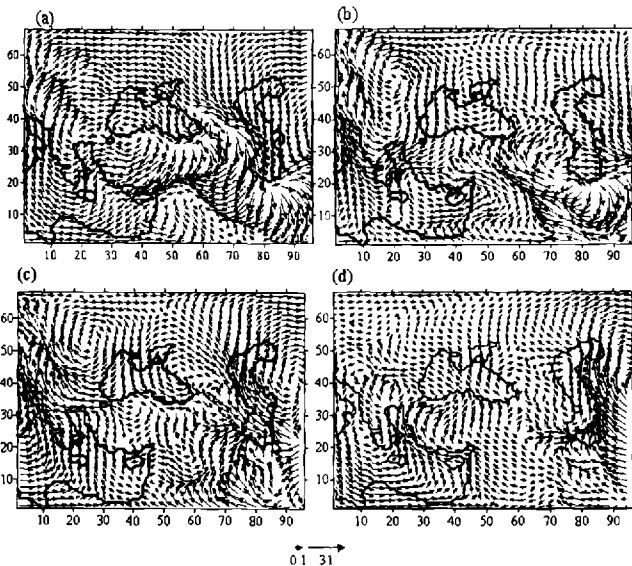


Рис. 4. Приземные поля ветра при $t = 0$ (a), 24 (b), 48 (c), и 72 ч (d).

территории может измениться на величину порядка самой фоновой скорости ветра, а температура воздуха – до 10^0 С. Таким образом, можно предположить, что неровности орографии в нижней тропосфере способствуют развитию мезомасштабной вихревой турбулентности с последующим сглаживанием полей скорости ветра и температуры.

3.2. Мезомасштабные поля скорости ветра и турбулентность в тропосфере

На рис. 5 показаны пространственные распределения поля ветра, полученные при моделировании мезомасштабной циркуляции в окрестностях г. Батуми. Из рисунка видно, что расчетное поле скорости ветра в нижней и средней тропосфере существенно отличается от фонового ветра как по направлению, так и по величине. На уровне приземного слоя ($z = 50$ м) получены северный, северо-западный и западный ветры. На уровне $z = 1000$ м над Чёрным

морем сформирован мезомасштабный замкнутый вихрь. На высоте 2000 м этот вихрь смещён на юго-запад. В средней и верхней частях тропосферы направление ветра постепенно изменяется. С удалением от поверхности Земли направление ветра приближается к фоновому. Анализ рассчитанного поля ветра показывает, что влияние рельефа значительно в нижнем 3-4 км слое атмосферы. Здесь рельеф может кардинально изменить направление и величину скорости ветра. На уровнях верхней тропосферы преобладает влияние тропопаузы, где на фоновое поле ветра накладывается волновое возмущение.

На рис. 6а приведены графики зависимости коэффициента вертикальной турбулентности от высоты над поверхностью земли, рассчитанные в пяти узловых точках области моделирования. Видно, что коэффициенты вертикальной турбулентности велики в двух областях: в пограничном слое атмосферы и верхней тропосфере (за исключением пункта 5). Коэффициенты вертикальной турбулентности относительно невелики в средней тропосфере, на 2.3-7 км от поверхности земли.

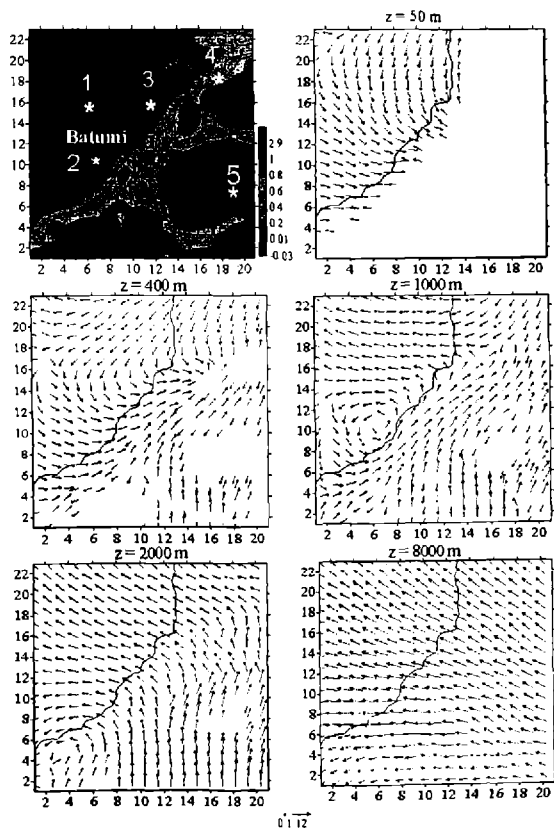


Рис. 5. Топография местности и поля ветра на уровнях: $z = 50$, 400, 1000, 2000, и 8000 м.

Качественно аналогичное вертикальное распределение получено и для коэффициента горизонтальной турбулентности (рис. 6 б). Значения коэффициента горизонтальной турбулентности минимальны на высотах 500 м -1500 м от поверхности земли. С удалением от пограничного слоя атмосферы значения горизонтальной турбулентности постепенно возрастают и вблизи тропопавзы приближаются к значениям, полученным в приземном слое атмосферы. Таким образом непроницаемая для воздуха тропопавза оказывает почти такое же влияние на горизонтальную турбулентность, как и поверхность Земли. Надо отметить, что расчётные значения коэффициентов вертикальной турбулентности находятся в согласии с данными измерений [9].

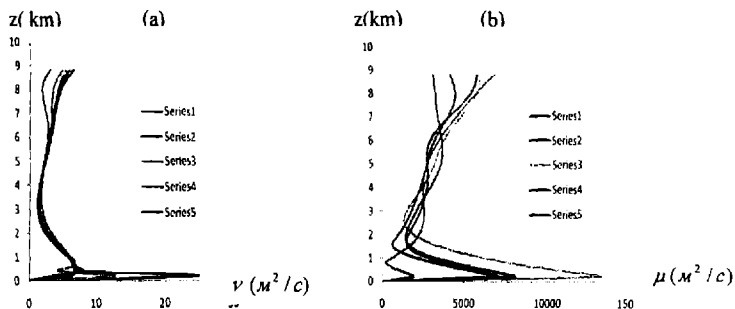


Рис.6. Профили коэффициентов вертикальной ν (M^2 / c) (а) и горизонтальной μ (M^2 / c) (б) турбулентности. Серии 1, 2, 3, 4 и 5 соответствуют точкам, указанным на Рис. 5 (а).

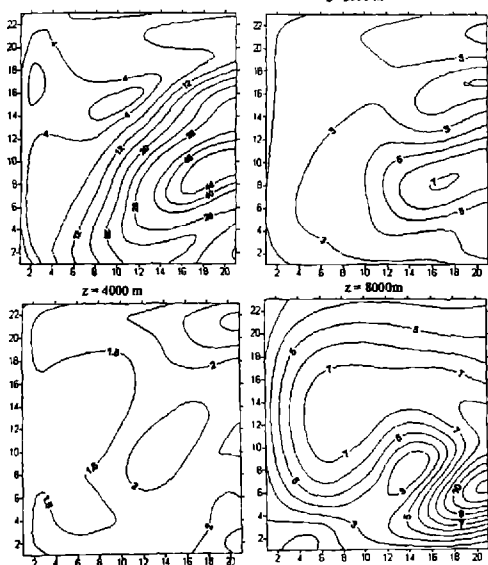


Рис. 7. Распределение вертикального коэффициента турбулентности ν (M^2 / c) на уровнях $z = 50, 2000, 4000$ и 8000 м.

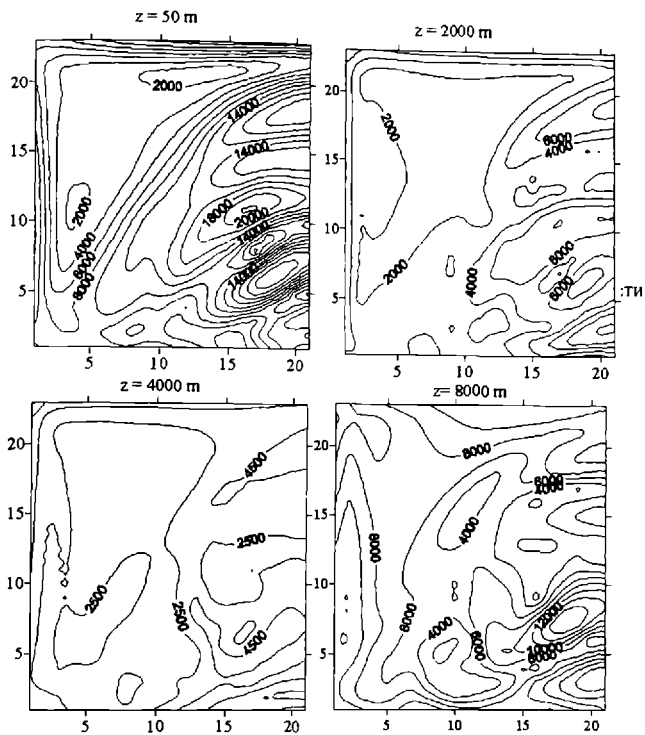


Рис. 8. Распределение горизонтального коэффициента турбулентности μ (m^2/s) на уровнях $z = 50, 2000, 4000$ и 8000 м .

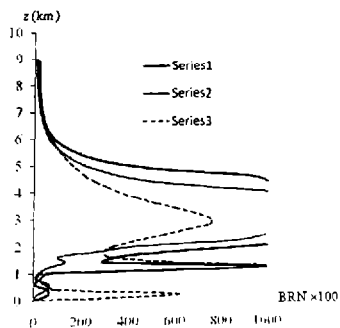


Рис. 9. Профили числа Ричардсона BRN над 3 пунктами (Рис. 5а)

BRN

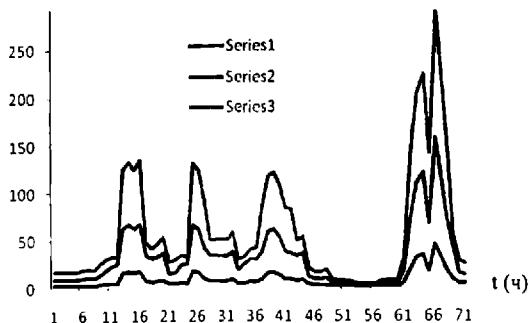


Рис. 10. Временной ход числа Ричардсона BRN на уровнях $z = 2$ м (series 1), 10 м (series 2) и 50 м (series 3).

На рис. 7 показаны горизонтальные распределения вертикальной турбулентности. Значения коэффициента вертикальной турбулентности максимальны в приземном слое, в котором они меняются в интервале $0 \leq \nu \leq 48 \text{ м}^2/\text{с}$. Значения ν минимальны на высоте $z \sim 2-4$ км от поверхности Земли. На этом уровне их значения не превышают $2.5 \text{ м}^2/\text{с}$. На более высоких уровнях ν опять растёт и достигает максимальных значений вблизи тропопаузы.

Аналогичное пространственное распределение получено и для горизонтальной турбулентности (рис 8). Как видно из этих рисунков, атмосферная турбулентность над морем меньше, чем над сушей.

На рис. 9 представлены вертикальные профили чисел балк-Ричардсона (BRN). Наибольшие значения числа $BRN = (g/\bar{T})(\gamma_a - \gamma + \Delta(T' + \bar{T})/\Delta z) / [\Delta u/\Delta z]^2 + (\Delta v/\Delta z)^2$ получены в слое атмосферы 3-6 км от поверхности земли. В этом слое вертикальный градиент скорости ветра сравнительно мал, число Ричардсона значительно больше 45, атмосфера стратифицирована устойчиво. Течение воздуха в мезомасштабной области является частью α -мезовихря (рис. 4а), образованного в результате взаимодействия рельефа Кавказа с фоновым ветром. В пограничном слое атмосферы в результате термического и динамического воздействия поверхности земли изменяется вертикальное распределение метеорологических параметров. Числа BRN в узких слоях между высотами 500 м и 2500 м принимают значения в интервале 10-45. Эти значения BRN соответствуют условиям возникновения [23, 24] и формирования β -мезомасштабного вихря (рис. 5, $z = 1000$ и 2000 м).

Из анализа рис.10 следует, что изменение числа Ричардсона BRN во времени на разных высотах приземного слоя ($z \leq 50$ м) имеет периодический характер с периодом 12- 26 часов. В определённые часы (50-60 ч) число BRN резко уменьшается и может стать меньше 0.25 при котором должна развиваться мелкомасштабная турбулентность. В целом полученная картина временного хода BRN качественно согласуется с результатами [2] (см. рис. 9).

3.3. Обсуждение

Проведённые расчёты показали особенности влияния крупномасштабного рельефа на формирование полей ветра и вихревой турбулентности. В частности, показано что воздействие рельефа на движения синоптического масштаба способствует образованию орографических вихрей. Полученные орографические вихри формируются в нижней тропосфере и их размеры могут быть от нескольких сотен километров до 1000 км и более. Анализ Рис. 3 и 4 показывает что по-видимому, в результате передачи энергии от крупномасштабных возму-

щений к возмущениям меньших масштабов, крупномасштабные размываются и становятся более гладкими.

Основными благоприятными территориями для формирования орографических вихрей являются окрестности прилегающих к морям горных территорий. Высокие горные хребты Кавказа, Анатолийского полуострова и Малой Азии способствуют формированию среднemasштабных зон дивергенции скорости ветра. Над равнинными территориями, находящимися между горными хребтами, в зависимости от фонового течения, образуются полосы сравнительно узких и длинных зон, в которых скорость ветра превышает 20 м/с. С помощью этих потоков теплый воздух Малой Азии может распространиться далеко на север до Главного кавказского хребта (Рис. 4б). Рельеф Кавказа является естественной преградой на пути южного ветра. Однако северный ветер может обтечь Кавказ со стороны Каспийского моря и распространиться на юг, достигая берегов Средиземного моря (Рис. 4а). Такая картина нередко наблюдается на Кавказе, над Чёрным и Каспийским морями особенно в летнее время года [25-27].

При переходе к исследованию мезомасштабной структуры поля ветра с горизонтальным 5 км-шагом сетки, выяснилось, что поле ветра может существенно отличаться от крупномасштабного поля, если фоновая скорость ветра в пограничном слое не превышает 5 м/с. В частности, в окрестностях юго-восточного побережья Чёрного моря, на высоте около 1000 м, формируется замкнутый вихрь диаметром ~ 25-30 км (Рис. 5). По-видимому, такой вихрь может способствовать возникновению смерча, часто наблюдаемого в летнее время на черноморском побережье Грузии [25].

Мезомасштабная неровность рельефа оказывает влияние на пространственное распределение коэффициентов турбулентности (Рис. 7 и 8). Получено, что в пограничном слое атмосферы над морской поверхностью значения горизонтального и вертикального коэффициентов турбулентности в несколько раз меньше, чем значения, полученные над неровной поверхностью суши. Различие тем большее, чем больше высота местности и наклон поверхности земли. В средней тропосфере (2-6 км) различие между ними (над морем и сушей) практически стирается и вновь проявляется вблизи тропопаузы (8-9 км), но в меньшей степени. Профили горизонтального и вертикального коэффициентов турбулентности имеют минимумы в слое атмосферы 2-6 км (Рис. 6).

Качественная одинаковость полученного выше (Рис. 10) и в работе [2] (Рис. 9) временного хода чисел Ричардсона (в течение трёх суток) объясняется одинаковостью рельефных и метеоусловий (Рис. 4) и (Рис. 1 и 3 в [2]). Это позволяет судить о достоверности полученных результатов. В пограничном слое атмосферы в определённые моменты времени динамическое состояние среды становится благоприятным ($10 \leq BRN \leq 45$) для формирования вихревой ячейки (Рис. 5). Ввиду малой фоновой относительной влажности (40%), полученная вихревая ячейка не может развиваться более и превратиться во влажную конвективную систему.

Многослойность полученных вертикальных профилей турбулентных параметров среды (с толщиной слоёв 0.1 – 3 км) наблюдается также в [1] для сложного рельефа, в лабораторных экспериментах, моделирующих процесс конвективной неустойчивости в стратифицированной жидкости [28], и на более высоких уровнях атмосферы (стратосфера и мезосфера) [29-31]. Это означает, что имеется много общего в турбулентных свойствах тропосферы, стратосферы и мезосферы: порядок коэффициентов турбулентности, слоистость вертикальных профилей чисел Ричардсона и чередование турбулентных и ламинарных слоёв атмосферы.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые проведено численное исследование крупномасштабных полей ветра на стыке трёх континентов: над сложными территориями Юго-восточной Европы, Малой и Юго-западной Азии, Кавказа и Ближнего Востока и акваториями Чёрного, Каспийского и Средизем-

ного морей. Смоделированы мезомасштабные структуры гидродинамических полей в восточной прибрежной части Чёрного моря.

Проведённые расчёты показали особенности влияния крупно- и мезомасштабного рельефа на формирование полей ветра и вихревой турбулентности:

(а) крупные и высокие горные хребты Кавказа, Малой и Юго-западной Азии способствуют формированию среднemasштабных зон дивергенции скорости ветра и вихревых структур;

(б) основными благоприятными территориями для формирования орографических вихрей являются окрестности Карпатских гор и Чёрного, Каспийского и Средиземного морей.

(в) орографические вихри формируются в нижней тропосфере и их размеры могут быть от нескольких сотен километров до 1 тыс. км и несколько больше;

(г) с помощью орографических вихрей атмосфера стремится к установлению более гладкого распределения крупномасштабных метеорологических полей;

(д) на фоне α -мезомасштабных вихрей могут формироваться отдельные β -мезомасштабные вихри в пограничном слое атмосферы в окрестностях море-суша при малых значениях вертикальных градиентов скорости ветра;

(е) подстилающая поверхность и непрозрачность тропопаузы одинаково способствуют усилению турбулизации атмосферы;

(ж) в тропосфере, как и в 10 км-х слоях стратосферы и средней атмосферы, имеются турбулентные расслоения толщиной порядка 0.1-3 км;

(з) вертикальные профили чисел Ричардсона и коэффициентов турбулентности содержат несколько (3-5) экстремумов.

Дальнейшее исследование ставит целью уточнить механизмы турбулизации атмосферы, зарождения и эволюции вихревых структур над рассматриваемым сложным рельефом в крупно- и мезомасштабных гидродинамических процессах.

Литература

1. Weigel A. P., F. K. Chow, M. W. Rotach. On the nature of turbulent kinetic energy in a steep and narrow Alpine valley. *Boundary-Layer Meteorol.* DOI 10.1007/s10546-006-9142-9. Springer Science-Business Media B.V. 2006.
2. S. Kirkwood, M. Mihalikova, T. N. Rao, and K. Satheesan. Turbulence associated with mountain waves over Northern Scandinavia - a case study using the ESRAD VHF radar and the WRF mesoscale model. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, v. 9, 20775-20817, 2009.
3. Nastrom G. D, Gage K. S., and Ecklund W. L. Variability of turbulence, 4-20 km, in Colorado and Alaska from MST Radar Observations. *J. Geophys. Res.*, 1986, 91, pp. 6722-6734.
4. Hocking W. K., Röttger J. The structure of turbulence in the middle and lower atmosphere seen by and deduced from MF, HF and VHF radar, with special emphasis on small-scale features and anisotropy. *Annales Geophysicae.*, v. 19, 933-944, 2001.
5. Smyth W. D. and Peltier W. R. The transition between Kelvin-Helmholtz and Holmboe instability: an investigation of the over-reflection hypothesis. *J. Atmos. Sci.*, 1989, v. 46, p. 3698-3720.
6. Chan P. W. Determination of Richardson number profile from remote sensing data and its aviation application. 14th International Symposium for the Advancement of Boundary Layer Remote Sensing. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 1 (2008) 012043. doi: 10.1088/1755-1307/1/1/012043.
7. Zhao Yu, CUI Xiaopeng, and GAO Shouting. Richardson number in a moist atmosphere and its application in the analysis of heavy rainfall events. *Acta Meteor. Sinica*, 2009, v. 24(1), pp. 95-103.
8. Chungu Lu and Steven E. Koch. Interaction of upper-tropospheric turbulence and gravity waves obtained from spectral structure function analyses. *J. Atmos. Sci.*, 2008, v. 65, p. 2676-

9. Gavrilov N. M., 1, S. Fukao. Numerical and the MU radar estimations of gravity wave enhancement and turbulent ozone fluxes near the tropopause. *Annales Geophysicae*. 2004, 22, 3889-3898 p. SRef-ID: 1432-0576/ag/2004-22-3889.
10. Dutta G., M. C. A. Kumar, P. V. Kumar, Rao P. V., Vapiraju B., H. A. Basha. High resolution observations of turbulence in the troposphere and lower stratosphere over Gadanki. *Annales Geophysicae*, v. 27, 2407-2415, 2009.
11. A. A. Kordzadze, A. A. Surmava, D. I. Demetrashvili, and V. G. Kukhalashvili, "Numerical investigation of the influence of the Caucasus relief on the distribution of hydrometeorological fields," *Izvestia, Atmospheric and Oceanic Physics*, vol. 43, no. 6, 2007, pp. 783-791.
12. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1974, 302 с.
13. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат. 1969. 296 с.
14. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 752 с.
15. Чудновский А. Ф. Теплофизика почв. М.: Наука. 1976. 352 с
16. Г.И. Марчук, В.П. Дымников, В.Б. Залесный, В.Н. Лыкосов, В.Я. Галин, Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат. 1984. 320 с.
17. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. Л.: Гидрометеиздат. 1989. 376 с.
18. Shuman F. G., Hovremale L. R. An operational six-layer primitive equation model. *J. Appl. Mech.* 1968. V. 7. No 4. P. 525-547.
19. Зилитинкевич С.С., Монин А.С. Турбулентность в динамических моделях атмосферы. Л.: Наука. 1971. 44 с.
20. Марчук Г. И., Кочергин В. П., Саркисян А. С., и др. Математические модели циркуляции океана. Новосибирск: Наука, 1980, 288 с.
21. Казаков А. Л., Лазриев Г. Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы. *Изв. Ан СССР, сер. Физика атмосферы и океана*. 1978. Т. 14, № 11. с. 257-265.
22. Папинашвили К. И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л.: Гидрометеиздат. 1963. 184 с.
23. Troutman T. W., Elson D. B., and Rose M. A. A severe weather threads checklist to determine pre-storm environment. www.srh.noaa.gov/ohx/?n=checklist
24. Bulk Richardson number. – Wikipedia, the free encyclopedia. http://www.mythical-buddies.com/index.php?q=Bulk_Richardson_number
25. Кордзашия М. Климат Грузии. Издат. АН Грузии. Тбилиси, 1961, 241 с.
26. Атлас волнения и ветра Чёрного моря. Л.: Гидрометеиздат, 1969, 112 с.
27. Климат и климатические ресурсы Грузии. Л.: Гидрометеиздат, 1971, 384 р.
28. Chashechkin Yu. D. Stochasticity of convective flows in a stratified liquid. Non-linear waves: Stochasticity and Turbulence. Gorky: AN SSSR. IPF, 1980, pp. 131-139.
29. Thrane E. V. et al. Neutral air turbulence in the upper atmosphere observed during the Energy Budget Campaign. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1985, v. 47, pp. 243-264.
30. Schmidlin F. J., Carlson M., Rees D., Offermann D., Philbrick, and Widdel H. U. Wind structure and variability in the middle atmosphere during the November 1980 Energy Budget Campaign. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 1985, v. 47, pp. 183-193.
31. Gvelesiani A. I., Eliava A. T. On the subrange of buoyancy of the turbulent mesosphere. *Izv. RAN, FAO*, 1998, v. 34, No. 2, pp. 241-244.

რთული დიდი- და მეზომასშტაბური რელიეფების გავლენა ქარის და ტურბულენტობის ველებზე

სურმავა ა. ა., გველესიანი ა. ი.

რეზიუმე

სამი კონტინენტის მიჯნაზე მდებარე რთული ტერიტორიისათვის: სამხრეთ-აღმოსავლეთ ევროპის, მცირე აზიის, ახლო აღმოსავლეთის, კავკასიისა და შავი, კასპიის და ხმელთაშუა ზღვების აკვატორიებისათვის პირველადაა მოდელირებული და შესწავლილი ქარისა და ტურბულენტობის ველები. ცინოპტიკური მასშტაბის (~ 6000 კმ) გრივალური ტალღის მაგალითზე შესწავლილია 1000 კმ რიგის ოროგრაფიული გრივალის წარმოშობა და ევოლუცია.

წარმოშობილი გრივალის მეზომასშტაბურ უბანზე (~ 100 კმ), შავი ზღვის აღმოსავლეთ სანაპიროსთან, შესწავლილია ქარის ჰიდროდინამიკური სტრუქტურა, პორიზონტალური და ვერტიკალური ტურბულენტობისა და რიჩარდსონის რიცხვის სივრცული განაწილება. ნაჩვენებია, რომ ლოკალური რელიეფი, ატმოსფეროს ჰიდროდინამიკა და ქაერისათვის გაუჭოლვადი ტროპოპაუზა ხელს უწყობენ მ-მეზომასშტაბის გრივალის წარმოშობასა და ტურბულენტობის გაძლიერებას ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენასა და ტროპოპაუზის მახლობლობაში. ტურბულენტობის კოეფიციენტების მინიმალური მნიშვნელობები მიღებულია მიწის ზედაპირიდან 2300მ-დან 4000 მ-დე სიმაღლეებზე.

მიღებული ტურბულენტობის მახასიათებლების პროფილები თითქმის იმავე სახისაა, როგორც მეზოსფეროსა და ქვედა თერმოსფეროში. უნდა აღინიშნოს აგრეთვე რიჩარდსონის რიცხვის ვერტიკალური პროფილების მრავალსიხშირიანი 0.1-3 კმ მახასიათებელი სისქის მქონე ურთიერთმონაცვლე ტურბულენტური და ლამინარული ფენების ზოლოვნება ქვედა და ზედა ატმოსფეროში.

О ВЛИЯНИИ СЛОЖНОГО КРУПНО- И МЕЗОМАСШТАБНОГО РЕЛЬЕФОВ НА ПОЛЯ ВЕТРА И ТУРБУЛЕНТНОСТИ

Сурмава А. А., Гвелесиани А. И.

Реферат

Впервые проведено численное моделирование и изучение полей ветра и турбулентности на стыке трёх континентов: над сложными территориями Юго-восточной Европы, Малой Азии, Ближнего Востока, Кавказа и акваториями Чёрного, Каспийского и Средиземного морей. На примере перемещающейся вихревой волны синоптического масштаба (~ 6000 км) прослежены образование и последующая эволюция орографических вихрей порядка 1000 км.

На мезомасштабном участке (~ 100 км) образовавшегося среднемасштабного вихревого течения, в окрестностях восточного побережья Чёрного моря, методом вставленных сеток изучена гидродинамическая структура ветра. Рассчитаны поля ветра, пространственные распределения коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентности и числа Ричардсона. Показано, что локальный рельеф, гидротермодинамика атмосферы и непроницаемая для воздуха тропопауза способствуют формированию β-мезомасштабного вихря и усилению турбулентности в окрестностях пограничного слоя атмосферы и тропопаузы. Ми-

нимальные значения коэффициентов турбулентности получены на высотах между 2300 м и 4000 м от поверхности земли.

В характерах распределения параметров турбулентности, рассчитанных для тропосферы и известных результатов наблюдений в стратосфере и мезосфере, имеется много общего: порядок коэффициентов турбулентности, многослойность вертикальных профилей чисел Ричардсона и чередование турбулентных и ламинарных слоёв толщиной порядка 0.1-3 км.

ON THE INFLUENCE OF COMPLEX LARGE- AND MESOSCALE RELIEFS ON THE WIND AND TURBULENCE FIELDS

Surmava A. A., Gvelesiani A. I.

Abstract

The numerical investigation of wind and temperature fields at the interfaces amount of three continents: above the complex relief of south-east Europe, Asia Minor and south-west Asia, north-east Africa, Caucasus, Near East and waters of the Black, Azov, Caspian and Mediterranean seas has been made for the first time. On the example of transient vortical wave of synoptic scale (~ 6000 km) the generation and development of orographically induced vortices ~ 1000 km were traced. The calculations showed the peculiarities of the influence of large- and mesoscale terrains on formation of wind fields and vortex turbulence.

By using the numerical integration of the equations of atmosphere hydrodynamics the wind fields and vertical and horizontal coefficients of turbulence were calculated at the movement of vortex wave above the complex relief. The main consideration is given to the investigation of spatial distribution of subgrid scale turbulence. It is shown that the difficult terrain and air-tight tropopause have the same influence on turbulence development. In the vicinity of atmospheric and tropopause boundary layer, the close values are obtained for coefficients of turbulence. The minimum turbulization of the atmosphere is obtained in atmospheric layer from the ground surface at the height between 2300 m and 4000 m. The results of calculations are compared with the literature data of other investigations for the similar relief.

It was also shown that the properties of distribution of turbulence parameters calculated in lower atmosphere and obtained by observations in mesosphere have a lot of common: stratified distribution of Richardson number in the troposphere, lower stratosphere and mesosphere; alternation of turbulent and laminar layers with the thickness of the order of 0.01-3 km.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНОЙ ДИНАМИКИ ДРЕЙФОВЫХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР В НЕОДНОРОДНОЙ ВЯЗКОЙ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЕ

Абурджания Г.Д.^{1,2)}, Рогова Д.Л.²⁾, Харшиладзе О.А.^{1,2)}

¹⁾ Институт геофизики им. М.З. Нодиа,
Ул. Аликсидзе 1, 0193 Тбилиси, Грузия;

²⁾ Тбилисский государственный университет,
Ул. Университетская 2, 0143 Тбилиси, Грузия
E-mail: aburi@mymail.ge, g.aburjania@gmail.com

1. Введение

В последнее время заметно возрос интерес к исследованию динамики низкочастотных дрейфовых волн и, образующихся на них, нелинейных уединенных вихревых структур в замагниченной плазме. Как известно [1-4], дрейфовые волны существуют благодаря неоднородности равновесных параметров плазмы и относятся к типу градиентных волн. Такой высокий интерес к дрейфовым возмущениям обусловлен пониманием важной роли подобного рода колебаний, как для лабораторной плазмы [1-4], так и для плазмы ионосферы и магнитосферы [5,6]. Обнаружено, что дрейфовые волны самопроизвольно локализуются в виде уединенных регулярных вихревых структур, которые могут быть ответственны за высокий уровень флуктуационных электромагнитных полей и турбулентных процессов в плазме, приводящих к аномальным коэффициентам переноса поперек магнитного поля [7-10]. Причем, в отличие от хорошо известного одномерного нелинейного уравнения Кортевега - де Вриза (КДВ), здесь нелинейные свойства вихревых солитонов описываются не только одномерной скалярной, но и двумерной векторной нелинейностью. К настоящему времени теоретически показано существование в замагниченной неоднородной плазме значительного числа различных типов стационарных, сильно локализованных солитонов и вихрей, распространяющихся поперек или, почти поперек, равновесного магнитного поля [8-10]. Естественно предположить, что сильная турбулентность дрейфовых волн представляет собой газ из уединенных и, поэтому, сравнительно слабо взаимодействующих вихрей-солитонов, а параметры и динамика взаимодействия вихрей определяют характеры турбулентного спектра и аномального переноса частиц и тепла в плазменной среде [10-12].

В связи с этим, актуальным представляется исследование процессов генерации, усиления, самоорганизации и взаимодействия структур между собой и со средой. Изучение динамики вихревых структур, в основном, велось для идеально проводящей плазмы. Поэтому вызывает интерес изучение эволюции вихрей в относительно реальной, диссипативной плазме. В работах [13,14] разработан математический аппарат многомерной теории возмущения для описания эволюции нелинейных вихревых структур в диссипативной диспергирующей среде. Аналитически показано [13], что нелинейное резонансное взаимодействие длинноволновых дрейфовых солитонов с электронами плазмы, резонансное циклотронное взаимодействие коротковолновых солитонов с горячими ионами плазмы и конечная теплопроводность плазмы приводят к нестационарным процессам и к росту амплитуды структур по времени. На основе уравнения типа Хасегавы-Мимы (содержащего лишь векторную нелинейность), в работе [14] численно-аналитическими методами изучается влияние трения между электронами и ионами (нейтралями) на

временную релаксацию дипольных вихрей на дрейфовых потенциальных волнах в плазме с однородной температурой электронов ($T_e \neq 0$, $\nabla T_e = 0$) и холодными ионами ($T_i \sim 0$). В настоящей работе, в отличие от [14], рассматривается двухтемпературная ($T_e \gg T_i \neq 0$) пространственно-неоднородная плазма с учетом силы трения, магнитной и столкновительной вязкости и с неоднородной температурой электронов ($\nabla T_e \neq 0$). При этом получается новый класс динамического уравнения, существенно отличающийся от вышеотмеченных нелинейных уравнений, который содержит как скалярную, так и векторную нелинейность.

В зависимости от доминирующей роли векторной или скалярной нелинейности, стационарных дрейфовых двумерных вихри разделяются на два типа, соответственно, дипольных и монополюсных (круглых). Однако, при наличии скалярной нелинейности (обусловленной градиентом равновесной температуры плазмы), дипольный вихрь не является точным стационарным решением, и реализуется нестационарная динамика локализованного волнового пакета. В реальной плазменной среде еще одним источником нестационарности процессов (как уже отмечалось выше) являются диссипативные эффекты (трение, вязкость, конечная теплопроводность и т.д.) [10, 13, 14].

В настоящее время для этих уединенных пакетов волн не существуют аналитические методы, способные дать точное (без введения малого параметра) решение нестационарной, пространственно-двумерной задачи. Имеющиеся точные решения, отмеченные выше, получены в частных случаях – для стационарных уединенных волн, для которых далее нестационарность учитывается как малая добавка. В связи с этим, важным становится использование численных методов для решения задач нелинейной нестационарной динамики дрейфовых вихрей в плазме. Цель настоящей работы состоит в проведении аналитических, численных моделирований и численных экспериментов для исследования эволюции нелинейных дрейфовых вихрей в неоднородной, замагниченной плазменной среде с учетом температурных градиентов и относительно реальных диссипативных процессов.

В разделе 2 получено нелинейное уравнение эволюции длинноволновых дрейфовых возмущений в такой плазме, обобщающей известное уравнение Хасегавы-Мимы. В разделе 3 определяются временные и пространственные характеристики рассматриваемых дрейфовых возмущений, и построено новое стационарное вихревое (дипольное) решение нелинейного динамического уравнения для дрейфовых волн. В разделе 4 анализируются результаты численного решения исходного нелинейного динамического уравнения и численных экспериментов. В приложениях 1 и 2 приводится новый алгоритм численного решения полученного динамического уравнения и доказывается единственность решения. Обсуждение результатов проводится в разделе 5.

2. Динамические уравнения длинноволновых дрейфовых волн в вязкой плазме

Равновесное состояние плазмы характеризуем неоднородной равновесной плотностью $n_0(x)$, $\nabla n_0 \parallel x$ и равновесной постоянной индукцией магнитного поля \mathbf{B}_0 , направленным вдоль оси \mathbf{z} , $\mathbf{B}_0 \parallel \mathbf{z}$. Кроме того, плазму считаем неизотермической $T_e \gg T_i$ с неоднородными температурами электронов $T_e(x)$ и ионов $T_i(x)$ (∇T_e , $\nabla T_i \neq 0$) и полностью ионизированной.

Мы рассматриваем потенциальные, относительно длинноволновые ($k_{\perp}^2 \rho_i^2 \ll 1$) возмущения плазмы, $\mathbf{E} = -\nabla \phi$, (где $k_{\perp} = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ горизонтальное волновое число, $\rho_{i,e} = (T_{i,e} / m_{i,e} \omega_{Bi,e})^{1/2}$ - ларморовский радиус ионов (электронов), $\omega_{Bi,e} = eB_0 / m_{i,e}c$ - циклотронная частота ионов (электронов), e – элементарный заряд, $m_{i,e}$ - масса иона (электрона), c – скорость света, с частотой ω , низкой по сравнению с ионной циклотронной

частотой ($\omega \ll \omega_{Bi}$) и длиной волны $\lambda = 2\pi/k_{\perp}$, $\rho_i \leq \lambda \ll \rho_e$, распространяющейся поперек магнитного поля (т.е. $\partial/\partial z \sim k_z \sim 0$). Такие возмущения при не слишком малой плотности плазмы можно считать квазинейтральными, так что

$$n_e \equiv n_i, \quad (1)$$

где n_e , n_i – плотность электронов и ионов. Дифференцируя (1) по времени и используя уравнение непрерывности ионов, получаем:

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} + \text{div} \mathbf{j}_i / e = 0, \quad (2)$$

где $\mathbf{j}_i = e n_i \mathbf{V}_i$ – плотность ионного электрического тока, \mathbf{V}_i – макроскопическая скорость ионов, которую определяем из уравнения движения с учетом поперечной инерции, силы трения и поперечной вязкости ионов:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + (\mathbf{V}_i \cdot \nabla) \right) \mathbf{V}_{i\alpha} = \frac{e_i}{m_i} \left(-\frac{\partial \phi}{\partial x_{\alpha}} + \frac{1}{c} [\mathbf{V}_i \times \mathbf{B}_0]_{\alpha} \right) - \frac{T_i}{m_i n_i} \frac{\partial n_i}{\partial x_{\alpha}} - \frac{1}{m_i n_i} \frac{\partial \bar{\pi}_{\alpha\beta}}{\partial x_{\beta}} - \nu_{im} \mathbf{V}_{i\alpha}, \quad (3)$$

где ν_{im} – частота столкновений ионов с нейтралами, а тензор ионной вязкости $\bar{\pi}$ определяется выражением [1]:

$$\bar{\pi}_{\alpha\beta} = \pi_{\alpha\beta}^M + \pi_{\alpha\beta}^M, \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \pi_{xx}^M &= -\pi_{yy}^M = -\frac{P_i}{2\omega_{Bi}} \left(\frac{\partial V_x^E}{\partial y} + \frac{\partial V_y^E}{\partial x} \right), & \pi_{xy}^M &= \pi_{yx}^M = \frac{P_i}{2\omega_{Bi}} \left(\frac{\partial V_x^E}{\partial x} - \frac{\partial V_y^E}{\partial y} \right), \\ \pi_{xx}^{st} &= -\pi_{yy}^{st} = -\eta_i \left(\frac{\partial V_x^E}{\partial x} - \frac{\partial V_y^E}{\partial y} \right), & \pi_{xy}^{st} &= \pi_{yx}^{st} = -\eta_i \left(\frac{\partial V_x^E}{\partial y} + \frac{\partial V_y^E}{\partial x} \right), \end{aligned}$$

Здесь $\pi_{\alpha\beta}^M$ – бездиссипативная магнитная вязкость, обусловленная поперечной инерцией ионов; $\pi_{\alpha\beta}^{st}$ – столкновительная вязкость ионов; $V^E = c(1 + T_i/T_e) \mathbf{e}_z \cdot \nabla \phi / B_0$ – скорость дрейфа в скрещенных полях, которая отличается от приведенного в [1] значения дополнительным фактором – отношением температуры ионов и электронов T_i/T_e , обусловленном вторым членом в правой части уравнения (3) (в [1] при представлении (4), предполагалось, что $T_e \gg T_i \rightarrow 0$); $\eta_i = 0.3 \nu_{ii} P_i / (m_i \omega_{Bi}^2)$ – коэффициент столкновительной вязкости; ν_{ii} – частота ион-ионных столкновений; $P_i = n_i T_i$ – давление ионов; \mathbf{e}_z – единичный вектор вдоль оси z .

В теории дрейфовых волн с учетом стандартного условия $V_{\phi} \ll V_{Te}$ (где $V_{\phi} = \omega/k$ – фазовая скорость волны, $V_{Te} = (2T_e/m_e)^{1/2}$ – тепловая скорость электронов), легко увидеть, что распределение плотности электронов в поле электростатического потенциала ϕ близко к бальцмановскому [1]:

$$n_e = n_0(x) \exp[e\phi/T_e(x)]. \quad (5)$$

Здесь n_0 , T_e – плотность и температура электронов в невозмущенном состоянии.

Рассматривая низкочастотные по отношению к ионной гирочастоте возмущения, $\omega/\omega_{Bi} \ll 1$, с помощью уравнений (3), (4) представляем поперечную скорость ионов в виде:

$$\mathbf{v} = \mathbf{v}^E + \mathbf{v}^T + \mathbf{v}^I + \mathbf{v}^N, \quad (6)$$

где

$$\begin{aligned} \mathbf{v}^T &= \left(\frac{\mathbf{e}_z T_i}{m_i \omega_{Bi}} - \frac{\mathbf{e}_T \sigma}{m_i \omega_{Bi}} \right) \epsilon, & \rho_i^2 &= \frac{c}{2B_0} [\mathbf{e}_T \cdot \nabla(\Delta\phi)], \\ \mathbf{v}^I &= \frac{1}{\omega_{Bi}} \frac{c}{B_0} \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{2} \rho_i^2 \nabla(\Delta\phi) - (1 + \sigma) \nabla\phi \right), \\ \mathbf{v}^N &= -\frac{\eta_i}{n_i \omega_{Bi}} \frac{c}{B_0} \nabla(\Delta\phi) - \frac{\nu_{im}}{\omega_{Bi}} \frac{c}{B_0} \nabla\phi; \end{aligned} \quad (7)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{c}{B_0} (1 + \sigma) \left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y} - \frac{\partial \varphi}{\partial y} \frac{\partial}{\partial x} \right);$$

e_y – единичный вектор вдоль оси y : $\nabla(\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ и $\Delta = \partial^2/\partial x^2 + \partial^2/\partial y^2$ двумерные набла оператор и дельта (лапласиан) оператор, соответственно.

Комбинируя (1)-(7), получим нелинейное уравнение для электростатического потенциала:

$$\frac{d}{dt} \left(\varphi - \rho_0^2 \Delta \varphi + \frac{1}{2} \rho_0^2 \rho_i^2 \Delta^2 \varphi \right) + V_{*e} \frac{\partial \varphi}{\partial y} - \frac{e}{T_e} V_T \varphi \frac{\partial \varphi}{\partial y} = v_{in} \rho_0^2 \Delta \varphi - \frac{\eta_1}{n_0} \rho_0^2 \Delta^2 \varphi. \quad (8)$$

Здесь $V_{*e} = -(cT_e/(eB_0))\alpha_n$ – дрейфовая скорость электронов, $\alpha_n = d \ln n_0(x)/dx = L_n^{-1}$, $L_n = n_0/(dn_0/dx)$ – характерный размер неоднородности равновесной плотности плазмы, $\rho_0^2 = V_{Te}^2/\omega_{Bi}^2$ – квадрат ионного гирорадиуса по электронной температуре; $V_{Te} = -(cT_e/(eB_0))\alpha_T$, $\alpha_T = d \ln T_e(x)/dx = L_T^{-1}$, L_T – характерный размер неоднородности равновесной температуры плазмы, $\sigma = T_i/T_e$.

Уравнение (8) содержит два качественно различных нелинейных слагаемых: первое $-\partial \varphi^2/\partial y$ – скалярная (типа Кортевега-де Вриза (КДВ)) и второе $-\partial \varphi/\partial x \cdot \partial/\partial y (\rho_i^2 \Delta^2 \varphi - \Delta \varphi) - \partial \varphi/\partial y \cdot \partial/\partial x (\rho_i^2 \Delta^2 \varphi - \Delta \varphi)$ векторная (типа якобиана) нелинейность, соответственно. Это нелинейное уравнение описывает динамику длинноволновых дрейфовых волн в вязкой магнитоактивной плазме и является обобщением уравнения Хасегавы – Мимы (ОУХМ) и отличается от последнего наличием скалярной нелинейности (последний член в левой части), силы трения и столкновительной и магнитной вязкости. Аналогичное уравнение получается и для волн Россби в геофизической гидродинамике, называемое обобщенным уравнением Чарни-Обухова (ОУЧО) [15.16]. Сила трения характеризуется первым членом правой части в (8), магнитная вязкость учитывается членом $\rho_0^2 \rho_i^2 d/dt (\Delta^2 \varphi/2)$, а столкновительная вязкость – выражением $\eta_1 \Delta^2 \varphi/n_0$.

Заметим, что учет конечной температуры ионов и, соответственно, эффекта ненулевого ларморовского радиуса ионов в дрейфовых колебаниях и построение уравнения типа (8) можно провести также на основе гидродинамики Греда, как это сделано в статье [17]. В этой работе получена самосогласованная нелинейная (с векторной нелинейностью) система из трех уравнений эволюционного типа для возмущения плотности, давления и температуры, описывающая динамику нелинейных ионно-дрейфовых структур в замагниченной плазме.

3. Временные и пространственные характеристики дрейфовых структур

3.1. Спектры линейных дрейфовых волн

Анализ решений динамического уравнения (8) начнем с линейной стадии эволюции волнового возмущения. С этой целью пренебрежем нелинейными членами в уравнении (8). Далее, в рамках локального приближения, когда коэффициенты уравнения (8) можно считать локально-постоянными, для плоских возмущений вида $\varphi \sim \exp\{i(k_x x + k_y y - \omega t)\}$ (где $\omega = \omega_0 + i\gamma$, $\gamma < \omega_0$), получаем дисперсионное уравнение для собственной частоты ω_0 ,

$$\frac{\omega_0}{k_y} = \frac{V_{*e}}{1 + k^2 \rho_0^2 (1 + \sigma k^2 \rho_0^2/2)}, \quad (9)$$

где $k^2 = k_x^2 + k_y^2$, и декремента затухания длинных дрейфовых волн в рассматриваемой диссипативной плазме

$$\gamma = -\left(v_{in} + 0.3v_{in} k^2 \rho_i^2 \right) \frac{k^2 \rho_0^2}{1 + k^2 \rho_0^2 (1 + \sigma k^2 \rho_0^2/2)}. \quad (10)$$

Полученные выражения для частоты (9) и декремента затухания (10) учитывают эффект конечного ларморовского радиуса ионов ($k^2 \rho_i^2 \neq 0$), что заметно расширяет спектры обычных линейных дрейфовых волн.

Из (9) видно, что линейные длинные дрейфовые волны обладают отрицательной дисперсией: с увеличением волнового вектора уменьшается фазовая скорость волны.

3.2. Точные стационарные решения нелинейного уравнения

В общем случае коэффициенты в уравнении (8) не постоянны, так как равновесная температура T_e и плотность n_0 среды зависят от поперечной (по отношению внешнего магнитного поля \mathbf{B}_0) координаты x . Поэтому, как это видно из дисперсионного уравнения (10), максимальная фазовая скорость волн, или так называемая дрейфовая скорость $V_{*e}(x)$ зависит от поперечной координаты x . Это явление называется “твистингом” [18,19]. Для того чтобы нелинейное уравнение (8) обладало регулярным, сильнолокализованным солитонным (вихревым) решением, необходимо, чтобы эта нелинейная структура распространялась со скоростью вне диапазона скорости линейных волн. Иначе солитон будет находиться в черенковском резонансе с линейными волнами и будет терять энергию на их излучение, т.е. не будет долгоживущей структурой. Это значит, что скорость нелинейной структуры U должна превосходить предельную скорость линейных дрейфовых волн V_{*e} . Так что соотношение $|U| > |V_{*e}|$ является условием существования рассматриваемых уединенных нелинейных структур.

С другой стороны, из сравнения инерционного и нелинейно-конвективного членов уравнения (8) следует, что скорость вращения захваченных волной частиц U_{rot} удовлетворяет условию $U_{rot} > U$. Таким образом, окончательно приходим к условию [19,20]:

$$|U_{rot}| > 4 \left(1 - \frac{d \ln T_e}{d \ln n_0} \right) |V_{*e}(\theta)|. \quad (11)$$

На динамику нелинейных уединенных структур, удовлетворяющих этому условию, непостоянство коэффициентов в уравнении (8) не влияет, и оно считается уравнением с постоянными коэффициентами (значения T_e и n_0 берутся при $x = 0$). Итак, характерная скорость вращения структуры должна в несколько раз превышать дрейфовую скорость $V_{*e}(\theta)$ и скорость перемещения структуры, как целого U . Это условие называется антитвистинговым. Но, если скорость вращения в каком-либо месте на профиле структуры превышает скорость перемещения структуры как целой, то линии тока таких структур образуют сепаратрису, внутри которой линии тока замкнуты. Такие структуры являются носителями ненулевой завихренности, а также переносят и захваченные частицы среды [9,10,21,22], т.е. являются вихрями.

Далее с учетом соотношения $U_{rot} \equiv V^E \sim e/(M\omega_{ce}) \cdot \bar{\varphi} / L$, которое определяет связь между амплитудой структуры $\bar{\varphi}$, ее характерным размером L и характерной скоростью вращения захваченных частиц в структуре, из (11) видно, что антитвистинговое условие означает

$$\frac{e\bar{\varphi}}{T_e} \gg \frac{L}{L_n} \quad (12)$$

Дрейфовые возмущения, амплитуды, размеры которых удовлетворяет условию (12), могут формировать сильную дрейфовую турбулентность в плазменной среде [9,10, 23].

Присутствие скалярной нелинейности (или нелинейности типа Кортевега де Вриза), а также магнитной вязкости, придает ОУХМ новые свойства по сравнению с обычным уравнением Хасегавы – Мимы (ХМ) (в котором содержится лишь векторная нелинейность).

В частности, появляется возможность существования монопольных уединенных нелинейных дрейфовых структур-вихрей и их циклон-антициклонной асимметрии.

При выполнении условий (11) и (12) в бездиссипативной плазме ($\nu_m, \eta_I = 0$), нелинейное динамическое уравнение (8) допускает существование стационарного локализованного вихревого решения. Предполагая, что потенциал стационарного колебания φ_0 зависит от переменных x и $\eta = y - Ut$ (где U – постоянная скорость распространения волны вдоль оси y), т.е. $\varphi_0 = \varphi_0(x, \eta)$, из (8) получаем следующее уравнение для потенциала волны:

$$\hat{D} \left[\frac{\rho_i^2}{2} \Delta^2 \varphi_0 - \Delta \varphi_0 + \Lambda \varphi_0 - S \varphi_0^2 + f(x) \right] = 0. \quad (13)$$

Здесь $f(x)$ пока произвольная функция координаты x ,

$$\Lambda = \left(1 - \frac{V_{*e}}{U} \right) \frac{1}{\rho_0^2}, \quad S = \frac{e}{2T_e \rho_0^2} \frac{V_{*e}}{U}, \quad (14)$$

а оператор \hat{D} определен соотношением

$$\hat{D} = \frac{\partial}{\partial \eta} - \frac{c}{UB_0} [\nabla \varphi_0 \times \nabla]_z. \quad (15)$$

Тогда, посредством векторного интегрирования, решение сложного нелинейного уравнения в частных производных (8), (13) сводится к решению относительно более простого нелинейного уравнения четвертого порядка [10]:

$$\frac{\rho_i^2}{2} \Delta^2 \varphi_0 - \Delta \varphi_0 + \Lambda \varphi_0 - S \varphi_0^2 + f(x) = G \left(\varphi_0 - \frac{UB_0}{c} x \right). \quad (16)$$

Здесь $G(\chi)$ произвольная функция своего аргумента χ . Равенство (16) справедливо во всем пространстве за исключением, быть может, особой линии, которая задается уравнением

$$\varphi_0 - \frac{U \cdot B_0}{c} \cdot x = const, \quad (17)$$

т.е. уравнением изолинии функции тока $\varphi_0 - (UB_0/c)x$ в системе координат, движущейся вместе с нелинейной структурой.

Наибольший интерес с физической точки зрения представляют пространственно-локализованные решения, такие, как $\varphi_0 \rightarrow 0$ при $r = (x^2 + \eta^2)^{1/2} \rightarrow \infty$ (вихревые структуры). Такие решения лишь в том случае, если асимптотика произвольной функции G в (16) дается соотношением

$$G(x) \Big|_{\varphi_0 \rightarrow 0} \rightarrow f(x). \quad (18)$$

Различаем ситуацию, когда G терпит разрыв на некоторой линии или поверхности и альтернативный случай, когда G является непрерывной функцией своего аргумента. В данной работе мы ограничимся первым случаем, а второй случай будет рассмотрен в следующей отдельной работе.

Сейчас коротко обсудим вопрос о полярности нелинейных структур, описываемых уравнением (8), т.е. выясним, уединенные структуры являются циклонами или антициклонами. В отличие от обычного уравнения ХМ (которое симметрично при преобразовании циклона в антициклон: $x \rightarrow -x$, $y \rightarrow y$, $\varphi \rightarrow -\varphi$), ОУХМ (8) не обладает циклон-антициклонной симметрией и характеризуется совершенно иной симметрией: $\varphi(-\alpha; x, y, t) \rightarrow -\varphi(\alpha; -x, y, t)$. Выясним, в чью пользу оказывается возникающая асимметрия.

Из (8) видно, что нелинейная фазовая скорость длинных дрейфовых волн (т.е. характерный размер которых удовлетворяет условию, обратного (20)) U выражается формулой:

$$U = V_{*e} \left(1 - \frac{d \ln T_e}{d \ln n_0} \varphi \right), \quad (19)$$

Как уже отмечалось выше, уединенная структура должна иметь скорость превышающую V_{*e} . Из (19) видно, что в нормальном режиме плазмы (в котором равновесная плотность плазмы и электронная температура спадают к периферии), т.е. когда $d \ln T_e / d \ln n_0 > 0$ (в частности, в магнитных ловушках различных типов, включая токамаки), долгоживущая уединенная структура в плазме с неоднородной температурой ($d \ln T_e / dx \neq 0$) возможна только при $\varphi < 0$, т.е. как циклон. Можно полагать, что данное утверждение, в силу аналогии уравнений для вихрей Россби в гидродинамике и дрейфовых вихрей в плазме, хорошо согласуется с результатами экспериментального наблюдения группы Незлина [21,19], в которых утверждается, что во вращающемся параболическом сосуде с жидкостью (аналог пространственно-неоднородной плазменной среды) наблюдалась генерация преимущественно циклонических структур. Тут же следует отметить, что это не противоречит тому факту, что при постоянной толщине мелкой воды уединенные вихри Россби являются только антициклонами [19].

3.2.1. Стационарные дрейфовые дипольные вихри

Рассмотрим возможность существования в плазменной среде относительно мелкомасштабных двумерных структур, когда в уравнении (8) векторная нелинейность преобладает над скалярной, т.е. когда характерный размер структур d удовлетворяет условию:

$$d < (\rho_0^2 L_T)^{1/3}. \quad (20)$$

При условиях (20), в исходных уравнениях (8) и (16) членом скалярной нелинейности можно пренебрегать ($S \rightarrow 0$).

В этом случае, в качестве примера разрывной функции G в (16) возьмем, в соответствии с работой Абурджания (2006), кусочно-линейную функцию:

$$G(x) = C \cdot x, \quad (21)$$

где C – некоторая произвольная константа, которая принимает разные значения в различных областях пространства и определяется из граничных условий. При этом, из (16) с учетом (18) получаем уравнение для безразмерного потенциала:

$$\frac{\sigma}{2} \Delta^2 \psi - \Delta \psi + \Lambda \psi = C(\psi - Ux). \quad (22)$$

Описываемые уравнением (22) нелинейные структуры будем называть векторными вихрями или дрейфовыми дипольными вихрями.

При дальнейшем анализе, наряду с декартовыми координатами x, η , используем полярные координаты $r = (x^2 + \eta^2)^{1/2}$, $\theta = \arctan(\eta/x)$. Вводим представление о внешней и внутренней областях вихря, полагая что области разделены друг от друга некоторой замкнутой кривой $r = r(\theta) \equiv r_0$.

Далее, для определенности, будем предполагать, что константа C принимает различные значения во внешней ($C_1 = 0$, при $r > r_0$) и внутренней ($C_2 = \text{const} \neq 0$ при $r < r_0$) областях. Следуя работе [24], находим решения уравнения (22) в обеих областях и, затем проводим их сшивку на особой кривой $r = r_0$. При этом считается, что на этой кривой потенциал φ_0 и его производная по нормали \mathbf{n} к границе между областями ($\mathbf{n} \cdot \nabla \varphi_0$) и $\Delta \varphi_0$ непрерывны. Тогда

стационарное решение нелинейного уравнения (8) совпадает с частным решением линейного уравнения (22), и (с безразмерными переменными и параметрами) имеет вид дипольного вихря, движущегося по оси y со скоростью U :

$$\psi(r, \theta) = \Psi(r) \cos \theta. \quad (23)$$

Во внешней области ($r \geq r_0$)

$$\Psi(r) = \Psi(r_0) \left[A_1 \frac{K_1(\beta_1 r)}{K_1(\beta_1 r_0)} + A_2 \frac{K_1(\beta_2 r)}{K_1(\beta_2 r_0)} \right], \quad (24)$$

где K_1 – функция Макдональда первого рода, $\Psi(r_0) = r_0 U$ – значение $\Psi(r)$ (безразмерное) на особой кривой $r = r_0$. Безразмерные параметры $\beta_{1,2}$ – показатели спада потенциала во внешней области, которые определяются из характеристического уравнения

$$\frac{\sigma}{2} \beta^4 - \beta^2 + \Lambda = 0, \quad (25)$$

и соответственно вычисляются по формуле

$$\beta_{1,2}^2 = \frac{1}{\sigma} \left[l \pm (l - 2\sigma\Lambda)^{1/2} \right] \quad (26)$$

Предполагается, что $2\sigma\Lambda < l$ и $\Lambda > 0$. Последнее неравенство, согласно (14), означает, что структуры могут перемещаться со скоростью $U < 0$ и/или $U > V_{*c}$.

Аналогично, во внутренней области ($r < r_0$) имеем:

$$\Psi(r) = \Psi(r_0) \left[\frac{\mu_1 r}{\mu r_0} + c_1 \frac{J_1(\gamma r)}{J_1(\gamma r_0)} + c_2 \frac{I_1(\nu r)}{I_1(\nu r_0)} \right], \quad (27)$$

где J_1 , I_1 – функция Бесселя и модифицированная функция Бесселя, соответственно;

$$\mu = \mu_1 - 2\Lambda/\sigma, \quad (28)$$

$$\gamma^2 = \frac{1}{\sigma} \left[(l + \mu\sigma^2)^2 - l \right], \quad (29)$$

$$\nu^2 = \frac{1}{\sigma} \left[(l + \mu\sigma) + l \right] \quad (30)$$

Коэффициенты A_1 , A_2 , c_1 , c_2 и μ_1 находятся из условия непрерывности потенциала и его первых и вторых производных на особой кривой $r = a$ и определяются соотношениями:

$$\begin{aligned} A_1 &= \frac{\beta_2^2}{\delta} \left[L(\nu^2 - \beta_2^2) + H(\beta_2^2 + \gamma^2) + B_2(\nu^2 + \nu^2) \right] \\ A_2 &= -\frac{\beta_1^2}{\delta} \left[L(\nu^2 - \beta_1^2) + H(\beta_1^2 + \gamma^2) + B_1(\nu^2 + \nu^2) \right] \\ c_1 &= -\frac{2\Lambda}{\mu\rho^2} \frac{\nu^2}{\delta} \left[B_1(\beta_1^2 + \gamma^2) - B_2(\nu^2 + \beta_2^2) + L(\beta_1^2 - \beta_2^2) \right] \\ c_2 &= \frac{2\Lambda}{\mu\rho^2} \frac{\gamma^2}{\delta} \left[B_1(\beta_1^2 - \nu^2) - B_2(\beta_2^2 - \nu^2) + H(\beta_1^2 - \beta_2^2) \right] \end{aligned} \quad (31)$$

Здесь

$$\begin{aligned} \delta &= (\beta_2^2 - \beta_1^2)(h + l) + (\nu^2 + \gamma^2)(b_2 - b_1), \quad b_i = \beta_i K_2(\beta_i) / K_1(\beta_i), \quad B_i = b_i / \beta_i^2, \\ i &= 1, 2; \quad h = \gamma J_2(\gamma) / J_1(\gamma), \quad l = \nu I_2(\nu) / I_1(\nu), \quad H = h / \gamma^2, \quad L = l / \nu^2. \end{aligned} \quad (32)$$

Учет непрерывности третьих производных потенциала дает условия сшивки параметров вихря:

$$\begin{aligned} (B_1 B_2 + LH)(\gamma^2 + \nu^2)(\beta_2^2 - \beta_1^2) - (HB_2 - LB_1)(\gamma^2 + \beta_2^2)(\nu^2 - \beta_1^2) + \\ + (LB_2 + HB_1)(\beta_2^2 - \nu^2)(\beta_1^2 + \gamma^2) = 0. \end{aligned} \quad (33)$$

Здесь введены следующие безразмерные переменные и параметры:

$$\psi \rightarrow e\phi/T_e, \quad r \rightarrow r/\rho_0, \quad t \rightarrow t \cdot \omega_{Bi}, \quad U \rightarrow U/V_{Te}, \quad \Lambda \rightarrow \Lambda + \alpha_n/U.$$

$$\alpha_n \rightarrow \alpha_n \rho_0, \quad \alpha_T \rightarrow \alpha_T \rho_0, \quad v_m \rightarrow v_m/\omega_{Bi}, \quad v_{ii} \rightarrow v_{ii}/\omega_{Bi}. \quad (34)$$

Учитывая соотношения (26), (28)-(31) и (32) заключаем, что уравнение (33) можно рассматривать как выражение для μ_i и как функцию параметров плазмы ρ_i , ρ_0 , V , и волны r_0 , U . Зная значения μ_i полностью определяем пространственную структуру вихря. Вихрь характеризуется двумя параметрами r_0 и U . Заметим, что решение (23)-(33) имеет более высокую степень гладкости, чем ранее изученные вихревые структуры. Требования непрерывности накладывались на ψ , $\nabla\psi$, $\Delta\psi$ и $\nabla\Delta\psi$. При указанном выборе параметров, для рассматриваемых волновых структур, непрерывным оказывается также и $\Delta^2\psi$ при $r = r_0$. На бесконечности потенциал структуры спадает по закону $r^{-1/2} \exp(-\beta r)$, т.е. сильно локализован в пространстве.

Таким образом, построенное решение (24), (27) является сильно локализованным, уединенным вихревым образованием в пространстве и по структуре заметно отличается от дипольного вихря типа Ларичева – Резника, который, в конечном счете, является решением линейного уравнения второго порядка [25,14]. Это обусловлено тем, что мы учли безстолкнительную магнитную вязкость плазмы ($\rho_i \neq 0$), что и приводит к вышеотмеченному уравнению четвертого порядка (22). Нелинейная структура представляет собой пару уединенных вихрей циклон-антициклонного типа, содержащих и переносящих захваченные частицы среды, вращающиеся в противоположные направления и, перемещающиеся поперек направления неоднородности среды (вдоль оси y) (см. рис. 1).

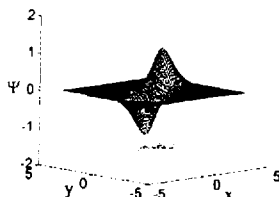


Рис.1. Стационарное дипольное вихревое решение уравнения (8) или (П1.1).
Рельеф и линии уровня вихря для значения параметров: $a = 0.2439$, $b_1 = 0.4$,
 $b_2 = 1$, $\alpha = 0$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$. $\psi_{\max} = 1.122$, $\psi_{\min} = -1.122$.

Следует отметить, что уравнение четвертого порядка аналогичное (22) и, соответственно, аналогичное его решение вида (24), и значение параметров (25)-(33) приведены также в статье [26]. В отличие от данной работы, где мы изучаем электростатические дрейфовые волны (однопотенциальные структуры), в [26] изучаются электромагнитные (т.н. двупотенциальные структуры). Именно двупотенциальностью обусловлено появление уравнения четвертого порядка (26) в работе [26], а в нашем случае, аналогичное уравнение (22) порождено магнитной вязкостью среды.

4. Результаты численного эксперимента

Численное решение начально-граничной задачи для нелинейного нестационарного обобщенного уравнения Хасегавы-Мимы (8) (или, в безразмерном виде, П1.1), было нами проведено с помощью изложенной в приложениях 1 и 2 неявной конечно-разностной схемой. Расчеты проводились на сетке 200×200 по x и y , соответственно. Пространственный шаг сетки составлял $h = 0.1$, шаг по времени $\tau = 0.004$. Правильность

счета и устойчивость предлагаемой схемы контролировались на модельных задачах, а также с помощью закона сохранения массы структуры $M = \int \Psi dx d\eta$ и энергии возмущения (38). Масса и энергия сохранялись с точностью до 10^{-2} .

Для ясности заметим, что в уравнение П1.1 параметр a характеризует размер структуры, b_1 – дисперсию среды, b_2 – векторную нелинейность, α – скалярную нелинейность, b_3 и b_4 – вязкостную и столкновительную диссипацию среды, соответственно.

4.1. Расщепление дипольного вихря на монополярные

Рассмотрим эволюцию собственного дипольного решения (23) в рамках уравнения (8) (или П1.1), при отсутствии диссипативных процессов ($b_3 = b_4 = 0$; см. приложение 1), для различного значения параметров среды и нелинейной структуры. Так, что начальным условием $\psi(x, y, 0)$ для задачи Коши (8), (П1.1) выберем дипольный вихрь (23) (рис.1).

Анализ начнем с простого, линейного случая взаимодействия уединенной вихревой структуры с плазменной средой и выявим роль эффекта дисперсии среды в процессах эволюции начального возмущения в рамках уравнения (8) (или П1.1). Для этого предположим, что в среде отсутствуют нелинейные и диссипативные эффекты ($\alpha = b_2 = b_3 = b_4 = 0$). Такая начальная задача может возникнуть, например, в случае внешнего импульсного воздействия на лабораторную плазму при ее дополнительном высокочастотном или пучковом нагреве [27,28] или в ионосферно-магнитосферной плазме во время магнитных штормов, землетрясений, ядерных или промышленных взрывов [29-32] и др. В этих случаях, в соответствующем месте плазменной среды может генерироваться уединенный вихрь, который в начальной стадии будет эволюционировать в рамках линейного варианта уравнения (8), пока соответствующие неустойчивости не разовьют нелинейные взаимодействия волновых мод между собой и со средой. Так что, при расчетах в уравнении П1.1, для коэффициентов подбирались значения: $a = 0.2439$, $\alpha = b_2 = b_3 = b_4 = 0$, а коэффициент дисперсии постепенно увеличивался $b_1 = 0.5; 1; -2; 5$.

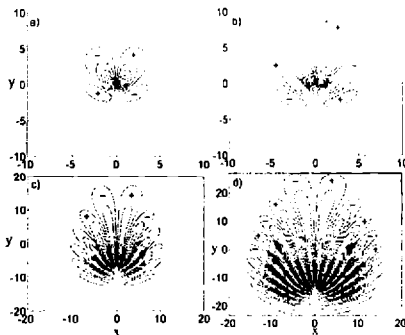


Рис. 2. Линейное дисперсионное распыление начального дипольного вихря (линий уровня):
 а). $t = 5$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 0$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.981$, $\psi_{\min} = -0.981$;
 б). $t = 10$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 0$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.686$, $\psi_{\min} = -0.686$;
 в). $t = 25$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 0$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.345$, $\psi_{\min} = -0.345$;
 г). $t = 40$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 0$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.232$, $\psi_{\min} = -0.232$.

Как видно из рисунков, от начального уединенного дипольного вихря (см. рис. 1) со временем отделилось несколько монополярных (циклонических и антициклонических)

вихрей, локализованных на относительно небольшой площади. Первоначальный дипольный вихрь (рис. 2а), представленный правильными концентрическими окружностями, деформировался: правее и левее от основного вихря в плотной упаковке симметрично образуются новые дипольные вихри (связанные циклон-антициклонические структуры), амплитуда которых меньше, чем амплитуда основного вихря. Вся вихревая картина имеет ось симметрии, практически совпадающую с центром основного возмущения. При $t = 10$ (рис. 2б) в поле потенциала $\psi(x, y, t)$ отчетливо проявилась еще одна особенность, которая уже намечалась в предыдущей картине поля (при $t = 5$) – меридиональная (вдоль оси y) направленность полос повышенного и пониженного значений потенциала (или вытянутость нового циклона и антициклона). При удалении от основного возмущения, эти полосы (новые структуры) относительно оси симметрии постепенно наклоняются направо и налево, соответственно. Причем наклон неравномерный, он увеличивается по мере удаления от оси симметрии. Внутри полос располагаются вытянутые вдоль оси y вихри соответствующих знаков (циклон или антициклон) примерно одинаковой амплитуды. С увеличением величины коэффициента дисперсии b_1 , ускоряется процесс эволюции начального возмущения, а для заданного значения b_1 со временем увеличивается число полос, уменьшаются амплитуды структур в них, в полосах происходит разрыв отдельных структур на более мелкие структуры (по-видимому, из-за этого и увеличивается число полос), и в конечном счете во всей области взаимодействия формируется мелкомасштабное (коротковолновое) фоновое излучение (рис. 2в, 2г).

В данной модели нет нелинейного взаимодействия мод, отсутствуют и диссипативные эффекты, поэтому вся динамика вихревого поля определяется дисперсией волн. Однако описанные выше качественные эффекты должны присутствовать и в реальной плазменной среде. Действительно, подключение нелинейных процессов обоих видов $\alpha \neq 0$, $b_2 \neq 0$ и диссипативных эффектов $b_3 \neq 0$, $b_4 \neq 0$, если эти коэффициенты существенно не превышают величину b_1 , картина эволюции качественно не изменяется (см. ниже).

При $\alpha = 0$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$ (когда отсутствуют скалярная нелинейность и диссипативные эффекты) и $b_2 \sim b_1 \neq 0$ (т.е. при действии векторной нелинейности и дисперсии) первоначальная дипольная структура со временем практически не меняется и сохраняет свою форму стационарно до $t = 50$, т.е. выражение (23) на самом деле является стационарным решением уравнения (8) при $\alpha = b_3 = b_4 = 0$. Структура лишь перемещается как целое, с постоянной скоростью $U = U/V_{Te} \approx 1.2$ вдоль оси y (рисунки не приводятся). В этом случае локализация-самоорганизация вихревой структуры обусловливается балансом между дисперсией и векторной нелинейностью. Эта версия уравнения (8) (когда $\alpha = b_3 = b_4 = 0$) не предсказывает существование стационарных монополярных уединенных вихрей. Нестационарность дипольного решения (в рамках уравнений (8) или (III.1)) проявляется лишь при воздействии на него скалярной нелинейности ($\alpha \neq 0$) и диссипативных эффектов ($b_3 \neq 0$, $b_4 \neq 0$).

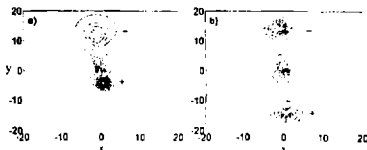


Рис. 3. Расщепление дипольного вихря на монополярные (циклон, антициклон) из-за действия скалярной нелинейности при отсутствии векторной нелинейности. Линии уровня при:

- а). $t = 10$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 5$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 1.284$, $\psi_{\min} = -0.501$;
 б). $t = 8$; $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.909$, $\psi_{\min} = -0.907$.

Мы исследовали динамику дипольного вихря (23) для различных значений параметра скалярной нелинейности α , в частности, для $\alpha = 0.1$, $\alpha = 0.5$, $\alpha = 1$ и т.д. и получили практически одинаковые результаты, лишь с той разницей, что при $\alpha = 0.1$ процесс эволюции в 10 раз длиннее, чем при $\alpha = 1$. При отсутствии векторной нелинейности ($b_2 = 0$, т.е., когда рассматриваются относительно крупномасштабные структуры, удовлетворяющие условию, обратного (20) (см. разд. 3.2.1)), заметное изменение начальной структуры проявляется после достаточно длинного промежутка времени. Мы провели численный расчет линии уровня $\psi(x, y, t) = const$ до момента времени $t = 50$ для параметров $a = 0.2439$, $b_1 = 0.2$, $b_2 = 0$, $\alpha = 1$, $b_3 = b_4 = 0$. Выявилось, что при $t = 50$ первоначальный дипольный вихрь расщепляется на достаточно изолированные две монополи, и их форма приближается к круговой (зарождаются еще две монополи приблизительно круговой формы). Антициклон является более локализованным, а циклон менее локализованным и более широким. Для ускорения процесса расщепления был рассмотрен случай, когда $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 5$, $b_3 = b_4 = 0$ (т.е. пятикратно увеличили коэффициенты дисперсионного члена и скалярной нелинейности). Для таких параметров результат эволюции вихрей при $t = 10$ аналогичен предыдущему случаю (при $t = 50$) (рис.3а). Так, что с увеличением значения параметра скалярной нелинейности α , ускоряется процесс расщепления дипольного вихря (при отсутствии векторной нелинейности), а дисперсионное расплывание немного уменьшается. Действие скалярной нелинейности подобно введению силы, пропорциональной ψ , которая создает противоположно направленные дрейфы циклона и антициклона и разводит эту пару (см. ниже).

Следует заметить, что в случае слабой дисперсии ($b_1 \rightarrow 0$) процесс расщепления дипольных структур происходит симметрично – образовавшиеся монополярные структуры (циклоны, антициклоны) имеют одинаковые амплитуды, размеры и формы (рис. 3б). Таким образом, дисперсионные эффекты вносят анизотропию в процессы эволюции начального возмущения в диспергирующих средах – образовавшиеся циклоны и антициклоны имеют разные амплитуды и характерные размеры.

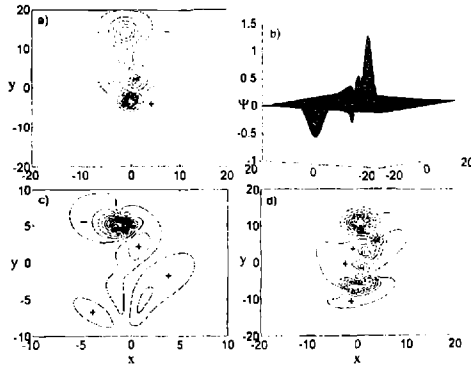


Рис.4. Расщепление дипольного вихря при воздействии нелинейностей обоих типов. Линии уровня при:

- а). $t = 5$; $a = 0.2439$, $b_1 = 2$, $b_2 = 1$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 1.252$, $\psi_{\min} = -0.664$;
 б). $t = 5$; $a = 0.2439$, $b_1 = 2$, $b_2 = 1$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 1.252$, $\psi_{\min} = -0.664$;
 в). $t = 1$; $a = 0.2439$, $b_1 = 7$, $b_2 = 10$, $\alpha = 5$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.401$, $\psi_{\min} = -1.674$;
 г). $t = 5$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 5$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.664$, $\psi_{\min} = -0.992$.

Как отмечалось выше и в предыдущем разделе, скалярная нелинейность типа КДВ не может быть той единственной нелинейностью (как это предполагалось ранее, и как это имеет место в обычных солитонах типа КДВ [33,34]), которая может находиться в равновесии с дисперсией и обеспечивает формирование уединенных дрейфовых вихрей. Помимо скалярной нелинейности, принципиально важную роль в рассматриваемом дисперсионно-нелинейном равновесии должна играть и векторная нелинейность. Для выяснения относительной роли этих двух нелинейностей в процессе эволюции дипольного вихря в бездиссипативной плазме, рассмотрим случай, когда $a = 0.2439$, $b_1 = 2$, $b_2 = 1$, $\alpha = 10$, $b_3 = b_4 = 0$. Так как скалярная нелинейность опять доминирует, то имеет место расщепление начального диполя на отдельные монополи. Причем, антициклон является более локализованной структурой, чем циклон, и его амплитуда в два раза больше, чем амплитуда циклона (рис. 4а,б). Это означает, что в присутствии диссипативных процессов более долгоживущими окажутся циклоны (т. к. диссипативные эффекты пропорциональны $\sim |\nabla\psi|$, $\Delta\psi$ или $\Delta^2\psi$). С увеличением параметра b_2 , амплитуда антициклона уменьшается и разрушается на более мелкие, слабые антициклоны и волновой фон, а амплитуда циклона увеличивается (в четыре раза) и он становится сильно локализованным (рис. 4в).

Видно, что если при данном размере структуры ее амплитуда слишком велика, т. е. когда скалярная нелинейность ($\sim \alpha$) заметно преобладает над дисперсией ($\sim b_1$), то недостающая дисперсионная компенсация нелинейности типа КДВ (для формирования циклонической структуры) обеспечивается векторной нелинейностью, которая и предотвращает рассматриваемую структуру от неограниченного нелинейного укрупнения (рис. 4в). В этом случае векторная нелинейность работает против скалярной. В другом случае, когда при данном размере структуры ее амплитуда оказывается слишком малой, так что дисперсия преобладает над скалярной нелинейностью, недокомпенсация дисперсии скалярной нелинейностью покрывается векторной нелинейностью. В этом случае векторная нелинейность работает заодно со скалярной (рис. 4г). Таким образом, можно утверждать, что при эволюции начального возмущения в рамках ОУХМ (ОУЧО) (8), векторная нелинейность выполняет двойную роль и в обоих случаях, в конечном счете содействует формированию уединенной нелинейной вихревой структуры в среде. Аналогичная точка зрения высказывалась также в работе [19].

Заметим, что увеличение коэффициента скалярной нелинейности α мешает сильной локализации циклонической структуры и содействует локализации антициклона, т.е. в реальной, диссипативной плазменной среде более крупномасштабные первоначальные дипольные структуры при эволюции преимущественно порождают долгоживущие монополи циклонической поляризации.

Для теоретической интерпретации полученного здесь результата проведем некоторые аналитические вычисления. Монополюсные круглые структуры (циклоны или антициклоны) описываются стационарными аксиально-симметричными решениями уравнения (8). Для таких решений нелинейный член в (8), в виде якобиана, зануляется, и формирование структур обуславливаются балансом дисперсии и скалярной нелинейностью. С помощью уравнения (19) находим, что антициклоны ($\psi_m^+ > 0$, где ψ_m – амплитуда нелинейной структуры) перемещаются со скоростью

$$U = V_{*e} - \alpha |\psi_m^+|, \quad (35)$$

а циклоны ($\psi_m^- < 0$) движутся со скоростью

$$U = V_{*e} + \alpha |\psi_m^-|. \quad (36)$$

Так, что антициклоны и циклоны перемещаются с разными скоростями, и относительная скорость равна $\Delta U = \alpha (|\psi_m^+| + |\psi_m^-|)$. Этот результат четко объясняет, почему дипольные

вихри расщепляются на две изолированные монополи с разными знаками завихренности, т.е. на отдельные циклоны и антициклоны. Согласно (35), антициклоны могут формироваться, если их скорость перемещения $U < 0$ (см. разд. 3.2.1), т.е. для его существования необходима значительно высокая амплитуда $|\psi_m^*| > V_{*e} / \alpha$, а для циклона такой порог отсутствует. Поэтому, в нормальном режиме плазмы (когда $d \ln T_e / d \ln n_0 > 0$), более легко могут генерироваться циклонические структуры. Характерное время расщепления дипольных вихрей t_0 можно оценить из исходного динамического уравнения (8):

$$t_0 \sim \frac{r_0}{|e \psi_m / T_e \mathcal{V}_{T*}|} \quad (37)$$

Именно такая зависимость и наблюдается в наших вычислениях.

4.2. Особенности эволюции нелинейных структур в диссипативной плазме

Рассмотрим эволюцию дипольных вихревых структур, построенных в разделе 3, под влиянием диссипативных процессов. В качестве диссипации в динамическом уравнении (8) нами были учтены силы трения, магнитная и столкновительная вязкость. При этом, согласно уравнению (8), масса $M = \int \mathcal{V} dx d\eta$ структуры сохраняется, а энергия E и энтропия K возмущений не сохраняются и меняются со временем по закону:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - \int [v_{in} (\nabla \psi)^2 + 0.3 \sigma v_{ii} (\Delta \psi)^2] dx dy, \quad (38)$$

$$\frac{\partial K}{\partial t} = - \int [v_{in} (\Delta_{\perp} \psi)^2 + 0.3 \sigma v_{ii} (\nabla (\Delta_{\perp} \psi))^2] dx dy, \quad (39)$$

где

$$E = \frac{1}{2} \int [(\psi)^2 + (\nabla \psi)^2 + \frac{1}{2} \sigma (\Delta_{\perp} \psi)^2] dx dy, \quad (40)$$

– энергия вихря;

$$K = \frac{1}{2} \int [(\nabla \psi)^2 + (\Delta \psi)^2 + \frac{1}{2} \sigma (\nabla (\Delta_{\perp} \psi))^2] dx dy, \quad (41)$$

– энтропия вихря.

Заметим, что в предположении малости диссипации в (38) и в (39) можно подставить выражение для φ_0 (для определенности, в качестве φ_0 можно взять стационарное решение (23) - (33)), считая параметры вихря r_0 и U медленными функциями времени, что даст возможность проследить за качественной картиной эволюций вихревых структур в среде в нестационарном режиме, как это проведено в работе [14] для столкновительной (но невязкой) плазмы. В отличие от последней работы, в данной работе мы исследуем релаксацию дрейфовых вихревых структур в вязкой столкновительной плазме на основе прямого численного решения динамического уравнения (8), (П1.1).

Из уравнения (38) сразу следует, что $dE(t)/dt \leq 0$. При этом, так как dE/dt тождественно не равно нулю, видно что энергия волнового возмущения со временем уменьшается из-за диссипативных процессов. Таким же образом уменьшается и энтропия вихревой структуры (39). То есть, происходит релаксация вихревого возмущения.

Характерное время релаксации вихря t_c можно оценить на основе уравнений (38) – (41). С этой целью оценим порядок интегралов, входящих в выражения для энергии и энтропии,

$$|\nabla \psi|^2 dr \sim \frac{1}{d^2} |\psi|^2 dr, \quad |\Delta \psi|^2 dr \sim \frac{1}{d^4} |\psi|^2 dr, \quad |\nabla (\Delta \psi)|^2 dr \sim \frac{1}{d^6} |\psi|^2 dr, \quad (42)$$

где d – характерный размер вихря. С помощью (42) из (38) и (39) получаем выражение для характерного времени релаксации (в размерных величинах):

$$t_c = \frac{d^2}{2\rho_0^2} \frac{1 + \rho_0^2 / d^2}{v_{in} + 0.3v_{in}\rho_1^2 / d^2}. \quad (43)$$

Видно, что влияние столкновительной вязкости на затухание мелкомасштабного вихря ($\rho_1^2 / d^2 > v_{in} / v_{ii}$) сильнее, чем влияние силы трения.

Из (43) следует также, что в слабоионизированной плазме, $v_{in} \gg 0.3v_{in}\rho_1^2 / d^2$, вихри затухают за характерное время :

$$t_c = \frac{d^2}{2\rho_0^2} \left(1 + \frac{\rho_0^2}{d^2} \right) v_{in}^{-1}, \quad (44)$$

а в сильноионизированной вязкой плазме, $v_{in} \ll 0.3v_{in}\rho_1^2 / d^2$ вихревые структуры релаксируют за время:

$$t_c = \frac{d^4}{0.6\rho_0^2\rho_1^2} \left(1 + \frac{\rho_0^2}{d^2} \right) v_{ii}^{-1}. \quad (45)$$

В обоих случаях крупномасштабные вихри ($d \gg \rho_0$) затухают медленнее мелкомасштабных ($d \ll \rho_0$).

Проведенные выше качественные оценки хорошо согласуются с результатами численного эксперимента.

С целью выявления особенностей влияния диссипативных процессов на эволюцию нелинейных уединенных вихревых структур, в качестве начального условия для прямого численного решения динамического уравнения (8) опять возьмем дипольный вихрь (23). Если диссипативные параметры b_3 и b_4 малы, влияние диссипации очень слабое и в рассматриваемое время почти незаметно. В обратном случае, когда $b_3 \gg 1$ и/или $b_4 \gg 1$, доминирует быстрое затухание вихревого солитона. Поэтому наиболее интересную область $b_3 \leq 1$ и $b_4 \leq 1$. Численное интегрирование уравнений (8), (П.1) показывает, что качественно нестационарная динамика пары циклон-антициклон близка к описанному выше случаю для $b_3 = b_4 = 0$. Однако, теперь амплитуда потенциала ψ и завихренность $\Delta\psi$ постепенно спадают, согласно отмеченным выше теоретическим оценкам.

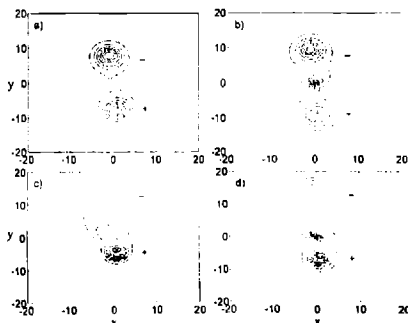


Рис. 5. Диссипативная релаксация вихревых структур. Линии уровня при:

- а). $t = 8$; $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0.3$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.337$, $\psi_{\min} = -0.335$;
 б). $t = 8$; $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0.3$, $\psi_{\max} = 0.425$, $\psi_{\min} = -0.424$;
 в). $t = 8$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0.2$, $b_4 = 0$, $\psi_{\max} = 0.460$, $\psi_{\min} = -0.358$;
 г). $t = 8$; $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0.2$, $\psi_{\max} = 0.665$, $\psi_{\min} = -0.407$.

Если дисперсия среды является слабой ($b_1 \rightarrow 0$), тогда циклон и антициклон затухают равномерно. Причем, влияние вязкостной диссипации является более сильной, чем столкновительной диссипации (трения) (рис. 5а, 5б). Увеличение дисперсионных эффектов ($b_1 \neq 0$) вводит анизотропию в диссипативную эволюцию структур. В случае вязкой плазмы ($b_3 = 0.2$) в отсутствие трения ($b_4 = 0$) со временем амплитуды нелинейных структур заметно уменьшаются, а характерные размеры увеличиваются (рис.5в). В невязкой плазме ($b_3 = 0$) ионное трение ($b_4 = 0.2$) относительно медленно уменьшает амплитуду возмущений и увеличивает характерный размер (рис.5г). Антициклон локализуется сильнее, чем циклон (рис. 5в,г). Поэтому, антициклон (где $|\nabla\psi|$, $\Delta\psi$ и $\Delta^2\psi$ больше, чем в циклоне) затухает быстрее, так как эффект диссипации пропорционален градиенту потенциала ($\sim |\nabla\psi|$, $\Delta\psi$ или $\Delta^2\psi$). С увеличением коэффициента вязкости b_3 процесс затухания структур ускоряется. Аналогичная картина наблюдается при анализе эволюции полной энергии и энтропии структур, рассчитанной по формулам (38), (39) (см. рис. 6). Видно, что вязкостная диссипация вызывает более быстрое затухание энергии (рис.6а(1)) и энтропии (рис. 6б(1)) структур, чем трение среды (рис. 6а(2), 6б(2)).

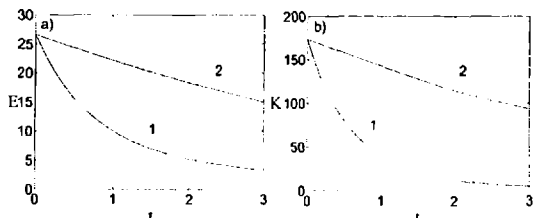


Рис.6. Эволюция энергии E (рис.6а) и энтропии K (рис.6б) вихря с начальными параметрами:

- 1). $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 1$, $\alpha = 0.5$, $b_3 = 0.3$, $b_4 = 0$;
- 2). $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $b_2 = 1$, $\alpha = 0.5$, $b_3 = 0$, $b_4 = 0.3$.

Таким образом, в процессе затухания волновых возмущений преобладающую роль играет вязкостная диссипация. Причем, при воздействии силы трения вихревая структура затухает более или менее равномерно по радиусу, медленно увеличивая свой размер (рис.5г); в отличие от этого, в вязкой плазме быстрее разрушается внутренняя область вихревой структуры, чем его периферийная область (рис.5в); т.е. в вязкой плазме происходит передача количества движения по слоям – от завихренной сердцевины к обтекающей вихрь внешней части. Релаксация мелкомасштабных вихрей происходит быстрее, чем крупномасштабных. Численный эксперимент показал также, что нелинейность (как скалярная, так и векторная) практически не влияет на длительность релаксации нелинейных структур (как это следует также из формул (38), (39)).

Далее, с целью моделирования эффектов усиления вихря, например, за счет неустойчивости, был рассмотрен случай отрицательной диссипации ($b_3 < 0$ и/или $b_4 < 0$). Для плазменной среды отрицательная диссипация возникает, например, при развитии дрейфово-диссипативной неустойчивости [7]. В гидродинамике океана подобная ситуация обуславливается отрицательной вязкостью [35].

Некоторые результаты расчетов для уравнения (П1.1) с $b_3 = 0.3$, $b_4 = 0$ и $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $\alpha = 10$, $b_2 = 0$ представлены на рис. 7. Согласно рис. 7а (изолинии ψ) и рис. 7б (поверхность ψ), относящимся к моменту времени $t = 3$, за счет скалярной нелинейности, циклон и антициклон (как и раньше) расходятся одновременно, усиливаясь благодаря развитию неустойчивости (действию отрицательной диссипации): $\psi_{min} \approx -4.141$,

$\psi_{\max} \approx 4.134$. Усиление вихрей сопровождается резким увеличением градиента ψ . В данной модели инкремент роста γ максимален для мелкокомасштабных ($d \ll \rho_0$) возмущений и согласно (10) $\gamma \sim \nu_{\parallel} k^4 \rho_0^4 / [1 + k^2 \rho_0^2 (1 + \sigma k^2 \rho_0^2 / 2)]$ (здесь $k^{-1} \sim d$ – характеризует размер структуры), создающих нерегулярность структуры вихря в пространстве. Это хорошо видно на рис. 7в, 7г. Следует подчеркнуть одно важное обстоятельство – в рассмотренной нелинейной модели усиливается не только исходная вихревая пара (2.3), но одновременно генерируется интенсивный, относительно мелкокомасштабный шум.

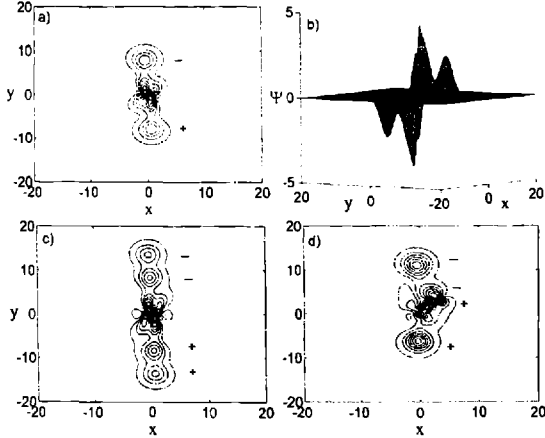


Рис. 7. Усиления вихря за счет неустойчивости (отрицательной вязкости).
Изолинии и рельеф структур при :

- а). $t = 3$; $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = -0.3$, $b_4 = 0$,
 $\psi_{\max} = 4.134$, $\psi_{\min} = -4.141$;
- б). $t = 3$; $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = -0.3$, $b_4 = 0$,
 $\psi_{\max} = 4.134$, $\psi_{\min} = -4.141$;
- в). $t = 4$; $a = 0.2439$, $b_1 = 0$, $b_2 = 0$, $\alpha = 10$, $b_3 = -0.3$, $b_4 = 0$,
 $\psi_{\max} = 6.395$, $\psi_{\min} = -6.415$;
- г). $t = 3$; $a = 0.2439$, $b_1 = 2$, $b_2 = 1$, $\alpha = 10$, $b_3 = -0.3$, $b_4 = 0$,
 $\psi_{\max} = 3.105$, $\psi_{\min} = -2.461$.

5. Обсуждение результатов и выводы

Исследован вопрос о генерации, усилении и динамике дрейфовых вихревых структур в диссипативной плазме. Получено нелинейное уравнение, описывающее пространственно-временную эволюцию дрейфовых вихревых структур в замагниченной, двухтемпературной плазме с неоднородной равновесной плотностью и температурой, с учетом магнитной и столкновительной вязкости и силы трения. Получена также система эволюционных уравнений для интегральных характеристик вихря (энергии, энтропии). Динамическое уравнение содержит нелинейности двух типов – скалярную и векторную и по классу существенно отличается от ранее полученных обобщенных (со скалярной нелинейностью) уравнений типа Хасегавы-Мимы (ХМ) и Чарни-Обухова (ЧО). Новое уравнение имеет

четвертый порядок по пространственной производной, в отличие от уравнений типа ХМ и ЧО, имеющих второй порядок.

Полученные уравнения решены численными и аналитическими методами. Разработан новый эффективный алгоритм численного решения построенного нелинейного динамического уравнения. Численное моделирование показало, что в рамках линейного уравнения (когда отсутствуют нелинейности обоих видов и диссипативные процессы) начальный дипольный вихрь со временем распадается на многочисленные мелкие отдельные монополярные вихри – на чередующихся циклонов и антициклонов меньшей амплитуды из-за дисперсионного расплывания. То есть, динамика локального вихря в значительной степени определяется дисперсией волн. В среде образуется плотная упаковка монополярных вихрей меньших амплитуд. В конечном счете область интегрирования (область взаимодействия в среде) заполняется мелкомасштабным излучением.

В случае, когда в среде взаимодействуют эффект дисперсии и лишь векторная нелинейность, тогда первоначальный дипольный вихрь на длительное время сохраняет свою форму и амплитуду. То есть, в отсутствие скалярной нелинейности, дипольный вихрь является собственной нелинейной структурой бездиссипативной плазменной среды.

Когда среда обладает слабой дисперсией, скалярная нелинейность симметрично разъединяет пару циклон-антициклон при эволюции дипольного вихря – симметрично образуются циклон и антициклон практически равной интенсивности, формы и размера. Усиление дисперсионных свойств вводит анизотропию в процесс эволюции дипольного вихря – образуется более мощный, сильнолокализованный антициклон и более слабый, крупномасштабный циклон. В дальнейшем циклон сохраняется относительно дольше, а антициклон разбивается на мелкие вихри и диссипация ускоряет этот процесс.

На основе численного эксперимента и аналитических оценок установлено, что: при воздействии силы трения вихрь затухает более или менее равномерно по радиусу, медленно увеличивая свой размер d ; в отличие от этого, в вязкой плазме быстрее разрушается внутренняя область вихревой структуры, чем его периферийная область; т.е. в вязкой плазме происходит передача количества движения по слоям – от завихренной сердцевинки к обтекающей вихрь внешней части. Выявлено также, что релаксация крупномасштабных вихрей ($\rho_0^2 d^2 \ll 1$) происходит значительно медленнее мелкомасштабных ($\rho_0^2 d^2 \gg 1$). Сказанное позволяет предполагать, что в неоднородной турбулентной плазме в процессах переноса частиц и тепла основной вклад вносят долгоживущие крупномасштабные вихревые структуры.

Вихри содержат захваченные частицы, создающие дополнительный канал диссипативного перераспределения свободной энергии в системе. В экспериментальных термоядерных установках они могут существовать и расти даже в области неблагоприятной кривизны магнитных поверхностей за счет флуктуаций, возбуждающихся при дополнительном нагреве плазмы. Генерация и раскачка рассмотренных дрейфовых вихрей возможны, помимо отмеченной выше отрицательной вязкости, также при параметрическом воздействии поля электромагнитной накачки с внутренними низкочастотными плазменными полями [36], а также при взаимодействии пучков нейтралов, заряженных частиц и энергичных термоядерных α -частиц с плазменными колебаниями [10, 37].

Действительно, показано что, при развитии неустойчивости, например, при воздействии отрицательной диссипации, начальный вихрь усиливается, в нем быстро возрастает завихренность, а время жизни составляющих дипольной пары (циклон-антициклон) увеличивается. В системе, по мере усиления начального вихря, генерируется интенсивный мелкомасштабный шум, и пространственная структура потенциала возмущений становится нерегулярной.

Установлено, что в процессе самоорганизации единичных дрейфовых вихрей, скалярная и векторная нелинейности играют разные роли. Причем, векторная нелинейность играет двоякую роль – в зависимости от уровня дисперсионных эффектов, векторная нелинейность содействует или дисперсии, или скалярной нелинейности компенсировать

друг друга и, тем самым, поддерживает самолокализацию волновых возмущений. В результате, в общем случае, уединенная структура является принципиально анизотропной и представляет собой круглый вихрь с наложенным конечным дипольным возмущением.

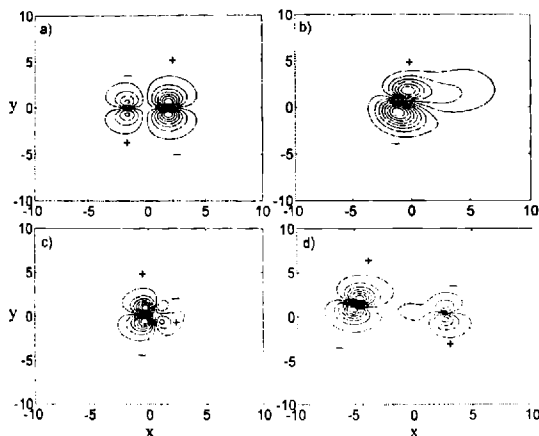


Рис. 8. Столкновения вихрей в диссипативной плазме.

а). Начальное состояние вихрей ($t = 0$):

$$a = 0.2439, \quad b_1 = 1, \quad b_2 = 1, \quad \alpha = 0.5, \quad b_3 = 0.3, \quad b_4 = 0,$$

$$\psi_{1,\max} = 5.434, \quad \psi_{1,\min} = -5.434, \quad \psi_{2,\max} = 2.717, \quad \psi_{2,\min} = -2.717;$$

б). $t = 3$; $a = 0.2439, \quad b_1 = 1, \quad b_2 = 1, \quad \alpha = 0.5, \quad b_3 = 0.3, \quad b_4 = 0,$

$$\psi_{1,\max} = 2.423, \quad \psi_{1,\min} = -2.799;$$

в). $t = 1$; $a = 0.2439, \quad b_1 = 1, \quad b_2 = 1, \quad \alpha = 0.5, \quad b_3 = 0, \quad b_4 = 0.3,$

$$\psi_{1,\max} = 5.136, \quad \psi_{1,\min} = -5.332;$$

г). $t = 2$; $a = 0.2439, \quad b_1 = 1, \quad b_2 = 1, \quad \alpha = 0.5, \quad b_3 = 0, \quad b_4 = 0.3,$

$$\psi_{1,\max} = 4.449, \quad \psi_{\min} = -4.472.$$

Возникает вопрос о топологической устойчивости рассмотренных вихрей в диссипативной плазме. Свойства газа, состоящего из вышеотмеченных двумерных уединенных дрейфовых вихрей, существенно зависят от того, насколько устойчивы сами эти структуры по отношению к взаимным столкновениям, т. е. насколько хорошо они восстанавливают свою форму после взаимодействия. Для разъяснения этого вопроса мы численно исследовали взаимодействие дипольных вихрей типа (23) при их столкновении в рамках уравнения (III.1). Численный расчет показал, что при отсутствии диссипативных процессов, и в нашем случае, столкновение вихрей, в основном, происходит также, как и для классических вихрей Ларичева-Резника в рамках уравнения Хасегавы – Мимы (ХМ) [38-40] или Чарни-Обухова (ЧО) [41,42] – для соответствующих реальных параметров вихрей и среды структуры, в основном, выживают после столкновения (рисунки не приводятся) и восстанавливают прежнюю форму, т.е. являются с этой точки зрения достаточно устойчивыми (хотя, для некоторых значений параметров среды и структур, столкновения вихрей могут быть неупругими). Рассмотрим влияние диссипации на процессы столкновения структур. В диссипативной плазме процесс столкновения структур становится сильно нестационарным. Типичная эволюция со временем поля функции тока при столкновении вихрей в вязкой плазме изображена на рис. 8. В начальный момент ($t = 0$) диполи

расположены в точках $x_{01} = -1.8$, $y_{01} = 0$ и $x_{02} = 1.8$, $y_{02} = 0$, соответственно, и движутся навстречу друг другу. Расчеты проводились при амплитудах структур $\psi_{1,\max} = 5.434$, $\psi_{1,\min} = -5.434$, $\psi_{2,\max} = 2.717$, $\psi_{2,\min} = -2.717$; в вязкой среде $b_3 = 0.3$, $b_4 = 0$ и $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $\alpha = 0.5$, $b_2 = 1$. Начальное состояние представлено на рис. 8а. К моменту времени $t = 3$ более мощный диполь проглотил более слабый, его размер заметно увеличился (рис. 8б). В случае невязкой, столкновительной плазмы, когда $b_3 = 0$, $b_4 = 0.3$ и $a = 0.2439$, $b_1 = 1$, $\alpha = 0.5$, $b_2 = 1$, после столкновения выживают оба вихря, хотя их амплитуды уменьшаются (рис. 8в, 8г). Итак, диссипация оказывает существенное влияние на эволюцию уединенных нелинейных структур. В частности, вязкость сильнее влияет на столкновительную релаксацию вихрей, чем действие силы трения среды, и в вязкой плазме более сильный вихрь поглощает более слабый вихрь.

Скопление рассмотренных выше структур в замагниченной плазме может вызвать повышенный конвективный перенос частиц и тепла и, тем самым, может являться структурным элементом сильной дрейфовой турбулентности [11,12].

Полученные результаты могут представлять интерес для интерпретации экспериментальных наблюдений и численных расчетов по динамике вихрей и сильной вихревой турбулентности в диссипативных плазменных средах.

Приложение 1.

П1. Разностная схема с весами для обобщенного уравнения Хасегавы-Мимы

Изучение решения нелинейного уравнения в частных производных типа Хасегавы-Мимы, описывающего динамику дрейфовых волн в плазменной среде и аналогичного ему уравнения Чарни-Обухова, описывающего геофизические течения, численными методами интенсивно начались с 80-их годов прошлого века [9,41-45]. В последние годы аналогичные исследования начали развиваться и для ОУХМ и ОУЧО [15,16]. В этих и других работах для численного решения вышеотмеченных уравнений, в основном, применялись явные разностные схемы. Как известно, явные схемы для нелинейных задач имеют очень ограниченный запас устойчивости. Поэтому, мы считаем, что при равных остальных условиях, для численного решения нелинейных задач более целесообразно применение неявных схем, которые обладают достаточно высоким запасом устойчивости. Так как ОУХМ и ОУЧО имеют широкую область применения для исследования нелинейных динамических процессов в разных диспергирующих средах (для атмосферы, океана, разнообразных плазменных сред и др.), нам представляется целесообразным привести здесь разработанный нами новый алгоритм численного решения уравнения (8). В данном разделе мы предложим новую, эффективную неявную разностную схему для численного моделирования нестационарной динамики нелинейных вихревых структур в диссипативной плазме.

П1.1. Постановка задачи

С целью численного анализа нестационарной динамики дрейфовых структур в магнитоактивной диссипативной плазме, удобно записать уравнение (8) в безразмерных переменных

$$\frac{\partial(-a\Delta^2\psi + \Delta\psi - \psi)}{\partial t} - b_1 \frac{\partial\psi}{\partial x} + b_2 J(\psi, -a\Delta^2\psi + \Delta\psi - \psi) + \alpha\psi \frac{\partial\psi}{\partial x} - b_3 \Delta^2\psi + b_4 \Delta\psi = 0. \quad (\text{П1.1})$$

Здесь безразмерные коэффициенты определяются выражениями:

$$a = \sigma/2, \quad b_1 = -\alpha_n, \quad b_2 = 1 + \sigma, \quad b_3 = 1/R_i, \quad b_4 = 1/R_n;$$

$$\alpha = -\alpha_T, \quad R_i^j = 0.3v_{ij} / \omega_{B_i}, \quad R_n^j = v_{in} / \omega_{B_i}. \quad (\text{П1.2})$$

Вводя обозначение :

$$-a\Delta^2\psi + \Delta\psi - \psi = W, \quad (\text{П1.3})$$

легко можно убедиться, что справедливо представление:

$$a(\Delta - \gamma_2)(\Delta - \gamma_1)\psi = W, \quad (\text{П1.4})$$

где

$$\gamma_1 = \frac{1 + \sqrt{1-4a}}{2a}, \quad \gamma_2 = \frac{1 - \sqrt{1-4a}}{2a}.$$

Здесь считается, что $1-4a \geq 0$.

Учитывая представления (П1.3), (П1.4) уравнение (П1.1) можно привести к следующей системе уравнений:

$$\begin{cases} \frac{\partial W}{\partial t} - b_1 \frac{\partial \psi}{\partial x} + b_2 J(\psi, W) \pm \alpha \psi \frac{\partial \psi}{\partial x} + b_3 W + b_6 V + b_7 \psi = 0, \\ \Delta V - \gamma_2 V = -\frac{1}{a} W, \\ \Delta \psi - \gamma_1 \psi = V. \end{cases} \quad (\text{П1.5})$$

Здесь $b_3 = b_3/a$, $b_6 = b_4 - b_5$, $b_7 = \gamma \cdot b_6 + b_5$.

Система (П1.5) решается в цилиндрической области $(x, y, t) \in Q_T = \Omega \times]0; T[$, где Ω есть прямоугольник $\Omega =]-a_1; a_1[x - a_2; a_2[$. Начальное условие при $t=0$ берется в виде: $\psi(x, y, 0) = \psi_0(x, y)$, где $\psi_0(x, y)$ достаточно гладкая функция. Что касается граничных условий, то они будут подобраны после перехода к системе разностных уравнений. При этом, подразумевается, что граничные условия должны быть согласованы с начальными условиями.

П1.2. Неявная схема с весами

Проведем аппроксимацию первого уравнения системы (П1.5) в точке (x, y, t_k) , где $t_k = kt$, $k = 1, 2, \dots, n$ ($n > 1$ натуральное число) следующей полудискретной схемой:

$$\begin{aligned} & \frac{W^k - W^{k-1}}{\tau} - b_1 \left(\vartheta \frac{\partial \psi^k}{\partial x} + (1-\vartheta) \frac{\partial \psi^{k-1}}{\partial x} \right) + b_2 \left(\vartheta J(\psi^{k-1}, W^k) + (1-\vartheta) J(\psi^k, W^{k-1}) \right) \pm \\ & \alpha \left(\vartheta \psi^{k-1} \frac{\partial \psi^k}{\partial x} + (1-\vartheta) \psi^k \frac{\partial \psi^{k-1}}{\partial x} \right) + b_3 \left(\vartheta W^k + (1-\vartheta) W^{k-1} \right) + \\ & b_6 \left(\vartheta V^k + (1-\vartheta) V^{k-1} \right) + b_7 \left(\vartheta \psi^k + (1-\vartheta) \psi^{k-1} \right) = 0. \end{aligned} \quad (\text{П1.6})$$

где параметр ϑ находится в промежутке $[0, 1]$.

Стандартным способом легко можно показать, что разностное уравнение (П1.6) аппроксимирует первое уравнение системы (П1.5) в точке (x, y, t_k) с точностью $O(\tau^2 + (1-2\vartheta)\tau)$. Итак, в случае $\vartheta = 1$ получается неявная схема (линеаризованная на каждом временном слое t_k) первого порядка по τ , а в случае $\vartheta = 1/2$ второго порядка по τ . При $\vartheta = 0$ получается явно-неявная схема (явная по W и неявная по ψ).

Если в уравнении (П1.6) пространственные производные первого и второго порядка заменим на центральные разности, то получим следующее разностное уравнение:

$$\frac{W_{i,j}^k - W_{i,j}^{k-1}}{\tau} = b_1 \left(\mathcal{G} \frac{\psi_{i+1,j}^k - \psi_{i-1,j}^k}{2h_1} + (1-\mathcal{G}) \frac{\psi_{i+1,j}^{k-1} - \psi_{i-1,j}^{k-1}}{2h_1} \right) - b_2 \left(\mathcal{G} J(\psi_{i,j}^{k-1}, W_{i,j}^k) + (1-\mathcal{G}) J(\psi_{i,j}^k, W_{i,j}^{k-1}) \right) \pm$$

$$a \left(\mathcal{G} \psi_{i,j}^{k-1} \frac{\psi_{i+1,j}^k - \psi_{i-1,j}^k}{2h_1} + (1-\mathcal{G}) \psi_{i,j}^k \frac{\psi_{i+1,j}^{k-1} - \psi_{i-1,j}^{k-1}}{2h_1} \right) - b_5 (\mathcal{G} W_{i,j}^k + (1-\mathcal{G}) W_{i,j}^{k-1}) -$$

$$b_6 (\mathcal{G} V_{i,j}^k + (1-\mathcal{G}) V_{i,j}^{k-1}) + b_7 (\mathcal{G} \psi_{i,j}^k + (1-\mathcal{G}) \psi_{i,j}^{k-1}),$$

где $i = 1, \dots, N_1 - 1$, $j = 1, \dots, N_2 - 1$, $x_i = -a_2 + ih_1$, $y_j = -a_2 + jh_2$, $t_k = k\tau$;

$$J(\psi_{i,j}^{k-1}, W_{i,j}^k) = \frac{\psi_{i+1,j}^{k-1} - \psi_{i-1,j}^{k-1}}{2h_1} \frac{W_{i,j+1}^k - W_{i,j-1}^k}{2h_2} - \frac{\psi_{i,j+1}^{k-1} - \psi_{i,j-1}^{k-1}}{2h_2} \frac{W_{i+1,j}^k - W_{i-1,j}^k}{2h_1}.$$

Восстановление функции тока ψ происходит по значениям обобщенного W и промежуточного V вихрей, которые, согласно второму и третьему уравнению системы (П1.5), определяются из разностных уравнений:

$$L_h[V_{i,j}^k] - \gamma_2 V_{i,j}^k = -\frac{1}{a} W_{i,j}^k, \quad (\text{П1.8})$$

$$L_h[\psi_{i,j}^k] - \gamma_1 \psi_{i,j}^k = V_{i,j}^k, \quad i = 1, \dots, N_1 - 1, \quad j = 1, \dots, N_2 - 1, \quad (\text{П1.9})$$

где L_h разностный оператор, соответствующий лапласиану

$$L_h[\psi_{i,j}^k] = \frac{\psi_{i+1,j}^k - 2\psi_{i,j}^k + \psi_{i-1,j}^k}{h_1^2} + \frac{\psi_{i,j+1}^k - 2\psi_{i,j}^k + \psi_{i,j-1}^k}{h_2^2}$$

Для системы разностных уравнений (П1.7), (П1.8) и (П1.9) получаем следующие начальные и граничные условия:

$$W_{i,j}^0 = -a\Delta^2 \psi_0(x_i, y_j) + \Delta \psi_0(x_i, y_j) - \psi_0(x_i, y_j), \quad \psi_{i,j}^0 = \psi_0(x_i, y_j) \quad (\text{П1.10})$$

$$W_{0,j}^k = W_{0,j}^0, \quad W_{N_1,j}^k = W_{N_1,j}^0, \quad W_{i,0}^k = W_{i,0}^0, \quad W_{i,N_2}^k = W_{i,N_2}^0, \quad (\text{П1.11})$$

$$V_{0,j}^k = V_{0,j}^0, \quad V_{N_1,j}^k = V_{N_1,j}^0, \quad V_{i,0}^k = V_{i,0}^0, \quad V_{i,N_2}^k = V_{i,N_2}^0, \quad (\text{П1.12})$$

$$\psi_{0,j}^k = \psi_{0,j}^0, \quad \psi_{N_1,j}^k = \psi_{N_1,j}^0, \quad \psi_{i,0}^k = \psi_{i,0}^0, \quad \psi_{i,N_2}^k = \psi_{i,N_2}^0 \quad (\text{П1.13})$$

Таким образом, система (П1.7)-(П1.13) представляет собой полную систему. Естественно, значения сеточных функций $W_{i,j}^k$, $V_{i,j}^k$ и $\psi_{i,j}^k$ можно считать приближенными значениями точных решений $W(x, y, t)$, $V(x, y, t)$ и $\psi(x, y, t)$ в точке (x_i, y_j, t_k) .

Систему разностных уравнений (П1.7)-(П1.13) решаем с помощью следующего итерационного процесса:

$$W_{i,j}^m = W_{i,j}^{m-1} + \tau F(\psi_{i,j}^{m-1}, \psi_{i,j}^k, \psi_{i,j}^{m-1}, W_{i,j}^{m-1}, W_{i,j}^{k-1}, W_{i,j}^{m-1}, V_{i,j}^{m-1}, V_{i,j}^{k-1}, V_{i,j}^{m-1}), \quad (\text{П1.14})$$

$$L_h[V_{i,j}^m] - \gamma_2 V_{i,j}^m = -\frac{1}{a} W_{i,j}^m, \quad (\text{П1.15})$$

$$L_h[\psi_{i,j}^m] - \gamma_1 \psi_{i,j}^m = V_{i,j}^m, \quad i = 1, \dots, N_1 - 1, \quad j = 1, \dots, N_2 - 1, \quad (\text{П1.16})$$

где m номер итерации ($m = 1, 2, \dots$), F - правая часть уравнения (П1.7).

Систему разностных уравнений (П1.15) и аналогичную систему (П1.16) решаем по отношению к переменной x методом факторизации, а по отношению к переменной y с использованием итерации:

$$-\psi^k_{i+1,j} + a\psi^k_{i,j} - \psi^k_{i-1,j} = \alpha_0^2 (\psi^k_{i,j+1} + \psi^k_{i,j-1}) - h_1^2 V^k_{i,j}, \quad (\text{П1.17})$$

где m номер итерации ($m = 1, 2, \dots$); $\alpha_0 = h_1 / h_2$, $a = 2 + 2\alpha_0^2 + \gamma h_1^2$.

Замечание. В итерации (П1.14)-(П1.16) начальным приближением берем значения соответствующих функций на прежнем $k-1$ слое, что значительно ускоряет сходимость итерационного процесса.

Доказательство единственности решения задачи (П1.5) с соответствующими начальными граничными условиями приводится в приложении 2.

Приложение 2

П2. Единственность решения задачи

Для простоты, за область Ω возьмем единичный квадрат $\Omega =]0;1[\times]0;1[$. Для системы (П1.5) рассматриваем следующую начально-граничную задачу:

$$W(x, y, 0) = W_0(x, y), \quad (\text{П2.1})$$

$$W(0, y, t) = W(1, y, t), \quad W(x, 0, t) = W(x, 1, t), \quad (\text{П2.2})$$

$$V(0, y, t) = V(1, y, t), \quad V(x, 0, t) = V(x, 1, t),$$

$$\frac{\partial V}{\partial x} \Big|_{x=0} = \frac{\partial V}{\partial x} \Big|_{x=1}, \quad \frac{\partial V}{\partial y} \Big|_{y=0} = \frac{\partial V}{\partial y} \Big|_{y=1}, \quad (\text{П2.3})$$

$$\psi(0, y, t) = \psi(1, y, t), \quad \psi(x, 0, t) = \psi(x, 1, t), \quad (\text{П2.4})$$

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} \Big|_{x=0} = \frac{\partial \psi}{\partial x} \Big|_{x=1}, \quad \frac{\partial \psi}{\partial y} \Big|_{y=0} = \frac{\partial \psi}{\partial y} \Big|_{y=1}, \quad \forall t \in [0; T]. \quad (\text{П2.5})$$

Имеет место следующая теорема.

Теорема. Задача (П1.5), (П2.1)-(П2.5) имеет не более одного решения в классе достаточно гладких функций.

Доказательство. Допустим, задача (П1.5), (П2.1)-(П2.5) имеет два решения (W, V, ψ) и $(\tilde{W}, \tilde{V}, \tilde{\psi})$, тогда вектор (u, η, ζ) (где $u = W - \tilde{W}$, $\eta = V - \tilde{V}$ и $\zeta = \psi - \tilde{\psi}$) удовлетворяет следующую систему:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial t} - b_1 \frac{\partial \zeta}{\partial x} + b_2 J(\psi, u) + b_2 J(\zeta, \tilde{W}) \pm \alpha \zeta \frac{\partial \psi}{\partial x} \pm \alpha \tilde{\psi} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + b_3 u + b_6 \eta + b_7 \zeta = 0, \\ \Delta \eta - \gamma_2 \eta = -\frac{1}{a} u, \\ \Delta \zeta - \gamma_1 \zeta = \eta, \end{cases} \quad (\text{П2.6})$$

Для получения первого уравнения системы (П2.6) мы использовали следующие простые формулы:

$$J(\psi, W - \tilde{W}) = J(\psi, W) - J(\psi, \tilde{W}) ,$$

$$J(\psi - \tilde{\psi}, \tilde{W}) = J(\psi, \tilde{W}) - J(\tilde{\psi}, \tilde{W}) .$$

Умножая обе стороны первого уравнения системы (П2.6) на u и, интегрируя полученное выражение по области Ω , получим:

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2} \int_{\Omega} \frac{\partial u^2}{\partial t} dx dy - b_1 \int_{\Omega} \frac{\partial \zeta}{\partial x} u dx dy + b_2 \int_{\Omega} J(\psi, u) u dx dy + b_3 \int_{\Omega} J(\zeta, \tilde{W}) u dx dy \pm \\ & \alpha \int_{\Omega} \frac{\partial \psi}{\partial x} \zeta u dx dy \pm \alpha \int_{\Omega} \frac{\partial \zeta}{\partial x} \tilde{\psi} u dx dy + b_4 \int_{\Omega} u^2 dx dy + b_5 \int_{\Omega} \eta u dx dy + b_6 \int_{\Omega} \zeta u dx dy = 0 . \end{aligned}$$

Покажем, что справедливо следующее равенство:

$$\int_{\Omega} J(\psi, u) u dx dy = 0$$

Действительно, имеем:

$$\begin{aligned} \int_{\Omega} J(\psi, u) u dx dy &= \frac{1}{2} \iint_{\Omega} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial u^2}{\partial y} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial u^2}{\partial x} \right) dx dy = \frac{1}{2} \iint_{\Omega} \left[\frac{\partial}{\partial y} \left(u^2 \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial x} \left(u^2 \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right] dx dy \\ &= \frac{1}{2} \int_0^1 dx \int_0^1 \frac{\partial}{\partial y} \left(u^2 \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) dy - \frac{1}{2} \int_0^1 dy \int_0^1 \frac{\partial}{\partial x} \left(u^2 \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) dx \\ &= \frac{1}{2} \int_0^1 \left(u^2(x, 1, t) \frac{\partial \psi(x, 1, t)}{\partial x} - u^2(x, 0, t) \frac{\partial \psi(x, 0, t)}{\partial x} \right) dx \\ &\quad - \frac{1}{2} \int_0^1 \left(u^2(1, y, t) \frac{\partial \psi(1, y, t)}{\partial y} - u^2(0, y, t) \frac{\partial \psi(0, y, t)}{\partial y} \right) dy = 0 . \end{aligned}$$

Здесь мы использовали соотношения :

$$\frac{\partial \psi(x, 1, t)}{\partial x} = \frac{\partial \psi(x, 0, t)}{\partial x} , \quad \frac{\partial \psi(1, y, t)}{\partial y} = \frac{\partial \psi(0, y, t)}{\partial y} ,$$

которые вытекают из граничных условий (П2.4).

Если третье уравнение системы (П2.6) умножим на ζ и проинтегрируем по области Ω , при этом используя формулу частичного интегрирования и учитывая, что функция ζ удовлетворяет периодическим граничным условиям, тогда получим:

$$\int_{\Omega} \left[\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy + \gamma_2 \int_{\Omega} \zeta^2 dx dy = - \int_{\Omega} \eta \zeta dx dy . \quad (\text{П2.7})$$

Аналогично, из второго уравнения системы (П2.6) получаем:

$$\int_{\Omega} \left[\left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy + \gamma_1 \int_{\Omega} \eta^2 dx dy = \frac{1}{a} \int_{\Omega} u \eta dx dy . \quad (\text{П2.8})$$

Согласно неравенству Шварца и ε -неравенству имеем:

$$\int_{\Omega} |u\eta| dx dy \leq \left(\int_{\Omega} u^2 dx dy \right)^{1/2} \left(\int_{\Omega} \eta^2 dx dy \right)^{1/2} \leq \frac{1}{2} \left(\frac{1}{\varepsilon^2} \int_{\Omega} u^2 dx dy + \varepsilon^2 \int_{\Omega} \eta^2 dx dy \right). \quad (\text{П2.9})$$

Подберем $\varepsilon > 0$ так, чтобы удовлетворялось условие:

$$\alpha_1 = \gamma_1 - \frac{1}{2} \varepsilon^2 > 0,$$

тогда с учетом (П2.9), из (П2.8) получим:

$$\int_{\Omega} \left[\left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \eta}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy + \alpha_1 \int_{\Omega} \eta^2 dx dy \leq c_1 \int_{\Omega} u^2 dx dy, \quad (\text{П2.10})$$

где $c_1 = \text{const} > 0$.

Аналогично из (П2.8) следует неравенство:

$$\int_{\Omega} \left[\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy + \alpha_2 \int_{\Omega} \zeta^2 dx dy \leq c_2 \int_{\Omega} \eta^2 dx dy, \quad (\text{П2.11})$$

где α_2 и c_2 положительные константы.

С учетом (П2.10), из (П2.11) вытекает:

$$\int_{\Omega} \left[\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy + \alpha_2 \int_{\Omega} \zeta^2 dx dy \leq c_0 \int_{\Omega} u^2 dx dy, \quad (\text{П2.12})$$

где $c_0 = \text{const} > 0$.

Оценим интеграл с якобианом $J(\zeta, \tilde{W})$ в уравнении (П2.5). Ясно, что справедливо неравенство:

$$\int_{\Omega} J(\zeta, \tilde{W}) |u| dx dy \leq \int_{\Omega} \left(\left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| \left| \frac{\partial \tilde{W}}{\partial y} \right| + \left| \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right| \left| \frac{\partial \tilde{W}}{\partial x} \right| \right) |u| dx dy \leq c_3 \int_{\Omega} \left(\left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| + \left| \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right| \right) |u| dx dy, \quad (\text{П2.13})$$

$$c_3 = \max_{(x,y,t)} \left(\left| \frac{\partial \tilde{W}}{\partial x} \right| + \left| \frac{\partial \tilde{W}}{\partial y} \right| \right), \quad (x, y, t) \in \bar{Q}_T.$$

Согласно неравенству Шварца имеем:

$$\int_{\Omega} \left(\left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right| + \left| \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right| \right) |u| dx dy \leq \left[\int_{\Omega} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 dx dy \right]^{1/2} + \left[\int_{\Omega} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2 dx dy \right]^{1/2} \left[\int_{\Omega} u^2 dx dy \right]^{1/2} \quad (\text{П2.14})$$

С учетом (П2.14), из (П2.13) вытекает, что

$$\left(\int_{\Omega} J(\zeta, \tilde{W}) |u| dx dy \right)^2 \leq 2c_3^2 \left(\int_{\Omega} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 dx dy + \int_{\Omega} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial y} \right)^2 dx dy \right) \int_{\Omega} u^2 dx dy. \quad (\text{П2.15})$$

Здесь использовано тривиальное неравенство: $(a+b)^2 \leq 2(a^2 + b^2)$.

С учетом (П2.12), из (П2.15) вытекает:

$$\int_{\Omega} |J(\zeta, \bar{W})u| dx dy \leq c_4 \int_{\Omega} u^2 dx dy \quad c_4 = \text{const} > 0. \quad (\text{П2.16})$$

Сейчас оценим члены, содержащие скалярные нелинейности в (П2.5). Согласно неравенству Шварца имеем:

$$\begin{aligned} & \int_{\Omega} \left| \frac{\partial \psi}{\partial x} \zeta u \right| dx dy + \int_{\Omega} \left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \bar{\psi} u \right| dx dy \leq c_5 \int_{\Omega} \zeta^2 dx dy + c_6 \int_{\Omega} \left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} u \right| dx dy \\ & \leq c_5 \left(\int_{\Omega} \zeta^2 dx dy \right)^{1/2} \left(\int_{\Omega} u^2 dx dy \right)^{1/2} + c_6 \left(\int_{\Omega} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 dx dy \right)^{1/2} \left(\int_{\Omega} u^2 dx dy \right)^{1/2}, \end{aligned} \quad (\text{П2.17})$$

$$\text{где} \quad c_5 = \max_{(x,y,t)} \left| \frac{\partial \psi}{\partial x} \right|, \quad c_6 = \max_{(x,y,t)} |\bar{\psi}|, \quad (x, y, t) \in \bar{Q}_T.$$

Ясно, что из (П2.13) вытекает:

$$\int_{\Omega} \zeta^2 dx dy \leq \frac{c_0}{\alpha_2} \int_{\Omega} u^2 dx dy, \quad (\text{П2.18})$$

$$\int_{\Omega} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} \right)^2 dx dy \leq c_0 \int_{\Omega} u^2 dx dy. \quad (\text{П2.19})$$

С использованием неравенств (П2.18) и (П2.19), из (П2.17) получается следующая оценка:

$$\int_{\Omega} \left| \frac{\partial \psi}{\partial x} \zeta u \right| dx dy + \int_{\Omega} \left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} \bar{\psi} u \right| dx dy \leq c_7 \int_{\Omega} u^2 dx dy, \quad (\text{П2.20})$$

где $c_7 = \text{const} > 0$.

Аналогично получается следующая оценка:

$$\int_{\Omega} \left| \frac{\partial \zeta}{\partial x} u \right| dx dy \leq c_8 \int_{\Omega} u^2 dx dy, \quad c_8 = \text{const} > 0. \quad (\text{П2.21})$$

Согласно (П2.10) и (П2.12) справедлива оценка:

$$|b_6| \int_{\Omega} |\eta u| dx dy + |b_6| \int_{\Omega} \zeta u dx dy \leq c_9 \int_{\Omega} u^2 dx dy, \quad c_9 = \text{const} > 0. \quad (\text{П2.22})$$

Учитывая оценки (П2.16), (П2.20), (П2.21), (П2.22) и равенство (П2.6), из (П2.5) получаем:

$$\frac{dE(t)}{dt} \leq cE(t), \quad c = \text{const} > 0, \quad (\text{П2.23})$$

где $E(t) = \int_{\Omega} u^2 dx dy$.

Как известно, из (П2.23) вытекает неравенство

$$E(t) \leq e^{-ct} E(0). \quad (\text{П2.24})$$

С учетом условий $E(0) = 0$, из (П2.24) следует, что

$$E(t) = \int_{\Omega} u^2 dx dy = 0.$$

А отсюда вытекает, что $u(x, y, t) \equiv 0$, или что тоже самое $W(x, y, t) \equiv \tilde{W}(x, y, t)$. С учетом этого тождества, из неравенств (П2.10) и (П2.12) следуют равенства $\eta(x, y, t) \equiv 0$ и $\zeta(x, y, t) \equiv 0$, соответственно.

Этим теорема доказана.

Литература

1. Михайловский А.Б. Теория плазменных неустойчивостей. Т.2. М.: Атомиздат, 1977.
2. Мухоматов В.С. В сб.: Итоги науки и техники. Сер.: Физика плазмы. Т.1. М.: ВИНТИ, 1980. С. 6-118.
3. Хортон В. Основы физики плазмы. М.: Энергоатомиздат. Вып.2. С.362. 1984.
4. Кадомцев Б.Б. Коллективные явления в плазме. М.: Наука, 1988.
5. Migliuolo S. J. Geophys. Res. A. 1984. V.89. № 12. P. 11023.
6. Kamide Y., Chian A. (Edts.) Handbook of the Solar-Terrestrial Environment. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2007.
7. Кадомцев Б.Б. Вопросы теории плазмы. Под ред. М.А. Леонтовича. М.: Атомиздат, 1964. Вып. 4. С. 188.
8. Петвиашвили В.И., Похотелов О.А. Физика плазмы. 1986. Т.12. №9. С.1127.
9. Horton W., Hasegawa A. CHAOS. 1994.V.4. P. 227.
10. Абурджания Г.Д. Самоорганизация нелинейных вихревых структур и вихревой турбулентности в диспергирующих средах. М.: КомКнига, URSS, 2006.
11. Абурджания Г.Д. Физика плазмы. 1990.Т. 16. № 1. С. 70.
12. Aburjania G.D., Chargazia Kh. Z., Zeleny L. M., Zimbardo G. Nonlinear Process. Geophys. 2009. V. 16. P. 11.
13. Aburjania G.D., Mikhailovskii A.B., Sharapov S.E. Plasma Phys. Contr. Fusion. 1984. V.26. P. 603.
14. Aburjania G.D., Ivanov V.N., Kamenetz F.F., Pukhov A.M. Physica Scripta. 1987. V.35. P. 677.
15. Kaladze T.D., Aburjania G.D., Kharshiladze O.A., Horton W., Kim Y.-H. J. Geophys. Res. 2004. V. 109. A05302, doi:10.1029/2003JA010049
16. Aburjania G.D., Chargazia Kh.Z., Kharshiladze O.A. J. Atmos. Sol.- Terr. Physics. 2010. doi: 10.1016/j.jastp. 2010.05.008.
17. Михайловский А.Б., Лахин В.П., Михайловская Л.А. Физика плазмы. 1985.Т. 11. № 7. С. 833.
18. Williams G.P., Yamagata T. J. Atmos. Sci. 1984. V. 41. P 453.
19. Незлин М.В., Черников Г.П. Физика плазмы. 1995. Т. 21. №11. С.975.
20. Horton W. Nonlinear drift waves and transport in magnetized plasma. Institute for Fusion Studies the University of Texas at Austin. IFSR- № 416.Review. Austin. Texas, 1990.
21. Nezlín M.V. CHAOS. 1994. V.4. P. 187.
22. Абурджания Г.Д. Физика плазмы. 1996.Т. 22. № 10. С. 954.
23. Liewer P.C. Nucl Fusion. 1985. V.25. №5. P. 543.
24. Mikhailovskii A.B., Lakhin V.P., Aburjania G.D., Mikhailovskaya L. A., Onishchenko O.G. Plasma Phys. Contr. Fusion. 1987.V. 29. №1. P.1.
25. Ларичев В.Д., Резник Г.М. Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. №1. С. 229.
26. Onishchenko O.G., Pokhotelov O.G., Pavlenko V.P. et al. Phys. Plasmas. 2001. V. 8. . №1. P. 59.

27. Литвак А.Г., Сергеев А.М. Нелинейные эффекты при высокочастотном нагреве плазмы. В кн.: *Высокочастотный нагрев плазмы*. Горький: Институт прикладной физики АН СССР, 1983. С. 324.
28. Негустович В.И., Шаталов Г.Е. В кн.: *Итоги науки и техники. Физика плазмы*. Т. 2. М.: ВИНТИ, 1981.
29. Hajkowicz L.A. *Planet. Space Sci.* 1991. V.39. P. 583.
30. Hayakawa M. (Edit). *Atmospheric and ionospheric phenomena associated with earthquakes*. Tokyo: Terra Sci. Publ. Comp. 1999.
31. Дробжев В.И., Молоетов Г.Ф., Рудина М.П. и др. *Ионосферные исследования*. 1986. №39. С.61.
32. Shafer L.D., Rock D.R., Lewis J.P. et al. *Preprint Lawrence Livermore Laboratory № 94550*. CA, USA. Livermore: LLL, 1999.
33. Карпман В.И. *Нелинейные волны в диспергирующих средах*. М.: Наука, 1973.
34. Уизем Дж. *Линейные и нелинейные волны*. М.: Мир, 1977.
35. Старр В. *Физика явлений с отрицательной вязкостью*. М.: Мир, 1971.
36. Shukla P.K., Yu M.Y., Tsintsadze N.L. *Phys. Lett.* 1987. V.121. №3. P. 131.
37. *Михайловский А.Б.* Неустойчивости плазмы в магнитных ловушках. М.: Атомиздат, 1978.
38. Taniuti T., Hasegawa A. *Physica Scripta*. 1982. V. T2/2. P. 529.
39. Петвиашвили В.И., Смирнов А.П. *ДАН СССР*. 1984. Т.277. №1. С.88.
40. Павленко В.П., Таранов В.Б. *Физика плазмы*. 1984. Т.10. №6. С.1303.
41. Ларичев В.Д., Резник Г.М. *ДАН СССР*. 1982. Т.264. №1. С.229.
42. Makino M., Kamimura T., Taniuti T. *Journal Phys. Soc. Japan*. 1981. V. 50. №3. P.980.
43. McWilliams J.C., Flierl G.R., Larichev V.D., Reznik G.M. *Dyn. Atm. Ocean*. 1981. V. 5. P.219.
44. Михайловская Л.А. *Физика плазмы*. 1986. Т.12. №7. С. 879.
45. Campbell L.J., Maslowe S.A. *J. Math. Comput. Simul.* 2001. V. 55, No. 4-6. P. 365.

დრეიფული გრიგალური სტრუქტურების არაწრფივი დინამიკის რიცხვითი მოდელირება იონოსფერულ არაერთგვაროვან ბლანტ პლაზმაში

აბურჯანია გ, როგაყა ჯ, ხარშილაძე ო.

რეზიუმე

გამოკვლეულია ძლიერად ლოკალიზებული გრიგალური სტრუქტურების გენერაციისა და არაწრფივი დინამიკის თავისებურებანი მაგნიტოაქტიურ ნაწილობრივ-იონიზებულ არაერთგვაროვან დისიპაციურ პლაზმაში. მიღებულია გრძელ-ტაღლოვანი დრეიფული ტაღლოური სტრუქტურების გადატანის არაწრფივი განტოლება, რომელიც ითვალისწინებს გარემოს წონასწორული სიმკვრივისა და ტემპერატურის სივრცით არაერთგვაროვნებას, მაგნიტურ და დაჯახებით სიბლანტეს და ხახუნს. დინამიკური განტოლება შეიცავს ორი სახის არაწრფივობას: სკალარულ არაწრფივობას (განპირობებული ტემპერატურის არაერთგვაროვნებით) და ვექტორულ არაწრფივობას (განპირობებული გარემოს ნაწილაკების კონექტივიურ-პოლარიზაციული მოძრაობით). ნაპოვნია ამ არაწრფივი განტოლების ზუსტი ანალიზური ამონახსნი ახალი ტიპის ძლიერად ლოკალიზებული სტაციონარული გრიგალური სტრუქტურების სახით. რიცხვითი მოდელირების საფუძველზე გამოვლენილია, რომ ვექტორული არაწრფივობა

თამაშობს ორგვარ როლს – ეხმარება ან დისპერსიას ანდა სკალარულ არაწრფივობას (მათი სიდიდის მიხედვით) ურთიერთ წონასწორობის შენარჩუნებაში და შესაბამისად, ხელს უწყობს განმხოლოებული გრიგალური სტრუქტურების თვითორგანიზაციას. ნაჩვენებია, რომ სუსტი დისპერსიის პირობებში საწყისი დიპოლის ევოლუციისას, სკალარული არაწრფივობა სიმეტრიულად განაცალკეებს ციკლონ-ანტიციკლონის წყვილს და წარმოიქმნება, თითქმის ერთნაირი ინტენსივობის, ფორმისა და ზომის დამოუკიდებელი ციკლონი და ანტიციკლონი. დისპერსიული ეფექტების გაზრდისას სტრუქტურების განცალკეება ხდება ანიზოტროპული: წარმოიქმნილი ანტიციკლონი არის უფრო ინტენსიური და ლოკალიზებული, ხოლო ციკლონი არის უფრო სუსტი და დიდმასშტაბიანი. გრიგალის მილევის დრო არსებითად არის დამოკიდებული გრიგალის მახასიათებელ ზომაზე: დიდმასშტაბიანი გრიგალები უფრო მეტ ხანს ცოცხლობენ. ნაჩვენებია, რომ არამდგრადობის არსებობისას საწყისი გრიგალი ძლიერდება, ხოლო დიპოლის შემადგენელი წყვილის (ციკლონ-ანტიციკლონის) სიკოცხლის ხანგრძლივობა იზრდება. განმხოლოებული გრიგალური სტრუქტურების ერთმანეთთან და გარემოსთან ურთიერთქმედების დადგენილი სურათი აჩვენებს, რომ არაერთგვაროვან პლაზმურ გარემოში გრიგალურ სტრუქტურებს შეუძლიათ განაპირობონ ძლიერი დრეიფული ტურბულენტობის, ნიუთიერებისა და სითბოს ანომალური გადატანის ფორმირება.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНОЙ ДИНАМИКИ ДРЕЙФОВЫХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР В НЕОДНОРОДНОЙ ВЯЗКОЙ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЕ

Абурджанна Г.Д., Рогова Д.Л., Харшиладзе О.А.

Резюме

Исследуются особенности генерации и нелинейной динамики уединенных вихревых структур в замагниченной неоднородной частично-ионизированной диссипативной плазме. Выведено нелинейное уравнение переноса длинноволновых дрейфовых волновых структур, учитывающее неоднородность равновесной плотности и температуры плазмы, магнитную и столкновительную вязкость и трение среды. Динамическое уравнение содержит два типа нелинейности: скалярную (обусловленную неоднородностью температуры) и векторную (обусловленную конвективно-поляризационным движением частиц среды). Найдено стационарное точное аналитическое решение нелинейного уравнения в виде нового типа дипольных уединенных вихрей. Численным моделированием выявлено, что векторная нелинейность может играть двойную роль – помогает дисперсии или скалярной нелинейности (в зависимости от их величин) обеспечивать взаимное равновесие и, тем самым, содействует самоорганизации уединенных вихревых структур. Показано, что при слабой дисперсии, скалярная нелинейность симметрично разделяет пару циклон-антициклон при эволюции начального дипольного вихря и образуются независимые циклон и антициклон практически равной интенсивности, формы и размера. С увеличением дисперсионных эффектов процесс разьединения структур становится анизотропным: образовавшийся антициклон является более интенсивным и локализованным, а циклон более слабым и крупномасштабным. Время затухания вихря существенным образом зависит от его характерного размера: крупномасштабные вихри являются более долгоживущими. Показано, что при развитии неустойчивости, начальный вихрь усиливается, а время жизни составляющих дипольной пары (циклон-антициклон) увеличивается. Установленная картина взаимодействия уединенных вихревых структур между собой и со средой показывает, что

вихревые структуры могут быть составной частью сильной дрейфовой турбулентности и аномального переноса вещества и тепла в неоднородной замагниченной плазменной среде.

Numerical modelling of nonlinear dynamics of the drift vortex structures in the ionospheric inhomogeneous viscous plasma

Aburjania G., Rogava J., Kharshiladze O.

Abstract

The features of generation and nonlinear dynamics of solitary vortical structures in a magnetized nonuniform partially ionized dissipative plasma are investigated. We derive a nonlinear equation of transfer of long-wavelength drift wave structures, taking into account the inhomogeneity of the equilibrium plasma density and temperature, magnetic and collisional viscosity and medium friction. The dynamic equation contains two types of nonlinearity: the scalar (due to heterogeneity of the temperature) and vector (due to convective-polarization motion of particles of the medium). The stationary analytic solution of nonlinear equations in the form of a new type of solitary dipole vortices has been found. Numerical simulations showed that the vector nonlinearity may play a dual role - it helps the dispersion or scalar nonlinearity (depending on their values) to provide mutual equilibrium and thus, contributes to self-organization of solitary vortex structures. It is shown that for weak dispersion, the scalar nonlinearity symmetrically divides the cyclone-anticyclone pair in the evolution of the initial dipole vortex and form an independent cyclone and anticyclone of almost equal intensity, shape and size. With the increase of dispersion process of separation structures is anisotropic: the resulting anticyclone is more intense and localized, and a cyclone over the weak and large scale. The decay time of the vortex strongly depends on its characteristic size: large-scale vortices are more long-lived. It is shown, that with the development of instability, the initial vortex insify, while the lifetime of the dipole pair (cyclone-anticyclone) increases. The established picture of the interaction of solitary vortex structures among themselves and with the environment shows that the vortex structure can be part of a strong drift turbulence and anomalous transport of matter and heat in an inhomogeneous magnetized plasma medium.

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И ЕГО ДИНАМИКА

ჭიაბრიшვილი Н. Г., Салуквадзе Т.Г.

Институт геофизики им. М.З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1.

E-mail: tamazi.salukvadze@gmail.com

Без всякого преувеличения можно сказать, что в настоящее время основная проблема, возникающая перед человечеством в течение XX века, это глобальное потепление климата на Земле.

Данная статья не имеет претензии проанализировать ту огромную информацию, которая в настоящее время существует в мировой научной литературе по такой сложной и острой проблеме, как глобальное потепление земного климата за XX век. Однако, авторы данной работы решили, основываясь на экспериментальных данных, полученных в разных мировых исследовательских центрах, в настоящей работе создать более или менее концентрированную, легко воспринимаемую реальную картину, связанную с глобальным потеплением климата и его динамикой на Земле на протяжении XX века.

Как известно, в начале XXI века многими климатологами и геофизиками признанное потепление климата на Земле в течение XX века согласуется с гипотезой о наличии парникового эффекта, обусловленного существенным увеличением в атмосфере таких парниковых газов антропогенного происхождения как: CO_2 , CH_4 , N_2O , CO , F , Cl и др.

Основной парниковый газ диоксид углерода – CO_2 , на который приходится львиная доля парникового эффекта (около 80%), образуется в результате сгорания любого органического вещества (природного газа, нефтепродуктов, каменного угля и т.д.) и после эмиссии с поверхности Земли попадает в атмосферу. В 2005 г. на земном шаре в результате своей деятельности человек сжигал около 7,3 млрд тонн ископаемого топлива: природного газа (18%), нефтепродуктов (43%) и каменного угля (33%).

В конце XX века вклад в глобальное потепление земного климата, связанный с человеческой деятельностью, выглядит так: производство и использование энергии – 56%, хлорфторуглероды – 18%, сельское хозяйство – 14%, изменение землепользования – 8%, другие промышленные источники – 4% [1].

Для анализа такого непростого и комплексного природного явления, как глобальное потепление земного климата и его динамику за XX век, следует всё начинать сравнительно издалека. Во второй половине XIX века ряд ведущих специалистов в области атмосферных исследований высказывал предположение о том, что человеческая деятельность может вызвать возрастание содержания диоксида углерода (CO_2) в атмосфере Земли, что, бесспорно, будет способствовать глобальному изменению земного климата [1].

В конце XIX века шведский учёный Сванте Аррениус рассчитал, в какой степени изменение содержания диоксида углерода в атмосфере может повлиять на его среднюю температуру. Из его расчетов следовало, что удвоение концентрации CO_2 в атмосфере привело бы к глобальному потеплению климата на нашей планете на 4 – 6 °C. Ниже

посмотрим, что эти цифры ненамного отличаются от современных оценок. Следует отметить, что после расчетов Аррениуса понадобилось несколько десятков лет для того, чтобы были начаты измерения, обеспечивающие **непрерывное** слежение за содержанием диоксида углерода в атмосфере Земли.

До и в течение Международного геофизического года (1956-1957гг.), когда климатологи и геофизики провели мониторинг окружающей среды во многих регионах Земли, были получены экспериментальные данные, подтверждающие увеличение содержания CO_2 в атмосфере и рост средней температуры в приземном слое атмосферы.

В 50-тых годах XX века в периодических изданиях США "Time", "Forbs", и "Science" печатались публикации под заголовками: "Земля под угрозой", "Страх перед глобальным потеплением: классический пример преувеличения", "Научные выводы, принимаемые голосованием", которые отражали разногласия между различными группами учёных о том, действительно ли наступает глобальное изменение температуры на Земле. Большинство учёных считало, что повышение температуры приземного воздуха атмосферы нашей планеты всего лишь локальный всплеск на температурном графике [1].

В конце 50-х годов XX века наступил переломный момент методического характера, связанный с изучением увеличения содержания диоксида углерода в атмосфере. В ту пору директор Океанографического института Скрипса (США) Роджер Ревелл неоднократно повторял, что "сжигая ископаемое топливо, человечество, само того не желая, проводит в атмосфере геофизический эксперимент" [1]. Он убедил своего молодого сотрудника Чарльза Дэвида Килинга в том, что было необходимо разработать методы измерений, позволяющие осуществлять **непрерывное** слежение за содержанием CO_2 в атмосфере.

В 1957 году под руководством Дэвида Килинга на Климатической обсерватории Манау Лоа (Гавайские острова), на высоте 330 м были установлены специально изготовленные приборы. С этого времени и начались непрерывные измерения, для определения концентрации CO_2 в атмосфере. В дальнейшем наблюдения Килинга также проводились на Южном полюсе Земли и в других регионах нашей планеты.

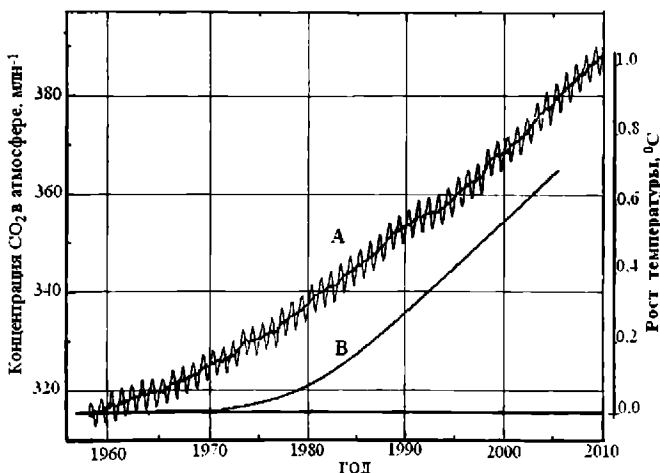


Рис. 1. Рост содержания диоксида углерода и температуры в атмосфере по данным [2,3].

На рис. 1 кривая А, которую называют “Кривой Килинга“, показывает увеличение концентрации диоксида углерода – CO_2 в атмосфере Земли в течение 52 лет (1958 – 2010 гг.) [2]. Экспериментальные данные были собраны Чарлзом Дэвидом Килингом и его коллегами на Климатической обсерватории Мануа Лоа (Гавайские острова) и во многих других - 71-ом регионе земного шара. Концентрацию CO_2 в атмосфере определяли в течение каждого года непрерывно по спектрам поглощения CO_2 в ближней инфракрасной области спектра. Спектры поглощения CO_2 регистрировались инфракрасным спектрофотометром. На кривой А флюктуаций отражают внутригодовые сезонные вариации концентрации диоксида углерода. Низкие значения CO_2 относятся к летнему сезону, что обусловлено потреблением этого газа растениями.

Результаты, полученные Чарлзом Дэвидом Килингом и, в частности, его кривая заслуживают особого внимания. Кривая Килинга позволяет установить, что в течение полувека (1958 – 2010гг.) концентрация диоксида углерода – CO_2 в атмосфере увеличилась на 23 %. Килингу, как незаурядному экспериментатору, удалось поставить на правильный путь не одного климатолога и геофизика, занимающего проблемой изучения глобального потепления земного климата за XX век.

В 1958 году концентрация CO_2 в атмосфере была 315 млн⁻¹, а в 2005 году его значение достигло 378 млн⁻¹. По этим данным получается, что за 47 лет концентрация диоксида углерода в атмосфере увеличилась на 20%.

Приведённая авторами данной работы на рис. 1 кривая В построена по данным климатологов Института космических исследований им. Годдарда США, которая показывает, что с 1958 года по 2005 год 20%-му увеличению концентрации CO_2 в атмосфере соответствует повышение средней температуры приземного слоя атмосферы на 0,7 °С.

Одинаковый ход, характерный для обеих кривых (А и В, рис. 1) в течение одного и того же 47-летнего периода XX века, указывает на то, что между увеличением концентрации диоксида углерода CO_2 в атмосфере и температурой приземного слоя атмосферы Земли существует причинно-следственная связь.

Теперь рассмотрим первую попытку американских и английских учёных – специалистов в области физики атмосферы, которые в конце XX века впервые оценили уровень глобального потепления и его динамику на Земле в течение 109 лет (с 1880г. по 1989г.).

По данным Килинга в 1989г. [2] концентрация главного парникового газа диоксида углерода в атмосфере была 352 млн⁻¹, тогда как в 1880 г. его концентрация (по архивным данным) равнялась 290 млн⁻¹ [4]. Согласно этим данным за 109 лет увеличение концентрации CO_2 в атмосфере составило около 20%.

Вышеупомянутые учёные, детально проанализировав данные значений температуры приземного слоя атмосферы, пришли к выводу, что на земном шаре действительно имеет место неуклонное повышение температуры, и в течение 109 лет (1880-1989гг.) оно составляет 0,3 – 0,8 °С [1].

Вторая, также удачная попытка по проблеме глобального потепления и его динамики на Земле за XX век, относится к началу текущего столетия.

В начале XXI века климатологи крупнейших научных исследовательских центров США и Великобритании (Институт космических исследований им. Годдарда, США; Национальный центр климатических данных NCDC, США; Университет Восточной Англии; Центр исследования климата им. Хелли, Великобритания) собрали архивные метеорологические данные за последние 150 лет из разных стран мира, обработали их и привели по возможности к единой шкале. Для более наглядного восприятия динамики глобального потепления на Земле результаты,

полученные благодаря этой очень важной исследовательской работе, в графическом виде показаны на рис. 2.

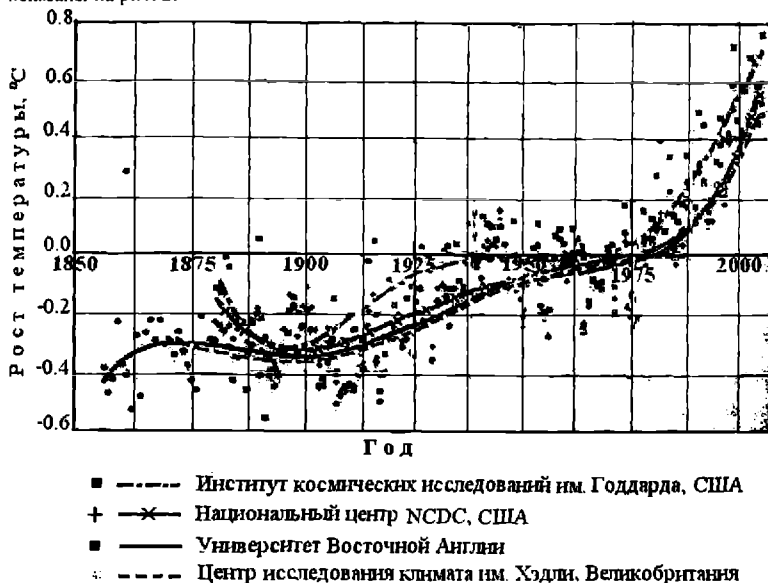


Рис. 2. Динамика глобального изменения температуры приземного слоя атмосферы по данным [3]

Все четыре ряда изменения температуры показывают примерно одинаковый ход глобального потепления на Земле за последние 150 лет.

На всех четырех кривых видны два отчетливых периода глобального потепления на Земле за XX век. Первый из них приходится на период с 1910 года по 1940 год. За это время средняя температура на нашей планете возросла на 0,3 – 0,4 °C. После этого в течение 30 лет (с 1940 года по 1970 год) температура на Земле не росла. С 1970 года начался второй период потепления, который продолжается до сих пор. С 1970 года по 2005 год средняя температура на Земле повысилась ещё на 0,6 – 0,8 °C.

Как показывают измерения, с 1910 г. по 2005 г. концентрация диоксида углерода в атмосфере увеличилась на 26% [2,4] и в настоящее время каждый год увеличивается на 0,5%.

Так как все четыре ряда роста глобальных температур показывают увеличение средней температуры в приземном слое атмосферы примерно на одинаковую величину, ученые из вышеперечисленных научных центров с удовлетворительной степенью точности заключают, что средняя глобальная температура на Земле за XX век повысилась на 1 °C. [2].

Данные о глобальном потеплении климата и его динамике на Земле в течение около 150 лет (с 1850г. по 2005г.), полученные на основе экспериментальных измерений, собранных в разных странах мира, приведены в таблице 1.

Глобальное потепление и его динамика. Таблица 1.

1	2	3	4	5	6
№ №	Временной интервал, гг.	Концентрац ия CO ₂ в атмосфере, млн. ⁻¹	Увеличение концентрации CO ₂ в атмосфере, %	Рост средней температуры в приземном слое атмосферы Земли, °C	Лите- ратура
1	1958 - 2005	315 - 378	20	0,7	[2,3]
2	1880 - 1989	290 - 352	20	0.3 – 0.8	[1,2,4]
3	1910 - 2005	295 - 378	26	1.0	[2,3,4]

Результаты исследований известных научных центров о динамике глобального потепления на Земле за XX век убедили многих учёных-скептиков в том, что глобальное потепление действительно наступает на земном шаре.

Во второй половине XX века климатологи из Национального центра климатических данных NCDC США и Центра исследования климата им. Хедли Великобритании, проводили исследования во многих регионах мира – над сушей и океанами, о росте средней глобальной температуры атмосферы. Данные этих измерений показывают, что над сушей средняя температура приземного воздуха атмосферы растёт заметно быстрее, чем над океанами. Это легко объяснимый результат, имея в виду, что вода в океанах обладает огромной теплоёмкостью.

Результаты этих исследований показывают, что рост средней температуры приземного слоя воздуха атмосферы более бесспорен для Северного полушария Земли, для которого характерен меридиональный градиент. На высоких широтах Северного полушария потепление заметнее, чем на средних и нижних широтах.

В конце XX века на южном полушарии Земли повысились температуры атмосферного приземного воздуха наблюдается только на антарктическом полуострове. На остальных территориях Антарктиды в течение 50 лет (с 1940 года по 1990 год) средняя температура атмосферы не возросла.

Предвидеть все последствия, связанные с глобальным потеплением климата на Земле не так просто, тем более, что математические модели дают лишь приближённое описание процессов, определяющих состояние атмосферы. По мнению Роберта М. Уайта “атмосфера настолько сложна, что детально воспроизвести её в математических моделях просто невозможно”[1].

Несмотря на указанные трудности, в конце первой половины XX века, в Институте высших исследований в Пристоне (шт. Нью-Джерси, США), под руководством известного математика Джона фон Неймана была впервые предпринята попытка описать атмосферу математически с помощью компьютера.

Заслуживает особого внимания тот факт, что в то время Джону фон Нейману удалось собрать вокруг себя многих молодых талантливых математиков, которые в тесном сотрудничестве с Чарльзом Дэвидом Килингом, сделали много полезного в изучении в данной работе рассматриваемых вопросов, связанных с глобальным потеплением климата на Земле за XX век.

В 60-е годы XX века сотрудники Лаборатории геофизической гидродинамики США Сюкюре Манабе и Ричард Узеральд создали первую модель климата. Они же “рассчитали, что удвоение содержания в атмосфере диоксида углерода привело бы к потеплению климата в глобальном масштабе в среднем на 3 °C”[1]. Такая величина роста

средней температуры в приземном слое атмосферы Земли была зафиксирована при расчетах, проведенных во многих лабораториях мира.

Диапазоны роста величин средней глобальной температуры, рассчитанные различными компьютерными моделями, представлены на рис. 3, опубликованном в 1989 г. в статье Стивена Г. Шнайдера[5]. На рисунке зачернённая область примерно соответствует тому, что дают архивные метеорологические данные с 1850 г. по 1989г, а незачернённая – рассчитанному на основе компьютерной модели потепления климата на Земле с 1989г. по 2050 г.

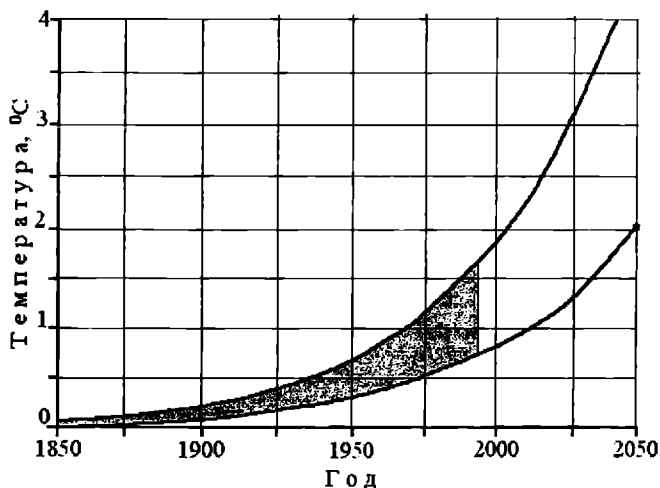


Рис. 3. Прогнозы глобального потепления до 2050г.(по [5]).

Как видно из рис.3 к 2050 году, рассчитанные величины роста средней температуры земной атмосферы сосредоточены в интервале от 2 до 4 °С.

Необходимо отметить, что все компьютерные модели предсказывают значительное усиление глобального потепления климата на Земле.

В заключение, в знак признания, отметим тот большой вклад, который во второй половине XX века американские специалисты в области физики атмосферных явлений Чарлз Дэвид Килинг, Лауреат Нобелевской Премии Стивен Г. Шнайдер (его называют первым климатологом США), Джон фон Нейман и Роберт М. Уайт внесли в дело изучения такой общечеловеческой проблемы, каковой является глобальное потепление земного климата за XX век.

В свою очередь, авторы данной работы предлагают молодым специалистам в области физики атмосферы заняться проблемой – детально идентифицировать такое многогранное природное явление, каким является глобальное потепление климата с его динамикой.

Современные требования для успешной реализации программы исследования:

1. В первую очередь надо наладить методнку, обеспечивающую непрерывный контроль концентрации диоксида углерода – CO_2 в приземном слое атмосферы Земли.

Методика решения этой задачи известна. Нужно лишь, с целью непрерывного определения концентрации диоксида углерода в атмосфере, двухканальным инфракрасным спектрофотометром при комнатной температуре исследовать спектры поглощения атмосферного CO₂ – в ближней инфракрасной области спектра ($\lambda=2,1\text{мкм}$).

Двухканальные инфракрасные спектрофотометры с высокой разрешающей способностью выпускают разные фирмы США, Германии, Японии и т.д.

2. Одновременно за слежением концентрации CO₂ в атмосфере, необходимо на метеорологических станциях следить за температурой, влажностью воздуха, скоростью ветра, атмосферным давлением и озоновым слоем.

Л и т е р а т у რ ა

1. Роберт М. Уайт. Большой климатический спор. В “Мире науки” (Scientific American. Издание на русском языке). Москва. «Мир». №9. 1990.
2. http://scripps.co2.ucsd.edu/program_hystory/Keeling_curve_lesson.html.
3. <http://galspace.spb.ru/index97/html>.
4. <http://www.oism.org/pproject/s33p36.htm>.
5. Стивен Г. Шнайдер. Изменяющийся климат. В “Мире науки” (Scientific American. Издание на русском языке). Москва. «Мир». №11. 1989.

გლობალური დათბობა და მისი დინამიკა

ჭიაბრიშვილი ნ., სალუკვაძე თ.

რეზიუმე

სტატიაში განხილულია XX საუკუნეში კაცობრიობის წინაშე წარმოქმნილი ისეთი ბუნებრივი პრობლემა, როგორცაა კლიმატის გლობალური დათბობა და მისი დინამიკა დედამიწაზე.

აღნიშნული პრობლემის შესასწავლად გამოყენებული იქნა მსოფლიოს ცნობილ სამეცნიერო ცენტრებში მოპოვებული ექსპერიმენტული მასალების ანალიზის შედეგები.

ნაჩვენებია, რომ XX საუკუნის განმავლობაში დედამიწის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში საშუალო ტემპერატურის გლობალური მატება არ აღემატება 1 °C.

ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И ЕГО ДИНАМИКА

ჭიაბრიშვილი Н.Г., Салуквадзе Т.Г.

Реферат

В статье рассмотрена возникшая перед Человечеством в XX-ом веке проблема глобального потепления климата и его динамика на Земле.

Для изучения указанной проблемы были применены результаты анализа экспериментальных данных, полученных в разных мировых научных исследовательских центрах.

Показано, что в течение XX-го века увеличение средней глобальной температуры приземного слоя атмосферы Земли не превышает 1° C.

GLOBAL WARMING AND ITS DYNAMICS

Chiabrisvili N.G., Salukvadze T.G.

Abstract

In article, it is considered arisen before Mankind in XX century a problem of global warming of a climate and its dynamics on the Earth.

Results of the analysis of the experimental data received in the different world scientific research centers have been applied to studying of the specified problem.

It is shown, that during the XX century, the increase in average global temperature of a ground layer of atmosphere of the Earth does not exceed 1° C.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕДНЕВНЫХ И ЧАСОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1980 – 2003 ГГ.

Чихладзе В.А.

*Институт геофизики им М. Нодиа, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1, E-mail:
victor.chikhladze@yandex.ru*

Исследования дневных часовых и среднедневных значений концентрации приземного озона (КПО) представляет особый интерес [1 - 9, 14, 16], так как в дневное время в индустриальных районах, за счёт фотохимических процессов, содержание озона в воздухе может достигать опасных для биосферы уровней. Ниже приведены результаты исследований часовых и среднедневных значений КПО в Тбилиси в период с 1980 по 2003 гг.

Рассмотрим основные статистические характеристики [10 - 13, 15] среднедневных и часовых значений КПО в Тбилиси в 1980 – 1991 и 1992-2003 гг. по данным за год, тёплый и холодный периоды года, измеренных с 11 до 19 часов. В таблице 1 представлены статистические характеристики среднечасовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в дневное время с 11 до 19 часов по годовым данным в период 1992 – 2003 гг. (651 день непрерывных измерений) и 1980 – 1991 гг. (1036 дней непрерывных измерений). Как следует из этой таблицы, диапазон изменений основных статистических характеристик КПО за период 1992 - 2003 гг. составлял: средняя КПО менялась от 26,1 мкг/м³ в 11 часов до 52,1 мкг/м³ в 16 часов при среднедневном значении 43,8 мкг/м³, так как минимальное значение КПО для всего периода наблюдений составляло 0, максимальная КПО и вариационный размах менялись от 95 мкг/м³ в 11 часов до 174 мкг/м³ в 17 часов при среднедневном значении 126,8 мкг/м³, медианное значение КПО менялось от 23 мкг/м³ в 11 часов до 51 мкг/м³ в 15 и 16 часов при среднедневном значении 42,3 мкг/м³, модальное значение от 0 в 11 часов до 56 мкг/м³ в 14 часов при среднедневном значении 29,6 мкг/м³, стандартное отклонение – от 19 мкг/м³ в 11 часов до 24,8 мкг/м³ в 19 часов при среднедневном значении 21,2 мкг/м³, коэффициент вариации – от 46,2% в 16 часов до 72,8 % в 11 часов при среднедневном значении 48,5%. Максимум КПО наблюдается в 16 часов. При этом $KPO_{16ч} = KPO_{15ч} > KPO_{16ч} > KPO_{17ч}$ с уровнем значимости по критерию Стьюдента α не хуже 0,01 и $KPO_{16ч} > KPO_{17ч}$ с α не хуже 0,2. То есть наибольшие значения КПО наблюдаются в 15 и 16 часов. Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии и эксцесса для 651 дня наблюдений соответственно составляет 0,096 и 0,19. Для каждого времени наблюдений нет ни одного случая, чтобы одновременно абсолютные значения рассчитанных коэффициентов асимметрии и эксцесса были меньше утренних теоретических значений их стандартных отклонений. Поэтому в генеральной совокупности функции распределения среднечасовых и среднедневных значений КПО не являются нормальными.

Из таблицы 1 следует, что в 1980 – 1991 гг. диапазон изменений основных статистических характеристик КПО составлял: средняя КПО менялась от 28,8 мкг/м³ в 11 часов до 41,3 мкг/м³ в 15 часов при среднедневном значении 36,2 мкг/м³; также, как и в предыдущем случае, минимальное значение КПО для всего периода наблюдений составляло 0, максимальная КПО и вариационный размах менялись от 120 мкг/м³ в 13 и 14 часов до 158 мкг/м³ в 12 часов при среднедневном значении 132 мкг/м³, медианное значение КПО менялось от 25 мкг/м³ в 11 часов до 40 мкг/м³ в 15 и 16 часов при среднедневном значении 36,2 мкг/м³, модальное значение от 0 для всех часов наблюдений, кроме 16 часов (Mode = 40 мкг/м³), стандартное отклонение менялось от 21,3 мкг/м³ в 19 часов до 24 мкг/м³ в 15 часов при среднедневном значении 21,1 мкг/м³, коэффициент вариации – от 58,12% в 15 часов до 76,6 % в 11 часов при среднедневном значении

58,2%. Максимум КПО наблюдается в 15 часов. При этом $KPO_{14ч} = KPO_{15ч} = KPO_{16ч}$, $KPO_{15ч} > KPO_{17ч}$ с уровнем значимости по критерию Стьюдента α не хуже 0,01 и $KPO_{15ч} > KPO_{17ч}$ с α не хуже 0,002. То есть наибольшие значения КПО наблюдаются в 14, 15 и 16 часов.

Таблица 1

Статистические характеристики среднечасовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1992-2003 и 1980-1991 гг по годовым данным. КПО – мкг/м³.

Час	11	12	13	14	15	16	17	18	19	11-19
Парам	1992-2003									
Mean	26,1	35,3	43,1	48,1	51,4	52,1	50,3	45,9	41,5	43,8
Min	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Max	95	104	140	148	170	168	174	156	170	126,8
Interv	95	104	140	148	170	168	174	156	170	126,8
Median	23	34	43	47	51	51	49	46	41	42,3
Mode	0	36	46	56	46	42	45	40	36	29,6
St Dev	19,0	21,6	22,9	23,9	24,2	24,1	24,0	23,8	24,8	21,2
σ_m	0,75	0,85	0,90	0,94	0,95	0,95	0,94	0,93	0,97	0,83
C_v (%)	72,8	61,2	53,2	49,7	47,1	46,2	47,8	51,8	59,7	48,5
A_s	0,66	0,35	0,34	0,49	0,68	0,65	0,64	0,50	0,48	0,40
K	-0,04	-0,35	0,41	1,13	2,01	1,90	1,82	1,19	1,08	0,55
Count	651	651	651	651	651	651	651	651	651	651
CONF 95% (+/-)	1,46	1,66	1,76	1,84	1,86	1,85	1,85	1,83	1,90	1,63
CONF L	24,7	33,7	41,4	46,3	49,5	50,3	48,4	44,0	39,6	42,1
CONF U	27,6	37,0	44,9	50,0	53,3	54,0	52,1	47,7	43,4	45,4
Парам	1980-1992									
Mean	28,8	34,1	38,2	40,7	41,3	40,7	38,1	34,2	30,2	36,2
Min	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Max	136	158	120	120	140	155	144	144	144	132
Interv	136	158	120	120	140	155	144	144	144	132
Median	25	32	37,5	39	40	40	38	33	29	36,2
Mode	0	0	0	0	0	40	0	0	0	0
St Dev	22,0	23,4	23,7	23,9	24,0	23,9	23,1	22,3	21,3	21,1
σ_m	0,68	0,73	0,74	0,74	0,75	0,74	0,72	0,69	0,66	0,66
C_v (%)	76,6	68,7	62,1	58,7	58,1	58,7	60,8	65,3	70,6	58,2
A_s	0,73	0,55	0,30	0,26	0,28	0,41	0,31	0,38	0,51	0,26
K	0,21	0,25	-0,50	-0,51	-0,32	0,33	-0,21	-0,15	0,11	-0,29
Count	1036	1036	1036	1036	1036	1036	1036	1036	1036	1036
CONF 95% (+/-)	1,34	1,43	1,45	1,45	1,46	1,46	1,41	1,36	1,30	1,29
CONF L	27,4	32,6	36,8	39,2	39,9	39,2	36,7	32,9	28,9	35,0
CONF U	30,1	35,5	39,6	42,1	42,8	42,2	39,5	35,6	31,5	37,5
α крит. Стьюдента	0,01	0,25	0,001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001

Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии и эксцесса для 1036 дней наблюдений соответственно составляет 0,076 и 0,15. Как и в предыдущем случае, для

каждого времени наблюдений нет ни одного случая, чтобы одновременно абсолютные значения рассчитанных коэффициентов асимметрии и эксцесса были меньше утренних теоретических значений их стандартных отклонений. Поэтому в генеральной совокупности функции распределения среднечасовых и среднедневных значений КПО также не являются нормальными. Анализ таблицы 1 также показывает, что среднедневная КПО в 1992 – 2003 гг. по сравнению с 1980 – 1991 гг. выросла на 7,6 мкг/м³ (или на 21%). Максимальный рост КПО в указанные два периода времени составил 12,2 для 17 часов (или 32%). При этом интересно отметить, что в 1992 – 2003 гг., по сравнению с 1980 – 1991 гг., рост КПО отмечался для всех времён наблюдений, за исключением 11 часов. В 11 часов напротив, в советский период значение КПО было на 2,6 мкг/м³ выше, чем в постсоветский.

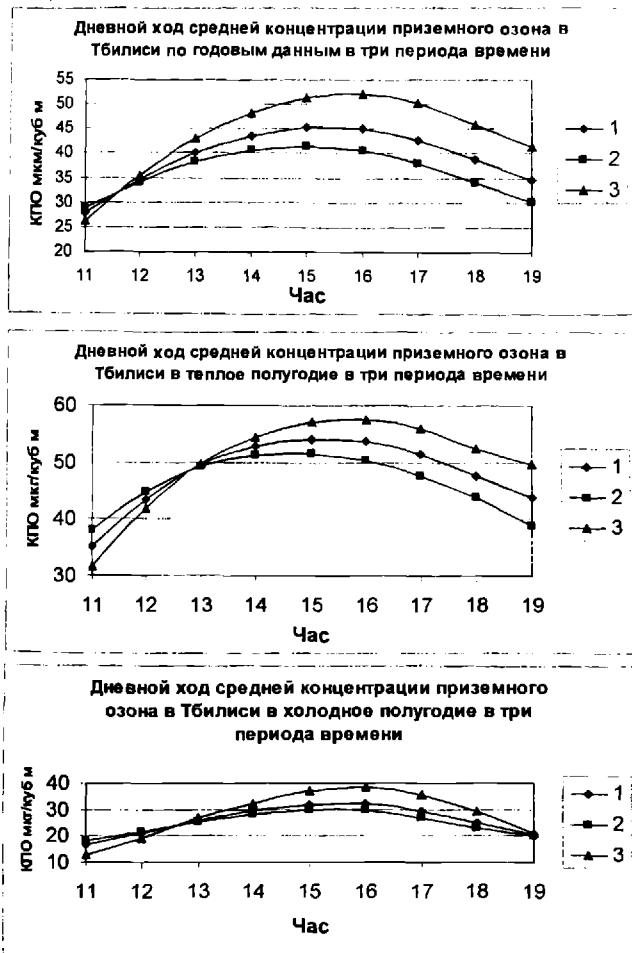


Рис. 1. 1 – 1980—2003гг.; 2 – 1980-1991 гг.; 3 – 1992-2003 гг.

Дополнительно к таблице 1, на рисунке (верхний график) для наглядности приведён дневной ход КПО в Тбилиси по годовым данным для периодов времени 1980 – 2003 гг., 1980 – 1991 гг. и 1992 – 2003 гг.

Таблица 2

Статистические характеристики среднечасовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1992-2003 и 1980-1991 гг по данным за теплое полугодие. КПО – мкг/м³.

Час	11	12	13	14	15	16	17	18	19	11-19
Парам	1992-2003									
Mean	31,5	41,8	49,7	54,4	57,1	57,6	56,1	52,5	49,6	50,0
Min	0	0	1	1	2	3	2	2	1	2,9
Max	95	104	140	148	170	168	174	156	170	126,8
Interv	95	104	139	147	168	165	172	154	169	123,9
Media n	30	40	48	54	55	56	55	51	48	47,9
Mode	16	32	46	44	46	42	45	61	36	29,6
St Dev	17,9	19,6	20,6	21,9	22,5	22,6	22,3	21,3	21,3	18,9
σ_m	0,83	0,91	0,96	1,02	1,04	1,05	1,03	0,99	0,99	0,88
C _v (%)	56,7	46,9	41,4	40,3	39,3	39,3	39,7	40,7	43,0	37,9
A _s	0,50	0,30	0,52	0,82	1,12	1,03	0,98	0,87	0,93	0,69
K	-0,14	-0,10	1,21	2,04	3,28	2,92	2,75	2,55	2,93	1,24
Count	464	464	464	464	464	464	464	464	464	464
CONF 95% (+/-)	1,63	1,79	1,87	2,00	2,05	2,06	2,03	1,94	1,94	1,73
CONF L	29,9	40,0	47,8	52,4	55,0	55,6	54,0	50,5	47,7	48,3
CONF u	33,1	43,6	51,6	56,4	59,1	59,7	58,1	54,4	51,6	51,8
Парам	1980-1992									
Mean	38,1	44,9	49,2	51,3	51,4	50,3	47,8	43,8	39,0	46,2
Min	0	2	3	3	2	2	0	2	0	2,9
Max	136	158	120	120	140	155	144	144	144	132,0
Interv	136	156	117	117	138	153	144	142	144	129,1
Media n	36	43	48	50	50	48	45	42	38	45,7
Mode	30	32	40	50	44	48	44	50	32	39,6
St Dev	20,5	21,0	20,9	21,0	21,4	21,3	20,1	19,0	18,7	17,8
σ_m	0,87	0,90	0,89	0,89	0,91	0,91	0,86	0,81	0,80	0,76
C _v (%)	53,8	46,9	42,4	40,9	41,7	42,4	42,0	43,4	48,0	38,6
A _s	0,71	0,64	0,30	0,30	0,35	0,69	0,47	0,58	0,67	0,42
K	0,71	1,32	-0,17	-0,27	0,05	1,30	0,65	1,04	1,48	0,52
Count	551	551	551	551	551	551	551	551	551	551
CONF 95% (+/-)	1,71	1,76	1,75	1,75	1,79	1,78	1,68	1,59	1,56	1,49
CONF L	36,4	43,1	47,5	49,5	49,6	48,5	46,1	42,2	37,4	44,7
CONF u	39,8	46,6	51,0	53,0	53,2	52,1	49,5	45,4	40,5	47,7
α крит. Стьюдента	0,001	0,02	1	0,02	0,001	0,001	0,001	0,001	0,0001	0,002

В таблице 2 представлены статистические характеристики среднечасовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в дневное время с 11 до 19 часов по данным за тёплое

полугодие в период 1992 – 2003 гг. (464 дня непрерывных измерений) и 1980 – 1991 гг. (551 день непрерывных измерений).

Из этой таблицы следует, что диапазон изменений основных статистических характеристик КПО в 1992 – 2003 гг. составлял: средняя КПО менялась от 31,5 мкг/м³ в 11 часов до 57,6 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 50 мкг/м³, минимальное значение КПО составляло от 0 в 11 и 12 часов до 3 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 2,9 мкг/м³, максимальная КПО менялась от 95 мкг/м³ в 11 часов до 174 мкг/м³ в 17 часов при средненежном значении 126,8 мкг/м³, вариационный размах менялся от 95 мкг/м³ в 11 часов до 172 мкг/м³ в 17 часов при средненежном значении 123,9 мкг/м³, медианное значение КПО менялось от 30 мкг/м³ в 11 часов до 56 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 47,9 мкг/м³, модальное значение от 16 мкг/м³ в 11 часов до 61 мкг/м³ в 18 часов при средненежном значении 29,6 мкг/м³, стандартное отклонение от 17,9 мкг/м³ в 11 часов до 22,6 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 18,9 мкг/м³, коэффициент вариации – от 39,3% в 15 и 16 часов до 56,7% в 11 часов при средненежном значении 37,9%. Максимум КПО наблюдается в 16 часов. При этом $KPO_{16ч} = KPO_{15ч} > KPO_{16ч} > KPO_{14ч}$ с уровнем значимости по критерию Стьюдента $\hat{\alpha}$ не хуже 0,02 и $KPO_{16ч} > KPO_{17ч}$ с $\hat{\alpha}$ не хуже 0,3. Т. е. наибольшие значения КПО наблюдаются в 15 и 16 часов.

Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии и эксцесса для 464 случаев наблюдений соответственно составляет 0,11 и 0,23. Для всех периодов наблюдений, кроме 12 часов, нет ни одного случая, чтобы одновременно абсолютные значения рассчитанных коэффициентов асимметрии и эксцесса были меньше утренних теоретических значений их стандартных отклонений. Поэтому в генеральной совокупности функции распределения среднечасовых и средненежных значений КПО для указанных времён (кроме 12 часов) не являются нормальными. Для 12 часов функция распределения КПО имеет вид нормального.

В 1980 – 1991 гг. диапазон изменений основных статистических характеристик КПО для тёплого полугодия составлял: средняя КПО менялась от 38,1 мкг/м³ в 11 часов до 51,4 мкг/м³ в 15 часов при средненежном значении 46,2 мкг/м³, минимальное значение КПО составляло 0 для 11, 17 и 19 часов, при максимальном значении 3 мкг/м³ в 13 и 14 часов и средненежном значении 2,9 мкг/м³, максимальная КПО менялась от 120 мкг/м³ в 13 и 14 часов до 158 мкг/м³ в 12 часов при средненежном значении 132 мкг/м³, вариационный размах менялся от 117 мкг/м³ в 13 и 14 часов до 156 мкг/м³ в 12 часов при средненежном значении 129,1 мкг/м³, медианное значение КПО менялось от 36 мкг/м³ в 11 часов до 50 мкг/м³ в 14 и 15 часов при средненежном значении 45,7 мкг/м³, модальное значение от 30 мкг/м³ в 11 часов до 50 мкг/м³ в 14 и 18 часов при средненежном значении 39,6 мкг/м³, стандартное отклонение – от 18,7 мкг/м³ в 19 часов до 21,4 мкг/м³ в 15 часов при средненежном значении 17,8 мкг/м³, коэффициент вариации – от 40,9% в 14 часов до 53,8% в 11 часов при средненежном значении 38,6%. Максимум КПО наблюдается в 15 часов. При этом $KPO_{14ч} = KPO_{15ч} > KPO_{16ч} > KPO_{15ч} > KPO_{13ч}$ с уровнем значимости по критерию Стьюдента $\hat{\alpha}$ не хуже 0,1 и $KPO_{15ч} > KPO_{17ч}$ с $\hat{\alpha}$ не хуже 0,01. То есть наибольшие значения КПО наблюдаются в 14, 15 и 16 часов.

Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии и эксцесса для 551 случая наблюдений соответственно составляет 0,1 и 0,21. В данном случае, в генеральной совокупности функции распределения среднечасовых значений КПО нормальны для 13 и 14 часов, для остальных времён наблюдений – отличны от нормального.

Среднедневная КПО в 1992 – 2003 гг. по сравнению с 1980 – 1991 гг. в тёплое полугодие выросла на 3,8 (или на 8,2%). Максимальный рост КПО в указанные два периода времени составил 10,6 для 19 часов (или 27,2%). При этом, в 1992 – 2003 гг. по сравнению с периодом 1980 – 1991 гг. в 11 и 12 часов отмечалось уменьшение КПО, в 13 часов неизменность, а в остальные часы – рост.

На рисунке (средний график) приведён дневной ход КПО в Тбилиси по данным за тёплое полугодие для периодов времени 1980 – 2003 гг., 1980 – 1991 гг. и 1992 – 2003 гг.

Наконец, в таблице 3 представлены статистические характеристики среднечасовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в дневное время с 11 до 19 часов по данным за холодное полугодие в период 1992 – 2003 гг. (187 дней непрерывных измерений) и 1980 – 1991 гг. (485 дней непрерывных измерений).

Диапазон изменений основных статистических характеристик КПО 1992 – 2003 гг. в холодное полугодие составлял: средняя КПО менялась от 12,9 мкг/м³ в 11 часов до 38,5 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 28,2 мкг/м³, так как минимальное значение КПО для всего периода

наблюдений составляло 0, максимальная КПО и вариационный размах менялись от 86 мкг/м³ в 13 и 19 часов до 135 мкг/м³ в 17 часов при средненежном значении 86,1 мкг/м³,

Таблица 3

Статистические характеристики среднечасовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1992-2003 и 1980-1991 гг по данным за холодное полугодие. КПО – мкг/м³.

Час	11	12	13	14	15	16	17	18	19	11-19
Парам	1992-2003									
Mean	12,9	19,3	26,8	32,4	37,3	38,5	35,8	29,4	21,3	28,2
Min	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Max	86	94	90	94	105	112	135	90	86	86,1
Interv	86	94	90	94	105	112	135	90	86	86,1
Media n	8	14	23	32	37	39	35	25	15	25,8
Mode	0	0	0	18	40	32	45	12	0	38,7
St Dev	14,9	17,7	20,3	21,4	22,7	22,3	22,2	21,5	20,8	18,5
σ_m	1,09	1,29	1,49	1,57	1,66	1,63	1,63	1,57	1,53	1,35
C _v (%)	115,9	91,5	75,7	66,0	60,8	57,8	61,9	72,9	97,9	65,5
A ₁	2,08	1,20	0,72	0,40	0,40	0,32	0,61	0,65	0,98	0,64
K	6,02	1,53	0,08	-0,57	-0,32	-0,30	0,98	-0,35	0,15	0,07
Count	187	187	187	187	187	187	187	187	187	187
CONF 95% (+/-)	2,14	2,54	2,91	3,08	3,26	3,20	3,19	3,09	2,99	2,65
CONF L	10,7	16,8	23,9	29,4	34,0	35,3	32,7	26,4	18,3	25,5
CONF u	15,0	21,8	29,7	35,5	40,6	41,7	39,0	32,5	24,3	30,9
Парам	1980-1992									
Mean	18,2	21,8	25,7	28,6	29,9	29,8	27,1	23,3	20,3	24,9
Min	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Max	82	81	84	88	105	122	101	84	84	81,8
Interv	82	81	84	88	105	122	101	84	84	81,8
Media n	12	16	22	26	27	27	24	18	14	21,6
Mode	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
St Dev	18,7	19,6	20,3	21,1	21,6	21,9	21,4	20,8	19,7	18,7
σ_m	0,85	0,89	0,92	0,96	0,98	1,00	0,97	0,94	0,90	0,85
C _v (%)	103,0	90,1	79,1	73,8	72,1	73,6	79,2	89,1	97,5	75,0
A ₁	1,20	0,87	0,61	0,53	0,48	0,54	0,62	0,79	0,91	0,61
K	0,63	-0,15	-0,60	-0,59	-0,54	-0,33	-0,51	-0,35	-0,14	-0,50
Count	485	485	485	485	485	485	485	485	485	485
CONF 95% (+/-)	1,67	1,75	1,81	1,88	1,92	1,95	1,91	1,85	1,76	1,67
CONF L	16,5	20,0	23,9	26,7	28,0	27,8	25,1	21,5	18,5	23,3
CONF u	19,8	23,5	27,5	30,4	31,8	31,7	29,0	25,2	22,0	26,6
α крит. Стьюдента	0,001	0,1	1	0,02	0,001	0,001	0,001	0,002	1	0,05

медианное значение КПО менялось от 8 мкг/м³ в 11 часов до 39 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 25,8 мкг/м³, модальное значение от 0 мкг/м³ в 11-13 и 19 часов до 45

мкг/м³ в 17 часов при средненежном значении 38,7 мкг/м³, стандартное отклонение – от 14,9 мкг/м³ в 11 часов до 22,7 мкг/м³ в 15 часов при средненежном значении 18,5 мкг/м³, коэффициент вариации – от 57,89% в 16 часов до 115,9 % в 11 часов при средненежном значении 65,5%. Максимум КПО наблюдается в 16 часов. При этом $KPO_{15ч} = KPO_{16ч}$, $KPO_{16ч} > KPO_{14ч}$ с уровнем значимости по критерию Стьюдента $\hat{\alpha}$ не хуже 0,01 и $KPO_{16ч} > KPO_{17ч}$ с $\hat{\alpha}$ не хуже 0,25. То есть наибольшие значения КПО наблюдаются в 15 и 16 часов.

Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии и эксцесса для 187 случаев наблюдений соответственно составляет 0,18 и 0,36. Для 14,15 и 16 часов функции распределения КПО в генеральной совокупности имеют нормальный вид, для остальных часов наблюдений – отличны от нормального.

Из той же таблицы следует, что в 1980 – 1991 гг. диапазон изменения основных статистических характеристик КПО в холодное полугодие составлял: средняя КПО менялась от 18,2 мкг/м³ в 11 часов до 29,9 мкг/м³ в 15 часов при средненежном значении 24,9 мкг/м³, так же, как и в предыдущем случае, минимальное значение КПО для всего периода наблюдений составляло 0, максимальная КПО и вариационный размах менялись от 81 мкг/м³ в 12 часов до 122 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 81,8 мкг/м³, медианное значение КПО менялось от 12 мкг/м³ в 11 часов до 27 мкг/м³ в 15 и 16 часов при средненежном значении 21,6 мкг/м³, модальное значение от 0 для всех часов наблюдений, стандартное отклонение менялось от 18,7 мкг/м³ в 11 часов до 21,9 мкг/м³ в 16 часов при средненежном значении 18,7 мкг/м³, коэффициент вариации – от 72,1% в 15 часов до 103 % в 11 часов при средненежном значении 75%. Максимум КПО наблюдается в 15 часов. При этом $KPO_{15ч} = KPO_{16ч}$, $KPO_{15ч} > KPO_{14ч}$ с уровнем значимости по критерию Стьюдента $\hat{\alpha}$ не хуже 0,35 и $KPO_{15ч} > KPO_{17ч}$ с $\hat{\alpha}$ не хуже 0,05. То есть наибольшие значения КПО наблюдаются в 15 и 16 часов.

Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии и эксцесса для 485 случаев наблюдений соответственно составляет 0,11 и 0,22. Для каждого времени наблюдений, нет ни одного случая, чтобы одновременно абсолютные значения рассчитанных коэффициентов асимметрии и эксцесса были меньше утроенных теоретических значений их стандартных отклонений. Поэтому в генеральной совокупности функции распределения среднечасовых и средненежных значений КПО не являются нормальными.

Среднедневная КПО в холодное полугодие в 1992 – 2003 гг. по сравнению с 1980-1991 гг. выросла всего на 3,3 мкг/м³ (или на 1,3%). Максимальный рост КПО в указанные два периода времени составил 8,8 мкг/м³ для 16 и 17 часов (или соответственно 29 и 32%). В 1992-2003 гг., по сравнению с 1980-1991 гг. рост КПО отмечался для времён с 14 по 18 часов. В 13 и 19 часов в холодное полугодие КПО для обоих периодов лет одинаковы, а в 11 и 12 часов КПО в советский период была выше, чем в постсоветский.

Отметим, что в таблицах 1-3 приведены также значения стандартных ошибок средних значений КПО, величины 95%-ых доверительных интервалов средних и уровней значимости критерия Стьюдента для сравнения средних КПО в различные времена наблюдений.

Дополнительно к таблице 3 на рисунке (нижний график) для иллюстрации приведён дневной ход КПО в Тбилиси по данным за холодное полугодие для 1980-2003 гг., 1980-1991 гг. и 1992–2003 гг.

Интересно отметить, что по годовым данным и по данным за тёплое полугодие в 1980-1991 гг., максимальные КПО приходились на послеполуденные часы – на 14, 15 и 16 часов, а в 1992-2003 гг. – на 15 и 16 часов. То есть во второй промежуток времени на фоне роста КПО примерно на час сократилась продолжительность с максимальным значением КПО. Для холодного полугодия такого же эффекта не наблюдается и максимум КПО для обоих периодов времени приходится на 15 и 16 часов. Объяснение этого эффекта – предмет дальнейших исследований.

Литература

1. ხარჩილაკა ჯ., ლოქავიშვილი მ. - ტროპოსფერული ოზონის ვარიაციები საქართველოში, სამეცნიერო სესია "პავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში", თბილისი, მეცნიერება, 1998, 21-23.
2. Bojkov R.D., Hudson R.D., Bishop L., Fioletov F., Russell III J.M., Stolarski R.S., Uchino O., Zerefos C.S. - Ozone variability and trends, WMO Scientific Assessment of ozone Depletion: 1998. Global ozone Reserch and Monitoring Project – Report No.44, Geneva 1999

3. Kharchilava D., Amiranashvili A., Amiranashvili V., Chikhladze V., Gabedava V. - Long-term variations of atmospheric ozone in Georgia and their connection with human health, Proc. I International conference on Ecology and Environmental management in Caucasus. Tbilisi, Georgia, 6 – 7 October 2001, Foundation "Caucasus Environment", Tbilisi, 2001, 80 – 82.
4. Lefohn, A.S. Oltmans S.J., Dann T., Singh H.B. - Present-day variability of Background ozone in the lower troposphere, J. Geophys. Res. 106 (D9), 2001, 9945 – 9958.
5. Senik, I.A., Elansky, N.F. - Surface Ozone Concentration Measurements at the Kislovodsk High-Altitude Scientific Station: Temporal Variations and Trend, ФАО, 2001. V. 37. Suppl. 1. P. S110-S119.
6. WMO (World Meteorological Organization), Global Ozone Research and Monitoring Project. Report No. 43, Geneva, 1998.
7. Арабов А.Я., Белоглазов М.И., Еланский И.Ф., Карпечко А.Ю., Коргунова З.В., Кузнецов Г.И., Поволотская Н.П., Сеник И.А., Тарасова О.А. - Особенности вариаций концентрации приземного озона над европейской частью России, «Физические проблемы экологии (экологическая физика)», сборник научных трудов, под ред. В.И.Трухина, Ю.А. Пирогова, К.В. Показеева, М: МАКС Пресс, №9,2002, с.56-69
8. Белан Б.Д., Скляднева Т.К. - Суточный ход концентрации приземного озона в районе г. Томск, Метеорология и гидрология, N 5, 2001, 50 – 60.
9. Беликов И.Б., Егоров В.И., Еланский Н.Ф., и др.- Положительные аномалии приземного озона в июле-августе 2002 г. в Москве и её окрестностях. Известия РАН. Физика атмосферы и океана, том 40, № 1, 2004, 75-86.
10. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. – Таблицы математической статистики, М., Наука, 1983, 1-416.
11. Ван дер Варден Б.Л. – Математическая статистика, М., ИЛ, 1960, 1-434.
12. Кэндэл М. – Временные ряды, М., Финансы и статистика, 1981, 1-200.
13. Мюллер П., Нойман П., Штурм Р. – Таблицы по математической статистике, М., Финансы и статистика, 1982, 1-267.
14. Панкратова Н.В., Арабов А.Я., Беликов И.Б., Еланский Н.Ф., Савиных В.В., Сеник И.А., Скороход А.И., Демин В.В., Косолапенко В.И. – Режим приземного озона по данным наблюдений на сети станций ИФА РАН, Сб. докл. 3-ей Межд. конф. "Состояние и охрана воздушного бассейна и водно-минеральных ресурсов курортно-рекреационных регионов", Кисловодск, 21-24 апреля 2003, 32-33.
15. Пановский Г.А., Брайер Г.А. – Статистические методы в метеорологии, Л., Гидрометеоиздат, 1967, 1-243.
16. Чикхладзе В.А. - Результаты исследований вариаций концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 гг, Труды Института геофизики АН Грузии, том 58, 2003 .

ქ. თბილისში 1980 – 2003 წლებში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო დღიური და საათობრივი მნიშვნელობების ცვალებადობა

კ. ჩიხლაძე

რეზიუმე

მოყვანილია 1980-1991 და 1992-2003 წლებში ქ. თბილისში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო დღიური და საათობრივი მნიშვნელობების სტატისტიკური მახასიათებლები და კვლევის შედეგები დღის 11-დან 19 საათამდე გაზომილი წლის და წელიწადის თბილი და ცივი პერიოდების მონაცემების მიხედვით.

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕДНЕВНЫХ И ЧАСОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ
КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1980 – 2003 ГГ.**

Чихладзе В.А.

Реферат

Приведены статистические характеристики и результаты исследований среднедневных и часовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1980-1991 и 1992-2003 гг. по данным за год, тёплый и холодный периоды года, измеренных с 11 до 19 часов.

**CHANGEABILITY OF THE MEAN DIURNAL AND HOUR VALUES OF THE
SURFACE OZONE CONCENTRATION IN TBILISI IN 1980 - 2003**

Chikhladze V.

Abstract

Statistical characteristics and results of studies of the mean diurnal and hour values of the surface ozone concentration in Tbilisi in 1980-1991 and 1992-2003 according to the data during the year, warm and cold periods of year, measured from 11 to 19 hours, are given.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И УСКОРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ГИДРОСФЕРУ

Картвелишвили К.¹, Меликадзе Г.², Кобзев Г.²

1- Институт геофизики им М. Нодиа, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1

2- Институт Земных Наук Государственного Университета Илий, ул. Нуцубидзе 77,
melikadze@gmail.com

Проблема нестабильности гравитационного поля Земли в последнее время стала привлекать все более широкий круг специалистов. Изменяемость гравитационного поля Земли затрагивает интересы многих разделов естествознания, особенно наук о Земле, а также физики, астрономии, метрологии и др.

Изучение неприливных изменений силы тяжести является одной из важнейших проблем современной гравиметрии, тесно связанной с решением задач глобальной геодинамики. Быстро развивающиеся исследования в этой области выдвигают требования точных знаний об изменениях силы тяжести как регионального, так и глобального характера.

Стремительное развитие спутниковой геодезии, сопровождающееся быстрым повышением точности определения координат на земной поверхности, приводит к необходимости иметь данные о возможности перемещения центра масс Земли в системе координат, закрепленных на литосфере.

Непрерывно возрастающая точность физических эталонов, величина которых определяется через величину силы тяжести, требует точных знаний об изменяемости силы тяжести в точке, где этот эталон находится.

Изучение глобальных изменений силы тяжести во времени может дать новую информацию о физических свойствах земной коры, мантии и тектонических процессах, протекающих в глубинах Земли. Этот последний особенно важен для выработки методик возможного сейсмпрогноза.

В частности, с 1985 года на территории Грузии, на 10 глубоких гидрогеологических скважинах выполнялись режимные наблюдения, во время которых зафиксированы множество аномалий перед землетрясениями. Артезианские скважины, как чуткие объемные деформографы, реагировали на все виды деформации, вызываемые как экзогенными (атмосферное давление, приливные вариации и осадки), так и эндогенными процессами. Наблюдения проводились с помощью специализированной аппаратуры [1,2,3], обеспечивающей измерение деформаций до 10^{-8} - 10^{-9} степени (Рис. 1)

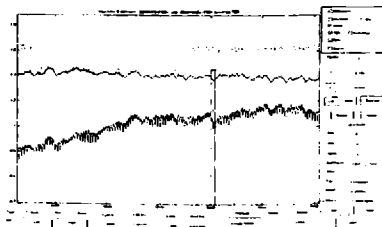


Рис. 1. Вариации параметров: уровня воды (нижняя линия), приливных вариаций (верхняя линия) и атмосферного давления (средняя линия) на скважине Марнеули. Вертикальные линии – происшедшие землетрясения.

Для корректной интерпретации данных и выявления причин, обуславливающих изменение параметров, важно провести анализ всех возможных действующих факторов.

Изменение уровня воды обусловлено следующими факторами: атмосферное давление (А); приливные вариации (П); тектоническое напряжение (Т) и атмосферные осадки.

$$\text{Уровень воды} = f(A) + f(P) + f(T) + f(O);$$

Для выделения тектонических составляющих необходим расчет влияния и корректное устранение экзогенных факторов, расчету теоретической подошвки которого посвящена данная работа.

Периодические и непереродические изменения уровня воды в артезианских скважинах и другие гидрогеологические эффекты могут дать возмущение силы тяжести на дневной поверхности порядка 7-8 мкГал. В некоторых случаях эти влияния могут превышать 100 мкГал, достигая 500 мкГал [4]. Установлено влияние изменения уровня грунтовых вод, вызываемое морскими приливами [5].

Теоретические оценки влияния кратковременных и сезонных перемещений атмосферных масс как регионального, так и местного характера позволяют предполагать, что возмущения гравитационного поля, вызванные этими явлениями, могут достигать 20-30 мкГал и должны учитываться при изучении глобальных изменений силы тяжести.

Плотность аномальной атмосферы изменяется со временем и создает переменные нагрузки на поверхности суши, моря и дна моря, вызывая их деформации. Поскольку современные гравиметры позволяют определить ускорение силы тяжести с точностью до нескольких микроГал [6], становится возможным изучение силы тяжести за длительные интервалы времени. При этом приходится учитывать влияние изменений состояния атмосферы.

Выполненные ранее исследования [7] показали, что перемещения атмосферных масс могут изменить силу тяжести на сотые доли миллиГала. При этом существенную роль играет область атмосферных масс в радиусе 100 км вокруг пункта наблюдения. Были рассмотрены только геофизические (не аппаратурные) влияния атмосферы на измеряемое g [6]. Изменения атмосферного состояния влияют на силу тяжести как вследствие изменений притяжения атмосферы, так и вследствие деформаций Земли при изменениях в атмосфере.

Переменные аномальные массы атмосферы занимают сравнительно небольшой объем, простираясь до высот в несколько десятков километров над земной поверхностью. Вертикальная составляющая ускорения тяготения, сообщаемая элементом dV атмосферы в точке $P(r, \vartheta, \alpha)$ (рис.2) пробному телу в точке P_0 на поверхности Земли будет

$$\delta g = \frac{f\sigma(h)\cos\psi}{\Delta^2} r^2 \sin\vartheta d\vartheta d\alpha dh \quad (1)$$

f - постоянная тяготения;

$\sigma(h)$ - плотность атмосферы на высоте h над точкой P_0 ;

α - азимут точки P ;

ψ - угол между P_0O и P_0P , где O - центр Земли;

ϑ - угол P_0OP .

$$r = r_0 + h - 21.4(\sin^2\varphi - \sin^2\varphi_0) \text{ км}, \quad (2)$$

где φ и φ_0 - широты точек P и P_0 .

Последним членом в (2), учитывающим сжатие земного сфероида, можно пренебречь. Тогда

$$\Delta^2 = r^2 + r_0^2 - 2rr_0\cos\vartheta$$

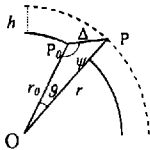
$$\cos\psi = -\frac{r\cos\vartheta - r_0}{\Delta} \quad (3)$$

$$\text{Полагая } \frac{h}{r_0} = x \quad (4)$$

$$\text{и } (1 - \cos\vartheta) = 2\sin^2\frac{\vartheta}{2} = Z(\vartheta); \quad \sin\vartheta d\vartheta = dZ \quad (5)$$

Рис. 2

$$\text{будем иметь } r = r_0(1+x); \quad \cos\psi = \frac{r_0}{\Delta} [(1+x)Z(\vartheta)^{-1} - x]$$



$$\text{и } \Delta^2 = 2r_0^2 \left[(1+x)Z(\vartheta) + \frac{x^2}{2} \right] = 2r_0^2 (1+x) \left[Z(\vartheta) + \frac{x^2}{2(1+x)} \right].$$

Из (1),(3), (4) и (5) получим

$$\delta g = \frac{f\sigma(h)r_0^4}{\Delta^3} [(1+x)Z(\vartheta) - x](1+x)^2 d\alpha dZ dx \quad (6)$$

Интегрируя по всем азимутам α , всем высотам и углам ϑ от 0 до ϑ , получим ускорение $\Delta g_0(\vartheta)$ в точке P_0 от притяжения атмосферного купола с раствором 2ϑ .

Авторы работы [6] ограничиваясь точностью в первые микрогалы для вычисления редукции (для пунктов, не лежащих вблизи морских побережий) предлагают формулу

$$\Delta g = 0.406(P - P_0) * 10^{-8} \text{ м/с}^2 \quad (7)$$

где $(P - P_0)$ - среднее отклонение давления в круге радиусом 110 км вокруг изучаемого пункта в мбар или практически в самом пункте.

Бровар [8] для случая, когда гравиметрический пункт находится от моря на расстоянии $R\psi \leq R\psi_0$, показал, что центральный круг следует взять с радиусом $R\psi$ и вычислить его влияние:

$$\Delta g = 0.427 \Delta \varphi \left(1 - \sin \frac{\psi}{2} \right) \quad (8)$$

Таким образом, при измерениях силы тяжести с ошибкой 1 мкГал нужно учитывать вышеприведенные поправки.

Данный алгоритм был использован при составлении компьютерной программы в среде MatLab, который даёт возможность характеризовать каждый экзогенный параметр в отдельности и в целом, произвести изучение влияния каждого из них на водоносный горизонт (Рис. с).

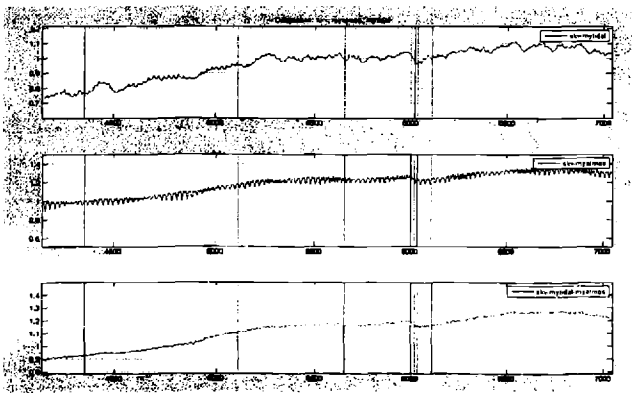


Рис. 3. Вариации параметров после снятия влияния: приливных вариаций (верхняя линия), атмосферного давления (средняя линия) и обоих параметров одновременно (нижняя линия). Вертикальные линии – прошедшие землетрясения.

Установлено, что на всех скважинах в определённой степени проявляются экзогенные факторы, хотя, судя по реакции скважин, в различной степени. Различия обусловлены глубиной скважины, её конструкцией, своеобразием геологического и гидрогеологического строения водоносного горизонта, значением газового фактора и др.

ლიტერატურა

1. P. A. Hsieh, I. D. Bredehoeft, I. M. Farr. 1987. Determination of Aquifer Transmissivity from Earth Tide Analysis. Water resources research. vol. 23. 10. PP. 1824-1832.
2. P. A. Hsieh, I. D. Bredehoeft, S. A. Rojstaczer. 1988. Response of Well-Aquifer Systems to Earth Ties: Problems Revisited. Water resources Research vol. 24. No. 3. PP. 468-472.
3. G. Melikadze, T. Matcharashvili, T. Chelidze, E. Ghloni.-Earthquake related disturbance in stationarity of water level variation. Bulletin of the Academy of sciences of the Georgian, 165 & #8470; 1, 2002
4. Вихирев В.В. Влияние изменения во времени гидрологических факторов на силу тяжести. В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., изд. ВНИИ геофизики (ротапринт). 1976.
5. Hagiwara Yukie, Tidal groundwater-related gravity change in a Seaside area, J. Geol. Soc. Japan. 1977. 23. N1.
6. Ларийский Н.Н., Перцев Б.П., Крамер М.В. Влияние изменений в распределении атмосферных масс на значения ускорений силы тяжести. М., изд. ВНИИ геофизики (ротапринт). 1982. С. 12-26.
7. Дулит П.Д. Влияние атмосферных масс на гравитационное поле Земли. Геодезия, картография и аэрофотосъемка. 1966. Вып. 5. С. 5-14.
8. Бровар В.В. Влияние изменений атмосферного давления на силу тяжести. – В кн.: Повторные гравиметрические наблюдения. М., изд. ВНИИ геофизики (ротапринт). 1980. С. 27-33.
9. Картвелишвили К.З., Мирианшвили В.И. Наблюдения наклонов поверхности Земли, вызванных изменениями атмосферного давления. Сообщения АН ГССР. 85. N3. 1977. Тбилиси.

ატმოსფერული წნევისა და სიმძიმის ძალის მიმოქცევითი ვარიაციების გავლენა ჰიდროსფეროზე

ქართველი შიგლი კ., მედიკაძე გ., კობზევი გ.

რეზიუმე

წყლის დონის ვარიაციები ღრმა ჭაბურღილებში ახსნილია ეკზოგენური და ენდოგენური ფაქტორების გავლენით. მოყვანილია ატმოსფერული წნევის მიმოქცევით ვარიაციებზე და ორივეს წყლის დონეზე გავლენის თეორიული მოდელი. რაოდენობრივად არის შეფასებული ეს გავლენა. ამ მოდელის ბაზაზე შემუშავდა კომპუტერული პროგრამა, რომელიც საშუალებას იძლევა გასუფთავდეს მულტი-სიგნალი ეკზოგენური ფაქტორების გავლენისაგან.

ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И УСКОРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ГИДРОСФЕРУ

Картвелишвили К. ¹, Меликадзе Г. ², Кобзев Г. ²

Реферат

Вариации уровней воды в глубоких скважинах объясняются влиянием экзогенных и эндогенных факторов. Приводится теоретическая модель влияния атмосферного давления на значения силы тяжести и обоих на уровни воды в артезианских скважинах. Количественно оцениваются масштабы этого влияния. На базе этой теоретической модели разработана компьютерная программа позволяющая очистить мульти-сигнал от влияния экзогенных факторов.

INFLUENCE OF ATMOSPHERE PRESSURE AND TIDAL VARIATION OF GRAVITY ON THE HYDROSPHERE

Kartvelishvili K., Melikadze G., Kobzev G.

Abstract

Variation of water level in the deep boreholes, explained by influence of atmosphere pressure and tidal variation on it. To be resulted theoretical model of influencing of atmosphere pressure on the tidal variation and both on the water level in the artesian boreholes. It is quantitatively estimated scales of this influence. On the basis of this theoretical model the computer program is developed, which allowing cleaning a multi-signal of influence exogenous factors.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ПЕРИФЕРИЯХ ГРОЗОВОГО ОБЛАКА

Харчилава Дж.Ф., Кекенадзе Е.

Институт геофизики им. М.З. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1

Согласно современным представлениям, в периферии конвективного облака преобладают нисходящие потоки воздуха, которые могут увлекать с собой озон, поступивший из стратосферы [1]. Ряд авторов [2-5] отмечает рост концентрации приземного озона (КПО) при грозовых процессах. Вследствие этого в периферии грозового облака, в начальной стадии его развития, должна увеличиваться КПО. Для доказательства этого, вначале приведем отдельный пример изменения КПО в периферии грозового облака, а затем этот вопрос рассмотрим на базе большого статистического материала.

При грозовом процессе изменения КПО оценивали с помощью выражения

$$\Delta\rho = \rho - \rho_{\text{н.п.}}$$

где ρ – средняя величина КПО за час, $\rho_{\text{н.п.}}$ – соответствующая часовая величина из осредненного суточного хода КПО хорошей погоды, $\Delta\rho$ – отклонение среднечасового значения КПО в данном процессе от КПО хорошей погоды в соответствующих часах. Затем брали среднее $\Delta\rho$ для однородных процессов.

На рисунке приведен суточный ход КПО в с. Руиспири (Телавский р-н) 2.07.1982г. В этот день с утра была хорошая безоблачная погода и КПО увеличивалась плавно. После 15 часов КПО возросла резко и в течение 5 часов держалась высокой. В это время в районе Ахмета происходило развитие конвективных облаков, которые потом доросли до грозового состояния. После 20 часов в с. Руиспири начали развиваться конвективные облака, и КПО стала уменьшаться. В 01 часов 3 июля 1982г. над с. Руиспири происходил распад грозовых облаков с ливневыми осадками и наблюдалось резкое увеличение КПО.

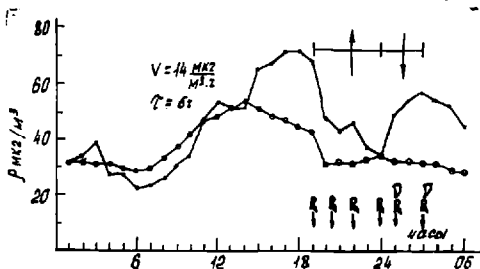


Рис. Изменение концентрации приземного озона при грозовом процессе 2.07.1982г. в

с. Руиспири (•). Грозовые процессы отмечены в Ахмете и в с. Руиспири. R – гроза; R –

– гроза с дождем; * – дождь; ∇ – ливень; ↑ – восходящее движение;

↓ – нисходящее движение; ○ – среднесуточный ход КПО; V – скорость роста КПО; τ – время от начала роста КПО до первой грозы.

Из этого примера видно, что резкий рост КПО в с. Руиспири является предвестником образования грозных процессов в соседних районах (в данном случае в Ахмета). Уменьшение КПО в с. Руиспири после 20 часов, видимо, происходило из-за восходящих потоков при развитии грозного облака. Резкий рост КПО при распаде грозного облака с ливневыми осадками был вызван нисходящими движениями воздуха, богатыми озоном.

Из рисунков изменения КПО, при грозном процессе рассчитывались скорости роста КПО (V) и интервал времени (t) от начала роста КПО до первой грозы в радиусе 35км. Из примеров было видно, чем больше V , тем меньше t .

Аналогичные примеры имеют место и в других случаях, которые включены в таблицу. Из этой таблицы видно, что в большинстве случаев – (84%) имеется рост КПО над пунктом наблюдения. В 12% случаев наблюдалось уменьшение КПО и лишь в 4% случаев отмечалась стабильная величина ρ . Среднее положительное отклонение КПО составляет 42%, а максимальное – 143% от $\rho_{\text{ср.х.п.}}$

Таблица

Изменения КПО в периферии грозного облака

Общее число случаев	Число случаев когда $\Delta\rho$			$\Delta\rho > 0$		$\Delta\rho < 0$		$(\Delta\rho)_{\text{ср}}$
	> 0	< 0	$= 0$	сред.	мак.	сред.	мак.	
51	43 84%	6 12%	2 4%	15 42%	53 143%	4 12%	6 16%	12 34%

Отрицательные средние и максимальные амплитуды ρ достигают 12% и 16% от $\rho_{\text{ср.х.п.}}$ соответственно. Общее среднее отклонение $(\Delta\rho)_{\text{ср}}$ является положительным и достигает 34% от $\rho_{\text{ср.х.п.}}$. Особенно важно, что увеличение КПО в периферии грозного облака начинается за несколько часов до появления грозо-молниевых разряда, поэтому замеченный эффект с успехом можно использовать в качестве предвестника грозного процесса.

Увеличение КПО в периферии грозного облака, видимо, вызвано существованием нисходящего потока воздуха, богатого озоном, образовавшегося во время электрических разрядов в облаке, а также вовлечением стратосферного воздуха, богатого озоном.

Литература

1. Sreedharan C.R. and Tiwari V.S. Short-term grand ozone fluctuations at Poond. – Pure and Applied Geophysics, 1973, vol 103-106, #5-7, p. 1097-1105.
2. Бритаев А.С., Фарапонова Г.П. Особенности распределения концентрации озона в нижних слоях атмосферы. В кн.: Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона. Тбилиси, 23-27 ноября 1981. Материалы док. Тбилиси. Мецниереба. 1982. С. 252-260.
3. Дмитриев М.Г. Электронное моделирование атмосферы в процессе озонообразования. Труды НИИ гидрометеорологического приборостроения. Л.: Гидрометеиздат. 1964. Вып. 12. С. 45.
4. Vassy A.T. The formation of ozone by electrical discharges in the atmosphere: experimental results and the general aspects. Threshold of Space. Proc. Conf. Chem. Aeronomy. London, Pergamon Press. 1957. P. 75.
5. Харчилава Д.Ф., Карцивадзе А.И., Гзиришвили Т.Г. О некоторой связи между содержанием озона в атмосфере и грозо-градовыми явлениями в условиях Восточной Грузии. В кн.: Современное состояние исследований атмосферной озоносферы в СССР. Труды Всесоюзного совещания по озону. Москва, ноябрь 1977, М.: Гидрометеиздат. 1980. С. 230-234.

მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობის გამომწვევა
ელტექის ღრუბლის პერიფერიებში

ხარჩილავა ჯ. კეკელიძე ე.

რეზიუმე

სოფელ რუისპირში (თელავის რ-ნი) ჩატარებულია მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (მოკ) ცვალებადობის გამოკვლევა ელტექის ღრუბლის პერიფერიებში. დიდი სტატისტიკური მასალის ანალიზის საფუძველზე დადგინდა, რომ მოკის მკვეთრი ზრდა ელტექის ღრუბლის პერიფერიებში იწყება რამდენიმე საათით ადრე ელტექი-ელეური განმუხტვების დაწყებამდე. ეს ეფექტი დიდი წარმატებით შეიძლება გამოყენებულ იქნეს ელტექის პროცესის წინამორბედად.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ПЕРИФЕРИЯХ ГРОЗОВОГО ОБЛАКА

Харчилава Дж.Ф., Кекенадзе Е.

Реферат

Проведено исследование причин изменения концентрации приземного озона в с. Руиспири (Телавский р-н) в периферии грозового облака. На основе анализа большого статистического материала установлено, что резкий рост концентрации приземного озона в периферии грозового облака начинается за несколько часов раньше до появления грозо-молниевых разрядов. Этот эффект с большим успехом можно использовать в качестве предвестника грозового процесса.

**RESEARCH OF EARTH'S OZONE CONCENTRATION RANGE
IN PERIPHERIES OF STORM CLOUD**

Kharchilava J. Kekenadze E.

Abstract

In the village Ruispiri (Telavi region) research of earth's ozone concentration (eoc) range in peripheries of storm cloud is conducted on the base of the analysis of big statistical materials. It was determined that abrupt increase of eoc in peripheries of storm cloud starts several hours before storm-lightning discharge starts. This effect can be used with great success as precursor of storm process.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ВОЗДЕЙСТВИИ ФОТОХИМИЧЕСКОГО СМОГА И ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА

Амиранашвили А.Г., Чихладзе В.А., Бляндзе Т.Г.

Институт геофизики им. М.Нодиа, E-mail: avto_amiranashvili@hotmail.com

Вступление

Обычно выделяют два типа смога: связанный с загрязнением воздуха выхлопными газами транспорта, содержащими окислы азота, и связанный с загрязнением атмосферы копотью или дымами, содержащими двуокись серы. Необходимой составной частью процесса образования смога первого типа (лос-анджелесского смога) являются фотохимические реакции; во втором случае (лондонский смог) фотохимические реакции могут участвовать в образовании смога, но их участие не является обязательным [12].

Фотохимический смог – результат смешения в воздухе нескольких загрязняющих веществ: оксидов азота (например, диоксид азота – продукт горения ископаемого топлива), летучих органических веществ (лапы бензина, красок, растворителей, пестицидов и других химикатов), перекиси нитратов. Все эти вещества обладают высокой химической активностью и легко окисляются, поэтому фотохимический смог считается одной из основных проблем современных мегаполисов. Смог может образовываться при любых природных и климатических условиях в крупных городах и индустриальных центрах с сильным загрязнением воздуха. Наиболее вреден смог в теплые периоды года, в солнечную безветренную погоду, когда верхние слои воздуха достаточно разогреты, чтобы останавливать вертикальную циркуляцию воздушных масс. Смог – серьезная проблема всех крупных мегаполисов. Смог может стать причиной одышки, затруднения и остановки дыхания, головных болей, кашля. Также он вызывает воспаление слизистых оболочек глаз, носа и гортани, снижение иммунитета. Во время смога часто повышается количество госпитализаций, рецидивов и смертей от респираторных и сердечных заболеваний.

Среди густонаселенных городов, подверженных смогу, – Афины, Лондон, Лос-Анджелес, Мехико, Москва, Гонконг, Пекин. Большое число производств, расположенных в континентальной части Китая, настолько сильно загрязняют воздух, что небоскребы Гонконга часто скрыты за плотной завесой смога [6,11].

В качестве примера в таблице 1 представлено сравнение смога Лос-Анджелеса и Лондона. Как видно из этой таблицы, лос-анджелесский смог появляется при более высокой температуре и меньшей влажности, чем лондонский. Основные особенности фотохимического смога, наблюдаемого в Лос-Анджелесе, следующие:

1. Смог образуется в ясную солнечную погоду при низкой влажности воздуха, причем максимальная концентрация вызывающих раздражение веществ наблюдается вскоре после полудня;
2. Химически он действует как окислитель и вызывает растрескивание резины;
3. Смог наблюдается в виде беловатого тумана, однако ухудшение видимости – наименее серьезный эффект по сравнению с другими;
4. Смог вызывает у людей раздражение глаз и губит листву у растений [12].

Сравнение смога Лос-Анджелеса и Лондона

Характеристика	Лос-Анджелес	Лондон
Температура воздуха	От 24 до 32° С	От -1 до 4° С
Относительная влажность	<70%	85% (+ туман)
Инверсия температуры	На высоте 1000 м	На высоте нескольких сотен метров
Скорость ветра	< 3м/с	Безветренно
Видимость	<0,8-1,6 км	<30 м
Месяцы наиболее частого появления	Август – сентябрь	Декабрь – январь
Основные топлива	Бензин	Уголь (и бензин)
Основные составляющие	O ₃ , NO, NO ₂ , CO, органические вещества	Мелкие частицы, CO, соединения серы
Тип химических реакций	Окисление	Восстановление
Время максимального сгущения	Полдень	Раннее утро
Основное воздействие на здоровье	Раздражение глаз, нарушение дыхание	Раздражение дыхательных путей
Наиболее повреждаемые материалы	Резина	Железо, бетон

Основные компоненты смога и их воздействие на организм человека

Главным загрязнителем атмосферы в городах является автотранспорт. Утро многих горожан начинается со звука включаемых двигателей и запаха отработанных газов. Выброс загрязнителей при прогреве машины, особенно зимой, значительно выше, чем при её движении по двору. В целом, отработанные газы в опасных концентрациях распространяются до третьего-четвёртого этажа. Если запах газов ощущается в квартире, то можно быть уверенным, что их содержание превышает норму. Современный автомобиль производит коктейль, включающий в себя более чем 200 загрязняющих веществ. В их числе:

Углеводороды: образуются при неполном сгорании топлива. Автотранспорт ответственен, примерно, за 39% выбросов углеводородов в индустриально развитых странах. Бензиновые двигатели выбрасывают углеводородов больше, чем аналогичные дизельные двигатели.

Одним из наиболее опасных углеводородов является бензопирен — он естественно встречается в сырой нефти. Высокие концентрации бензопирена наблюдаются на городских магистралях, а также вблизи заправочных станций. Доказано, что бензопирен является сильным канцерогеном, в частности, вызывает лейкемию, врождённые уродства. Для бензопирена не существует пороговых концентраций — он представляет угрозу для здоровья в любом количестве. Реальную опасность представляет загрязнение бензопиреном песка игровых площадок и почвы газонов. Поступление токсичных веществ в организм ребёнка происходит через рот с грязными руками и игрушками. По некоторым оценкам, на долю грязных рук приходится до 63% ежесуточного поступления токсичных веществ в организм ребёнка [14].

Угарный газ (CO): автомобили — основной источник угарного газа. Угарный газ — одно из наиболее токсичных соединений, негативно влияет на здоровье людей. Он воздействует на организм человека, уменьшая насыщаемость крови кислородом и, тем самым, ослабляет восприятие, вызывает замедление рефлексов и сонливость. Это увеличивает частоту головных болей и негативно отражается на всей нервной системе, а также — на сердце и кровообращение. В больших дозах — смертелен.

Окислы азота (NO и NO₂): Двуокись азота негативно воздействует и на человека, и на растения. Приостанавливает рост и вызывает поражение зерновых. У человека вызывает заболевание дыхательных путей, негативно сказывается на функции лёгких, повышает вероятность вирусных заболеваний. Окись азота и двуокись азота играют основную роль в

формировании кислотных дождей (в Европе они образуют до 50% кислот, выпадающих с дождями). Кислотные дожди вызвали усыхание больших лесных массивов в Северной Европе. Они также являются причиной изменений в почвенной флоре — происходит развитие азотолюбивых видов, взамен других видов — и чрезмерного развития микрофлоры в морях и озёрах, что создаёт недостаток кислорода в воде, и губительно действует на живые организмы. В индустриально развитых странах, 47% окиси азота в атмосфере — это выбросы автомобилей. Эпидемиологические исследования показали, что симптомы бронхита у детей, больных астмой, при длительном воздействии NO_2 усугубляются. Снижение функции легких также связывают с воздействием NO_2 при уровнях концентрации, регистрируемых (или наблюдаемых) в настоящее время в городах Европы и Северной Америки [1,2,14,20].

Приземный озон. В верхних слоях атмосферы озон присутствует естественно (озоновый слой), и это — преимущество, защищающее землю от опасного космического излучения. Ниже озон является загрязнителем, он вредит здоровью людей, природе, естественным и искусственным строительным материалам. Формирование приземного озона — косвенное последствие загрязнения, которое вызывают машины. Он получается в результате фотохимических реакций, в которых участвуют оксиды азота и углеводороды, выбрасываемые автомобилями. Озон — один из основных составных фотохимического смога, который влечёт глазные заболевания, головные боли, кашель, лёгочные заболевания и др. Наиболее подвержены негативному воздействию астмастики и дети. Однажды в Афинах смог такого типа убил 8 человек, а ещё 200 попали в больницы. Количество тропосферного (приземного) озона удвоилось в северном полушарии, по сравнению с прошлым столетием.

Соединения серы (SO , SO_2 и другие): вызывают окисление почв и вод, отрицательно воздействуют на здоровье человека и природной среды. SO_2 может воздействовать на дыхательную систему и функции легких и вызывать раздражение глаз. Воспаление дыхательных путей приводит к появлению кашля, секретию слизи, обострению астмы и развитию хронического бронхита, а также делает людей более уязвимыми перед инфекциями дыхательных путей. В дни с повышенными уровнями концентрации SO_2 возрастает число случаев госпитализации с болезнями сердца и смертность. При соединении SO_2 с водой образуется серная кислота, которая является основным компонентом кислотных дождей, приводящих к исчезновению лесов [1,2,14,20].

Альдегиды: группа веществ, появляющихся в выхлопах машины, в результате неполного сгорания топлива. Они обычно имеют едкий запах и ответственны за большую часть запаха, ассоциируемого с дорожным движением. Альдегиды негативно воздействуют на здоровье человека. Один из самых распространённых — формальдегид — вызывает раздражение глаз, носоглотки, насморк, кашель, затруднение дыхания. Дети к нему наиболее чувствительны. Есть доказательства, подтверждающие канцерогенность формальдегида для животных, но, в настоящее время, это не подтверждено достоверно для людей. Дизельные двигатели выбрасывают больше альдегидов, чем бензиновые, наихудшими являются двигатели на метаноле. В среднем, выбросы альдегидов от металлических машин в 2-6 раз больше, чем от бензиновых.

Сажа. Это, в основном, маленькие частицы угля, абсорбирующие потенциально опасные вещества (в частности, полиароматические углеводороды, вызывающих рак). Частицы достаточно малы, чтобы проникать глубоко в лёгкие при дыхании. Дизельные моторы продуцируют значительно больше частиц, чем бензиновые. Частицы в воздухе могут обострять респираторные заболевания, такие, как бронхит и астма.

Твердые частицы с аэродинамическим диаметром менее 10 мкм (TЧ_{10}) и менее 2.5 мкм ($\text{TЧ}_{2.5}$). Вторые частицы наиболее опасны при вдыхании, так как они могут достигать периферических отделов бронхиол и препятствовать газовому обмену внутри легких. TЧ воздействуют на большее число людей, чем какой-либо другой загрязнитель воздуха. Основными компонентами TЧ являются сульфаты, нитраты, аммиак, хлористый натрий, углерод, минеральная пыль и вода. Они состоят из сложной смеси твердых и жидких частиц органических и неорганических веществ, присутствующих во взвешенном состоянии в воздухе.

При нынешних уровнях концентрации TЧ их воздействие на здоровье испытывает на себе большинство жителей городских и сельских районов как в развитых, так и в развивающихся странах. Постоянное воздействие частиц усиливает риск развития сердечно-сосудистых и респираторных болезней, а также рака легких. В развивающихся странах под воздействием загрязнителей TЧ образующихся в результате сгорания твердых видов топлива на открытом огне или в традиционных печах, возрастает риск развития острых инфекций нижних дыхательных путей и связанная с ними смертность среди детей раннего возраста; загрязнение воздуха внутри

помещений в результате использования твердого топлива является также одним из основных факторов риска развития хронической обструктивной болезни легких и рака легких у взрослых людей. Смертность в городах с высокими уровнями загрязнения воздуха превышает аналогичные показатели в относительно более чистых городах на 15-20%. Даже в Евросоюзе воздействие $\text{TC}_{2.5}$, образуемых в результате деятельности людей, приводит к сокращению средней ожидаемой продолжительности жизни на 8,6 месяца [1,2,20].

Тяжелые металлы. Машинами выбрасываются такие тяжелые металлы как никель, ртуть, хром, кадмий, цинк, железо, мышьяк, марганец и бериллий. Некоторые из них — мышьяк, ртуть, кадмий и свинец — могут быть высокотоксичными в очень малых концентрациях. Накопление тяжелых металлов в почвах, изменяет их химические и биологические свойства. Металлы аккумулируются в живых организмах и попадают в пищевые цепи. В частности, через коровье молоко и рыбу они попадают в человеческий организм и влекут ряд тяжелых заболеваний. Основные источники выбросов тяжелых металлов — это металлургия, электростанции, мусоросжигательные заводы и автомобильный поток. Тетраэтилсвинец очень токсичен и может поразить практически все органы и системы человеческого организма. Постоянное воздействие небольших доз, в течение долгого времени, негативно воздействует на нервную и кровяную системы, ослабляет умственные способности у детей [14].

Ниже, в таблице 2 представлены обобщенные данные о последствиях воздействия на здоровье людей некоторых составляющих смога [8].

Таблица 2

Последствия воздействия на организм человека некоторых вредных веществ

Вредные вещества	Последствия воздействия на организм человека
Оксид углерода	Препятствует абсорбированию кровью кислорода, что ослабляет мыслительные способности, замедляет рефлексы, вызывает сонливость и может быть причиной потери сознания и смерти
Свинец	Влияет на кровеносную, нервную и мочеполовую системы; вызывает, вероятно, снижение умственных способностей у детей, откладывается в костях и других тканях, поэтому опасен в течение дни
Оксиды азота	Могут увеличивать восприимчивость организма к вирусным заболеваниям (типа гриппа), раздражают легкие, вызывают бронхит и пневмонию
Озон	Раздражает слизистую оболочку органов дыхания, вызывает кашель, нарушает работу легких; снижает сопротивляемость к простудным заболеваниям; может обострять хронические заболевания сердца, а также вызывать астму, бронхит
Токсичные выбросы (тяжелые металлы)	Вызывают рак, нарушение функций половой системы и дефекты у новорожденных

Таким образом, последствия воздействия на организм человека вредных веществ, содержащихся в выхлопных газах автомобилей, весьма серьезны и имеют широчайший диапазон действия: от кашля до летального исхода. Во время смога, как правило, существенно повышается количество случаев госпитализаций, ремиссий и смертей от респираторных и сердечных заболеваний [13].

Тяжелые металлы могут оставаться в атмосферном воздухе до 10 дней и переноситься на расстояние до 2000 км. Огромный урон здоровью людей нанёс тетраэтилсвинец, вещество которое добавляется в топливо для увеличения вырабатываемой мощности мотора (этилированный бензин).

Дженерал Моторз внедрила топливо со свинцовой присадкой в 1923 г. Но, в октябре 1924 года 5 из 49 рабочих завода в Нью-Джерси, производивших свинцовую присадку, умерли. Другие

35 заболели серьезными неврологическими расстройствами. Журналисты исследовали смертные случаи на других заводах [14].

У 7 из 10 детей в Мехико, по исследованиям медиков, наблюдается задержка в развитии, вызванная отравлениями свинцом, источником которого являются машины. Исследования микроэлементного состава организма детей в городе Нижний Новгород показали, что у 10% младших школьников и 26% дошкольников обнаружено содержание свинца в волосах, превышающее его допустимые уровни. Наличие повышенных и высоких концентраций свинца обусловлено загрязнением атмосферного воздуха и почвы микро территорий постоянного пребывания детей, основным источником загрязнения которых и является автотранспорт [14].

Результаты загрязнения городского воздуха транспортом не заставили себя ждать: кривая роста заболеваемости в городах идет параллельно кривой роста автопарка. Повсеместно здоровье маленьких горожан свидетельствует о том, что уровень здоровья всего населения падает. С ростом детской заболеваемости сталкиваются, прежде всего, современные матери, обнаруживая, что, после рождения ребенка, его сразу же надо лечить: восстанавливать микрофлору кишечника, реабилитировать нервную систему и мозг — с помощью массажа, уколов, лекарств и т. д. И, по очередям в поликлиниках и восстановительных центрах, они понимают, что в таком положении — большинство [14].

Даже при низких концентрациях, озон может вызвать обострение астмы у детей. Смог также ослабляет иммунитет, увеличивая восприимчивость к некоторым болезням, таким как пневмония или бронхит. Пожилые люди, особенно с сердечными заболеваниями или проблемами легких, особенно чувствительны к озону и смогу [9].

Группа ученых из Национальной Академии Наук США обнаружила, что смертные случаи от смога не ограничены группами высокого риска. На основании результатов исследований отдельной группы специалистов, состоящей из 13 человек и занимающейся исключительно влиянием вредных газовых образований на здоровье человека, установлено, что даже краткосрочное воздействие смога на организм человека (в течение 24 часов или меньше) может вызвать болезнь легких, госпитализацию, и даже смерть. По их мнению, необходимо продолжить исследования, чтобы определить каковы могут быть последствия от длительного влияния смога на человеческий организм.

Проведенные исследования оказались недостаточными для того, чтобы точно определить в каких концентрациях и какая продолжительность воздействия вредных газов в городском воздухе не вызовет заболеваний со смертельным исходом. Но ученые убеждены, что безопасный уровень концентрации некоторых веществ в атмосфере должен быть значительно ниже уровня, считающегося в настоящее время допустимым.

В марте 2008 года в США была проведена акция «За чистый воздух». Тогда и были пересмотрены допустимые нормы концентрации озона в воздухе, позволяющие ограничить количество вредных газообразований. Новые стандарты вступят в силу через два года на международном уровне и многие страны будут обязаны считаться с ними, ограничивая уровень загрязнения воздуха [9].

По данным Всемирной Организации Здравоохранения (ВОЗ), долговременное загрязнение машинами воздуха в Австрии, Швейцарии и Франции является причиной преждевременной смерти более чем 21 000 человек ежегодно, в основном, от заболеваний сердца и дыхательных путей. Этот показатель превышает количество людей, ежегодно погибающих в этих 3-х странах, при дорожно-транспортных происшествиях [14].

Из 20 умерших один является жертвой смога. По данным ВОЗ, от смога погибает в три раза больше людей, чем в дорожных авариях. Эти данные подтверждают выводы, сделанные итальянскими учеными о том, что в 8-ми самых крупных городах мира ежегодно смог уносит жизни 3500 человек. Ученые пришли к выводу, что в 5% случаев причиной летального исхода являются яды, содержащиеся в воздухе. Как заявил Роберто Бертолини, координатор ВОЗ по Европе, на старом континенте каждый год жертвами загрязнения атмосферы становятся, по меньшей мере, 100 тысяч человек. Во Франции, Швейцарии и Австрии ежегодно от загрязненного воздуха умирают 40 тысяч человек. В США количество жертв достигает 70 тысяч. Столько же людей умирают от рака легких и простаты [18].

В различные сезоны года действие метео-геофизических факторов на организм человека различно. Так, по среднемесячным данным 1980-1990 гг, получено, что негативный вклад концентрации приземного озона в вариации смертности населения г. Тбилиси по причинам сердечно сосудистых заболеваний в холодное полугодие (7,4%) вполне соизмерим со вкладом

таких метео-геофизических факторов, как температура воздуха (11.4%), относительная влажность воздуха (10.4%), количество и продолжительность магнитных бурь (6,2 % и 11.5% соответственно), числами Вольфа (7.2%). Наибольшую роль в вариациях смертности в холодное полугодие играют вариации числа легких ионов в воздухе – 23.3%. Вклад вариаций скорости ветра в изменчивости смертности небольшой (2.8%).

В теплое полугодие вклад изменчивости концентрации приземного озона в вариации смертности (6.2%) соизмерим с вкладами количества и продолжительности магнитных бурь (5.5 % и 8.0% соответственно). Наибольшую роль в вариациях смертности в теплое полугодие в Тбилиси играют вариации температуры воздуха (32.4%), чисел Вольфа (15.4%), скорости ветра и относительной влажности воздуха (13.7 % и 13.6% соответственно). Вклад вариаций содержания легких ионов в воздухе в изменчивость смертности несущественен (2.9 %) [22,26].

Число дней со смогом в атмосфере японской столицы достигло своего пика в начале 1970-х годов. В первой половине 1970-х службы охраны окружающей среды ежегодно публиковали от 20 до 40 предупреждений о повышенной загрязненности атмосферы и более 1 тыс. человек в год получали из-за смога тяжелые заболевания. Но после того как были приняты меры против загрязнения атмосферы, такие предупреждения стали звучать все реже, и с середины 1980-х до 1990 года выходило не более 10 таких предупреждений в год. Кроме того, на протяжении нескольких лет не было ни одного сообщения о том, что кто-либо заболел по причине загрязнения окружающей среды.

Однако с 2000 года положение вновь начало ухудшаться. В 2000 и 2001 годах были опубликованы уже 23 предупреждения о повышенной опасности смога, а в 2002 году – 19. В 2003 году из-за прохладного лета число дней со смогом несколько уменьшилось и были опубликованы всего 8 предупреждений, но в 2004 году от воздействия смога пострадали более 150 человек (только летом 17 предупреждений о концентрации загрязнений в токийской атмосфере, превышающей все допустимые нормы) [16].

Рекордное количество в 28 из 47 префектур Японии издали в 2007 г. предупреждение о фотохимическом смоге, в том числе префектуры Нингата и Оита, которые выдали такое предупреждение впервые, – сообщается в обзоре Министерства охраны окружающей среды. Число людей, пожаловавшихся на проблемы со здоровьем из-за смога, который вызывает резь в глазах и боль в горле, достигло 1910 человек в 14 префектурах. Предупреждения были выпущены в префектуре Сайтама сроком на 32 дня, что является самым большим сроком, затем идет префектура Канагава (20 дней), и Тиба с Токио (17 дней) [10].

В таблицах 3 и 4 представлены данные о ежегодном воздействии загрязнения воздуха на здоровье людей в штате Пенсильвания (США) [23].

Таблица 3

Ежегодное воздействие смога (приземного озона) на здоровье людей в штате Пенсильвания

Эффект на здоровье	Предполагаемое число случаев	Диапазон
Госпитализация по поводу заболеваний органов дыхания	7000	5100 – 9000
Приступы астмы	300000	150000 – 420000
Ограничение дней трудовой деятельности	1000000	1000000 – 1800000
Увеличение симптомов болезней	4000000	1800000 - 5500000

Таблица 4

Ежегодное воздействие загрязнений воздуха на здоровье детей в штате Пенсильвания

Эффект на здоровье	Предполагаемое число случаев	Диапазон
Случаи смертности младенцев (сажа)	20	12 - 22
Астма (смог)	3000	400 - 7300
Острый Бронхит(сажа)	40000	21000 - 51000
Приступы астмы (сажа)	150000	12000 - 180000
Пропущенные школьные дни (сажа)	900000	700000 - 1000000

Тяжелая ситуация сложилась в Москве летом 2010 года. Как только Москву накрыл смог, количество вызовов «скорой помощи» увеличилось на 15 процентов. Сотрудники столичных моргов признались, что к ним поступало в два раза больше трупов, чем в обычные дни. Количество смертельных исходов увеличилось, особенно среди онкологических больных [24]. С 1 по 15 июля в Москве умерло 1560 человек. Это больше, чем обычно за полмесяца, но не намного. Однако во второй половине самого жаркого за 140 лет месяца количество умерших увеличилось более чем вдвое – 3595 человек [19]. Властям России пришлось признать, что в результате их бездействия летом во время катастрофических климатических условий и пожаров умерли более 55 000 человек. Издание «Независимая газета» сообщило, что положительная тенденция роста населения, которая наблюдалась за прошлый год, резко снизилась и приостановилась. В течение восьми месяцев своей смертью умерли более 198 000 человек. По данным газеты, в результате бездействия властей за лето 2010 года погибло больше людей, чем во время чеченской войны. Общий показатель смертности составил 2,8 процентов. Только за июль и август 2010-го в России умерло на 55 800 человек больше [7].

В целом, ситуация летом 2010 года в Москве оказалась хуже, чем в декабре 1952 года в Лондоне, когда столица Англии погрузилась в смог, который впоследствии был назван Великим смогом. Смог властвовал над городом только 4 дня – с 5 по 9 декабря 1952 года, но последствия этой экологической катастрофы оказались ужасными. По данным лондонских медиков на тот момент количество смертей (особенно среди младенцев, престарелых и страдающих респираторными заболеваниями) резко выросло и достигло 4000 «досрочных» смертей. Но на самом деле, как считают власти, последствия были еще более ужасающими – примерно 12000 смертей и 100000 заболевших в тот период [21].

Знаменитый лондонский смог, сокращает жизнь лондонцев в среднем на 10 лет. Об этом сообщили ученые из лондонского Королевского колледжа. Как показали проведенные ими исследования, в ходе которых были отобраны несколько тысяч проб воздуха в 80 различных точках города, концентрация в смоге пылевых микрочастиц в несколько раз превышает предельно допустимые нормы [25].

Допустимые нормы для некоторых составляющих смога.

Озон. Озон является токсичной примесью атмосферы, оказывающей в высоких концентрациях негативное воздействие на здоровье человека и растительность. Он относится к веществам первого класса опасности - «ЧРЕЗВЫЧАЙНО ОПАСНЫЕ ВЕЩЕСТВА» [29]. Вследствие особой токсичности озона Всемирная организация здравоохранения включила его в список пяти основных загрязняющих веществ, содержание которых необходимо контролировать при определении качества воздуха.

В различных странах предельно допустимые нормы (ПДК) концентрации приземного озона различные.

Так, в России в соответствии с Гигиеническими нормативами ГН 2.2.5.1313-03 (от 15.06.03) «Предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ в воздухе рабочей зоны» максимальная ПДК озона – 100 мкг/м³. Особенности действия на организм: озон – вещество с остронаправленным механизмом действия, требующее автоматического контроля над его содержанием в воздухе [28].

В соответствии с Гигиеническими нормативами ГН 2.1.6.1338-03 «Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населенных мест» (от 25.06.03) максимальная разовая (среднечасовая) ПДК озона 160 мкг/м³, среднесуточная ПДК – 30 мкг/м³ [27]. Отметим, что в Грузии пока ориентированы на Российские нормы.

В США для населения ПДК для приземного озона составляет 240 мкг/м³ в среднем за час наблюдений, и 160 мкг/м³ в среднем за 8 часов измерений [5].

Для Евросоюза для населения ПДК для приземного озона составляет 180 мкг/м³ в среднем за час наблюдений, и 120 мкг/м³ в среднем за 8 часов измерений. При среднечасовой КПО 180 мкг/м³ проводится информирование населения, а при среднечасовой КПО 240 мкг/м³ и выше – предупреждение населения [4]. Отметим, что ранее рекомендуемый предельный уровень (средний уровень за 8 часов 120 мкг·м⁻³) был снижен до 100 мкг·м⁻³ на основе недавно сделанных заключений относительно связи, наблюдаемой при уровне концентрации ниже 120 мкг·м⁻³, между показателями ежедневной смертности и уровнями концентрации озона. В частности, результаты

нескольких проведенных в Европе исследований свидетельствуют о возрастании ежедневной смертности на 0,3% и смертности от болезней сердца на 0,4% при повышении уровня содержания в воздухе озона на $10 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ [1,2,20].

Для растений в Евросоюзе введена так называемая накопленная норма концентрации приземного озона АОТ40 – сумма часовых значений разности КПО выше $80 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ и $80 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ в период с 1 мая по 31 июля для измерений с 8 до 20 часов по средневропейскому времени. АОТ40 для растений составляет $6000 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}\cdot\text{час}$, для лесов – $20000 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}\cdot\text{час}$ (здесь счет ведется с 1 апреля до 30 сентября) [4].

Двуокись азота (NO_2). Среднегодовой уровень $40 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, среднечасовой уровень $200 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$. При кратковременном превышении уровня концентрации в $200 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ двуокись азота является токсичным газом, вызывающим сильное воспаление дыхательных путей. NO_2 является основным источником нитратных аэрозолей, образующих одну из основных фракций $\text{TЧ}_{2,5}$, а в присутствии ультрафиолетового света – озона.

Двуокись серы (SO_2). Среднесуточный уровень $20 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, средний уровень за 10 минут $500 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$. Воздействию SO_2 при уровне ее концентрации в воздухе, равном $500 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, нельзя подвергаться более 10 минут. Результаты исследований свидетельствуют о том, что у определенного числа людей, больных астмой, происходят изменения легочной функции и развиваются респираторные симптомы в результате воздействия SO_2 в течение такого кратковременного периода, как 10 минут.

Твердые частицы с аэродинамическим диаметром менее 10 мкм (TЧ_{10}) и менее $2,5 \text{ мкм}$ ($\text{TЧ}_{2,5}$). $\text{TЧ}_{2,5}$ – среднегодовой уровень $10 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, среднесуточный уровень – $25 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, TЧ_{10} – среднегодовой уровень $20 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, среднесуточный уровень – $50 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ [1,2,20]

Руководящие принципы ВОЗ по качеству воздуха

Загрязнение воздуха как внутри помещений, так и снаружи, является одной из наиболее важных проблем в области гигиены окружающей среды, которая касается каждого жителя развитых и развивающихся стран. "Рекомендации ВОЗ по качеству воздуха" (РКВ) 2005 года представляют собой глобальное руководство для уменьшения последствий загрязнения воздуха для здоровья. Выпущенные впервые в 1987 году [1] и обновленные в 1997 году [2] руководящие принципы были рассчитаны на Европу. Новые руководящие принципы (2005 года) предназначены для применения во всем мире и основаны на экспертной оценке последних научных данных. В них рекомендованы пересмотренные предельные уровни концентрации некоторых загрязнителей воздуха: твердых частиц (TЧ), озона (O_3), двуокиси азота (NO_2) и двуокиси серы (SO_2) для наблюдения во всех регионах ВОЗ [1,2,20].

Руководящие принципы ВОЗ по качеству воздуха представляют собой согласованную на самом широком уровне и соответствующую современным требованиям оценку последствий загрязнения воздуха для здоровья и рекомендуют цели в отношении качества воздуха, по достижению которых можно значительно снизить риски для здоровья. Даже сравнительно низкие уровни концентрации загрязнителей воздуха связаны с целым рядом неблагоприятных последствий для здоровья [1,2,20].

Снижая уровень загрязнения твердыми частицами (TЧ_{10}) с 70 до $20 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$, можно сократить смертность, связанную с качеством воздуха, примерно на 15%. Снижая уровни загрязнения воздуха, можно помочь странам уменьшить бремя болезней, вызванных респираторными инфекциями, заболеваний сердца и рака легких. Для стран, все еще имеющих очень высокие уровни загрязнения воздуха, в руководящие принципы ВОЗ в качестве их составной части включены предварительные цели для содействия постепенному сокращению выбросов. Такими предварительными целями являются: концентрация TЧ_{10} на уровне до $150 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ в течение не более трех дней в году (для краткосрочных максимальных величин загрязнения воздуха) и на уровне $70 \text{ мкг}\cdot\text{м}^{-3}$ для длительного воздействия TЧ_{10} [1,2,20].

Более половины бремени, связанного с воздействием загрязненного воздуха на здоровье людей, несут жители развивающихся стран. Во многих городах среднегодовые уровни TЧ_{10} (образуемые, в основном, при сжигании ископаемых и других видов топлива) превышают 70

мкг·м⁻³. В руководящих принципах указано, что для предотвращения плохого состояния здоровья эти уровни не должны превышать 20 мкг·м⁻³.

Плохое качество воздуха внутри помещений может представлять опасность для здоровья более половины населения мира. В домах, где для приготовления пищи и обогрева используется топливо из биомассы и уголь, уровни концентрации ТЧ могут в 10-50 раз превышать уровни, рекомендуемые в руководящих принципах.

Воздействие загрязненного воздуха можно существенно уменьшить путем снижения уровня содержания в воздухе некоторых наиболее распространенных загрязнителей, выделяемых при сгорании ископаемых видов топлива. Такие меры будут также способствовать снижению концентрации парниковых газов и уменьшению глобального потепления.

Помимо рекомендуемых уровней в РКВ выдвигаются также предварительные цели по борьбе с загрязнением воздуха в помещениях, по каждому загрязнителю воздуха, направленные на постепенное снижение уровня их концентрации. При достижении этих целей можно ожидать значительного снижения риска острых и хронических последствий для здоровья людей в результате загрязнения воздуха. Однако окончательной целью должно быть достижение уровней, рекомендуемых в руководящих принципах [1,2,20].

В РКВ 2005 года впервые определяется уровень концентрации для твердых ТЧ с целью достижения по возможности самых низких уровней. В связи с тем, что пороговая величина, ниже которой не наблюдается вреда для здоровья, не установлена, рекомендуемые уровни должны рассматриваться в качестве доступных и достижимых целей для минимизации последствий для здоровья в контексте местных ограничений, возможностей и приоритетов общественного здравоохранения.

Варианты защиты от смога

В качестве примера ниже представлен список официальных рекомендаций Минздравсоцразвития России о том, как вести себя в условиях смога:

- стараться избегать длительного нахождения на воздухе ранним утром. В такое время в воздухе находится максимальное количество вредных веществ;
- как можно реже бывать на открытом воздухе, особенно в самое жаркое время суток;
- рекомендуется обильное питье, так как при высокой температуре человек сильно потеет и теряет достаточно большое количество натрия и жидкости через кожные покровы и дыхательные пути. Для возмещения потери солей и микроэлементов рекомендуется пить подсоленную и минеральную щелочную воду, обезжиренное молоко, молочнокислые напитки (молочная сыворотка), соки, минерализованные напитки, кислородно-белковые коктейли. Исключить газированные напитки;
- необходимо ограничить физические нагрузки;
- в целях снижения токсического воздействия смога принимать поливитамины (при отсутствии противопоказаний);
- при усилении запаха дыма рекомендуется надевать защитные маски, которые следует увлажнять, а оконные и дверные проемы изолировать влажной тканью. Особенно это относится к пожилым людям, детям и тем, кто страдает хроническими недугами: сердечно-сосудистыми заболеваниями, сахарным диабетом, хроническими заболеваниями легких, аллергическими заболеваниями;
- в помещениях проводить ежедневные влажные уборки;
- при выборе одежды отдавать предпочтение натуральным тканям;
- несколько раз в день принимать душ;
- промывать нос и горло;
- употреблять легкоусвояемую, богатую витаминами и минеральными веществами пищу, отдавать предпочтение овощам и фруктам;
- не принимать алкогольные напитки и пиво, исключить курение, так как это провоцирует развитие острых и хронических заболеваний сердечно-сосудистой и дыхательной систем;
- в случае возникновения симптомов острого заболевания или недомогания (при появлении признаков одышки, кашля, бессонницы) необходимо обратиться к врачу;
- при наличии хронического заболевания строго выполнять назначения, рекомендованные врачом [15].

Врачи также называли людей, для которых задымленный воздух может представлять особую опасность [17]. Это: аллергики; астматики; маленькие дети, у которых еще не сформировалась защитная система; пожилые люди - у них обычно много хронических заболеваний; люди с сердечно-сосудистыми заболеваниями; люди, склонные к приступам панических атак, невротики.

Им всем медики рекомендуют особенно внимательно относиться к своему здоровью – переживать жару и смог по возможности в закрытых помещениях, выходить на улицу в масках (не забывайте их регулярно увлажнять), всегда иметь под рукой таблетки или ингаляторы, принимать успокоительные или применять расслабляющие медитативные техники [17].

Согласно рекомендациям медиков, на период сильного смога людям с ослабленным здоровьем следует покинуть города и промышленные центры, а всем прочим - как можно реже бывать на улице, окна в помещениях держать закрытыми, в жилых и рабочих помещениях задействовать устройства для увлажнения воздуха, пользоваться одеждой свободного покроя, снизить физические нагрузки (в том числе сократить количество и продолжительность занятий спортом), употреблять как можно больше жидкости, а при передвижении по открытым пространствам не пренебрегать влажными марлевыми повязками.

Помимо этого, организму в борьбе с "задымлением" существенную помощь может оказать употребление в пищу продуктов, содержащих вещества-антиоксиданты: зеленых овощей, зелени, смородины, морской рыбы и оливкового масла. В качестве успокоительных и анти стрессовых средств специалисты рекомендуют настойки валерианы и пустырника, а также отвары крапивы, ромашки, хмеля [13].

В заключение отметим, что в Грузии состояние загрязнения атмосферы существенно отличается от загрязнения атмосферы в развитых странах. Использование некачественного топлива, особенности рельефа, динамики воздушных масс, микроклиматических условий, наличие тектонических разломов и др. могут приводить к образованию фотохимического смога, компоненты которого существенным образом отличаются от смога в развитых странах. Поэтому уточнение значений предельно допустимой нормы приземного озона для наших условий, являющегося основным индикатором фотохимического смога и характеризующим его интегральное воздействие на здоровье население, на наш взгляд является весьма важной задачей.

Как было отмечено выше в США, Западной Европе, Японии и других развитых странах разработан целый ряд многосторонних экологических программ, направленных на сокращение автомобильных выбросов в атмосферу, снижение загрязнений путем изменения состава горючего и др. Регулярно проводится оповещение населения об опасных уровнях содержания озона в атмосфере и др. Подобные мероприятия целесообразно проводить и в нашей стране. Однако эти мероприятия не принесут существенного успеха из-за весьма интенсивного развития в мире промышленности и транспорта. Для резкого же уменьшения выбросов в атмосферу фотооксидантов, связанных на переход экологически чистого горючего, необходимы революционные преобразования в топливно-энергетической сфере. В обозримом будущем таких преобразований в мире пока не предвидится.

Поэтому, по нашему мнению, дополнительно к указанным выше мероприятиям, необходимо проведение исследований по разработке методов активного воздействия на фотохимический смог, хотя бы на уровне лабораторных экспериментов. Такие работы с 2010 года начаты в Институте геофизики им. Михаила Нодиа. Результаты этих лабораторных исследований позволят оценить возможность их использования в практических целях (очистка воздуха на особо загрязненных локальных территориях, зонах отдыха и др.).

Работа выполнена при поддержке гранта GNSF/ST08/5-437.

1. Air quality guidelines for Europe, 2nd ed. Copenhagen, World Health Organization Regional Office for Europe, 2000 (WHO Regional Publications, European Series. No. 91).
2. Air quality guidelines for Europe. Copenhagen, World Health Organization Regional Office for Europe, 1987 (WHO Regional Publications, European Series. No. 23).
3. Brauer M., Vedal S. - Health effects of photochemical smog: seasonal and acute lung function change in outdoor workers, *Journal of Environmental Medicine*, Vol. 1. Issue 3. PP. 163 – 170.
4. Directive 2002/3/EC of the European Parliament and of the council of 12 February 2002 relating to ozone in ambient air, *Official Journal of the European Communities*, 9.3.2002, L67/14-L67/30.
5. EPA (U.S. Environmental Protection Agency), National Air Pollutant Emissions Trends, 1900-1995, EPA-454/R-96-007, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, N.C., 1996.
6. <http://www.carstock.ru/dDictionary>
7. <http://kavkasia.net/Russia/2010/1288399971.php>
8. <http://mou004.omsk.edu.ru/ecolog/atm.htm>
9. <http://news.gradusnik.ru/news>
10. <http://news.leit.ru/archives/1149>
11. <http://poslezavtra.com.ua/kak-smog-povliyai-na-moskvichej/>
12. <http://referat.yabotanik.ru/jekologiya/smog+eco>
13. http://www.apteka-ifk.ru/novosti_farmachevtiki/view/202/
14. <http://www.ecology.md/section.php?section=news&id=51>
15. <http://www.infox.ru/03/body/2010/08/09.html>
16. <http://www.inopressa.ru/print/yomiuri/2004/08/23/12:56:35/smog>
17. <http://www.medikforum.ru/news/health/treatment/3248-chem-opasen-smog.html>
18. <http://www.pogoda.ru.net/health.htm>
19. <http://www.sunhome.ru/journal/125580>
20. <http://www.who.int/mediacentre/factsheets/fs313/ru/index.html>
21. <http://znaeteli.ru/2010/08/velikij-smog-1952>
22. Kharchilava D., Amiranashvili A., Amiranashvili V., Chikhladze V., Gabeledava V. - Long-term variations of atmospheric ozone in Georgia and their connection with human health, Proc. 1st Int. Conf. on Ecology and Environmental Management in Caucasus, Tbilisi, Georgia, October 6-7. 2001. PP. 80-82.
23. Madsen T., Willcox N. - Air Pollution and Public Health in Pennsylvania, Penn Environment Research & Policy Center. April 2006. 49 p.
24. www.SpecLetter.com/obcshestvo/2010-08-07/dyshat
25. www.speleomed.ru
26. Амиранашвили А.Г., Амиранашвили В.А., Гогуа Р.А., Матиашвили Т.Г., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф., Хунджа А.Т., Чикладзе В.А., Таварткиладзе К.А., Габелдава В.А. – Оценка риска некоторых метео-геофизических факторов для здоровья людей в условиях Восточной Грузии (на примере Тбилиси), Сб. докл. 3-ей Межд. конф. “Состояние и охрана воздушного бассейна и водно-минеральных ресурсов курортно-рекреационных регионов”, Kislovodsk, 21-24 апреля 2003. 74-76.
27. Гигиенические нормативы ГН 2.1.6.1338-03 (от 25.06.03) “Предельно допустимые концентрации (ПДК) загрязняющих веществ в атмосферном воздухе населённых мест”.
28. Гигиенические нормативы ГН 2.2.5.1313-03 (от 15.06.03) “Предельно допустимые концентрации (ПДК) вредных веществ в воздухе рабочей зоны”.
29. ГОСТ 12.1.007-76 - “ССБТ. Вредные вещества. Классификация и общие требования безопасности”.

ფოტოქიმიური სმოგის და მიწისპირა ოზონის ადამიანის ჯანმრთელობაზე
ზემოქმედების შესახებ თანამედროვე მდგომარეობის მიმოხილვა

ამირანაშვილი ა., ჩიხლაძე ვ., ბლიაძე თ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია ფოტოქიმიური სმოგის და მიწისპირა ოზონის ადამიანის
ჯანმრთელობაზე ზემოქმედების შესახებ თანამედროვე მდგომარეობის მიმოხილვა.

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ВОЗДЕЙСТВИИ ФОТОХИМИЧЕСКОГО
СМОГА И ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА**

Амиранашвили А.Г., Чихладзе В.А., Блиадзе Т.Г.

Реферат

Представлен обзор современного состояния вопроса о воздействии фотохимического смога и
приземного озона на здоровье человека.

**CONTEMPORARY STATE OF A QUESTION ABOUT THE ACTION OF
PHOTOCHEMICAL SMOG AND SURFACE OZONE ON HUMAN HEALTH**

Amiranashvili A., Chikhladze V., Bliadze T.

Abstract

The review of the contemporary state of a question about the action of photochemical smog and surface
ozone on human health is represented.

**НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО
МОНИТОРИНГА КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА (КПО), ИНТЕНСИВНОСТИ
СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ И СОДЕРЖАНИЯ В ВОЗДУХЕ
СУБМИКРОННЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В ТБИЛИСИ В 2009-2010 Г**

**Амирашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никофоров Г.В., Нодиа А.Г.,
Харчилава Д.Ф., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А., Чочишвили К.М., Чхадзе Г.П.**

Институт геофизики им. М.Нодиа. E-mail: avto_amiranashvili@hotmail.com

Введение

В верхних слоях атмосферы озон присутствует естественно (озоновый слой), и это — преимущество, защищающее Землю от опасного ультрафиолетового излучения. Ниже озон является загрязнителем, он вредит здоровью людей, природе, естественным и искусственным строительным материалам. Формирование приземного озона — косвенное последствие загрязнения, которое вызывают машины. Он получается в результате фотохимических реакций, в которых участвуют оксиды азота и углеводороды, выбрасываемые автомобилями. Озон — один из основных составных компонентов фотохимического смога, который влечёт глазные заболевания, головные боли, кашель, лёгочные заболевания и др. Наиболее подвержены негативному воздействию астматики и дети. Количество приземного озона в северном полушарии по сравнению с прошлым столетием удвоилось [1 - 4].

Систематические исследования КПО в Тбилиси начались ещё в 1980 году [5]. В дальнейшем эти работы значительно расширились, что нашло отражение в большом количестве публикаций [1,5 – 8 и др.]. В этих работах были подробно проанализированы годовые, полугодовые, сезонные и суточные вариации концентрации приземного озона в г. Тбилиси и других районах Грузии. С 2009 года в рамках гранта GNSF/ST08/5-437 начались более детальные исследования КПО в Тбилиси в комплексе с другими факторами, влияющими на вариации концентрации приземного озона и образование фотохимического смога. В данной работе приведены данные ежедневных наблюдений (включая выходные дни) КПО в Тбилиси в период с 1 июня 2009 по 31 мая 2010 гг. Также рассмотрены связи КПО с интенсивностью суммарной солнечной радиации и содержанием субмикронных аэрозолей в приземном слое воздуха. На данном этапе исследований анализ данных проведен без учета погодных условий.

Методика исследования

Мониторинг КПО, интенсивности суммарной солнечной радиации и концентрации субмикронных аэрозолей проводился на территории термобарокамеры Института геофизики. Концентрация приземного озона измерялась с помощью электрохимического озонметра типа OMC-200 непрерывно в дневное время суток. В работе приведены часовые значения КПО. Содержание общего количества субмикронных аэрозолей диаметром ≥ 0.1 мкм измерялось с использованием прибора ФАН, работающего в счетном режиме, 4 раза в день, в 9, 12, 15 и 18 час (в зимнее время – в 17 час). Указанные измерения проводились на высоте 3 этажа термобарокамеры (8 метров над уровнем почвы, 41.754° с.ш., 44.927° в.д. высота 450 м над ур. моря). Интенсивность суммарной солнечной радиации измерялась с помощью пиранометра М-80М каждый час в 9,5 ... 18,5 час. Зимой эти измерения заканчиваются по окончании светового дня. Пиранометр установлен на башне термобарокамеры (высота 40 метров над уровнем земли) и

закрыт специальным защитным колпаком, который дистанционно из лаборатории мониторинга открывался во время измерений.

Результаты

1. Статистические характеристики концентрации приземного озона

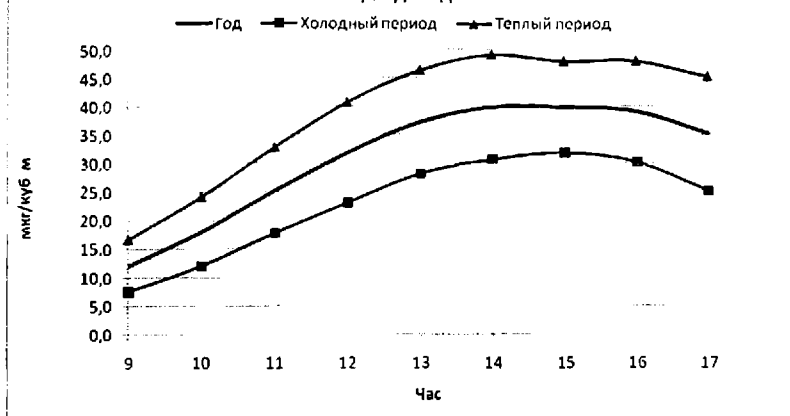
Данные о статистических характеристиках КПО приведены в таблице 1 и на рис. 1 – 3.

Таблица 1

Статистические характеристики концентрации приземного озона с 9 до 17 час в Тбилиси в три периода года (1.06.2009 – 31.05.2010). КПО – мкг/м³.

Время	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Год								
Среднее	12.1	18.0	25.2	31.9	37.2	39.9	39.9	39.1	35.3
Уравнение регрессии	КПО = 0.0185·x ⁴ - 1.0325·x ³ + 20.406·x ² - 165.39·x + 479.23, (R ² = 0.9994)								
Мин	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Макс	73	83	93	101	155	162	152	166	152
Вар. размах	73	83	93	101	155	162	151	166	152
Медиана	9	14	23	31	36	38	39	38	33
Мода	1	1	2	25	33	36	35	43	37
Ст. откл.	12.3	15.9	18.9	21.4	23.3	24.6	23.3	24.8	24.9
Ст. ошиб.	0.65	0.84	1.00	1.13	1.23	1.30	1.23	1.31	1.31
Кэфф. вар. (%)	101.5	88.2	75.0	67.1	62.6	61.6	58.4	63.3	70.4
Число случ.	360	360	360	360	360	359	360	360	360
Довер. инт. 95%(+/-)	1.3	1.6	2.0	2.2	2.4	2.5	2.4	2.6	2.6
	Холодный период (октябрь-март)								
Среднее	7.5	11.9	17.7	23.0	28.1	30.6	31.8	30.2	25.2
Уравнение регрессии	КПО = 0.0054·x ⁴ - 0.391·x ³ + 8.99·x ² - 78.806·x + 238.28, (R ² = 0.9996)								
Мин	0	0	0	0	0	0	1	0	0
Макс	65	70	75	79	78	85	87	81	88
Вар. размах	65	70	75	79	78	85	86	81	88
Медиана	3	7	11	17	27	29	31	30	20
Мода	1	1	2	2	2	3	2	5	2
Ст. откл.	10.3	14.5	17.6	19.8	20.6	21.3	21.5	22.0	21.3
Ст. ошиб.	0.77	1.09	1.32	1.48	1.55	1.60	1.61	1.65	1.59
Кэфф. вар. (%)	137.2	121.2	99.4	85.9	73.4	69.5	67.7	72.8	84.4
Число случ.	179	179	179	179	179	178	179	179	179
Довер. инт. 95%(+/-)	1.5	2.1	2.6	2.9	3.0	3.1	3.2	3.2	3.1
	Теплый период (апрель-сентябрь)								
Среднее	16.6	24.1	32.7	40.6	46.2	49.0	47.9	47.9	45.3
Уравнение регрессии	КПО = 0.0313·x ⁴ - 1.6596·x ³ + 31.547·x ² - 249.74·x + 713.42, (R ² = 0.9986)								
Мин	0	0	1	3	2	4	4	3	4
Мах	73	83	93	101	155	162	152	166	152
Вар. размах	73	83	92	98	153	158	148	163	148
Медиана	14	21	30	38	41	44	43	43	40
Мода	7	11	23	25	35	33	35	40	33
Ст. откл.	12.4	15.0	17.2	19.3	22.3	24.2	22.2	24.3	24.2
Ст. ошиб.	0.93	1.12	1.28	1.44	1.66	1.80	1.66	1.81	1.80
Кэфф. вар. (%)	74.7	62.2	52.6	47.4	48.2	49.4	46.5	50.6	53.4
Число случ.	181	181	181	181	181	181	181	181	181
Довер. инт. 95%(+/-)	1.8	2.2	2.5	2.8	3.3	3.5	3.2	3.5	3.5

Рис. 1 Дневной ход средних значений КПО в Тбилиси в три периода года



Годовые данные. Средняя КПО менялась от 12,1 мкг/м³ в 9 час, до 39,9 мкг/м³ в 14 и 15 час, при среднем значении 31,0 мкг/м³; минимальное значение КПО составляло 0 – 1 мкг/м³, максимальное значение КПО и вариационный размах менялись от 73 мкг/м³ в 9 час до 166 мкг/м³ в 16 час при средненежном значении 126 мкг/м³; медианное значение КПО менялось от 9 мкг/м³ в 9 час до 39 мкг/м³ в 15 час при средненежном значении 28,8 мкг/м³; стандартное отклонение – от 12,3 мкг/м³ в 9 час до 24,9 мкг/м³ в 17 час при средненежном значении 21,0 мкг/м³; коэффициент вариации – от 58,4 % в 15 час до 101,5 % в 9 час при средненежном значении 72,0 %. Максимум КПО наблюдается в 16 часов.

Холодный период. Средняя КПО менялась от 7,5 мкг/м³ в 9 час, до 31,8 мкг/м³ в 15 час, при среднем значении 22,9 мкг/м³; минимальное значение КПО составляло 0 – 1 мкг/м³, максимальное значение КПО и вариационный размах менялись от 65 мкг/м³ в 9 час до 88 мкг/м³ в 17 час при средненежном значении 79 мкг/м³; медианное значение КПО менялось от 3 мкг/м³ в 9 час до 31 мкг/м³ в 15 час при средненежном значении 19,4 мкг/м³; стандартное отклонение – от 10,3 мкг/м³ в 9 час до 22,0 мкг/м³ в 16 час при средненежном значении 18,8 мкг/м³; коэффициент вариации – от 67,7 % в 15 час до 137,2 % в 9 час при средненежном значении 90,2 %. Максимум КПО наблюдается в 17 часов.

Теплый период. Средняя КПО менялась от 16,6 мкг/м³ в 9 час, до 49,0 мкг/м³ в 14 час, при среднем значении 38,9 мкг/м³; минимальное значение КПО составляло 0 – 4 мкг/м³, максимальное значение КПО менялось от 73 мкг/м³ в 9 час до 166 мкг/м³ в 16 час при средненежном значении 126 мкг/м³; вариационный размах менялся от 73 мкг/м³ в 9 час до 163 мкг/м³ в 16 час при средненежном значении 124 мкг/м³; медианное значение КПО менялось от 14 мкг/м³ в 9 час до 44 мкг/м³ в 14 час при средненежном значении 34,9 мкг/м³; стандартное отклонение – от 12,4 мкг/м³ в 9 час до 24,3 мкг/м³ в 16 час при средненежном значении 20,1 мкг/м³; коэффициент вариации – от 46,5 % в 15 час до 74,7 % в 9 час при средненежном значении 53,9 %. Максимум КПО наблюдается в 16 часов.

Уравнения регрессии, описывающие дневной ход для всех указанных периодов, хорошо аппроксимируются полиномом четвертой степени (коэффициенты детерминации близки к 1). В качестве иллюстрации на рис. 1 приведен дневной ход КПО для указанных периодов года. Отметим, что расчетные кривые практически сливаются с экспериментальными.

Рис. 2 Повторяемость часовых значений КПО в Тбилиси в три периода года

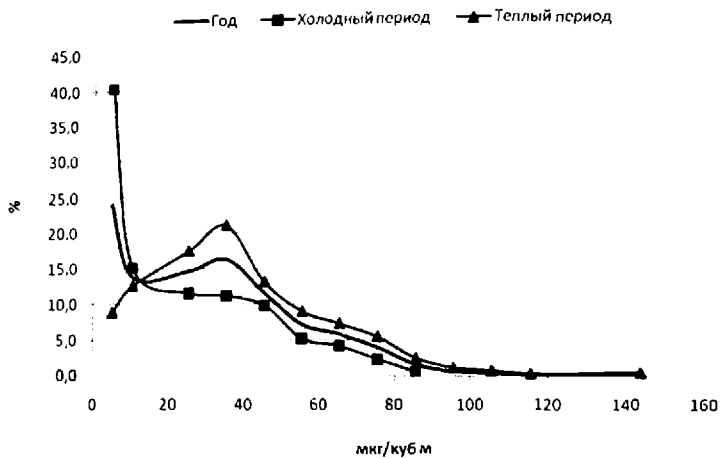
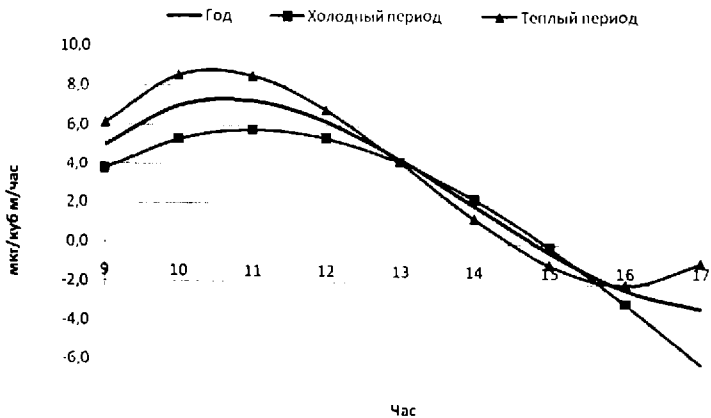


Рис. 3 Дневной ход средней скорости изменения значений КПО в Тбилиси в три периода года



На рис. 2 представлена повторяемость часовых значений КПО в Тбилиси за год, а также в холодное и теплое полугодия. Как следует из этого рисунка, повторяемость КПО для всех указанных периодов года не является нормальной. По годовым данным, наибольшая повторяемость КПО приходится на диапазон (0 - 10) мкг/м³ и составляет 24.0 %, с экстремумом в диапазоне (31 - 40) мкг/м³ – 16.2%. Для холодного периода наибольшая повторяемость КПО также приходится на диапазон (0 - 10) мкг/м³ и составляет 40.3 %, однако экстремумов нет. Для теплового периода наибольшая повторяемость КПО приходится на диапазон (31 - 40) мкг/м³ и составляет 21.0 %. По годовым данным значения КПО более 50 мкг/м³ наблюдаются в 19.8 % случаев, более 80 мкг/м³ – в 2.9 % случаев, более 100 мкг/м³ – в 0.77 % случаев.

На рис. 3 представлен дневной ход скорости изменений КПО в Тбилиси для трех периодов года. Как следует из этого рисунка, для всех указанных периодов года наибольшая скорость роста КПО наблюдается в дополуночные часы. По годовым данным эта скорость составляет 7.0-7.2 мкг/м³/час в промежутке времени от 10 до 11 час, для холодного полугодия – 5.3-5.8 мкг/м³/час в промежутке времени от 10 до 12 час, и для теплового полугодия – 8.5 мкг/м³/час в промежутке времени от 10 до 11 час. После 15 час скорость роста КПО меняет знак на обратный и по годовым данным наибольшая скорость убывания КПО наблюдается в 17 час (-3.2 мкг/м³/час), по данным для холодного периода года – также в 17 час (-6.0 мкг/м³/час), и по данным за теплое полугодие – в 16 час (-2.0 мкг/м³/час).

2. Связь концентрации приземного озона с интенсивностью суммарной солнечной радиации

Результаты анализа связи КПО с интенсивностью суммарной солнечной радиации приведены в таблице 2 и на рис. 4.

Таблица 2

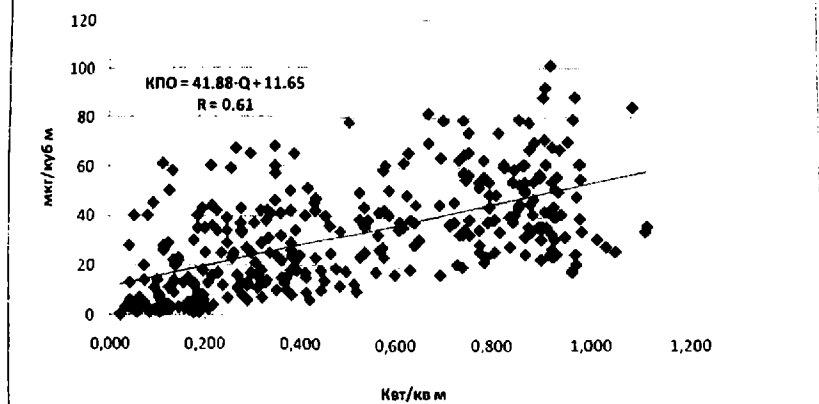
Линейное корреляционное соотношение (R) и коэффициенты уравнения регрессии между суммарной солнечной радиацией и КПО в Тбилиси в три периода года (06.2009 – 05.2010)
(КПО = a·Q + b)

Час	10	11	12	13	14	15	16	17
	Год							
R	0.52	0.58	0.61	0.57	0.53	0.59	0.57	0.48
a	34.11	39.06	41.88	40.69	40.06	43.6	48.88	50.25
b	7.72	9.58	11.65	15.97	19.22	19.51	20.13	21.04
	Холодный период							
R	0.37	0.57	0.63	0.61	0.60	0.67	0.66	0.53
a	40.70	60.98	59.88	53.13	52.35	64.76	82.26	6.40
b	6.45	4.25	5.28	10.37	12.49	11.55	10.66	12.65
	Теплый период							
R	0.41	0.39	0.38	0.34	0.29	0.38	0.37	0.25
a	29.25	27.00	26.44	26.55	23.28	27.34	30.81	25.22
b	10.37	17.21	23.27	27.64	33.45	31.25	31.64	34.62

В таблице 2 представлены результаты расчетов значений линейного коэффициента корреляции между КПО и Q, а также значений коэффициентов уравнения линейной регрессии между исследуемыми параметрами для данных за год, а также для холодного и теплового полугодий в 10, 11 ... и 17 час. Сразу отметим, что все величины R значимы (минимальное значение коэффициента корреляции с уровнем значимости не хуже 0.05 составляет 0.10 для годовых данных, и 0.15 для данных за холодное и теплое полугодия). По годовым данным значения R меняются от 0.48 в 17 час до 0.61 в 12 час, для холодного полугодия значения R меняются от 0.37 в 9 час до 0.67 в 15 час, и для теплового полугодия значения R меняются от 0.25 в 17 час до 0.41 в 9 час.

Примечательно, что в холодное полугодие корреляционная связь между интенсивностью суммарной солнечной радиации и концентрацией приземного озона более тесная, чем в теплое полугодие. Этот факт по мере накопления новой информации в дальнейшем будет исследован более подробно.

Рис. 4 Линейная корреляция и регрессия между КПО и суммарной солнечной радиацией Q в Тбилиси в 12 час по данным за год



На рис. 4 в качестве иллюстрации приведен график линейной корреляции и регрессии между КПО и Q в Тбилиси в 12 час по годовым данным.

3. Связь концентрации приземного озона с содержанием в воздухе субмикронного аэрозоля

Результаты анализа связи КПО с содержанием в приземном слое воздуха субмикронного аэрозоля представлены таблице 3 и на рис. 5.

Таблица 3

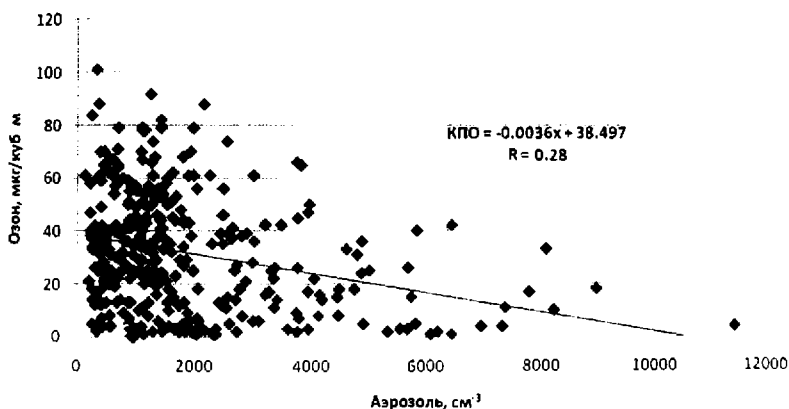
Линейная корреляция между концентрацией приземного озона и субмикронного аэрозоля в Тбилиси, 06.2009 – 05.2010

Время	9	12	15	17-18
Корреляция Аэрозоль - Озон	Год			
	-0.30	-0.28	-0.21	-0.28
	Холодный период			
	-0.21	-0.29	-0.13	-0.36
	Теплый период			
	-0.18	0.05	0.03	0.06

В таблице 3 приведены результаты расчетов значений линейного коэффициента корреляции между КПО и содержанием в воздухе субмикронного аэрозоля по данным за год, для холодного и теплого полугодий в 9, 12, 15 и 17-18 час. Для годовых данных и данных за холодное полугодие все величины R значимы. Для теплого полугодия корреляция между исследуемыми параметрами значима лишь для 9 час. Как и следовало ожидать, в целом корреляция между КПО и содержанием субмикронного аэрозоля в воздухе отрицательная. Подобные связи были установлены нами ранее и для твердых аэрозолей диаметром более 0.7 мкм [5]. Однако в данном случае мы имеем смесь твердых минеральных и антропогенных аэрозолей (продукты выброса транспорта и др.) с вторичными

аэрозолями, образующимися из газов в результате химических и фотохимических реакций по схеме газ → частица.

Рис. 5 Линейная корреляция между КПО и концентрацией субмикронного аэрозоля в 12 час в Тбилиси по данным за год



На рис. 5 для иллюстрации приведен график линейной корреляции и регрессии между КПО и концентрацией субмикронного аэрозоля в Тбилиси в 12 час по годовым данным.

Заключение

Представлены некоторые предварительные результаты комплексного мониторинга концентрации приземного озона, интенсивности суммарной солнечной радиации и содержания в приземном слое воздуха субмикронных аэрозолей в Тбилиси в период с июня 2009 по май 2010 г. Анализ проводился для данных за год, за холодное и теплое полугодия без учета типов погоды.

Проведен статистический анализ данных о КПО (основные стандартные статистические характеристики, повторяемость КПО, оценка скорости изменения КПО).

Изучены линейные корреляционные и регрессионные связи между КПО и интенсивностью суммарной солнечной радиации, а также содержанием в воздухе субмикронного аэрозоля.

Полученные результаты являются предварительными и будут уточняться по мере накопления данных.

Работа выполнена при поддержке гранта GNSF/ST08/5-437.

Литература

1. Амираншвили А.Г., Чихладзе В.А., Блиадзе Т.Г. – Современное состояние вопроса о пространственно-временном распределении фотохимического смога и озона, Труды Института геофизики им. М.З. Нодиа. ISSN 1512-1135. Том 61. С. 179 – 186.
2. Directive 2002/3/EC of the European Parliament and of the council of 12 February 2002 relating to ozone in ambient air, Official Journal of the European Communities. 9.3.2002. L67/14-L67/30.
3. EPA (U.S. Environmental Protection Agency), National Air Pollutant Emissions Trends.1900-1995. EPA-454/R-96-007, U.S. Environmental Protection Agency, Research Triangle Park, N.C. 1996.
4. <http://www.epa.gov/airnow>.
5. Харчилава Д.Ф., Амираншвили А.Г. – Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии, Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Москва. МГК. 1988. 1-114.

6. Харчилава Д.Ф., Чихладзе В.А., Чочишвили К.М. - Анализ корреляционных связей концентрации приземного озона (КПО) в 15 со средними значениями КПО различного времени осреднения по дневным данным. Труды Института геофизики им. М.З. Нодия. ISSN 1512-1135. Том 61. С. 201 – 206.
7. Чихладзе В.А. - Результаты исследований вариаций концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 гг. Труды Института геофизики АН Грузии. ISSN 1512-1135. Том 58. 2003.
8. Чихладзе В.А., Хазарадзе К.Р., Челидзе Л. Т. - Вариации повторяемости среднесуточных концентраций приземного озона (КПО) в Тбилиси. Труды Института геофизики им. М.З. Нодия. ISSN 1512-1135. Том 61. С. 208 – 215.

თბილისში 2009 – 2010 წლებში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (მოკ), მზის ჯამური რადიაციის ინტენსივობის და ჰაერში სუბმიკრონული აეროზოლების შემცველობის კომპლექსური მონიტორინგის ზომები და შედეგები

ამირანაშვილი ა., ბლიაძე თ., კირკიტაძე დ., ნიკიფოროვი გ., ნოდია ა.,
ხარჩილავა ჯ., ჩანკვეტაძე ა., ჩიხლაძე ვ., ჩოჩიშვილი კ., ჩხაიძე გ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია თბილისში 2009 წლის ივნისიდან 2010 წლის ივნისამდე პერიოდის მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (მოკ), მზის ჯამური რადიაციის ინტენსივობის და ჰაერში სუბმიკრონული აეროზოლების შემცველობის კომპლექსური მონიტორინგის ზომები და შედეგები.

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА КОНЦЕНТРАЦИЙ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА (КПО), ИНТЕНСИВНОСТИ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ И СОДЕРЖАНИЯ В ВОЗДУХЕ СУБМИКРОННЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В ТБИЛИСИ В 2009-2010 ГГ

Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никифоров Г.В., Нодия А.Г.,
Харчилава Д.Ф., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А., Чочишвили К.М., Чхадидзе Г.П.

Реферат

Представлены некоторые предварительные результаты комплексного мониторинга концентрации приземного озона, интенсивности суммарной солнечной радиации и содержания в приземном слое воздуха субмикронных аэрозолей в Тбилиси в период с июня 2009 по май 2010 г.

SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE COMPLEX MONITORING OF SURFACE OZONE CONCENTRATION (SOC), INTENSITY OF SUMMARY SOLAR RADIATION AND SUB-MICRON AEROSOLS CONTENT IN AIR IN TBILISI IN 2009-2010

Amiranashvili A., Bliadze T., Kirkitadze D., Nikiforov G., Nodia A., Kharchilava J.,
Chankvetadze A., Chikhladze V., Chochishvili K., Chkhaidze G.P.

Abstract

Some preliminary results of the complex monitoring of surface ozone concentration, intensity of summary solar radiation and sub-micron aerosols content in surface boundary layer in Tbilisi in the period from June 2009 through May 2010 are represented.

ПРИЗЕМНЫЙ РАДОН КАК КАТАЛИЗАТОР ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА В ТБИЛИСИ ВТОРИЧНЫМИ АЭРОЗОЛЯМИ

Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никофоров Г.В.,
Нодиа А.Г., Чаикветадзе А.Ш., Чихладзе В.А.

Институт геофизики им. М.Нодиа, E-mail: avto_amiranashvili@hotmail.com

Введение

Радон постоянно поступает в атмосферу из земных пород: радон - при делении ядер урана-238, а торон – при делении ядер тория - 232 . Пород, содержащих уран и торий, в земной коре довольно много (например, граниты, фосфориты). Поэтому убыль радона постоянно компенсируется и в атмосфере существует его некая равновесная концентрация. Радон растворяется в подземных водах и вместе с ними также может выходить на земную поверхность. Кроме этого, мощным источником поступления радона в атмосферу являются энергетические предприятия, работающие на органическом топливе - угле, сланце, нефти.

Все изотопы радона радиоактивны и довольно быстро распадаются: самый устойчивый изотоп: радон-222 (радон) имеет период полураспада 3.8 суток, второй по устойчивости: радон - 220 (торон) – 55.6 секунды. Распадаясь, радон выделяет тяжелые альфа-частицы, которые, попадая в организм человека, способны нанести его здоровью непоправимый вред. Кроме этого, распад радона сопровождается образованием радиоактивных изотопов свинца, висмута и полония. Продукты распада радона — твердые частицы (аэрозоли) настолько мелкие, что они могут очень долго находиться во взвешенном состоянии в воздухе, вместе с ним попадая в легкие [12,14].

Четыре-пять десятилетий назад считалось, что радон в атмосфере не представляет опасности для здоровья человека ввиду малых его концентраций. Радон и короткоживущие продукты его распада нашли широкое применение в качестве пассивных трассеров для изучения различных физических процессов, протекающих в облаках и атмосфере (турбулентное перемешивание, процессы коагуляции облачных частиц и капель осадков с аэрозолями, ионизация в различных слоях атмосферы и др.) [10, 12-14]. В ряде работ были сделаны попытки использования радона (и его производной – электропроводности воздуха) как предвестника землетрясений [6].

С гигиенической точки зрения считалось, что для здоровья человека опасен лишь радон, находящийся в карстовых пещерах, шахтах, подземных выработках, метрополитене и др. [2,7,11,12]. Однако два-три десятилетия назад обнаружилось, что весьма опасен так называемый жилищный радон – высокие концентрации радона, находящегося в жилых помещениях, а также в питьевой воде (водопровод, колодцы и др.). В связи с указанным началось массовое картирование (в том числе и в Грузии) уровней содержания радона в домах, почве, питьевой воде [3-5,15].

Что касается радона в приземной атмосфере, то он до сих пор считается не опасным для человека. Однако в работе [8] было показано, что в городе Тромбей (Индия, промышленный пригород Мумбаи, (18.97° с. ш., 72.83° в. д., высота 7 м над ур. моря), приземный радон активно усиливает процессы образования ядер Айткена в атмосфере. Иными словами, радон является катализатором процессов образования вторичных аэрозолей по схеме газ—частица: важнейшей составляющих смога (как фотохимического, так и обычного). Эта работа не обратила на себя большого внимания. Позже нашими исследованиями, на основании незначительного количества экспериментальных данных, были подтверждены полученные в [8] результаты [1,9].



С 2009 года в рамках гранта GNSF/ST08/5-437 мы получили возможность провести детальные исследования содержания в приземном слое воздуха радона и субмикронных аэрозолей в Тбилиси в комплексе с другими факторами, влияющими на образование смога.

В данной работе приведен анализ данных ежедневных наблюдений (включая выходные дни) концентрации в приземной атмосфере радона (q) и субмикронных аэрозолей (N) в период с 1 июня 2009 по 31 мая 2010 гг. На данном этапе исследований анализ данных проведен без учета погодных условий.

Методика исследования

Содержание общего количества субмикронных аэрозолей диаметром ≥ 0.1 мкм измерялось с использованием прибора ФАН, работающего в счетном режиме, 4 раза в день, в 9, 12, 15 и 18 час (в зимнее время – в 17 час). Время измерения составляло 1 мин.

Для измерения активности короткоживущих продуктов радона воздух прокачивался через фильтр типа АФА-РМП-20 с помощью воздуходувки производительностью в нагруженном режиме $0.1 \text{ м}^3/\text{мин}$. Коэффициент фильтрации был близок к 1. Воздух фильтровался в течение 5 мин. После окончания отбора пробы фильтр устанавливался для счета α – радиоактивности на детектор БДЗА. Счет импульсов осуществлялся с помощью счетчиков типа МЭС-54 в течение 9 мин. Расчет содержания радона проводился в предположении радиоактивного равновесия между ним и продуктами его распада. Общая погрешность определения радиоактивности воздуха не превышала 20%.

Указанные измерения проводились на высоте 3 этажа термобарокамеры (8 метров над уровнем почвы, $41.754^\circ \text{ с.ш.}$, $44.927^\circ \text{ в.д.}$, высота 450 м над ур. моря).

Результаты

1. Статистические характеристики концентрации радона и субмикронных аэрозолей в приземном слое воздуха Тбилиси

Данные о статистических характеристиках концентрации радона и субмикронных аэрозолей представлены в таблицах 1,2.

В таблице 1 приведены статистические характеристики концентрации радона и субмикронных аэрозолей в Тбилиси с 1.06.2009 по 31.05.2010 для трех периодов года – год, холодное (октябрь-март) и теплое (апрель-сентябрь) полугодия.

Годовые данные. *Радон*. Средняя концентрация радона менялась от 3.1 Бк/м^3 в 15 час, до 4.8 Бк/м^3 в 9 час, при среднем значении 3.7 Бк/м^3 ; минимальное значение q составляло 0.4 Бк/м^3 , максимальное – 17.8 Бк/м^3 ; вариационный размах менялся от 10.5 Бк/м^3 в 15 час до 17.3 Бк/м^3 в 9 час при средненежном значении 12.4 Бк/м^3 ; медианное значение q менялось от 2.7 Бк/м^3 в 15 час до 4.2 Бк/м^3 в 9 час при средненежном значении 3.2 Бк/м^3 ; стандартное отклонение – от 1.65 Бк/м^3 в 15 час до 3.08 Бк/м^3 в 9 час при средненежном значении 2.00 Бк/м^3 ; коэффициент вариации – от 52.7 % в 17-18 час до 64.4 % в 9 час при средненежном значении 54.6 %. Максимум q наблюдался в 9 часов.

Годовые данные. *Субмикронные аэрозоли*. Средняя концентрация субмикронных аэрозолей менялась от 1571 см^3 в 15 час, до 2051 см^3 в 9 час, при среднем значении 1778 см^3 ; минимальное значение N составляло 140 см^3 , максимальное 11608 см^3 ; вариационный размах менялся от 10378 см^3 в 9 час до 11468 см^3 в 15 час при средненежном значении 9803 см^3 ; медианное значение менялось от 1030 см^3 в 15 час до 1362 см^3 в 9 час при средненежном значении 1230 см^3 ; стандартное отклонение – от 1509 см^3 в 15 час до 1978 см^3 в 9 час при средненежном значении 1515 см^3 ; коэффициент вариации – от 92 % в 12 час до 98 % в 17-18 час при средненежном значении 85 %. Максимум N наблюдался в 15 часов.

Холодный период. *Радон*. Средняя концентрация радона менялась от 3.9 Бк/м^3 в 15 и 17-17 час, до 6.1 Бк/м^3 в 9 час, при среднем значении 4.7 Бк/м^3 ; минимальное значение q составляло 0.6 Бк/м^3 , максимальное – 17.8 Бк/м^3 ; вариационный размах менялся от 10.5 Бк/м^3 в 15 час до 17.2 Бк/м^3 в 9 час при средненежном значении 12.4 Бк/м^3 ; медианное значение q менялось от 3.7 Бк/м^3 в 15 и 17-18 час до 5.5 Бк/м^3 в 9 час при средненежном значении 4.4 Бк/м^3 ; стандартное отклонение – 1.87 Бк/м^3 в 15 час до 3.56 Бк/м^3 в 9 час при средненежном значении 2.27

Бк/м³; коэффициент вариации – от 47.9 % в 15 час до 58.3 % в 9 час при средненедельном значении 48.8 %. Максимум q наблюдался в 9 часов.

Таблица 1

Статистические характеристики концентрации радона и субмикронных аэрозолей
в Тбилиси 06.2009-05.2010

Парам.	Радон, годовые данные, Бк/м ³					Аэрозоли, годовые данные, см ³				
	9	12	15	17-18	Сред.	9	12	15	17-18	Сред.
Среднее	4.8	3.7	3.1	3.2	3.7	2051	1798	1571	1704	1778
Мин	0.4	0.4	0.7	0.6	0.7	110	145	140	147	223
Макс	17.8	14.3	11.2	12.2	13.1	10488	11440	11608	11528	10026
Вар. размах	17.3	13.9	10.5	11.6	12.4	10378	11295	11468	11380	9803
Медиана	4.2	3.0	2.7	2.8	3.2	1362	1293	1030	1129	1230
Мода	4.4	1.9	2.0	2.2	2.6	419	1127	472	667	570
Ст. откл.	3.08	2.27	1.65	1.67	2.00	1978	1650	1509	1662	1515
Ст. ошиб.	0.16	0.12	0.09	0.09	0.11	105	88	80	88	80
Козфф. вар. (%)	64.4	61.7	53.7	52.7	54.6	96	92	96	98	85
Число случ.	357	356	357	356	359	358	356	357	356	359
Довер. инт. 95%(+/-)	0.32	0.24	0.17	0.17	0.21	205	172	157	173	157
	Холодное полугодие					Холодное полугодие				
Среднее	6.1	4.8	3.9	3.9	4.7	2865	2375	2129	2329	2423
Мин	0.6	0.6	0.7	0.6	0.7	216	145	209	147	286
Макс	17.8	14.3	11.2	12.2	13.1	10488	11440	11608	11528	10026
Вар. размах	17.2	13.7	10.5	11.6	12.4	10272	11295	11399	11380	9739
Медиана	5.5	4.5	3.7	3.7	4.4	2331	1826	1645	1674	2001
Мода	4.4	3.5	5.4	5.0	5.3	265	1826	472	2394	-
Ст. откл.	3.56	2.56	1.87	1.95	2.27	2351	1893	1783	1933	1734
Ст. ошиб.	0.27	0.19	0.14	0.15	0.17	177	142	135	146	130
Козфф. вар. (%)	58.3	53.7	47.9	50.1	48.8	82	80	84	83	72
Число случ.	177	178	176	176	178	178	178	176	176	178
Довер. инт. 95%(+/-)	0.53	0.38	0.28	0.29	0.33	346	279	264	286	255
	Теплое полугодие					Теплое полугодие				
Среднее	3.5	2.6	2.3	2.5	2.7	1246	1220	1028	1092	1144
Мин	0.4	0.4	0.9	1.0	0.8	110	216	140	147	223
Макс	8.0	6.4	5.2	5.9	5.9	6829	8096	6300	6470	6923
Вар. размах	7.5	6.0	4.3	4.9	5.1	6718	7880	6159	6323	6700
Медиана	3.2	2.4	2.2	2.4	2.6	938	992	743	802	945
Мода	2.5	1.9	2.0	2.2	2.6	419	329	881	345	1203
Ст. откл.	1.69	1.17	0.84	0.88	0.98	1014	1099	900	1031	889
Ст. ошиб.	0.13	0.09	0.06	0.07	0.07	76	83	67	77	66
Козфф. вар. (%)	48.8	45.1	36.9	35.7	36.6	81	90	88	94	78
Число случ.	180	178	181	180	181	180	178	181	180	181
Довер. инт. 95%(+/-)	0.25	0.17	0.12	0.13	0.14	149	162	132	151	130

Холодный период. Субмикронные аэрозоли. Средняя концентрация субмикронных аэрозолей менялась от 2129 см⁻³ в 15 час, до 2865 см⁻³ в 9 час, при среднем значении 2423 см⁻³; минимальное значение N составляло 145 см⁻³, максимальное - 11608 см⁻³; вариационный размах менялся от 10272 см⁻³ в 9 час до 11399 см⁻³ в 15 час при средненедельном значении 9739 см⁻³; медианное значение менялось от 1645 см⁻³ в 15 час до 2331 см⁻³ в 9 час при средненедельном значении 2001 см⁻³; стандартное отклонение – от 1783 см⁻³ в 15 час до 2351 см⁻³ в 9 час при

среднедневном значении 1734 см⁻³; коэффициент вариации – от 80 % в 12 час до 84 % в 15 час при среднедневном значении 72 %. Максимум N наблюдался в 15 часов.

Теплый период. *Радон*. Средняя концентрация радона менялась от 2.3 Бк/м³ в 15 час, до 3.5 Бк/м³ в 9 час, при среднем значении 2.7 Бк/м³; минимальное значение q составляло 0.4 Бк/м³, максимальное - 8.0 Бк/м³; вариационный размах менялся от 4.3 Бк/м³ в 15 час до 7.5 Бк/м³ в 9 час при среднедневном значении 5.1 Бк/м³; медианное значение q менялось от 2.2 Бк/м³ в 15 час до 3.2 Бк/м³ в 9 час при среднедневном значении 2.6 Бк/м³; стандартное отклонение – от 0.84 Бк/м³ в 15 час до 1.69 Бк/м³ в 9 час при среднедневном значении 0.98 Бк/м³; коэффициент вариации – от 35.7 % в 17-18 час до 48.8 % в 9 час при среднедневном значении 36.6 %. Максимум q наблюдался в 9 часов.

Теплый период. *Субмикронные аэрозоли*. Средняя концентрация субмикронных аэрозолей менялась от 1028 см⁻³ в 15 час, до 1246 см⁻³ в 9 час, при среднем значении 1144 см⁻³; минимальное значение N составляло 110 см⁻³, максимальное - 8096 см⁻³; вариационный размах менялся от 6159 см⁻³ в 15 час до 7880 см⁻³ в 12 час при среднедневном значении 6700 см⁻³; медианное значение менялось от 743 см⁻³ в 15 час до 992 см⁻³ в 12 час при среднедневном значении 945 см⁻³; стандартное отклонение – от 900 см⁻³ в 15 час до 1099 см⁻³ в 12 час при среднедневном значении 889 см⁻³; коэффициент вариации – от 81 % в 9 час до 94 % в 17-18 час при среднедневном значении 78%. Максимум N наблюдался в 12 часов.

В таблице 2 представлены статистические характеристики месячных значений концентрации радона и субмикронных аэрозолей в Тбилиси.

Таблица 2
Статистические характеристики месячных значений среднедневных концентраций радона и субмикронных аэрозолей в Тбилиси 06.2009-05.2010

Парам.	Радон, Бк/м ³											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Среднее	5.4	4.0	2.8	2.4	2.2	2.8	2.8	2.6	3.3	5.7	4.4	5.7
Мин	0.7	1.2	0.7	1.3	1.2	0.8	1.2	1.1	1.5	2.8	1.2	1.3
Макс	10.4	7.6	6.0	3.7	3.6	5.2	4.6	4.3	5.9	8.4	11.1	13.1
Вар. размах	9.7	6.4	5.3	2.4	2.4	4.4	3.5	3.2	4.4	5.6	9.9	11.8
Медиана	5.5	3.8	2.7	2.2	2.2	2.6	2.9	2.5	3.4	6.2	4.2	5.8
Ст. откл.	2.41	1.75	1.27	0.62	0.67	1.10	0.97	1.00	1.09	1.59	2.30	2.55
Ст. ошиб.	0.46	0.34	0.23	0.12	0.12	0.20	0.18	0.18	0.20	0.29	0.43	0.47
Кэфф. вар. (%)	44.6	43.2	46.2	26.2	29.9	39.5	34.5	38.7	32.6	28.0	52.7	45.0
Число случ.	28	28	31	28	31	30	31	31	30	31	29	31
Довер. инт. 95%(+/-)	0.9	0.7	0.5	0.2	0.2	0.4	0.3	0.4	0.4	0.6	0.9	0.9
Парам.	Аэрозоли, см ³											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Среднее	2753	2996	2257	1150	1638	863	765	735	1723	2987	1385	2181
Мин	684	407	352	490	413	223	243	277	238	666	286	300
Макс	8772	7150	5185	3270	3883	1864	1632	1873	6923	10026	4363	5465
Вар. размах	8088	6743	4833	2780	3470	1642	1389	1596	6685	9359	4076	5165
Медиана	2131	3027	2106	1017	1324	856	672	615	1249	2232	1222	1691
Ст. откл.	1968	1788	1274	604	871	412	398	376	1512	2221	937	1460
Ст. ошиб.	379	344	233	116	159	77	73	69	281	405	177	267
Кэфф. вар. (%)	71	60	56	53	53	48	52	51	88	74	68	67
Число случ.	28	28	31	28	31	30	31	31	30	31	29	31
Довер. инт. 95%(+/-)	742	674	456	228	312	150	143	135	550	795	347	523

Месячные данные. *Радон*. Средняя концентрация радона менялась от 2.2 Бк/м³ в мае, до 5.4 Бк/м³ в январе; минимальное значение q составляло 0.7 Бк/м³, максимальное - 13.1 Бк/м³; вариационный размах менялся от 2.4 Бк/м³ в апреле и мае до 11.8 Бк/м³ в декабре; медианное значение q менялось от 2.2 Бк/м³ в апреле и мае до 5.8 Бк/м³ в декабре; стандартное отклонение - от 0.62 Бк/м³ в апреле до 2.55 Бк/м³ в декабре; коэффициент вариации - от 26.2 % в апреле до 52.7 % в ноябре. Максимум q наблюдался в декабре.

Месячные данные. *Субмикронные аэрозоли*. Средняя концентрация субмикронных аэрозолей менялась от 735 см³ в августе до 2996 см³ в феврале; минимальное значение N составляло 223 см³, максимальное - 10026 см³; вариационный размах менялся от 1389 см³ в июле до 8088 см³ в январе; медианное значение менялось от 615 см³ в августе до 3027 см³ в феврале; стандартное отклонение - от 376 см³ в августе до 1968 см³ в январе; коэффициент вариации - от 48 % в июне до 88 % в сентябре. Максимум N наблюдался в октябре.

Анализ данных, представленных в таблицах 1 и 2 показывает, что дневной ход концентрации радона и субмикронных аэрозолей сходен друг с другом - уменьшение концентраций с 9 до 15 час, и небольшой рост к 17-18 час. Вариации концентрации аэрозолей значительно выше вариаций концентрации радона. Внутригодовой ход месячных значений среднедневных концентраций радона и субмикронных аэрозолей также схож друг с другом.

Отметим, что внутригодовой ход месячных концентраций радона и субмикронных аэрозолей в Тбилиси аналогичен такому же ходу концентраций радона и ядер Айткена в городе Тромбей [8]. Для наглядности ход указанных параметров представлен на рис. 1.



Интересно отметить, что несмотря на разницу в методике измерения субмикронных аэрозолей и ядер Айткена, и, соответственно, разницу в их концентрациях почти в 1.5-2 порядка (размер ядер Айткена меньше размера субмикронных аэрозолей, измеряемых нами), наличие сходство их внутригодового хода.

2. Связь концентрации субмикронных аэрозолей с содержанием радона

Результаты анализа связи концентрации субмикронных аэрозолей с содержанием радона представлены в таблице 3.

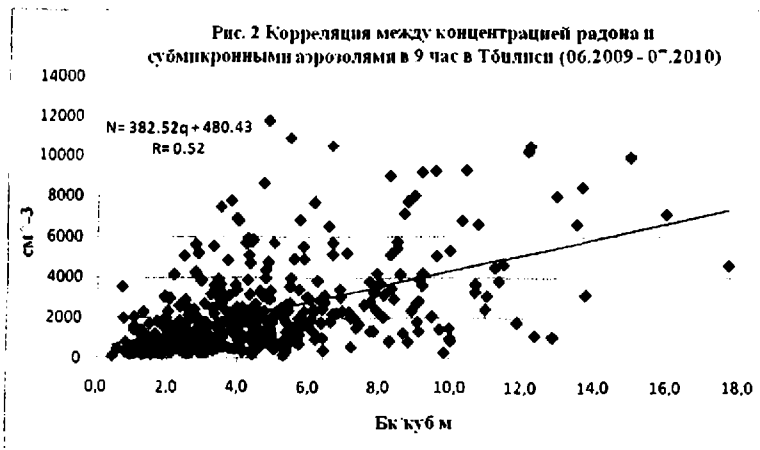
Таблица 3

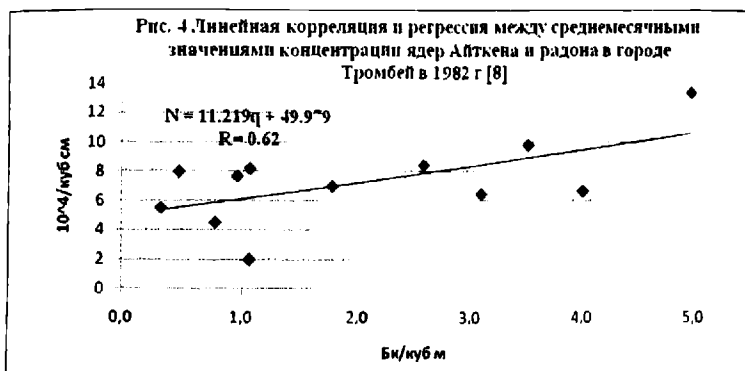
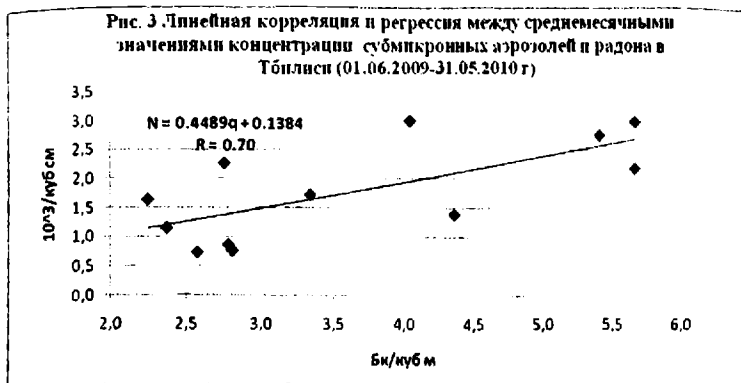
Линейное корреляционное соотношение (R) и коэффициенты уравнения регрессии между концентрацией субмикронных аэрозолей (N) и содержанием радона (q) в воздухе в Тбилиси ($N = a \cdot q + b$)

Время, час	9	12	15	17-18	Сред.
Годовые данные					
R	0.61	0.52	0.51	0.41	0.56
a	391.74	378.73	461.98	410.78	427.84
b	178.89	405.31	149.27	403.71	211.01
Холодное полугодие					
R	0.55	0.49	0.44	0.30	0.48
a	364.97	365.04	417.08	301.63	367.81
b	637.22	634.46	507.01	1155.5	711.92
Теплое полугодие					
R	0.40	0.19	0.25	0.29	0.33
a	238.54	179.99	266.45	337.85	297.41
b	419.7	754.94	420.68	262.86	343.95

Как следует из таблицы 3, между концентрациями радона и субмикронных аэрозолей отмечается устойчивая прямая корреляционная связь (все значения коэффициентов корреляции значимы). В утренние часы эта корреляционная связь выше, чем в дневные и вечерние. В холодное полугодие указанная корреляционная связь выше, чем в теплое, что, видимо, связано с более высокой относительной влажностью в холодный период года (предмет дальнейшего анализа).

На рис. 2 для примера представлен график корреляции и регрессии между N и q для данных в 9 час.





Наконец, на рис. 3 и 4 приведены графики линейной корреляции и регрессии среднемесячных значений содержания радона с концентрацией субмикронных аэрозолей и ядер Айткена соответственно в Тбилиси (рис. 3) и в городе Тромбей (рис. 4) [8]. Эти рисунки еще раз подтверждают устойчивость прямой корреляционной связи между концентрациями радона и аэрозолей, как субмикронного диапазона размеров, так и размеров ядер Айткена, вне зависимости от географического положения пунктов наблюдения, основным условием для которых является наличие газовых компонент (окислы азота, серы и др.), преобразующихся при химических и фотохимических реакциях во вторичные аэрозольные частицы. Радон же является катализатором этих процессов и в неважной форме – составляющей атмосферы, способствующей увеличению ее загрязненности аэрозолями (сульфаты, нитраты и др.).

Учитывая, что в жилых помещениях содержание радона зачастую значительно выше, чем в атмосфере, целесообразно в дальнейшем провести исследования роли радона в увеличении загрязненности этих помещений вторичными аэрозольными частицами, где обычно наличие аэрозолеобразующих газов мало отличается от их содержания вне помещений.

Заключение

Представлены некоторые предварительные результаты комплексного мониторинга концентрации радона q и субмикронных аэрозолей N в Тбилиси в период с июня 2009 по май 2010 г. Анализ проводился для данных за месяц, год, холодное и теплое полугодия без учета типов погоды.

Проведен статистический анализ данных о значениях q и N .

Изучены линейные корреляционные и регрессионные связи между значениями q и N . Показано, что между концентрацией радона и субмикронных аэрозолей наблюдается устойчивая прямая корреляционная связь. Эта связь аналогична связи между содержанием радона и концентрацией ядер Айткена в городе Тромбей (Индия), несмотря на разницу в размерах частиц, и соответственно их концентраций.

Полагается, что радон является катализатором химических и фотохимических процессов преобразования газовых компонентов атмосферы (окислы азота и серы и др.) во вторичные аэрозольные частицы (сульфаты, нитраты и др.) и в невяной форме – составляющей атмосферы, способствующей увеличению ее загрязненности аэрозолями.

Предлагается в дальнейшем провести исследования роли радона в увеличении загрязненности жилых помещений вторичными аэрозольными частицами, где содержание радона зачастую выше, чем в атмосфере, а наличие аэрозолеобразующих газов обычно мало отличается от их содержания вне помещений.

Полученные результаты являются предварительными и будут уточняться по мере накопления данных.

Работа выполнена при поддержке гранта GNSF/ST08/5-437.

Литература

1. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Gzirishvili T.G., Kharchilava J.F., Tavartkiladze K.A. – Modern Climate Change in Georgia. Radiatively Active Small Atmospheric Admixtures, Institute of Geophysics, Monograph, Trans. of M.Nodia Institute of Geophysics of Georgian Acad. of Sci. ISSN 1512-1135. Vol. LIX. 2005. 1-128.
2. Amiranashvili A., Bliadze T., Nodia A., Nikiforov G., Chelidze L., Chikhldadze V., Khazaradze K., Khazaradze R. – Several researched results of radon concentrations in human environment, Proc. 1st Int. Conf. on Ecology and Environmental Management in Caucasus, Tbilisi, Georgia, October 6-7. 2001. PP. 61-62.
3. Amiranashvili A., Chelidze L., Gvinianidze K., Melikadze G., Todadze M., Trekov I., Tsereteli D. – Radon Distribution and Prevalence of Lung Cancer in Several Areas of West Georgia, Papers of the Int. Conference International Year of the Planet Earth "Climate, Natural Resources, Disasters in the South Caucasus", Trans. of the Institute of Hydrometeorology. Vol. No 115. ISSN 1512-0902. Tbilisi. 18 – 19 November. 2008. PP. 349 – 353 (in Russian).
4. Amiranashvili A., Chelidze T., Melikadze G., Trekov I., Todadze M. - Quantification of the radon distribution in various geographical areas of West Georgia, Journal of the Georgian Geophysical Society, Issue A. Physics of Solid Earth. ISSN 1512-1127. Vol. 12A. 2008. PP. 65 – 69.
5. Amiranashvili A., Chelidze T., Melikadze G., Trekov I., Todadze M., Chankvetadze A., Chelidze L. - Preliminary Results of the Analysis of Radon Content in the Soil and Water in Different Regions of West Georgia, Proc. of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, ISSN 1512-1135. Vol. 60. 2008. PP. 213 – 218 (in Russian).
6. Amiranashvili A.G., Chikhldadze V.A., Gambashidze R.A., Khunjua A.T., Nodia A.G. – Preliminary Results of Investigations of Variations of Atmospheric Electric Parameter Peculiarities Over Tectonic Fractures and During Earthquakes, Proc. 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Versailles, France, 9-13 June. Vol.1. 2003. PP. 403-406.
7. Amiranashvili A., Lominadze G., Melikadze G., Tsikarishvili V., Chikhldadze V. – Aero - Ionizing State and Radiological Situation in the Tskaltubo Cave, Proc. of Mikheil Nodia Institute of Geophysics, ISSN 1512-1135. Vol. 60. Tbilisi, 2008. PP. 206 – 212 (in Russian).
8. Muralledharan T.S., Subba Ramu M.S., Vohra K.G. – Experimental Studies of the Formation of Aitken Nuclei in the Atmosphere, Proc. 11th Int. Conf. on atmospheric aerosols, Condensation and Ice Nuclei, Budapest, Hungary, 3-8 September. Vol.1. 1984. PP. 52-57.
9. Амранашвили А.Г., Амранашвили В.А., Киркитадзе Д.Д., Чиабришвили Н.Г., Чочишвили К.М. - К вопросу об образованиях вторичных аэрозолей в атмосфере, Труды Института геофизики АН Грузии, ISSN 1512-1135. Том 58. 2004. С. 119-126.
10. Амранашвили А.Г., Гзиршвили Т.Г. - Аэрозоли и ледяные кристаллы в атмосфере, Тбилиси, Мецниереба. 1991. 1-113.

11. Амиранашвили А., Джишкаррани Д., Нодия А., Таташидзе З., Сепиашвили Р. – Содержание аэроионов и естественная радиоактивность воздуха в Цхалтубской пещере, АН Грузии, Тбилиси. 1994. 1-53.
12. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. – Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе, М., Атомиздат. 1969. 1-312.
13. Стыро Б.И., Амиранашвили А.Г. – Некоторые результаты исследования естественной радиоактивности кучевых облаков, Тр. Ин-та физики АН Лит. ССР. Физика атмосферы, № 5, “Моклас”. 1979. С. 25-41.
14. Стыро Б.И., Ляунас В.Ю., Шопаускас К.К. – Радиоактивность атмосферы и метеорология, Вильнюс, Минтис. 1975. 1-271.
15. Хазарадзе Р.Е., Хазарадзе К.Р. – К вопросу облучения населения Грузин радонном, отчет Национального центра гигиены минздрава Грузии, Тбилиси. 2000. С. 1-3.

**მიწისპირა რადონი როგორც თბილისში ჰაერის მემორალი
ამროზოლებით დაბინძურების კატალიზატორი**

ამირანაშვილი ა., ბლიაძე თ., კირკიტაძე დ., ნიკოფოროვი გ.,
ნოღია ა., ჩანკვეტაძე ა., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია თბილისში 2009 წლის ივნისიდან 2010 წლის ივნისამდე ჰაერის მიწისპირა ფენაში რადონის და სუბმიკრონული აეროზოლების კომპლექსური მონიტორინგის ზოგიერთი წინასწარი შედეგი. მიღებულია, რომ რადონის და სუბმიკრონული აეროზოლების კონცენტრაციებს შორის დაიკვირვება მდგრადი პირდაპირი კორელაციური კავშირი. ეს შეუთითებს სამრეწველო ქალაქების ჰაერში სქემით გაზი→ნაწილაკი მეორადი აეროზოლების წარმოქმნის პროცესების გაძლიერებისას რადონის, როგორც კატალიზატორის როლზე.

**ПРИЗЕМНЫЙ РАДОН КАК КАТАЛИЗАТОР ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА В ТБИЛИСИ
ВТОРИЧНЫМИ АЭРОЗОЛЯМИ**

Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никифоров Г.В.,
Нодия А.Г., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А.

Реферат

Представлены предварительные результаты комплексного мониторинга содержания в приземном слое воздуха радона и субмикронных аэрозолей в Тбилиси в период с июня 2009 по май 2010 г. Получено, что между концентрацией радона и субмикронных аэрозолей наблюдается устойчивая прямая корреляционная связь. Это указывает на роль радона, как катализатора процессов усиления образования вторичных аэрозолей по схеме газ→частица в воздухе промышленных городов.

**SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE COMPLEX MONITORING OF SURFACE OZONE
CONCENTRATION (SOC), INTENSITY OF SUMMARY SOLAR RADIATION AND SUB-
MICRON AEROSOLS CONTENT IN AIR
IN TBILISI IN 2009-2010**

**Amiranashvili A., Bliadze T., Kirkitadze D., Nikiforov G.,
Nodia A., Chankvetadze A., Chikhladze V.**

Abstract

The preliminary results of the complex monitoring of the content in surface boundary layer of radon and sub-micron aerosols in Tbilisi in the period from June 2009 through May 2010 are presented. It is obtained that between the concentration of radon and sub-micron aerosols the steady direct correlation is observed. This indicates the role of radon as the catalyst of the processes of amplifying the formation of secondary aerosols according to scheme gas → particle in industrial cities air.

**НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО
МОНИТОРИНГА ИНТЕНСИВНОСТИ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ, ОБЩЕЙ
ОБЛАЧНОСТИ, ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА
В ТБИЛИСИ В 2009-2010 Г.**

**Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никофоров Г.В., Нодия А.Г.,
Хуродзе Т.В., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А.**

Институт геофизики им. М.Нодиа, E-mail: avto_amiranashvili@hotmail.com

Введение

Солнечная радиация является основным энергетическим источником почти всех природных процессов и явления, происходящих на земной поверхности, дает импульс атмосферной циркуляции и определяет ее формы, непрерывно трансформирует географические типы воздушных масс, становясь таким образом одним из основных климатообразующих факторов как в глобальном, так в региональном и локальном масштабах. Солнечная радиация оказывает значительное влияние на образование фотохимического смога, является важнейшим компонентом биоклимата. Поэтому в Грузии, как и в Закавказье, исследованиям режима солнечной радиации давно уделяется особое внимание [1 - 6]. К сожалению, из-за известных событий систематические актинометрические измерения прекратились после 1992 года.

С 2009 года в рамках гранта GNSF/ST08/S-437 начался мониторинг интенсивности прямой S и суммарной Q солнечной радиации в комплексе с другими факторами, влияющими на вариации концентрации приземного озона и образование фотохимического смога. В данной работе приведены данные ежедневных наблюдений (включая выходные дни) S и Q в Тбилиси в период с 1 июня 2009 по 31 мая 2010 гг. Проведено сравнение данных об интенсивности прямой и суммарной солнечной радиации в исследуемый период с аналогичными данными за 1980-1992 гг. Также рассмотрены связи Q с общей облачностью, дальностью видимости и температурой воздуха в приземном слое. На данном этапе исследований проведен анализ годовых данных, причем без учета погодных условий.

Методика исследования

Интенсивность прямой солнечной радиации измерялась с территории термобарокамеры (41.754° с.ш., 44.927° в.д. высота 442 м над ур. моря) с помощью актинометра М-3 в стандартные сроки: летом – в 9.5, 12.5, 15.5 и 18.5 часов; зимой в вечернее время измерения проводились в 16.5 или 17 часов. Интенсивность суммарной солнечной радиации измерялась с помощью пиранометра М-80М каждый час с 9.5 по 18.5 час. Зимой эти измерения заканчиваются по окончании светового дня. Пиранометр установлен на башне термобарокамеры (высота 40 метров над уровнем земли) и закрыт специальным защитным колпаком, который дистанционно из лаборатории мониторинга открывался во время измерений [7].

Температура воздуха измерялась на территории термобарокамеры в стандартной метеорологической будке на уровне 2 метров от поверхности земли с использованием дистанционной метеорологической станции типа М-47 ежечасно в дневное время. Общая облачность и горизонтальная дальность видимости определялись визуально по стандартной методике, также ежечасно в дневное время [7].

В таблице 1 приведены градации метеорологической дальности видимости по баллам.

Градации метеорологической дальности видимости по баллам [7]

Балл	Расстояние до объекта (км)		Балл	Расстояние до объекта (км)	
	Объект виден	Объект не виден		Объект виден	Объект не виден
0		Менее 0.05	5	2	4
1	0.05	0.2	6	4	10
2	0.2	0.5	7	10	20
3	0.5	1	8	20	50
4	1	2	9	Более 50	

Результаты

1. Статистические характеристики интенсивности прямой и суммарной солнечной радиации в 1980-1992 гг и 06.2009-05.2010 г

Таблица 2

Статистические характеристики прямой (S) и суммарной (Q) солнечной радиации в Тбилиси в 1980-1992 гг и 06.2009-05.2010 г

Радиация	S, Квт/м ²				Q, Квт/м ²			
	9.5	12.5	15.5	18.5	9.5	12.5	15.5	18.5
	1980-1992							
Среднее	0.577	0.644	0.525	0.206	0.378	0.506	0.253	0.042
Мин	0.040	0.060	0.040	0.040	0.010	0.010	0.010	0.010
Макс	1.040	1.080	0.970	0.510	1.040	1.240	1.100	0.400
Вар. размах	1.000	1.020	0.930	0.470	1.030	1.230	1.090	0.390
Медиана	0.600	0.670	0.540	0.210	0.320	0.470	0.190	0.030
Мода	0.620	0.710	0.620	0.210	0.080	0.120	0.040	0.010
Ст. откл.	0.184	0.188	0.179	0.093	0.260	0.301	0.208	0.036
Ст. ошиб.	0.004	0.004	0.004	0.008	0.004	0.004	0.003	0.001
Кэфф. вар. (%)	31.9	29.1	34.0	45.2	68.7	59.4	82.5	87.1
Число случ.	2425	2712	1941	135	4529	4522	4514	1764
Довер. инт. 95%(+/-)	0.007	0.007	0.008	0.016	0.008	0.009	0.006	0.002
	06.2009-05.2010							
Среднее	0.605	0.711	0.639	0.405	0.319	0.551	0.396	0.194
Мин	0.086	0.103	0.152	0.061	0.010	0.021	0.010	0.010
Макс	0.929	1.030	0.990	0.581	0.834	1.244	1.122	0.467
Вар. размах	0.843	0.928	0.838	0.520	0.824	1.224	1.111	0.457
Медиана	0.646	0.774	0.699	0.426	0.256	0.515	0.310	0.172
Мода	0.758	0.818	0.717	0.418	0.052	0.124	0.052	0.052
Ст. откл.	0.185	0.218	0.207	0.156	0.244	0.325	0.286	0.127
Ст. ошиб.	0.015	0.015	0.016	0.036	0.013	0.018	0.015	0.012
Кэфф. вар. (%)	30.5	30.6	32.4	38.5	76.7	59.0	72.3	65.6
Число случ.	154	202	172	20	335	341	342	116
Довер. инт. 95%(+/-)	0.029	0.030	0.031	0.070	0.026	0.035	0.030	0.023

Данные о статистических характеристиках S и Q в 1980-1992 гг и 06.2009-05.2010 г в стандартные актинометрические сроки наблюдения приведены в таблице 2.

1980-1992 гг. Среднее значение S менялось от 0.206 Квт/м² в 18.5 час, до 0.644 Квт/м² 12.5 час; минимальное значение S составляло 0.040 Квт/м², максимальное – 1080 Квт/м²; вариационный размах менялся от 0.470 Квт/м² в 18.5 час до 1.020 Квт/м² в 12.5 час; медианное значение S менялось от 0.210 Квт/м² в 18.5 час до 0.670 Квт/м² в 12.5 час; стандартное отклонение – от 0.093 Квт/м² в 18.5 час до 0.188 Квт/м² в 12.5 час; коэффициент вариации – от 29.1 % в 12.5 час до 45.2 % в 18.5 час. Максимум значения S наблюдается в 12.5 часов.

1980-1992 гг. Среднее значение Q менялось от 0.042 Квт/м² в 18.5 час, до 0.506 Квт/м² 12.5 час; минимальное значение Q составляло 0.010 Квт/м², максимальное – 1.240 Квт/м²; вариационный размах менялся от 0.390 Квт/м² в 18.5 час до 1.230 Квт/м² в 12.5 час; медианное значение Q менялось от 0.030 Квт/м² в 18.5 час до 0.470 Квт/м² в 12.5 час; стандартное отклонение – от 0.036 Квт/м² в 18.5 час до 0.301 Квт/м² в 12.5 час; коэффициент вариации – от 59.4 % в 12.5 час до 87.1 % в 18.5 час. Максимум значения Q наблюдается в 12.5 часов.

01.06.2009 – 31.05.2010 г. Среднее значение S менялось от 0.405 Квт/м² в 18.5 час, до 0.711 Квт/м² 12.5 час; минимальное значение S составляло 0.061 Квт/м², максимальное – 1.030 Квт/м²; вариационный размах менялся от 0.520 Квт/м² в 18.5 час до 0.928 Квт/м² в 12.5 час; медианное значение S менялось от 0.426 Квт/м² в 18.5 час до 0.774 Квт/м² в 12.5 час; стандартное отклонение – от 0.156 Квт/м² в 18.5 час до 0.218 Квт/м² в 12.5 час; коэффициент вариации – от 30.5 % в 9.5 час до 38.5 % в 18.5 час. Максимум значения S наблюдается в 12.5 часов.

01.06.2009 – 31.05.2010 г. Среднее значение Q менялось от 0.194 Квт/м² в 18.5 час, до 0.551 Квт/м² 12.5 час; минимальное значение Q составляло 0.010 Квт/м², максимальное – 1.244 Квт/м²; вариационный размах менялся от 0.457 Квт/м² в 18.5 час до 1.224 Квт/м² в 12.5 час; медианное значение Q менялось от 0.172 Квт/м² в 18.5 час до 0.515 Квт/м² в 12.5 час; стандартное отклонение – от 0.127 Квт/м² в 18.5 час до 0.325 Квт/м² в 12.5 час; коэффициент вариации – от 59.0 % в 12.5 час до 76.7 % в 9.5 час. Максимум значения Q наблюдается в 12.5 часов.

Как следует из таблицы 2, значения S и Q в два указанных выше периода наблюдений отличаются друг от друга не очень значительно. Так, данные наблюдений в 9.5 и 12.5 час минимальных и максимальных значений S в период с 01.06.2009 по 31.05.2010 г попадают в диапазон изменений этих же значений S в 1980-1992 гг. В 15.5 и 18.5 час минимальные значения S в период с 01.06.2009 по 31.05.2010 г несколько выше минимальных значений прямой солнечной радиации в 1980-1992 гг. Что касается максимальных значений S для этих сроков наблюдений, картина обратная, что можно объяснить местоположением актинометра при измерениях, получающего в вечернее время некоторое количество рассеянной радиации от окружающих строений, хотя разница и невелика.

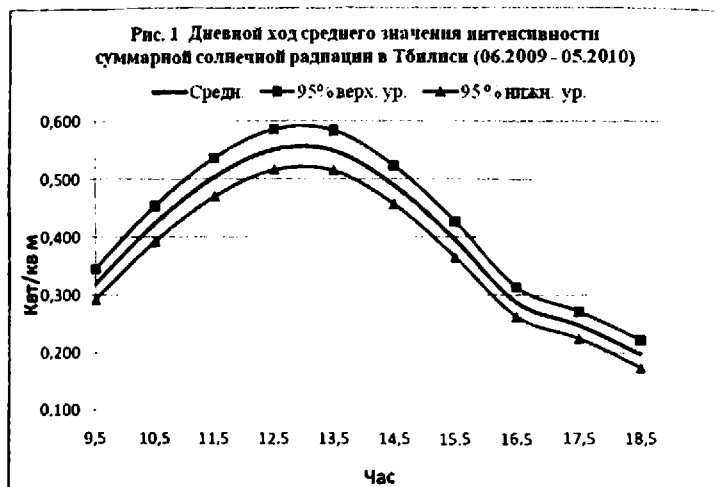
Для интенсивности суммарной солнечной радиации, их минимальные значения в период с 01.06.2009 по 31.05.2010 г практически не отличаются от тех же данных для 1980-1992 гг. по всем срокам наблюдений. Максимальные значения Q 15.5 час и 18.5 по данным измерений в период с 01.06.2009 по 31.05.2010 г несколько выше этих же величин в 1980-1992 гг. Это, видимо, связано с тем, что пиранометр, установленный на высоте 40 м от уровня земли, в вечерние часы регистрирует большее количество суммарной радиации, чем регистрировал стандартно установленный на метеорологической станции пиранометр в 1980-1992 гг.

На рис. 1 для иллюстрации приведен дневной ход среднего значения интенсивности суммарной радиации в Тбилиси в период с 1.06.2009 по 31.10.2010 г. Зависимость Q от времени t удовлетворительно описывается полиномом пятой степени (коэффициент детерминации равен 0.9959).

$$Q = a \cdot t^5 + b \cdot t^4 + c \cdot t^3 + d \cdot t^2 + e \cdot t + f \quad (1)$$

Значения коэффициентов уравнения регрессии (1) представлены в таблице 3.

a	b	c	d	e	f
-0.0000743590	0.005577	-0.16264	2.292636	-15.5527	40.93312



2. Связь интенсивности суммарной солнечной радиации с общей облачностью

Результаты анализа связи суммарной солнечной радиации с общей облачностью представлены в таблице 4 и на рис.2.

Таблица 4

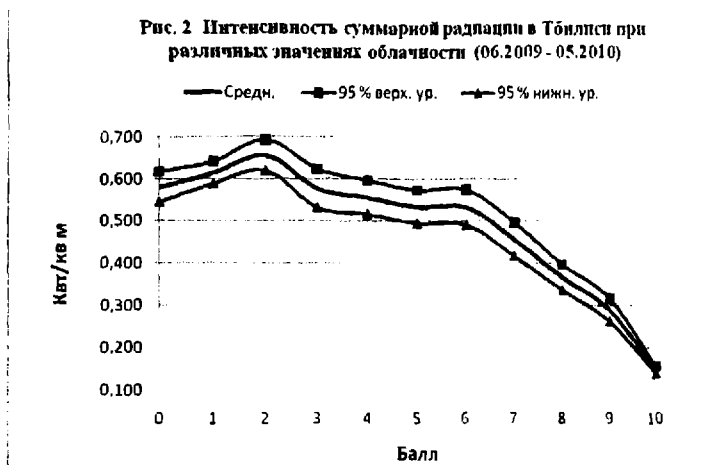
Статистические характеристики суммарной (Q , Квт/м²) солнечной радиации в Тбилиси 06.2009-05.2010 г при разных условиях облачности (балл)

Облачность	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Среднее	0.580	0.614	0.656	0.577	0.556	0.533	0.532	0.456	0.366	0.289	0.147
Мин	0.021	0.021	0.041	0.010	0.021	0.010	0.031	0.031	0.031	0.021	0.010
Макс	1.033	1.085	1.125	1.060	1.115	1.122	1.038	1.117	1.244	1.122	0.894
Ст. откл.	0.269	0.259	0.261	0.284	0.285	0.289	0.283	0.282	0.234	0.218	0.126
Козфф. вар. (%)	46.3	42.1	39.8	49.1	51.2	54.3	53.2	61.9	64.0	75.3	86.1
Число случ.	216	375	199	148	193	209	177	200	236	257	1011

Как следует из таблицы 4 и рис. 2 среднее за год значение Q варьирует от 0.147 Квт/м² при 10-балльной облачности до 0.656 Квт/м² при облачности 2 балла. Наибольшие вариации значений Q наблюдаются при облачности 10 баллов (86.1%), наименьшие – при облачности 2 балла (39.8 %).

В целом, с ростом степени закрытости небосвода интенсивность суммарной солнечной радиации падает. Однако, при росте общей облачности в диапазоне от 0 до 2 баллов среднегодовой

значение Q растет от 0.580 Квт/м^2 до 0.656 Квт/м^2 , затем убывает. При облачности в диапазоне от 5-6 баллов значение Q остается неизменным, затем вновь убывает. Рост интенсивности суммарной солнечной радиации при малой облачности (1-2 балла), по всей вероятности, вызван увеличением интенсивности рассеянной солнечной радиации.



Зависимость Q от облачности N удовлетворительно описывается полиномом седьмой степени (коэффициент детерминации равен 0.9976).

$$Q = a \cdot N^7 + b \cdot N^6 + c \cdot N^5 + d \cdot N^4 + e \cdot N^3 + f \cdot N^2 + g \cdot N + h \quad (2)$$

Значения коэффициентов уравнения регрессии (2) представлены в таблице 5.

Таблица 5

a	b	c	d	e	f	g	h
-0.000019526	0.000684	-0.00935	0.062787	-0.21076	0.3084	-0.11371	0.579485

3. Связь интенсивности суммарной солнечной радиации с метеорологической дальностью видимости

Результаты анализа связи суммарной солнечной радиации с общей метеорологической дальностью видимости представлены в таблице 6 и на рис.3 .

Статистические характеристики суммарной (Q , Квт/м^2) солнечной радиации в Тбилиси 06.2009-05.2010 г при разных значениях горизонтальной видимости (балл)

Видимость	2	3	4	5	6	7	8	9
Среднее	0.065	0.089	0.119	0.319	0.328	0.364	0.558	0.532
Мин	0.021	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.021
Макс	0.124	0.455	0.517	1.127	1.125	1.244	1.117	1.023
Ст. откл.	0.034	0.091	0.106	0.288	0.274	0.266	0.295	0.269
Кoeff. вар. (%)	51.8	101.8	89.7	90.3	83.5	73.2	52.9	50.6
Число случ.	8	47	147	621	580	686	926	203



Из таблицы 6 и рис. 3 следует, что среднегодовое значение Q варьирует от 0.065 Квт/м^2 при дальности видимости 2 балла до 0.558 Квт/м^2 при дальности видимости 8 баллов. Наибольшие вариации значений Q наблюдаются при дальности видимости 3 балла (101.8 %), наименьшие – при дальности видимости 9 баллов (50.6 %).

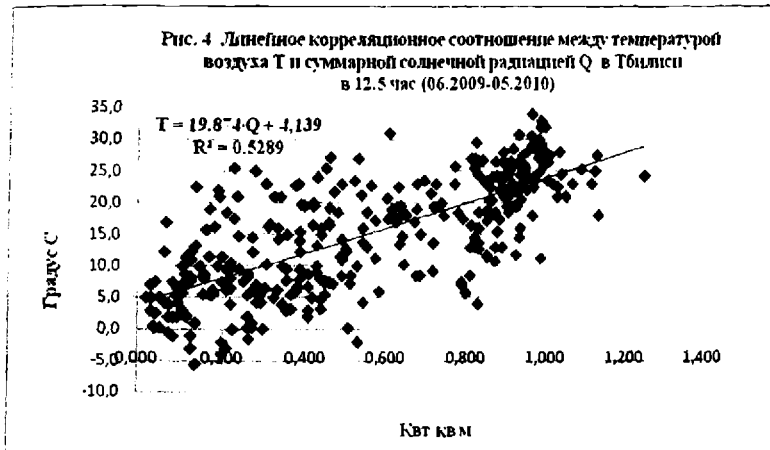
В целом, с ростом метеорологической дальности видимости интенсивность суммарной солнечной радиации растет. При этом указанный рост имеет ступенчатый характер: резкий рост Q при изменении дальности видимости от 4 до 5 баллов и от 7 до 8 баллов.

4. Связь интенсивности суммарной солнечной радиации с температурой воздуха в приземном слое атмосферы

В таблице 7 приведены данные о значениях линейного коэффициента корреляции и коэффициентов уравнения регрессии между температурой воздуха (T) и суммарной солнечной радиацией в Тбилиси в 1980-1992 гг и 1.06.2009 – 31.05.2010 г для различных сроков наблюдения.

Линейное корреляционное соотношение (R) и коэффициенты уравнения регрессии между температурой воздуха (Т) и суммарной солнечной радиацией в Тбилиси ($T = a \cdot Q + b$)

Час	9.5	10.5	11.5	12.5	13.5	14.5	15.5	16.5	17.5	18.5
1980 - 1992										
R	0.64			0.63			0.64			0.15
a	4.7			6.67			10.09			22.86
b	22.42			19.68			29.8			24.02
06.2009 - 05.2010										
R	0.73	0.74	0.75	0.73	0.68	0.65	0.65	0.61	0.38	0.55
a	24.66	22.34	20.97	19.87	19.05	18.97	20.57	23.23	21.86	22.94
b	4.02	3.67	3.56	4.14	5.42	6.89	7.87	8.9	10.79	18.46



На рис. 4 для примера представлен график связи температуры воздуха с суммарной солнечной радиацией в 12.5 час для периода наблюдений с 1.06.2009 по 31.05.2010 гг.

Как следует из таблицы 7, между значениями Т и Q для всех годов и сроков наблюдений отмечается положительная корреляционная связь со значимыми коэффициентами корреляции.

Заключение

Представлены некоторые предварительные результаты комплексного мониторинга концентрации приземного озона, интенсивности суммарной солнечной радиации и содержания в приземном слое воздуха субмикронных аэрозолей в Тбилиси в период с июня 2009 по май 2010 г. Анализ проводился для данных за год, холодное и теплое полугодия без учета типов погоды.

Проведен статистический анализ данных о КПО (основные стандартные статистические характеристики, повторяемость КПО, оценка скорости изменения КПО).

Изучены линейные корреляционные и регрессионные связи между КПО и интенсивностью суммарной солнечной радиации, а также содержанием в воздухе субмикронного аэрозоля.

Полученные результаты являются предварительными и будут уточняться по мере накопления данных.

Работа выполнена при поддержке гранта GNSF/ST08/5-437.

Литература

1. Цуцкиридзе Я.А. – Радиационные факторы климата Грузии, Тр. ТбилНИГМИ. Вып. 10. 1962.
2. Асланикашвили Н.А. – О вековом ходе солнечной радиации в Тбилиси. Тр. ЗакНИГМИ. Вып. 35. 1970.
3. Самукашвили Р.Д. – Суммарная радиация на территории Кавказа. Тр. ВГИ. Вып. 43. 1979.
4. Климат Тбилиси, под ред. Сваидидзе Г.Г., Палинашвили Л.К., Санкт-Петербург, Гидрометиздат. 1992. 230 с.
5. Таварткиладзе К.А., Шенгелия И.И. – Современное изменение климата в Грузии. Изменение радиационного режима, Тбилиси, Мешниереба. 1999. 150 с. (на грузинском языке).
6. Мелконян Д.О. – О климатическом режиме солнечной радиации на территории Армении, Сб. Трудов Межд. Конференции - Международный Год Планеты Земля - "Климат, природные ресурсы, стихийные катастрофы на Южном Кавказе", Труды института гидрометеорологии, том No 115, ISSN 1512-0902. Тбилиси. 18 – 19 ноября. 2008. С. 177 – 183 (in Russian).
7. Стернзат М.С. – Метеорологические приборы и измерения, Ленинград. Гидрометеоздат. 1978. 392 с.

თბილისში 2009 – 2010 წლებში მზის რადიაციის ინტენსივობის, საერთო
ღრუბლიანობის, ხილვადობის და ჰაერის ტემპერატურის კომპლექსური
მონიტორინგის ზომების ფინანსური შედეგები

ამირანაშვილი ა., ბლიაძე თ., კირკიტაძე დ., ნიკოფოროვი გ.,
ნოღია ა., ხუროდძე თ., ჩანკვეტაძე ა., ჩხილაძე ე.

რეზიუმე

წარმოდგენილია თბილისში 2009 წლის ივნისიდან 2010 წლის ივნისამდე მზის რადიაციის ინტენსივობის, საერთო ღრუბლიანობის, ხილვადობის და ჰაერის ტემპერატურის კომპლექსური მონიტორინგის ზოგიერთი წინასწარი შედეგი. გამოსაკვლევი პერიოდისათვის ჩატარებულია მზის პირდაპირი და ჯამური რადიაციის ინტენსივობის მონაცემების შედარება 1980 – 1992 წლის ანალოგიურ მონაცემებთან. შესწავლილია კავშირები მზის ჯამური რადიაციის ინტენსივობასა და დანარჩენ აღნიშნულ პარამეტრებს შორის.

НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА ИНТЕНСИВНОСТИ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ, ОБЩЕЙ ОБЛАЧНОСТИ, ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ТБИЛИСИ В 2009-2010 ГГ

Амиранашвили А.Г., Блиядзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никифоров Г.В., Нодия А.Г.,
Хуродзе Т.В., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А.

Реферат

Представлены некоторые предварительные результаты комплексного мониторинга интенсивности солнечной радиации, общей облачности, дальности видимости и температуры воздуха в Тбилиси в период с июня 2009 по май 2010 г. Проведено сравнение данных об интенсивности прямой и суммарной солнечной радиации в исследуемый период с аналогичными данными за 1980-1992 гг. Изучены связи между интенсивностью суммарной солнечной радиации и остальными указанными параметрами.

**SOME PRELIMINARY RESULTS OF THE COMPLEX MONITORING OF INTENSITY OF
SOLAR RADIATION, TOTAL CLOUDINESS, VISIBILITY AND AIR TEMPERATURE
IN TBILISI IN 2009-2010**

**Amiranashvili A., Bliadze T., Kirkitadze D., Nikiforov G.,
Nodia A., Khurodze T., Chankvetadze A., Chikhladze V.**

Abstract

Some preliminary results of the complex monitoring of the intensity of solar radiation, total cloudiness, visibility and air temperature in Tbilisi in the period from June 2009 through May 2010 are represented. The comparison of the data about the intensity of direct and summary solar radiation in the investigated period with analogous data for the years 1980-1992 is carried out. The connections between the intensity of summary solar radiation and the remaining indicated parameters are studied.

О ПРИМЕНИМОСТИ ШКАЛЫ ЭКВИВАЛЕНТНО-ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В УСЛОВИЯХ ГОРОДА ТБИЛИСИ

¹Амирнашвили А.Г., ²Данелия Р.А., ²Мирнашвили К.Ю., ²Нодиа Х.А., ³Хазарაძე К.Р.,
⁴Хуродзе Т.В., ¹Чихладзе В.А.

¹Институт геофизики им М. Нодиа, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, E-mail: avto_amiranashvili@hotmail.com

²Тбилисский государственный университет им Н. Джавахишвили

³Министерство труда, здравоохранения и социальной защиты Грузии

⁴Институт вычислительной математики им. Н. Муслишвили

Введение

Биоклиматические свойства местности, и особенно курортно-туристических зон, часто характеризуются так называемой эквивалентно-эффективной температурой воздуха (ЭЭТ) [2-7]. ЭЭТ является сочетанием одновременно наблюдаемых температуры, относительной влажности воздуха и скорости ветра, выраженное условным значением температуры, которое создает то же ощущение тепла, что и неподвижный воздух при относительной влажности 100% и определенной температуре [5-7].

Имеются две шкалы ЭЭТ. Основная шкала соответствует теплоощущению обнаженного человека, находящегося в тени и принимающего воздушные ванны. Нормальная шкала ЭЭТ соответствует теплоощущению одетого по сезону человека, совершающего небольшие прогулки. В соответствие с нормальной шкалой, выделяются пять основных градаций ЭЭТ: 1-8° *холодно*, 9-16° – *умеренно холодно*, 17-22° – *комфортно*, 23-27° – *тепло*, более 27° – *жарко* [5,6].

Обычно в зависимости от физико-географических условий местности и ее рельефа вносят некоторые поправки в шкалу ЭЭТ. Так, для условий города Тбилиси нами получено ранее, что вклад вариаций среднемесячных значений эквивалентно-эффективной температуры воздуха в изменчивость смертности от сердечно-сосудистых заболеваний (в пределах вариационного размаха) в диапазоне ЭЭТ от – 5° до 4.6° составляет – 8.6%, а в диапазоне ЭЭТ от 5.2° до 21.8° – 26.3% [1].

В данной работе, с целью выявления применимости существующей шкалы эквивалентно-эффективной температуры воздуха, для оценки степени воздействия ЭЭТ на здоровье людей в городе Тбилиси проведен сравнительный анализ данных о ней и смертности населения города Тбилиси от сердечно-сосудистых заболеваний.

Использованные данные и методика исследований

В работе использованы данные Института геофизики им. М. Нодиа о ежедневной смертности населения города Тбилиси от сердечно-сосудистых заболеваний в период с 1980 по 1992 гг, а также ежедневные данные Тбилисского государственного университета им. И. Джавахишвили о часовых значениях скорости ветра, температуры и относительной влажности воздуха за указанный период времени. Анализ данных проводился с помощью стандартных методов математической статистики. Всего проанализировано 4203 случая.

Результаты

Результаты работы представлены в таблицах 1,2 и на рис. 1.

Таблица 1

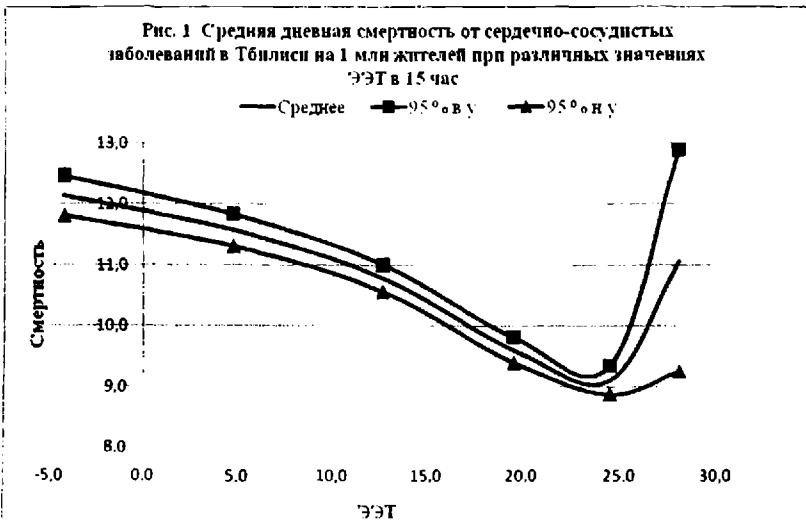
Ежедневная средняя смертность от сердечно-сосудистых заболеваний на 1 миллион населения (М) при различных уровнях теплоощущения человека в различное время дня в Тбилиси в период с 1980 по 1992 гг

Теплоощущение	Резко холодно		Холодно		Умеренно холодно		Комфортно		Тепло		Жарко	
	Менее 1°		1° - 8°		9° - 16°		17° - 22°		23° - 27°		Более 27	
Шкала ЭЭТ	ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М	
Параметр	ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М		ЭЭТ М	
Средн.	-5.7	12.0	4.5	11.1	12.7	9.7	18.6	9.1	23.3	11.9		
Мин.	-27	1.6	0.5	0.8	8.5	0.9	16.5	1.6	22.6	5.5		
Макс.	0.5	26.9	8.5	25.1	16.5	23.6	22.5	22.8	25.0	15.9		
% от всех случ.	26.4	26.4	23.1	23.1	31.2	31.2	19.1	19.1	0.2	0.2		
95% в.у.	-5.4	12.2	4.6	11.4	12.9	9.9	18.7	9.4	24.0	14.6		
95% н.у.	-6.0	11.8	4.3	10.9	12.6	9.5	18.5	8.9	22.7	9.2		
Средн.	-4.8	12.1	4.4	11.5	12.8	10.2	19.5	9.1	23.5	10.0		
Мин.	-23	1.6	0.5	0.8	8.5	0.9	16.5	1.6	22.5	1.7		
Макс.	0.5	26.9	8.5	25.1	16.5	23.7	22.5	22.1	27.3	22.8		
% от всех случ.	20.5	20.5	20.7	20.7	24.8	24.8	28.5	28.5	5.5	5.5		
95% в.у.	-4.5	12.3	4.6	11.7	13.0	10.4	19.6	9.3	23.6	10.5		
95% н.у.	-5.1	11.8	4.3	11.2	12.7	10.0	19.4	8.9	23.4	9.5		
Средн.	-4.4	12.2	4.7	11.5	12.6	10.7	19.7	9.5	24.3	9.2	28.4	12.6
Мин.	-22	1.6	0.5	1.7	8.5	0.8	16.5	1.6	22.5	1.6	27.6	6.3
Макс.	0.5	26.9	8.5	25.1	16.5	23.7	22.5	23.6	27.5	22.8	29.2	17.5
% от всех случ.	13.3	13.3	19.7	19.7	25.2	25.2	26.3	26.3	15.2	15.2	0.19	0.19
95% в.у.	-4.1	12.5	4.8	11.8	12.7	10.9	19.8	9.7	24.4	9.4	28.6	16.1
95% н.у.	-4.8	11.8	4.5	11.3	12.5	10.5	19.6	9.3	24.2	8.9	27.9	9.1
Средн.	-4.2	12.1	4.7	11.6	12.7	10.8	19.6	9.6	24.6	9.1	28.1	11.1
Мин.	-23.1	1.6	0.5	2.5	8.5	0.8	16.5	0.9	22.5	1.6	27.5	3.4
Макс.	0.5	24.7	8.5	26.9	16.5	23.9	22.5	22.9	27.5	22.8	29.6	17.5
% от всех случ.	13.2	13.2	18.9	18.9	25.0	25.0	24.6	24.6	17.7	17.7	0.62	0.62
95% в.у.	-3.9	12.5	4.9	11.8	12.8	11.0	19.7	9.8	24.7	9.3	28.3	12.9
95% н.у.	-4.6	11.8	4.6	11.3	12.6	10.6	19.5	9.4	24.5	8.9	27.9	9.2
Средн.	-4.8	12.1	4.7	11.6	12.8	10.4	19.6	9.3	24.2	9.4	28.1	12.1
Мин.	-34	1.6	0.5	2.5	8.5	0.8	16.5	0.9	22.5	1.6	27.5	6.1
Макс.	0.5	24.7	8.5	26.9	16.5	23.6	22.5	23.7	27.1	22.8	28.7	17.5
% от всех случ.	17.0	17.0	21.0	21.0	24.4	24.4	25.9	25.9	11.6	11.6	0.1	0.1
95% в.у.	0.3	0.3	0.1	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.4	4.6
95% н.у.	-4.5	12.3	4.9	11.8	13.0	10.6	19.7	9.5	24.3	9.7	28.6	16.6
Средн.	-3.9	12.1	4.6	11.6	12.8	10.5	19.6	9.3	24.0	9.4		
Мин.	-20	1.6	0.5	1.7	8.5	0.8	16.5	1.6	22.5	1.6		
Макс.	0.5	26.9	8.5	25.1	16.5	23.7	22.5	22.9	27.4	22.8		
% от всех случ.	15.7	15.7	21.1	21.1	24.1	24.1	26.9	26.9	12.2	12.2	0.024	0.024
95% в.у.	-3.6	12.4	4.7	11.8	12.9	10.7	19.7	9.5	24.1	9.7		
95% н.у.	-4.2	11.8	4.4	11.3	12.6	10.3	19.5	9.1	23.9	9.1		

Корреляционная матрица между значениями ЭЭТ в различное время дня

Параметр	ЭЭТ 6 ч	ЭЭТ 9 ч	ЭЭТ 12 ч	ЭЭТ 15 ч	ЭЭТ 18 ч	ЭЭТ ср. (9-18 ч)
ЭЭТ 6 ч	1	0.92	0.87	0.87	0.87	0.91
ЭЭТ 9 ч	0.92	1	0.93	0.92	0.92	0.97
ЭЭТ 12 ч	0.87	0.93	1	0.95	0.93	0.98
ЭЭТ 15 ч	0.87	0.92	0.95	1	0.95	0.98
ЭЭТ 18 ч	0.87	0.92	0.93	0.95	1	0.98
ЭЭТ ср. (9-18 ч)	0.91	0.97	0.98	0.98	0.98	1

Как следует из таблицы 1, в среднем в день (с 9 до 18 час) комфортные значения ЭЭТ наблюдаются примерно в 27% случаев. На градацию *тепло* приходится 12.2 % случаев, *умеренно холодно* - 24.1 %, *холодно* - 21.1% и *резко холодно* - 15.7% случаев. По данным за 15 час комфортные значения ЭЭТ наблюдаются в 24.6% случаев. На градацию *тепло* приходится 17.7 % случаев, *жарко* - 0.62%, *умеренно холодно* - 25.0 %, *холодно* - 18.9% и *резко холодно* - 13.2 % случаев. Отметим, что нами добавлена градация *резко холодно* в соответствие с [6].



Между значениями ЭЭТ в различные сроки наблюдений имеется высокая линейная корреляционная связь (таблица 2). Поэтому оценить общую биоклиматическую ситуацию дня по ЭЭТ можно по любому сроку наблюдений с соответствующими регрессионными поправками. Это наглядно демонстрируется в таблице 1, в которой показано, что общая зависимость смертности от ЭЭТ для всех сроков наблюдений остается неизменной – убывание смертности от градации *резко холодно* до *комфортно* с дальнейшим ростом до градации *тепло* (6 час, 9 час, среднее за 9-18 час) и убывание смертности от градации *резко холодно* до *комфортно* и *тепло* с дальнейшим ростом до градации *жарко* (12 час, 15 час, 18 час).

В качестве иллюстрации на рис. 1 представлен график зависимости смертности от средних значений ЭЭТ в соответствующих диапазонах шкалы этих температур (таблица 1) для 15 час.

Таким образом, для оценки биоклиматической ситуации в условиях Тбилиси использование стандартной шкалы ЭЭТ вполне приемлемо. Поэтому считаем целесообразным через средства массовой информации передавать для населения оперативные данные о значениях ЭЭТ с соответствующими рекомендациями по снижению негативных последствий неблагоприятных биоклиматических условий для здоровья людей.

В дальнейшем предусмотрено провести тестирование и других хорошо известных комплексных биоклиматических показателей для условий города Тбилиси и других регионов Грузии.

Заключение

Проведен сравнительный анализ данных об эквивалентно-эффективной температуре воздуха и смертности населения города Тбилиси от сердечно-сосудистых заболеваний. Показано, что существующая шкала эквивалентно-эффективной температуры воздуха может быть применима для оценки степени ее воздействия на здоровье людей в городе Тбилиси.

Предлагается через средства массовой информации передавать для населения оперативные данные о значениях ЭЭТ с соответствующими рекомендациями по снижению негативных последствий неблагоприятных биоклиматических условий для здоровья людей.

Предусмотрено проведение дальнейшего тестирования и других хорошо известных комплексных биоклиматических показателей для условий города Тбилиси и других регионов Грузии.

В части сбора и создания электронной базы данных метеорологических параметров работа выполнена при поддержке гранта GNSF/ST08/5-437.

Литература

1. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Kartvelishvili L., Nodia Kh., Khurodze T.: Influence of Air Effective Temperature and Geomagnetic Storms on the Population of Tbilisi City, Papers of the Int. Conference International Year of the Planet Earth "Climate, Natural Resources, Disasters in the South Caucasus", Trans. of the Institute of Hydrometeorology. Vol. No 115. ISSN 1512-0902, Tbilisi, 18 – 19 November, 2008. PP. 434 – 437 (in Russian).
2. Amiranashvili A., Kartvelishvili L. – Long – Term Variations of Air Effective Temperature in Tbilisi, Papers of the Int. Conference International Year of the Planet Earth "Climate, Natural Resources, Disasters in the South Caucasus", Trans. of the Institute of Hydrometeorology. Vol. No 115, ISSN 1512-0902, Tbilisi, 18 – 19 November, 2008. PP. 214 – 219 (in Russian).
3. Amiranashvili A.G., Kartvelishvili L.G., Saakashvili N.M., Chikhladze V.A. – Long-Term Variations of Air Effective Temperature in Kutaisi, Modern Problems of Using of Health Resort Resources, Collection of Scientific Works of International Conference, Sairme, Georgia, June 10-13, 2010, ISBN 978-9941-0-2529-7, Tbilisi, 2010. PP. 152-157 (in Russian).
4. Saakashvili N.M., Tabidze M.Sh., Tarkhan-Mouravi I.D., Amiranashvili A.G., Melikadze G.I., Chikhladze V.A. – To a Question About the Certification of the Health Resort and Tourist Resources of Georgia, Modern Problems of Using of Health Resort Resources, Collection of Scientific Works of International Conference, Sairme, Georgia, June 10-13, 2010. ISBN 978-9941-0-2529-7. Tbilisi. 2010. PP. 175-180, (in Russian).
5. Климат Тбилиси - под. Ред. Сванидзе Г.Г. и Папиашвили Л.К., Санкт-Петербург, Гидрометеиздат. 1992. 230 с.
6. Русанов В.И. - Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей, Томск, изд. Томского университета. 1981. 87 с.
7. Шелейховский Г.В. - Микроклимат южных городов, М. 1948. 118 с.

ამირანაშვილი ა., დანელია რ., მირიანაშვილი კ., ნოდია ხ.,
ხაზარაძე კ., ხუროძე თ., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია ქალაქ თბილისის მოსახლეობის გულსისხლძარღვთა დაავადებებით გამოწვეული სიკვდილიანობისა და პაერის ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურის მონაცემების შედარებით ანალიზის შედეგები. ნაჩვენებია, რომ პაერის ეკვივალენტურ-ეფექტური ტემპერატურის არსებული სკალა შეიძლება გამოყენებული იქნას ქალაქ თბილისში ადამიანის ჯანმრთელობაზე მისი ზემოქმედების ხარისხის შესაფასებლად.

О ПРИМЕНИМОСТИ ШКАЛЫ ЭКВИВАЛЕНТНО-ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В УСЛОВИЯХ ГОРОДА ТБИЛИСИ

Амиранашвили А.Г., Дanelia P.A., Мирянашвили К.Ю., Нодия Х.А., Хазарадзе К.Р.,
Хуродзе Т.В., Чихладзе В.А.

Реферат

Представлены результаты сравнительного анализа данных об эквивалентно-эффективной температуре воздуха и смертности населения города Тбилиси от сердечно-сосудистых заболеваний. Показано, что существующая шкала эквивалентно-эффективной температуры воздуха может быть применима для оценки степени ее воздействия на здоровье людей в городе Тбилиси.

ON THE APPLICABILITY OF THE SCALE OF AIR EQUIVALENT- EFFECTIVE TEMPERATURE IN THE CONDITIONS OF TBILISI CITY

Aviranashvili A., Danelia R., Mirianashvili K., Nodia Kh., Khazaradze K.,
Khurodze T., Chikhladze V.

Abstract

The results of the comparative analysis of the data about air equivalent-effective temperature and mortality of the population of Tbilisi city from the cardiovascular diseases are represented. It is shown that the existing scale of air equivalent-effective temperature can be applicable for the evaluation of the degree of its action on the health of people in Tbilisi city.

ИССЛЕДОВАНИЕ $Z - I$ ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ИЗ ОТДЕЛЬНЫХ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ

Хелана Е.И., Салуквадзе Т.Г., Салуквадзе М.Т.

Институт Геофизики Грузии им. М.З. Нодиа
E-mail: admin@ig.acnet1.ge.

В последнее время многие ученые мира уже обращают внимание на ожидаемый глобальный дефицит пресной воды в ближайшие 50 лет. Причиной тому является быстрый рост процесса урбанизации населения, интенсификация сельского хозяйства, глобальное потепление и т.д.

Пресная вода - ценнейший минерал на Земле. Ее запасы сосредоточены в основном в атмосфере Земли (в виде пара), в облаках (в виде дождевых капель и пара), в почве, ледниках, искусственных водоемах, в реках, морских льдах и т.д. Единственным источником пополнения этих запасов пресной воды являются атмосферные осадки. Для разумного использования этих запасов пресной воды в каждом регионе Земли необходимо выработать правильную стратегию их расхода, а это является возможным при точном учете суммарного количества атмосферных осадков, выпавших за определенное время в данном регионе.

Атмосферные осадки характеризуются значительной пространственно-временной неоднородностью, поэтому определение их суммарного количества с помощью дождемеров не представляется возможным, т.к. выпавшие на земле осадки из одного среднего дождевого облака занимают несколько десятков квадратных километров, а приемная площадь дождемера не превосходит нескольких десятков квадратных сантиметров.

Единственным методом измерения интенсивности и суммарного значения атмосферных осадков на больших территориях и в реальное время является радиолокационный метод.

Величина интенсивности атмосферных осадков I зависит от размеров частиц осадков и их концентрации. От этих параметров зависит и радиолокационная отражаемость облаков и осадков - Z .

Теоретически было показано, что связь между Z и I имеет следующий вид [1]:

$$Z = A \cdot I^\beta, \quad (1)$$

где A и β постоянные коэффициенты, зависящие от типа облаков, синоптической ситуации, в условии которой развивалось облако, а также от региона [2,3].

Используя богатый многолетний экспериментальный материал радиолокационных наблюдений за облаками и осадками, а также данные об интенсивности атмосферных осадков, измеренных на метеорологических станциях в момент радиолокационных наблюдений за этими же осадками, мы рассчитали значения постоянных коэффициентов для различных типов облаков и осадков [4,5].

В регионе исследования (Восточная часть Грузии) равномерно были распределены 4 радиолокатора типа МРЛ – 5 (Советского производства). В этом же регионе были расположены 4 метеостанций.

В настоящей работе представлены результаты исследования $Z - I$ зависимости для отдельных грозовых облаков, дающих на поверхности Земли осадки.

За многолетний период были зафиксированы 106 случаев, когда отдельное грозовое облако давало осадки над пунктом измерения их интенсивности, а радиолокатор непрерывно фиксировал параметры его радиозха. Результаты совместного анализа этих данных представлены на рисунке 1.

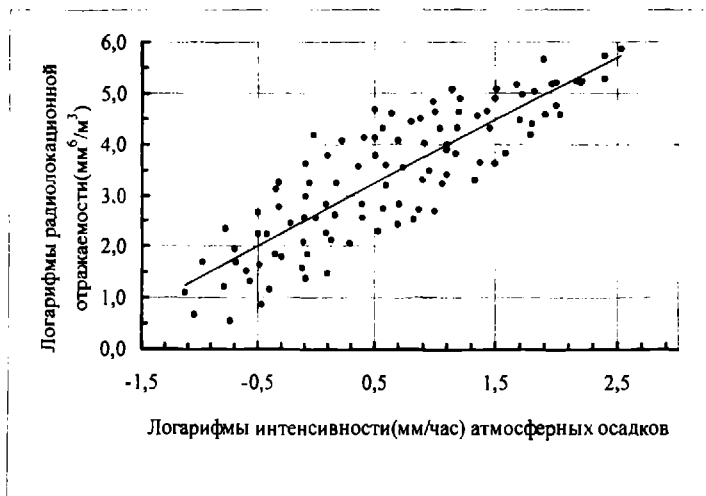


Рис. 1. График зависимости логарифма радиолокационной отражаемости Z от интенсивности атмосферных осадков для отдельных грозовых облаков

В ходе анализа полученных результатов были определены постоянные коэффициенты уравнения (1). Уравнение линейной аппроксимации имеет вид:

$$Z = 411 \cdot I^{1.23}$$

Показатель надежности аппроксимации $R^2 = 0,73$, а коэффициент корреляции $K_{кор} = 0,85$.

Для определения интенсивности осадков, выпавших из отдельных грозовых облаков, удобно пользоваться идентичным с (1) выражением:

$$I = 0.041 \cdot Z^{0.60}$$

Полученный нами результат может быть использован при мониторинге выпавших в данном регионе атмосферных осадков

Литература

1. Richards W. G., Crozier C.L. Precipitation measurement with a C_Band Weather radar in Southern Ontario. Atmosphere-Ocean, 1989. M. 21 (z). P. 125-137.
2. Guy Delrieu, Brice Boudevillain, John Nicol, Benoit Chapon and Pierre-Emmanuel Kirstetter. Bollene – 2002 Experiment: Radar Quantitative precipitation Estimation in the

Cevenes – Vivarais Region, France. Journal of Applied Meteorology and Climatology 2009. 48: 1422 – 1447.

3. Punpim Puttaraksa Mariam and Nuchanart Sriwongsitanon. Effects of Rain Gauge Temporal Resolution on the Specification of a Z – R Relationship. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2009; 26: 1302 – 1314.

4. Киладзе Р.И., Джапаридзе Д.Р., Капанадзе Н.И., Салуквадзе Т.Г., Хелаиа Э.И., Салуквадзе М.Т. Эмпирическая связь между радиолокационной отражаемостью (Z) и интенсивностью атмосферных осадков (I) мультячейковых конвективных облаков. Сборник трудов Института геофизики им. М.З.Нодиа. Т. 61. 2009. Ст. 187-190.

5. Салуквадзе Т.Г., Хелая Э.И., Салуквадзе М.Т., Киладзе Р.И., Джапаридзе Д.Р., Капанадзе Н.И. Исследование Z – I эмпирического соотношения для суперячейковых конвективных облаков теплого сезона года кахетинского региона Грузии. Сборник трудов Института геофизики им. М.З.Нодиа. Т. 61. 2009. Ст. 187-190. Ст. 191 - 194.

**სატარებელი კახეთის რეგიონის ცალკეული ელემენტი
დრუბლებიდან მოსული ატმოსფერული ნალექებისთვის Z – I
დამოკიდებულების კვლევა**

ხელაია ე., სალუქვაძე თ., სალუქვაძე მ.

რეზიუმე

ნაშრომში გაანალიზებულია ელქექის დრუბლების რადიოლოკაციურ ამრეკვლადობაზე (Z) დაკვირვების მონაცემები და მათგან მოსული ნალექების ინტენსივობას (I) შორის დამოკიდებულება. განსაზღვრულია ამ დამოკიდებულების მუდმივი კოეფიციენტები, აგრეთვე აპროქსიმაციის საიმედოობის მარვენებელი ($R^2=0.73$) და წრფივი კორელაციის კოეფიციენტი ($K_{კორ}=0.85$)

**ИССЛЕДОВАНИЕ Z – I ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ
ОСАДКОВ ИЗ ОТДЕЛЬНЫХ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ КАХЕТИНСКОГО
РЕГИОНА ГРУЗИИ**

Хелая Е.И., Салуквадзе Т.Г., Салуквадзе М.Т.

Реферат

В работе проанализированы данные одновременных радиолокационных наблюдений за отдельными грозowymi конвективными облаками (106 случаев) (Z) и за интенсивностью выпавших из них осадков (I). Для Кахетинского региона Грузии найдена эмпирическая зависимость между этими величинами. Вычислены значения показателя надежности аппроксимации ($R^2=0.73$) и коэффициента линейной корреляции ($K_{кор}=0.85$).

STUDIES A Z - I RELATIONSHIP FOR PRECIPITATION FROM INDIVIDUAL THUNDERSTORM CLOUDS OF KAKHETI REGION OF GEORGIA

E.I. Khelaia, T.G. Salukvadze, M.T. Salukvadze.

Abstract

In a article the dates of simultaneous radar observations by individual thunderstorm convection clouds (106 cases) (Z) and behind intensity of the precipitation, which have dropped out of them (I). are analyzed. For of Kakheti region of Georgia the empirical dependence between these values is retrieved. The values of an index of reliability of approximating ($R^2=0.73$) and coefficient of linear correlation ($K_{cor.} = 0,85$) are computed.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МАКСИМАЛЬНОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ОТРАЖАЕМОСТЬЮ ОДНОЯЧЕЙКОВЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ ОТ СРЕДНЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Салуквадзе Т.Г., Хелая Э.И., Салуквадзе М.Т.

*Институт Геофизики им. М. Нодиа. Тбилиси 0193, ул. Алексидзе 1.
E-mai admin@aknet.ge*

Вода один из ценнейших минералов на Земле, запасы которой не возобновляются. В механизме перераспределения количества этого минерала на поверхности Земли исключительное значение имеют облака, поэтому учет количества интенсивности и общего количества выпавших атмосферных осадков для любого региона является весьма необходимым. Современные метеорологические радиолокаторы дают возможность достаточно с высокой точностью определить интенсивность выпавших осадков на больших территориях. Сопоставление данных радиолокационных измерений отражаемости облаков (Z) и интенсивности атмосферных осадков (I), выпавших на поверхности Земли, дали возможность установить корреляционную связь между ними.

Теоретически была установлена аналитическая связь между Z и I , которая имеет вид[1]:

$$Z = A I^b,$$

где A и b постоянные коэффициенты, зависящие от вида функции распределения облачных частиц по размерам в осадках.

С целью повышения точности определения интенсивности или суммарного количества осадков на практике, эти постоянные коэффициенты определяются экспериментальным путем раздельно для облаков, дающих осадки различной интенсивности - слабые (до 5мм/час) и сильные (5мм/час и более) осадки.

Известно, что конвективные облака различаются как радиолокационной структурой, так и динамикой их развития. По этим признакам большинство авторов конвективные облака делят на три класса: одноячейковые, многоячейковые и суперячейковые[2,3,4,5,6].

С целью повышения точности измерения количества и интенсивности атмосферных осадков, мы попытались установить эмпирическую связь между Z и I для каждого класса облаков в отдельности.

В настоящей работе устанавливается эмпирическая связь между максимальной радиолокационной отражаемостью и средней интенсивностью выпавших осадков. Для этой цели нами были отобраны данные из архива радиолокационных наблюдений за одноячейковыми конвективными облаками Кахетинского региона Грузии (1982 - 1992 гг.). Соответственно, были выбраны данные метеорологических станций указанного региона об интенсивности выпавших атмосферных осадков. Из анализа были исключены такие случаи, когда над метеостанцией, в стандартные сроки наблюдения за интенсивностью осадков, проходили два или более конвективных облака. С учетом этих условий в анализ вошли

данные 317 случаев наблюдений за радиолокационной отражаемостью одноячейковых конвективных облаков и, соответствующих измерений интенсивности атмосферных осадков.

Согласно исследованиям, проведенным ранее в вышеуказанном регионе [7], одноячейковые облака в Восточной Грузии образуются в условиях слабо выраженного западного барического градиента или без градиентного поля давления, при умеренной конвективной неустойчивости. Зарождаются они на вершинах невысоких гор (обычно Кахетинского и Цив-Гомборского хребтов) или на склонах после их прогрева солнцем. Развиваются быстро, в среднем за 5-20 мин. Для развития одноячейкового облака не требуется высокого влагосодержания в атмосфере. Они могут развиваться при низкой и средней влажности. В момент максимального развития облака высота его радиозеха достигает в среднем 8,5 км над уровнем моря. Экстремальные значения максимальной высоты радиозеха равняются 5,5 и 12,4 км. Максимальный поперечный размер радиозеха одноячейкового облака колеблется между 6 и 18 км и в среднем равняется 10 км. Горизонтальное сечение одноячейкового облака имеет форму, преимущественно, круга или слабо вытянутого эллипса. Эллипс вытянут по направлению господствующего ветра.

Число метеостанций в данном регионе равнялось 9, а радиолокационные исследования проводились четырьмя радиолокаторами типа МРЛ-5, приблизительно равномерно расположенными в регионе Восточной Грузии. Из-за сравнительно небольшой территории для четырех радиолокаторов указанных типов, подавляющее большинство облаков, давших осадки над метеостанциями, одновременно наблюдались двумя или тремя радиолокаторами. Это повышало точность определения Z и координат радиозеха. В подобных случаях до минимума сводятся ошибки в определении Z , обусловленные поглощением электромагнитной волны радиолокатора осадками, находящимся между исследуемым облаком и радиолокатором.

Таким образом, полученные нами значения Z можно считать вполне приемлемыми для поставленной нами задачи.

В анализ вошли 460 случаев радиолокационных наблюдений за одноячейковыми конвективными облаками.

На рис. 1 представлен график зависимости между радиолокационной отражаемостью (Z) одноячейкового конвективного облака Кахетинского региона Грузии и интенсивностью выпавших из них осадков (I).

Выражение уравнений аппроксимации найденной нами $Z - I$ соотношения, имеет вид:

$$Z = 433 \cdot I^{1,25} \quad (1)$$

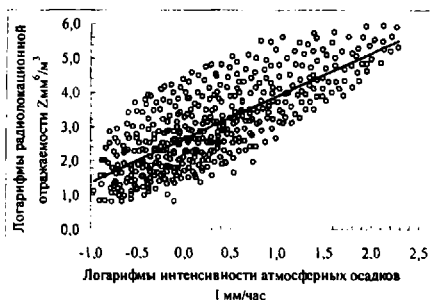


Рис. 1 График зависимости между радиолокационной отражаемостью (Z) одноячейкового конвективного облака Кахетинского региона Грузии и интенсивностью выпавших из них осадков (I).

Показатель надежности аппроксимации $R^2=0,59$, при уровне доверительной вероятности 0,93, а коэффициент линейной корреляции равняется 0,77. В выражении (1) Z в $\text{мм}^6/\text{м}^3$, а I - в $\text{мм}/\text{час}$.

Считаем, что полученные результаты могут быть использованы для мониторинга гидрометеорологических процессов в данном регионе.

Литერატურა

1. Urs Germann, Gianmario Galli, Marco Boscacci, Martin Bolliger. Radar precipitation measurement in a mountainous region. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 2007. Vol. 132 Issue 618. Pp. 1669 – 1692
2. Olivier P. Prat and Ana P. Barros. Exploring the Transient Behavior of Z-R Relationships: Implications for Radar Rainfall Estimation Journal of Applied Meteorology and Climatology 2009; 48: pp. 2127-2143
3. L. Bourela, H. Sauvageotb, J.J. Vidalc, D. Darusa, J.P. Dupouyetc. Radar measurement of precipitation in cold mountainous areas: the Garonne basin. Hydrological Sciences Journal, 1994. Vol. 39. Issue 4. Pp. 369 – 389
4. Gui Delrieu, Brice Boudevillain, John Nicol, Benoit CXhapon and Pierre-Emmanuel Kirstetter. Bollene-2002 Experiment. Radar quantities precipitation Estimation in the Cevennes-Vivarais Region, France. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2009; 48 -; pp. 1422-1447.
5. Punpim Puttaraksa Mapiam and Nuchanart Sriwongsitanon. Effects of Rain Gauge Temporal Resolution on the Specification of a Z-R Relationship. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. 2009. 26. Pp.1302-1314.
6. W.G. Richards and C.L. Crozier. Precipitation Measurement with a C-Band Weather radar in Southern Ontario. - Atmosphere-Ocean, 1983. V. 21(z). Pp. 125-137.

კავშირი საქართველოს კახეთის რეგიონის ერთჯერდიანი კონვექციური ღრუბლების მაქსიმალურ რადიოლოკაციურ ამრეკვლადობასა და მათგან მოსული ატმოსფერული ნალექების საშუალო ინტენსივობას შორის

სალუქვაძე თ., ხელაია ე., სალუქვაძე მ

რეზიუმე

გაანალიზებულია საქართველოს კახეთის რეგიონის ერთჯერდიანი კონვექციური ღრუბლების მაქსიმალური რადიოლოკაციური ამრეკვლადობის (Z) და ამ ღრუბლებიდან მოსული ნალექების საშუალო ინტენსივობის (I) შესახებ მონაცემები. სტატისტიკური ამონაკრების მოცულობამ შეადგინა 460 შემთხვევა. ნაპოვნია $Z - I$ დამოკიდებულების ემპირიული განტოლება. აპროქსიმაციის საიმედობის მაჩვენებელი 0,59-ის ტოლია, ხოლო ნდობის ალბათობა 0,93-ს უდრის.

მიგვაჩნია, რომ მიღებული შედეგები შეიძლება გამოყენებული იქნას მოცემულ რეგიონში ჰიდრომეტეოროლოგიური პროცესების მონიტორინგისთვის.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МАКСИМАЛЬНОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ОТРАЖАЕМОСТЬЮ ОДНОЧЕЙКОВЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ ОТ СРЕДНЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ

Салуквадзе Т.Г., Хелая Э.И., Салуквадзе М.Т.

Резюме

Проанализированы экспериментальные данные одновременных измерений максимальной радиолокационной отражаемости (Z) одночейковых конвективных облаков Кахетинского региона Грузии со средней интенсивностью, выпавших из этих облаков осадков (I). Объем выборки составил 460 случаев. Найдено эмпирическое уравнение связи между Z и I . Показатель надежности аппроксимации равняется 0,59 при уровне доверительной вероятности 0,93.

Считаем, что полученные результаты могут быть использованы для мониторинга гидрометеорологических процессов в данном регионе.

RELATIONSHIP BETWEEN MAXIMAL RADAR REFLECTIVITY OF SINGLECELL CONVECTION CLOUDS OF KAKHETI REGION OF GEORGIA FROM MEAN INTENSITY OF PRECIPITATION

Salukvadze T.G., Khelaia E.I., Salukvadze M.T.

Abstract

The experimental data of simultaneous measuring maximal radar reflectivity (Z) of singlecell convection clouds, of Kakheti region of Georgia with the mean intensity, which has dropped out of these clouds of precipitation (I) are analyzed. The sample size has compounded 460 cases. The empirical equation of link between Z and I is retrieved. The index of reliability of approximating equals 0,59 at a level of a confidence coefficient 0,93.

We consider that the obtained results can be utilized for monitoring hydrometeorological processes in the given region.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ $Z - I$ ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕПЛОГО СЕЗОНА ГОДА ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Капанадзе Н.И., Хелаиа Э.И., Салуқвадзе М.Т., Салуқвадзе Т.Г.

1. *Институт Гидрометеорологии Грузии* E-mail: nb@gw.acnet. ge.

2. *Институт Геофизики Грузии им. М.З. Нодиа* E-mail: admin@ig.acnet.ge.

В связи с глобальным изменением климата проблема пресной воды становится все более актуальной. Источником пополнения запасов пресной воды на Земле являются атмосферные осадки. Мониторинг объема пополнения запасов этого ценнейшего минерала является важной практической и теоретической задачей. Точность и оперативность определения интенсивности и суммы атмосферных осадков не может удовлетворять сегодняшних требований. В настоящее время в мониторинге интенсивности и суммарного количества атмосферных осадков во всем мире широко применяются радиолокационные методы, которые отличаются высокой точностью и оперативностью. Радиолокационный метод измерения имеет принципиальное преимущество – с помощью метеорологического радиолокатора параметры атмосферных осадков могут быть определены в реальное время и на больших территориях, как их средних, так и мгновенных значений.

Установление связи между радиолокационной отражаемостью атмосферных осадков (Z) и их интенсивностью (I) теоретически не представляет трудности, т.к. обе эти величины являются функцией концентрации и размеров частиц атмосферных осадков (Z пропорциональна шестой степени от диаметров частиц осадков, а интенсивность – их третьей степени). Эта зависимость имеет вид[1]:

$$Z = A \cdot I^\beta, \quad (1)$$

где A и β постоянные коэффициенты. A и β , кроме физических параметров осадков (диаметра их частиц) реально зависят и от других факторов, учет которых теоретически невозможен. Поэтому на практике значений этих коэффициентов определяют для каждого региона отдельно, а также для различных типов облаков и синоптической ситуации, в которой образовалось и развивалось данное осадки облако.

Логарифмируя выражение (1) получим линейное уравнение относительно $\lg Z$ и $\lg I$, т.е. зависимость между Z и I должна быть линейной для всего диапазона изменения значений I . Экспериментальные исследования показали, что коэффициенты уравнения (1) A и β не остаются постоянным для всего диапазона изменения I . Поэтому значения коэффициентов определяют раздельно для слабых ($I \leq 5$ мм/час) и сильных ($I > 5$ мм/час) интенсивностей[2,3,4,5].

На основе совместного анализа данных радиолокационных наблюдений за конвективными облаками теплого сезона года (с апреля по октябрь) Кахетинского региона Грузии и значений величин интенсивностей, выпавших из этих облаков атмосферных осадков, зафиксированных гидрометеорологической сетью, была составлена выборка из 892 случаев. Из них 679 относятся к слабым, а 213 к сильным осадкам.

Радиолокационные наблюдения проводились метеорологическим радиолокаторами (в вышеназванном регионе были 5 станций) типа МРЛ – 5.

На рис. 1 и 2 представлены графики Z - I соотношения для слабых и сильных интенсивностей соответственно.

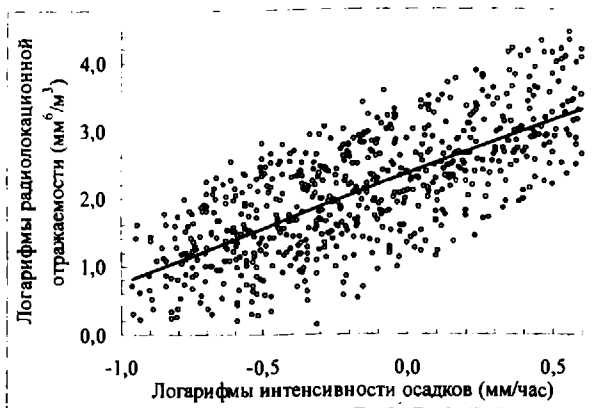


Рис. 1. График Z – I соотношения для осадков слабой интенсивности

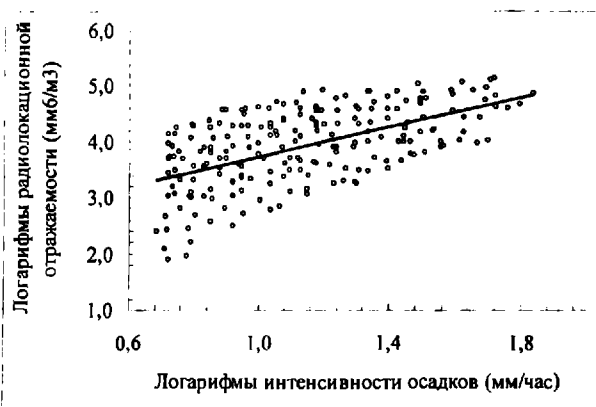


Рис. 2. График Z – I соотношения для осадков сильной интенсивности

Эмпирическое уравнение линейной аппроксимации для слабых и сильных осадков имеет следующий вид:

$$\log Z = 1.58 \cdot \log I + 2.43 \quad \text{для слабой интенсивности}$$

$$\log Z = 1.31 \cdot \log I + 2.35 \quad \text{для сильной интенсивности.}$$

Если решить эти уравнения относительно Z получим:

$$Z = 269 \cdot I^{1.31} \quad \text{для слабой интенсивности}$$

$$Z = 223 \cdot I^{1.58} \quad \text{для сильной интенсивности.}$$

А при решении этих же уравнений относительно I получим формулы для вычисления интенсивности осадков по значениям Z:

$$I = 0.014 \cdot Z^{1.31} \quad \text{для слабой интенсивности}$$

$$I = 0.033 \cdot Z^{1.58} \quad \text{для сильной интенсивности.}$$

Показатель надежности (R^2) линейной аппроксимации для обеих интенсивностей равняется 0,55 и 0,33 соответственно.

Такое разделение осадков при измерении их интенсивности радиолокационным методом создает неопределенность, тк. с начала следует знать к какой по интенсивности группе (сильной или слабой) относятся измеряемые осадки, а потом применять одно или другое соотношение для $Z - I$.

Такую неопределенность можно обойти, если для всего диапазона интенсивности атмосферных осадков применить нелинейную аппроксимацию.

На рис.3 представлен график $Z - I$ соотношения для всего диапазона изменения интенсивности.



Рис 3. График $Z - I$ соотношения для всего диапазона изменения интенсивности осадков

В качестве аппроксимирующей кривой был выбран полином третьей степени вида:

$$\log Z = -0.021(\log I)^3 + 0.22(\log I)^2 - 0.15 \cdot \log I - 0.54, \text{ для нелинейной аппроксимации и } I = 0.08 \cdot Z^{0.5} \text{ для линейной аппроксимации}$$

Показатель надежности нелинейной аппроксимации для этого случая равняется 0,73.

Выражение для $\log I$ имеет следующий вид:

$$\log I = -0.017(\log Z)^3 + 0.193(\log Z)^2 - 0.110 \cdot \log Z - 0.602 \quad (1)$$

для нелинейной аппроксимации и

$$\log I = 0.500 \cdot \log Z - 1,110$$

для линейной аппроксимации.

Для наглядности визуализации различий между линейной и нелинейной аппроксимаций, на рис. 4 приводится график зависимости между I и Z .

Как видно из графика, вычисленные по значениям Z величины I друг от друга заметно отличаются при слабых (на 30 - 60 %) и сильных интенсивностях (20 - 40 %) в основном за счет занижении I при линейной аппроксимации. Если учесть, что надежность нелинейной аппроксимации немного больше ($R^2=0.73$), чем линейной ($R^2=0.69$), можно полагать, что при вычислении I по значениям Z следует пользоваться зависимостью (1).



რის. 4. გრაფიკ I – Z სოთნოშენი დღე დღე დიჰაპოზონი იჰენიჰენი ინტენსივნი ოსადკოვ

ჰრენიჰენი ობრჰჰენი (I) დე ჰრეკტიკიჰენი რეოტინგე ატმოსფერნიჰ ოსადკოვ რადიოლოკატორ დე ჰრედსტჰენი ტრუდნიჰ, ტემ დოჰეს, ტჰო სოვრენნიჰენი მეტეოროლოგიკიჰენი რადარე ოსნაშენი კომპიუტერნიჰ ტეჰნიკიჰ.

ღიტერატურა

1. სტეპენენკო ვ.დ. რადიოლოკაცი დე მეტეოროლოგიი. 2-ე იჰდ. ლენინგრად, ჰიდრომეტეოიჰდ. 1973. 343 ს.
2. Richards W. G., Crozier C., L. Precipitation measurement with a C-Band weather radar in Southern Ontario. –Atmosphere-Ocean. 1983. V. 21(z). P. 125-137.
3. ბორონიკოვ ა.მ. დე დრ. რადიოლოკაციონნიჰ იჰმერენიჰ ოსადკოვ. ლ. ჰიდრომეტეოიჰდ. 1967. – 140 ს.
4. Broun E. Precipitation measurement in Cumul Congestus. 1963. J. Atm. Sci. Vol. 20. No. 1.
5. სალუკვადე ტ.გ., ჰელაიი ე., კაპანადე ნ.ი., სალუკვადე მ.ტ., კილადე რ. ი. იჰსლედოვანი Z – I ოთნოშენი დე ჰიკნიჰ კონვეკტივნიჰ ატმოსფერნიჰ ოსადკოვ კაჰეტინსკო რეგიონი გრუზიი. ტრუდი ინსტიტუტი გეოფიზიკი იმ. მ. ნოდია. 2008. ტ. LX. C. 234-236.

აღმოსავლეთ საქართველოს ფიზიკი თბილი სეზონი
სხვადასხვა ინტენსივობის ატმოსფერული
ნალექებისათვის Z – I თანაფარდობის მუშაპერიმენტული
შესწავლა

კაკანიძე ნ, ჰელიაი ე, სალუკვაძე თ, სალუკვაძე მ.

რეფერატი

ნაშრომში გაანალიზებულია აღმოსავლეთ საქართველოს თბილი სეზონის ღრუბლებზე რადიოლოკაციური დაკვირვების და მათგან მოსული ატმოსფერული ნალექების მონიტორინგის ურცველი ექსპერიმენტული მასალა.

ჩვენი რეგიონისთვის დადგენილია თანაფარდობა რადიოლოკაციურ ამრეკელადობასა (Z) და სუსტი და ძლიერი ატმოსფერული ნალექების ინტენსივობას (I) შორის. გამოთვლილია შესაბამისი მუდმივი კოეფიციენტების მნიშვნელობები.

რადიოლოკატორით ნალექების ინტენსივობის გაზომვის სიზუსტის გაზრდის მიზნით შემოთავაზებულია მთელი დიაპაზონისთვის ვისარგებლოთ ჩვენს მიერ დადგენილი ერთი $Z-I$ თანაფარდობით.

შედგენილია $I-Z$ თანაფარდობისათვის არაწრფივი აპროქსიმაციის მრუდი, რომლის გამოყენება აამაღლებს რადიოლოკაციური ამრეკელადობის მიხედვით ნალექების ინტენსივობის განსაზღვრის სიზუსტეს.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ $Z - I$ ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕПЛОГО СЕЗОНА ГОДА ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Капанадзе Н.И., Хелаиа Э.И., Салуквадзе М.Т., Салуквадзе Т.Г.

Реферат

В статье проанализирован обширный экспериментальный материал радиолокационных наблюдений за облаками теплого сезона года Кахетинского региона Грузии и мониторинга интенсивности, выпавших из них атмосферных осадков.

Составлены выражения для $Z - I$ соотношений для слабых и сильных атмосферных осадков, и вычислены значения соответствующих постоянных коэффициентов для нашего региона.

Предлагается для повышения точности вычисления интенсивности атмосферных осадков (I) по значениям радиолокационной отражаемости (Z) не разделять осадки на сильные и слабые интенсивности, а пользоваться $I - Z$ соотношением для всего диапазона. Предлагается выражение для практического применения при вычислении I по значениям Z .

RESULTS OF EXPERIMENTAL RESEARCHES $Z - I$ OF A RATIO FOR PRECIPITATION OF DIFFERENT INTENSITY OF A WARM SEASON OF YEAR BY EASTERN GEORGIA

N.I. Kapanadze, E.I. Khelaia, T.G. salukvadze, M.T. Salukvadze

Abstract

In a article the vast experimental material of radar observations on clouds of a warm season of year of Kakheti region of Georgia and monitoring of intensity precipitation, which have dropped out of them is analyzed.

The expressions for $Z - I$ relationship for gentle and strong precipitation are compounded and the values of the applicable constant coefficients for our region are computed.

It is offered, for a heightening of fidelity of calculus of intensity of precipitation (I) on value radar reflectivity (Z) to not partition precipitation on strong and gentle intensity, and to use $I - Z$ a relationship for all range. The expression for operational use is suggested for calculate I on value Z .

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА

Берия Г. Н.

*Геофизический Институт им. М. Нодиа,
Инженерная Академия Грузии*

Бенджамин Франклин еще в 1749 году установил природу молнии. С того времени несколько поколений исследователей проделали поистине титаническую работу по изучению этого феномена природы, но ее происхождение по сей день остается нерешенной задачей для науки. Создано около 30 гипотетических теорий о механизмах, которые генерируют в атмосфере электрическое поле, вызывают ионизацию и разделение зарядов по знаку, но еще нет окончательных и общепризнанных ответов на вопросы по этим процессам, неизвестен механизм концентрации и стабилизации зарядов в ячеистых структурах, неизвестен механизм возникновения высокой объемной проводимости воздуха перед пробоем молнии, под вопросом стоит само возникновение электрического пробоя в атмосфере: напряженность поля в грозном облаке, как правило, на порядок ниже пробойной величины. Нерешенной задачей остаются длительные и интенсивные грозы и многократные пробои по одному и тому же каналу.

Чалмерс [1] и Мучник [2] в своих монографиях сделали довольно подробный обзор гипотез по этой проблеме. Их перечень в весьма сжатой форме выглядит так:

Зарядка разноименными зарядами льда и воды при их столкновении (Лювин, 1884); вертикальная поляризация капель дождя в электрическом поле и последующее их разделение (Элстер и Гейтель, 1885); тот же механизм для облаков нижнего яруса (Зонке, 1888); при разбрызгивании капель вода заряжается положительным зарядом (Ленард, 1892); фотоэффект заряжает ледяные кристаллы положительно, воду – отрицательно (Брилоен, 1897); асимметрическая конденсация пара воды на отрицательных и положительных зарядах (Томсон, 1898; Вильсон, 1899; Гердиен, 1905); столкновение кристаллов льда заряжает кристаллы отрицательно, а воздух положительным зарядом (Симпсон, 1919; Схренз, 1937); разделение зарядов происходит при взаимодействии капель и льдинок в процессе их падения (Вильсон, 1929); капля воды и пар вокруг нее представляется как гальванический элемент, при конденсации пара капля заряжается отрицательно, а при испарении – положительно (Ганн, 1935); в верхней части облака при замерзании льдинки заряжаются положительно, а в нижней части при испарении – отрицательно (Финдейзен и Финдейзен, 1943); при спонтанном замерзании льдинки взрываются и заряжаются отрицательно, а воздух – положительно (Чальмерс, 1943); на поверхности водяной капли существует разность потенциалов в виде двойного слоя с отрицательным зарядом наружу. Положительные заряды ускоряются и выбрасываются в воздух. Тяжелая отрицательная капля падает вниз, а конвекционный поток поднимает легкий положительный ион в верхние слои атмосферы (Френкель и Шишкин, 1946 – 1949); причина электризации облака – конвекция и циркуляция по вертикали (Грене, 1947); причина электризации – поляризация кристаллов льда при падении с последующим испарением в нижней части облака (Уолисс, 1948); электризация вызвана пирро и сегнетоэлектрическими свойствами льда (Росман, 1948); разделение зарядов происходит вследствие разбрызгивания капель при падении на землю (Израель, Ламеер, 1948; Смитт, 1956); слабые растворы в капле при замерзании вызывают разделение зарядов (Воркман, 1950; Людер, 1951; Рейнолдс, 1953); электризация – следствие дробления поляризованных кристаллов льда (Кум, 1951); электризация – следствие коронного разряда с острия (Смитт, Малан, Шонланд, 1951); при образовании инея на ледяной крупе происходит разделение зарядов (Мейсон, 1953); неравномерная скорость диффузии зарядов разных знаков в атмосфере приводит к их

разделению (Ганн, 1954); конвективное и гравитационное разделение зарядов разных знаков по вертикали (Вильсон, 1956); проинкновение в облако и оседание легких ионов на гидрометеороиды (Грне, Вонегут, 1958); магнитное поле земли вызывает поляризацию капель воды с последующим их дроблением и разделением (Пусингер, 1961); гальванизация капель и последующая диффузия приводит к разделению зарядов (Шншкин, 1965); обмен зарядами между каплями и кристаллами льда при их трении приводит их к зарядовому разноименным зарядами (Рейтер, Катун, 1965); с падающего гидрометеороиды положительный заряд испаряется и конвективным потоком поднимается вверх, а тяжелый лед с отрицательным зарядом продолжает падать вниз (Мак-Крид, 1969); разделение зарядов происходит при столкновении жидких и твердых частиц (Имянитов, 1971); при дроблении крупных капель большие брызги заряжаются отрицательно и падают вниз, а легкие положительные поднимаются вверх (Мучник, 1974).

Все эти перечисленные факторы: конвекция, поляризация, конденсация, диффузия, индукция, турбулентность, гравитация, коагуляция, сублимация, таяние, замерзание, столкновения, трение, осадки, разбрызгивание, электрические разряды, радиация, химические реакции и другие возможные процессы действительно вызывают ионизацию и разделение зарядов, но, по общему признанию, они недостаточны для возбуждения грозы.

В публикациях последнего десятилетия особенно выделилась концепция космических лучей. Эта гипотеза, ранее занимавшая одно из последних мест, в настоящее время лидирует и по всем признакам на нее возлагают большие надежды [3.4].

Особое место в проблемах атмосферного электричества занимает шаровая молния. Она встречается редко, но ее свойства установлены довольно подробно и вокруг нее создано около 200 гипотез. Тем не менее ее природа остается полной загадкой.

В последнее время к этим проблемам добавились новые. В частности, в 1989 году американский исследователь, бывший сотрудник NASA Джон Уинклер при съемке грозы высокочувствительной камерой обнаружил новые разновидности грозовых разрядов. Они были направлены от грозового облака вверх в ионосферу. Последовавшие за этим спутниковые и наземные наблюдения подтвердили, что действительно существуют неизвестные ранее формы электрических разрядов между тропосферой и ионосферой. Они достигают до 100 километровой высоты и имеют самые разнообразные конфигурации. Соответственно были подобраны и их названия: джеты, спириты, эльфы, гномы.

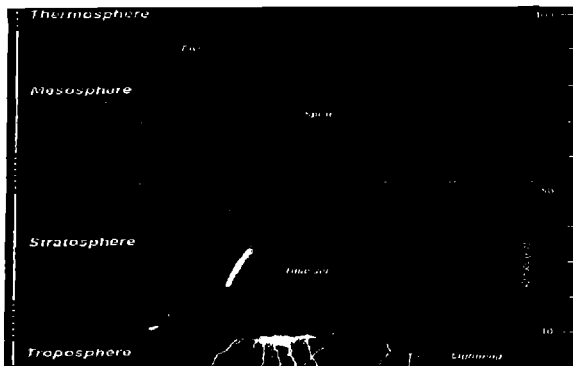


Fig.1 Photo of Sprite (On: Pasko V.P., Stenbaek-Nielsen H.C. // Geophys. Res. Lett. 2002. V.29 (A10); doi: 10.1029/2001GL014241).

Рис 1. Светящиеся фигуры над грозовым облаком. Снимок взят из интернета. кольцо возникает через 300 микросекунд после пробоя линейной молнии на землю.

Это открытие поставило под сомнением концепции о происхождении грозы чисто внутри-атмосферными процессами.

Атмосферное электричество не является единственной концептуальной дилемой физики атмосферы. Не в меньшей степени проблематична природа таких грозных явлений, как торнадо и циклон. В популярной прессе периодически появляются сообщения о неопознанных летающих объектах (НЛО) в виде светящихся шаров и дисков, Уфологи их приписывают иноземным цивилизациям, так называемым «космическим».

Изобилие аномалий в атмосфере весьма красноречиво намекает насколько мало мы еще знаем о среде, в которой живем. Нельзя сказать, что усилия по изучению атмосферы недостаточны. Уже проделана титаническая работа в мировых масштабах, созданы ультрасовременные арсеналы метеорологических средств наблюдений, измерений и расчетов. Накончено колоссальное количество информации. Теоретические работы выполняются на весьма высоком профессиональном уровне. И, несмотря на все это, проблемы остаются. Атмосфера земли сохраняет свою таинственность. Метеорология фактически зашла в тупик.

Такое положение нужно считать парадоксальным. Можно предположить, что причина здесь в чрезвычайной сложности протекающих в атмосфере процессов, в многофункциональности и в сложной взаимосвязи между параметрами и характеристиками этих процессов. Однако, перечисленные выше гипотезы лишь слабый отблеск того объема работы, которую проделали несколько поколений метеорологов, что дает основание усомниться в верности такого предположения. Если бы данное направление содержало бы в себе решение, то оно давно уже было бы найдено. Возникает сомнение, что проблема создается самой методологией поиска.

Нельзя сбрасывать со счетов другую возможность: природа не любит сложности. Законы природы просты. Проблемы создаются именно чрезмерной узкодиапазонной профессионализацией методологии. Парадигма, на которой построен профессионализм исследователей, не содержит решения поставленных задач. По образному выражению ищут в темной комнате черную кошку, которой там нет. Если присмотреться к перечисленным выше гипотезам внимательнее, то можно заметить, что несмотря на все разнообразие механизмов возможной электризации атмосферы, у всех у них есть общая парадигма. Все они подгоняются под уже известные законы науки. Выход из тупика ищут в дальнейшем накоплении информации и в усложнении теоретических изысканий. Существование альтернативных, еще неизвестных законов исключено. Такой подход типичен для академической науки вообще. Однако есть и исключение для подражания: в 1998 году космологи обнаружили аномалию в скорости расширения Вселенной. Альтернатива со стороны теоретиков была создана молниеносно: было допущено существование неизвестной до того момента субстанции, которая была названа «темной энергией». Это спасло космологию от тупика. По нашему предположению метеорология давно уже созрела для аналогичного радикального шага. Нет нужды в дальнейшем накапливать информацию, уже собранная масса информационного материала более чем достаточна для решения атмосферных проблем. Для этого в первую очередь необходимо пересмотреть парадигму. Операция должна состоять из трех частей: первая часть – профессиональная, инженерная, назначение которой сбор свойств, характеристик и параметров атмосферных процессов. Эта работа уже выполнена и даже перевыполнена; вторая часть – научная, интуитивная. Тут следует отметить что, профессионализм и научность часто смешивают между собой. Тем временем это далеко не одно и то же, они противостоят друг другу. Профессионал – это тот, кто в совершенстве владеет опытом, накопленным в прошлое время. Он смотрит назад, в прошлое, которое хорошо просматривается. Ученый же есть человек смотрящий вперед, в будущее. Оно окутано густым туманом неизвестности. По нечетким контурам, которые примечает в этом тумане, он строит гипотезы и предположения, содержащие в себе изрядную дозу риска ошибиться. Третий этап – эта интеллектуальная борьба между профессионалом и ученым по установлению реалий. Наука – эта арена борьбы между профессионализмом и интуицией. Казалось бы здесь изложена прописная истина, но проблема осложняется тем, что в этой борьбе вмешиваются далеко не научные факторы, такие, как психологические, социальные, финансовые, административные, авторитарные, традиционные. Борьба теряет свою первичную научную чистоту. В результате наука заходит в тупик, проблемы остаются нерешенными. Этот вопрос детально обсуждается в публикации [5].

Именно с этой позиции и будет рассмотрена ниже проблема атмосферного электричества. Мы допускаем, что существует Метеорологическая «Темная Энергия» (МТЭ). Что из себя представляет она, и что она может решить в данной проблеме?

В классической электродинамике известны два вида потенциала: электрический полярizationsонный векторный потенциал V и скалярный потенциал U . Связь между ними определяется уравнением:

$$U = -\frac{1}{\epsilon} \operatorname{div} V \quad (1)$$

Оба потенциала совместно существуют как в статических, так и в переменных полях. Уравнение (1) вытекает из уравнений Максвелла, векторного анализа и дополнительного условия классической электродинамики. Далее излагаются новые представления, которые не предусмотрены в представлениях классики, но не только не противоречат ей, а, наоборот, расширяют и углубляют диапазон ее применения. Из истории известно насколько сложным и полным противоречия и неудач был процесс развития электродинамики Фарадея-Максвелла, и этот процесс продолжается по сей день. Она похожа на айсберг, мы видим только ее надводную часть. Значительно большее скрыто под водой. В популярной научной литературе циркулирует легенда: мечтой Эйнштейна было создание единой теории поля, но это ему не удалось сделать. Тем временем такая теория уже существовала и это была электродинамика Фарадея-Максвелла, но она не была очевидной и была скрыта в «подводных» ошибках и несовершенствах исходных аксиом. Квантовая физика последовательно исправляла эти ошибки и этот процесс еще не завершен. Квантовая природа материи с самого начала незаметно присутствовала и в этих уравнениях в виде дискретности электрических зарядов. Дробный характер зарядов автоматически приводит к дискретности всех дифференциалов в этих уравнениях, что никак не создает несоветимые противоречия между классикой и квантовой электродинамикой. В данной статье развигаются изложенные в ранних публикациях утверждения, что целый ряд проблемных задач атмосферного электричества можно разрешить, если допустить, что квантовая природа материи проявляется по всему диапазону электромагнитных волн, в том числе и в радиодиапазоне и в статических полях. Универсальная постоянная Планка – комбинированная постоянная, которая получается умножением дискретных величин элементарных электрических и магнитных квантов. Заряд есть фотон, заключенный в резонатор, который создается электрическими и магнитными квантами. Фундаментальные свойства заряда, закон сохранения и инвариантность по отношению к системам отсчета - характеристики наследственно приобретенные от этих квантов.

С этой точки зрения электрические и магнитные элементы (ЭМЭ) существуют независимо друг от друга, но могут объединиться и создать устойчивые динамические структуры. В уравнениях Максвелла представлены условия объединения, и при этом действуют законы Ньютона, Теории Относительности Эйнштейна, включены сильное и электромагнитное взаимодействия. В случае нарушения условий уравнений Максвелла, происходит распад динамической структуры на электрические и магнитные компоненты. Именно такое состояние возникает при объемном аperiodическом пробое линейной молнии. рис. 2. Образовавшиеся, при этом, новые структуры приобретают новые свойства. Законы Ньютона, Эйнштейна, Максвелла, сильное и электромагнитное взаимодействия отключаются. Сохраняются слабое и гравитационное взаимодействия, неопределенность Гейзенберга, статистики Бозе-Эйнштейна и Ферми-Дирака, принцип Паули. В частности, структуры, изображенные на рис. 2, представляет из себя пакеты электрических и магнитных компонентов аperiodического объемного поля после пробоя линейной молнии. Такая структура не может создать электромагнитную волну по двум причинам: во-первых, импульс направлен от внешнего пространства к центру короткого замыкания ступенчатых лидеров, т. е. работает на сжатие сгустка энергии электромагнитных полей; во-вторых, ток разряда создает индуцированный встречный поток энергии. В результате возникает полупериод, состоящий из встречных четвертьпериодов, которые связаны между собой условием Максвелла:

$$\operatorname{div} D = 0 \quad (2)$$

Из решения волнового уравнения получаем:

$$D = D_m \cdot \exp(1 - \alpha t \pm kr) \quad (3)$$

В данном случае знаки \pm в показателе степени означают, что в одном и том же полупериоде от разных источников встречное движение энергии взаимно скомпенсировалось и система пришла в равновесное состояние. Иначе говоря, часы этой системы остановились, время в нем не течет и формула примет следующий вид:

$$D = D_m \cdot \exp(1 - \alpha t_0 \pm k r_0) \quad (4)$$

Здесь t_0 и r_0 фиксированные время и расстояния. В таком состоянии система существовать не может и она распадается на компоненты. Магнитная компонента распадается на два равных полупакета и разлетается в противоположные стороны. Мы предполагаем, что этот объект тоже самое, что в физике элементарных частиц называется именем нейтрино. В данном случае имеем пакеты нейтрино радиодиапазона. Именно они и создают в ионосфере во взаимодействии с плазмой, так называемые спрайты и эльфы рис. 1, кольцевые разряды красного цвета. Вторая часть пакета радионейтрино будет пронизывать земную толщу предположительно насквозь.

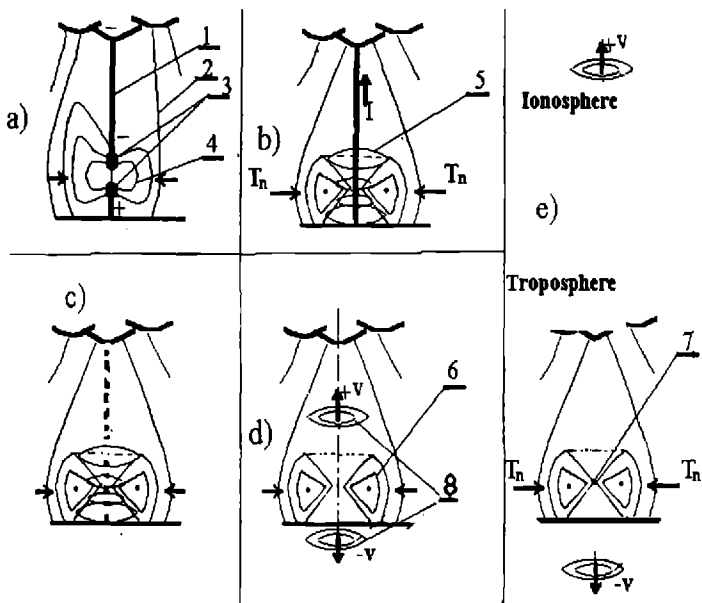


рис. 2. Схема образования полевой электрической пробки (ПЭП) и предполагаемого распада электромагнитного поля на электрические и магнитные компоненты: а) канал линейной молнии перед коротким замыканием; б) индуцированная током структура электрического поля; в) распад канала молнии; д) распад электромагнитного сгустка энергии на электрические и магнитные компоненты; е) формирование стационарной полевой электрической пробки и выброс в пространство магнитных компонентов. 1-канал молнии; 2-атмосферное электрическое поле; 3-диполь ступенчатых лидеров; 4- электрическое поле диполя; 5- магнитное поле тока молнии; 6-ПЭП; 7-шаровая молния; 8-магнитные компоненты после распада электромагнитного поля. Предположительно именно они должны создавать эльфы; T_n – давление, удерживающее ПЭП в стационарном положении.

Электрическая компонента в данном случае удерживается в стационарном состоянии в потенциальном мешке электростатического поля. Она представляет из себя сгусток энергии со специфическими характеристиками, о которых было изложено в публикациях [6,7,8,9]. Коротко они выглядят так: имеем скалярный потенциал без векторного потенциала (1), благодаря чему потенциал создает в атмосфере полевую электрическую пробку (ПЭП), где $\text{div}V=0$, но скалярный потенциал не равен нулю. Его значение определяется физической величиной Φ_0 , количеством элементов n в ПЭП и геометрическими параметрами электрических элементов, длиной элемента L и площадью сечения S :

$$U = n\Phi_0 L / 2\epsilon_0 S \quad (5)$$

Отличительные особенности данного потенциала заключаются в том, что он не совершает работу, но может уравновесить потенциал статического поля U_c и создать следующий эффект:

$$U_c \neq 0, \text{ омическое сопротивление } R=0, \text{ но ток } I=0, \text{ вследствие того, что } U_c + U_p = 0. \quad (6)$$

Второй особенностью ПЭП-а является способность аккумулировать тепловую энергию воздуха через ионы и дипольные моменты паров воды в виде электрической энергии с последующим выделением ее в электрических разрядах. При этом, начальная энтропия ПЭП-а фактически равна нулю в силу того, что она образовалась от статического поля, условная температура которой всегда имеет нулевое значение. Иначе говоря структура статического поля абсолютно не зависит от прошлого. Она принимает ту форму, которая соответствует конфигурации рельефа в настоящем. Иную природу имеет ПЭП. Ее конфигурация определяется не только настоящим, но историей ее образования, она помнит свое прошлое и набирает информацию вместе с энергией. При этом, возрастают ее температура и энтропия. В частности, при взаимодействии с молекулами воздуха через ионы и диполи происходит перетекание энтропии из воздуха в ПЭП. Это проявляется в понижении температуры воздуха и в возникновении шквальных ветров, а также в усилении дождя после пробоя линейной молнии. Этот процесс становится особенно интенсивным, когда геометрические размеры электрических элементов становятся соизмеримыми со средней длиной свободного пробега молекул и ионов. Такая соизмеримость возникает в воздухе при нормальном давлении и температуре и при напряженности поля порядка 10^5 В/м. Эффективное сечение иона на 6 – 7 порядков превосходит сечение нейтральной молекулы благодаря статическому полю иона. Фактически вся тепловая энергия воздуха переливается в элементах ПЭП.

Третья особенность ПЭП-а – это сингулярная точка на оси симметрии, где плотность энергии устремляется к бесконечности обратно пропорционально четвертой и шестой степеням расстояния. Следствием этого является рентгеновское и гамма излучения, регистрируемые приборами [3].

Четвертая особенность: в случае полного замыкания ПЭП-а на проводящую поверхность ее потенциал U_p обращается в нуль и вся накопленная энергия мгновенно высвобождается в виде биполярного радиомпульса, что и было зарегистрировано приборами [3].

Что же касается роли ПЭП-а в образовании шаровых молний, торнадо, циклонов и НЛО, об этом было опубликовано в ранних публикациях, и здесь их повторять не будем. Укажем лишь соответствующую литературу [6,7,8,9].

Литература:

1. Чапмерс ДЖ. А. Атмосферное электричество. «Гидрометеоиздат». Ленинград. 1974.
2. Мучник В. М. Физика грозы. «Гидрометеоиздат». Ленинград. 1974.
3. Gurevich A. V. and Zubin. Runaway Breakdown and the Mysteries of Lightning. "Physics Today". May, 2005.
4. Мареев Е. А., Трахтенгерц В. В. Загадки атмосферного электричества. «Природа», 2007, 5.
5. ბერია გ. ბ. როგორი უნდა იყოს სამეცნიერო კონკურსი? "მეცნიერება და ტექნოლოგიები", №4-6, 2010.
6. ბერია გ. ბ. რა არის სფერული ელვა? "მეცნიერება და ტექნიკა", 1976, 12.
7. Beria G. N. Physics and Philosophy of Electromagnetism. Journal of the Georgian Society. Issue B. physics of Atmosphere, Ocean and Space Plasma. Vol.10B, 2005.
8. ბერია გ. ნ. კოსმოლოგიური ბნელი ენერგია დედამიწის ატმოსფეროში. "მეცნიერება და ტექნოლოგიები", №4-6, 2007.

ატმოსფერული ელექტრობის მეთოდოლოგიური პრობლემები

ბერია გ. ნ.

რეზიუმე

მკვლევარების რამდენიმე თაობამ შეასრულა ტიტანური სამუშაო ატმოსფერული ელექტრობის შესწავლის მიზნით. მათ დააგროვეს კოლოსალური რაოდენობის ინფორმაცია, მაგრამ პრობლემები საბოლოოდ ჯერ კიდევ არ არის გადაწყვეტილი. გამოსავალი მდგომარეობიდან ძიების მეთოდოლოგიის შეცვლაშია. პარადიგმა, რომელიც დამკვიდრებულია თანამედროვე მეცნიერებაში, არ შეიცავს პრობლემების ამოხსნას. სტატიაში წარმოდგენილია პარადიგმა, რომელსაც აქვს პრეტენზია არსებული პრობლემების ამოხსნაზე. ის ჩამოყალიბებულ იქნა ადრე გამოქვეყნებულ სტატიებშიც, მაგრამ მას ჯერ კიდევ არ გაუვლია საფუძვლიანი შემოწმება და რჩება პიპოთეზად. პარადიგმის არსი შემდეგშია: ატმოსფეროში არსებობს სუბსტანცია, რომელიც ჯერ კიდევ უცნობია თანამედროვე მეცნიერებისათვის. ის არის ანალოგი კოსმოლოგიური ბნელი ენერჯისა და იწვევს ატმოსფეროში მიმდინარე მოვლენებს: ელჭექებს, ტორნადოებს, ციკლონებს, სფერულ ელვასა და ამოუცნობ მფრინავ თიექტებს. სტატიაში ზოგადად განიხილილია ელჭექების წარმოშობის მექანიზმი.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА

Берия Г. Н.

Реферат

Несколько поколений исследователей проделали титаническую работу по изучению природы атмосферного электричества. Они накопили колоссальное количество информации, но проблемы окончательно еще не решены. Выход из положения – в смене методологии и поиска решений проблем. Существующая в настоящее время парадигма не содержит решения проблем. Автор представил в статье новую парадигму, которая имеет претензию на их решение. Он сформулировал их в ранние опубликованных статья, но она еще не прошла основательную проверку и остается гипотезой. Сущность парадигмы: субстанция, которая еще неизвестна науке, существует в атмосфере и вызывает такие явления, как гроза, торнадо, циклон, шаровые молнии и НЛЮ. Автор рассматривает в данной статье механизм генерации грозы.

METHODOLOGICAL PROBLEMS OF THE ATMOSPHERIC ELECTRICITY

Berria G. N.

Abstract

Some generation researchers have done titanic work on studying of the nature of atmospheric electricity. They have saved up enormous quantity of the information, but problems definitively are not solved yet.

A way out in change of methodology of search the decision of problems. The existing in the present Time the paradigm does not contain the decision of problems. The author has presented a new paradigm which has

the claim on the decision of these problems in article. It has formulated them and in early published articles, but it has not passed yet thorough check and remains a hypothesis. Essence of a paradigm: the substance which is still unknown to a science exists in atmosphere and causes such phenomena, as a thunder-storm, a tomado, a cyclone, fireballs and UFO. The author considers the mechanism of-generation of a thunder-storm in given article.

СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ (КЛ), СВЯЗАННЫЕ С ПРОХОЖДЕНИЕМ ЗЕМЛИ ЧЕРЕЗ НЕЙТРАЛЬНЫЙ СЛОЙ МЕЖПЛАНЕТНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (ММП)

Хазарадзе Н.Г.,¹ Ванишвили Г.К.,¹ Бакрадзе Т.С.,¹ Туския И.И.,¹ Элиزابаршвили Н. А.²

1. Институт геофизики им. М.З. Нодия, 0193, Тбилиси. ул. М. Александзе 1.

2. ТГУ им. Ив. Джавахишвили, 0193, Тбилиси. пр. И Чавчавадзе 1.

Введение. К настоящему времени накоплен огромный материал по регистрации солнечно-суточных вариаций нейтронной и жесткой компонент космических лучей мировой сетью станций как на поверхности Земли, так и под Землей. Помимо того, что солнечно-суточная вариация имеет небольшую амплитуду, -- в пределах нескольких долей процента, является трудно регистрируемой вариацией и ее легко можно спутать с 27-дневной и луно-суточной вариациями, возникают дополнительные трудности, связанные с учетом искажающего влияния метеорологических факторов, которые в свою очередь изменяются в цикле солнечной активности. Все это показывает, насколько сложен вопрос о суточных вариациях. Для их четкого выделения нужны тщательные и весьма тонкие исследования с привлечением большого количества экспериментальных данных. Действительно, единичная установка прочерчивает на небосводе лишь узкую полоску, а чтобы охватить всю небесную сферу, нужно иметь большое число установок на разных широтах земного шара. Только в этом случае можно получить относительно полную картину электро-магнитной структуры поля в межпланетном пространстве в режиме односточной вариации. Для исследования свойств аннзотропии космических лучей, его изменений с изменением солнечной и геомагнитной активности, необходимы сведения о распределении космических лучей в солнечной системе на каждый момент времени, чем и занимается наша группа, имея в своем распоряжении, в непрерывном режиме действующий нейтронный супермонитор типа NM-64, совместно с Душетской магнитной обсерваторией.

Исследования последних лет, проведенные нами и немногим раньше коллегами из нашего института Шаташвили Л.Х. и Наскидашвили Б.Д., выявили новые особенности поведения нейтронной и жесткой компонент космического излучения при прохождении Землей нейтральных слоев межпланетного магнитного поля (ММП).

Оказалось, что в моменты приближения и пересечения Землей нейтральных слоев ММП наблюдается резкое падение отношения $\frac{A_n}{A_\mu}$, где A_n и A_μ — амплитуды максимумов

интенсивности соответственно нейтронной и жесткой компонент космических лучей. Это означает, что доля μ -мезонной компоненты, пока по грубым оценкам, растет более, чем в 5 раз по сравнению с теорией. Исключительную важность подобного роста трудно переоценить, поскольку он может стать ключевым моментом для разгадки механизма быстрого ускорения протонов до сверхвысоких энергий в нейтральных слоях ММП в рамках максвелловской электромагнитной теории вихревого

ускорения $rot \vec{E} = -\frac{\partial \vec{H}}{\partial t}$. Кроме того, может разрешиться полувековая загадка появления anomalно

высокого числа μ -мезонов в нижних слоях атмосферы и на больших глубинах земного грунта. К сказанному следует добавить, что может также появиться возможность оценки дополнительной генерации μ -мезонной компоненты из-за подъема уровня их генерации за счёт разогревания верхних слоёв атмосферы.

Ещё в 1950 году Джордж и Эванс [1] на больших глубинах грунта, на станции Лондонского метро Холборн, обнаружили anomalно высокое число высокоэнергичных μ -мезонов с помощью ядерных фотозумльсий. В те времена имелось немного сведений о нейтральном слое межпланетного магнитного поля (ММП). Поэтому делалось несколько предположений относительно существования дополнительных каналов генерации мюонов, каковыми являются, — прямая генерация мюонов мюонами, распад тяжелого нейтрального лептона, который рождает мюон по схеме:

$L^0 \rightarrow \mu^+ + e^+ + \nu_\mu$, и наконец, предположение о том, что источником дополнительной генерации мюонов могут быть дискретные галактические источники.

Поскольку полное сечение образования мюонных пар мюонами на четыре порядка меньше сечения образования электронных пар мюонами, то этим процессом можно пренебречь. Что касается распада тяжелого нейтрального лептона на мюон, то к сожалению, такой лептон не был обнаружен на ускорителях, вопреки утверждениям канадских физиков [2] об экспериментальном обнаружении этой частицы в 1960 году.

Безуспешным оказались также попытки связать дополнительный канал генерации мюонов с отдельными дискретными источниками, как Лебедь X-3, Геркулес и др.

Главной чертой наших исследований последних лет было выяснение степени искажающего влияния магнитосферных вариаций на солнечно-суточные вариации, вызванные понижением горизонтальной \vec{H} составляющей геомагнитного поля. Как известно, понижение \vec{H} составляющей геомагнитного поля сказывается, в первую очередь, на станции, имеющей жесткость геомагнитного обрезания $R_c = 4 + 5$ ГВ, поскольку максимальная амплитуда магнитосферой вариации космических лучей приходится именно на указанные выше энергии, если не считать значительное ее увеличение с высотой наблюдения, имеются ввиду высокогорные станции. Учитывая эти особенности, в качестве базовых экспериментальных данных были использованы данные, полученные на станциях Токио (нейтронная компонента) и Нагоя (мюонная компонента), которые работают в едином комплексе.

С целью проведения тщательного анализа, наряду со случаями магнито-спокойных дней, рассматривались дни с сильными магнитными бурями. Это были дни со случаем возрастания интенсивности космических лучей, когда амплитуда понижения D_n -индекса геомагнитной активности, была меньше 100 у, а отношение амплитуды возрастания интенсивности нейтронной компоненты космических лучей на станции Юнгфрауях к амплитуде возрастания суммарной интенсивности космических лучей на станции Киль было ≥ 2 [4]. С учётом перечисленных

особенностей, список которых можно было продолжить, оценивалось отношение: $\frac{A_T^n}{A_N^\mu}$, где A_T^n и A_N^μ

— амплитуды максимумов интенсивности нейтронной и мюонной компонент. Как было уже отмечено выше, для получения полной структуры односуточной волны необходимо иметь экспериментальные данные, охватывающие возможно большой диапазон геомагнитных широт. В связи с этим, помимо базовых данных Токио и Нагоя, были использованы данные других станций и данные, полученные на нашей станции (обсерватории).

Поскольку магнитная обсерватория Душети находится примерно в 40 км от нашей обсерватории, мы сочли возможным включение её в общий комплекс исследований, объединив таким образом усилия двух обсерваторий. В частности, если допустить, что расстояние, разделяющее эти обсерватории не может повлиять на \vec{H} – составляющую геомагнитного поля настолько, чтобы его значение в Душети и в Тбилиси, сильно отличались друг от друга, то мы получаем, образно выражаясь, \vec{H} составляющую геомагнитного поля «под ногами».

Поскольку обсерватории оснащены одинаковой стандартной аппаратурой, работающей в непрерывном режиме, то жесткость обрезания R_c для нашей обсерватории, ранее рассчитываемая теоретически и принимавшаяся постоянной величиной, теперь будет задаваться автоматически в любой момент времени. Для этого надо сделать соответствующий пересчет с тем, чтобы фиксировать изменение R_c в динамическом режиме. Это даст возможность избавиться от искажающего влияния H составляющей геомагнитного поля на солнечно-суточные вариации. Предварительные шаги для такой процедуры уже проделаны, в будущем надеемся получить официальное согласие наших коллег на сотрудничество как в техническом, так и в научном плане.

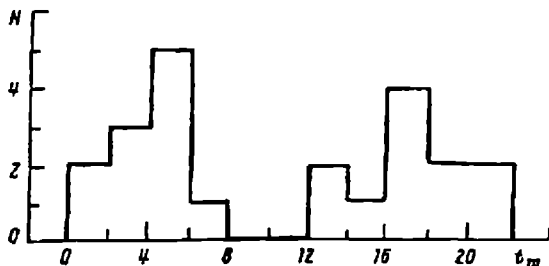
Анализ параметров солнечного ветра и солнечно-суточных вариаций космических лучей [1] показывает, что во время возмущенных условий в межпланетном пространстве примерно в 50% случаев наблюдается усиление солнечно-суточной вариации. Если допустить, что усиление солнечно-суточной вариации во время возмущенных условий в межпланетном пространстве является

причиной низких значений $\frac{A_n}{A_\mu}$, то из тех значений, рассмотренных нами и авторами работы [3],

хотя бы какая-то часть должна соответствовать нормальным значениям, тогда как теоретически ожидаемое значение, согласно работе [3]:

$$A_T^a / A_N^a = W_T(R_c) / W_N(R_c) \geq 6$$

Против аномально низкого значения отношения амплитуд $\frac{A_n}{A_\mu}$ за счет усиления солнечно-суточной вариации свидетельствует также следующий результат:



Распределение отношения амплитуд магнитосферных вариаций космических лучей $\frac{A_n}{A_\mu}$ в зависимости от местного времени t_m

На рисунке представлено распределение отношения амплитуд $\frac{A_n}{A_\mu}$ в зависимости от местного

времени t_m максимума интенсивности космических лучей. Как видно из рисунка, в этом распределении не проявляется какая-либо значимая суточная вариация, поскольку фаза суточной вариации космических лучей достаточно стабильна.

Литература

1. George E.P., Evans J., Proc. Phys. Soc. 164. 193 (1951).
2. Bergeson, Keuffel, Larson Martin, Mason. Canadian Journal of Physics. V. 46 (1968).
3. Наскидашвили Б. Д., Шаташвили Л.Х. Известия Академии Наук. Серия Физическая. 1993 г. Т. 57. №7. С 59-61.
4. Наскидашвили Б. Д., Шаташвили Л.Х. Симпозиум КАПГ, Самарканд, 1989.
5. Дорман Л.И. Экспериментальные и теоретические основы астрофизики космических лучей. М.: Наука. 1975.

მზე-დღეღამური ვარიაციები დაკავშირებული დედამიწის გავლასთან საპლანეტათაშორისო მაგნიტური ველის (სმვ) ნეიტრალურ ფენაში

ბახარაძე ნ., ვანიშვილი გ., ბაქრაძე თ., ტუსკია ი., ელიზბარაშვილი ნ.

რეზიუმე

მზე-დღეღამური ვარიაციების საშუალებით გამოვლენილია კოსმოსური სხივების ხისტი კომპონენტის ანომალური ზრდა იმ მომენტებში, როდესაც დედამიწა უახლოვდება და კვეთს საპლანეტათაშორისო მაგნიტური ველის (სმვ) ნეიტრალურ ფენას.

აღნიშნული ანომალია შეიძლება ჩაითვალოს პირდაპირ მინიშნებად პროტონების სწრაფი, ინდუქციური აჩქარებისა ზემოაღნიშნულ ნეიტრალურ ფენაში, მაქსიმალური ელექტრო-მაგნიტური თეორიის ჩარჩოებში $rot\vec{E} = -\frac{\partial\vec{H}}{\partial t}$.

შესაძლოა ანომალიამ პასუხი გასცეს ნახევარ საუკუნოვან კითხვას - მიუონების სიჭარბის არსებობას დედამიწის გრუნტის ქვედა ფენებში და მეზონური კომპონენტის გაზრდას მისი გენერაციის დონის აწევის შედეგად ატმოსფეროს ზედა ფენების გაცხელების გამო.

СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ (КЛ), СВЯЗАННЫЕ С ПРОХОЖДЕНИЕМ ЗЕМЛИ ЧЕРЕЗ НЕЙТРАЛЬНЫЙ СЛОЙ МЕЖПЛАНЕТНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (ММП)

Хазарадзе Н.Г., Ванишвили Г.К., Бахрадзе Т.С., Туския И.И., Элиэбарашвили Н. А.

Реферат

Выявлен аномальный рост жесткой компоненты космических лучей в солнечно-суточных вариациях при прохождении Землей нейтральных слоёв межпланетного магнитного поля (ММП).

Аномалия настолько существенна, что может служить прямым указанием на возможность быстрого, индукционного ускорения протонов в нейтральных слоях ММП до сверхвысоких энергий, в рамках электро-магнитной теории Максвелла $rot \vec{E} = -\frac{\partial \vec{H}}{\partial t}$. Кроме того, появляется возможность объяснения полувековой загадки наличия аномально высокого числа высокоэнергичных μ -мезонов в земном грунте и в нижних слоях атмосферы, а также возможность расчета дополнительного числа мюонов из-за подъема уровня их генерации за счет прогревания верхних слоёв атмосферы.

COSMIC RAYS (CR) SOLAR-DIURNAL VARIATIONS CONNECTED WITH THE PASSAGE OF THE EARTH THROUGH THE NEUTRAL LAYER OF THE INTERPLANETARY FIELD (IMF)

Khazaradze N.G., Vanishvili G.K., Bakradze T. S., Tuskia I.I., Elizbarashvili N.A.

Abstract

The anomalous growth of hard component intensity of cosmic rays in solar-diurnal variation is revealed during the passage of the Earth through the Neutral Layer of the Interplanetary Magnetic Field (IMF).

The anomaly is so essential that it may serve as a straight evidence of capability of fast acceleration of protons in the Neutral Layers of Interplanetary Magnetic Field (IMF) up to super high energies, in frames of Maxwell Electro-Magnetic Theory: $rot \vec{E} = -\frac{\partial \vec{H}}{\partial t}$. Furthermore, there is an appearance of opportunity for explanation of the semicentennial mystery of occurrence of anomalously huge number of high energy μ -mesons in deep depth of underground in the Earth and lower layers of atmosphere, and also the possibility of the calculations of additional amount of muons because of uprising of their level of generation, due to heating of top layers of atmosphere.

О СОСТОЯТЕЛЬНЫХ ОЦЕНКАХ СТАТИСТИЧЕСКИХ СТРУКТУР ФИШЕРА

Алексидзе Л. Т., Зеракидзе З.С.

Горький университет

Пусть в основном базисном пространстве E выделена σ -алгебра S его частей, на которых задано семейство вероятностных мер.

Напомним некоторые определения [1–3].

Определение 1. Под статистической структурой будем понимать следующий объект $\{E, S, \mu, i \in I\}$, где $\{\mu, i \in I\}$ семейство вероятностных мер, заданных на S .

Определение 2. Статистическая структура $\{E, S, \mu, i \in I\}$ называется ортогональной, если вероятностные меры $\{\mu, i \in I\}$ попарно ортогональны.

Определение 3. Статистическая структура $\{E, S, \mu, i \in I\}$ называется слабо разделимой, если существует такое семейство $(X_i)_{i \in I}$ измеримых частей от E , что выполняются соотношения

$$(\forall_i)(\forall_j)(i \in I, j \in I \Rightarrow \mu_i(X_j)) = \begin{cases} 1, & \text{если } i = j \\ 0, & \text{если } i \neq j \end{cases}$$

Определение 4. Статистическая структура $\{E, S, \mu, i \in I\}$ называется сильно разделимой, если существует такое дизъюнктное семейство $(X_i)_{i \in I}$ измеримых частей от E , что выполняются соотношения

$$\mu_i(X_i) = 1, \quad \forall i \in I.$$

Определение 5. Статистическая структура $\{E, S, \mu, i \in I\}$ называется “Статистическая структура Фишера”, если μ_i есть вероятность Фишера $\forall i \in I$.

Пусть $E = [0, \infty)$, S – есть борелевская σ -алгебра частей $[0, \infty)$, а вероятностная мера на S задаётся по формуле

$$P(A) = \int_A \frac{\Gamma\left(\frac{m+n}{2}\right)}{\Gamma\left(\frac{m}{2}\right)\Gamma\left(\frac{n}{2}\right)} \cdot \frac{x^{\frac{m}{2}-1}}{(x+1)^{\frac{m+n}{2}}} dx, \quad \forall A \in S,$$

где $\Gamma(c) = \int_0^{\infty} x^{c-1} e^{-x} dx$, m и n целые положительные числа.

Полагаем, что параметрическое множество I наделено σ -алгеброй B , содержащей все конечные подмножества I .

Определение 6. Скажем, что статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает состоятельную оценку параметров, если существует хотя бы одно такое измеримое отображение f пространства (E, S) на (I, B) , что выполняются следующие соотношения:

$$\mu, \{x: f(x) = i\} = 1, \quad \forall i \in I.$$

Определение 7. Будем говорить, что статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает состоятельную оценку всякой параметрической функции, если для всякой действительной ограниченной измеримой функции $g(i)$ на (I, B) существует хотя бы одна такая действительная ограниченная измеримая функция $f(x)$ на (E, S) , что выполняются равенства

$$\mu, \{x: f(x) = g(i)\} = 1, \quad \forall i \in I.$$

Определение 8. Будем говорить, что статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает несмещённую оценку всякой параметрической функции, если для всякой действительной ограниченной измеримой функции $g(i)$ на (I, B) существует хотя бы одна такая действительная ограниченная измеримая функция $f(x)$ на (E, S) , что выполняются равенства

$$\int_E f(x) \mu(dx) = g(i), \quad \forall i \in I.$$

Теорема 1. Если статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает состоятельную оценку параметров, то эта статистическая структура Фишера сильно разделима.

Доказательство. Так как статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает состоятельную оценку параметров то существует хотя бы одно такое измеримое отображение f пространства (E, S) на (I, B) , что

$$\mu, \{x: f(x) = i\} = 1, \quad \forall i \in I.$$

Обозначим через

$$A_i = \{x: f(x) = i\}, \quad \forall i \in I.$$

Ясно, что A_i S -измеримые,

$$A_i \cap A_j = \emptyset \text{ при любых } i \neq j \text{ и } \mu(A_i) = 1, \quad \forall i \in I.$$

Таким образом существуют такие S -измеримые попарно-непересекающиеся A_i множества, что $\mu(A_i) = 1, \quad \forall i \in I$. Это и означает, что статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ сильно разделима. Этим теорема доказана.

Теорема 2. Если статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает состоятельную оценку параметров, то эта структура допускает состоятельную оценку любой параметрической функции и несмещённую оценку любой параметрической функции.

Доказательство. Если статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu, i \in I\}$ допускает состоятельную оценку параметров, то существует хотя бы одно такое измеримое отображение η пространства (E, S) на (I, B) , что

$$\mu, \{x: \eta(x) = i\} = 1, \quad \forall i \in I.$$

Полагая $f_g = g \circ \eta$, где $g(i)$ любая действительная, измеримая, ортогональная функция на (I, B) , то

$$[x: f_g(x) = g(i)] = [x: \eta^{-1}(g^{-1}(g(i)))] = [x: \eta^{-1}(i)] \text{ и}$$

$$\mu_i\{x: f_g(x) = g(i)\} = 1, \quad \forall i \in I.$$

т.е. f_g состоятельная оценка любой параметрической функции. Таким образом, из состоятельности оценок параметров получили состоятельную оценку любой параметрической функции. Теперь уже легче показать, что из состоятельности любой параметрической функции вытекает несмещённая оценка всякой параметрической функции. Этим теорема 2 доказана.

Замечание 1. Если статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in I\}$ сильно разделима, то отсюда в общем не вытекает, что эта структура допускает состоятельную оценки параметров $[см(1)]$.

Теорема 3. Для того, чтобы статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in N\}$, $N = \{1, 2, \dots, n, \dots\}$ допускала состоятельную оценку параметров необходимо и достаточно, чтобы она была сильно разделимой.

Достаточность. Так как статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in N\}$ сильно разделима, то существует такое дизъюнктное S -измеримое семейство A_i , что $\mu_i(A_i) = 1$, $\forall i \in I$. Определим на (E, S) f отображение по формуле $f(A_i) = i$, $\forall i \in I$. Ясно, что f отображение (E, S) в (I, B) и

$$\mu_i(x: f(x) = i) = \mu_i(A_i) = 1, \quad \forall i \in I.$$

Этим доказана достаточности. Необходимость вытекает из теоремы 1.

Теорема 4. Если статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in N\}$, $N = \{1, 2, \dots, n, \dots\}$ слабо разделима, то эта структура допускает состоятельную оценку параметров.

Доказательство. Так как $\{E, S, \mu_i, i \in N\}$ слабо разделимая, то существуют S -измеримые множества, такие, что

$$\mu_i(\tilde{C}_i) = \begin{cases} 1, & \text{при } i = j \\ 0, & \text{при } i \neq j \end{cases}$$

Рассмотрим следующие множества

$$C_i = \tilde{C}_i - \tilde{C}_i \cap \left(\bigcup_{k \neq i} \tilde{C}_k \right), \quad i = 1, 2, \dots, n, \dots$$

Во-первых $C_i \cap C_j = \emptyset$, $i \neq j$ и $\mu_i(C_j) = 1$, $\forall i \in N$.

Определим отображение $f: (E, S) \rightarrow (I, B)$ следующим образом $f(C_i) = i$, тогда ясно, что $\mu_i\{x: f(x_i) = i\} = \mu_i(C_i) = 1$, $\forall i \in I$. т.е. f состоятельная оценка параметров. Этим теорема 4 доказана.

Теорема 5. Если статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in N\}$, $N = \{1, 2, \dots, n, \dots\}$ ортогональная, то эта структура допускает состоятельную оценки параметров.

Доказательство. Так как статистическая структура ортогональная, то существуют S -измеримые множества \tilde{C}_k такие, что $\mu_k(\tilde{C}_k) = 0$ и $\mu_i(E - \tilde{C}_k) = 0$ при любых $i \neq k$.

Возьмём такие множества $C_i = \bigcup_{k \neq i} (E - \tilde{C}_k)$, $i = 1, 2, \dots, n, \dots$ Тогда ясно, что $\mu_i(C_i) = 0$, $\forall i \in N$ и $\mu_k(E - C_i) = 0$, $k \neq i$.

Пусть $B_i = C_i - C_i \cap \left(\bigcup_{k \neq i} C_k \right)$, $\forall i \in N$.

Тогда ясно, что $B_i \cap B_j = \emptyset$, $i \neq j$ и $\mu_i(B_i) = 1$, $\forall i \in N$. Определим отображение $f: (E, S) \rightarrow (I, B)$ по формуле $f(B_i) = i$, тогда $\mu_i\{x: f(x_i) = i\} = \mu_i(B_i) = 1$, $\forall i \in N$.

Этим теорема 5 доказана.

Доказываются следующие теоремы.

Теорема 6. Для того, чтобы статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in I\}$ допускала состоятельную оценки параметров необходимо и достаточно, чтобы она была сильно разделимой и регулярной.

Теорема 7. Для того, чтобы статистическая структура Фишера $\{E, S, \mu_i, i \in I\}$ допускала состоятельную оценки всякой параметрической функции необходимо и достаточно, чтобы она была слабо разделимой и регулярной.

Литература

1. L. Aleksidze, Z. Zerakidze. Optimal consistet estimates connected with stochastic system. Bull.Georgian Acad. Set. 169. Tb.2004. №1.
2. Z. Zerakidze. Hilbert space of measures. Ukrainion Journal of Mathematics 38. 1986. №2.
3. A. Kharazishvili. Nonmeasurable sets and functions. Elsevier. Amsterdam. 2004

შიშვების სტატისტიკური სტრუქტურების პარამეტრების ძალდებულების შესახებ

ლ.თ. ალექსიძე, ზ.ს. ზერაკიძე

რეზიუმე

ნაშრომში დამტკიცებულია აუცილებელი და საკმარისი პირობები, თუ როდის უშვებს ფიშერის სტატისტიკური სტრუქტურა პარამეტრების ძალდებულ შეფასებას.

О СОСТОЯТЕЛЬНЫХ ОЦЕНКАХ СТАТИСТИЧЕСКИХ СТРУКТУР ФИШЕРА

Л. Т. Алексидзе, З.С. Зеракидзе

Резюме

В статье доказаны необходимые и достаточные условия, когда статистическая структура Фишера допускает состоятельную оценки параметров.

ABOUT CONSISTENT ESTIMATORS FISHER STATISTICAL STRUCTURES

L. T. Aleksidze, Z.S. Zerakidze.

Abstract

In the present paper we prove the necessary and sufficient conditions for the existence of consistent estimates fisher statistical structures.



26 марта 2010 года на 101-ом году жизни скончался выдающийся грузинский ученый, академик Академии наук Грузии, доктор физико-математических наук, заслуженный деятель науки Грузии, лауреат Государственной премии Грузии, один из инициаторов создания Института геофизики АН Грузии, основатель гравиметрической школы в Грузии, кавалер многих правительственных наград, профессор Бенедикт Константинович Балавадзе.

С именем акад. Б.К. Балавадзе связаны славные страницы развития геофизической науки в Грузии, он внес значительный вклад в дело развития новых направлений геофизики и воспитания научных кадров в республике. Широко известны труды акад. Б.К. Балавадзе в областях разведочной геофизики, региональной и глобальной геофизики, по динамике земной коры, прогнозу землетрясений и, особенно, по гравиметрии, они заложили основы современной теории изучения гравитационного поля Земли. Б.К. Балавадзе автор около 250 научных работ, в том числе нескольких монографий, учебников по гравиметрии.

В связи с кончиной Бенедикта Константиновича были получены соболезнования от геофизиков России, Азербайджана, Армении, от генерального секретаря Международного союза геодезии и геофизики, от учреждений республики и частных лиц.

Вот, что пишут о Бенедикте Константиновиче коллеги из Института физики Земли РАН: «.....Бенедикт Константинович воспитал целую плеяду выдающихся геофизиков, своим учителем его по праву считают не только многие ученые Грузии, но и геофизики России, других стран бывшего СССР.....Его имя вписано в нашу общую историю, историю мировой науки».

Коллектив Института геологических наук НАН Армении: «С большой горечью восприняли известие о кончине выдающегося ученого, одного из основоположников геофизической школы Кавказа академика Бенедикта Константиновича Балавадзе. Академик Б.К. Балавадзе был автором ряда фундаментальных работ, внесших существенный вклад в познание глубинного строения Кавказа».

Коллектив Республиканского Центра Сейсмологической Службы НАН Азербайджана: «Ушел из жизни большой ученый с мировым именем и большими заслугами перед отечеством. Бенедикт Константинович – яркая страница в мировой и отечественной геофизики. Его достижения в области геодинамики и сейсмологии долгие годы будут являться предметом гордости и изучения большой плеядой его учеников и преемников. Смерть Бенедикта Константиновича является огромной утратой для всего мирового общества геофизиков. Профессионал, большой ученый и красивый человек – он останется в нашей памяти, как пример истинной любви к науке, людям и жизни».

СОДЕРЖАНИЕ

Академик Мераб Александрович Алексидзе	3
Абашидзе В. Г., Манагадзе Г.Д. по поводу опорного гравиметрического пункта в Тбилиси	7
Месхия В.Ш., Аманаташвили Я.Т. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ МАТРИЦ ОШИБОК ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОГРЕШНОСТЕЙ В ОБРАТНЫХ ЗАДАЧАХ СЕЙСМОЛОГИИ	10
Перельман М.Е., Гугунава Г.Е., Кириа Дж.К. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИГРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА	16
Гугунава Г.Е., Кириа Дж. К., Кикнадзе Д.А., Гоцадзе Е.О. К ПРОБЛЕМЕ ТЕРМО-ГЕОДИНАМИКИ КАВКАЗА И ПРИРОДЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКОЙ И КАСПИЙСКОЙ ВПАДИН	20
Сакварелидзе Е.А., Аманаташвили Я.Т., Месхия В.Ш. ТЕПЛОТОВЫЙ РЕЖИМ КОРЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ	27
Хантадзе А.Г. , Кереселидзе З.А., Чхитунидзе М.С. К ВОПРОСУ САМОРЕГУЛЯЦИИ МАГНИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ	31
Чхитунидзе М.С., Хведелидзе И.В. К ВОПРОСУ ЗАТУХАНИЯ МЕДЛЕННЫХ МГД ВОЛН НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЫ	36
Чхетиа А.М., Эбралидзе М.О. 11-ЛЕТНИЙ ЦИКЛ СОЛНЕЧНОЙ ПОСТОЯННОЙ И ЕЁ ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С ОСНОВНЫМИ ГЕЛИО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ И ПАРАМЕТРАМИ СОЛНЕЧНОГО ВЕТРА	41
Беришвили Г.Г., Гванцеладзе Т., Гогуа Р.А., Картвелишвили К.З., Кириа Дж.К., Матиашвили Т.Г., Мебагшвили Н.Н., Николаишвили М.М., Табагуа Г.Г. ИССЛЕДОВАНИЕ ТОНКОЙ СТРУКТУРЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ КУРОРТА УРЕКИ	48
Миндели П.Ш. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ	56
Капанадзе Д.В. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, ДЛЯ КОТОРОГО ВСЕ ТОЧКИ ОБЛАСТИ ЯВЛЯЮТСЯ ОСОБИМИ ДЛЯ ПОТЕНЦИАЛА	61
Джаши Г.Г., Одиладзе Д.Т., Глонти Н.Я., Кириа Дж.К., Амилахвари З.Л., Тархнишвили А.Г., Матиашвили С.Б. ИССЛЕДОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ БАКУРИАНСКОГО ПЛАТО ЭКСПРЕСС-МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРОГРАММНОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ IPI2WIN	65
Одиладзе Д.Т., Челидзе Т. Л. ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННЫЙ ЭКСПРЕСС-АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ АВТОДОРОЖНОГО ТУННЕЛЯ ЧАКВИ-БАТУМИ. ..	72
Гогуа Р.А., Гванцеладзе Т.А., Кириа Д.К. ОБ ОДНОЙ ПРИЧИНЕ НЕСОВПАДЕНИЯ НАБЛЮДЕННЫХ И ПЕРЕСЧИТАННЫХ МАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ НА ОДНУ И ТУЖЕ ВЫСОТУ (НА КАВКАЗЕ)	77
Кордзадзе А. А., Деметрашвили Д. И НЕКОТОРЫЕ ПРИМЕРЫ ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ГРУЗИНСКОМ СЕКТОРЕ ЧЁРНОГО МОРЯ	82
Сурмава А. А., Гвелесиани А. И. О ВЛИЯНИИ СЛОЖНОГО КРУПНО- И МЕЗОМАСШТАБНОГО РЕЛЬЕФОВ НА ПОЛЯ ВЕТРА И ТУРБУЛЕНТНОСТИ	105
Абурджаниа Г.Д., Рогава Д.Л., Харшиладзе О.А. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НЕЛИНЕЙНОЙ ДИНАМИКИ ДРЕЙФОВЫХ ВИХРЕВЫХ СТРУКТУР В НЕОДНОРОДНОЙ ВЯЗКОЙ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЕ	122
Чаиabriшвили Н. Г., Салуквадзе Т.Г. ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ И ЕГО ДИНАМИКА	152

Чихладзе В.А. ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕДНЕВНЫХ И ЧАСОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1980 – 2003 ГГ.	160
Картвелишвили К., Меликадзе Г., Кобзев Г. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И УСКОРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ГИДРОСФЕРУ	169
Харчилава Дж.Ф., Кекенадзе Е. ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ПЕРИФЕРИИ ГРОЗОВОГО ОБЛАКА	174
Амиранашвили А.Г., Чихладзе В.А., Блиадзе Т.Г. СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ВОЗДЕЙСТВИИ ФОТОХИМИЧЕСКОГО СМОГА И ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА НА ЗДОРОВЬЕ ЧЕЛОВЕКА	177
Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никифоров Г.В., Нодия А.Г., Харчилава Д.Ф., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А., Чочишвили К.М., Чхаидзе Г.П. НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА (КПО), ИНТЕНСИВНОСТИ СУММАРНОЙ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ И СОДЕРЖАНИЯ В ВОЗДУХЕ СУБМИКРОННЫХ АЭРОЗОЛЕЙ В ТБИЛИСИ В 2009-2010 Г.	189
Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никифоров Г.В., Нодия А.Г., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А. ПРИЗЕМНЫЙ РАДОН КАК КАТАЛИЗАТОР ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУХА В ТБИЛИСИ ВТОРИЧНЫМИ АЭРОЗОЛЯМИ	197
Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Киркитадзе Д.Д., Никифоров Г.В., Нодия А.Г., Хуродзе Т.В., Чанкветадзе А.Ш., Чихладзе В.А. НЕКОТОРЫЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО МОНИТОРИНГА ИНТЕНСИВНОСТИ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ, ОБЩЕЙ ОБЛАЧНОСТИ, ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ТБИЛИСИ В 2009-2010 Г.	207
Амиранашвили А.Г., Дanelia P.A., Мирианашвили К.Ю., Нодия Х.А., Хазарадзе К.Р., Хуродзе Т.В., Чихладзе В.А. О ПРИМЕНИМОСТИ ШКАЛЫ ЭКВИВАЛЕНТНО-ЭФФЕКТИВНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В УСЛОВИЯХ ГОРОДА ТБИЛИСИ	216
Хелаиа Е.И., Салуквадзе Т.Г., Салуквадзе М.Т. ИССЛЕДОВАНИЕ Z - I ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ИЗ ОТДЕЛЬНЫХ ГРОЗОВЫХ ОБЛАКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ	221
Салуквадзе Т.Г., Хелая Э.И., Салуквадзе М.Т. ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МАКСИМАЛЬНОЙ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ОТРАЖАЕМОСТЬЮ ОДНОЯЧЕЙКОВЫХ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ ОТ СРЕДНЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ	225
Капанадзе Н.И., Хелаиа Э.И., Салуквадзе М.Т., Салуквадзе Т.Г. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ Z - I ОТНОШЕНИЯ ДЛЯ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ РАЗЛИЧНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ ТЕПЛОГО СЕЗОНА ГОДА ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ	229
Берия Г. Н. МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСТВА	234
Хазарадзе Н.Г., Ванишвили Г.К., Бакрадзе Т.С., Туския И.И., Элизбарашвили Н. А. СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ (КЛ), СВЯЗАННЫЕ С ПРОХОЖДЕНИЕМ ЗЕМЛИ ЧЕРЕЗ НЕЙТРАЛЬНЫЙ СЛОЙ МЕЖПЛАНЕТНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (ММП)	242
Алексидзе Л. Т., Зеракидзе З.С. О СОСТОЯТЕЛЬНЫХ ОЦЕНКАХ СТАТИСТИЧЕСКИХ СТРУКТУР ФИШЕРА	247
ПОСВЯЩАЕТСЯ ПАМЯТИ АКАДЕМИКА БЕНЕДИКТА КОНСТАНТИНОВИЧА БАЛАВАДЗЕ	251

იბეჭდება მიხეილ ნოდის გეოფიზიკის ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭოს
გადაწყვეტილებით

ტირაჟი 100 ც.

მასალები მომზადებულია მიხეილ ნოდის გეოფიზიკის ინსტიტუტის
საგამომცემლო კომპიუტერულ ცენტრში

სამეცნიერო საგამომცემლო ჯგუფის ხელმძღვანელი – ლ. დარახველიძე
ტექნიკური რედაქტორი – მ. დარსანია
კომპიუტერული უზრუნველყოფა – თ. ქირია

Печатается по постановлению Ученого совета Института геофизики им. М. З. Нодиа

Тираж 100 э.

Материал для сборника подготовлен в издательско-компьютерном центре Института
геофизики им. М. З. Нодиа

Руководитель научно-издательской группы – Л. К. Дарахвелидзе

Технический редактор – М. С. Дарсания

Компьютерное обеспечение – Т. В. Кириа