

მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტი

შრომათა კრებული



ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ ИМ. М. НОДИА

СБОРНИК
ТРУДОВ

MIKHEIL NODIA INSTITUTE OF GEOPHYSICS

PROCEEDINGS

2008

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

შრომათა კრებული

მიძღვნილი გეოფიზიკის ინსტიტუტის დაარსებიდან 75 წლისთავისადმი

Сборник трудов

посвященный 75 – летию со дня основания Института геофизики

Proceedings

dedicated to 75 – th anniversary

თბილისი

Тбилиси 2008 Tbilisi

რედაქტორი ე. კ. ჭიჭინაძე
Редактор В. К. Чичинадзе
Editor V. Chichinadze

რეცენზენტი
გეოლ.-მინ. მეცნიერებათა დოქტორი გ. ე. გუგუნავა

Рецензент
Доктор геол.-мин. наук Г. Е. Гугунава

Reviewer
Doctor of geology and Mineralogy G. Gugunava

ISSN 1512 – 1135

დაიბეჭდა გამომცემლობა „გლობუსის“ სტამბაში

К 75-ОЙ ГОДОВЩИНЕ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ ИМ. М. З. НОДИА

Грузия, как и весь Кавказ, геологически – сложный регион, отличается высокой сейсмической активностью. Сохранились сведения о разрушительных землетрясениях, но они, в основном, носили описательный характер.

С начала XIX века усиливается тенденция количественной оценки геофизических явлений (напряжение магнитного поля Земли, ускорение силы тяжести, определение основных параметров метеорологических явлений и др.). В 1844 году в Тбилиси была основана первая на Кавказе и одна из первых в России магнитно – метеорологическая обсерватория, которая сыграла фундаментальную роль в развитии геофизической науки. Обсерваторией руководили такие известные ученые, как А. Купфер, А. Филадельфин, А. Мориц, Г. Абих, И. Мильберг, С.В. Гласек и др. В обсерватории был создан мощный и авторитетный научный центр, в котором проводились геомагнитные, сейсмологические, метеорологические, гравиметрические наблюдения. Полученные данные в виде бюллетеней посылались в физические обсерватории мира. В последующем периоде обсерватория была перенесена сначала в Карсани, затем в Душети.

Итак, постепенно были созданы реальные предпосылки для создания учреждения геофизического профиля. С целью обеспечения такого учреждения кадрами, по инициативе обсерватории в 1932 году в ускоренную аспирантуру АН СССР были командированы молодые сотрудники обсерватории Б.К. Балавадзе, Г.К. Твалтвадзе, В.В. Кебуладзе, А.Д. Цхакая и сотрудники Горно-металлургического института А.В. Бухникашвили и М.С. Абакелия.

1 ноября 1933 года постановлением Президиумов Закавказского филиала и Грузинского отделения АН СССР был основан Тбилисский Геофизический институт Грузинского филиала АН СССР, что было значительным явлением в истории развития грузинской науки и культуры.

Создание Геофизического института совпало с периодом, когда первоочередной задачей государства являлось освоение природных богатств страны. Необходимым стало расширение минерально-сырьевой базы, для чего разведке и поиску полезных ископаемых геофизическими методами, изучению сейсмических условий территорий придается предпочтительное значение. Грузия со своими геологическими условиями представляла эффективную лабораторию для развития геофизических исследований.

Первым директором Института был назначен чл.-корр. АН СССР, профессор П.М. Никифоров, заместителями – проф. Н. И. Мухелишвили и проф. М.З. Нодиа, научным секретарем – А.Д. Цхакая. Проф. Н.И. Мухелишвили одновременно был руководителем отдела теоретической и математической геофизики Института. В ведение Института перешла сейсмическая станция обсерватории.

В 1941 году, на основе постановления Совета Народных комиссаров Грузинской ССР была организована Академия наук Грузинской ССР, в связи с чем на базе Геофизического института был создан Институт физики и геофизики, директором которого был назначен проф. М.З. Нодиа, с 1943 года - акад. М.М. Мирианшвили.

С 1 декабря 1950 года Институт физики и геофизики разделили на два института: Институт геофизики и Институт физики. Директором Института геофизики был назначен проф. Б.К. Балавадзе.

В 1953 году Б.К. Балавадзе был командирован в докторантуру в Москву, в связи с чем директором Института геофизики назначается проф. А.В. Бухникашвили, который руководил институтом до 1972 года.

В 1956 году в ведение института были переданы Душетская магнитная обсерватория и Тбилисская станция космических лучей. Душетская геофизическая обсерватория входит в сеть мировых геомагнитных обсерваторий, в ней проводятся непрерывные наблюдения над параметрами магнитного поля Земли. Основное достоинство данных наблюдений, это их

непрерывность в течение свыше 160 лет, что имеет огромное значение в исследованиях для разрешения разных проблем планетарного масштаба. В 2006 году, с помощью японских ученых, в обсерватории наблюдения ведутся современными цифровыми измерительными приборами. Как опорная станция, экспериментальный космофизический комплекс тоже внесен в мировую сеть космических лучей. Данные космофизической обсерватории, вместе с аналогичными данными других стран, размещены в базе мировых данных и в интернете.

В 1957 году в Руисири создана Алазанская противорадовая база в виде стационарной экспедиции. В 1961 году при Министерстве сельского хозяйства Грузии создана первая в СССР Служба борьбы с градом, чему предшествовали научные исследования и широкомасштабные эксперименты, проведенные сотрудниками Института геофизики. Разработка и внедрение средств и методов воздействия на градовые процессы в 1969 году были отмечены Государственной премией СССР по науке и технике. Звания лауреатов этой премии, наряду с другими специалистами, были удостоены профессор А.В. Бухникашвили и заведующий отделом физики атмосферы А.И. Карцивадзе. В 1985 году А.И. Карцивадзе вместе с другими учеными был награжден премией Совета Министров СССР. Впоследствии А.И. Карцивадзе стал соавтором научного открытия, которое касается вопросов активной кристаллизации систем переохлажденной воды.

С 1960 года Институт ведет исследования тектонических процессов в районах, строящихся крупных инженерных сооружений. С 1967 года в Институте функционирует отдел динамики земной коры, ныне Ингурский Международный геофизический полигон, где, в скальном основании высотной плотны, производится непрерывный геофизический мониторинг напряженно – деформационных процессов горных пород – руководитель профессор В.Г. Абашидзе. На основе этих исследований, с 1996 года Евросовет основал в Грузии Европейский центр «Геодинамический риск высотных плотин» – директор профессор Т.Л. Челидзе. Центр проводит интересные исследования и призван в международном масштабе включиться в исследования текущих природных и техногенных рисков.

В 1963 году при Институте создан Кавказский зональный центр Единой сети сейсмических наблюдений, который координирует сейсмические наблюдения на Кавказе. Ежегодно выходил «Кавказский сейсмологический бюллетень».

В 1964 году в Институте задействовала обсерватория земных приливов с уникальной штольней, в которой производятся непрерывные наблюдения над изменениями силы тяжести, над наклонами и деформациями поверхности Земли. Обсерватория представляла Международный центр социалистических стран по унифицированию наклономерных наблюдений - руководитель доктор наук К.З. Картвелишвили.

В эти же годы в Институте был построен экспериментальный комплекс по физике атмосферы – термобарокамера, которая по своей мощности и возможностями уникальная в масштабе бывшего СССР. В ней проводятся исследования по проблеме моделирования атмосферных процессов.

В 1967 году структура Института геофизики была следующей:

1. Отдел земного магнетизма – рук. канд. н. Н.А. Кацашвили
2. Отдел физики землетрясений – рук. проф. Е.И. Бюс
3. Отдел региональной сейсмологии с сетью сейсмических станций – рук. канд. н. А.Д. Цхакая
4. Отдел сейсмометрии – рук. проф. Г.К. Твалтвадзе
5. Отдел гравиметрии – рук. проф. Б.К. Балавадзе
6. Отдел геоэлектричества – рук. канд. н. В.В. Кебуладзе
7. Отдел радиометрии – рук. канд. н. Ш.М. Чхенкели
8. Отдел физики горных пород. – рук. проф. А.С. Чантуришвили
9. Отдел физики атмосферы – рук. проф. А.Г. Балабуев

10. Отдел физики облаков и активных воздействий – рук. канд. н. А.И. Карцивадзе.
11. Отдел космических лучей – рук. канд. н. В.К. Коява
12. Душетская геофизическая обсерватория - рук. Н.З. Бочоришвили
13. Алазанская стационарная противорадовая экспедиция – А.А.Орджоникидзе
Общее количество сотрудников – 230, в том числе 119 научных кадров. 6 – докторов наук, 34 – кандидата наук.
В 1972-87 гг. директором Института вновь стал акад Б.К. Балавадзе.
В 1977 году в строй вступила сейсмологическая обсерватория «Тбилиси».
В 1975 году под руководством акад. М.А. Алексидзе в Институте был создан отдел вычислительной геофизики, что стало толчком для внедрения математических методов в геофизических исследованиях.
К этому времени в Институте было уже 13 отделов и 8 лабораторий, которые в зависимости от геофизических отраслей были объединены в 7 секторах. (Общее количество сотрудников составляло 387, в том числе 158 – научных кадров, 4 – доктора наук, 46 – кандидатов).
- I. Сектор геомагнетизма и ионосферы - рук. докт. н. А. Г. Хантадзе.
 1. Отдел геомагнетизма – рук. канд. н. А.М. Чхетия.
 2. Лаборатория ионосферы – рук. докт. н. А.Г. Хантадзе.
 3. Душетская геофизическая обсерватория (отдел) –рук. канд. н. В.С.Мацаберидзе.
- II. Сектор электрорадиометрии и физики горных пород – рук. канд. н. В.В. Кебуладзе.
 1. Отдел геоэлектричества и электрометрии – рук. канд. н. В.В. Кебуладзе.
 2. Отдел физики горных пород – рук. докт. н. Т.Л. Челидзе.
 3. Отдел радиометрии – рук. канд. н. Ш.М. Чхенкели.
 4. Лаборатория инженерной геофизики – рук. канд. н. Д.А. Цицишвили.
- III. Сектор гравиметрии – акад. Б.К. Балавадзе
 1. Отдел гравиметрии- рук. канд. н. К.М. Картвелишвили.
 2. Лаборатория земных приливов- рук. канд. н. К.З. Картвелишвили.
 3. Лаборатория медленных движений земной коры- рук. канд.н. В.Г. Абашидзе
- IV. Сектор сейсмологии и сейсморазведки – рук. канд. н. Д.И. Сихарулидзе
 1. Отдел физики землетрясений- рук. канд. н. Д.И. Сихарулидзе.
 2. Отдел региональной сейсмологии- рук. канд.н. О.Д. Гоцадзе.
 3. Отдел прикладной сейсмологии – рук. канд. н. Г.Я. Мурусидзе
 4. Отдел сейсмометрии – рук. канд. н. М.С. Иоселиани.
- V. Сектор физики атмосферы – рук. канд. н. А.И. Карцивадзе.
 1. Отдел физики облаков – рук. канд. н. А.И. Карцивадзе.
 2. Отдел диффузии и загрязнения атмосферы – рук. докт. н. А.Г. Балабуев.
 3. Лаборатория моделирования атмосферных процессов – рук. канд. н. А.М. Окуджава.
 4. Экспериментальный полигон по физике облаков и активных воздействий (лаборатория) – рук. канд. н. Б.Ш. Бериташвили.
- VI. Сектор космофизики – рук. канд. н. М. В. Алания.
 1. Отдел вариации космических лучей- рук. канд. н. М.В. Алания.
 2. Лаборатория высоких энергий космических лучей – рук. канд. н. Л.Х. Шаташвили.
- VII. Лаборатория автоматизации и машинной обработки геофизических данных – рук. проф. М.А. Алексидзе.

В 1979 году с целью усиления научно-исследовательских работ по проблеме прогноза землетрясений, по постановлению правительства Грузии, в Институте была создана Опытно-методическая сейсмологическая партия (начальник кандидат наук Р.К. Махарадзе), которая в 1982 году была реорганизована в Опытно-методическую геофизическую экспедицию (ОМГЭ) – руководитель проф. Г.Ш. Шенгелая.

В 1996 году на базе ОМГЭ, по приказу президента Грузии, была создана Национальная служба единой сейсмической защиты, которая в 2006 году под названием «Центр сейсмического мониторинга» выделилась из Института. Центру была передана сейсмическая обсерватория и сеть сейсмических станций.

В истории Института 1985 год по количеству сотрудников самый многочисленный. Общее количество – 635 (в том числе 250 – в ОМГЭ), 14 – докторов науки, в том числе 1 – действительный член, 1 – член-корреспондент, 76 – кандидатов.

1987 году общее собрание директором Института избрало известного ученого, члена – корреспондента АН Грузии Мераба Александровича Алексидзе.

В 1989 году для проведения фундаментальных и прикладных работ экологических систем бассейна Чёрного моря, был открыт отдел «динамики моря» - руководитель проф. А.А. Кордзадзе. Это единственный отдел в Кавказском регионе, в котором на основе математического моделирования и с использованием экспериментальных данных изучаются физические и экологические процессы, протекающие в системе море-суша-атмосфера.

В 1992 году директором Института избран доктор хим. и физ.-мат. наук, чл.-корр. АН Грузии, проф. Тамаз Лукич Челидзе, который эту должность занимал до 2006 года.

В 1992 году по постановлению правительства Грузии, Институту геофизики АН Грузии было присвоено имя известного грузинского учёного, основоположника геофизической науки в Грузии, доктора физико-математических наук, профессора Михаила Зосимовича Нодиа.

По постановлению Грузинского правительства от 16 марта 2006 года за №58 институт называется так: Юридическое лицо общественного права Институт геофизики им. Михаила Зосимовича Нодиа. Институт находится в ведомости Министерства образования и науки Грузии. Учёный совет избрал директором Института доктора наук Нугзара Глonti.

В 2007 году на базе Космического агентства Грузии создан Центр космических исследований – руководитель акад. Дж.Ломинадзе. Благодаря Центру, Институт активно участвует в проектах Министерства образования и науки и Национального научного фонда Грузии: «Космическая одиссея» и «Астрономия для школы».

Институт геофизики регулярно проводит на территории Грузии археологические и экологические экспедиции. Например: были проведены геофизические исследования на территориях, выделенных для строительства Ингури ГЭС, Жинвали ГЭС и Худони ГЭС; были изучены геолого-геофизические условия в областях больших оползней и селей (устье р. Дуруджи и несколько деревень в Амбролаурском районе); было выявлено множество скрытых археологических монументов на территории Армазисцихе; в Марнеульском районе был установлен характер загрязнения атмосферы тяжелыми металлами; в Болнисском районе проведены поисковые работы по обнаружению воды; исследованы условия коррозии трубопровода Азербайджан-Грузия; в Уреки и прилегающих территориях проведены геомагнитные исследования, на основе чего выдвинута гипотеза, по которой вариации магнитного поля могут положительно влиять на живые организмы, если только им не сопутствуют короткопериодные пульсации глобальных магнитных ураганов и электромагнитные излучения очень низкой частоты.

За время существования института:

1) Издано около 400 книг (61 том Трудов Института, 72 монографии, 14 учебников, 12 сборников статей, 50 бюллетеней, 24 тома «Журнала Грузинского Геофизического общества» на английском языке, библиографии известных ученых Института, атласы, карты и т.д.;

2) Защищено 36 докторских и 220 кандидатских диссертаций; впервые в 2008 году защищена 1 диссертация на соискание ученой степени академического доктора физ.-мат. наук.

В 1984 году в связи с 50 летием со дня основания, Институт геофизики и 22 сотрудника были награждены Почетными грамотами Президиума Верховного Совета Грузинской ССР.

В Институте 2 сотрудника получили Государственные премии СССР по науке и технике; 6 – Государственные премии Грузии по науке и технике; 16 сотрудников - премии им. академика М.А. Алексидзе, 9 сотрудников – Молодежные премии, 9 сотрудников были награждены орденом Чести Грузии, а 4 – Медалью Чести.

В Институте с 1994 года учреждена премия им. академика М. А. Алексидзе и Молодежная премия за лучшие работы по геофизике.

В течение десятков лет в Институте функционирует Специализированный совет по присуждению докторских и кандидатских диссертаций.

В прошлом веке в зарубежные страны для проведения экспедиционных разведочных работ было командировано около 20 сотрудников.

У Института геофизики имеются научные контакты (совместные темы, экспедиции, чтение лекций, научное руководство, консультации и т.д.) с многими зарубежными научными центрами (Франция, Германия, Япония, Италия, Великобритания, Греция, США, Болгария, Россия, Украина, Бразилия).

С 1993 года сотрудники Института участвуют во многих международных грантах (INTAS, NATO, INCO - COPERNICUS, ISTG, IAEA, ISTU) и в национальных грантовых проектах.

С 2007 года в структуре Института геофизики представлено 7 научных секторов и 1 научный центр:

1. Сектор сейсмологии и экспериментальной геофизики – рук. чл.-корр. Т. Л. Челидзе
2. Сектор динамики геофизических полей и вычислительной геофизики – рук. докт. н. Т. Н. Мачарашвили
3. Сектор физики Земли и геомагнетизма – рук. докт. н. К. З. Картвелишвили;
4. Сектор прикладной геофизики – рук. докт. н. В. К. Чичинадзе
5. Сектор солнечно-земных связей – рук. докт. н. А. И. Гвелесиани
6. Сектор физики атмосферы – рук. докт. н. А. Г. Амирашвили
7. Сектор математического моделирования геофизических процессов моря и атмосферы – рук. докт. н. А. А. Кордзадзе
8. Центр космических исследований – рук. акад. Дж. Г. Ломинадзе.

В вышеуказанных подразделениях успешно проводятся научные исследования по традиционным научным направлениям: сейсморайонирование территории Грузии; исследование предвестников землетрясений; активное воздействие на вредные метеорологические явления; усовершенствование разведочных и инженерных геофизических методов; изучение термодинамических и экологических процессов в атмосфере и Черном море на основе математического моделирования и их прогноз; исследование космического пространства и физики солнечно-земных связей; экологическая геофизика; археогеофизические исследования. Учтено новое направление – развитие гидрогеофизики.



АКАДЕМИК БЕНЕДИКТ БАЛАВАДЗЕ

В дни 75 – летнего юбилея Института геофизики им. М.З. Нодия вспоминаем тех ученых, которые приняли большое участие в организации Института геофизики.

Сегодня жив и здравствует только один из инициаторов создания института – выдающийся исследователь строения земной коры академик Бенедикт Константинович Балавадзе, который тогда был аспирантом Сейсмологического института АН СССР.

Велик вклад академика Б.К. Балавадзе в дело развития многих направлений геофизической науки в Грузии. Он заслуженно считается одним из основоположников количественной интерпретации региональных гравитационных аномалий. Бенедикт Константинович первым внес в геофизическую науку понятия о нормальных мощностях слоев, составляющих земную кору; впервые установил характерные параметры так называемой нормальной земной коры и вывел формулу для ее двумерной модели. Формула Б.К. Балавадзе дает возможность раздельно вычислять гравитационные эффекты гранитного и базальтового слоев и установить их мощности. Она успешно использовалась в течение многих десятилетий. На основе этой формулы им были составлены многие профили и разрезы строения земной коры. Построена схема изменения мощностей осадочного, гранитного и базальтового слоев в Грузии и сопредельных территорий. Классическим примером интерпретации гравитационного поля стал профиль строения земной коры от Варны (Болгария) до Карши (Средняя Азия) через Черное море, Грузию и Азербайджан протяженностью в 2100 км. Впоследствии Б.К. Балавадзе учел просьбу акад. Г.А. Гамбурцева проверить ранее проведенные им профили сейсмическими методами в Средней Азии, севернее Тянь-Шаня. Расчеты, сделанные Б.К. Балавадзе своим методом на этих профилях, дали удивительное совпадение с результатами акад. Г.А. Гамбурцева. Метод был принят, а Бенедикт Константинович получил от Григория Александровича заслуженную благодарность.

В 1957 году Б.К. Балавадзе участвовал в работе сессии Ассамблеи Международного союза геодезии и геофизики в Канаде (Торонто), на которой доложил об итогах изучения строения земной коры на территории Грузии. Доклад и тезисы в соавторстве с проф. Г.К. Твалтвадзе были опубликованы в трудах сессии (Тулуза, 1959 г.). Результаты исследований авторов нашли отражение в монографических трудах виднейших ученых Бено Гутенберга «Физика земных недр» (1959 г.) и Гарольда Джеффриса «Земля» (1960 г.).

Мы, коллеги Бенедикта Константиновича, глубоко благодарны ему за то, что он сделал и в науке, и для нас. От всей души мы желаем нашему учителю, наставнику, старшему другу здоровья, здоровья и здоровья.

Дорогой Бенедикт Константинович! Мы уверены в том, что Ваш вековой юбилей в будущем году будет отпразднован с соответствующим Вашим заслугам достоинством. Живите и здравствуйте многие лета.

ПОЗДРАВЛЯЕМ ЮБИЛЯРОВ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ

ВАХТАНГ АБАШИДЗЕ



В текущем году исполнилось 80 лет видному грузинскому ученому-геофизику доктору физико-математических наук, лауреату Государственной премии Грузии и премии им. акад. М.А.Алексидзе, зам. директора Тбилисского центра «Геодинамический риск высотных плотин» при Евросоюзе, главному научному сотруднику Института геофизики им. М.З.Нодиа профессору Вахтангу Григорьевичу Абашидзе. Он является одним из первых исследователей современных тектонических и техногенных процессов на объектах строящихся крупных инженерных сооружений на территории Грузии. Успешное развитие этих исследований геофизическими методами в районе плотины Ингурской ГЭС – всецело его заслуга.

В.Г.Абашидзе родился 9 сентября 1928 года в селе Ислари Харагаульского района, в семье служащего. В 1947 году окончил Харагаульскую I мужскую среднюю школу, а в 1951 г. - физико-математический факультет по специальности «физика» Тбилисского государственного педагогического института им. А.С. Пушкина, в 1952 г. экстерно окончил Тбилисский государственный университет и получил квалификацию «геофизика».

В 1952-1958 гг. В. Г.Абашидзе работал на кафедре геофизики физического факультета Тбилисского государственного университета сначала лаборантом, а с 1954 г. ассистентом. С 1958 года по сей день В.Г.Абашидзе работает в Институте геофизики им. М.З.Нодиа, в котором прошел путь от младшего научного сотрудника до заведующего отдела и главного научного сотрудника.

В 1963 г. В.Г.Абашидзе защитил кандидатскую, а в 1995 г. докторскую диссертации. Он автор 150 научных работ, из которых две монографии, которые касаются результатов исследований напряженно-деформационного состояния Ингурской уникальной арочной плотины и ее скального основания.

С 1988 г. В.Г.Абашидзе работает по совместительству на кафедре инженерной геологии и маркшейдерии Грузинского технического университета доцентом, а с 1996 года профессором и ведет курсы геодезической гравиметрии и астрономии. За эти годы он издал для студентов «Лабораторный практикум по геодезической гравиметрии» (1999 г.) и «Краткий курс геодезической гравиметрии» (2004 г.), которые являются первыми учебниками на грузинском языке по этой специальности.

Заслуги В.Г. Абашидзе отмечены правительственными наградами. Советское правительство в 1984 году наградило его Почетной грамотой Президиума Верховного Совета Грузии в связи с 50-летием Института геофизики, а национальное правительство в 2000 г. – орденом Чести.

Отрадно отметить, что свое 80-летие он встречает с большими научными планами на будущее. Несмотря на преклонный возраст, Вахтанг Григорьевич с такой же энергией и энтузиазмом продолжает руководить мониторингом деформационных процессов на Ингури ГЭС, как он это делал в молодости.

Дирекция, ученый совет и весь коллектив Института геофизики желают юбиляру долгих лет жизни и деятельности на благо нашей родины.

ДАВИД СИХАРУЛИДZE



80 лет исполнилось видному грузинскому ученому, доктору физико-математических наук Давиду Ильичу Сихарулидзе. С именем проф. Д.И. Сихарулидзе связано дальнейшее развитие одной из отраслей геофизики - сейсмологии во всем Закавказье. Проф. Д.И. Сихарулидзе заложил основы, разработал и развил методы поверхностных сейсмических волн, с помощью которых изучается радиальное и латеральное неоднородное строение земной коры и верхней мантии, что является совершенно новым направлением в сейсмологии.

Д.И. Сихарулидзе родился 19 июня 1928 года в селе Букисихе Чохатаурского района в семье служащего. В 1945 году окончил среднюю школу, а в 1950 году – физико-математический факультет Тбилисского государственного университета по специальности геофизика.

С 1950 года Д.И. Сихарулидзе – сотрудник отдела сейсмологии Института геофизики им. М.З. Нодиа.

В 1960 году Д.И. Сихарулидзе в Тбилисском государственном университете защитил кандидатскую диссертацию на тему «Изучение строения земной коры по наблюдениям над волнами Лява на Кавказе». Его научным руководителем был известный геофизик, чл.-корр. АН СССР профессор Е.Ф. Саваренский.

В 1965 году Д.И. Сихарулидзе получил ученое звание старшего научного сотрудника по специальности «сейсмология». В 1970 году его избирают руководителем отдела физики землетрясений. На этой должности он работал до 2005 года., в котором продолжил научные исследования в области волновой сейсмологии. В отделе под руководством Д.И. Сихарулидзе изучались: физика очагов землетрясений, спектральный анализ сейсмических волн, строение среды распространения сейсмических волн, влияние глубины и механизма очагов землетрясений на формирование поверхностных волн, объемные и поверхностные волны для строения литосферных плит и для определения ориентаций их границ, исследовались разные типы поверхностных волн для изучения глубинного строения земной коры и верхней мантии.

В 1979 году в Москве, в Институте физики Земли Д.И. Сихарулидзе с большим успехом защитил докторскую диссертацию на тему: «Строение Земли по поверхностным волнам». В диссертации заложены основы и развиты два новых направления: во-первых, изучение горизонтальных неоднородностей в земной коре и верхней мантии на основе исследования отраженных и преломленных поверхностных волн; во-вторых, детализация вертикального строения земной коры и верхней мантии по разным группам поверхностных волн.

В 1988 году Д. И. Сихарулидзе получил ученое звание профессора по специальности «геофизика»..

Проф. Д.И. Сихарулидзе автор свыше 100 работ, в том числе четырех монографий. Под его научным руководством защищены около десяти диссертаций. Проф. Д.И. Сихарулидзе имеет правительственные награды. В 2000 году он награжден орденом Чести Грузии..

Проф. Д.И. Сихарулидзе в 2006 году из-за здоровья перешел на академическую стипендию, но продолжает участвовать в разработке тематики Института. .

Проф. Давид Ильич Сихарулидзе представляет собою пример самоотверженного служения любимому делу. Пожелаем ему долгих лет жизни, крепкого здоровья для дальнейшего повышения авторитета грузинской геофизической науки.

КРУПНЫЕ ОПОЛЗНЕВО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ, КАК ПОДТВЕРЖДАЮЩИЙ ФЕНОМЕН АРЕАЛА ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО КAVKAZA)

**Э.Д. Церетели¹, Т.Л. Челидзе², Ш.А. Адамиа²,
О.Ш. Варзашавили², Н.С. Церетели²**

¹*Институт географии им. В.Багратиони*

²*Институт геофизики им. М.Нодиа*

Введение

В конце XX века в большинстве стран мира важнейшей социально-экономической проблемой стала задача защиты населения и инженерных объектов от геологической стихии и обеспечение условий устойчивого освоения геологической среды.

Данная проблема наиболее остро проявляется в горных регионах, где и без того в хрупкой геосистеме, даже малейшее воздействие на гомеостатику геологической среды вызывает резкую активизацию опасных стихийных геологических процессов. Среди множества разнохарактерной геологической стихии своей масштабностью и опасностью для населения и хозяйственных объектов выделяются оползнево-гравитационные явления.

Отрицательные последствия оползнево-гравитационных явлений особенно остро проявляются в таком сложном регионе, каким является Южный Кавказ, где их разрушительные последствия не раз приносили огромные бедствия местному населению и инженерным объектам.

Несмотря на то, что большая часть территории Армянского нагорья занята вулканическим рельефом, оползнево-гравитационные процессы занимают площадь более 50 тыс. га, причем на четверти этой территории фиксируются активные оползни в количестве около 3 500, в ареале которых сосредоточено 89% населенных пунктов [1, 2].

На территории Азербайджана оползнево-гравитационные явления распространены также весьма широко. Их общая площадь превышает 500 тыс. га. В зоне высокой опасности находятся более 100 населенных пунктов, в том числе город Баку, где в 2000 году оползни нанесли ущерб в размере 50 млн. долларов США [3].

Оползнево-гравитационными процессами разной интенсивности подвержены более или менее все морфологические уровни территории Грузии, в том числе и подводные склоны. Зафиксировано более 50 тыс. их проявлений, суммарная площадь которых превышает 1.5 млн. га, что составляет более 20% от всей территории страны (рис.1). Реальная угроза существует для 2 000 населенных пунктов. Многие участки трубопроводов Баку-Тбилиси-Джейхан и Баку-Тбилиси-Эрзрум, другие нефтепроводы западного направления и транскавказские газопроводы находятся под большим риском оползнево-гравитационных процессов, а более 25% автомобильных дорог периодически подвергаются этим явлениям.

На территории Южного Кавказа из-за гетерогенных условий образования оползнево-гравитационных явлений, в их кинематическом механизме смещения и в динамике развития встречаются все известные в геодинамике разновидности и поэтому, они являются уникальной моделью для горных регионов. Среди них по объему смещенных масс, глубине деформации и, что главное, по величине риска для населения, инженерных объектов и окружающей среды, определяющими являются сейсмогенные оползни и обвалы. Вместе с

этим, установление географических ареалов распространения таких крупных оползнево-гравитационных образований, в определенной мере, контролирует места возникновения сильных землетрясений за пределы урбанизированных территорий.

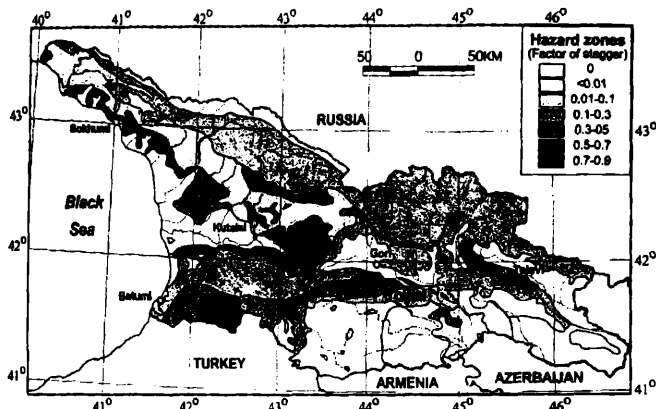


Рис. 1. Карта степени оползневой опасности территории Грузии

Поэтому, на современном этапе освоения горных регионов, любые новшества по исследованию оползнево-гравитационных явлений, связанных с сейсмогенерирующими зонами, являются весьма актуальными и полученные результаты могут быть использованы в качестве базовой основы для других альпийских горноскладчатых областей.

Обзор состояния проблемы

Несмотря на большой поток информации, полученной в области геоморфологии, пока еще недостаточное внимание уделяется роли землетрясений как рельефообразующего фактора, а в сейсмологии – использованию геоморфологических методов, особенно крупных оползнево-гравитационных явлений в установлении тектонических нарушений и диагностике ареалов распространения сильных землетрясений. Также не до конца познано влияние сейсмогенных факторов на оценку показателей прочности пород, формирования остаточных гравитационных деформаций, на релаксацию напряжения горных пород и устойчивости склонов.

Не является спорным, что сейсмические явления непосредственно связаны с тектоническими движениями, и что самым отчетливым выражением современных тектонических движений является именно землетрясение [4]. Однако, какова роль степени активности отдельных морфоструктурных блоков, как новейших геологических структур в формировании сейсмических эффектов, пока что, еще не до конца познана.

Для современной геодинамики Кавказской горной системы характерны четкие взаимосвязи современных тектонических движений с морфоструктурами, т.е. можно говорить о существовании системы динамического взаимодействия между морфоструктурными особенностями и современными тектоническими движениями. Вместе с этим, в морфоструктурных особенностях и современных тектонических движениях проявляется сложный характер взаимодействия, для которого свойственны как прямые, так и обратные взаимосвязи.

Исходя из того, что морфоструктуры различного ранга характеризуются определенной пространственной изменчивостью геодинамического режима, принципиально важным является установление достоверных количественных параметров современных

тектонических движений во времени и пространстве, как важнейшей составляющей в познании ареалов распространения землетрясений и экзодинамических процессов.

Новейшая стадия тектонического развития, охватывающая время от позднего сармата до голоцена, является последним этапом эволюции в геологической жизни, как для Кавказского региона, так и для альпийского орогенного пояса в целом. Прежде всего, это этап качественных и количественных преобразований допозднеальпийского рельефа, возникновения нового тектонического режима с максимальным размахом вертикальных движений (3-5 км), формирования основных черт современных морфоструктур и образования гипсометрической и батиметрической зональностей. В этот же период начинается оживление главных тектонических нарушений (особенно глубинных разломов, унаследованных доальпийским орогеном) и образование новых, преимущественно поверхностных разрывов, разломов, краевых дислокаций, надвигов, деформации террас, денудационных поверхностей и сейсмодислокаций, активизации субэвразального вулканизма, в том числе грязевых вулканов и сейсмических процессов [4, 5, 6, 7, 8].

Скорости вертикальных движений на Кавказе в антропогене были 4-5 раза больше, чем средняя максимальная скорость за всю неотектоническую стадию и, вероятно, лишь 2-5 раз меньше, чем установленные геодзические максимальные скорости современных вертикальных движений, варьирующих в пределах от 4-6 до 8 и даже 10-15 мм/год [6].

Этим было обусловлено, что в морфоструктурах горных сооружений произошли блоково-разломные деформации и воздымание стратиграфически одного и того же блока на разные гипсометрические уровни с различным тектоническим режимом.

Вопреки большому воздыманию морфоструктур горных сооружений, речная сеть и положение водоразделов не претерпели существенных изменений. Реки, прорезавшие морфоструктуры вкрест простираения, в основном вырабатывали глубокозаложенные антецедентные ущелья. Несмотря на интенсивную энергию глубинной эрозии, восходящие движения морфоструктур намного превосходили глубины врезания рек. Нередко неравномерное и разнонаправленное перемещение смежных блоков по живым разломам сопровождается грабеновидным опущением (компенсационное опускание), которое в дальнейшем было заполнено аллювиально-озерными и ледниковыми отложениями.

Такие многочисленные геоморфологические несоответствия установлены в долинах главных рек Кавказа: Терека, Баксан, Теберды, Аджарис-Цкали, Чорохи [6, 9, 10].

Неравномерное перемещение смежных блоково-разломных морфоструктур геоморфологически устанавливается также глубинами врезки рек и продольными профилями дна горных долин Кавказа. Часто глубины заложения долин в высокопрочных и устойчивых комплексах пород на порядок больше, чем сложенные неустойчивыми к эрозии горными породами. Это обстоятельство достоверно указывает на то, что между этими разноустойчивыми комплексами пород существуют живые разломы, хотя это часто геологически непосредственно не картируется.

Именно современная сейсмическая активность наиболее проявляется в зонах неоднородной скорости или разной направленности перемещения блоково-глыбовых морфоструктур горных сооружений Кавказа, которая со своей стороны сопровождается интенсивным развитием разрывных дислокаций и оползнево-гравитационных процессов. Хотя в некоторых разрезах молодых покровных отложений встречаются и неразрывные деформации. Именно такие деформации были зафиксированы в долине р. Терек на участке доюрского кристаллического фундамента Дарьяльской теснины, где в верхнеплейстоценовых плотносцементированных моренных отложениях, раздробленных молодыми разрывными нарушениями, встречается замещенная между ними двухметровая толща плотных песков, деформированная без разрыва (рис. 2).



Рис.2. Молодые тектонические деформации в долине р. Терек

Значительно сложным молодым тектоническим строением морфоструктур форм рельефа, перестройкой гидрографической сети и, что главное, новейшим складкообразованием и разрывными тектоническими нарушениями характеризуется Южно-Кавказская межгорная депрессия.

В Колхидском прогибе почти все молодые структуры погребены под мощными четвертичными отложениями и в облике современного рельефа почти не выражены. Дифференцированные движения и тектонические разрывы устанавливаются только лишь буровыми скважинами и геофизическим просвечиванием. Имеются редкие случаи, когда погребенные морфоструктуры под мощными аллювиально-морскими отложениями в зоне активного разлома выходят на поверхность в виде выступов. В пределах Колхидской аккумулятивной равнины к числу таких можно отнести окнообразный выступ верхнемеловых известняков и глинисто-песчаниковых пород олигоцен-миоцена на поверхность второй террасы левобережья р. Ингури на территории с. Рухи Зугдидского района. Установлено [11], что дифференцированные движения всех современных блоков восточной части Черноморской впадины происходят по разломам, унаследованным с голоцена. На участке Гудаутской банки буровыми скважинами вскрыты конгломераты понт-мэотиса на глубине 150 м, а эти же отложения в Пицундском прогибе находятся на глубине 28.5 м. тогда как расстояние между ними всего 5 км [12].

В противоположность Колхидской депрессии, в Куринской межгорной впадине почти все тектонические нарушения и геодинамические осложнения разнохарактерных морфоструктур, отражены в пластике современного рельефа. Молодые морфоструктуры Цив-Гомборского, Сагурамо-Яльнойского, Квернакского хребтов, Игэзтский, Окамский, Руйский гряды и другие, а также другие разнохарактерные дислокации являются надежными реперами для оценки темпов поднятий (до 900-2000 м абс. высоты) и характера тектонической активности в четвертичном периоде.

Кавказская область хотя и принадлежит к числу территорий с довольно высокой сейсмической активностью, однако, установление четкой взаимозависимости между ареалом проявления новейших тектонических движений, образованием блоковых морфоструктур, сейсмической активностью и, что главное, возникновением крупных сейсмогравитационных явлений, пока еще требует разносторонних исследований. Тем более, что эффективность сопоставления сейсмических явлений с особенностями тектонического строения и новейшей геологической истории Кавказа во многом обусловлена тем обстоятельством, что

подавляющая часть Кавказских землетрясений связана с очагами, лежащими на глубинах не более 20 км, в основном на глубинах 5-10 км [6].

Еще на примере Ташкентского 1966 г. [13], а позднее Тбилисского 2002 г. [14] землетрясений было показано, что нередко, когда очаг располагается близко к поверхности, землетрясение даже небольшой магнитуды может проявиться с большей, чем по расчетным данным, интенсивностью. Исходя из этого, следует полагать, что эффект мелкофокусных землетрясений в верхних структурных этажах наиболее сильно реагирует на процесс релаксации горных пород и развитие склоновых гравитационных явлений. Характерно, что релаксация горных пород и остаточные деформации происходят даже при слабых землетрясениях, в результате, которых подготавливаются условия для последующего интенсивного и широкого развития склоново-гравитационных процессов. В частности, в результате землетрясений с интенсивностью 4-5 баллов, происшедших в Аджарской акватории Чёрного моря на побережье образовалось множество оползней. Вследствие этого деформировалось и разрушилось более 400 жилых домов. Нет сомнения в том, что трагические события 2002 года в долине р. Генальдон (Северная Осетия), вызванные гляциально-ледовыми селевыми потоками в объеме до 100 млн. м³ (погибло более 130 чел.), произошли в результате обрушения ледника из Казбегского горного узла и были связаны с землетрясениями небольшой энергетической силы [15].

Существенным вкладом в исследование современной геодинамической обстановки является выявленная в вертикальных движениях морфоструктур разного типа и ранга Кавказа определенная краткопериодичная ритмичность в пределах в 1, 2-3, 5-7, 10-15, 20-25, 35-40, 50-60, 70-80, 100-120 лет [5]. Такую знакопеременную ритмичность горная система Кавказа в течение XX века испытала три раза: две фазы поднятий и одна фаза – преобладающих опусканий. При этом, периоды знакопеременных движений Большого и Малого Кавказа не совпадают во времени. Исследованиями установлено [5], что период резкой активизации сейсмичности ЮВ Кавказа приходится на фазу общих интенсивных поднятий (1950-1970 гг.).

С увеличением вертикальных движений увеличивается вероятность возникновения сейсмических явлений и, соответственно развитие склоново-гравитационных процессов.

Данный тезис практически подтвержден на Алма-Атинском геодинамическом полигоне, где наиболее высокие положительные вертикальные движения (до 60 мм/год) фиксируются перед большими землетрясениями [16].

Таким образом, морфологические и геодинамические исследования бесспорно подтверждают, что все сильные землетрясения Кавказа обусловлены знакопеременными движениями морфоструктурных блоков, помещенных в зонах новейших и омоложенных тектонических разломов, а крупные палео- и современные сейсмодислокации и склоново-гравитационные события непосредственно увязываются с сеймотектоническими зонами и большей частью сохраняют определенную синхронность.

Несмотря на то, что исследователи геоморфологии Кавказа в последнее время значительное место уделяют рассмотрению сейсмодислокационных и сейсмо-гравитационных явлений, основа изучения которых была заложена в 60-х годах прошлого столетия [17, 18, 19], до сих пор не раскрыты все тайны таких событий. При кажущемся изобилии информации в области морфодинамики и сеймотектоники Кавказа, они в значительной своей части противоречивы и недостаточны для обоснования зависимости между сейсмическими событиями и образованием крупных оползнево-гравитационных явлений. Единственная практическая возможность проверки теоретических моделей взаимозависимости этих двух крупных геодинамических событий, это проведение полевых комплексных геолого-геоморфологических исследований.

Результаты полевых исследований

Уровень сегодняшних знаний дает возможность только с определенной вероятностью установить, где и с какой силой могут возникнуть сильные землетрясения. Пока что, мы

бессильны предсказать их во времени, так как для достоверного научного обоснования прогноза места, силы и времени будущего землетрясения необходимо владеть детальной информацией о напряженном состоянии земной коры и ее механических свойствах. Вместе с тем, при этом почти не принимается во внимание существование на несколько порядков большего количества сопутствующих оползнево-гравитационных явлений и других признаков остаточных деформаций в эпицентральных зонах сильных землетрясений.

Исходя из сказанного, изучение сейсмогравитационных образований на должном уровне и установление ареалов их географического распространения даёт значительную информацию о степени сейсмической опасности тех территорий, на которых данные о землетрясениях до сих пор не имеются. Тем более, это необходимо для такого сложного региона, с точки зрения геодинамической обстановки, каким является Южный Кавказ и, в частности, территория Грузии.

Результаты обобщения существующих материалов и полевых геолого-геоморфологических и сеймотектонических исследований, проведенных в 2007 году на отдельных участках территории Грузии, а также выполненные в предыдущие годы исследования [9, 10, 20, 21] в Кавказско-Понтийском регионе, бесспорно показали, что все крупные оползни и обвалы, образованные в коренных породах, во внутренних частях склонов (т.н. "внутрисклоновые оползни") приурочены к тектонически ослабленным зонам и выведены из предельного равновесия сейсмическим эффектом.

Сейсмогенные оползнево-обвальные явления локализуются в зонах живущих тектонических нарушений разного порядка. Примером таких нарушений являются: главный региональный надвиг, разделяющий зону Главного хребта от Южной складчатой системы; Сурамско-Гокишурский и Чохатаурский надвиги, разделяющие Аджаро-Триалетскую складчатую горную систему и Молассовую зону погружения; Орхевский надвиг, разделяющий Восточно-Кавказскую складчатую систему и миоплиоценовые структуры. Нередко, в таких зонах коэффициент пораженности оползнево-гравитационными явлениями доходит до 0.5-0.7. Оползнево-гравитационные явления сейсмогенного характера приурочены также к краевым дислокациям, флексурным перегибам и морфоструктурным узлам с большой амплитудой вертикальных подвижек переменного знака, характеризующихся особо напряженными склонами и являющихся сейсмоактивными.

Сейсмогенные оползнево-гравитационные явления по времени их образования условно разделены на три категории: геологический период (т.е. плейстоцен), голоценово-исторический и современный (последние 300 лет).

На территории Грузии оползнево-обвальные явления, которые непосредственно связаны с землетрясениями, насчитываются не менее тысячи (рис. 3).

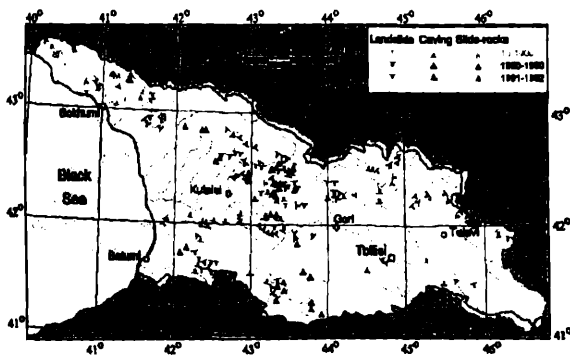


Рис. 3. Распределение сейсмогенных оползнево-обвальных явлений на территории Грузии

Как правило, такие явления крупные и грандиозные, с глубиной деформации склона от нескольких десятков метров до 100-250 м. К числу таких выдающихся сейсмо-гравитационных событий относятся: Бертаканский и Тмогвский, объемами более 50-190 млн. м³ (Южная Грузия; голоценово-исторический), Амткельский – 150 млн. м³ (бассейн р. Кодори, 1891 г.); Ричинский – в объеме 100 млн. м³ (бассейн р. Бзыпи, XVIII век); Лайлашский – 300 млн. м³ (бассейн р. Риони, голоцен-исторический); Квавилский и Барисахойский – в объеме, соответственно – 50-100 млн. м³ (бассейн р. Арагви – голоцен-исторический); Чельтский и Дуруджинский – с объемом 150-450 млн. м³ (восточная часть Большого Кавказа, приуроченные к Лагодехско-Закатальской сейсмогенной зоне – голоцен-исторический); Гомборский – площадью более 15 км², приурочен к Орхевскому надвигу (Гомборский хребет – верхний плейстоцен-современный); Гордский – объемом не менее 600 млн. м³, образован в верхнемеловых известняках в зоне Инчхури-Гведского разлома (нижнее течение долины р. Цхенискали - голоцен-современный, рис. 4).



Рис.4. Гордский сейсмогенный обвал-оползень голоценового возраста

Почхверский обвал с объемом более 1,0 км³ – образован в нижнем плейстоцене на северном склоне Рачинского хребта в зоне Почхверско-Хихатского разлома в верхнем течении долины р. Риони. Обвал перекрыл долину, и, в результате, на левой стороне реки, на протяжении примерно 15 км накопились аллювиальные отложения мощностью до 300 м. В 1896 году обвалившаяся масса меловых известняков из горы Кддебодзали (высота 2250 м) в объеме 150 млн. м³, перекрыла ущелье р. Кведрула (бассейн р. Риони) и создала постоянное озеро. В средней части долины р. Риони, между селами Орхи и Алпана, на правом склоне долины, в меловых известняках образовано три крупных обвала с объемами каждого по 40-120 млн. м³. Обвалами временно было перекрыто русло р. Риони. Время их образования голоцен-современный. Возникновение этих обвалов вероятно связано с землетрясениями.

Имеется множество примеров того, что воздействие сейсмических явлений на активизацию склоново-гравитационных факторов отражается двойственно. В первом случае землетрясение проявляется как "силовой" фактор и, обычно, является непосредственным поводом для мгновенного возникновения разрывных дислокаций, крупных и грандиозных обвалов, оползней, обрушений горных ледников, провалов и т.д., для которых не требуются характерные циклы и стадии подготовки развития процессов.

Как правило, такие сейсмогравитационные события, которые происходили как в прошлом, так и в настоящее время, являются наиболее опасными для населения и

инженерных объектов. В качестве примера можно привести трансформацию катастрофических гляциальных селей, возникших в Казбегском горном узле Центральной части Большого Кавказа в 1776, 1832, 1854, 1902, 1953 и 1962 гг. в результате неперемного воздействия сейсмических толчков.

Исторически под громадными обвалами погребены населенные пункты Наохреби, Цунда, Тмоги (1088 г., 1283 г., долина р. Куры), Азанта (1891 г., долина р. Амткели). При Рачинском землетрясениями 1991 г. полностью погребены под оползнево-обвальными образованиями селения: Хахисти (Сачхерский р-н), Чорды (Онский р-н), Белоти и Сацхениси (Цхинвальский р-н) и многие другие. Опасность сейсмогравитационных явлений усугубляется и тем, что они нередко перекрывают горные долины и реки, после прорыва образовавшихся озер формируются катастрофические наводнения и селевые потоки. Характерными представителями таких событий являются Чхалтинский обвал 1963 г. (бассейн р. Кодори), Клдисубанский 1972 г. (р. Рицеула, правый приток р. Риони), Ласкадурский 1975 г. (р. Ласкадура, правый приток р. Цхенисцкали), Келасурский 1978 г. (р. Келасури), Стирфазский 1963 г. (р. Большой Лиавхи), Гведский 1989 г. (р. Цхенисцкали), Цабланский 1989 г. (р. Схалта, правый приток р. Аджарисцкали).

Морфологический анализ крупных сейсмогравитационных явлений показывает, что после их возникновения некоторые из этих образований переходят в стабильное состояние на длительное время, а часть их находится в равновесном состоянии и заново приходит в движение во время новых землетрясений. На это указывают многочисленные ярусно расположенные ступени смещения (от 3 до 19), которые зафиксированы в зонах главного надвига Большого Кавказа в пределах сланцево-глинистой серии нижней Юры, Сурамо-Гокшурского и Чохатаурского надвигов, Аджаро-Триалетского складчатого и Орхевского надвигов, а также в зонах Рача-Лечхумских краевых дислокаций и Итхвиси-Ицкинского надвига [20]. Пять сейсмогенных оползневых блоков описаны в бассейне р. Сондосцкали (правый приток р. Арагви) в зоне Анаурского разлома. Из них самые древние отнесены к позднему голоцену, а последний связан с Барисахойским землетрясением 1992 г. В пределах Чиатурского плато, на левом склоне р. Буджа (территория с. Мелушети) в среднеюрских вулканогенно-теригенных отложениях и меловых известняках в зоне Мелушети-Рганского разлома развиты 4 сейсмогравитационных оползневых блока, из которых самый молодой связан с Рачинским землетрясением 1991 г.

Во втором случае эффект воздействия землетрясений работает как "возбуждающий" механизм для вывода гравитационноопасного склона из предельного равновесия, после чего достаточны даже небольшие дополнительные импульсы для массовой активизации оползнево-гравитационных процессов. Заслуживает внимания то обстоятельство, что после Рачинского и Барисахойского землетрясений (1991-1992 гг.), охвативших всю территорию Грузии и спровоцировавших в указанные годы более 20 000 оползнево-гравитационных образований, почти каждый год отмечается их активизация выше среднего фона.

Из всего многообразия сейсмогенных дислокаций особо следует указать на эффект локальных сейсмогенных разрывов в оползнеобразованиях, когда в результате сильных землетрясений на первично-устойчивых склонах, сложенных коренными породами образуются свежие, часто открытые поверхностные разрывы (трещины), по которым в дальнейшем происходят крупные смещения структурного типа. Множество таких сейсмогенных разрывов было зафиксировано после Рачинского и Барисахойского землетрясений. Длина таких разрывов колеблется в пределах 100-1500 м, а ширина от 10 до 100 см (рис. 5). Характерно, что во время Рачинского землетрясения в пределах



Рис.5. Сейсмогенный разлом в бассейне р. Ласкадура (Лентехский р-н), дающий начало возникновению оползня

Рачинского синклиория в майкопских отложениях (с. Бугеули, Амбролаурский р-н) было зафиксировано кратковременное излияние грязевой массы из раскрытой на поверхности сейсмогенной трещины в виде подобного "грязевого вулкана".

Крупные гравитационные явления возникают не только в плейстоценовых областях землетрясений, но их энергетический эффект распространяется также на значительное удаление, затрагивая даже дивергентные морфоструктуры. Именно, такого рода транзитные землетрясения вывели из состояния равновесия тектогенно-эрозионные склоны Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской горной системы. В частности, Спитакским землетрясением 1988 года спровоцирован в горной Аджарии Цабланский обвал (объем 20 млн. м³), под которым погребена значительная часть селения. Рачинское землетрясение 1991 г. и его афтершоки вызвали также активизацию оползней в с. Варджанули (Кобулетский р-н) в объеме порядка 30 млн. м³, а на территории с. Даниспараули (Хулойский р-н) образовался оползень глубиной захвата не менее 100 м и объемом более 90 млн. м³. При этом, с этого периода указанный оползневый склон находится в активной фазе (рис. 6, 7).



Рис.6. Даниспараулский оползень (Хулойский р-н), сформировавшийся в 1991г. после Рачинского землетрясения



Рис.7. Даниспараулский оползень (Хулойский р-н), сформировавшийся в 2007 г.

Считается, что с середины XX века фиксируется активизация нового цикла сейсмических явлений. Убедительным подтверждением этого служат 7-10 – балльные землетрясения: Гегечкорское (1957 г.), Мадатапское (1959 г.), Чхалтинское (1963 г.), Зангезурское (1968 г.), Дагестанское и Боржомское (1970 г.), Дманисское (1978 г.), Спитакское (1988 г.), Рачинское (1991 г.), Барисахойское (1992 г.) и Тбилиское (2002 г.). Вместе с этим значительно увеличено развитие сейсмогенных оползнево-гравитационных явлений. Поэтому, ведущие ученые: сейсмологи и геологи стран Южного Кавказа в 2000 году официально обратились к правительствам своих стран с призывом о необходимости улучшения системы нормативных документов и материально-технической базы с целью снижения риска землетрясений и сопутствующих опасных стихийных геологических процессов на национальном и региональном уровнях [22].

В 2007 году комплексные исследования проведены на особенно релевантных территориях Грузии с точки зрения тектонической сложности и сейсмогеодинамической особенности. Такими являются:

1. Куринский наложенный прогиб, который секут различные структуры Большого и Малого Кавказа, с широким развитием в осадочном чехле пологих надвигов и структур покровного типа [23].

2. Триаletский Хребет – важный отрезок Аджаро-Триаletской складчатой горной системы, характеризующийся очень напряженной тектоникой и развитием тектонического меланжа, покровов и типичных алпийских складок [23]. Центральная часть хребта приподнята по разломам и представляет собой горст-антиклиналь. В районе пер. Цхра-Цкаро хребет низким уступом отделяется от Южно-Грузинского вулканического нагорья; восточнее граница выражена крутым склоном, соответствующим региональному надвигу палеоценового флиша на вулканогенную свиту.

Морфологическая особенность хребта определяется тектоникой, литологическими условиями и эрозивно-гравитационными процессами. В западной части хребта расположен ряд внутригорных котловин (Цихидзирская, Бакурианская, Дгвари-Тадзирская и др.), имеющих сложный генезис и связанных лавовыми подпрудами, оползнями и эрозией. Его северный длинный склон в основном расчленен глубокими поперек пересекающими тектоническими складками ущелий правых притоков: р. Куры (Тисели, Дгвари, Чобисхеви, Боржомула, Гуджаретисцкали, Дзама, Тана, Тедзами, Кавтура и др.), борты которых часто осложнены денудационными седиментами и оползнево-гравитационными процессами.

В предгорной зоне склон осложнен разновысотными ступенями террас р. Куры (до 5 ступеней), хотя их порядковая последовательность нарушена молодыми тектоническими деформациями и оползневными процессами.

3. Ахалцихская широтно ориентированная межгорная депрессия-тектонически входит в Аджаро-Триалетскую складчатую систему и, одновременно, является тектонически преобразованной частью Южно-Грузинского вулканического нагорья. Ее трехступенчатая морфологическая особенность прежде всего обусловлена сложным тектоническим строением, весьма различной устойчивостью горных пород и их тектонической раздробленностью, а в моделировке основных форм рельефа главную роль сыграли эрозионно-денудационные и оползнево-гравитационные процессы на субстрате самого различного литологического состава, а отчасти деятельность четвертичного оледенения.

В результате проведенных исследований, на вышеотмеченных территориях выявлены до того неизвестные, совершенно молодые тектонические деформации как в террасовых отложениях, так и в породах коренной основы и, связанные с ними сейсмогенные оползнево-гравитационные образования, а в пределах Верхнекуринской межгорной депрессии – палеографические реконструкции рек и образованные на значительной площади мощные озерно-аллювиальные отложения, вызванные современными тектоническими движениями.

Литература

1. Сагателян А.К. Повышение степени риска в свете парагенетических связей стихийных явлений. В сб. тр. "Стихийные природные процессы: географические, экологические и экономические аспекты", Москва, 2002, с. 153-159.
2. Валесян Л.А. Экологические и социально-экономические аспекты стихийных бедствий на территории Армении. В сб. тр. "Стихийные природные процессы: географические, экологические и экономические аспекты", Москва, 2002, с. 190-197.
3. Будагов Б.А., Бабаханов Н. Природные разрушительные явления и их экономические последствия (на примере Азербайджана). В сб. тр. "Стихийные природные процессы: географические, экологические и экономические аспекты", Москва, 2002, с. 168-177.
4. ადამიანის, ატმოსფეროს, ჰიდროსფერისა და გეოტექტონიკის, თბილისი, 2000, 283 გვ.
5. Лилиенберг Д.А. Закономерности и механизмы современной геодинамики мезофосфорструктур Крыма, Кавказа и Каспия. В кн.: "Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья". Материалы международного совещания. Краснодар, 2001, с. 45-77.
6. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. "Недра", Москва, 1968, с. 480.
7. Цагарели А.Л. Четвертичная тектоника Грузии. Сб. "Вопросы геологии Грузии", XXII сессия МГК, Москва, 1964.
8. Николаев Н.И. Неотектоника и ее выражение в структуре рельефа территории СССР. "Недра", Москва, 1962, 372 с.
9. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. "Мецниереба", Тбилиси, 1965, 582 с. .
10. Церетели Э.Д. Природно-катастрофические явления и проблема устойчивого развития Грузии и приграничных территорий. ТГУ, Тбилиси, с. 109.
11. Рихтер В.Г. Методы изучения современной тектоники морского дна. "Недра", Москва, 1965, 243 с.
12. Джанджгава К.Н. Инженерная геология шельфовой зоны и побережья Черного моря в пределах Кавказа. "Мецниереба", Тбилиси, 1979, 258 с.
13. Хачапуридзе Я.Ф. Инженерная геология Черного моря и охрана природы. "Мецниереба", Тбилиси, 1990, 250 с.
14. Varazanashvili O., Tsereteli N. 2006. Tbilisi Earthquake on April 25, 2002: Results of Instrumental and Macroseismic Investigations. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences vol. 174(1), pp. 72-74.
15. Одетов О.А. Землетрясения. "Науки о земле", №1, Москва, с. 46.

16. Предупреждение опасных ситуации в высокогорных районах. Доклады международной конференции. Владикавказ-Москва. 23-26 июня 2004 г., с. 41-50, 80-86, 98-106.
17. Щего А.И., Круподелов В.С. Факторы формирования и развития оползней и селей. В кн.: "Оползни и сели". т. 1, ГКНТ, Москва, 1984, с. 16-50.
18. Солоненко В.П. Землетрясение и рельеф. Журн. "Геоморфология", №4, 1973, с. 3-13.
19. Солоненко В.П., Хромовских В.С. Мощные землетрясения Большого Кавказа. Журн. "Природа". №6, 1974, с. 34-47.
20. Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов С.М. Палеосейсмология Большого Кавказа. "Наука", Москва, 1979, 188 с.
21. Tsereteli E.D., Varazashvili L.I.. Character of seismicity in the development of slope gravitational processes in the Caucasus. Geol. c. idrogeol. Italy. ISSN 0435-3870, 1986, 21, N2; pp. 57-63.
22. Bondirev I.P. Tavartkiladze A.M., Tsereteli E.D., Geography of Catastrophes and risk-in area of humid subtropics the Caucasian-Pontides region. Tbilisi, 2007, 357 p.
23. Адамия Ш.А., Габуня Г.А., Кутелия О.Д., Хуцишвили О.Д., Цимакуридзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа. Сб. науч. тр: "Геодинамика Кавказа"; "Недра", Москва, 1989, с. 3-15.

**მსხვილი მეწვერულ-გრავიტაციული მოვლენები, როგორც ძლიერი მი-
წისძვრების შესაძლო წარმოშობის არეების დამადასტურებელი
ფენომენი (სამხრეთ კავკასიის მაგალითზე)**

ე. წერეთელი, თ. ჭელიძე, შ. ადამია, ო. ვარაზანაშვილი, ნ. წერეთელი

რეზიუმე

ნაშრომში წარმოდგენილია საქართველოს ტერიტორიის ცალკეული მონაკვეთებისათვის არსებული მასალების განზოგადოებისა და ხაველე გეოლოგიურ-გეომორფოლოგიური და სეისმოტექტონიკური გამოკვლევების რეზულტატები. ამ გამოკვლევების შედეგად გამოვლენილ იქნა აქამდე უცნობი სრულიად ახალგაზრდა ტექტონიკური დეფორმაციები, როგორც ტერასულ დანალექ, ასევე ძირითად კლდეან ქანებში და მათთან დაკავშირებული სეისმოგენური მეწვერულ-გრავიტაციული წარმონაქმნები.

**Крупные оползнево-гравитационные явления, как подтверждающий
феномен ареала возможного возникновения сильных землетрясений
(на примере Южного Кавказа)**

Э. Д. Церетели, Т. Л. Челидзе, Ш. А. Адамия, О. Ш. Варазанашвили, Н. С. Церетели

Реферат

В работе представлены результаты обобщения существующих материалов и полевых геолого-геоморфологических и сейсмотектонических исследований на отдельных участках территории Грузии. В результате этих исследований выявлены до того неизвестные,

совершенно молодые тектонические деформации, как в террасовых отложениях, так и в породах коренной основы и, связанные с ними сейсмогенные оползнево-гравитационные образования.

**The Large Landslide-Gravitational Events, as an Affirmative Phenomenon of
an Area of Possible Occurrence of Strong Earthquakes
(by Example of Southern Caucasus)**

E. Tsereteli, T. Chelidze, Sh. Adamia, O. Varazanashvili, N. Tsereteli

Abstract

In work results of generalisation of existing materials and field geologic-geomorphological and seismotectonic researches on separate sites of territory of Georgia are presented. As a result of these researches absolutely new tectonic deformations still unknown, both in terraced sediment as well as in rock and the seismogene landslide-gravitational formations connected with them are revealed.

Нормальное распространение волн Релея и Стоули через щель

გეგჩორი ტ. შ., გოცირიძე ვ. ლ., გოგუაძე ნ. ტ., დზოცენიძე გ. გ., დჯებირაშვილი ტ. ვ.

Институт геофизики им. М. Нодиа,

Алексидзе 1.0193 Тбилиси, Грузия

Исследования проводились на двумерной модели из листов алюминия и оргстекла. В листах этих материалов толщиной 2 мм и размерами 2,5 м×1,7 м от ребра прорезалась щель с последовательно меняемой в экспериментах глубиной – 8, 10, 15, 20 см. В таблице 1 приведены параметры модельных материалов.

Таблица 1

Материал	V_p км/с	V_R км/с	λ_R мм	τ мкс
Алюминий	5,6	2,84	100	18
Оргстекло	2,3	1,25	30	24

Как следует из отношения толщины модели к используемым длинам волн соблюдались условия двумерного моделирования //1/. При фиксированном источнике, приемник ультразвука первоначально располагался за щелью глубиной 8 см. На рис. 1 приведен пример с фиксируемыми в этом эксперименте проходящими волнами Релея. На осциллограммах (рис. 1) видна обменная волна RP в первых вступлениях, возбуждаемая на вершине щели. Вслед за проходящей волной Релея наблюдается следующее за ней вступление, которое можно назвать "фазой задержки" Rx.

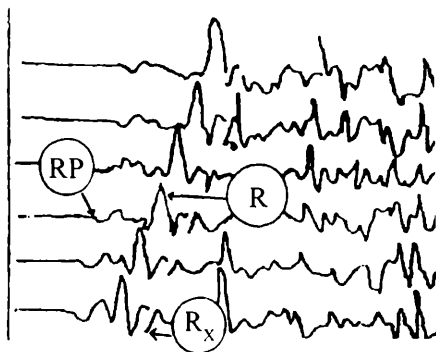


Рис. 1. Осциллограммы с проходящими волнами Релея

На рис. 2 приведены соответствующие осциллограммы проходящей волны Релея и последующей “фазы задержки”. Годографы этих волн оказались параллельны друг другу.

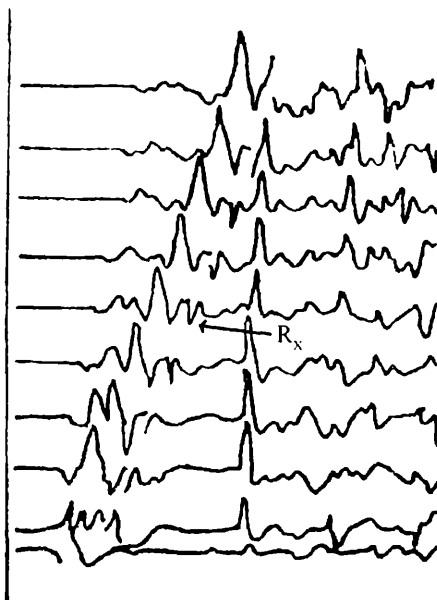


Рис. 2. Осциллограммы с проходящими волнами Релея и “фазы задержки R_x ” на модели из алюминия

Для идентификации "фазы задержки" были проведены дополнительные эксперименты. В одном из них источник и приемник синхронно, с одинаковым шагом удалялись от щели. Оказалось, что при этом разность во времени прихода между проходящей волной Релея и последующим вступлением R_x оставалась неизменной (рис.2). На рис. 3 и рис. 4 показаны формы импульсов проходящей волны Релея и фазы R_x . При рассмотрении осциллограмм видно, что видимый период волны R_x меньше, чем у проходящей волны.

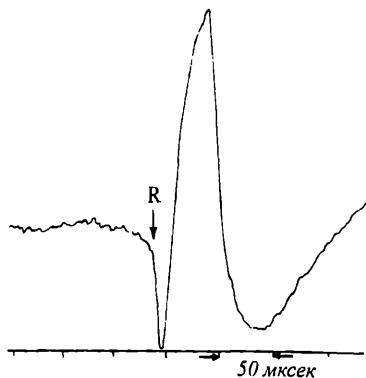


Рис. 3. Импульс прямой волны Релея на модели из алюминия

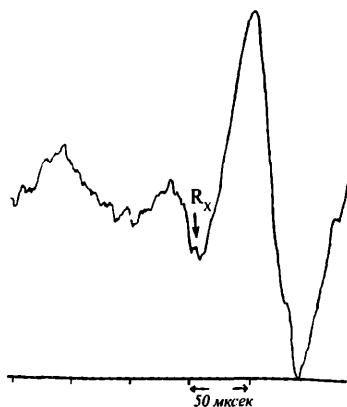


Рис. 4. Форма импульса волны R_x

Из свойств волны Релея [2], как волны, смещение в которой закономерно меняется с удалением вглубь от свободной поверхности полупространства и волны, распространяющейся вдоль свободной поверхности, а также из физических соображений можно заключить, что щель в полупространстве должна производить фильтрацию-отрезать определенные частоты в проходящей волне. Следовательно, можно предположить, что фиксируемое вслед за проходящей волной Релея вступление R_x должно быть поверхностной волной обтекающей щель вдоль ее берегов.

На рис. 5 приводятся нормированные к одному амплитудному уровню спектры прямой и проходящей волны Релея, зафиксированной за щелью. Видно, что в спектре проходящей волны имеется дополнительный, высокочастотный максимум, который должен соответствовать "фазе задержки" R_x . Для окончательного выявления природы этого вступления щель постепенно заглублялась на 10, 15 и 20 см. Оказалось, что разность во времени прихода проходящей волны и "фазе задержки" увеличивается в соответствии с увеличением пути пробега вдоль берегов щели. Одновременно с заглублением щели изменялся спектр проходящей волны. Наилучшим образом обе волны прослеживались начиная с глубины щели $0,5\lambda_R$. Таким образом наблюдающееся за проходящей волной Релея вступление R_x является отсекаемой по импульсу проходящей волны высокочастотной волной Релея, распространяющейся по берегам щели, и по времени ее прихода можно определить глубину щели.

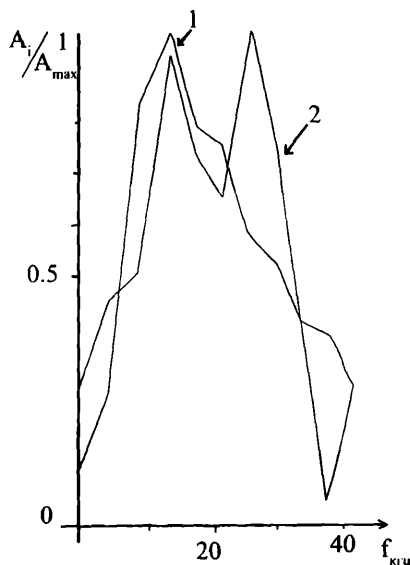


Рис. 5. Спектры прямой и проходящей волн Релея

Мы не смогли качественно оценить зависимость амплитуды вторичной релеевской волны R_x от глубины выреза щели. Эту трудность, по-видимому можно объяснить тем

обстоятельством, что на амплитуду вторичной релеевской волны действует несколько конкурирующих факторов /3/. Как показано в работе /3/, чем больше глубина щели, тем большая часть энергии падающей волны концентрируется у оконечности щели, т. е. тем мощнее вторичный источник. Однако, чем глубже щель, тем на более дальнем расстоянии от поверхности оказывается источник колебаний. К тому же амплитуда вторичной релеевской волны R_x экспоненциально уменьшается с увеличением глубины источника.

Аналогичный эксперимент был проведен для волн Стоули /4/. С этой целью вышеуказанные модели погружались в бак с водой. Источник и приемник как и прежде располагались на поверхности алюминия или оргстекла. Как известно в этом случае, вдоль контакта воды и материала модели будет распространяться волна Стоули, если длины волн меньше мощности слоя воды. Идентификация волн Стоули проводилась по скорости ее распространения, которая рассчитывается по известной формуле:

$$\left(\frac{2\beta^2}{c^2} - 1\right)^2 = 4 \left(\frac{\beta^2}{c^2}\right) \sqrt{\left(\frac{\beta^2}{c^2} - \frac{\beta^2}{\alpha_0^2}\right)} \sqrt{\left(\frac{\beta^2}{c^2} - 1\right)} + \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right) \sqrt{\left(\frac{\beta^2}{c^2} - \frac{\beta^2}{\alpha_0^2}\right)} \sqrt{\left(\frac{\beta^2}{c^2} - \frac{\beta^2}{\alpha^2}\right)} = 0,$$

где c - скорости волн Стоули; α, β - скорости продольных и поперечных волн в материале модели, соответственно; ρ_0/ρ - отношение плотностей материалов модели и воды; α_0 - скорость продольных волн в воде.

При прохождении волной Стоули трещины, глубина которой сравнима или больше длины волны, также наблюдалось явление расщепления импульса падающей волны на две составляющие - низкочастотную и высокочастотную. Последняя вступает с задержкой, равной времени распространения ее вдоль берегов трещин. Для подтверждения природы задержанного импульса были повторены те же эксперименты, что и с волнами Релея. Таким образом, можно сделать вывод о целесообразности и практической пользе применения поверхностных волн для определения глубины залегания трещин.

Литერატურა

1. Ивакин Б. Н. - Методы моделирования сейсмических волновых явлений, Москва. "Наука", 1969, 284 с.
2. Саваренский Е. Ф. - Сейсмические волны, Москва: Недра, 1972, 292 с.
3. Гузь Н. С. - Влияние ориентации краевой трещины на прохождение поверхностных волн, ПМТФ, 1973, №5, с. 155-158.
4. Stoneley R. The effect of the ocean on Rayleigh waves. Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys., 1, 1926, pp. 13-21.

ხერეღში რეღეისა და სტენლის ტაღღების ნორმაღური გავრცეღება

გეგეჭკორი თ., გოცირიბე გ., გოგუაბე ნ., ძოწენიბე გ., ჯებირაშვილი თ.

რეზიუმე

ორგანზომიღებიანი უღტრაბგერიტი სეისმური მოღღერიღების საშუაღებით შესწავლიღია რეღეის ტაღღების გავრცეღება ჰორიზონტაღურ არაერთგვაროვან გარემოში. არაერთგვაროვნება წარმოადგენდა ევრტიკაღურ, სასრული ზომების ნაპარღს, რომელიც გატრიღი იყო ნახევარსიევის თავისუფალი სეღაპირიღან.

რელის ტალღა ეცემა ნაპრალს, მიეება ნაპრალის ნაპირებს და ფიქსირდება ნაპრალის მეორე მხარეს განლაგებულ პიესომომლების საშუალებით, პიესომომლების მიერ რეგისტრირებულია ოსცილოგრამებზე. პირდაპირ ტალღის გარდა, დაიკვირვება მოგვიანებით შემოსული, ე.წ. "დაყოვნების ფაზა" - Rx. სპეციალური ექსპერიმენტების საშუალებით დამტკიცებულია, რომ ტალღა Rx, წარმოიქმნება ნაპრალის დაბოლოებაზე. ამ ტალღის გარბენის დრო იძლევა საშუალებას, რათა გამოთვლილი იქნეს ნაპრალის სიგრძე. ექსპერიმენტი გამორეებულია სტონლის ტალღების შემთხვევაში. მისანშეწონილად მიმანია ეს ნაშრომი გამოქვეყნდეს საქართველოს გეოფიზიკური სასოციალოების უნივერსიტეტში.

Нормальное распространение волн Релея и Стоули через щель

Гегечкори Т.Ш., Гоциридзе В.Л., Гогуадзе Н.Т., Дзотенидзе Г.Г., Джебирашвили Т.В.

Реферат

На двумерной модели со щелью, прорезанной от свободной поверхности модели, методом ультразвукового сейсмо моделирования, исследовано прохождение волн Релея через эту латеральную неоднородность при расположении приемника за щелью. Зарегистрирована волна, вступающая после проходящей волны Релея, т. н. "фаза задержки" - Rx. Исследованы спектры и волновая картина в обеих проходящих волнах, проведены эксперименты с заглублением щели. Доказано, что "фаза задержки" Rx – это волна, изучаемая оконечностью щели и по ее времени задержки можно определить глубину щели. Впервые в сейсмологической практике эти же эксперименты проведены для волн Стоули. Для получения волн Стоули модели со щелью погружались в воду.

In the gale of Reyleigh and Stoneley waves normal sprlading

Gegechkory T., Gotsiridze V., Gogvadze N., Dztocenidze G., Djebirashvili T.

Abstract

On two-dimensional model with slit, cut trough free model surface by method of supersonic seismomodeling passing of Rayleigh waves through this lateral heterogeneity was investigated when receiver was located behind the slit. Appeared after passing Rayleigh waves, so called "phase delay" - Rx wave was registered. Spectrums and wave pattern in two passing waves were investigated, experiments of slit penetration were carried out. It was established, that "phase delay" Rx – is the wave. studied by slit boundary, and depth of slit can be defined by time delay. For the first time in seismological practice these experiments were carried out for the Stoneley waves. The models were plunged into water to get Stoneley type waves with slit.

ОБ ОДНОМ СПОСОБЕ НАКОПЛЕНИЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПРИ ЕЕ РЕШЕНИИ МЕТОДОМ НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ

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

Центр сейсмического мониторинга, 0177, Тбилиси, ул. Нуцубидзе, 77, E-mail: smc@seismo.ge

Сейсмическая томография представляет собой достаточно усовершенствованный математический инструмент для изучения и уточнения строения Земли. Одним из ключевых этапов, при решении обратных задач сейсмологии, является вопрос сбора, накопления и решения томографических систем. Данная статья посвящается решению именно этого вопроса. Для этого, рассматриваемый регион разбиваем на блоки, которые представляют собой параллелепипеды, не обязательно прямоугольные. Не ограничивая общности, полагаем, что весь регион состоит из трех слоев, каждый из которых содержит сто элементарных параллелепипедов, десять по горизонтали и десять по вертикали т.о. всего триста блоков. Введем двойную индексацию. Блок (i, j, k) означает, что этот блок находится в i -том слое (первый слой самый верхний), его номер по горизонтали j и номер по вертикали k . С другой стороны, проведем сплошную нумерацию блоков от 1 до 300, формула перехода от одной нумерации к другой следующая: $n = (i-1)*100 + (j-1)*10 + k$, где n обозначает сплошной номер. Например: блок (2,5,7) имеет порядковый номер $(2-1)*100+(5-1)*10+7=147$ и, наоборот блок с номером 268 имеет координаты (3,7,8). Следует заметить, что если бы число разбиений по горизонтали было бы p , а по вертикали q , то $n = (i-1)*p*q + (j-1)*p + k$, то обратный переход осуществляется по следующим формулам:

$$i = \left[\frac{n}{p*q} \right] + 1, \quad j = \left[\frac{n - (i-1)*p}{p} \right] + 1, \quad k = n - (i-1)*p*q - (j-1)p,$$

где квадратные скобки от числа обозначают целую часть этого числа.

Обозначим через a_{ik} длину траектории луча в блоке с координатами (i, j, k) , а через b_n эту же величину в том же блоке при сплошной нумерации, тогда, для описания первой волны, с одной стороны, имеем набор траекторий лучей, описываемый трехмерной матрицей $A = \{a_{ik}\}$, где $i=1...3$, $j=1...10$, $k=1...10$, и с другой стороны, матрицей строкой $b_1 = (b_1, b_{12}...b_{1300})$.

Пусть m -волн зафиксированы для данного региона, тогда томографическая система уравнений будет иметь вид:

$$BX = T \quad (1)$$

где $B = \begin{pmatrix} b_{11}b_{12}...b_{1300} \\ b_{21}b_{22}...b_{2300} \\ \dots \\ b_{m1}b_{m2}...b_{m300} \end{pmatrix}$, a $X = \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \dots \\ x_{300} \end{pmatrix}$ матрица столбец, состоящая из приращений x

замедленностям (величинам обратным к скоростям) в соответствующих блоках и $T = \begin{pmatrix} t_1 \\ t_2 \\ \vdots \\ t_m \end{pmatrix}$

невязки времен прихода волн на соответствующие станции. Система линейных алгебраических уравнений (1) переопределена, т. к. количество уравнений значительно больше количества неизвестных, следовательно, вообще говоря может не иметь единственного решения, поэтому будем искать решение наиболее удовлетворяющее системе (1), т. е. методом наименьших квадратов (МНК). Как известно, в этом случае вместо системы (1) решается система:

$$B^T B X = B^T T \quad (2)$$

где B^T обозначает транспонированную матрицу к B . Матрица системы (2) - $B^T B$ является квадратной и симметричной. По мере возникновения новых землетрясений, число уравнений в системе (1) увеличивается, и, следовательно, меняется система (2). Мы предлагаем метод, который позволяет, используя систему (2), непосредственно получить новую систему без учета всей системы (1).

Действительно, пусть поступило новое вступление волны, т. е. к системе (1) прибавится новое уравнение:

$$b_{m+11}x_1 + b_{m+12}x_2 + \dots + b_{m+1300}x_{300} = t_{m+1},$$

что означает, что вместо системы (1) имеем следующую:

$$\begin{pmatrix} B \\ \bar{B} \end{pmatrix} X = \begin{pmatrix} T \\ t_{m+1} \end{pmatrix} \quad (3)$$

где $\bar{B} = (b_{m+11} b_{m+12} \dots b_{m+1300})$ - матрица строка. Применяя к этой системе метод наименьших

квадратов, получаем систему:

$$\begin{pmatrix} B \\ \bar{B} \end{pmatrix}^T * \begin{pmatrix} B \\ \bar{B} \end{pmatrix} * X = \begin{pmatrix} B \\ \bar{B} \end{pmatrix}^T * \begin{pmatrix} T \\ t_{m+1} \end{pmatrix} \quad \text{или} \quad (B^T \bar{B}^T) * \begin{pmatrix} B \\ \bar{B} \end{pmatrix} * X = (B^T \bar{B}^T) * \begin{pmatrix} T \\ t_{m+1} \end{pmatrix} \quad \text{и, окончательно}$$

$(B^T B + \bar{B}^T \bar{B}) * X = B^T T + \bar{B}^T t_{m+1}$, что показывает, что к элементам матрицы $B^T B$ прибавляются элементы, зависящие только от элементов матрицы \bar{B} , а именно:

$$\bar{B}^T \bar{B} = \begin{pmatrix} b_{m+11}^2 & b_{m+11}b_{m+12} & b_{m+11}b_{m+13} & \dots & b_{m+11}b_{m+1300} \\ b_{m+12}b_{m+11} & b_{m+12}^2 & b_{m+12}b_{m+13} & \dots & b_{m+12}b_{m+1300} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{m+1300}b_{m+11} & b_{m+1300}b_{m+12} & b_{m+1300}b_{m+13} & \dots & b_{m+1300}^2 \end{pmatrix} \quad \text{и к правым частям}$$

прибавляются величины, не зависящие от элементов матрицы системы (2), действительно:

$$\bar{B}^T t_{m+1} = \begin{pmatrix} b_{m+11}t_{m+1} \\ b_{m+12}t_{m+1} \\ \dots \\ b_{m+1300}t_{m+1} \end{pmatrix}$$

Эта методика была апробирована на некоторых модельных и практических задачах, результаты которых мы приводим ниже.

Нам заранее не известны скорости распределения волн в узловых точках заданной сетки. Нам известны лишь расположение источников и приемников и соответствующие времена пробега луча по пути «источник-приемник». Задача состоит в нахождении такого распределения скоростей в узлах сетки, которое наилучшим образом удовлетворяет данную кинематическую картину распределения времен пробега.

Данная задача была решена вначале, для некоторых модельных задач с различными неоднородностями, где символы + являются источниками, а ▲ приемниками. Для томографических реконструкций была применена следующая методология:

Для заданного распределения скоростей в исследуемой области и заданных положений источник-приемник были рассчитаны все лучевые траектории с минимальными временами пробега.

Затем проводилось прямолинейное томографическое обращение, позволившее из данных о временах пробега вновь получить распределение скоростей, которое можно сравнить первоначально заданным.

Схема расположения источник-приемник показана на рис.1 и рис.2 каждая из 400 пар источник-приемник соединена прямой линией. Два примера реконструкций, сделанных с использованием синтетических данных, приведены в таб.1 и таб.2. Исходное значение скоростей в блоках предполагалось 5км/с. Затем были введены низкоскоростные полосы, изображающие неоднородности и имеющие скорости 4,5км/с.

Разумеется, полученные реконструкции несовершенны, так как не учтена кривизна лучей, а на практике, обычно, недостаточно полное покрытие области лучами ведет к некоторому ухудшению разрешающей способности. Отметим, что несколько выделенных областей со скоростями более 5км/с – это типичные артефакты, связанные с пренебрежением кривизной лучей. Поэтому, некоторые низкоскоростные зоны картируются не очень отчетливо. Тем не менее основные особенности успешно восстанавливаются.

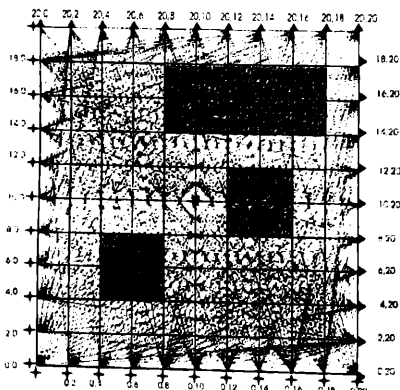


Рис.1

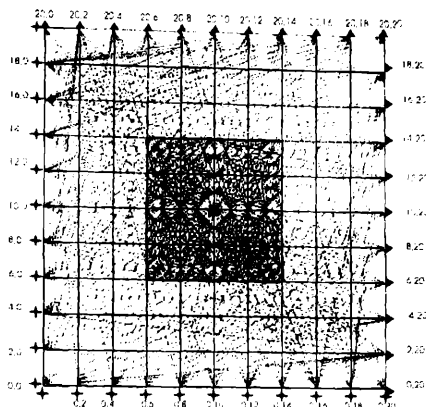


Рис.2

В качестве неоднородностей была заложена низкоскоростная область (тёмный фон) табл.1

Табл. 1

5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0

Решая прямую задачу, мы рассчитали времена пробега для всех комбинаций источник-приемник. Приняв полученную кинематическую картину (распределение времён пробега волн) за исходную информацию, была решена обратная задача сейсмической томографии - восстановление исходных скоростей волн. Анализ полученных результатов показывает, что скорости восстановлены довольно с большой точностью табл.2.

Табл. 2

5.1	5.0	5.0	5.1	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
4.9	4.9	5.1	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9	4.9
5.0	5.1	5.0	5.0	5.1	5.1	5.1	5.1	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	4.5	4.5	4.5	4.5	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0

Имея в виду, что шаг разбиения 2км., и в перспективе можно рассмотреть более детальную параметризацию среды, можно заключить, что рассмотренный алгоритм и компьютерная программа могут быть применены для решения широкого круга практических задач геологии. Она может быть

полезна для практиков геологов при поиске полезных ископаемых, а также для мониторинга геологической среды оснований крупных гидротехнических сооружений.

Рассматриваемый алгоритм и научно-методический пакет программ были использованы для изучения и мониторинга крупного гидроэнергетического сооружения Ингури-ГЭС.

Нами были произведены экспериментальные сейсмические наблюдения для массива скального основания арочной плотины Ингури-ГЭС. Источники и приемники были расположены во втором горизонте правого берега реки Ингури.

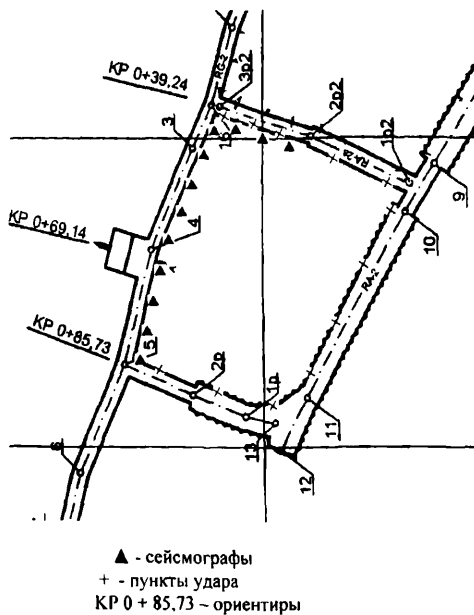


Рис.5 Система мониторинга сейсмических наблюдений на участке штольн RA-2 и RG-2

Геофизические исследования массива пород на Ингуриской плотине выполнялись по методу многоточечного сейсмического просвечивания целиков между различными горными выработками в основании сооружения. Возбуждение упругих волн производилось ударами 12кг. молота. Пункты удара находились на расстоянии 10м., а пункты удара были расположены на расстоянии 5м.

Учитывая недостаточно полное покрытие исследуемой области лучами, были получены достаточно удовлетворительные результаты.

Литература

1. Nolet G 1987, Seismic tomography. With applications in global seismology and exploration geophysics, Edited by Guust Nolet, Department of theoretical geophysics, Utrecht University, The Netherlands.
2. Dzievonski A.M., Hanger B.H. and O'Connel R.J., 1977, Large-scale heterogeneities in the lower mantle J. Geophys. Res., 82, 239-255.
3. Aki K., Christoffersen A. and Husebye E. S., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, J. Geophys. Res., 82, 277-296.
4. Aki K., Lee W.H.K., 1976, Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrivals from local earthquakes. I. A homogeneous initial model. J. Geophys. Res., 81,3481-4399.
5. Amanatashvili I. T., Meskhia V, Sh., etc., 2005. Determination 2D modeling problem of seismic

tomography< ISSN 1512-1127, Journal of the Georgian geophysical society, Issue A. Physics of solid Earth, pp.83-86, VOL.,10A.

6. Хелгасон С. Преобразование Радона. -М: Мир, 1983. С. - 152.

7. Савич А.И., Гигиберия М.Г. и др. Геофизический мониторинг основания арочной плотины Ингури ГЭС. Гидро-техническое строительство. 11, 2005.

9. Месхия В.Ш., Аманаташвили Я.Т., Мумладзе Т.М. О применимости одного метода моделирования траектории луча в 3-D сейсмической томографии// Информационные технологии моделирования и управления. Воронеж, 4(47), 2008. - С. 398-404.

10. Месхия В.Ш., Аманаташвили Я.Т., Гигиберия М.Г., Кобулашвили Д.Д., Гиоргашвили Г. Б. Применение методов сейсмической томографии для изучения и мониторинга крупных гидротехнических сооружений// Информационные технологии моделирования и управления Воронеж, 4(47), 2008 . С. 468-475.

ტომოგრაფიულ განტოლებათა სისტემის დაგროვების ერთი ხერხის შესახებ უმცირეს კვადრატთა მეთოდის გამოყენების დროს

მესხია ვ. შ., ამანათაშვილი ი. ტ., საყვარელიძე ე. ა.

რეზიუმე

სტატიაში, ავტორების მიერ შემოთავაზებულია ტომოგრაფიულ განტოლებათა სისტემის ავტომატური დაგროვების ერთერთი ხერხი, სეისმიკის შებრუნებული ამოცანების ამოხსნისას უმცირეს კვადრატთა მეთოდის გამოყენებით. მეთოდიკა გამოყენებული იქნა ზოგირთი მოდელური ამოცანის და ენგურის თაღოვანი კაშხალის მარცხენა სანაპიროს მეორე ჰორიზონტისათვის.

ОБ ОДНОМ СПОСОБЕ НАКОПЛЕНИЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПРИ ЕЕ РЕШЕНИИ МЕТОДОМ НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ

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

Реферат

В статье предлагается способ автоматического накопления томографической системы уравнений с использованием метода наименьших квадратов при решении обратных задач сейсмоки. Метод опробован на некоторых модельных задачах и для второго горизонта правого берега арочной плотины Энгури ГЭС.

ABOUT ONE METHOD TO FULL FILL TOMOGRAPHIC SYSTEM FOR SOLVING IT BY THE LEAST SQUARE METHOD

Meskhia V. Sh., Amanatashvili I.T., Sakvarelidze E.A.

Abstract

The technique of automatic accumulation tomographic systems of the equations by help of method of the least squares is offered during the solving of inverse problems of seismicity. The method is tested on some modeling problems and for the second horizon of the right coast of arch dam Enguri hydroelectric power station.

ОДИН ПРИЗНАК ЕДИНСТВЕННОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ТЕОРИИ ПОТЕНЦИАЛА

Капанაძე დ. ვ.

Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1.
 E-mail: geoi@ig-geophysics.ge

Решение обратной задачи теории потенциала имеет большое теоретическое и практическое значение. Практическая важность обратных задач настолько значительна, что они оказались среди актуальных задач современного математического анализа.

Впервые единственность её решения в классе звездных областей постоянной плотности была доказана П. С. Новиковым [1], результаты которого расширены в работах [2-7].

В этой статье доказывается единственность решения обратной задачи для односвязных кусочно-гладких областей, если на внешней границе $\partial\Omega_\infty (\Omega = \Omega_1 \cup \Omega_2)$ существует гладкая точка пересечения кривых $\partial\Omega_1$ и $\partial\Omega_2$. Предполагается, что гладкие части границы области принадлежит классу $C^{(2,\alpha)}$ $0 < \alpha \leq 1$, а плотность $\mu = const$. В конце заметки даётся метод доказательства полученных результатов в случае плотности $\mu \in C^1(\bar{\Omega}_1 \cup \bar{\Omega}_2)$, $\mu(x) > 0$ $x \in \bar{\Omega}$, которая не зависит от одной из переменных. Определим объёмные потенциалы и потенциалы простого слоя для ограниченной кусочно-гладкой области Ω

$$V^k(x) = \int_{\Omega} \Gamma(x, y) g(y) dy, \quad U^\psi(x) = \int_{\partial\Omega} \Gamma(x, y) \psi(y) ds,$$

где $\partial\Omega$ - граница области Ω , $g \in L_1(\Omega)$, $\psi \in L_1(\partial\Omega)$,

$$\Gamma(x, y) = \begin{cases} \ln \frac{1}{|x-y|} & n=2 \\ \frac{1}{|x-y|} & n=3 \end{cases}$$

Через Ω_∞ обозначается связная компонента дополнения $R^2 - \bar{\Omega}$ (или $R^3 - \bar{\Omega}$), которая содержит бесконечно удалённую точку ($\infty \in \Omega_\infty$). Через ν_x обозначается внешняя нормаль в гладкой точке $x \in \partial\Omega$, (ν_x, \hat{x}_2) - угол между ν_x и оси ox_2 , - \emptyset пустое множество, C_i $i = 1, 2, \dots$ - положительные постоянные.

Введём следующее

Определение 1. Пусть Ω_1, Ω_2 - гладкие ограниченные односвязные области на плоскости R^2 . Мы скажем, что границы $\partial\Omega_1, \partial\Omega_2$, пересекаются в точке, если касательные прямые в точке $x_0 \in \partial\Omega_1 \cap \partial\Omega_2$ не совпадают.

Справедлива следующая

Теорема 1. Пусть Ω_1, Ω_2 – гладкие односвязные ограниченные области на плоскости R^2 , $\Omega = \Omega_1 \cup \Omega_2$. Предположим, что на внешней границе $\partial\Omega_\infty$ существует точка пересечения кривых $\partial\Omega_1, \partial\Omega_2$. Тогда потенциалы областей Ω_1, Ω_2 не совпадают на Ω_∞ .

Доказательство. Допустим противное, т.е. что

$$\int_{\Omega_1} \ln \frac{1}{|x-y|} dy = \int_{\Omega_2} \frac{1}{|x-y|} dy, \quad x \in R^2 - \bar{\Omega} \quad (1)$$

Пусть $x_0 = (x_1^0, x_2^0)$, $x_1^0 - \varepsilon_1 < x_1 < x_1^0 + \varepsilon_1$,
 $\sigma = \{x : x \in \partial\Omega_\infty | x - x_0 | < \varepsilon\}$ $\varepsilon_1 \leq \varepsilon$,

где ε – достаточно малое число. Из равенства (1) имеем, что

$$\int_{\Omega_1} \frac{\partial U^\sigma}{\partial x_2} dx = \int_{\Omega_2} \frac{\partial U^\sigma}{\partial x_2} dx, \quad \varphi \in C(\sigma), \quad U^\sigma \in C^1(\bar{\Omega}).$$

По формуле Гаусса-Остроградского получаем

$$\int_{\partial\Omega_1} U^\sigma(x) \cos(\nu \wedge x_2) ds = \int_{\partial\Omega_2} U^\sigma(x) \cos(\nu \wedge x_2) ds, \quad \varphi \in C(\sigma)$$

Следовательно

$$\int_{\sigma} U^\sigma(x) \cos(\nu \wedge x_2) ds = \int_{\partial\Omega_1} U^\sigma(x) \cos(\nu \wedge x_2) ds - \int_{\partial\Omega_1 - \sigma} U^\sigma(x) \cos(\nu \wedge x_2) ds, \quad (2)$$

где

$$\psi(x) = \begin{cases} \varphi(x) & x \in \partial\Omega_1, \\ -\varphi(x) & x \in \partial\Omega_2. \end{cases}$$

По условию теоремы касательные прямые l_1, l_2 в точке $x_0 \in \partial\Omega_1 \cap \partial\Omega_2$ не совпадают. Без уменьшения общности можно предполагать, что биссектриса угла $l_1 x_0 l_2$ параллельна оси ox_2 . Введём норму

$$\|U^\sigma\| = \|U^\sigma\|_{C^1(\partial\Omega_1)} + \|U^\sigma\|_{C^1(\partial\Omega_2)}.$$

Очевидно, что уравнение окрестности имеет вид $x_2 = \tau(x_1)$, $x_1^0 - \varepsilon_1 < x_1 < x_1^0 + \varepsilon_1$.

Кроме того

$$\cos(\nu \wedge x_2) = \pm \frac{1}{\sqrt{1 + [\tau'x_1]^2}},$$

$$\left\| \frac{\partial \cos(\nu \wedge x_2)}{\partial x_1} \right\| = \infty$$

В частности, рассмотрим следующие распределения [8] (обобщенную функцию)

$$\delta = \pm \frac{1}{x_1 - y_1} [\delta_{x_1} - \delta_{y_1}] \times \delta_{x_2}, \quad (\delta_{x_i}, f(t)) = f(x_i), \quad f \in C(R^1)$$

$$x_1^0 - \varepsilon_1 < x_1 < x_1^0, \quad x_1^0 < y_1 < x_1^0 + \varepsilon_1, \quad (x_1, x_2) \in \sigma, \quad (y_1, y_2) \in \sigma.$$

Нетрудно видеть, что

$$\lim_{\substack{x_1 \rightarrow x_1^0 \\ y_1 \rightarrow y_1^0}} \{\delta, \cos(\nu \wedge x_2)\} = \infty,$$

$$\begin{aligned} \sup_{|r| \leq \varepsilon} \left| \int_{\partial\Omega_1 - \sigma} U^\varphi(x) \cos(\nu^\wedge x_2) ds \right| < \infty, \\ \sup_{|r| \leq \varepsilon} \left| \int_{\partial\Omega_2} U^\varphi(x) \cos(\nu^\wedge x_2) ds \right| < \infty. \end{aligned} \quad (3)$$

Из (2) и (3) получается противоречие.

Теорема доказана.

Теперь рассмотрим кусочно-гладкие области, $x_0 \in \partial\Omega_1 \cap \partial\Omega_2$

Теорема 2. Пусть Ω_1, Ω_2 – кусочно-гладкие односвязные ограниченные области на плоскости R^2 , $\Omega_2 = \Omega_1 \cup \Omega_2$. Предположим, что на внешней границе $\partial\Omega_\infty$ существует гладкая точка x_0 (для Ω_1 и Ω_2) пересечения кривых $\partial\Omega_1, \partial\Omega_2$. Тогда потенциалы областей Ω_1, Ω_2 не совпадают на Ω_∞ .

Для доказательства теоремы 2 нам понадобится одна

Лемма. Пусть $\varphi \in C(\sigma)$, $\sigma = \left\{ x : |x - x_0| \leq \frac{\varepsilon}{4} \right\} \cap \partial\Omega_\infty$, $\omega = \left\{ x : |x - x_0| < \frac{\varepsilon}{2} \right\}$.

Тогда

$$\|\varphi\|_{C^1(\sigma)} \leq C_1 \|U^\varphi\|_{C^1(\omega)},$$

где C_0^1 – финитные функции в шаре из класса $C^1(\bar{\omega})$.

Доказательство Леммы. Для любой функции $f \in C_0^1(\bar{\omega})$ имеет

$$\int_\sigma \varphi(x) f(x) ds = \frac{1}{4\pi} \int_\sigma \varphi(x) U^{-\Delta} f(x) ds = -\frac{1}{4\pi} \int_\omega U^\varphi(x) \Delta f(x) dx$$

Значит

$$\begin{aligned} \sup_{|r| \leq \varepsilon} \left| \int_\sigma \varphi(x) f(x) ds \right| &= \|\varphi\|_{C^1(\sigma)} \leq \\ &\leq C_1 \sup_{|r| \leq \varepsilon} \left| \int_\omega U^\varphi g(z) dz \right| = C_1 \|U^\varphi\|_{C^1(\omega)}. \end{aligned}$$

Теперь определим норму

$$\|U^\varphi\| = \|U^\varphi\|_{C^1(\omega)} + \|U^\varphi\|_{C^1(\sigma_1)} + \|U^\varphi\|_{C^1(\sigma_2)},$$

где

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= \left\{ x : x \in \partial\Omega_1, |x - x_0| \leq \varepsilon \right\}, \\ \sigma_2 &= \left\{ x : x \in \partial\Omega_2, |x - x_0| \leq \varepsilon \right\}. \end{aligned}$$

Для доказательства теоремы 2 из равенства потенциалов имеем

$$\begin{aligned} \int_{\sigma_1} U^\varphi(x) \cos(\nu^\wedge x_2) ds &= \int_{\partial\Omega_2 - \sigma_2} U^\varphi(x) \cos(\nu^\wedge x_2) ds - \\ &- \int_{\partial\Omega_1 - \sigma_1} U^\varphi(x) \cos(\nu^\wedge x_2) ds \end{aligned}$$

Здесь $\sigma_3 = \sigma_1 \cup \sigma_2$,

$$\psi(x) = \begin{cases} \varphi(x) & x \in \sigma \cap \partial\Omega_1, \\ -\varphi(x) & x \in \sigma \cap \partial\Omega_2. \end{cases}$$

Нетрудно видеть, что

$$\begin{aligned} \sup_{x \in \partial\Omega_1 - \sigma_1} |U^{\sigma}(x)| &\leq C_1 \|\varphi\|_{k^{-1}(\sigma)} \Gamma, \\ \sup_{x \in \partial\Omega_2 - \sigma_2} |U^{\sigma}(x)| &\leq C_2 \|\varphi\|_{k^{-1}(\sigma)} \Gamma, \\ \sup_{|v^i| \leq 1} \left| \int_{\sigma_1} U^v(x) \cos(v^i x_2) ds \right| &= \infty. \end{aligned}$$

Мы пришли к противоречию.

Теорема доказана.

Справедливо обобщение доказанной теоремы. Сначала введём

Определение 2. Пусть Ω_1, Ω_2 – кусочно-гладкие области. Мы скажем, что гладкая точка $x_0 \in \partial\Omega_1 \cap \partial\Omega_2$ является точкой пересечения кривых $\partial\Omega_i$ ($i=1,2$) порядка $(n+1)$, если x_0 единственная точка кривых $\partial\Omega_i$ ($i=1,2$) в окрестности $\sigma_0 = \{x : |x - x_0| < \varepsilon\}$ ($\varepsilon > 0$) и кривая $\sigma = \sigma_0 \cap \partial\Omega_{\infty}$ ($\Omega = \Omega_1 \cup \Omega_2$) содержит часть каждой кривой $\partial\Omega_i$ ($i=1,2$). Пусть далее, уравнение кривой $\sigma = \sigma_0 \cap \partial\Omega_{\infty}$ в локальной координатной системе $x_2 = \tau(x_1)$ удовлетворяет условиям $\tau \in C^{(n)}$, $\tau \notin C^{(n+1)}$. ($\tau^{(n+1)}$ имеет разрыв в точке $x_1^0, x_0 = (x_1^0, x_2^0)$).

Теорема 3. Пусть Ω_1, Ω_2 , – кусочно-гладкие односвязные ограниченные области на R^2 . Каждая гладкая часть кривой $\partial\Omega_i$ ($i=1,2$) принадлежит классу $C^{(n+2, \alpha)}$ и на $\partial\Omega_{\infty}$ существует точка пересечения кривых $\partial\Omega_i$ ($i=1,2$) порядка $(n+1)$. Тогда потенциалы областей $\partial\Omega_i$ ($i=1,2$) не совпадают на Ω_{∞} .

Аналогичное утверждение справедливо в пространстве R^3 для ньютоновских потенциалов ($\mu = const$).

Теперь рассмотрим плотность $\mu \in C^1(\bar{\Omega}), \mu(x_1, x_2) = \mu(x_1), \mu(x) > 0$, $x \in \bar{\Omega}, \bar{\Omega} = \bar{\Omega}_1 \cup \bar{\Omega}_2$

Докажем теорему 1 в случае плотности μ . Пусть

$$\int_{\Omega_1} \mu(y) \ln \frac{1}{|x-y|} dy = \int_{\Omega_2} \mu(y) \ln \frac{1}{|x-y|} dy \quad x \in R^2 - \Omega$$

Отсюда имеем, что

$$\begin{aligned} \int_{\Omega_1} \frac{\partial(U^{\sigma}\mu)}{\partial x_2} dx &= \int_{\Omega_2} \frac{\partial U^{\sigma}\mu}{\partial x_2} dx, \\ \int_{\partial\Omega_1} U^{\sigma}\mu \cos(v^i x_2) ds &= \int_{\partial\Omega_2} U^{\sigma}\mu \cos(v^i x_2) ds. \end{aligned}$$

Сделаем поворот координатной системы, после которого биссектриса угла $l_1 x_0 l_2$ будет параллельна оси ox_2 . После этого достаточно повторить рассуждения теоремы 1.

В случае R^3 справедлива.

Теорема 4. Пусть Ω_1, Ω_2 , гладкие односвязные ограниченные области из R^3 , $\Omega = \Omega_1 \cup \Omega_2$. Пусть далее, существует гладкая точка $x_0 \in \partial\Omega_{\infty}$ такая, что касательные плоскости в точке x_0 для $\partial\Omega_1$ и $\partial\Omega_2$ не совпадают. Тогда потенциалы областей Ω_1, Ω_2 не совпадают на Ω_{∞} ($\mu \equiv const$).

Доказательство. Обозначим касательные плоскости через P_1 и P_2 , которые создают двугранный угол $P_1 x_0 P_2$. Сделаем линейное преобразование (вращение в

пространстве) после которого биссектор двугранного угла $P_1x_0P_2$ и координатная плоскость $x_0x_1x_2$ – параллельные плоскости. Рассмотрим окрестность точки $x_0 \in \partial\Omega_\infty$.

$$\sigma_\varepsilon = \{x : |x - x_0| < \varepsilon, x \in \partial\Omega_\infty\}$$

Уравнение окрестности σ_ε имеет вид $x_3 = \tau(x_1, x_2)$. Кроме того

$$\cos(\nu^{\wedge} x_3) = \pm \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{\partial\tau}{\partial x_1}\right)^2 + \left(\frac{\partial\tau}{\partial x_2}\right)^2}}.$$

Допустим противное, т.е. что

$$\int_{\Omega_1} \frac{dy}{|x-y|} = \int_{\Omega_2} \frac{dy}{|x-y|} \quad x \in \Omega_\infty.$$

Отсюда следует, что

$$\int_{\Omega_1} \frac{\partial U^\varphi}{\partial x_3} dx = \int_{\Omega_2} \frac{\partial U^\varphi}{\partial x_3} dx, \varphi \in C(\sigma_\varepsilon), U^\varphi \in C^1(\bar{\Omega})$$

Следовательно

$$\int_{\partial\Omega_1} U^\varphi(x) \cos(\nu^{\wedge} x_3) ds = \int_{\partial\Omega_2} U^\varphi(x) \cos(\nu^{\wedge} x_3) ds.$$

Очевидно, что

$$\lim_{\substack{x_1 \rightarrow x_1^0 \\ x_2 \rightarrow x_2^0}} \left[\delta \cdot \cos(\nu^{\wedge} x_3) \right] = \infty, \quad \delta = \pm \frac{1}{x_1 - y_1} [\delta_{x_1} - \delta_{y_1}] \times \delta_{x_2} \times \delta_{x_3}.$$

$$x_0 = (x_1^0, x_2^0, x_3^0), \quad x_1 < x_1^0 < y_1, \quad (x_1, x_2, x_3) \in \sigma_\varepsilon.$$

После этого, для доказательства теоремы достаточно использовать рассуждения теоремы 1.

Нетрудно видеть, что теорема 4 сохраняет силу в случае кусочно-гладких односвязных областей для плотности $\mu \in C^1(\bar{\Omega})$, $\mu(x_1, x_2, x_3) = \mu(x_1, x_2)$, $\mu(x) > 0$, $x \in \bar{\Omega}$, $\bar{\Omega} = \bar{\Omega}_1 \cup \bar{\Omega}_2$.

Литература

- Новиков П. С. О единственности решения обратной задачи теории потенциала. *ДАН СССР*, 1938, т. 18, №3, с. 165-168.
- Сретенский Л. Н. О единственности определения формы притягивающегося тела по значениям его внешнего потенциала. – *ДАН СССР*, 1954, т. 99, №1, с. 20-22.
- Шашкин Ю. А. О единственности обратной задачи теории потенциала. – *ДАН СССР*, 1957, т. 115, №1, с. 64-66.
- Прилепко А. И. Обратные задачи теории потенциала. – *Математические заметки*, т. 1973, 14, №5, с. 755-767.
- Череди́нченко В. Г. Обратные задачи логарифмического потенциала. Дисс. ... К. Ф. - М. Н.: НГУ, 1973.
- Страхов В. Н., Бродский М. А. О единственности обратной задаче логарифмического потенциала. – *Изв. АН СССР, Физика Земли*, 1985, №6, с. 27-47.
- Капанадзе Д. В. О единственности решения обратной задачи теории потенциала. – *Сообщения А. Н. Грузии*, 1992, т. 145, №1, с. 78-80.
- Владимиров В. С. Обобщенные Функции в математической физике. М.: Наука, 1979, 315 с.

პოტენციალთა თეორიის შებრუნებადი ამოცანის ამონახსნის
ერთადერთობის ნიშანი

კაპანაძე ვ.ვ.

რეზიუმე

სტატიაში დამტკიცებულია პოტენციალთა თეორიის შებრუნებადი ამოცანის ამონახსნის ერთადერთობა, როდესაც გარე საზღვარზე $\partial\Omega_\infty (\Omega = \Omega_1 \cup \Omega_2)$ არსებობს $\partial\Omega_1$ და $\partial\Omega_2$ წირების გადაკვეთის წერტილი. დამტკიცებული თეორემა განზოგადებულია R^3 სივრცეში, ხოლო შემდეგ მიღებულია ანალოგიური შედეგი სიმკვრივისათვის μ , $\mu \in C^1(\bar{\Omega})$, $\mu(x) > 0$, $x \in \bar{\Omega}$, რომელიც არ არის დამოკიდებული ერთ-ერთ ცვლადზე.

ОДИН ПРИЗНАК ЕДИНСТВЕННОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ
ТЕОРИИ ПОТЕНЦИАЛА

Капанაдзе Д. В.

Реферат

В статье доказывается теорема единственности решения обратной задачи теории потенциала если на внешней границе $\partial\Omega_\infty (\Omega_1 \cup \Omega_2)$ существует точка пересечения кривых $\partial\Omega_1, \partial\Omega_2$. Доказанное утверждение обобщается в пространстве R^3 .

ON UNIQUENESS OF THE INVERSE PROBLEM OF THE POTENTIAL
THEORY

D. Kapanadze

Abstract

The uniqueness of the solution to the inverse problem of the potential theory is proved when on the outer boundary $\partial\Omega_\infty (\Omega = \Omega_1 \cup \Omega_2)$ there exists an intersection point of the curves $\partial\Omega_1$ and $\partial\Omega_2$. The theorem is generalized to the space R^3 . Then an analogous result is obtained for a density μ , $\mu \in C^1(\bar{\Omega})$, $\mu(x) > 0$, $x \in \bar{\Omega}$, which does not depend on one of the variables.

О СИНГУЛЯРНЫХ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ ДЛЯ ПРОИЗВОЛЬНОГО МНОГОУГОЛЬНИКА

Капанაძე დ.В., Миндели П.Ш., Гванцელაძე Г.А., Чичინაძე В.К., Джаши Г.Г.

Введение

Известно, что единичная масса в начале координатной системы, единичный круг $\Omega_1 = \{x: |x| < 1\}$ с постоянной плотностью $\delta = 1/\pi$ во внешней области $R^2 - \Omega_1$ имеют равные потенциалы:

$$\ln \frac{1}{|x|} = \frac{1}{\pi} \int_{|y|<1} \ln \frac{1}{|x-y|} dy, \quad |x| > 1. \quad (1)$$

Кроме того, Эллипс

$$S_2 = \{(x_1, x_2): \frac{x_1^2}{a^2} + \frac{x_2^2}{b^2} \leq 1\}, \quad c^2 = a^2 - b^2,$$

с постоянной плотностью и отрезок $(-c, c)$ с переменной плотностью ψ_1 во внешней области $R^2 - S_2$ имеют равные логаритмические потенциалы. Следовательно, Эллипс S_2 и отрезок $(-c, c)$ с плотностью ψ_1 гравиметрически эквивалентные тела

$$\int_{S_2} \ln \frac{1}{|x-y|} dy = \int_{-c}^c \psi_1(y) \ln \frac{1}{|x-y|} ds_y, \quad x \in R^2 - S_2. \quad (2)$$

Введем некоторые определения. Пусть Q односвязная кусочно-гладкая ограниченная область на плоскости R^2 . Мы скажем, что для области Q с плотностью $\delta = const$ существует правильное сингулярное эквивалентное распределение, если выполняются следующие условия: [1].

- 1) Существует компакт $E \subset \bar{Q}$, для которого двумерная мера Лебега равна нулю и $\Omega - E$ - связанное множество ($\Omega - E$ представляет область).
- 2) На компакте E существует обобщенная мера μ такая, что

$$\int_Q \delta \cdot \ln \frac{1}{|x-y|} dy = \int_E \ln \frac{1}{|x-y|} d\mu(y), \quad x \in R^2 - Q.$$

(E, μ) называется правильное (свойство 1) сингулярное эквивалентное распределение (свойство 2) [1].

Равенства (1) и (2) означают, что единичная масса в центре круга для единичного круга есть правильное сингулярное эквивалентное распределение (СЭР), а отрезок $(-c, c)$ с плотностью ψ_1 есть правильное сингулярное эквивалентное распределение для Эллипса [1].

Теперь рассмотрим произвольный многоугольник на плоскости R^2 .

В этой статье рассматривается существование сингулярного эквивалентного распределения для многоугольника.

Сформулированную задачу поставил В.Н.Страхов [1], где определяется класс областей $\Pi(E_N, \delta, D)$, $\delta = const$ - постоянная плотность на многоугольнике E_N , D -односвязная ограниченная область, $E_N \subset D$, N -количество сторон многоугольника E_N .

Основная часть

Определим логарифмические потенциалы для ограниченной, кусочно-гладкой области Q

$$V'(x) = \int_Q \ln \frac{1}{|x-y|} f(y) dy.$$

Потенциал простого слоя имеет вид

$$U^w(x) = \int_{\partial Q} \psi(y) \ln \frac{1}{|x-y|} dS_y,$$

где ∂Q - граница области Q , Ψ - ограниченная плотность на кусочно-гладкой кривой ∂Q .

Определение 1. Мы скажем, что сингулярное эквивалентное распределение (СЭР) есть регулярное, если множество $E = \bigcup_{k=1}^n e_k$, где e_k -кусочно-гладкая кривая. На E определена мера μ ($e_k \in C^\infty, \mu \in C^\infty(e_k)$).

Определение 2. Мы скажем, что СЭР есть квазирегулярное, если множество E состоит из регулярного СЭР и конечного числа изолированных точек.

Определение 3. Мы скажем, что СЭР есть естественное, если пересечение $E \cap \partial\Omega$ состоит только из особых точек внешнего потенциала V_1

$$V_1(x) = \int_Q \delta \cdot \ln \frac{1}{|x-y|} dy, \quad x \in R^2 - \Omega, \quad (3)$$

где $\Omega \in \prod(E_N, \delta, D)$.

Определение 4. Точка $x \in \partial\Omega$ есть особая точка для V_1 , если для некоторого $k(k=1,2,3\dots)$ производная потенциала V_1 порядка k в точке x_0 равна бесконечности ($V_1^{(k)}(x_0) = \infty$).

Заметим, что в случае области $\Omega \in \prod(E_N, \delta, D)$ особые точки для потенциала

$$V_1(x) = \int_Q \delta \cdot \ln \frac{1}{|x-y|} dy, \quad (\delta = const),$$

есть только негладкие точки $\partial\Omega$, а для гладкой точки $x_0 \in \partial\Omega$ существует конечная производная любого порядка $k=1,2,3\dots$

Теорема 1. Область $\Omega \in \prod(E_N, \delta, D)$ не имеет естественного регулярного СЭР. Кроме того, область Ω не имеет, также, естественного квазирегулярного СЭР.

Доказательство. Сначала рассмотрим квазирегулярное СЭР. Допустим, что существует естественное квазирегулярное СЭР, т.е., что

$$\mu(F) = \sum_{k=1}^{N_1} \int_{e_k \cap F} \Psi_k(y) dS_y + \sum_{k=1}^{N_2} \beta_k \delta_{x_k}(F),$$

где $\Psi_k \in C^\infty(e_k)$, а δ_{x_k} -мера Дирака, которая сосредоточена в точке $x_k(k=1,2,3,\dots,N_2)$.
Итак

$$\int_\Omega \ln \frac{1}{|x-y|} dy = \int_E \ln \frac{1}{|x-y|} d\mu(y), \quad x \in R^2 - \Omega. \quad (4)$$

Повернем координатную систему так, чтобы некоторая сторона I_1 многоугольника была бы параллельной оси OX_2 . Из равенства (4) получаем:

$$\int_{\Omega} \frac{\partial V'(x)}{\partial x_2} dx = \int_E \frac{\partial V'(x)}{\partial x_2} d\mu(x), \quad f \in C(S), \quad (5)$$

$$S = \{x: R_1 < |x| < R_2\}, \quad \bar{\Omega} \subset \{x: |x| < R_1\} = S_1.$$

По формуле Грина-Гаусса из (5) получаем

$$\int_{\partial\Omega - I_1} V'(x) \cos(\nu_x, \hat{x}_2) dS_x = \int_E \frac{\partial V'(x)}{\partial x_2} d\mu(x) = \iint_E \left(\int_S \frac{\partial \Gamma(x, y)}{\partial x_2} f(y) dy \right) d\mu(x) = \int_E W'(x) d\mu(x)$$

где

$$W'(x) = \int_S \frac{\partial \Gamma(x, y)}{\partial x_2} f(y) dy, \quad f \in C(S).$$

Следовательно

$$\int_{\partial\Omega - I_1} V'(x) \cos(\nu_x, \hat{x}_2) dS_x = \sum_{k=1}^{N_1} \int_{e_k} W'(x) \nu_k(x) dS_x + \sum_{k=1}^{N_2} \beta_k W'(x_k), \quad (6)$$

где $E = \bigcup_1^{N_2} e_k$, e_k - гладкая кривая, $x_k \in E (k = 1, 2, 3, \dots, N_2)$ изолированные точки множества.

Интеграл на стороне I_1 равняется нулю, так как $\cos(\nu_x, \hat{x}_2) = 0$, $x \in I_1$. Рассмотрим некоторую изолированную точку x_1 и обозначим ее через z_1 . Допустим $\sigma_r = \{x: |x - z_1| = r\}$, $0 < r < \varepsilon$.

Возьмем среднее распределение σ_r на круге:

$$\psi_r(g) = \frac{1}{2\pi r} \int_{\sigma_r} g(y) dS_y = \int_{\sigma_r} g(y) \nu_r(y) dS_y.$$

Из равенства (5) получаем

$$\int_{\partial\Omega - I_1} \Gamma(x, y) \cos(\nu_x, \hat{x}_2) dS_x = \sum_{k=1}^{N_1} \int_{e_k} \frac{\partial \Gamma(x, y)}{\partial x_2} \Psi_k(x) dS_x + \sum_{k=1}^{N_2} \beta_k \left(\frac{\partial \Gamma(x, y)}{\partial x_2}, \delta_{x_k} \right), \quad y \in S. \quad (6)$$

Где

$$\Gamma(x, y) = \ln \frac{1}{|x - y|}.$$

Нетрудно увидеть, что равенство (6) выполняется также на множестве:

$$[(\bar{\Omega} - I_1) - E] \cup [(S_1 \cup S) - E].$$

Значит равенство (6) справедливо также, если вместо $f \in C(S)$ напишем плотность Ψ_r . Следовательно

$$\int_{\partial\Omega - I_1} U^{\Psi_r}(x) \cos(\nu_x, \hat{x}_2) dS_x = \sum_{k=1}^{N_1} \int_{e_k} W^{\Psi_r}(x) \Psi_k(x) dS_x + \sum_{k=1}^{N_2} \beta_k W^{\Psi_r}(x_k). \quad (7)$$

Перейдем к пределу когда $r \rightarrow 0$, получаем

$$\lim_{r \rightarrow 0} \left| \int_{|\partial\Omega - I_1|} U^{\psi_r}(x) \cos(\nu_x \wedge x_2) dS_x < \infty, \quad \lim_{r \rightarrow 0} \left| \int W^{\psi_r}(x) \Psi_r(x) dS_x < \infty, \right.$$

$$\lim_{r \rightarrow 0} |W^{\psi_r}(x)| = \lim_{r \rightarrow 0} |W^{\psi_r}(z_r)| = \infty.$$

Получается противоречие. Полученное противоречие доказывает теорему.

Таким образом, квазирегулярное СЭР не существует.

Теперь покажем, что для многоугольника Ω регулярное СЭР не существует.

Допустим противное, т.е., что

$$\int_{\Omega} \ln \frac{1}{|x-y|} dy = \int_E \Psi(y) \ln \frac{1}{|x-y|} dy, \quad x \in R^3 - \Omega. \quad (8)$$

Аналогично тому, как это было раньше, получаем:

$$\int_{\partial\Omega - I_1} V'(x) \cos(\nu_x \wedge x_2) dS_x = \int_E W'(y) \Psi(y) dS_y, \quad f \in C(S). \quad (9)$$

Рассмотрим гладкую точку $x_0 \in e_i \subset E$ для которой $\Psi(x_0) \neq 0$. Очевидно, что такая точка существует. В противном случае $\Psi(x) \equiv 0$.

Из равенства (9) получаем

$$(\varphi(y) = \cos(\nu_y \wedge y_2), y \in \partial\Omega - I_1),$$

$$\int_{\partial\Omega - I_1} \Gamma(x, y) \varphi(y) dS_y = \int_E \frac{\partial \Gamma(x, y)}{\partial x_2} \Psi(y) dS_y, \quad x \in (\bar{\Omega} - E) \cup S_1. \quad (10)$$

Ясно, что U^φ -непрерывный потенциал на области Ω , значить на множестве $E \cap \Omega$.

Предположим, что $\cos(\nu_{x_0} \wedge x_2) \neq 0$. (В противном случае $\cos(\nu_{x_0} \wedge x_1) \neq 0$).

Рассмотрим следующее выражение для потенциала U^ψ :

$$\lim_{x \rightarrow x_0} \frac{\partial U^\psi}{\partial x_2} \Big|_E^+ - \lim_{x \rightarrow x_0} \frac{\partial U^\psi}{\partial x_2} \Big|_E^- = 2\pi \Psi(x_0) \cos(\nu_{x_0} \wedge x_2). \quad (11)$$

Для потенциала V^φ имеем

$$\lim_{x \rightarrow x_0} \frac{\partial U^\varphi(x)}{\partial x_2} \Big|_E^+ - \lim_{x \rightarrow x_0} \frac{\partial U^\varphi(x)}{\partial x_2} \Big|_E^- = 0. \quad (12)$$

Из (10), (11), и (12) получаем противоречие. Полученное противоречие доказывает теорему.

Справедливо следующее обобщение теоремы 1.

Теорема 2. Пусть $\Omega \in C^\infty$ -ограниченная область. Предположим, что граница $\partial\Omega$ содержит отрезок прямой, тогда для Ω не существует естественного регулярного и естественного квазирегулярного СЭР.

Теорема 3. Пусть Ω произвольный многогранник из R^3 , тогда для Ω не существует естественного регулярного и естественного квазирегулярного СЭР.

Доказанное утверждение справедливо для любой ограниченной области $\Omega \in C^\infty$, если граница $\partial\Omega$ содержит часть некоторой плоскости.

Для доказательства используются ньютоновские потенциалы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для произвольного многоугольника с постоянной плотностью не существует как естественного регулярного, так и естественного квазирегулярного СЭР.
2. Утвержденная теорема обобщена для любой односвязной кусочно-гладкой области Q , если граница области ∂Q содержит некоторый отрезок прямой.
3. В трехмерном случае используются ньютоновские потенциалы и для любого многогранника с постоянной плотностью доказывается, что не существуют ни естественное регулярное и ни естественное квазирегулярное СЭР.
4. Утвержденная теорема обобщена в трехмерном пространстве для любой односвязной кусочно-гладкой области Ω , если граница области $\partial\Omega$ содержит некоторую часть плоскости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Страхов В.Н. Нерешенные проблемы математической теории плоской задачи гравиметрии и магнитометрии. || Изв. АН СССР, Физика Земли, 1979, №8, с. 3-28.
2. Страхов В.Н. Некоторые примеры эквивалентности и слабой единственности плоской обратной задаче потенциала. || Изв. АН СССР, Физика Земли, 1973, № 5, с. 39-62.
3. Владимиров В.С. Обобщенные функции в математической физике. М. Наука, 1979, с. 318.

სინგულარული ეკვივალენტური განაწილების შესახებ ნებისმიერი მრავალკუთხედისათვის

ჯ. კაპანაძე, პ. მინდელი, თ.გევანცელაძე, ვ. ჭიჭინაძე, გ. ჯაში

რეზიუმე

განხილულია სინგულარული ეკვივალენტური განაწილების ამოცანა ნებისმიერი მრავალკუთხედისათვის. აღნიშნული ამოცანა დასმული იყო ვ.ნ. სტრახოვის მიერ სტატიაში [1].

დამტკიცებულია, რომ მრავალკუთხედისათვის მუდმივი სიმკვრივის შემთხვევაში არ არსებობს არც ბუნებრივი რეგულარული და არც ბუნებრივი კვაზირეგულარული სინგულარული ეკვივალენტური განაწილება.

დამტკიცებული თეორემა განზოგადებულია ნებისმიერი უბან-უბან გლუვი მარტივადბმული Ω არისათვის, თუ სასიღვარი $\partial\Omega$ შეიცავს წრფის რაიმე მონაკვეთს.

ანალოგიური თეორემა სამართლიანია სამგანზომილებიან შემთხვევაში ნებისმიერი მრავალწახნაგასათვის.



о сингулярных эквивалентных распределениях для произвольного многоугольника

Д. В. Капанадзе, П.Ш. Миндели, Т.А. Гванцеладзе, В.К. Чичинадзе, Г.Г. Джаши

Реферат

Рассматривается задача о сингулярных эквивалентных распределениях (СЭР) для произвольного многоугольника.

Доказывается, что для многоугольника естественное регулярное СЭР не существует. Устанавливается также, что естественное квазирегулярное СЭР не существует.

Доказанное утверждение обобщается для области Ω если граница $\partial\Omega$ содержит отрезок прямой линии.

В заключение полученные результаты обобщаются в трехмерном пространстве для ньютоновских потенциалов.

On singular equivalent distributios for an arbitrary poligon

D.V. Kapanadze, P.Sh. Mindeli, T.A. Gvantseladze, V. K. Chichinadze, G.G. Jashi

Abstract

The problem on singular equivalent distributions (SED) for arbitrary polygon posed by V.N. Strakhov [1] is considered

It is proved that for a polygon natural regular SED does not exist. It is also established that the natural quasi-regular SED does not exist.

The last assertion is generalized for any simply connected piece-wise smooth Ω , if the boundary $\partial\Omega$ contains a segment of a straight line.

ТРАНСФОРМАЦИЯ АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Миндели П.Ш., Гонгадзе С.А., Гванцеладзе Т.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г., Кириа
Д.К., Капанадзе Д.В.

Вопросам разработки методов трансформации потенциальных полей и практического использования полученных результатов большое внимание уделялось в серии публикаций [1-4].

Анализ гравитационного поля с какой-бы целью он не проводился, требует разделения его по малым или большим составным частям, сосредоточенным на площади по совокупности однородных признаков. Это одно из необходимых условий для раскрытия физико-геологической природы наблюдаемых полей. Вместе с тем, размеры аномалии по площади распространения находятся в прямой корреляционной зависимости от пространственного положения аномалообразующих тел и его важно разделить на главные компоненты, которые соответствовали бы влиянию аномалообразующих масс, расположенных по этажам в коре и верхней мантии.

Одним из методов, позволяющих решить поставленную задачу, является аналитическое продолжение аномалии в верхнее или нижнее полупространство и трансформация аномалии в другие элементы поля (вычисление высших производных и др.). Трансформирование наблюдаемой аномалии в высшие производные потенциала позволяет решить такой широкий круг практических и теоретических важных задач, как: исключение регионального фона и выделение локальных полей; разделение эффекта от одинаково расположенных масс и решение обратной задачи геофизики; изучение строения земной коры и верхней мантии и др.[5-10].

Программирование приведенной выше основы трансформирования потенциальных полей осуществлено нами и с этим программным обеспечением пользовались при интерпретации гравимагнитных полей. Программа позволяет создание многовариантной системы трансформантов? несущих различную геологическую информацию.

Мы перебрали несколько вариантов трансформации полей, отвечающим нашим задачам, которые заключаются в следующем: определение глубинного строения изучаемого региона с выделением крупных геологических тел; геологическое районирование и др.

Ниже вкратце дается короткое описание гравитационного поля территории Грузии, которая является основой для характеристики региональных особенностей строения земной коры и литосферы.

В исходном поле Δg (на плоскости наблюдений) на фоне обширной гравитационной депрессии альпийского пояса (с Кавказскими эпицентрами низкого и экстремального низкого пояса), наблюдается серия локальных, линейных, слабо группирующихся в линейные пояса аномалий.

Основные черты распределения аномалии силы тяжести в плане крупных по площади и своеобразности морфоструктуры, а также интенсивности с учетом данных пограничных территорий, таковы:

Алдери – Сухумская и Анапская аномалии содержат территорию северного и южного склона Большого Кавказа. Она с севера и с юга ограничена положительными аномалиями, достигающими значения $+100$ мГал. С предгорий, с обеих сторон от хребта, поле уменьшается, к северу переходит в отрицательные значения небольшой интенсивности, а к югу, к морю поле вновь повышается.

Эльбрусское аномальное гравитационное поле имеет овальную форму, занимает площадь 6400км^2 , охватывает 7 самых высоких вершин, существующих на Большом Кавказе. Интенсивность аномалии в центре ($-120 \div -140$) мГал. При пересчете вверх на (20-30) км интенсивность аномалии достигает 100 мГал с сохранением наружной конфигурации и площади для пересчитанных трансформантов. Ее наружный контур определяется изолинией -90 мГал. Стройная гладкая система



этой аномалии нарушена отдельными отклонениями связанными с морфологией рельефа и геологической обстановкой региона.

Картлийско-Кахетинская аномалия восточнее Дзирульского выступа фундамента обуславливает относительный максимум наблюдаемого поля. Территориально она охватывает Шида-Картлийскую и Кахетинскую депрессию, длина которой 200 км, а ширина 50 км.

Кахетинская гравитационная аномалия характеризуется отрицательным полем. На отрицательном фоне выделяются отдельные аномалии, которые по их интенсивности и площади распространения можно разделить на региональную и локальную. Территория по характеру напряженности гравитационного поля разделяется на две части, при этом Внешне – Кахетинская депрессия характеризуется более сложным гравитационным полем, а часть Алазанской долины имеет сравнительно спокойное поле. По всей территории градиент гравитационного поля носит переменный характер и колеблется в пределах от 0,5 до 2,5 мГал на 1 км. По гравиметрическим данным Внешне–Кахетинская депрессия характеризуется более сложной тектоникой, чем Алазанская депрессия.

Джавахетская отрицательная аномалия полностью охватывает Джавахетское плато – нагорье и характеризуется дугообразными минимумами, достигая значения – 145 мГал. Аномалия охватывает Ахалкалаки, с юго-западными возвышенностями и часть Армянского нагорья.

Следующая аномалия расположена в акватории Черного моря, в территориальных водах Грузии. Батумско – Кобулетский положительный максимум занимает площадь как на море, так и на суше в пребрежной части Аджарии. Черноморский максимум гравитационного поля характеризуется сложной морфоструктурой, занимает обособленное место и отражает влияние глубинного строения седиментного слоя, прошедшего сложные геодинамические процессы развития.

Для оценки вклада аномалообразующих масс в наблюдаемое поле территории Грузии, нами выполнена трансформация гравитационного поля путем его пересчета в верхне полупространство на нескольких высотах (5,10,20 и 30) км. При высоте пересчета 5 км-ов (рис.1) аномалия силы тяжести, по сравнению с исходным, сглаживается достаточно слабо, как на морской акватории, так и на суше. Величина уменьшения значений аномалии почти везде одинакова и находится в пределах 20 мГал. В связи с этим, разумеется, на этом уровне сохранились все главные положительные и отрицательные аномалии, а также зональные аномалии со значительным горизонтальным градиентом силы тяжести.

Это обстоятельство указывает на то, что гравитационный эффект даже сравнительно небольших структурных элементов присутствует в пересчитанном поле и, накладываясь на общий фон, играет определенную роль. Резко выраженные аномальные центры создаются массами неглубокого заложения. Совершенно очевидно, что это не относится к таким крупным аномалиям, которые расположены в рамках высокогорных областей большого Кавказа.

Таким образом, на высоте 5 км влияние глубинных масс совершенно не выделено; доминируют, в основном, влияния аномальных масс поверхностного и среднекорового расположения.

По нашему мнению, из трансформантов наиболее оптимальными оказались пересчеты вверх на 10 км и соответствующее им остаточное поле (рис.2). Здесь, влияние суперглубинных факторов нечетко выявлено, и все вышеуказанные аномальные центры остаются почти в недеформированном виде. Это явное свидетельство того, что аномальные массы являются значительными, и возможно находятся в согласном залегании с поверхностями Конрада и, по-видимому, отражают эффект гравитирующих масс средних глубин, т. е. глубин залегания среднего структурного яруса.

При пересчете аномалии силы тяжести вверх на 20 км (рис.3) указанные выше аномальные центры и зональные аномалии в значениях уменьшились на (20-30) мГал и картина распределения поля стала глаже, но основные контуры аномалии, в принципе, сохранились. Таким образом, при пересчете вверх выше 10 км изменение Δg идет медленно, а на 20 км экстремальные значения и конфигурация аномальных центров мало отличается от трансформанты с высотой пересчета 10 км. Это подтверждает, что эти крупные аномалии обусловлены глубинными массами широкого распространения, которые все же должны лежать в пределах верхнего этажа земной коры.

Сказанное позволяет сделать вывод, что образованное после пересчета на высотах 10 км и 20 км, остаточное гравитационное поле можно считать оптимальным с целью получения информации о структурном строении консолидированной коры.

На высоте 30 км (рис.4) все локальные гравитационные аномалии территории Грузии исчезли и осталось несколько небольших аномальных центров, которые, по всей вероятности, обусловлены неоднородностями низов земной коры.

Одним из перспективных направлений гравirazведки является трансформирование наблюдаемой аномалии в высшие производные потенциала силы тяжести, позволяющие решать такой широкий круг практических и теоретических важных задач, как: исключение регионального фона и выделения

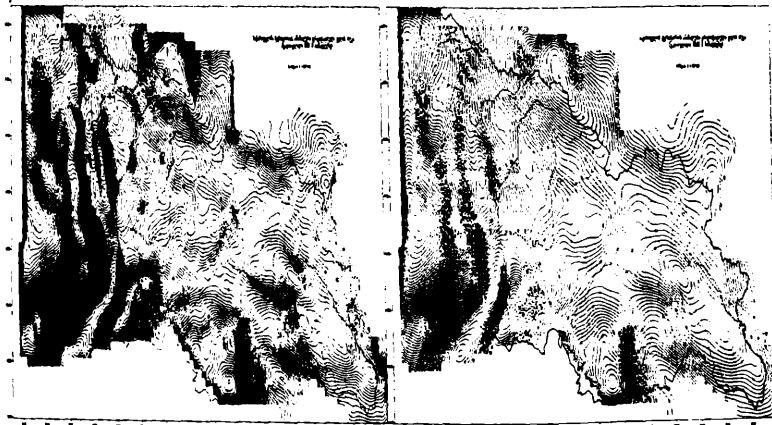


Рис.1

Рис.2

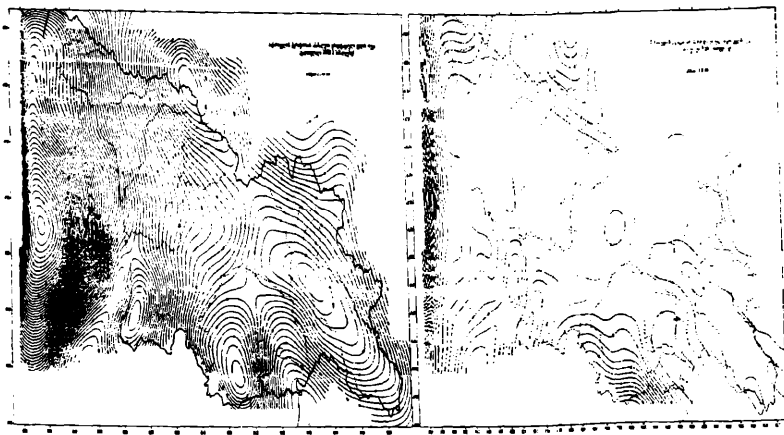


Рис.3

Рис.4

локальных полей; разделение эффекта от близко расположенных масс и решения обратной задачи гравиметрии; изучение складчатых структур верхней части осадочного чехла.

Нами ниже рассматривается вопрос использования трансформированного гравитационного поля (высшие производные) при изучении складчатой структуры осадочного чехла Притбилиско – Кахетинского региона [10].

Структурная картина геологических тел (разрывных, складчатых структур) в гравитационном поле и его трансформантах отображаются в различной форме интенсивности и конфигурации изолиний. Картина складчатых структур в аномальном поле Δg может быть дана проекцией на плоскости наблюдения в виде контуров повышенной и пониженной интенсивностей. В трансформированном поле Δg структуры выделяются относительно дифференцированно. На трансформантах – пересчитанного вверх Δg и второго производного $\Delta g \left(\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2} \right)$, структурным

поднятиям соответствуют положительные их значения, а погружениям – отрицательные. При одинаковых амплитудах гравитационный эффект, обусловленный ими, будет одинаковый, в противном случае – разное интенсивным в зависимости от того, какой тип (антиклиналь или синклиналь) структуры преобладает.

Для установления складчатых структур из трансформантов наиболее оптимальными оказались вышеуказанные трансформанты. Первая трансформанта устанавливает общий подъем и погружение структур, сгруппированных в виде акклиниорий и синклиниорий. Вторая – более дифференцированно представляет структурную картину приповерхностного осадочного слоя. Поскольку на территории Притбилисского – Кахетинского региона имеет место выступ на дневную поверхность, то на указанных трансформантах следует отображение различных структурных этажей, в частности в Притбилисском районе - средний этаж (средний эоцен-палеоцен), в Гарекхетинском - верхний структурный этаж (миоцено), в Алазанской депрессии средний структурный этаж (нижний мел-верхняя юра).

Составленная карта распределения складчатых структур Притбилисско-Кахетинского региона по гравиметрическим данным представляет собой распределение аномалий второй производной силы тяжести со знакопеременными значениями (рис.5). Положительным значениям силы тяжести соответствуют гравитирующие массы, приподнятые к дневной поверхности в верхах осадочного слоя, или их уплотнения по латерали, а отрицательным – погружение или разуплотнение масс по тому же направлению. Произведено сопоставление карты с сейсмологической и геолого-тектонической картами.

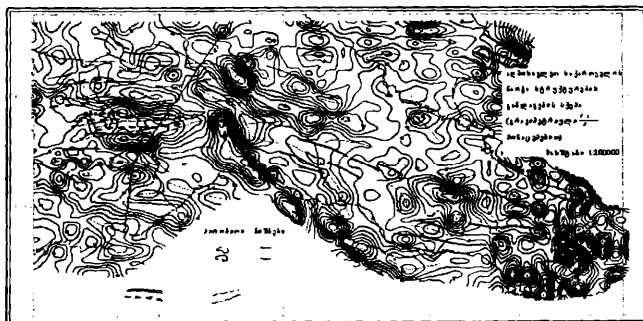


Рис.5

Структурные оси, наблюдаемые на дневной поверхности Притбилисской территории, начиная от Мхеты до Саргычаль, фиксируются на гравиметрической карте без исключения.

На карте морфоструктурная картина второй производной Δg и распределение осей складок даются по их экстремальным значениям; нанесены также оси складчатых структур, установленных геокартированием, и оси складок из структурной карты среднего эоцена.

Установление связи структурной приповерхностной тектоники с глубинным аномальным строением - задача непростая, тем более, когда сопоставимые структуры даются в различных

графических изображениях. Здесь имеется в виду сопоставление карт $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$ с сейсмологическими

разрезами, пересекающими исследуемую нами площадь. Наиболее характерным и интересным по качеству материалов является профиль Текали-Артана (рис.5). Сейсмологический разрез по этому профилю составлен нами по материалам КМПВ, МОГТ и глубокого бурения с наибольшей информативностью [10]. Этот разрез представляет собой блоково-складчатую структуру. Верхняя часть мощностью (4-5) км занимает палеоген-неогеновые образования с определенной складчатостью.

На карте $\frac{\partial^2 \Delta g}{\partial z^2}$ в направлении приведенного здесь разреза обозначенный параметр изменяется с определенной последовательностью и закономерностью.

В заключение следует отметить, что аномальное гравитационное поле и его трансформанты довольно адекватно отражают структурную картину осадочного чехла и фундамента исследуемого нами региона.

Литература

1. Алексидзе М.А., Гелашвили М.Е., Картвелишвили К.М. – Исследование некоторых вопросов трансформации потенциальных полей. Моног., Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1972, с.111-128.
2. Балавадзе Б.К., Миндели П.Ш.- Трансформированное поле аномалии силы тяжести в бассейне Черного моря. Сообщ. АН ГССР, 1973, №69, с.62-64.
3. Алексидзе М.А., Миндели П.Ш. – Об оценке погрешности кубатур при пересчете потенциальных полей. Сб. Строение Земной коры территории Грузии. Изд. АН ГССР, 1970, с.111-123.
4. Миндели П.Ш. – Опыт интерпретации пересчитанного на внешние плоскости гравитационного поля. Труды Ин-та Геофизики АН ГССР, т. XXVII, 1972, с.82-87.
5. Шенгелая Г.Ш. – Гравитационная модель земной коры Кавказа. Моног. «Наука», 1984, с.125.
6. Миндели П.Ш. – Гравитационная модель литосферы Кавказа и Восточного Средиземноморья. Моног., Изд. GCSJ, Тбилиси, 2000, с.131.
7. Mindeli P., Jashi G., Gvantseladze T., Ghongadze S.- On Geological-Geophysical structure of Sedimentary series in depression zone of the Eastern Georgian territory. Bulletin of the Georgian National Academy of sciences, vol.1972, N3, 2005.
8. Mindeli P., Jashi G., Ghambashidze B., Gvantseladze T., Ghongadze S.- A model of the Earth's Crust structure in the depression zone of West Georgia. Bulletin of the Georgian National Academy of sciences, vol.1973, N2, 2006.
9. გ. ჯაში, ნ. ვამერელიძე, ვ. ჭიჭინაძე, პ. მინდელი, ს. ღონღაძე, თ. გვანცელაძე – აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულების დაზუსტება ძიების გეოფიზიკური მეთოდებით ტეკალი-ართანას სეისმო-გეოლოგიური ჭრილის მაგალითზე. საქართველოს ნავთობი და გაზი, №21, 2007, თბილისი, გვ.56-63.
10. Гонгадзе С.А. – Опыт оценки перспектив нефтегазоносности Самгорской группы месторождений способом полного нормированного градиента гравимагнитных полей. Нефть и газ Грузии, №15, Тбилиси, 2005, с.67-77.

საქართველოს ტერიტორიის ანომალური ბრავიტაციული ველის
ტრანსფორმაცია და მისი კავშირი სიღრმულ აპოზულებასთან

პ. მინდელი, ს. ღონღაძე, თ. გვანცელაძე, ვ. ჭიჭინაძე, გ. ჯაში, ჯ. ქირია, ჯ. კაპანაძე

რეზიუმე

პოტენციალური ველების ტრანსფორმაციის ძირითად მიზანს შეადგენს საწყისი დანაკვირვები ველის დაყოფა ისეთ მდგენელებად, რომ ცალკეული მდგენელი პასუხობდეს განსხვავებული გეოლოგიური ბუნების წყაროებს, რომლებიც ჩაწოლილი არიან სხვადასხვა სიღრმეებზე.



საქართველოს ტერიტორიის სიმძიმის ძალის ანომალიის მონაცემების ტრანსფორმაციისათვის დამუშავებულ იქნა შესაბამისი ალგორითმი და პროგრამა და მისი საშუალებით ზედანახევარსივრცეში გადათვლილ იქნა სიმძიმის ძალის ანომალური ველი (5, 10, 20, 30) კმ სიმაღლეებზე. შედგენილია სიმძიმის ძალის მეორე რიგის წარმოებულების რუკები.

დღიურ ზედაპირზე დანაკვირვები ანომალური გრავიტაციული ველისა და მისი ტრანსფორმანტების საშუალებით ხატარებულა საქართველოს ტერიტორიის გეოტექტონიკური დარაიონება და შესწავლილია თბილისის მიმდებარე რაიონისა და კახეთის ტერიტორიის ნაოჭა სტრუქტურები.

ТРАНСФОРМАЦИЯ АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГЛУБИННЫМ СТРОЕНИЕМ

Миндели П.Ш., Гонгадзе С.А., Гванцеладзе Т.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г., Кириа Д.К., Капанадзе Д.В.

Реферат

Целью трансформации потенциальных полей является разделение наблюдаемой аномалии на такие компоненты, которые соответствовали бы аномалообразующим массам, расположенных на разных глубинах Земной коры.

Для трансформации данных аномалии силы тяжести территории Грузии составлена соответствующая программа и с ее помощью осуществлен пересчет аномалии в верхнее полупространство на (5, 10, 20, 30) км. Составлены карты второй производной силы тяжести.

С помощью наблюденного аномального гравитационного поля и их трансформантов проведено геотектоническое районирование территории и изучены складчатые структуры Притбилиско-Кახეთинского региона.

THE TRANSFORMATION OF THE ANOMALOUS GRAVITY FIELD OF THE TERRITORY OF GEORGIA AND ITS RELATIONSHIP WITH DEEP STRUCTURE

Mindeli P., Ghongadze S., Gvantseladze T., Chichinadze V., Djashi G., Kiria J., Kapanadze J.

Abstract

The goal of the transformation of potential fields is a division of the observed anomalies in the components that would be correspondent with mass anomalies located on various depth of the earth crust.

The corresponding program was constructed for the transformation of the given gravity anomalies for the territory of Georgia. Using this program the anomalies of the upper space on the (5, 10, 20, 30) km are recalculated. The maps of the gravity second derivation are constructed.

The geotectonic zonation of the territory are made by the observed anomalies gravitational field. The folded structure of Tbilisi-Kakheti region are studied.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕФОРМОГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЗОНЕ ПРАВОБЕРЕЖНОГО РАЗЛОМА НА ТЕРРИТОРИИ АРОЧНОЙ ПЛОТИНЫ ИНГУРСКОЙ ГЭС

¹Абашидзе В. Г., ¹Челидзе Т. Л., ¹Цагурия Т. А., ¹Кобахидзе Т. В., ²Чаиурели Г. Г.

¹Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе, 1, geo@ig-geophysics.ge
²Грузинский технический университет, 0175, Тбилиси, ул. М. Костая, 77, web@gtu.ge

Согласно тектоническому делению Грузии, район строительства Ингурской ГЭС расположен в пределах Гагра-Джавской зоны складчатой системы Южного склона Большого Кавказа [1]. Геологическое строение района головного сооружения Ингурской ГЭС достаточно полно изучено известными учеными и специалистами нашей республики и Московского государственного университета [2, 3].

Крупнейшим тектоническим элементом района разрывного характера является Ингиришский разлом типа взбросо-сдвига, прослеживающийся западнее участка плотины в ложе водохранилища и имеющий субмеридиональное простирание. Ингиришский разлом сопровождается оперяющими нарушениями меньшего порядка, из которых основным является зона разрывного нарушения того же типа, непосредственно проходящая под правым крылом плотины. Разлом простирается почти параллельно р. Ингури и падает в сторону правобережного склона под углом 75-80°. Амплитуда его смещения по вертикали составляет в среднем 100 м, а по горизонтали – 80 м. Зона сместителя мощностью 2-9 м представлена уплотненным доломитовым песком с кальцитом.

Правобережная взбросо-сдвиговая зона делит весь массив основания плотины на два крупных структурных блока высокого порядка – внешний, представляющий собой взброшенное крыло, и внутренний – опущенное крыло. Кроме того, крупные трещины делят эти блоки на блоки меньшего порядка, однако, самостоятельного структурного значения эти блоки не имеют.

Многолетними комплексными геолого-структурными и геоморфологическими исследованиями было установлено, что, если на первом этапе развития района наблюдались интенсивные дифференцированные движения, то во второй фазе восходящие движения ослабевали в связи с общей консолидацией блоков. Свод стал подниматься как единое целое [4,5].

Этот вывод был чрезвычайно важен для инженерно-геологической оценки основания плотины, т.к. ее правое примыкание располагается на двух разрывных структурных блоках. Поэтому, от правильной оценки тектонической активности разлома, возможно активизированной в процессе строительства плотины, наполнения водохранилища и его эксплуатации, во многом зависит устойчивость этого уникального сооружения. Именно это обстоятельство обусловило необходимость проведения на этом участке долговременных прецизионных инструментальных наклономерных и деформографических наблюдений Институтом геофизики по заказу “Тбилгидропроекта” [6].

В данной работе представлены результаты многолетних деформографических наблюдений, проведенных в зоне разлома. Кварцевый деформограф (экстензометр) был установлен в 1974 году в нижнем бьефе плотины в правобережной штольне №3413, пересекающей разлом. Деформограф длиной 22.5 м проложен вкрест простирания разлома. Один конец кварцевой штанги закреплен в постаменте, в скальных породах внешнего блока. Другой, свободный конец штанги покоится на постаменте, устроенном на внутреннем блоке (на стороне реки), где и происходит фотооптическая регистрация горизонтальных смещений блоков (рис.1). Чувствительность деформографа высокая. Его увеличение равно 6000, т.е. при относительном смещении блоков на 1 мкм световой луч перемещается на фотобумаге на 6 мм.

На рис.2 представлены графики относительных смещений правобережных разломных блоков с 1974 г по 2007 г и изменения уровня воды в водохранилище после начала его заполнения.

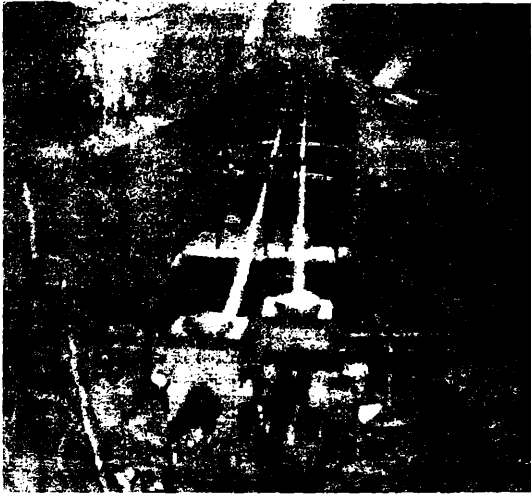


Рис.1

Общий вид кварцевого деформографа, установленного через разлом в нижнем бьефе плотины в правобережной штольне №3413.

Как видно из представленного графика, блоки правобережного разлома испытывают малые относительные смещения. Интересно заметить, что если до начала заполнения водохранилища на разломе в основном преобладало растягивающее смещение блоков, то после начала заполнения и регулирования воды в водохранилище этот процесс замедлился. Из представленного графика можно получить численные значения смещения блоков на разломе. До начала циклического регулирования водохранилища, т.е. за 1974-1984 годы среднегодичное смещение блоков равнялось 0.23 мм/год, тогда как за 1985-2007 годы эта величина составила 0.14 мм/год, а в среднем за 1974-2007 годы – 0.2 мм/год. Как видим, за 1985-2007 годы смещения на разломе уменьшились.

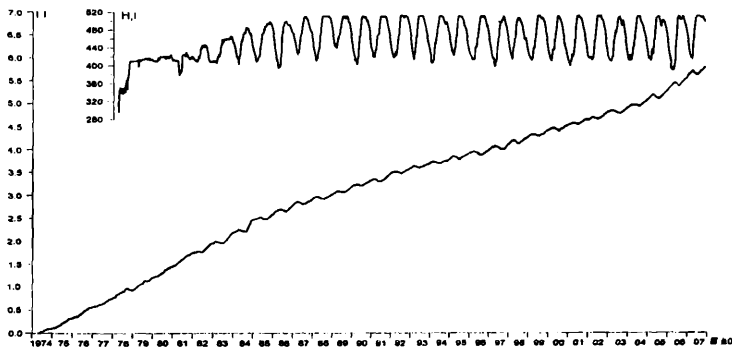


Рис.2

Графики суммарных относительных горизонтальных смещений блоков правобережного разлома по данным кварцевого деформографа за 1974-2007 гг и изменения уровня воды в Ингурском водохранилище.

Чтобы наглядно представить, как влияет регулирование воды в водохранилище на поведение блоков правобережного разлома. на рис.3 более в крупном масштабе сопоставлены графики смещения блоков и регулирования уровня воды в водохранилище за 2000-2007 годы. Как видно из представленного рисунка, при подъеме воды в водохранилище, на разломе блоки сближаются, а при снижении воды наоборот, расходятся. Причина этого, по нашему мнению, заключается в конфигурации разломных блоков под основанием плотины и водохранилища. Как известно, разлом падает в сторону правобережного склона реки под углом $75-80^\circ$ и выходит под правое крыло плотины на отметке 400 м. В связи с этим, основная нагрузка водохранилища попадает на внутренний, приречный блок. В связи с различной нагрузкой на блоки от водохранилища различна и активность смещения этих блоков. Приречный блок более подвижен. Во время сработки воды водохранилище опорожняется, что в нагрузках выражается в 500-800 миллион тонн и более. В силу этого, приречный блок больше воздымается вверх, чем внутренний, заразломный блок. Как видно из рис.3, в таких случаях на разломе наблюдается расходящее смещение блоков. При наполнении водохранилища, наоборот, блоки оседают с различной интенсивностью и происходит их сближение. В течение года расхождение блоков всегда превышает их сближение. Остаточная деформация в виде расхождения блоков обуславливается тем, что наполнение водохранилища происходит гораздо быстрее, чем его сработка. К тому же следует отметить, что после наполнения водохранилища и стояния воды под напором, расхождения блоков продолжают расти, аналогично тому, как в подобных случаях, по показаниям отвесов, возрастают горизонтальные смещения тела плотины [7].

Итак, основные особенности реакции разлома на изменение нагрузки от водохранилища таковы:

1. обычно максимум деформации расхождения блоков запаздывает на 1.5-2 месяца относительно начала подъема воды, т.е. расхождение продолжается 1.5-2 месяца после начала повышения уровня воды.
2. фаза расхождения блоков примерно 3 раза дольше фазы сближения.
3. расхождение продолжается даже при постоянном уровне воды как в фазе минимума, так и в фазе максимума.
4. расхождение преобладает и накапливается, т.е. наблюдается стационарный крип.

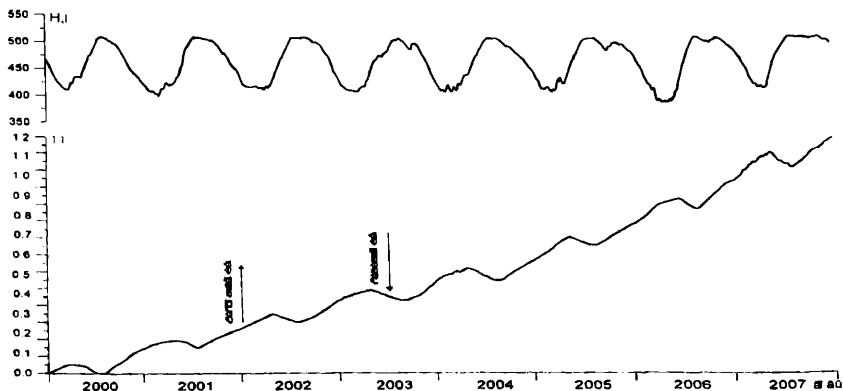


Рис.3

Графики относительных горизонтальных смещений блоков правобережного разлома и изменения уровня воды в водохранилище за 2000-2007 гг в более крупном масштабе.

Все эти факты свидетельствуют о том, что реакция блоковой структуры на нагрузку не является линейно-упругой и, что эта система является нелинейной: полная деформация, скорее всего,

содержит в себе как упругие, так и вязкие и пластические элементы (в реологии такую систему идентифицируют с телом Бюргера).

Физические механизмы, видимо, таковы:

1. пластическая компонента (накопление расхождения) связана с действием тектонических сил.
2. нестационарная компонента и асимметрия деформации для нагрузки и разгрузки может быть связана с пороупругостью геологической среды. При нагрузке имеет место силовое вытеснение порового флюида. Это относительно быстрый процесс. При разгрузке поровые флюиды начинают опять заполнять поровое пространство, но поскольку силовое действие мало, жидкость возвращается в поры преимущественно путем конвективной диффузии. Диффузионный процесс является достаточно медленным и инерционным, это и может быть причиной асимметрии деформации при нагрузке и разгрузке.

Исходя из графических данных, в нижеприведенной таблице даны численные значения относительных горизонтальных расхождений и сближений разломных блоков при регулировании воды в водохранилище. Как видно из таблицы, за 2000-2007 годы остаточное смещение блоков в виде расхождения составляет 1.3 мм, а в целом за 1974-2007 годы достигает 5-6 мм (рис.2). С нашей точки зрения, с этой величиной следует считаться и надо стараться ее уменьшить.

Таблица

Динамика относительных горизонтальных смещений блоков правобережного разлома за 2000-2007 гг по данным кварцевого деформографа в связи с регулированием воды в водохранилище

Годы наблюдений (гг)	Изменение уровня воды в водохранилище (м) max-min-max	Время, при котором происходило изменение уровня воды max-min min-max (сутки, месяц)		Средние скорости при поднятии и сработке воды		Расхождение и сближение блоков (мм)		Остаточное смещение блоков в виде расхождения (мм)
				0.51	0.80	0.215	0.045	
2000-2001	509.61→400.00→510.28	217(7.2)	137(4.1)	0.51	0.80	0.215	0.045	0.170
2001-2002	510.28→412.15→510.31	261(8.7)	123(4.1)	0.38	0.80	0.200	0.050	0.150
2002-2003	510.31→410.04→508.90	222(7.4)	166(5.3)	0.45	0.60	0.192	0.058	0.134
2003-2004	508.90→410.12→510.61	170(5.6)	168(5.6)	0.58	0.59	0.194	0.074	0.120
2004-2005	510.61→410.39→509.78	228(7.6)	172(5.7)	0.48	0.58	0.271	0.045	0.226
2005-2006	509.78→389.23→510.84	229(7.6)	105(3.5)	0.53	1.16	0.275	0.058	0.217
2006-2007	510.84→414.72→510,41	246(8.2)	155(5.2)	0.39	0.62	0.324	0.09	0.234
2000-2007								Σ1.251

Для уменьшения растягивающего действия разломных блоков при регулировании водохранилища во первых, не должна быть большая разница между временами подъема и сработки воды в водохранилище; во-вторых, следует сократить разность перепада между максимальными и минимальными уровнями так, чтобы не уменьшилась выработка электроэнергии. Исходя из проведенных нами многолетних наблюдений считаем, что для Ингурского водохранилища оптимальная разность перепада уровней не должна превышать 510-440 м. В таком случае гораздо меньше будет и амплитуда смещения тела плотины [8, 9].

В заключение также отметим, что до настоящего времени не поставлены прямые наблюдения, чтобы выяснить насколько стабильно поведение этих же блоков вдоль разлома. Ведь известно, что амплитуда смещения блоков вдоль разлома по геоморфологическим данным равнялась 80 м [2].

В 2000 г в каждом блоке разлома были установлены обратные отвесы, которые фиксируют абсолютные, но не относительные смещения блоков. Интересно отметить, что и по показаниям этих отвесов причерный блок более подвижен при регулировании водохранилища, чем заразломный блок[10]. Это обстоятельство подтверждает наш вывод о необходимости мониторинга разлома и принятия мер для повышения стабильности фундамента плотины.

В будущем, если будет поддержка со стороны дирекции Ингури ГЭС, мы планируем проведение наблюдений с помощью лазерного экстензометра для фиксации поведения блоков вдоль разлома.

Литერატურა

1. Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. №3, М., Геотектоника. 1966, с. 3-14.
2. Кереселидзе С. Б., Пиотровская Т. Ю., Чумбуридзе В. Ш. Тектонические структуры и новейшие движения района головного узла Ингури ГЭС. Тбилиси. Фонды "Тбилгидропроекта", 1968, 48 с.
3. Джигаури Г. М., Мастицкий А. К., Кереселидзе С. Б. Инженерно-геологические условия головного узла Ингури ГЭС и Джварского водохранилища. Технический проект Ингури ГЭС, т. IV, книга I, Тбилиси, Фонды "Тбилгидропроекта", 1970, 262 с.
4. Кереселидзе С. Б., Чумбуридзе В. Ш. Тектонические структуры и анализ их развития на участке головного узла Ингури ГЭС. Тр. лаб. гидрол. и инж.-геол. проблем ГПИ, №4, Тбилиси, 1972. с. 41-44.
5. Джигаури Г. М., Мастицкий А. К., Кереселидзе С. Б., Нейштадт Л. И., Окуджава В. И. Ингурская плотина на р. Ингури. Геология и плотины. М., "Энергия", 1980, с. 7-30.
6. Балавадзе Б. К., Абашидзе В. Г. Наклоны и деформации земной коры в районе Ингурской ГЭС. Тбилиси "Мецნიერება", 1985, 116 с.
7. Бронштейн В. И. Анализ и оценка состояния арочной плотины Ингури ГЭС и ее основания, рекомендации по повышению надежности и безопасности ее эксплуатации. М., Технический отчет ЦСНЭО, 2008. 165 с.
8. Абашидзе В. Г., Челидзе Т. Л., Кобахидзе Т. В. К вопросу суточного и годового регулирования уровня воды в Ингурском водохранилище. №1(41), Тбилиси. Энергия, 2007, с. 67-74. (на груз. яз.)
9. Абашидзе В. Г., Челидзе Т. Л., Цагурия Т. А., Кобахидзе Т. В. Результаты наклонномерных наблюдений на арочной плотине Ингурской ГЭС. №1(45), Тбилиси, Энергия, 2008, с. 20-26 (на груз. яз.).
10. Патрик Де Гуменес, Педро Мансо, Бернард Квигли. Состояние плотины (отчет за 2006 г), ООО "ИнгуриГЭС". 39 с. (перевод на груз. яз.).

ინჟინერების თაღობანი კაშხლის ტერიტორიაზე მარჯვენა სანაპიროს ორღვევის ზონაში დეფორმირებული დაკვირვების შედეგად, მას შემდეგ ეს პროცესი შესუსტდა, მაგრამ 30 წლის მანძილზე 5-6 მმ მინიმუმ შეადგინა. შრომაში გამოთქმულია მოსაზრება, რომ ამ სიდიდის შემცირება შეიძლება თუ შეემატებოდა დიდ განსხვავებას წყალსაცავის წყლით აესებისა და დამუშავების დროებს შორის და დონეთა ვარდნას 510 მ-დან 440 მ-მდე, ისე, რომ ელექტროენერჯის გამოშვება არ შემცირდეს.

აბაშიძე ვ., ჭელიძე თ., ცაგურია თ., კობახიძე თ., ჭიაურელი გ.
რეზიუმე

ნატარებულა ენგურის კაშხლის ქვეშ გამაველი ორღვევის ზონაში დაყენებული კვარცის დეფორმირაფის (ექსტენსომეტრის) 30-წლიანი ფორტომასალის ანალიზი. დადგენილია, რომ ორღვევის გაერცვლების პერპენდიკულარულად ბლოკები განიცდიან მუდმივ ფარდობით რყევას. თუ წყალსაცავის განენამდე ორღვევაზე მცირე, მაგრამ გაწვეითი მოძრაობა ჭარბობდა, მას შემდეგ ეს პროცესი შესუსტდა, მაგრამ 30 წლის მანძილზე 5-6 მმ მინიმუმ შეადგინა. შრომაში გამოთქმულია მოსაზრება, რომ ამ სიდიდის შემცირება შეიძლება თუ შეემატებოდა დიდ განსხვავებას წყალსაცავის წყლით აესებისა და დამუშავების დროებს შორის და დონეთა ვარდნას 510 მ-დან 440 მ-მდე, ისე, რომ ელექტროენერჯის გამოშვება არ შემცირდეს.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕФОРМОГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЗОНЕ ПРАВОБЕРЕЖНОГО РАЗЛОМА НА ТЕРРИТОРИИ АРОЧНОЙ ПЛОТИНЫ ИНГУРСКОЙ ГЭС.

Абашидзе В. Г., Челидзе Т. Л., Цагурия Т. А., Кобахидзе Т. В., Чиаурели Г. Г.
Реферат

Проведен анализ 30-летнего фотоматериала кварцевого деформографа (экстензометра), установленного в зоне правобережного разлома, проходящего под основанием плотины Ингурской ГЭС. Установлено, что вкрест простирания разлома блоки испытывают постоянное относительное смещение. Если до создания водохранилища на разломе преобладало малое, но растягивающее смещение, после этот процесс замедлился но в течение 30 лет все же достиг 5-6 мм. В работе высказано мнение, что эту величину можно уменьшить если сократить большую разницу между временами подъема и сброски воды в водохранилище и уменьшить разность перепада высот от 510 м до 440 м так, чтобы не уменьшилась выработка электроэнергии.

RESULTS OF STRAINMETER OBSERVATION OF THE RIGHT-BANK FAULT ZONE ON THE TERRITORY OF ENGURI ARCH DAM.

Abashidze V., Chelidze T., Tsaguria T., Kobakhidze T., Chiaureli G.
Abstract

Analysis of 30-year photographic materials obtained by quartz strainmeter mounted on the fault zone under Enguri dam is made. It's established that blocks undergo constant relative displacements perpendicularly to the spread of fault. Before the reservoir creation small stretching displacements were mostly recorded, but afterwards this process became slower; during 30 years the total extension is 5-6 mm. There is an opinion expressed in the paper that it can be possible to reduce this value if the difference between the periods of reservoir filling and discharge is reduced; also the levels' difference should be decreased from 510 m to 440 m so that the generation of electricity should not be lessened.

МОДИФИЦИРОВАННЫЙ МЕТОД t_0

Китовани Д.Ш., Ревазшвили А.Л.

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

Изучение глубинного строения Земли – важная задача при разведке на нефть, газ, руды при гидрогеологических и региональных исследованиях. При этом изучаются физические свойства разных границ, выявляются контакты, тектонические нарушения, рудные тела, определяются глубины залегания существующих границ и мощность зоны выветривания.

Для решения всех этих задач применяются различные сейсмические методы: отражённых волн (МОВ), общей глубинной точки (МОГТ), корреляционный метод преломлённых волн (КМПВ), обменных проходящих волн (МОПВ), глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Наиболее детальные и точные сейсмические методы МОВ и МОГТ в ряде случаев не позволяют надёжно разведать отражающую границу из-за характера этой самой границы. Даже в случае надёжной регистрации отражённых волн изучается только геометрия границ. ГСЗ позволяет изучать глубинные слои и скорость в них с очень малой степенью детальности и точности, что обусловлено использованием низких частот и малой детальностью систем наблюдений.

Методом, наиболее полно обеспечивающим определение преломляющих границ и скоростей распространения волн в них, является КМПВ, но при этом решаются не все из перечисленных выше задач и не всюду с достаточной точностью. Это вызвано двумя причинами: 1) недостаточная разработанность физических основ метода; 2) в сложных рельефных условиях не всегда удаётся получать полевые данные высокого качества.

Существуют различные по степени сложности и точности способы построения преломляющих границ. Одним из способов определения преломляющих границ является способ t_0 . Этот способ позволяет с достаточно высокой надёжностью и точностью выявить преломляющие границы и вычислить скорости распространения волн в них. Но для этого способа требуются обе ветви годографов (прямой и обратный), увязанных между собой во взаимной точке Т.

В данной точке мы хотим показать, что преломляющую границу можно определить с достаточной надёжностью и точностью, если имеется только один полный годограф, а встречный годограф неполный, но по нему удаётся вычислить кажущуюся скорость.

Пусть имеется двухслойная среда. Скорость распространения упругих волн в верхнем слое обозначим V_1 , а в нижнем V_2 . Угол наклона границы раздела слоёв обозначим через Ψ . Прямой и обратный годографы пусть будут t и t , а кажущиеся скорости, определённые по ним, соответственно V' и V' . h и h_x – это глубины залегания преломляющей границы под пунктами взрыва O и O_1 . С помощью этих величин вычислим t_{01} , t_{02} и t_0 .

$$t_{01} = 2 h \cos i / V_1$$

$$h_x = h + x \sin \Psi; \quad V' = V_1 / \sin (i + \Psi); \quad V' = V_1 / \sin (i - \Psi);$$

$$t_{02} = 2(h + x \sin \Psi) \cos i / V_1 = 2h \cos i / V_1 + 2x \cos i \sin \Psi / V_1 = t_{01} + x / V_1 (2 \cos i \sin \Psi)$$

$$= t_{01} + x / V_1 [\sin (i + \Psi) - \sin (i - \Psi)] = t_{01} + x/V' - x/V' = t - x/V'$$

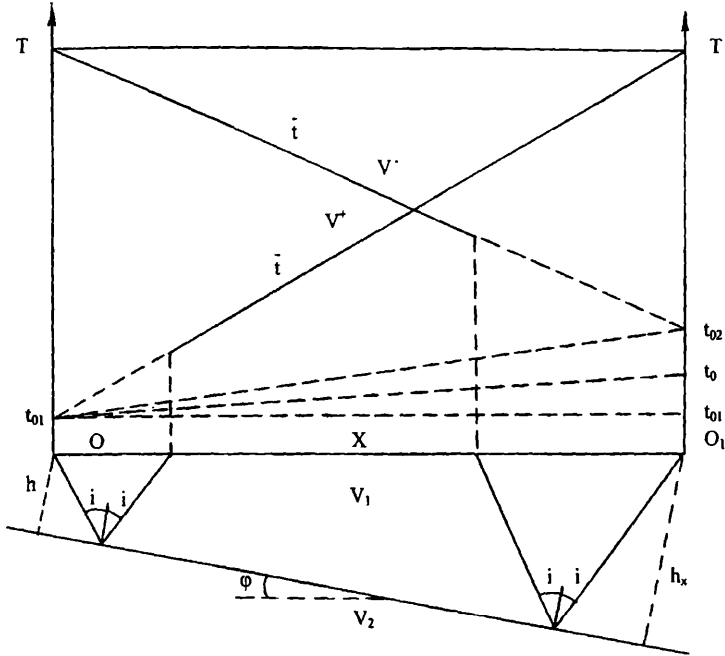


Аналогично $t_{01} = t - x/V^*$

А теперь вычислим t_0 .

$$t_0 = t - x/V_2 = t_{01} + x/V^* - x/V_2 = 2h \cos i / V_1 + x \sin(i + \Psi) / V_1 - x(V^* + V) / (V^* \cdot V) = 2h \cos i / V_1 + x \sin(i + \Psi) / V_1 - x \sin i \cos \Psi / V_1 = 2h \cos i / V_1 + x \sin \Psi \cos i / V_1$$

выходит, что $t_0 = 2h \cos i / V_1 + x \sin \Psi \cos i / V_1 = (t_{01} + t_{02}) / 2$



Получили следующий результат: если имеются полные годографы (прямой и обратный), то для нахождения t_0 прямой годограф (\bar{t}) обрабатывается кажущейся скоростью, вычисленной с помощью обратного (\bar{i}) годографа (скорость V) и наоборот, обратный годограф обрабатывается скоростью V^* , который вычисляется прямым (\bar{i}) годографом. t_0 получаем усреднением величин t_{01} и t_{02} , т.е. $t_0 = (t_{01} + t_{02}) / 2$.

Если же имеется только один полный годограф, а с помощью второго годографа (неполного) удаётся находить кажущейся скорости, то и в этом случае можно надёжно выделить преломляющую границу и вычислить скорость в граничном слое.

Этот результат нам представляется особенно важным для такой страны как Грузия, которая характеризуется сложным рельефом и высокой плотностью сельхозугодий, что не всегда способствует получению качественного полевого материала.

ლიტერატურა

1. Епинатева А.М. Физические основы сейсмических методов разведки М.изд-во МГУ, 1970.
2. Гурвич И.И. Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка М. изд-во Недра.
3. Гамбурцев Г.А. Основы сейсморазведки М.Гостоптехиздат.

t_0 -ის მოდიფიცირებული მეთოდი

კიტოვანი დ. შ., რევაზიშვილი ა.ლ.

რეზიუმე

სტატიაში განხილულია ცნობილი მეთოდის t_0 -ის მოდიფიცირებული ვარიანტი. ნაჩვენებია, რომ თუ გვაქვს ერთი სრული პოდოგრაფი, ხოლო მისი შემხვედრი პოდოგრაფი არასრულია, მაგრამ მისი საშუალებით შესაძლებელია მოჩვენებითი სინქარის გამოთვლა, მაშინ გვექმნება საშუალება საკმარის სიზუსტით დაეადგინოთ გარდამტეხი ზედაპირის ჩაწოლის სიღრმე და განესაზღვროთ მისი პარამეტრები.

МОДИФИЦИРОВАННЫЙ МЕТОД t_0

Китовани Д.Ш. , Ревaziшвили А.Л.

Реферат

В статье рассматривается модифицированный вариант известного метода t_0 . Показано, что если существует один полный годограф, а встречный годограф неполный, но с его помощью можно вычислить кажущуюся скорость, то в этом случае можно с достаточной точностью построить преломляющую границу и определить её параметры.

Modified variant of method of t_0

Kitovani D.Sh., Revazishvili A.L.

Abstract

In the article is considered the modified variant of well-known method of t_0 . Is shown that if exists one complete hodograph, and oncoming hodograph is not complete, but with it help can be calculated apparent speed, that in this case it is possible with adequate accuracy build refractive border and to determine its parameters.



ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ МЕТОДОМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ

**Джаши Г.Г., Гамкрелидзе Н.Р., Гонгадзе С.А., Чичинадзе В.К., Миндели П.Ш,
Кириа Д.К.**

В представленной статье рассмотрены вопросы интерпретации геофизических данных методом сейсмостратиграфии, который довольно уверенно показывает пространственную ориентацию осадочных формаций, историю геологического развития и, в ряде случаев, корреляцию территориально-разобщенных разрезов [3].

Использование сейсмостратиграфического метода возможно при сопоставлении результатов совместной интерпретации данных отраженных волн (ОВ) и общей глубинной точки (ОГТ) с данными геологических скважин. Принцип сейсмостратиграфии основан на тех обстоятельствах, что методы ОВ и ОГТ характеризуют последовательность геохронологии, где отдельные геологические горизонты оседали в определенные интервалы времени.

Прослеживание различных морфоструктурных горизонтов и, соответственно, их хронологическое стратифицирование становится возможным на определенной площади. Как правило, стратиграфические единицы выделяются в двух размерностях – вертикальном (мощность) и горизонтальном (площадь распространения). Методом сейсмостратификации более четко выделяются не отдельные горизонты, а осадочные комплексы.

По совокупности параметров сейсмических волн (скорость, длина волны, характер отражения) выделяются сейсмические фациальные единицы, и по эталонным образцам устанавливаются границы их распространения, а также условия седиментации в различных разрезах. С этой точки зрения сейсмостратиграфия, в определенном смысле, аналогична стратиграфии, проведенной палеонтологическими методами, где установление хронологии производится по руководящим ископаемым.

Сейсмостратиграфия производит, по данным геологических скважин, выделение реально существующих геологических структур, ареал его распространения и стратифицирования с учетом методов сейсмотомографии и сейсмостратиграфии существенно уточняется геолого-географическая модель строения земной коры и верхней мантии, производится установления стратиграфических позиций сейсмических опорных и маркирующих горизонтов и их площадное распространение. Исходя из этого, сейсмостратиграфия дает возможность уточнения скрытых геологических структурных единиц и тектоно-геологических процессов.

На сегодняшний день сопоставлением, проведенных на территории Грузии геологических и геофизических исследований и их интерпретацией новейшими методами, составлены сейсмо-геологические разрезы, проведенные вдоль и поперек геологических структур Кавказского простирания, которые дают картину осадко-накопления в бассейне седиментации [1-7].

Для решения вопросов, столь характерных для территории Грузии, покровно-шарьяжной тектоники, хорошо расшифрованные структуры использованы для расшифровки менее детально изученных структур.

Построение сейсмологических разрезов и их интерпретация проведена методами, которые в конкретных условиях более информативны. В частности, близкие к поверхности горизонты (включая осадки эоценового возраста) в основном выделены по методам ОВ и ОГТ, а глубже лежащие горизонты- корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) (2, 4-7).

Интерпретация проведена в результате комплексного построения временных и глубинных разрезов. Вместе с тем, для увеличения, достоверности интерпретации сейсмогеологических разрезов

вдоль сейсмогеологических профилей, учтены характер изменения аномальных полей: магнитного, гравитационного и естественного электрического.

Для сеймостратиграфии особенно выгодны комплексы осадков, которые отличаются характерными условиями седиментации и, исходя из этого, доступны для геофизических исследований с легко расшифруемым волновым полем. В частности, в сеймостратиграфии с успехом может быть использован комплекс осадков, связанных с осадками сарматского возраста. Этот комплекс характеризуется большим распространением в депрессионной полосе Восточной Грузии и, в основном, представлен глинисто-песчанистыми отложениями, хорошо выделяющимися методами ОВ и отличающимися особенной морфоструктурой. Комплекс отложений среднего эоцена в Южной Кахети залегает глубоко и его выделение от нижнеэоценовых и палеоэоценовых отложений и характеристика по волновому полю неоднозначна. Отложения мелового возраста в межгорной депрессии расположены довольно глубоко и их прослеживание методами сейсморазведки довольно затруднительно. Существование эталонных образцов, полезных для сеймостратиграфии, отмечено в Картлийской депрессии, что с определенными поправками могут быть использованы и для Кахетинского региона. На территории Кахети порфирировая свита байосса по методам ОГТ и КМПВ однозначно нигде не выделяется, поскольку, распространенные там осадки характеризуются высоким коэффициентом поглощения и, поэтому, преломленные волны не образуются. Выделение порфирировой свиты байосса производится комплексными методами, где основным является магниторазведка [1-5, 7].

В пределах Кахети для сеймостратиграфии эталонной можно считать скважину Хирса I, где довольно хорошо установлены мощности осадочных формаций и их физические параметры.

По данным скважины Хирса-1, выделяются три хорошо стратифицированных комплекта: 1 ачкагил-апшеронский т.н. Алазанская серия, 2 миот-понт (Ширакская свита), 3 комплекс рифогенных известняков нижнего мела и верхней юры [3]. По своеобразной конфигурации в скважине Хирса-1 выделяется сеймостратиграфический комплекс рифогенных известняков, характеризующихся относительно завышенными значениями физических параметров. Комплекс датирован фаунистически, осадконакопление происходило в кровле порфирировой свиты байосса в бассейне лагунного типа. Отмеченные рифогенные известняки считаются характерным опорным горизонтом для всей Кахети.

Наглядным примером использования сеймостратиграфического метода, для стратифицирования сейсмо-геологического разреза, является скважина Хирса-1, которая использована для решения вопроса идентификации выявленных рифтовых известняков на глубине 2.5 км, и молодых отложений рифтовых известняков, т.н. „Краснокогодских“, известняков в зоне восточного погружения Цивгомборского хребта. Вопросы происхождения „Краснокогодских“, известняков, установление места в стратиграфическом разрезе довольно детально рассмотрено в работе [3]. С точки зрения геотектоники и геоморфологии существование мощных скоплений рифогенных известняков считается парадоксом. В работе [3] отмечено, что „Краснокогодские“ известняки являются терейными миниатюрного размера, возраст их первоначального происхождения – юрский, в стратиграфическом разрезе нынешнее положение является результатом диапирических процессов, воздействия тектонических и гравитационных сил обусловлено вклиниванием в осадках миот-понта.

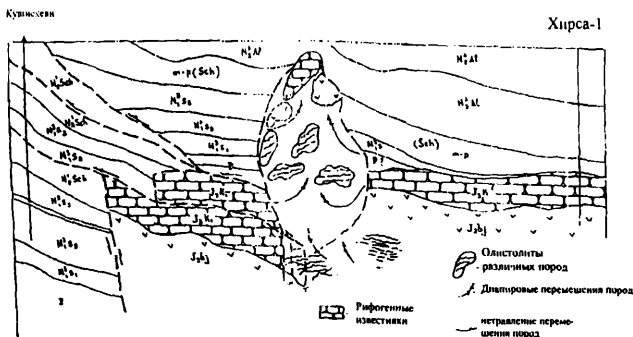


рис. 1.

На рис. 1. представлен сейсмогеологический разрез между скважинами Кушисхеви и Хирса, где показано, что западное „Красноколодских“, известняков распространение верхнеюрских известняков ограничено глубинным разломом. Его реальность доказана проведенным в Кушисхеви и Саблато геофизическими профилями [3].

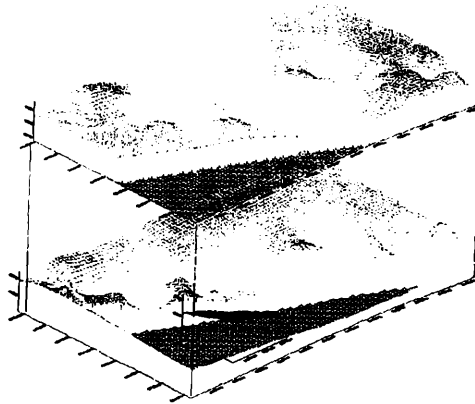


рис. 2.

На рис. 2. показана блок-диаграмма верхнеюрских и нижнемеловых отложений, которая занимает обширную площадь. Показана морфология мощной плиты (2100 км²), которая указывает, что основание плиты расположено на пенеплизированном морем горизонте (кроме поднятия на (50-150) м в южной части). На блокдиаграмме убедительно выделяется реликт палеотектонической зоны – восточное продолжение Гагра-Джавской зоны.

По данным сейсмо и магниторазведки под „Красноколодскими“ известняками на глубине (2.0-2.5) км установлено существование их аналога. Еще более глубоко под этими осадками представлена порфирировая свита байосса – восточное продолжение Гагра-Джавской зоны.

В сейсмогеологическом разрезе по характеру волнового поля можно заключить, что „Красноколодские“ известняки и расположенные в скважине Хирса-1 известняки (d=1750м) являются аналогичными формациями и стратиграфическое датирование (юра) должно производиться аналогично. По распространению сейсмических волн и характеру осадков можно отметить, что распространенные в Кахети рифогенные известняки аналогичны известнякам Рача-Осети, а это дает возможность установления их возраста и указывает на широкие возможности сейсмостратиграфического метода.

С использованием сейсмостратиграфического метода составлен сейсмогеологический разрез по профилю Лиси-Душети. Разрез построен по материалам КМПВ и ОГТ.

В сейсмогеологическом разрезе Лиси-Душети литофациальное строение и возрастные уровни, в основном, установлены по данным геологических скважин Лиси-1 и Бицинда-1. Отмеченные скважины относительно неглубокие, расстояния между ними довольно большие и не дают полную картину геологического строения осадочных формаций в сейсмогеологическом разрезе. Внутренняя текстура стратиграфических свит в полосе межгорной депрессии идентично отражается в проведенных Израильской фирмой ИКХ-97 исследованиях. В частности на профиле ИКХ-97-10, проходящем вдоль межгорной депрессионной части и стратиграфически привязаном к довольно глубинным геологическим скважинам Шиндиси-1 и Кицниси-1, интерпретация проведена стратиграфическим методом. Со своей стороны, использование стратиграфического метода для профилей Лиси-Душети и ИКХ-97-10 оправдана, т.к. в полосе межгорной депрессии характер отраженных волн на этих профилях идентичен (рис.3)

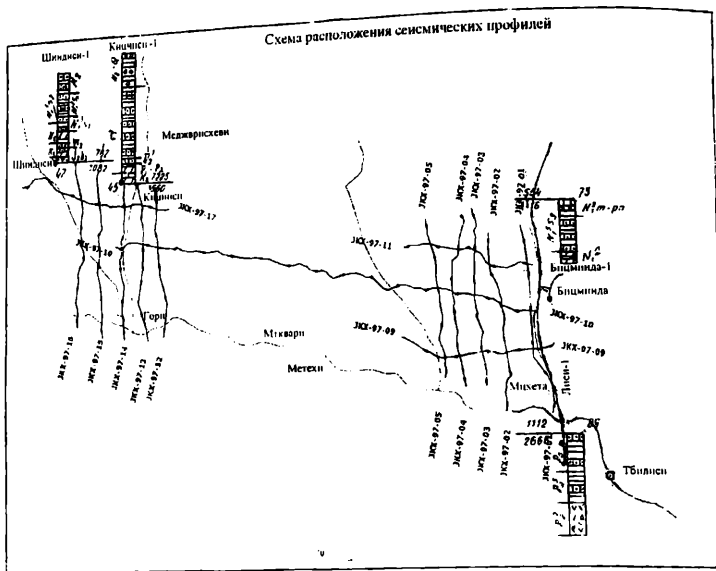


Рис. 3

статье рассмотрены вопросы, предусмотренные проектом гранта NGNS/ST-06/S-069.

Литература

1. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе И.П. – Тектоника покрова южного склона Большого Кавказа, Мецниереба, 1977, 81с.
2. Гамкрелидзе И.П.- Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. Материалы научной сессии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 2000, стр. 204-208.
3. Гонгадзе С.А., Гамкрелидзе Н.П. – К вопросу происхождения „Красноколодских,, известняков и распространения аналогичной им фации в Кахети на глубине. Нефть и газ Грузии; №12, Тбилиси, 2005, с. 79-87.
4. Mindeli P., Jashi G., Gvantseladze T., Ghonghadze S. – On Geologie-Geophysical structure of Sediimentary series in depression Zone of the Eastern Georgian territory. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. Vol 172, №3, Tbilisi, 2005, pp. 478-480.
5. Mindeli P., Jashi G., Ghambashidze B., Gvantseladze T., Ghonghadze S. – A model of the Earth's Crust structure in the Depression Zone of West Georgia. Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences. Vol 173, №2, Tbilisi, 2006, pp. 307-309.
6. Хундадзе Н.Ш., Онопришвили Т.Г., Русадзе А.И. – К вопросу о глубинном строении поверхности кристаллического фундамента территории Грузии по новейшим сейсморазведочным данным. „Нефть и газ Грузии,,. Тбилиси, 2005, №16, стр.52-67.
7. გ. ჯაში, ნ. გამყრელიძე, ვ. ჭიჭინაძე, პ. მინდელი, ს. ლონდაძე, თ. გვანცელაძე – აღმოსავლეთ საქართველოს ტერიტორიის გეოლოგიური აგებულების დაზუსტება მიბის გეოფიზიკური მეთოდებით ტეკალი-ართანას სეისმოგეოლოგიური ჭრილის მავალითზე. საქართველოს ნავთობი და გაზი, №21, თბილისი, 2007, გვ.56-63.

**გეოლოგიურ-გეოფიზიკური მონაცემების ინტერპრეტაცია
სეისმოსტრატობრაფიული მეთოდით**

გ. ჯაში, ნ. გამყრელიძე, ს. ღონღაძე, ვ. ჭიჭინაძე, პ. მინდელი, ჯ. ქირია

რეზიუმე

წარმოდგენილ სტატიაში ყურადღება გამახვილებულია გეოფიზიკური კვლევის შედეგებით ახალ მეთოდზე – სეისმოსტრატობრაფიაზე, რომელიც საკმაოდ მაკრობლობით გეოფიზიკურ დახვეწილ ფორმაციების სიერცობრივ ორიენტაციას.

კახეთის ფარგლებში სეისმოსტრატობრაფიისათვის ეტალონურ ჭაბურღილად მიჩნეულია ჭაბურღილი ხირსა-1, რომლის მიხედვითაც ჩატარებულია „კრასნოკოლოდსკის“ კირქვების სეისმოსტრატოფიცირება.

ჩატარებული გამოკვლევებით სეისმოგეოლოგიურ ჭრილში სეისმური ტალღების ხასიათის მიხედვით დადგენილია, რომ „კრასნოკოლოდსკის“ კირქვები, რაჭა-ოსეთში გავრცელებული კირქვები და ჭაბურღილ ხირსა-1 გამოყოფილი რიფოგენული კირქვები არის ანალოგიური ფორმაციები, რაც მიუთითებს სეისმოსტრატობრაფიული მეთოდის გამოყენების ფართო შესაძლებლობებზე.

**ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ МЕТОДОМ
СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ**

**Джаши Г.Г., Гамкрелидзе Н.Р., Гонгадзе С.А., Чичинадзе В.К., Миндели П.Ш,
Кириа Д.К.**

Реферат

В предложенной статье внимание заострено на сравнительно новом в геофизических исследованиях сейсмостратиграфическом методе, что дает возможность довольно убедительно определять ориентацию осадочных формаций.

В пределах Кახети, для сейсмостратификации, эталонной скважиной считается скважина Хირსა-1, по данным которой и проведено стратифицирование „Красноколодских“ известняков.

Проведенными исследованиями в разрезе, по виду сейсмических волн, установлено, что „Красноколодские“ известняки и распространенные в Рача-Осети известняки являются аналогичными формациями одного возраста, что указывает на возможность применения сейсмостратиграфического метода в широком масштабе.

**INTERPRETATION OF GEOLOGIC-GEOPHYSICAL DATA BY THE
SEISMOSTRATIGRAPHIC METHOD**

Jashi G., Ghamkrelidze N., Ghongadze S., Chichinadze V., Mindeli P., Kiria J.

Abstract

Comparatively new geophysical investigation is underline in the presented paper. This method – seismostratigraphic give us possibility to determine orientation of lithologic associations rather convincingly.

Holding investigation along seismic section show that „Krasnokolodskii“ limestone and Racha-Oseti limestone form the same structure of the same age. This indicates to the possibility of application the seismostratigraphic method in the wide range.

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОФИЛЯ ЛИСИ-ДУШЕТИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гамкрелидзе Н.Р., Челидзе Т.Л., Гонгадзе С.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г., Миндели П.Ш., Кириа Д.К., Гванцеладзе Т.А.

Профиль Лиси-Душети проходит вдоль левого берега р. Арагви, охватывает участки Лиси, Вашлиджвари, Дигоми, Загеса, Сагурамо, Бицминда, Мисакциели, Жинвали.

Сейсмогеологический разрез построен по материалам проведенных разведочных работ по корреляционному методу преломленных волн КМПВ (Трест Грузнефтегеофизика) и методу общей глубинной точки – ОГТ (Израильская фирма ИКХ-97). Кроме того, при интерпретации были использованы материалы аэромагнитных съемок масштабов 1:50 000, 1:200 000, 1:2 500 000, а также гравиметрической съемки 1:50 000 масштаба. Сейсмогеологический разрез, построенный по данным КМПВ, уточнен данными геологических скважин Лиси-1 и Бицминда-1, глубины которых невелики и не выходят за пределы среднеэоценовых осадков. Расстояние между скважинами сравнительно большое и, следовательно, информации о геологическом строении межгорной депрессионной полосы нет.

Для установления сейсмогеологического разреза депрессионной части профиля Лиси-Душети были использованы продольные (ИКХ-97 – 09,10,11 и 17) и поперечные (ИКХ-97-12,13,14,15,16) профили, которые стратиграфически привязаны к скважинам Шиндиси-1 и Кицниси-1 (рис.1). Учет данных этих скважин необходим для установления глубинного строения профиля, т.к. эти скважины характеризуют стратиграфический разрез от современных до палеоэоценовых отложений [1,4,5].

На профиле Лиси-Душети литолого-фаціальное расположение осадочных формаций схематически можно представить в следующем виде: 1 глины, песчаные глины; 2 чередование песков и глин; 3 песчаники и конгломераты; 4 конгломераты? сцементированные глинистым материалом; 5 плотные известняки и конгломераты с включениями вулканитов; 6 туфы, туфопесчаники, туфобрекчи, порфириды; 7 мергели, сланцеватые глины, мергелистые известняки; 8 известняки с редкими прослоями мергелей и аргелитов; 9 плотные пелитоморфные известняки; 10 очень плотные мраморовидные известняки; 11. магматогенные метаморфные породы.

Мощности и физические параметры (скорость, плотность, магнитная восприимчивость, удельное электрическое сопротивление) в разрезе более точно установлены до палеогеновых отложений.

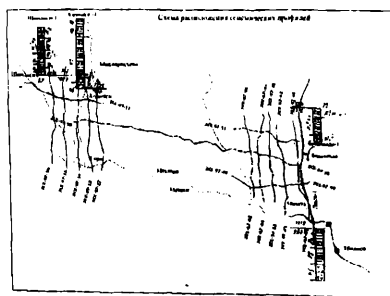
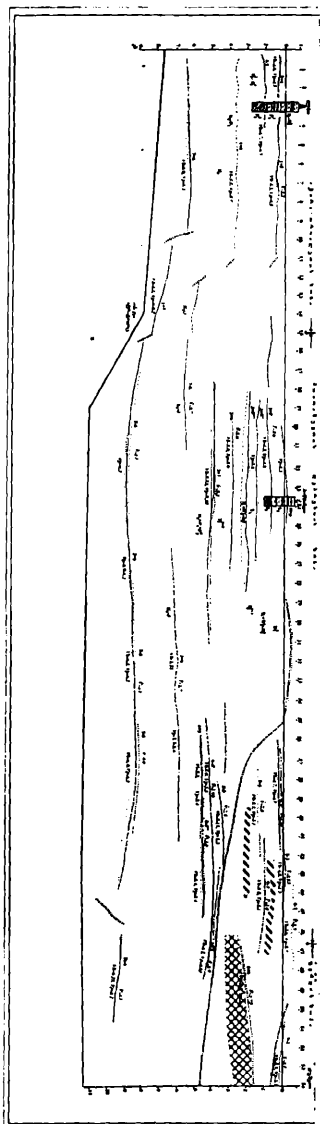


рис. 1.

Возрастные уровни, выделенных в сейсмогеологическом разрезе горизонтов, в основном, определены по данным скважин Бицминда и Лиси, а также с использованием сеймостратиграфического метода, используя скважинные данные Шиндиси и Кицниси.



На рис. 2. представлен сейсмогеологический разрез по профилю Лиси-Душети.

Мощности современных отложений вдоль профиля меняются в довольно больших пределах. Под современными отложениями в скважине Лиси вскрыты геологически хорошо датированные самые молодые отложения, представленные песчанистыми глинами, слабосцементированными

конгломератами, чередованием песчаников и глин. По данным скважины Бицинда мощность этих отложений 350 м, и средняя скорость в них (2.5-3.5) км/сек. Минимум соответствует фашесу глин, растет с глубиной и достигает максимума в конгломератах. Свита начинается на севере, в двух-трех км от Михета, кончается у Жинвали, датируется миот-понтон и известна под названием Душетской свиты.

В скважине Бицинды, под Душетской свитой выделяют чередование песчаников, глин и конгломератов с мощностью до 1000 м, $v=(2.8-3.6)$ км/сек, датированная верхним сарматом (N_1S^3). Со своей стороны она перекрывает свиту, скорость в которой меняется от (3.2-3.5) км/сек до (3.6-3.8) км/сек, представленная чередованием неоднородных круглозернистых песчаников и конгломератов. Средняя мощность этих отложений (средний сармат N_1S^3) – (100-500) м. Отложения нижнего сармата (N_1S^1) отличаются компактностью и метаморфизмом. Средняя мощность отложений 500 м.

С точки зрения сейсмичности, отложения сармата представляют тела особой когерентности, отличаются высокой частотой сейсмических волн с удлиненными фазами, дают хорошо отражающие горизонты. Они хорошо расчленяются и выделяются по параметрам, что дает возможность стратиграфического прослеживания [1-5].

На начальной части профиля (1/3 часть) Лиси-Душети выделяется чередование мягких песчаников и глинистых конгломератов. Это инверсионный слой (физические параметры-скорость и плотность занижены $\sigma=2.25$ г/см³, $v=(2.2-2.3)$ км/сек). Эти отложения известны под названием майкопской свиты ($P_3 + N_1^1$).

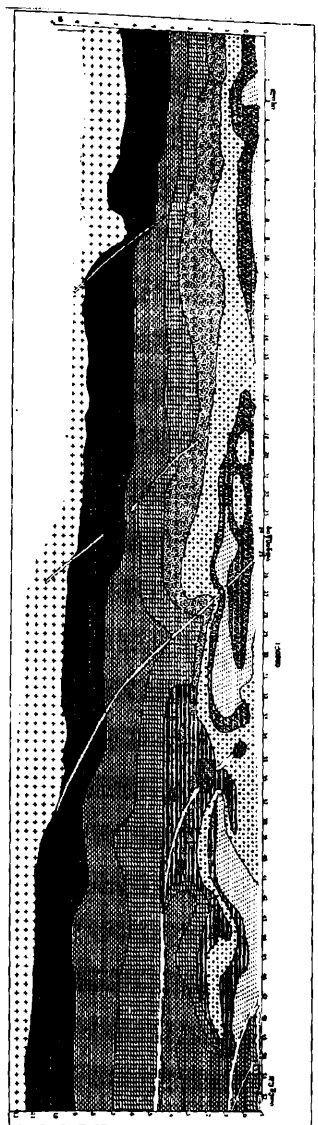
По геофизическим данным отложения палеогена однозначно не выделяются. Отложения верхнего эоцена в скважине Лиси вскрыты под отложениями майкопа, мощность которых приблизительно 600 м и представлены слабцементированными тонкослоистыми глинистыми сланцами, песчаниками, толстослоистыми туфобрекчиями, редко аргилитами. В литофациальном разрезе, полученном по сейсмотомографии, выделяется слой с $v=(3.2-3.5)$ км/сек (средний эоцен P_2^2), мощность которого 450 м. В скважине Лиси на глубине 1700 м вскрыта свита вулканогенных образований, представленных туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями, редко аргилитами и порфиритами ($v=4.9$ км/сек). Мощность свиты по магнитным данным 1000 м.

В сейсмогеологическом разрезе литофациальное строение и физические параметры отложений палеогенового и нижнеэоценового возраста установлены неточно. Нижний эоцен должен быть представлен чередованием тонкослойных песчаников и сланцевых глин, а палеоцен – чередованием мергелей и известняков.

В сейсмогеологическом разрезе профиля Лиси – Душети, по методу преломленных волн, выделены отложения, которые по скоростным параметрам делятся на две части: верхнюю $v=(5.36-5.4)$ км/сек и нижнюю $v=5.63$ км/сек. Разделение отложений по скоростным параметрам равноценно стратиграфическому разделению. В частности, верхний мел, в основном построен известняками, мергелями, редко аргилитами и характеризуется метаморфизмом. На южном склоне верхний мел представлен тонко и толстослоистыми флишевыми отложениями, которые хорошо выделяются по ОГТ и характеризуются инверсионными физическими параметрами ($\sigma=(2.4-2.45)$ г/см³, $v=(2.6-2.8)$ км/сек).

Под отложениями мелового возраста ($d=2$ км) оставшее до фундамента пространство должны заполнить юрские отложения – плотные глинистые сланцы, песчаные известняки, выделение которых по КМПВ затруднительно. Их выделение возможно методами магниторазведки, т.к. порфиритовая свита байосса обладает высокими магнитными свойствами. Поверхности отражений отложений нижнего мела по всей длине глубинного разреза трансгрессивно залегают над расположенными под ними отражающими породами – на вулканогенных отложениях байосса.

Профиль Лиси-Душети охватывает три геоморфологические единицы: зоны Аджара-Триалетскую, межгорной депрессии и южного склона Большого Кавказа. Профиль проходит в утесненной полосе этих коллизионных зон. Его начало охватывает восточное окончание Аджара-Триалетской центральной подзоны, в которую погружаются антиклинарные структуры Лиси и Михета и расположены между ними синклинарные структуры. На севере около Михета проходит надвиг (где отмечена граница между Аджара-Триалетской и межгорной депрессионными зонами). Еще севернее тектоническая картина не совсем ясна [1]. Проведение грани между тектоническими зонами проблематично, хотя выделение тектонических зон с учетом сейсмостратиграфии и сейсмотомографии возможно. На профиле существование вертикальных разрывных нарушений не отмечено.



Построен сейсмотомографический разрез профиля Лиси-Душети (масштаб 1:50000), где хорошо выделяются контуры распределения осадочных формаций, которые в определенной мере отражают картину тектонического строения вдоль профиля и хорошо согласуются с представленным сейсмогеологическим разрезом. (рис. 3)

В статье рассмотрены вопросы, предусмотренные проектом гранта NGNS/ST-06/S-069.

Литერатура

1. Гамკრელიძე П.Д., Гамკრელიძე И.П. – Тектоника покрова южного склона Большого Кавказа, Мещниереба, 1977. 81. с.
2. Гамკრელიძე И.П. Вновь о тектоническом расчленении территории Грузии. Материалы научной сесии, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.И. Джанелидзе. Тбилиси, 2000, стр. 204-208.
3. Гонгадзе С.А., Гамკრელიძე Н.П. – К вопросу происхождения „Красноколедских„ известняков и распространения аналогичной им фации в Кахетии на глубине. Нефть и газ Грузии; №12, Тбилиси, 2005, с. 79-87.
4. Mindeli P., Jashi G., Gvantseladze T., Ghonghadze S. – On Geologie-Geophysical structure of Sediomentary series in depression Zone of the Eastern Georgian territory. Bulletin of the Georgian Academy of Sciences. Vol 172, №3, Tbilisi, 2005, pp. 478-480.
5. Mindeli P., Jashi G., Ghambashidze B., Gvantseladze T., Ghonghadze S. – A model of the Earth's Crust structure in the Depression Zone of West Georgia. Bulletin of the Georgia National Academy of Sciences. Vol 173, №2, Tbilisi, 2006, pp. 307-309.

ლისი-დუშეთის პროფილის სიღრმული გეოლოგიურ-გეოფიზიკური აბაზუმება კომპლექსური გეოფიზიკური მეთოდებით

ბ. გამყრელიძე, ს. ღონღაძე, ვ. ჭიჭინაძე, გ. ჯაში, პ. მინდელი, ჯ. ქირია,
თ. გვანცელაძე

რეზიუმე

გარდატეხილი ტალღების კორელაციური და არეკვლილი ტალღების საერთო სიღრმული წერტილის მეოდეების მიხედვით აგებულია ლისი-დუშეთის პროფილის სეისმოგეოლოგიური ჭრილი. მასში გამოყოფილი პორიზონტების ასაკობრივი დონეები და ლითოფაკიადური აგებულება, ძირითადად, განსაზღვრულია ლისისა და ბიწმინდის ჭაბურღილების მონაცემებით. ამასთან, ჭრილი სეისმოსტრატოგრაფიულად მიბმულია შინდისისა და ქიწნისის ჭაბურღილებთან.

აგებულია ლისი-დუშეთის პროფილის სეისმოტომოგრაფიული ჭრილი, სადაც ნათლად გამოიყოფა დანალექი ფორმაციების სიმძლავრეები და გავრცელების კონტურები, რაც კარგ თანხედრავია სეისმოგეოლოგიურ ჭრილთან.

ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОФИЛЯ ЛИСИ-ДУШЕТИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Гамкრелидзе Н.Р., Гонгадзе С.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г., Миндели П.Ш.,
Кириа Д.К., Гванцеладзе Т. А.

Резферат

Построен сейсмогеологический разрез профиля Лиси-Душети, где возрастные уровни выделенных горизонтов, в основном, определены по данным скважин Лиси и Бицминда. Разрез сейсмостратиграфически привязан к скважинам Шиндиси и Кицниси.

Построен сейсмотомографический разрез профиля Лиси-Душети, в котором ясно выделяются мощности и контуры распределения осадочных формаций, что хорошо согласуется с сейсмогеологическим разрезом.



DEEP GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL STRUCTURE OF LISI-DUSHETI BY THE DATA OF COMPLEX GEOPHYSICAL RESEARCH

Gamkrelidze N., Ghongadze S., Chichinadze V., Jashi G., Mindeli P., Kiria J., Gvantseladze T.

Abstract

It is constructed seismogeological profile of Lisi-Dusheyi where age levels of the allocated horizons, basically are estimated according to chinks Lisi and Bicminda. The profile is adhered to chinks Shindisi and Kicnisi seismostratigraphically.

It is constructed seismostratigraphic section of profile Lisi-Dusheti in which capacities and contours of sediment phrarmacy distribution are clearly allocated and it will well be coordinated seismogeological section.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЁННЫХ В РАЙОНЕ С.ГОНЕБИСКАРИ

Джаши Г. Г., Одилавадзе Д.Т., Зардалишвили Т.О., Амилахвари З.Л., Геладзе Г. Г.,

Ревазишвили А.Л.

Институт Геофизики им. М. Нодиа,

Алексидзе 1,0193 Тбилиси, Грузия

По заказу „Геомагинвеста „ на территории с. Гонибискари Озургетского района были проведены электрометрические исследования с целью установления распространения ареала каолиновых глин и их физических параметров. Интерес к изучению отмеченных глин обусловлен тем, что с каолиновыми глинами связаны месторождения рассыпного типа, часто кондиционные, драгоценные и редкие металлические месторождения (платина, вольфрам, тантал и т.д.).

В природе распространены глины разного типа, среди которых особенно привлекательны каолиновые глины. Их происхождение обусловлено выветриванием основных пород, их вторичным замещением, что, особенно в кислой среде, вызывает появление гидроокислов железа и процесс каолинизации. Каолиновые глины имеют разные цветовые оттенки: кирпичного, красного, тёмночерничного, сиреневого и другие, что зависит от химического состава основных пород и степени вторичного замещения. Каолиновые глины в основном пластические глины, которые во влажной среде чересчур водонасыщены и вследствие механического действия принимают любую форму.

Территория с. Гонибискари орографически довольно сложная, в частности, разность гипсометрических уровней на 1,5км., на участке геофизических работ составляет 80м. Геотектонически распространённые породы на отмеченной территории принадлежат к верхней части Гурийской свиты, в которой выделяют следующие горизонты: 1.ветреные туфы, андезиты, трахиты и их глинистые происхождения. 2. неизменные туфы, андезиты и трахиты, 3.литологически нерасчленённые породы [1,2,3,4].

Вследствие проведённых геофизических работ установлено, что дифференциация отмеченных пород по удельному электрическому сопротивлению достаточно контрастная, что и определяет эффективность геофизических (электрометрических) исследований. В Грузии геофизическими, в частности, электрометрическими, работами проведены значительные исследования и в соответствии с конкретными изыскательными задачами установлены: литологический состав распределённых пород на объекте и проходящие в них эгзодинамические процессы [1,2,3]

С целью определения литологической дифференциации и определения мощности распространённых свит на территории с. Гонибискари были использованы геофизические исследования методами сопротивления постоянному току, в частности, вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ) и симметричные электрические профилирования (СЭП).

По данным проведённых исследований был составлен геоэлектрический разрез в масштабе 1:10000 (рис.1а). По полевым работам были построены трёхслойные кривые ВЭЗ (в основном Q и H типов). По проведённым в пунктах 1-7 ВЭЗ –ам получены трёхслойные кривые типа Q, где мощность первого слоя ($\rho=800-1000$ ом) в восточном направлении от ВЭЗ-1 постепенно уменьшается и у ВЭЗ-7 полосуется в геоэлектрическом разрезе в горизонт с удельным сопротивлением 200-300омм , распространяется по всему горизонту с максимальной мощностью

20м. По нашей интерпретации она соответствует распространению туфов. В начале геоэлектрического разреза (ВЭЗ 1-7) и в конце (ВЭЗ 10-17) эти последние перекрыты горизонтом высокого электрического сопротивления (соответственно 800-1000омм и 2000-3000омм.), которые должны соответствовать распространению андезитового и трахитового покровов

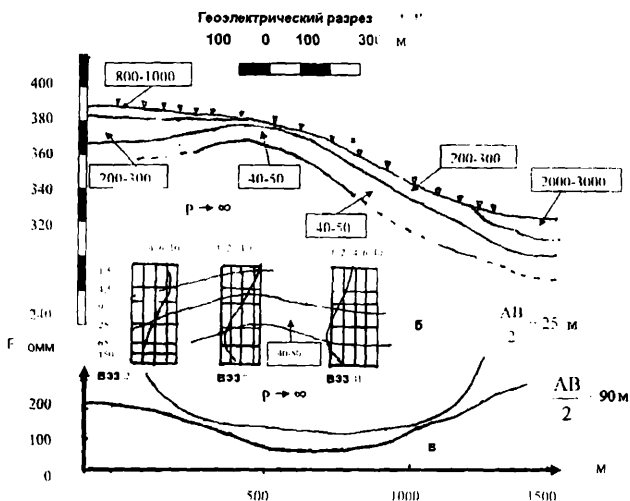


Рис. 1а,б,в. Геоэлектрический разрез в масштабе 1:10000 (рис.1а).

Вдоль всего разреза, почти без прерывания распространяется горизонт с удельным электрическим сопротивлением 40-50 ом с максимальной мощностью 20м., которая соответствует каолиновым глинам. В кривых ВЭЗ-ах этих последних достаточно убедительно выглядит среда высокого сопротивления, посредством вторичного замещения (каолинизации) которого произошли каолиновые глины. На рис.1б, показаны типичные кривые ВЭЗ-ов, которые находятся в согласии с геоэлектрическим разрезом.

Рис.1в показывает результаты симметричного геоэлектрического профилирования ($AB/2=25$ м. и $AB/2=90$ м.) вдоль геоэлектрического разреза, конфигурация кривых профилирования сглажена и хорошо отвечает представленному геоэлектрическому разрезу.

На основе проведённых геофизических исследований на территории с. Гонбискари по удельному электрическому сопротивлению стало возможным установление дифференциации осадочных слоёв и установление мощности осадочного слоя. В геоэлектрическом разрезе сравнительно схематически представлена морфология основных пород в основании каолиновых глин.

Интерпретация полевых данных произведена как стандартным палеточным методом/2.5/, результаты которых уточнены программным обеспечением „сарфер-6“, так и программным обеспечением интерпретации ВЭЗ „ipi2win“.

По ВЭЗ-ам проинтерпретированным палеточным способом и с использованием программного обеспечения „Сарфер-6“, были построены геоэлектрические разрезы (рис.2а.б.в.). Картины геоэлектрических разрезов, показанных на отмеченных чертежах, в основном идентичны, однако они различаются друг от друга интервалом проведения изоом, что определяет степень разрешающей способности при интерпретации.

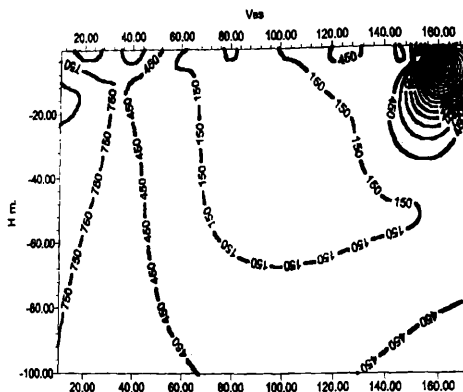


Рис. 2а.

Конфигурация изоумов удельного электрического сопротивления на представленном геоэлектрическом разрезе рис.2а показывает, что в начале профиля у дневной поверхности высокоомная область околнурена линией изоум-750омм. В центральной части геоэлектрического разреза выделяется зона, околнуренная 150омм изолинией, а в конце профиля зона, околнуренная 3000-4000омм.

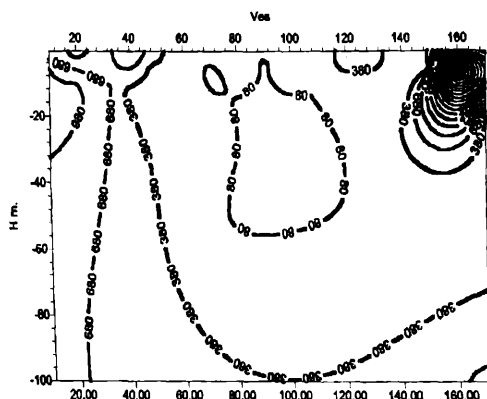


Рис. 2б.

Рис.2б. показывает, что картина распространения высокоомных пород по глубине не ясна, однако в центральной части геоэлектрического разреза у дневной поверхности тенденция их приближения замечается.

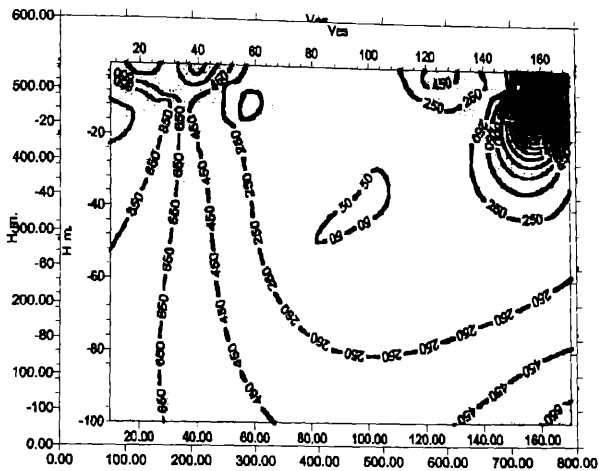


Рис. 2в.

Посредством применения программного обеспечения „ipr2win”, которое способно решить прямую и обратную задачу (проблему) 1D, для вертикального электрического зондирования были произведены построения ВЭЗ и их интерпретация. Обратная задача решается с использованием варианта алгоритма Ньютона для наименьшего числа слоёв или минимизацией алгоритма годности упорядочения, используя приближение Тихонова при решении некорректной задачи. Можно использовать априорную информацию о глубине и удельном сопротивлении слоёв для минимизации алгоритма годности упорядочения. Обратная задача решается для каждой кривой ВЭЗ отдельно. Кривая ВЭЗ строится в интервале заданной точности и различие от теоретической кривой даётся числом, определяющим погрешность, которая находится в требуемом численном интервале.

На рис.3а. для ВЭЗ-1 на вертикальной оси в логарифмическом масштабе нанесены значения удельного электрического сопротивления, а по горизонтальной оси - половина разноса электродов (AB/2), т.е. разводочная глубина проникновения в логарифмическом масштабе.

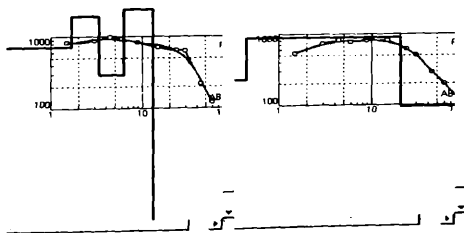


Рис. 3а.б.

На рис.3а.б.в.г. нанесены интерпретированные кривые ВЭЗ (непрерывная линия) и теоретическая, с которыми и происходит сравнение наблюдаемой кривой ВЭЗ (непрерывная линия). На чертеже ломанной линией выделено количество минимальных горизонтальных слоёв и определены их мощности.

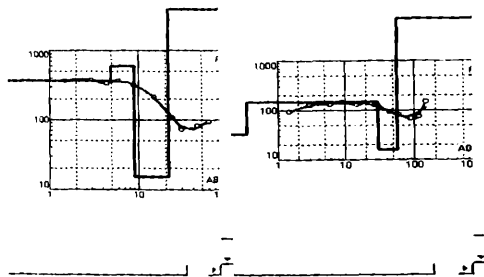


Рис. 3в.г.

Посредством разработки данных программными процедурами строится геоэлектрический разрез соответствующего профиля. На рис. 4 по первым 1-7 ВЭЗ-ам представлен псевдоэлектрический разрез кажущегося сопротивления.

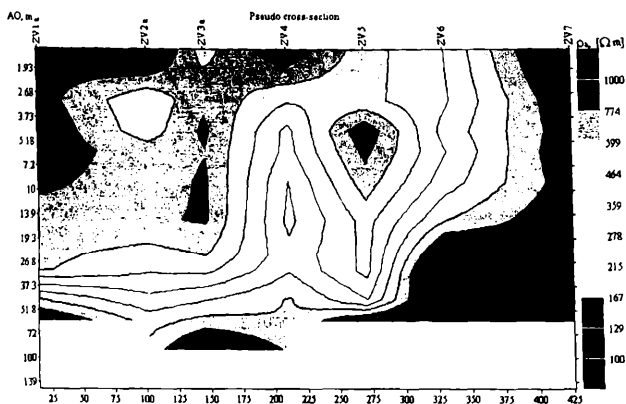


Рис. 4 Псевдоэлектрический разрез кажущегося сопротивления.

На рис.4 по вертикальной оси отложен $(AB/2)$, а по горизонтальной оси места расположения ВЭЗ. На рис.4. расположение изолиний показывает распределение кажущегося сопротивления по глубине. Разрез построен от первого ВЭЗ-а по горизонтальному направлению до 425м., где разведочная глубина колеблется между 60-100м. По отмеченному выше программному обеспечению построение кривой ВЭЗ, их интерпретация и составление геоэлектрического разреза в Институте геофизики было произведено впервые. Результаты, полученные по классической (палеточной) интерпретации [5] и с использованием программного обеспечения, находятся в достаточно хорошем согласии. В дальнейших электрометрических работах желательно внедрить и использовать данное программное обеспечение.

ლიტერატურა:

1. Джаши Г.Г., Чичინაძე В.К., Челиძე Т.Л., Церетели Э.Д., Одиладзе Д.Т., Тархნიшвили А.Г., Амилахвари З.Л., Китовани Д.Ш., Реваზიшვილი А.Л., Дзოციანიძე Г.Г., Абрамишვილი Г.Н. Изучение инженерно-геологических условий Бугеульского (Рача) оползня геофизическими методами разведки. Труды Инст-та геофизики, т. LUIII, Тбилиси, 2004. ст.328-335
2. Джаши Г.Г., Чичინაძე В.К., Челиძე Т.Л., Зардалишვილი Т.О., Китовани Д.Т., Дзოციანიძე Г.Г., Амилахвари З.Л. – Определение мощности и фракционной дифференциации селевых наносов в пойме р. Дуруджи по геофизическим данным. Труды Инст-та геофизики, т. LUIII, Тбилиси, 2004. ст.306-317
3. Джаши Г.Г., Чичინაძე В.К., Челиძე Т.Л., Меликадзе Г.И., Амилахвари З.Л. – Исследование инженерно и гидро-геологических условий Марнеульского рудного тела геофизическими методами разведки. Труды Инст-та геофизики, т. LUIII, Тбилиси, 2004, ст.317-328.
4. ზ.ამილახვარი – ჟოშხა-გენდუშის (რაჭა) ტერიტორიის საინჟინრო და გეოდინამიკური პირობების გამოკვლევა ძიების ელექტრომეტრული მეთოდებით/ საქართველოს ნავთობი და გაზი, №17, თბილისი, 2006. გვ.53-59.
5. Пылаев А.М. – Руководство по интерпретации вертикальных электроческих зондирований.М., Гостеологиздат, 1948.

სოფ. გონებისკარის რაიონში ჩატერებული ელექტრომეტრული გამოკვლევების ინტერპრეტაცია

ჯაში გ.გ., ოდილაძე დ.თ., ზარდალიშვილი თ.ო., ამილახვარი ზ.დ.,
გელაძე გ.გ., რევაზიშვილი ა.ლ.

რეზიუმე

ოსურგეთის რაიონის სოფ.გონებისკარის ტერიტორიაზე წარმოდგენილი კაოლინური თიხების გავრცელების არეალისა და მათი ფიზიკური პარამეტრების დადგენის მიზნით ჩატარდა ელექტრომეტრული გამოკვლევები.

მიღებულმა შედეგებმა აჩვენეს, რომ ვეზის კლასიკური (პალეტური) ინტერპრეტაცია კარგ თანხვედრაშია "ipi2win" პროგრამითა და „სარფერ-6“-ით მიღებულ შედეგებთან. სასურველია ამ პროგრამული უზრუნველყოფის შემდგომ სამუშაოებში დანერგვა-გამოყენება.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЁННЫХ В РАЙОНЕ С. ГОНЕБИСКАРИ

Джаши Г. Г., Одиладзе Д.Т., Зардалишвили Т.О., Амилахвари З.Л., Геладзе Г. Г.,
Ревазшвили А.Л.

Реферат

На территории с.Гоньбискари Озургетского района были проведены электрометрические исследования с целью установления распространения ареала каолиновых глин и их физических параметров.

Результаты, полученные по классической (палеточной) интерпретации и с использованием программного обеспечения „ipi2win“ и „сарфер-6., находятся в достаточно хорошем согласии. В дальнейших электрометрических работах желательно внедрить и использовать данное программное обеспечение.

Interpretation of electrometric research in the area of the village GonebisKari

**Jashi G.G., Odilavadze D.T., Zardashvili T.O., Amilaxvari Z.L., Geladze G.G.,
Revazishvili A.L.**

Abstract

It has been carried out electrometric research in order to get information on the area of spreading caolinic clays and their physical parameters in the village GonebisKari of the district Ozurgeti. The results have shown, that the classic (paletic) interpretation of VEZ is in good coincidence with the interpretation got via the computer programs ipi2win and Surfer 6.0 of the same data. It is good if there will be used the mentioned computer programs in further works.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И АКТИВАЦИЕЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРИНЦИПА МАКСИМАЛЬНОГО ПРАВДОПОДОБИЯ

Одилавадзе Д.Т., Аманаташвили И.Т., Тутберидзе Н.П.

Институт Геофизики им. М. Нодиа, Алексидзе 1,0193 Тбилиси, Грузия

Актуальность проблемы и новизна исследования

Выявление возможной связи между изменениями электротеллурического поля с изменениями сейсмотектонических процессов /1, 2,3,4/ и на этом основании выдача предположительной рекомендации черезвычайно важно при выборе времени и продолжительности укрепительных работ зданий и строений.

В Грузии, Душетской геофизической лабораторией Института геофизики был проведен круглосуточный, многолетний мониторинг электротеллурического поля /1/.

Нами исследовалась зависимость связи изменения во времени величины интенсивности электротеллурического поля с величинами магнитуд неслабых землетрясений для 1982 года. Двух и трёхмерное временно-пространственное представление их функций и использование принципа максимального правдоподобия выявило их возможную взаимосвязь.

Для подобранной нами территории Грузии, в круге от Душети с радиусом 150км. пространственное представление данных электротеллурического поля и данных магнитуд важно для оценки их визуально –качественной связи.

Графическое и аналитическое представление временной зависимости функций, описывающих величины интенсивностей электротеллурического поля и магнитуд землетрясений в соответствии с принципом максимального правдоподобия, важно для метода статистической оценки их связи.

Знание связи изменения величины электротеллурического поля с изменением величин магнитуд не слабых землетрясений важно для уменьшения негативных последствий возможных сейсмотектонических процессов /3/.

Целью исследования является

установление возможной связи между изменением величин интенсивности электротеллурического поля многолетних периодов и изменением величин магнитуд неслабых землетрясений /1,2,3/.

Ниже представлены материалы, графически и аналитически отображающие результаты исследований, для них оценка проведена с использованием принципа максимального правдоподобия.

Душетской геофизической обсерваторией Института геофизики АН Грузии /в последствии Институт имени Михаила Нодиа / с1948года по конец 1980-ых проводился мониторинг электротеллурического поля , в форме ежечасных записей данных на теллуграмме. Данные величины интенсивностей широтных и меридиональных составляющих электротеллурического поля по соответствующему числу и месяцу оформлялись на специальных бланках.

Величина интенсивности составляющих электротеллурического поля, измеренных с помощью взаимно перпендикулярно расположенных приемных электродов, измерялась в мв/км, с погрешностью, не превышающей 0.3мв/км.

Были использованы материалы, характеризующие электротеллурическое поле 1982 года/1/.

Из каталога землетрясений Кавказа 1982г. были взяты данные значений величин магнитуд больше единицы ($M>1$).

Основные параметры исследуемых землетрясений вычислялись, разработанным нами программным пакетом (HYPO-GM).

Из данного каталога подобрали землетрясения, происшедшие в области круга с радиусом 150км от Душетской геофизической обсерватории. Нами были взяты величины магнитуд с численным значением $M>2$. Данные электротеллурического поля и магнитуд землетрясений были обработаны с использованием - Surfer(Win32) Version6.02-Jun1996.Surface Mapping System и Microsoft Excel 97 .Microsoft Map Program.

Данные для обработки /больше17000/ были введены в компьютер и обработаны компьютерными программами Surfer и Excel.

Программой Surfer были получены ежемесячные временно-пространственные двух и трёхмерные компьютерные графики распределения временно-пространственных особенностей интенсивности электротеллурического поля (Рис.1,2,3,4.).

Программой Excel построены графики зависимости интенсивности составляющих электротеллурического поля от времени для каждого часа данного года. Были получены полиноминые функции ,описывающие соответствующие графики, их достоверность по оценке R-squared values находится в пределах 0.4 до 0.56 (Рис.7,8).

Из каталога землетрясений Кавказа программой Surfer были обработаны для 1982 года данные магнитуд землетрясений больше единицы ($M>1$), были получены двух и трёхмерные графики (не приводятся).

Программой Excel были построены графики зависимости Кавказских землетрясений с $M>1$ от времени для каждого часа данного года. Были получены полиноминые функции, описывающие соответствующие графики, их достоверность по оценке R-squared values находится за пределом тысячного порядка.

По той же методологии обработаны землетрясения, происшедшие в круге с радиусом 150км. от Душети и магнитудой $M>2$. Программой Surfer для них были построены двух и трёхмерные компьютерные графики (приведены трёхмерные графики Рис.5,6) .

Программой Excel были построены графики зависимости землетрясений с $M>2$ от времени для каждого часа 1982 года. Была получена полиноминая функция соответствующего графика , с достоверностью по оценке R-squared values не менее 0.33.

Анализ этих четырёх переменных (двух составляющих электротеллурического поля и двух магнитуд при $M>1$ для всего Кавказа и $M>2$ для 150 км круга с центром в Душети) дал нам возможность заключить, что изменение составляющих электротеллурического поля и изменение магнитуд землетрясений с ($M>2$) вокруг Душети на расстоянии 150км. в зависимости от времени описываются однотипными полиномиными уравнениями шестого порядка , для которых значения R-squared values находятся в пределах от 0.33 до 0.55. А это находится в соответствии с принципом максимального правдоподобия, указывает на их высокую достоверность. Однако функция, описывающая землетрясения всего Кавказа , которая также полином шестого порядка, характеризуется R-squared values тысячного порядка, что в соответствии с принципом максимального правдоподобия указывает на низкую достоверность.

По представленной выше методике получено следующее:

По 1982 году, между ежечасными изменениями интенсивности взаимно перпендикулярных составляющих электротеллурического поля и изменением магнитуд неслабых землетрясений, происшедшими в 150км. круге с центром в Душети существует возможная связь.

Из анализа графика тренда функций по данным 1982 года вытекает ,что график зависимости от времени тренда периодического изменения для функции интенсивности северо-южного направления составляющего электротеллурического поля (Рис.7) приблизительно на один месяц опережает график тренда изменения во времени магнитуд не слабых землетрясений (Рис.9).



Минимумы графика тренда функции интенсивности составляющей по направлению восток-запад электротеллурического поля (Рис.8) в определённых отрезках времени совпадают с минимумами графика трендов функций изменения магнитуд неслабых землетрясений(Рис.9).

Исходя из анализа графика тренда функций изменения магнитуд неслабых землетрясений по 1982 году можно сказать , что было бы целесообразно проводить реабилитационно-укрепительные работы зданий в апреле и мае месяце.

E mv.km N-S Apr.1982

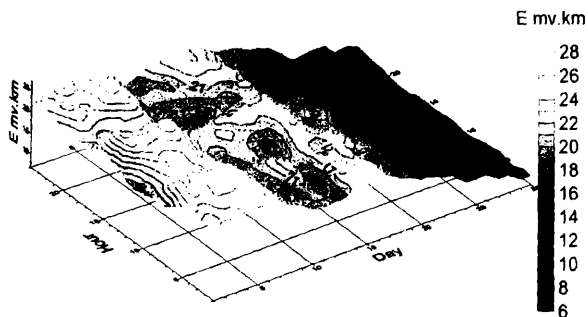


Рис.1. Интенсивность электротеллурического поля в направлении Север-Юг, Апрель, 1982г.

1982 May N-S E mv.km

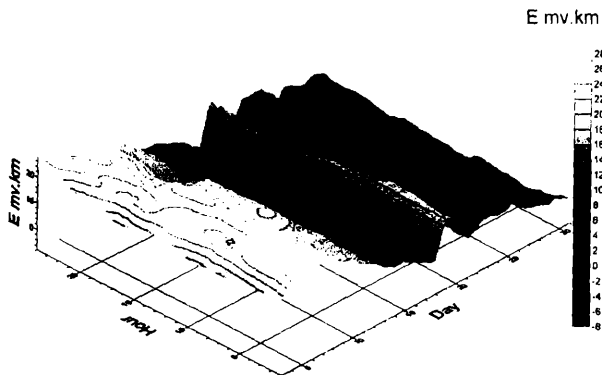


Рис 2. Интенсивность электротеллурического поля в направлении Север-Юг, Май, 1982г.

1982 Apr E-W E mv.km

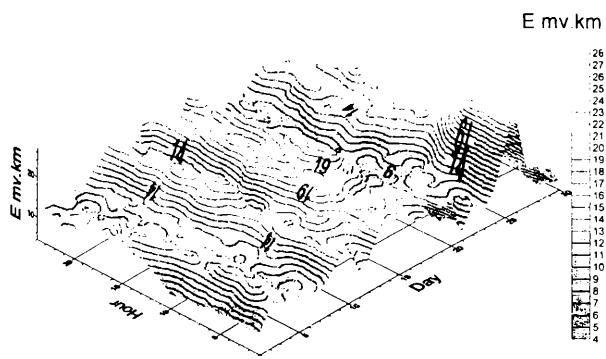


Рис.3 Интнсивность электротеллурического поля в направлении Восток-Запад,Апрель,1982г

1982 May E-W Emv.km

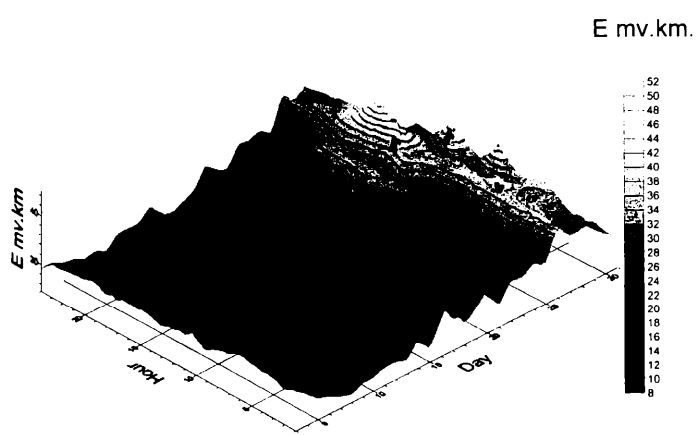


Рис.4 Интнсивность электротеллурического поля в направлении Восток-Запад, Май1982г.

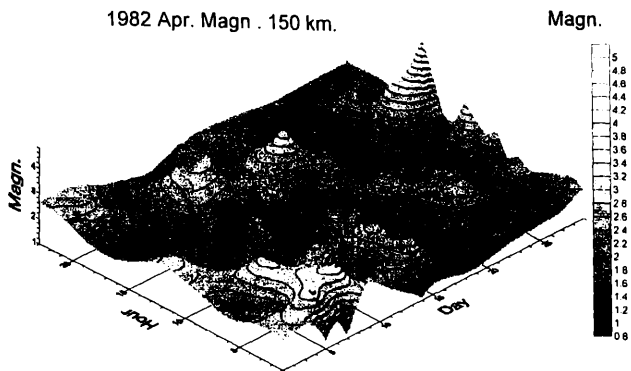


Рис.5 Магнитуда неслабых ($M>2$) землетрясений в Апреле 1982г. от Душети в радиусе 150км.

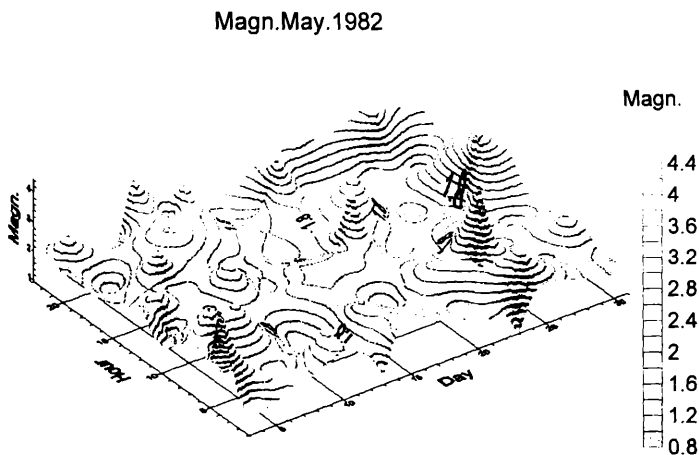


Рис.6 Магнитуда не слабых ($M>2$) землетрясений в Апреле 1982г. от Душети в радиусе 150 км.

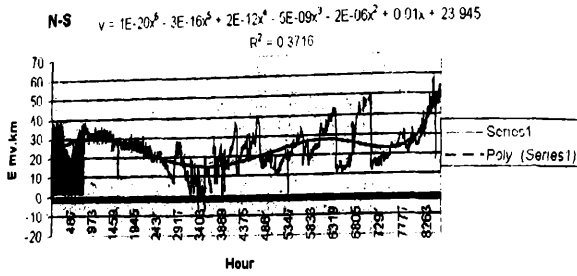


Рис.7 Интенсивность электротеллурического поля в направлении Север-Юг, по каждому часу суток для 1982г.

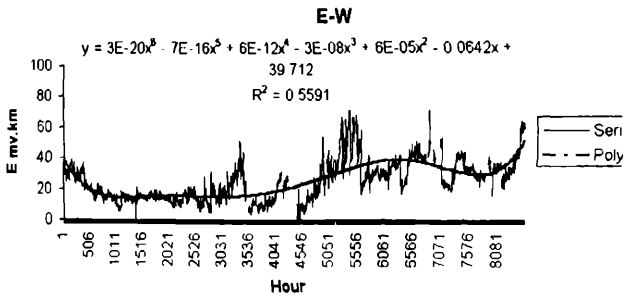


Рис.8 Интенсивность электротеллурического поля в направлении Восток-Запад по каждому часу суток для 1982г.

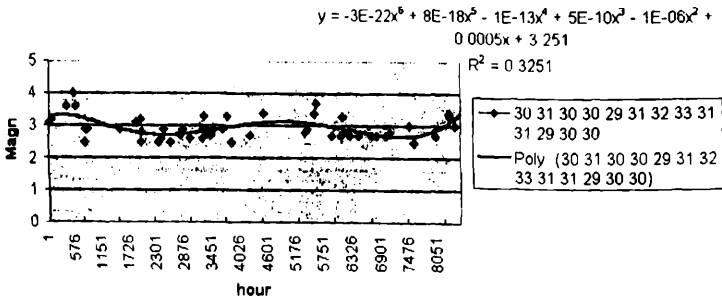


Рис.9. Магнитуда не слабых ($M > 2$) землетрясений в 1982г. от Душети в радиусе 150км.

ლიტერატურა

1. Данные наблюдений Душетской станции теллурических токов за 1982 год. Фонды Ин-та геофизики АН ГССР, Тбилиси, 1982г.
2. Татишвили О.В. Одилавалдзе Д.Т. Датунашвили Т.В. Тагишвили Г.В. Исследование связи электротеллурического поля земли с сейсмотектоническими процессами . сб. Электромагнитные исследования коры и верхней мантии территории Грузии. Издательство GCI, Тбилиси 1997.
3. Асада Т., Исибаси К., Матсуда Т. и др. Под ред. Асада Т. Методы пригноза землетрясений Их примененсис в Японии. Москва „Недра“, 1984.
4. Дашевский Ю.А., Мартынов А.А. Обратные задачи электрических зондирований в сейсмоактивных районах. Новосибирск, 2002г.

ელექტროტელურული ველის ცვალებადობის შესაძლო კავშირის კვლევა სეისმოტექტონიკური პროცესების აქტიურობასთან მიმართებაში მაქსიმალური დასაჯერებლობის პრინციპის გამოყენებით

ოდიალავაძე დ.თ., ამანათაშვილი ი.ტ., თუთბერიძე ნ.პ.

რეზიუმე

ნატარდა ელექტროტელურული ველის ცვალებადობის შესაძლო კავშირის კვლევა სეისმოტექტონიკური პროცესების აქტიურობასთან მიმართებაში მაქსიმალური დასაჯერებლობის პრინციპის გამოყენებით .

1982 წელს ელექტროტელურული ველის ურთიერთმართობული მდგენელების ინტენსივობის წლიურ-ყოველსაათიან ცვალებადობას და დეკემბრიდან ახორმოცდაათი კილომეტრის რადიუსით შემოსაზღვრულ არეში მომხდარი არასუსტი მიწისძვრების მაგნიტუდების ცვალებადობას შორის არსებობს შესაძლო კავშირი.

Исследование возможной связи между изменениями электротеллурического поля и активацией сейсмотектонических процессов с использованием принципа максимального правдоподобия

Одилавалдзе Д.Т., Аманаташвили И.Т., Тутберидзе Н.П

Реферат

Проведено исследование возможной связи между изменениями электротеллурического поля и активацией сейсмотектонических процессов с использованием принципа максимального правдоподобия.

По 1982 году между ежечасными изменениями интенсивности взаимно перпендикулярных составляющих электротеллурического поля и изменением магнитуд неслабых землетрясений, происшедшими в круге с радиусом 150км. и с центром в Душети существует возможная связь.

Investigation for detection possible relationship between variation of electrotelluric field and seismotectonic process activation with using principle of maximal likelihood was carry out

Odilavdze D.T., Amanatashvili I.T., Tutberidze N.P.

Abstract

Investigation for detection possible relationship between variation of electrotelluric field and seismotectonic process activation with using principle of maximal likelihood was carry out.

In 1982 year possible relationship between hourly variation of intensity perpendicular components of electrotelluric field and variation magnitude of rather earthquakes which was occur in 150 km circle with center in Dusheti has existing.

ЛАБОРАТОРНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ ВОЛГОГРАД – НАХИЧЕВАНЬ

Г. Г. Геладзе

Частью общей проблемы исследования физических свойств горных пород в различных термодинамических условиях (моделирующих глубинное состояние) является изучение электрических свойств в широком интервале температур в переменных полях, результаты которого, в частности, могут быть использованы при интерпретации данных электромагнитных геофизических методов (МТЗ, МВП).

При исследовании электрических свойств особое значение придаётся исключению всевозможных электродных искажений. Для корректности поставленного эксперимента нами были использованы платиновые электроды, нанесённые на образцы горных пород методом катодного распыления в вакууме, известным как ионно-ионная эмиссия.

Построенный нами геоэлектрический разрез по пересечению Главного Кавказского хребта, связанный с профилем Волгоград – Нахичевань (рис. 1), основан на экспериментально полученных зависимостях удельного электрического сопротивления ρ от температуры, в интервале $100 \div 1000^\circ\text{C}$ и частоте внешнего поля 0,7 кГц, для предварительно высушенных образцов горных пород (граниты, гнейсы, дациты, диабазы, базальты, долериты, габбро – амфиболиты, порфириды, ксенолиты, эклогиты, гарцбургиты). Эти значения электросопротивления полностью характеризуют проводимость на постоянном токе, ибо низкочастотная дисперсия ρ мала.

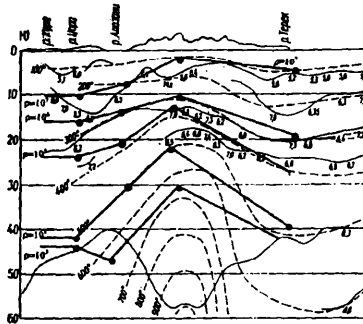


Рис. 1. Зависимость удельного электросопротивления ρ от глубины (температуры)

При построении геоэлектрического разреза были использованы известные термические и сейсмические данные [1].

В экспериментальные значения ρ при разных температурах был введён поправочный коэффициент на давление. Для изменения давления с глубиной мы принимали градиент 0,3 кбар/км.

Сравнивая “лабораторный” геоэлектрический разрез с материалами МТЗ, можно в будущем попробовать установить, какая из предлагаемых моделей вещества коры более приемлема для данного региона: “сухая”, аналогичная нашим экспериментальным данным, или “влажная”.

Геоэлектрические разрезы коры Кавказа, построенные по нашим данным, показали, что на зависимость электросопротивления от глубины залегания гораздо больше влияет температура, чем вещественный состав пород, по которым строились эти разрезы.

Следует отметить, что значения проводимости под Главным Лавказским хребтом, в так называемом “базальтовом” слое, на порядок выше, на одной и той же глубине, чем в низинных районах, прилегающих к хребту.

Литература

1. Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Под ред. Субботина С.И., Кутаса Р.И. – К.: “Наукова думка”, 1974, 206 с.

ლაბორატორიული მოდელი გეოელექტრული სიღრმეული ჭრილის ვოლგოგრად-ნახიჩევანის მიმართულებით

ბ. გულაძე

რეზიუმე

ქანების ელექტროწინაობის ტემპერატურაზე დამოკიდებულების ექსპერ-იმენტურ მონაცემებზე დაყრდნობით აგებული “ლაბორატორიული” გეოელექტრული ჭრილი დედამიწის ქერქისათვის, “შშრალი” მოდელის შემთხვევაში, მიგვანიშნებს, რომ წინაობის სიღრმეზე დამოკიდებულების სელაში გადამწყვეტი როლი მიეკუთვნება ტემპერატურას და არა ქანების ნივთიერ შემადგენლობას ნაშრომში მოყვანილი სიღრმეებისათვის.

აღსანიშნავია, რომ ერთსა და იგივე სიღრმეებზე ელექტროგამტარობის სიდიდის მნიშვნელობები კავკასიონის ქედის ქვეშ, ეგრეთ წოდებულ “ბასალტის” შრეში, ერთი რიგით უფრო დიდია, ეიდრე ქედის მიმდებარე დაბლობებში.

ЛАБОРАТОРНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ ВОЛГОГРАД – НАХИЧЕВАНЬ

Г.Г.Геладзе

Резюме

Лабораторная модель геоэлектрического разреза, построенная нами, основана на измерении электросопротивления горных пород в зависимости от температуры. Электросопротивление с глубиной для земной коры “сухой” модели гораздо в большей мере зависит от температуры, чем от вещественного состава пород.

Отметим, что значения электропроводности под Главным Кавказским хребтом, в так называемом “базальтовом” слое, на одной и той же глубине, на порядок выше, чем в низинных районах, прилегающих к хребту.

THE LABORATORY MODEL OF GEOELECTRIC DEPTH SECTION IN THE PROFILE OF VOLGOGRAD-NAKHICHEVAN

G. Geladze

Abstract

The "laboratory" geoelectric profile for the Earth's crust is constructed based on the experimental data of the temperature dependence of the electrical resistance of rocks, which indicates that the decisive role in the dynamics of the dependence of resistance on the depth belongs to the temperature but not to the material composition of rocks for the depths considered in this work.

It is noteworthy that at the same depths the value of the electric conductivity under the Caucasus Crest or in the so-called "basalt" layer is one order higher than that in the plains adjacent to the Crest.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОГО ПОЛЯ НА ПРИМЕРЕ ЛИСИ-САБУРТАЛИНСКОГО УЧАСТКА РАЙОНА ТБИЛИССКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

¹Сакварелидзе Е.А., ²Глonti Л.Е., ¹Меликадзе Г.И., ¹Кобзев Г.Н.

¹Центр сейсмического мониторинга, 0177, Тбилиси, ул. Нуцубидзе 77, E-mail www.seismo.ge

²Институт гидрогеологии и инженерной геологии, 0160, проспект Руставели 31, E-mail www.acnet.ge

Изучение формирования и перспектив экологически правильной эксплуатации месторождения термальных вод – сложная и многосторонняя задача, требующая анализа большого количества взаимосвязанных природных факторов. Один из аспектов этой задачи – создание модели теплового поля месторождения.

Представленная работа касается одного из трех участков Тбилисского месторождения термальных вод – Лиси-Сабурталинского. В своде Лисской антиклинали скважинами глубиной от 1867 до 3702 м из вулканогенов нижнего и среднего эоцена была получена вода температурой 52-74°C, что обуславливает интерес к температурному режиму этих горизонтов. В работе использованы как уже имеющиеся данные, так и результаты мониторинга? проводящегося на 10 скважинах этого участка, которые и явились опорными при создании модели (рис.1).

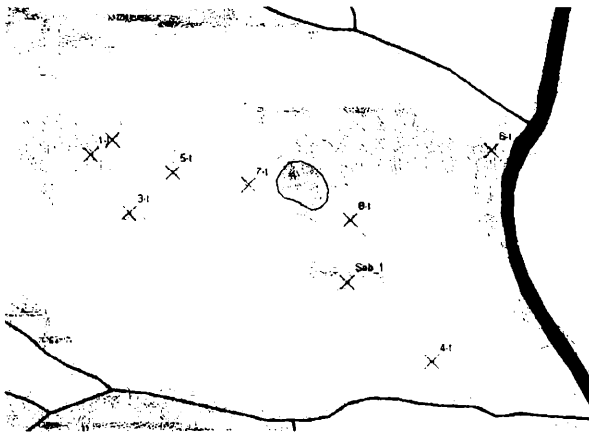


Рис. 1

Схема расположения скважин Лиси-Сабурталинского участка

С целью определения термических параметров, необходимых для установления закономерностей распределения температур по границам водонасыщенных горизонтов Лиси-Сабурталинского участка Тбилисского района термальных вод и создания базы данных для построения цифровой трехмерной модели теплового поля были собраны: данные фондовых материалов (абсолютные отметки скважин,

стратиграфические характеристики вскрытых горизонтов, глубины залегания и мощности горизонтов, интервалы отбора кернов и литологические характеристики пород по керну, геотермические кривые, глубины замеренных температур; данные значений коэффициента теплопроводности пород, аналогичных вскрытым скважинами по литологическому составу и замеренных разными авторами на территории Грузии [1], [2], [3], [4], [5]; планетарные средние значения теплопроводности для аналогичных пород [6]. В работе использованы результаты измерений коэффициента теплопроводности образцов Тбилисского района методом импульсного источника, методика которого подробно изложена в работе [5].

Полученные 4 варианта средних значений коэффициента теплопроводности для слоев нижнего миоцена, олигоцена, верхнего, среднего и нижнего эоцена для удобства изложения будем в дальнейшем обозначать соответственно: I вариант - значения теплопроводности для Тбилисских скважин «нефтяного участка» [1]; II вариант - значения коэффициента теплопроводности для аналогичных пород Ткибули-Ткварчельского участка [2]; III вариант - усредненные значения коэффициента теплопроводности соответствующих пород по Грузии; IV вариант - общепланетарные средние значения для литологически подобных пород. Эти же обозначения будут применены ниже при описании распределения температур по подошвам этих слоев.

Была произведена сортировка значений коэффициента теплопроводности в соответствии с литологическим разрезом каждой скважины (табл.1, скважины 1-Т, 3-Т – 8-Т имеют одинаковый литологический разрез).

Табл. 1

Средние значения коэффициента теплопроводности по слоям литологических разрезов скважин (Вт/м°C)

	1-Т, 3-Т - 8-Т				9-Т			10-Т			Сабуртало I	
	Олиг.	Верх. эоцен	Сред. эоцен	Ниж. эоцен	Верх. эоцен	Сред. эоцен	Ниж. эоцен	Ниж. миоц.	Верх. эоцен	Сред. эоцен	Олиг.	Верх. эоцен
I	1.13	1.66	1.61	1.89	1.66	1.61	1.89	1.68	1.55	1.66	1.13	1.61
II	1.38	2.08	1.99	2.47	1.66	1.52	1.68	1.48	1.38	2.40	1.38	1.99
III	1.26	1.53	2.18	1.90	1.37	1.80	1.77	1.24	1.18	1.35	1.26	2.25
IV	1.58	1.64	1.86	1.78	1.64	1.86	1.78	1.64	1.64	1.86	1.58	1.86

В случае горизонтально залегающих однородных пород рассчитывалось среднее значение коэффициента теплопроводности для каждой скважины рассчитывалось по формуле:

$$\lambda = \frac{\sum M_i}{\sum \lambda_i}$$

где λ - среднее значение коэффициента теплопроводности пород для скважины, M_i - мощность i -ого слоя, λ_i - теплопроводность пород i -ого слоя (табл.2).

Табл. 2

Средние значения коэффициента теплопроводности по скважинам (Вт/м°C)

№ варианта	Скважины									
	1-Т	3-Т	4-Т	5-Т	6-Т	7-Т	8-Т	9-Т	10-Т	Саб. I
I	1.36	1.35	1.39	1.63	1.46	1.66	1.44	1.70	1.58	1.31
II	1.68	1.67	1.71	2.05	1.81	2.1	1.79	2.14	1.43	1.68
III	1.47	1.41	1.55	1.75	1.59	1.75	1.58	1.81	1.20	1.42
IV	1.66	1.2	2.29	1.73	1.69	1.79	1.85	1.75	1.65	1.64

Значения градиента температур для каждой скважины, имеющей термограмму, вычислялись прямым способом обработки термограмм: на термограмме выделялись прямые участки? для которых ход температур записывался в виде:

$$t_2 = t_1 + \Delta h \text{grad}T,$$

откуда

$$\text{grad}T = (t_2 - t_1) / \Delta h,$$

где $(t_2 - t_1)$ – разность температур между двумя точками, Δh – разность глубин залегания этих точек. Полученные таким образом значения $gradT$ усреднялись по всему разрезу скважины. Средние геотермические градиенты для этих скважин - 1-Т - $2.9 \cdot 10^{-3}$ °С/м; 3-Т - $2.7 \cdot 10^{-3}$ °С/м; 4-Т - $2.5 \cdot 10^{-3}$ °С/м; 5-Т - $2.0 \cdot 10^{-3}$ °С/м.

Для скважин, не имеющих термограмм (скважины 6-Т - Сабурталол), бралось среднее значений $gradT$ всех скважин, вычисленных вышеуказанным способом - $2.5 \cdot 10^{-3}$ °С/м.

Тепловой поток для каждой скважины вычислялся по формуле:

$$q = \lambda \cdot gradT$$

Так были рассчитаны 4 варианта значений теплового потока (в соответствии с вышеперечисленными значениями λ).

Табл. 3

Средние значения теплового потока по скважинам (10^{-3} Вт/м²)

№ варианта	Скважины									
	1-Т	3-Т	4-Т	5-Т	6-Т	7-Т	8-Т	9-Т	10-Т	Саб.1
I	40	37	35	33	37	42	37	43	40	33
II	49	45	43	42	46	53	45	54	36	43
III	43	38	39	36	40	45	40	46	30	36
IV	48	23	43	35	43	45	47	44	42	42

После этого для каждой скважины рассчитывались значения температур по подошвам присутствующих в разрезе скважины слоев (олигоцена, верхнего, среднего и нижнего эоцена), а также температура дна скважины. Расчет температур проводился по формуле:

$$T_N = T_{N-1} + 1/\lambda_N \cdot q H_N$$

где T_N – температура на подошве N -ого слоя, T_{N-1} – температура на подошве $N-1$ -ого слоя, λ_N – значение коэффициента теплопроводности пород N -ого слоя, а H_N – мощность N -ого слоя, q – значение теплового потока в данной скважине.

Поскольку абсолютные отметки устьев всех скважин относительно невелики и незначительно отличаются друг от друга, то температура «нейтрального» слоя (т.е. T_0) полагалась равной 10°С, а глубина его залегания – 25м.

Табл. 4

Значения температур по подошвам стратиграфических слоев (°С)

а) скважина 1-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	1480	61.8	62.3	60.5	55.4
Верхн.эоцен	1095	88.0	88.0	91.2	87.7
Средн.эоцен	666	104.3	104.3	104.3	105.0

б) скважина 3-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	1565	60.7	61.2	57.5	32.6
Верхн.эоцен	1510	93.9	93.9	95	53.6
Средн.эоцен	211	98.7	98.7	98.7	56.2

в) скважина 4-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV

Олигоцен	1472	55.6	56.0	55.7	50.6
Верхн.эоцен	1007	76.8	76.8	81.4	77.3
Средн.эоцен	1216	103.2	103.2	103.2	105.7

г) скважина 5-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	120	13.5	13.6	13.4	12.7
Верхн.эоцен	966	32.9	32.9	35.8	33.4
Средн.эоцен	792	49.2	49.5	48.8	48.4
Нижн.эоцен	377	55.8	55.8	55.8	55.8

д) скважина 6-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	880	39.0	39.4	38.3	34.0
Верхн.эоцен	1035	62.2	62.4	65.6	61.0
Средн.эоцен	850	81.8	82.1	81.4	80.6
Нижн.эоцен	269	87.1	87.1	87.1	87.1

е) скважина 7-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	356	23.3	23.8	22.6	20.3
Верхн.эоцен	941	47.2	47.9	50.0	46.4
Средн.эоцен	821	68.7	69.9	66.8	67.3
Нижн.эоцен	1584	104.1	104.1	104.1	107.8

ж) скважина 8-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	817	36.5	36.9	36.1	34.4
Верхн.эоцен	923	56.9	57.0	60.2	60.9
Средн.эоцен	789	74.9	75.0	74.7	81.8
Нижн.эоцен	109	77.0	77.0	77.0	84.7

з) скважина 9-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Верхн.эоцен	1135	39.5	39.7	44.1	40.8
Средн.эоцен	1019	66.9	67.6	65.7	66.2
Нижн.эоцен	845	86.2	86.2	86.2	87.3

и) скважина 10-Т

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Нижн.миоцен	522	22.5	22.9	22.9	23.4
Олигоцен	2351	83.2	84.9	83.5	83.5
Верхн.эоцен	187	87.8	87.8	87.8	87.8

к) скважина Сабуртало I

Стратиграфия слоя	Мощность слоя, м	№ варианта			
		I	II	III	IV
Олигоцен	1724	60.7	63.5	52.4	55.5
Верхн.эоцен	1126	84.9	84.5	87.4	84.0
Средн.эоцен	522	95.7	95.7	95.7	95.7

Значения температур по подошвам литологических слоев для всех скважин, рассчитанные вышеуказанным методом (табл.4), хорошо сопоставимы с термограммами, имеющимися для четырех скважин (2-Т, 3-Т, 4-Т, 5-Т), что свидетельствует о правильном подборе параметров.

На основе данных 9 скважин с помощью программы FeFlow 5.3 была реализована трехмерная модель теплового поля Лиси-Сабурталинского участка. Демонстрационное изображение получено с помощью FeFlow Explorer 2.0 (рис.2).

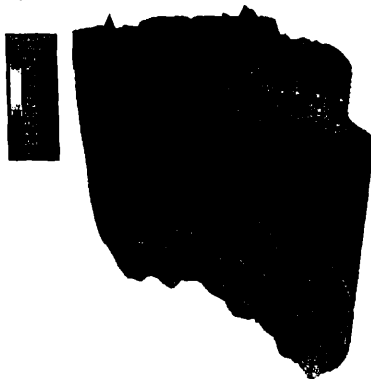


Рис. 2

Трехмерная модель теплового поля Лиси-Сабурталинского участка

Созданная модель теплового поля позволяет определить температуру в любой конкретной точке заданного района вплоть до глубин залегания подошвы нижнего эоцена, что при установлении гидродинамических условий дает возможность оценки запасов термальной воды и выбора экологически правильного режима эксплуатации участка.

Литература

1. Буачидзе Г.И., Буачидзе И.М., Годердзишвили Н.А, Мхеидзе Б.С., Шаоршадзе М.П. - Геотермические условия и термальные воды Грузии, Тбилиси, «Сакартвело», 1980, сс130-132
2. Дидзигури А.А., Дуганов Г.В., Ониани Ш.И., Сарычев Р.А., Кухарев В.Н.- Теплофизические характеристики горных пород и методы их определения, Тбилиси, «Мецниереба», 1966, сс162-182
3. Кикнадзе Д.А. - Определение тепловых свойств горных пород, автореферат кандидатской диссертации, Тбилиси, 1960
4. Сакварелидзе Е.А. – Теплофизические свойства горных пород в интервале температур 20-500 °С, сборник «Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли.Верхняя мантия», №2, Москва, «Наука», 1973, сс125-136
5. Сакварелидзе Е.А., Глоити Л.Е. - Изучение теплофизических свойств пород методом импульсного источника, Труды геофизического общества, серия: геофизика, 2008, в печати,
6. Смыслов А.А., Моисеенко У.И., Чадович Т.З.- Тепловой режим и радиоактивность Земли, Москва, «Недра», 1979, сс 93-101



სითბური ველის მოდელირება თბილისის რაიონის თერმული წყლის ლისი-საბურთალო ნაკვეთის მახლობლად

საყვარელიძე ე., გლონტი ლ., მელიკაძე გ., კობზევი გ.
რეზიუმე

დათვლილია ტემპერატურათა განაწილების ოთხი ვარიანტი საგებებზე წყალშემცველი პორიზონტების 10 საყრდენ ჭაბურღილში ლისი-საბურთალოს ნაკვეთზე. ტემპერატურათა დასათვლელად გამოყენებულია სითბური პარამეტრების გასომეგების შედეგები, რომლებიც ჩატარებულ იქნა სხვადასხვა ავტორების მიერ. მათ საფუძველზე Feflow 5.3 პროგრამის გამოყენებით რეალიზებულია სამგანზომილებიანი ლისი-საბურთალოს ნაკვეთის სითბური ველის მოდელი.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НА ПРИМЕРЕ ЛИСИ-САБУРТАЛИНСКОГО УЧАСТКА РАЙОНА ТБИЛИССКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД

Сакварелидзе Е.А., Глonti Л.Е., Меликадзе Г.И., Кобзев Г.Н.

Реферат

Посчитаны четыре варианта распределения температур по подошвам водоносных горизонтов в 10 опорных скважинах Лиси-Сабурталинского участка. Для расчета температур были использованы результаты измерений тепловых параметров, проводимых различными авторами. На их основе с помощью программы Feflow 5.3 была реализована трехмерная модель теплового поля Лиси-Сабурталинского участка.

HEAT FIELD MODELING ON THE EXAMPLE OF LISI-SABURTALO AREA OF TBILISI THERMAL WATERS

Sakvarelidze E, Glonti L, Melikadze G, Kobzev G.

Abstract

Four variants of temperature distribution on the foots of water-bearing horizons in 10 Lisi-Saburtalo supporting bores the were calculated. For calculations of temperature were used results of temperature parameters measurements, held by various authors. Based on them with the help of Feflow 5.3 program was realized the three-dimensional model of heat field of Lisi-Saburtalo area.

ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ ЦКАЛЦМИНДА-УРЕКИ

Н.С. Хведелидзе, З.А. Керселидзе, Г.Г. Беришвили, М.Г. Гиоргадзе

Посвящается памяти профессора Михаила Зосимовича Нодиа

На всей территории Грузии существуют аномалии геомагнитного поля. В южной Грузии, с востока на запад, расположены три региональные геомагнитные аномалии: Кахетинская, Джавахетская и Аджаро-Гурийская. Последнюю аномалию иногда представляют как состоящую из двух независимых аномалий: Гурийской и Аджарской. Однако эти две аномалии пространственно столь незначительно разнесены, что, по всей видимости, их источником является одно тело. Поэтому их раздельное упоминание имеет лишь топонимическое содержание, уточняющее пространственное восприятие различных зон Аджаро-Гурийского региона. Такое деление будет использоваться и в нижеследующей статье.

Данные наземных экспедиций, а также аэромагнитных съемок, проведенных в 60-70-х годах прошедшего столетия свидетельствуют, что для территории южной Грузии характерна положительная магнитная аномалия абсолютной величины поля $\Delta T \approx 1000$ γ. Аномальные области в северной Грузии, для которых характерной является отрицательная величина $\Delta T \approx 500$ γ, большей частью расположены у южных предгорий Кавказа. Из всех региональных аномалий наземной магнитной разведкой относительно подробно исследованы Джавахетская и Кахетинская, хотя отдельные измерения проводились также в Гурии и Аджарии. Однако до настоящего времени наименее изученной остается горная часть Гурийской аномалии, хотя именно там работала первая грузинская геомагнитная экспедиция. Еще в 1934 г. отрядом магнитологов под руководством проф. М.З. Нодиа были исследованы некоторые территории в Ланчхутском и Озургетском районах. Данная экспедиция в последующем продолжила работу в северо-западной части Аджаро-Гурийской аномалии, примыкающей к Черному морю. Основная цель экспедиции заключалась в магнитной разведке перспективной, по мнению геологов, зоны Омпаретского нефтяного резервуара. Поэтому, в течение полевых сезонов 1936-1938 г.г. достаточно подробно была исследована прибрежная полоса между Кобулети и р. Супса, включающая территории селений Супса, Уреки, Цкалцминда и Омпарети. В этом районе были выявлены две локальные магнитные аномалии: Омпаретская и Цкалцминда-Урекская. В области этих аномалий линейные масштабы неоднородности магнитного поля оказались очень маленькими, что более или менее характерно для всех локальных магнитных аномалий на территории Грузии.

Инструментом для измерений в первых геомагнитных экспедициях на Черноморском побережье служили т.н. относительные магнитные весы конструкции О.Шмидта, измеряющие изменения вертикальной (Z) составляющей геомагнитного поля. В экспедиции 1940 года мерили также ΔH-величины горизонтальной составляющей поля. Перед каждым полевым сезоном калибровка приборов и определение их погрешностей проводилась в магнитной обсерватории Воейково, затем в Душетской обсерватории ($H=42^{\circ}00'5''041''$, $E_0=44^{\circ}04'2''011''$), где велись непрерывные измерения основных элементов геомагнитного поля. Путем сопоставления данных абсолютных и относительных магнитных измерений, непрерывно проводимых в обсерваториях, исключались эффекты магнитных бурь, вызывающих спорадические возмущения геомагнитного поля, а также ее регулярные суточные и сезонные вариации, вызываемые внезапными источниками. Таким образом, полевая геомагнитная экспедиция на побережье

западной Грузии в качестве реперного значения геомагнитного поля могла иметь среднегодовые величины Z и H в Душети, относительно которых можно было определять ΔZ и ΔH в районе наблюдений. Однако, при измерении относительных изменений поля, методически более корректным является использование характерной величины регионального поля, непрерывно измеряемого вблизи полигона наблюдений. Выполнение такого условия, требующего лишь выбор подходящего опорного пункта, хоть и не является обязательным, но значительно упрощает анализ данных.

Погрешность магнитных весов хоть и была значительной, тем не менее, ее можно было считать удовлетворительной не только для фиксации достаточно сильных, но и слабых аномалий, с характерными отклонениями от нормального значения геомагнитного поля в несколько сот γ . Поэтому, не могут существовать сомнения в результатах первых экспедиций на Черноморском побережье по части достоверности их результатов и приблизительной пространственной локализации пунктов с экстремальными значениями магнитной аномалии. Но, при этом, следует помнить, что старые данные об абсолютных значениях вариации компонентов геомагнитного поля нельзя считать достаточно достоверными, не только из-за высокой погрешности старых магнитометров, но и по причине отсутствия возможности повторов измерений, хотя бы в нескольких надежно определенных пунктах, по которым строились профили первых экспедиций.

Наземная магнитная разведка, проведенная на черноморском побережье под руководством проф. Нодия, привела к следующим результатам [1-3]:

1. в северо-западной части Гурийской региональной аномалии четко выделились две, достаточно сильные, в основном положительные, локальные магнитные аномалии: первая - на берегу моря, в зоне Цалцминда-Уреки; вторая - Омпаретская аномалия.

2. на исследованной территории магнитное поле оказалось настолько неоднородным, что выделение нормального регионального геомагнитного поля, а также теоретическая интерпретация экспериментальных данных, необходимая для определения глубинной структуры магнитных аномалий, оказалась невозможной.

3. магнитная восприимчивость песка всюду в прибрежной зоне, от Кобулети до Григоleti, оказалась достаточно высокой, что указывало на наличие в песке ферромагнитных примесей.

В связи с последним пунктом, в вышеприведенных заключениях следует сделать дополнительное пояснение. По всей видимости, проф. М.Нодия считал, что происхождение локальных аномалий на берегу моря связано со, сравнительно глубинным, геологическим строением и, что "магнитные пески" могут лишь корректировать фоновые значения геомагнитного поля. В то время уже было известно, что в горной части Аджаро-Гурийского региона в слон терригенного происхождения вклинены осколки намагнитченных вулканических лав, подобных тем, которые полностью покрывают соседний Джавахетский регион [4]. В последующие годы детальные комплексные геофизические исследования, в том числе и магниторазведочные, проводились именно на Джавахетском полигоне, затем и в Аджарском регионе [5-7]. Однако, в Гурийском регионе магниторазведочные работы не проводились вплоть до 1991 года, когда после длительного перерыва, вдоль черноморского побережья была организована геомагнитная экспедиция Института геофизики АН Грузии. До этого проводился только лабораторный анализ магнитных качеств и состава примесей в песке с пляжа перед санаторием „Мегиоброба“ в Уреки, действовавшем после второй мировой войны вплоть до настоящего времени.

Особые целебные качества курорта Уреки, по мнению медиков, связаны только с „магнитными песками“. Считается, что намагнитченный песок особенно благотворно влияет на детей, страдающих заболеваниями сердечно-сосудистых и двигательных систем [8]. Но пески встречаются также и во многих других местах на Черноморском побережье Грузии, в устьях крупных рек, текущих с Кавказских гор. Магнитные качества этих песков, являющихся результатом размывания намагнитченных горных пород, должны быть более или менее одинаковыми, на что указывал в свое время проф. Нодия. Поэтому, кроме медико-биологического, существовал также и очевидный физический резон для продолжения полевых геомагнитных измерений на побережье Черного моря. Однако в 1991г. новая геомагнитная экспедиция Института геофизики работала только на территориях пляжей в Цалцминда-Уреки и Сухуми. Краткосрочность этой экспедиции была вызвана с происходящими в то время политическими коллизиями. Поэтому, удалось заново зафиксировать лишь границы локальной магнитной аномалии Цалцминда-Уреки, а также провести сравнительный анализ магнитных качеств песков с пляжей Уреки, Григоleti, Анакиа и Келасури. Как показали новые лабораторные исследования, для всех

образцов песка этот параметр менялся в интервале $\chi = (1,5 - 2,5) \cdot 10^{-3} \text{ cgs m}$. Тем самым, было подтверждено предположение проф. М.Нодиа о том, что на Черноморском побережье Грузии, повсеместно, магнитная восприимчивость песков более или менее одинакова.

Наряду с прибрежной зоной особый интерес представляет горная часть Гурийской региональной магнитной аномалии, что видно по результатам первых экспедиций и аэромагнитных съемок. Результаты последней дают достаточный материал для качественного и количественного анализа крупномасштабной карты региональной аномалии. Но уточнение этих данных, полученных в масштабе 1:1000000, возможно лишь при помощи более подробной, чем воздушная, наземной магнитной разведки. Следует также отметить, что по политическим причинам, существовавшим между Советским союзом и его соседом Турцией, в свое время аэромагнитная разведка не смогла охватить достаточно крупную территорию западной Грузии, включающую морскую береговую линию.

В 2000г. магниторазведочные исследования в зоне Уреки-Цалциминда-Омпарети были вновь возобновлены, и с тех пор измерения ведутся ежегодно. Однако, из-за скудного финансирования, до сих пор не удалось развернуть полевые работы в нужном объеме, поэтому неисследованными остаются не менее интересные, чем побережье моря, горные зоны гурийской аномалии, например, устье р. Супса, т.е. направление в сторону Аджаро-Гурийского хребта, где частично уже проводились магниторазведочные исследования в 80-х годах прошлого столетия. -

За годы, прошедшие после первых геомагнитных экспедиций, Черноморское побережье повсеместно подверглось значительной урбанизации, результаты которой особенно заметны в зоне Уреки-Цалциминда-Омпарети. Именно по этой причине точное восстановление разведочных профилей проф. Нодиа является невозможным. Даже их приблизительное определение является очень сложной задачей, из-за отсутствия нужного количества надежных ориентиров, сохранившихся с прошлых времен. Тем не менее, нам удалось точно зафиксировать точку максимума Цалциминда-Урексской аномалии, расположенной на берегу моря. Основная часть этой локальной аномалии ныне находится внутри огражденной территории "Имедис калаки". По всей видимости, с такой же точностью удалось определить основной пункт Омпаретской локальной аномалии. Максимум первой аномалии находится в точке с координатами $N=42^{\circ} 00' 536''$, $E_0=41^{\circ} 45' 451''$, второй - в точке $N=42^{\circ} 01' 281''$, $E_0=41^{\circ} 47' 488''$.

Для оценки величины аномальных значений ΔT , необходимо иметь реперное значение нормального геомагнитного поля, определенное по возможности близко от локальных аномалий. В направлении от моря, на площадях селений Супса и Грмагеле, где отсутствует слой намагниченного песка, тем не менее, магнитное поле всюду имеет значительные градиенты, что затрудняет выделение нормального поля. Тем не менее, проф. М.Нодиа все же выбрал реперным пунктом одно подворье в с.Супса, где, по тогдашним измерениям, компоненты геомагнитного поля по величине сравнительно мало отличались от их значения в Душети ($N=42^{\circ} 05'41''$, $E_0=44^{\circ} 42' 11''$), естественно в пределах погрешности приборов. В качестве нулевых величин были приняты $Z=40480 \gamma$ и $H=24025 \gamma$, относительно которых отсчитывались изменения в профильных пунктах. Следовательно, реперной являлась величина $T=47070 \gamma$, которая была весьма грубым характерным значением нормального геомагнитного поля для той эпохи на широте Душети. Наибольшие отклонения от нормального значения поля, по измерениям М.З.Нодиа, составили для Z : -364γ и $+436 \gamma$, для H : -273γ и $+289 \gamma$. Новые измерения дали значительно более широкий диапазон изменений T . Поэтому, сравнение абсолютных величин старых и новых измерений геомагнитного поля является бесполезным, тем более что в настоящее время бывший опорный пункт экспедиции проф. М.Нодиа снова зафиксировать не удается. Однако и в настоящее время существует вполне приемлемая альтернатива для анализа данных относительно реперного значения, выбранного на самом полигоне измерений. В частности, на просторном, площадью более двух гектаров, почти ровном пляже перед бывшим санаторием „Мегоброба“ (центр "Имедис калаки") геомагнитное поле настолько однородно, что почти всюду ее изменения не превосходят 100γ , при средней абсолютной величине $T=48700 \gamma$. Для сравнения еще раз отметим, что в магнитной обсерватории Душети, находящейся приблизительно на четверть градуса севернее Уреки, на расстоянии около 240 км по прямой линии, за последние годы среднегодовая величина нормального поля меняется вблизи значения $T=48800 \gamma$.

Таким образом, восстановление маршрутных профилей ранних экспедиций сегодня возможно только лишь по направлению, но не по старым пунктам измерений, расстояние между которыми, как правило, менялось от десяти метров до километра. Тем не менее, критическое сравнение все же позволяет судить о достаточно надежном качественном согласии между старыми и новыми топологическими схемами локальных магнитных аномалий Цкалциминда-Уреки и Омпарети. Надо подчеркнуть, проф. Нодиа проводил маршрутные магнитные профили, мы же провели площадную магнитную съемку, что дало возможность оконтурить аномалии.

На рис.1 показаны локальные магнитные аномалии Цкалциминда-Уреки и Омпарети. Жирными пунктирными линиями нанесены отрезки продольных и поперечных профилей экспедиции 1936-1938 г.г., крестиками отмечены пункты, в которых относительные изменения поля ΔZ и ΔH оказались максимальными относительно нулевого пункта. Для наглядности, на карте также приведены характерные значения, а также граничные экстремальные значения T . Очевидно, что сравнение старых и новых значений магнитного поля лишено смысла, т.к. в поздних экспедициях использовался более точный, чем магнитные весы Шмидта, измеряющий абсолютную величину геомагнитного поля T магнитометр МПП-203. Кроме того, поздние измерения проводились шагом, не превышающим 20 м, который в некоторых случаях уменьшался до 5 м. Поэтому новые профили, отмеченные сплошными линиями, не могут полностью ложиться на ранних профилях. Тем не менее, отрезок старого профиля на пока что имеющем первозданный вид пляже, между бывшим “Мегиоброба” и “Кемпингом”, можно считать почти совпадающим с одним из новых продольных профилей. Тут локализована основная зона Цкалциминда-Урекской аномалии, поэтому нами были проведены также и поперечные профили, с минимальным шагом 5 м, который был необходим из-за крайней неоднородности геомагнитного поля. Как видно, основные неоднородности Цкалциминда-Урекской аномалии находятся в зоне поперечных “холмообразных” наносов песка, начинающихся недалеко от “Кемпинга”, приблизительно в 20 метрах от береговой линии моря, в направлении с запада на восток. Очевидно, эти “холмы” совпадают с т.н. “волнообразными песками”, отмеченными проф. Нодиа, как область особенно значительных градиентов поля [2]. Видимо, за прошедшие годы топология “холмов”, возвышающихся над уровнем моря приблизительно на 3 м, почти не изменилась. Это означает, что относительно крупные неоднородности являются стабильными образованиями, причина генезиса которых не совсем понятна. Ведь если это является следствием действия морского прибоя или ветра, то “холмы” должны были образоваться и в других местах. Однако, на остальной области между бывшим санаторием “Мегиоброба” и “Кемпингом”, кроме изолированной группы “холмов”, повсеместно присутствуют только песочные холмики, создающие визуальный эффект волн. Холмики отсутствуют лишь в узкой береговой полосе, а также на пляже перед “Мегиоброба” (нынешний центр “Имедис калаки”), имеющем почти такую же ширину, что и пляж в области локальной магнитной аномалии. Здесь геомагнитное поле является стабильным $T=(48600-48800)\gamma$. Сравним: среднегодовые значения нормального геомагнитного поля в 2000-2003 г.г. в Душети составляли приблизительно $T=48800\gamma$. Поэтому, изменения ΔT можно определять не только относительно Душетской обсерватории, но и относительно характерного спокойного значения поля в непосредственной близости от аномалии.

Вопрос, может ли быть вызвана аномалия магнитного поля неоднородностью наносов намагнитченного песка в береговой полосе Цкалциминда-Уреки, проф. М.Нодиа, а также другими исследователями, не обсуждался. Видимо, существовали определенные сомнения, связанные с неоднозначностью ответа на такой вопрос по следующим причинам, выявленным нами и, возможно, известным также и профессору М.Нодиа:

1.находящийся на расстоянии приблизительно 1,5 км от точки максимума Цкалциминда-Урекской аномалии, максимум аномалии Омпарети, который возвышается \approx на 20 м над уровнем моря, находится на слабо пересеченной, почти плоской территории без особых возвышений;

2.на пляже, к югу от “Имедис калаки”, на границе между Уреки и Шекветили, в пункте с координатами: $N=41^{\circ} 57' 987''$, $E=41^{\circ} 46' 404''$, находится одинокий, крупный холм песка, имеющий примерно ту же высоту, что и песочные “холмы”. Однако, здесь поле не является аномальным $T=48900-49000 \gamma$, т.е. оно имеет характерную величину, которая мало отличается от абсолютных значений геомагнитного поля по всему пляжу перед центром “Имедис калаки”;

3.на расстоянии ~ 10 м от берега моря, вблизи технической базы нефтяного терминала Сулса, где поле не имеет значительных градиентов и почти близко по величине к измеряемому нами

реперному интервалу значений поля перед центром "Имедис калаки", на совершенно плоском месте с координатами: N=42° 01' 876" и E=41° 44' 461" имеем T≈49350 γ. Т.к. в этом месте не просматриваются следы хозяйственной деятельности, то можно предположить, что данная микроаномалия, подобно другим, имеет природное происхождение.

Этих аргументов вполне достаточно для того, чтобы подтвердить неоднозначность ответа на вопрос происхождения Цкалминда-Уреской аномалии: вызваны ли они неоднородностью рельефа в прибрежной полосе или же, как и аномалии в горной части Гурийского региона, глубинными геологическими структурами. Возможно, ответ на этот вопрос будет получен в ближайшем будущем, когда все неоднородности на строительной площадке курортного комплекса "Имедис калаки" будут выровнены. В любом случае, как это отмечал проф. Нодиа, является необходимой приближительная теоретическая оценка возможного магнитного эффекта „холмов“, какой бы грубой она не была из-за неправильной формы наносов песка. Для этого первоначально оценим магнитный эффект вертикально однородно намагниченной бесконечной плоскости песка, являющейся максимально упрощенной моделью пляжа. По аналогии с электрическим полем над равномерно заряженной плоской поверхностью, над намагниченной бесконечной плоскостью будет существовать только лишь вертикальная составляющая магнитного поля, величина которой равна

$$Z_0 = 2\pi J \text{ CGSM} \quad (1)$$

Согласно лабораторным измерениям, характерная величина намагниченности песков в прибрежной полосе моря $J = 10^{-3}$ CGSM. Следовательно, получим характерную величину $Z_0 = 6 \cdot 10^{-3}$ Гс или, в системе SI ≈ 600 γ, что следует считать верхним пределом величины аномалий, порождаемых намагниченным песком.

Для дальнейшего, менее грубого моделирования, чем бесконечной плоскостью, следует аппроксимировать „холмы“ (либо отдельные холмики песка), каким-либо геометрическим телом, или же, ансамблем тел, расположенных над равномерно намагниченной плоскостью. Такими телами могут быть: горизонтальная пластина, либо горизонтальный цилиндр, намагниченность которых, без особого ущерба для приближительных численных оценок, как и для бесконечной плоскости, можно считать вертикальной.

Направим ось Y прямоугольной системы XOY, с центром в середине полубесконечной горизонтальной плоскости срединного сечения пластины, аппроксимирующей песочный "холм". Вертикальная составляющая магнитного поля над пластинкой определяется из выражения [9]

$$Z_1 = 4 \cdot JbH \frac{h^2 + b^2 - x^2}{[h^2 + (x+b)^2][h^2 + (x-b)^2]} \quad (2)$$

где b-полуширина пластины („холма“), отмеренная вдоль X, h-высота над плоскостью срединного сечения пластины, H-ее толщина.

Характерная полуширина „холмов“ $b = 5 \cdot 10^2$ см, высота $H = 3 \cdot 10^2$ см. При таких параметрах для характерной величины магнитного поля, за которую будем считать ее величину над центральной осью ($x=0$) пластины на высоте приблизительно $\approx 10^2$ см, т.е. для $h = 2,5 \cdot 10^2$ см, получим $Z_1 \approx 200$ γ. Из (2) видно, что для $X > b$ Z_1 будет иметь отрицательные значения. Отметим, что можно также оценить величину горизонтальной компоненты геомагнитного поля из соответствующего аналитического выражения [9]. Т.к. эта компонента при $x=0$ будет равна нулю, вдоль оси Y характерная величина абсолютного значения поля будет совпадать со значением его вертикальной компоненты.

Теперь, не меняя системы координат, воспользуемся выражением для вертикальной составляющей магнитного поля над намагниченным горизонтальным цилиндром, ось симметрии которого направлена вдоль Y. Радиус этого цилиндра, моделирующего сегмент "холма" между двумя соседними вольнообразными впадинами $R=b$. Согласно [10]

$$Z_2 = 2 \cdot J \cdot s \cdot \frac{h^2 - x^2}{(x^2 + h^2)^2} \quad (3)$$

где s -площадь поперечного сечения цилиндра.

При $R=5 \cdot 10^2$ см, $h=6 \cdot 10^2$ см, когда $\chi=0$, из (3) получим: $Z_2 \approx 450$ γ , т.е. величину, достаточно отличающуюся от Z_1 , что связано с разными по величине линейными параметрами цилиндра и плоской пластины, использованными для численной оценки. Очевидно, что эти геометрические фигуры являются наиболее подходящими также и для моделирования магнитного эффекта вышеупомянутого одиночного столба песка на границе между Шекветили и Уреки, над которым поле отличается от среднего поля на пляже перед "Имедис калаки" лишь на 200 γ .

На рис.2 отдельно выделена область "хребтов", т.е. центральная зона локальной магнитной аномалии Цкалминда-Уреки, топологию которой изображают изодинамы шагом 200-500 γ , построенные по данным поздних экспедиций. Если исходить из этого представления, вполне логично считать обсуждаемую аномалию ансамблем нескольких микро-аномалий. С востока, за огороженной территорией "Имедис калаки" значительные неоднородности геомагнитного поля не обнаруживаются, что подтверждает локальный характер этой аномалии. Однако, существует гипотеза, связанная с возможностью продолжения данной локальной аномалии в сторону запада, т.е. моря [8]. В таком случае, вполне вероятно, включение МГД эффекта, возникающего в электропроводящей жидкости, движущейся относительно внешнего магнитного поля. Из-за этого эффекта в морской среде могут генерироваться короткопериодные пульсации магнитного поля, подобные регулярным геомагнитным пульсациям $Pc1$ и $Pc2$. Согласно теоретическим оценкам, если принять во внимание вихреобразную структуру прибрежного течения вблизи дельты р. Супса, периоды морских магнитных пульсаций находятся в интервале периодов биологических ритмов человеческого организма. Следовательно, эти пульсации, подобно регулярным геомагнитным пульсациям, могут оказывать стимулирующее влияние на живой организм и, следовательно, способствовать его исцелению

Литература

1. М.З.Нодиа. К вопросу о применимости магнитометрического метода разведки к магнитным пескам черноморского побережья. Сообщ. Грузинского филиала АН СССР, 1940 т1, №6, ст.429-434.
2. М.З.Нодиа. Гурийская магнитная аномалия и некоторые ее особенности. Сообщ. АН ГССР. 1941, т.2, №5, ст. 495-497 (на грузинском языке).
3. М.З.Нодиа. Маршрутные магнитные измерения на некоторых участках Омпаретского нефтяного месторождения. Сообщ. АН ГССР, 1944, т.5, №4, ст.383-390.
4. Геологическое строение и металлогения юго-восточной Грузии. Тбилиси, из-во "Мецниереба", 1965, 265 ст.
5. М.С.Иоселиани., Н.Д.Намгалаури, Н.С.Хведелидзе, В.К.Чичинадзе. Строение земной коры в Грузии по геофизическим данным. В сб. "Геофизические поля и строение земной коры и верхней мантии территории Грузии", из-во "Мецниереба", 1977, т.39, ст.173-186.
6. М.С.Иоселиани, Н.С.Хведелидзе, В.К.Чичинадзе. О глубинном строении Ахалкалакского нагорья по геофизическим данным. В сб. "Результаты геофизических исследований земной коры на Кавказе", изд-во "Мецниереба", 1978, т.42, ст. 25-26.
7. Изучение региональных и локальных аномалий геомагнитного поля Кавказа и его вековые вариации. Отчет Института геофизики АН Грузии №01824016664, Тбилиси, 1985, 63 ст.
8. З.А.Кереселидзе, Г.Г.Беришвили, В.Г.Кирицхалиа. О некоторых факторах биоэффективности геомагнитного поля. Тбилиси, изд-во "Мецниереба", 2000, 39 ст. (на грузинском языке).
9. А.А.Логачев, В.П.Захаров. Магниторазведка. Ленинград, изд-во "Недра", 1979, 351 ст.
10. В.К. Хмелевский. Краткий курс разведочной геофизики, Москва, изд-во МГУ, 1979, 288 ст.

წყალწმინდა – ურეკის ლოკალური მაგნიტური ანომალიის თავისებურებები

ნ. ხვედელიძე, ზ. კერესელიძე, გ. ბერიშვილი, მ. გიორგაძე

რეზიუმე

შავი ზღვის სანაპიროზე ანომალური გეომაგნიტური ეკლის ძველი და ახალი მნიშვნელობების შედარების მიზნით ჩატარებულია პროფ. მ. ნოდიას 1936-38 წლების მაგნიტურ-საიბოპო ექსპედიციების შედეგებისა და 2000-2005 წლებში გეოფიზიკის ინსტიტუტის საუველუ-საექსპედიციო რაზმის მიერ მიღებული მონაცემების შედარებითი ანალიზი. გამოყოფილია გურიის რეგიონული გეომაგნიტური ანომალიის შემადგენელი ელემენტები-ომფარეთისა და წყალწმინდა-ურეკის ლოკალური ანომალიები. შესრულებულია ამ ანომალიების ფართობითი მაგნიტური აკუმულაცია და კონტურირება. თეორიულად შეფასებულია სანაპირო ზოლში განთავსებულ წყალწმინდა-ურეკის ანომალიაში დამაგნიტებელი ქვიშის არაერთგვაროვანი წარმონაქმნების, ქედებისა და ცალკეული ბორცვების არსებობით გამოწვეული შესაძლო მაგნიტური ეფექტი. აღნიშნული ლოკალური მაგნიტური ანომალიების განსაკუთრებულად არაერთგვაროვანი, წერილმასშტაბოვანი სტრუქტურა მიანიშნებს მათ კავშირზე სიღრმულ გეოლოგიურ სტრუქტურებთან.

Особенности локальной магнитной аномалии Цкалцинда-Уреки

Н. Хведелидзе, З. Кереселидзе, Г. Беришвили, М. Георгадзе

Реферат

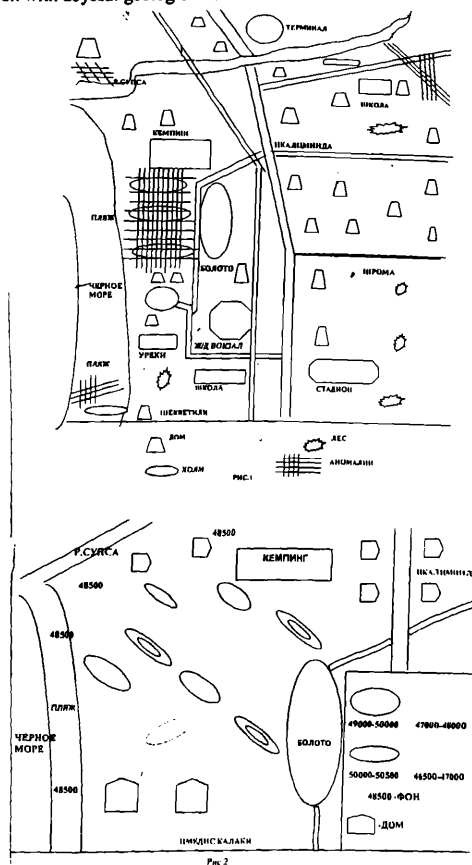
С целью сравнения старых и новых данных аномального геомагнитного поля на Черноморском побережье проведен сравнительный анализ данных магнито-поисковых экспедиций проф. М. Нодия в 1936-38 гг. и Института геофизики в 200-2005 гг. Выделены составные элементы Гურიинской региональной геомагнитной аномалии, локальные аномалии Омпарети и Цкалцинда-Уреки. Проведена площадная магнитная съемка и оконтуривание границ этих аномалий. Дана теоретическая оценка возможного магнитного эффекта неоднородных образований намагниченного песка типа хребтов и отдельных холмов на территории локальной аномалии Цкалцинда-Уреки. Неоднородная, мелкомасштабная структура, указанных выше локальных магнитных аномалий, показывает на их связь с глубинными геологическими структурами.

Peculiarities of Local Magnetic Anomaly of Tskaltsminda –Ureki

N. Khvedelidze, Z. Kereselidze, G. Berishvili, M. Giorgadze

Abstract

A comparative analysis of the results of 1936-1938 magnetic-exploration expedition of M. Nodia and the results received in 2000-2005 by a field-expedition party of Institute of Geophysics has been carried out with the purpose of comparing old and modern values of anomalous geomagnetic field at the Black Sea shore. Constitutive elements of regional geomagnetic anomaly of Guria – local anomalies of Ompareti and Tskaltsminda-Ureki, have been revealed. A magnetic survey and outlining of the anomalies' area has been carried out. A possible magnetic effect caused by existence of nonuniform formations, as well as ridges and separate hills of magnetized sand has been theoretically estimated in Tskaltsminda-Ureki anomaly located along the coastline. A particularly nonuniform, small-scale structure of the above-mentioned local magnetic anomalies points out at their relation with abyssal geological structures.



МОДЕЛЬ НЕОДНОРОДНОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩЕГО ПЛАСТА

¹Хантадзе А.Г., ¹Кереселидзе З.А., ¹Геладзе Г.Г., ²Габисония И.А.

¹Институт геофизики им. М.З.Нодиа- www.qqs.org.ge

²Сухумский гос. университет-www.sou.ge

Известно, что практически все земные горные породы обладают определенными поляризационными качествами. Например, результаты геоэлектрической разведки территории микро аномалии на берегу Черного моря ("Имедис калаки"), являющейся частью локальной геомагнитной аномалии Цкалциминда-Уреки, показывают, что здесь, вероятно, имеет место влияние поляризационных эффектов, связанных с физическими качествами среды. Сложность компенсации земного магнитного поля во время тестирования электропроводности земных пластов методом вертикального зондирования в этом месте, возможно, вызвана нестационарностью глубинной геоэлектрической картины, вызванной поляризацией в микротрещинах, расположенных в глубине намагниченных тел и вызывающих поверхностную геомагнитную аномалию.

В поляризуемой среде справедливы следующие выражения для векторов электрической поляризации и магнитной индукции

$$\vec{D} = \epsilon_0 \vec{E} + \vec{P}, \quad \vec{B} = \mu_0 \vec{H} + \vec{M}, \quad (1)$$

Где \vec{E} - напряженность электрического поля, \vec{P} - электрическая поляризация, \vec{H} - напряженность магнитного поля, \vec{M} - намагниченность (магнитная поляризация), ϵ_0 и μ_0 - постоянные вакуума.

Система уравнений Максвелла имеет вид

$$\begin{aligned} \operatorname{rot} \vec{B} &= \mu_0 \left(\vec{J} + \operatorname{rot} \frac{\vec{M}}{\mu_0} + \epsilon_0 \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} + \frac{\partial \vec{P}}{\partial t} \right), \\ \operatorname{rot} \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t}, \\ \operatorname{div} \vec{B} &= 0, \\ \operatorname{div} \vec{E} &= \frac{1}{\epsilon_0} (\rho - \operatorname{div} \vec{P}), \end{aligned} \quad (2)$$

Где, \vec{J} - макроскопическая плотность тока.

Таким образом, в намагниченной среде в дополнение к плотности свободных зарядов ρ появляется плотность связанных (поляризационных) зарядов $\rho_\mu = -\operatorname{div} \vec{P}$ а к

макроскопической плотности токов - плотность связанных микроскопических токов

$$\vec{J}_\mu = \operatorname{rot} \frac{\vec{M}}{\mu_0} + \frac{\partial \vec{p}}{\partial t} \quad [1].$$

Если к первому уравнению системы (2) применить операцию div и воспользоваться последним уравнением Максвелла, получим уравнение для плотности тока

$$\operatorname{div} \vec{J} = \frac{\partial}{\partial t} \rho, \quad (3)$$

в котором присутствует переменная плотность свободных зарядов. Уравнение (3) является справедливым всюду, в пространстве и в точках нахождения источников тока включительно.

В теоретических задачах геоэлектротметрии обычно используется уравнение для электрического потенциала φ , которое получается из уравнения (1) при условии

$$\frac{\partial}{\partial t} \rho = 0. \text{ Следовательно, при строгом рассуждении, в нестационарном случае следует}$$

компоненту электрического поля, связанную с скалярным потенциалом, дополнить компонентой, появляющейся из-за изменения вектор-потенциала магнитного поля во времени. Однако, если предположить, что плотность зарядов меняется быстрее, чем магнитное поле, из-за зависимости скорости электромагнитной индукции от качества электрической проводимости среды, можно воспользоваться постулатом о стационарности вектор-потенциала магнитного поля. Очевидно, что такое допущение является вполне справедливым для сред с достаточно большим удельным сопротивлением.

Целью данной работы является оценка эффекта поляризационных зарядов на примере модификации модели потенциала плоского электропроводящего пласта. Рассмотрим вертикальный разрез Земли, совпадающий с плоскостью XOZ. Ось Z направлена вертикально вверх, X- в горизонтальном направлении, вдоль нижней кромки пласта. В направлении оси Y пласт считается однородным, следовательно, рассматривается плоский случай. Земной поверхности соответствует $z = h_0$. Если воспользоваться законом Ома

$\vec{J} = \sigma \vec{E} = \sigma \operatorname{grad} \varphi$, из (3) получим уравнение для электрического потенциала

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} + \frac{1}{\sigma} \frac{\partial \sigma}{\partial z} \frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{1}{\sigma} \frac{\partial \rho}{\partial t}. \quad (4)$$

Аналитическое решение уравнения (4) в общем виде является сложной математической задачей даже в однородном приближении. Для такого случая, обычно используется цилиндрическая система координат, постулируется зависимость σ только от высоты и допускается азимутальная симметрия [2]. Именно при таких упрощающих условиях получено решение уравнения потенциала для случая, когда электрическая проводимость меняется по экспоненциальному закону относительно координаты z [3]. Следуя этой схеме при решении неоднородного уравнения (4) мы предполагаем, что по тому же экспоненциальному закону $\sigma = \sigma_0 e^{-kz}$ меняется электрическая проводимость и в нашей задаче (k и σ_0 - постоянные). После подстановки этого выражения в правую часть уравнения (4) получим

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} - k \frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{1}{\sigma} \frac{\partial \rho}{\partial t}. \quad (5)$$

Для решения уравнения (5) воспользуемся модельным представлением профиля электрического потенциала пласта [3]

$$\varphi = a(x - be^{-mx} \cdot \cos mx), \quad (6)$$

где a и b постоянные, определяемые из граничных условий, n и m - числа.

Представление (6) является достаточно эффективным для моделирования характера изменения потенциала, хотя соответствует вполне регулярному распределению множества источников электрического поля. Однако, в однородном приближении из уравнения (5) не видно, что причиной изменения потенциала, например, подобно выражению (6), могут являться лишь расположенные в определенном порядке связанные электрические заряды. В этом случае плотность этих зарядов вдоль x должна меняться согласно закону $\cos mx$. Следовательно, для выражения (6) физически оправдано считать ее следствием изменения плотности зарядов, которую можно представить в виде произведения $\rho(x, z, t) = \rho_m(t) \cos mx^{-k+n}$. После подстановки этого выражения, а также представления (6) в уравнение (5), получим следующее характеристическое уравнение, определяющее связь параметров a, b, m, k и σ_0 с параметром n

$$n^2 + kn - (m^2 + c) = 0, \quad (7)$$

$$\text{где } c = \frac{\partial \rho_m}{\partial t} a^{-1} b^{-1} \cdot \sigma_0^{-1}.$$

Для последующих рассуждений необходимо пояснить физический смысл параметров a, b и m , которые, наряду с k , определяют характер изменения электрической проводимости. Согласно (6), существуют две компоненты напряженности электрического поля, которые связаны последним уравнением системы (2)

$$E_x = -\frac{\partial \varphi}{\partial x} = -a(1 + bme^{-mx} \sin mx), \quad (8)$$

$$E_z = -\frac{\partial \varphi}{\partial z} = -abm \cos mx, \quad (9)$$

Как видно из этих выражений, $a = -E_{0x}$ - характеристическая величина напряженности электрического поля, b - характеристический линейный масштаб неоднородности плотности электрических зарядов. Эти параметры можно считать заданными по условиям задачи. Далее, при помощи продольного линейного масштаба L электропроводящего пласта можно определить минимальное характеристическое значение волнового числа $m = \frac{2\pi}{L}$. Плотность зарядов, изменение которого нарушает стационарную картину электрического потенциала, можно считать свободным параметром задачи. Ее характеристическая величина ρ_0 также может быть определена приблизительно, если ввести τ_0 - характеристическое время изменения плотности поляризационных зарядов, а также характеристическую величину плотности электрического тока J_0 . В результате, из уравнения (3) получим характеристическое соотношение

$$\frac{J_0}{L} \approx \frac{\rho_0}{\tau_0}. \quad (10)$$

Влияние переменного поля поляризации на плотность электрического тока сводится к изменению его интенсивности, что эквивалентно изменению плотности свободных зарядов в ритме поляризации. В природе существуют различные типы поляризации, характеристическое время

которых меняется от времени ядерного взаимодействия до нескольких секунд. К наиболее медленно спадающим типам поляризации относятся, например, фильтрационная и концентрационно-диффузионная, характерные для гидратизированных пластов Земли [4]. В рассматриваемом нами низкочастотном приближении плотность поляризационных зарядов в поверхностном слое Земли может также изменяться, например, из-за индуктивного влияния короткопериодных пульсаций геомагнитного поля, а также атмосферного электрического поля, вариации которого могут вызвать блуждающие токи. Следовательно, в качестве τ_0 можно воспользоваться периодом наиболее короткой геомагнитной пульсации $Pc1$, который фактически совпадает с характерным временем наиболее медленных типов поляризации. После определения ее характерной величины ρ_0 при помощи выражения (10), необходимо моделировать по какому-либо закону изменение плотности зарядов во времени. Можно воспользоваться, например, квазистационарной периодической моделью $\rho_m(t) = \rho_0 \sin \frac{t}{\tau_0} \pi$,

$$\text{либо нестационарными моделями линейного типа: } \rho_m(t) = \rho_0 \frac{t}{\tau_0} \quad \rho_n(t) = \rho_0 \left(1 - \frac{t}{\tau_0}\right).$$

Очевидно, что вторая из этих моделей является физически оправданной для интервала времени $t = [0 \div \tau_0]$.

Таким образом, можно определить характерную величину параметра n , который согласно (7) равен

$$n = -\frac{k}{2} + \sqrt{\frac{k^2}{4} + (m^2 + c)} \quad (11)$$

(знак + перед квадратным корнем выбран из физических соображений).

являющийся логарифмическим декрементом убывания электрической проводимости с высотой пласта, в отличие от стационарного случая, в зависимости от знака изменения плотности зарядов, может быть не только реальной, но и комплексной величиной.

Согласно нашей модели, электрический ток замыкается в плоскости ХОZ. Поэтому, индуцированное этим током магнитное поле, возмущающее геомагнитное поле и, тем самым, осложняющее полную электромагнитную картину плоского вертикального пласта, будет иметь лишь одну h_y составляющую. Если пренебречь эффектом намагничивания пород, составляющих пласт, величину наведенного магнитного поля можно определить из упрощенного уравнения Максвелла

$$\frac{1}{\mu_0} \operatorname{rot} \vec{h} = \vec{J}, \quad (12)$$

Откуда, если воспользоваться законом Ома $\vec{J} = \sigma \vec{E}$, будем иметь два уравнения

$$\frac{\partial h_y}{\partial z} = \mu_0 \sigma(z) E_x(z, x), \quad \frac{\partial h_y}{\partial x} = \mu_0 \sigma(z) E_z(z, x), \quad (13)$$

любое из которых при помощи выражений (8) и (9), а также $\sigma = \sigma_0 e^{-kz}$ определяет величину возмущения геомагнитного поля h_y .

Для приблизительной количественной оценки эффекта поляризации вертикального электропроводящего пласта по вышеприведенной аналитической модели необходимо воспользоваться характерными параметрами какого-либо глубинного разреза, имеющего сходство с пластом. Таким исходным материалом может служить, например, геоэлектрическая картина центральной части микро-геомагнитной аномалии "Имедис калаки", составление которой оказалось крайне сложной задачей из-за постоянных помех,

создаваемых блуждающими токами и, вероятно, поляризационными зарядами. Предположим, что изменение плотности поляризационных зарядов происходит согласно модели $\rho_m(t) = \rho_0 \frac{t}{\tau_0}$. Параметры, входящие в аналитические выражения, определяющие физические характеристики модельного пласта, соответствуют указанной геомагнитной аномалии: $k=10^{-1}$, $E_0=10^{-4}$ Вм⁻¹, $\sigma_0=10^{-1}$ Ом⁻¹ м⁻¹, $b=10$ м, $m = \frac{2\pi}{L}$, где $L=10^2$ м.

Следовательно, из (10) будем иметь $\frac{\rho_0}{\tau_0} \approx \frac{J_0}{b} = \frac{\sigma_0 E_0}{b}$, откуда получим характерную

величину $\rho_0=10^{-6}$ Кл.м⁻³ Таким образом, все величины, входящие в (11) являются известными. В результате получим характерную величину, определяющую изменение электрических характеристик вертикального пласта с учетом эффекта поляризации: $n \approx 8 \cdot 10^{-2}$. При отсутствии поляризационного эффекта $n=3 \cdot 10^{-2}$, т.е. имеется существенное количественное отличие от предыдущего случая. Поэтому, на данной территории поляризационный эффект в значительной степени может изменить картину электрического потенциала и усилить напряженность электрического поля в электропроводящем пласте, особенно, ее вертикальную компоненту. Очевидно, что это явление должно быть нестационарным и может оказаться причиной осложнений, возникающих в процессе компенсации естественно наведенного поля поляризации.

Литература

1. Шимион К. Теоретическая электротехника. М., "Мир", 1964, 773 с.
2. Уэйт Дж.Р. Геоэлектромагнетизм. М., "Недра" 1987, 234 с.
3. Тихонов А.Н., Самарский А.А.. Уравнения математической физики. М.,Л., "Технико-теоретическая лит", 1951, 659 с.
4. Кобранова В.Н. Петрофизика. М., "Недра", 1986, 392 с.

ვერტიკალური ელექტროგამტარი შრის არაერთგვაროვანი პოლარიზაციის მოდელი

ა.ხანთაძე, ზ.კერესელიძე, გ.გელაძე, ი.გაბისონია

რეზიუმე

განხილულია ვერტიკალური ელექტროგამტარი შრის მოდიფიცირებული მოდელი, რომელიც ითვალისწინებს პოლარიზაციული მუხტების ეფექტს. ელექტრული გამტარებლობისა და მუხტების სიმკვრივის ვერტიკალურ კოორდინატაზე ექსპონენციალური დამოკიდებულების შემთხვევაში მიღებულია დედამიწის ფენის პარამეტრების კავშირის მახასიათებელი განტოლების ანალიზური ამონახსნი, რომელიც განსაზღვრავს შრის ელექტრული პოტენციალის პროფილს. "იმედის ქალაქის" მიკრო-გეომანტიური ანომალიის მაგალითზე ჩატარებულია რაოდენობრივი შეფასება, რომელიც ანმტიციებს მოსაზრებას, რომლის თანახმადაც ამ ადგილას ბუნებრივი ელექტრული ველის კომპენსაციის სირთულე გაზომვებისას შეიძლება გამოწვეული იყოს პოლარიზაციული მუხტების გაელენიო.

Модель неоднородной поляризации вертикального электропроводящего пласта

Хантадзе А.Г., Кереселидзе З.А., Геладзе Г.Г., Габисония И.А.

Реферат

Рассматривается модифицированная модель вертикального электропроводящего пласта, учитывающая эффект поляризационных зарядов. Для случая экспоненциальной зависимости электрической проводимости и плотности зарядов от вертикальной координаты получено аналитическое решение характеристического уравнения связи параметров земного слоя, определяющих профиль электрического потенциала пласта. На примере микро-геоаномалии “Имедис калаки” проведена количественная оценка, подкрепляющая предположение, согласно которому сложность компенсации естественного электрического поля во время измерений в этой местности может быть вызвана влиянием поляризационных зарядов.

MODEL OF HETEROGENEOUS POLARIZATION OF VERTICAL ELECTRO-CONDUCTIVE STRATUM

Chantadze A.G., Kereselidze Z.A., Geladze G.G., Gabisonia I.A.

Abstract

A modified model of vertical electro-conductive stratum considering the effects of polarization charges has been discussed. For the case of exponential dependence of electric conductivity and charge density on vertical coordinate an analytical solution of a characteristic equation of relation among the Earth's layer parameters has been received. These parameters determine the profile of electric potential of the stratum. A quantitative estimation has been made given the example of a micro-geo anomaly “Imedis Kalaki”. It strengthens assumption according to which the complexity of natural electric field compensation during measurements in the given locality might be caused by impact of polarization charges.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИФFUЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИОНОСФЕРЕ

Гвелесиани А. И., Хантадзе А. Г., Джандиери Г. В.

1. Введение

В настоящем обзоре кратко будут показаны важнейшие этапы в развитии теории формирования ионосферных слоёв, по ходу обсуждены некоторые результаты экспериментальных исследований ионосферы, затем рассмотрены собственные теоретические работы авторов.

Процессы, протекающие в средней и верхней атмосфере, могут быть подразделены на: а) фотохимические, включающие эффекты ионизации от солнечной УФ-радиации, корпускулярных потоков, потери в результате диссоциативной рекомбинации и ионно-молекулярных реакций; б) переноса, включающие диффузию (амбиполярную), ветры и дрейфы, потоки плазмы, тепловое расширение и сжатие атмосферы и плазмы. Задача состоит в том, чтобы связать наблюдаемые потоки излучения и потоки энергичных частиц с наблюдаемым распределением электронно-ионной концентрации.

Экспериментальные и теоретические исследования диффузионных процессов, процессов тепло- и массо-переноса в особенности в турбулентной проводящей атмосфере и более нижних слоях находится в центре внимания специалистов. Для целей эффективной радиосвязи необходимо знание пространственно-временного распределения электронно-ионного газа и состава атмосферы при действии процессов ионизации, рекомбинации и диффузии. Основы корректной теории высотного распределения ионизации на ионосферных уровнях были даны в работах Чепмена и Ферраро [1, 2]. С развитием спутниковой, ракетной и наземной техники наблюдений обнаруживаются новые детали в неоднородной структуре электромагнитных параметров ионосферы [3-13], в частности, подтверждающие основные теоретические выводы авторов обзора.

2. Модель невозмущённой ионосферы, ионизационно-рекомбинационно-диффузионные процессы. Линейная теория.

2.1. Несколько десятилетий прошло после чепменовской работы, как экспериментально стали исследовать суточный ход распределения электронной концентрации (ЭК) на уровнях нижней ионосферы.

Ионосфера нестабильна, её параметры претерпевают регулярные изменения в зависимости от времени суток и уровня солнечной активности, а также изменения в периоды ионосферных возмущений и нерегулярных флюктуаций. Наиболее точно измеряются значения максимальной ЭК (методом импульсного вертикального зондирования). Другие параметры, характеризующие распределение ЭК по высоте, не могут быть получены непосредственно из ионограммы. Они определяются расчётным путём при некоторых упрощающих допущениях. Накопленный обширный экспериментальный материал позволил удовлетворительно представить вариации в глобальном масштабе и даже систематически их прогнозировать. По форме вертикальные профили осреднённых параметров ЭК оответствуют простому слою Чепмена: $N = N_m \exp[(1-z - \exp(-z))/2]$, где $z = (h - h_m)/H$, N_m , h_m и H – соответственно максимальное значение концентрации, высота максимума концентрации и высота однородной атмосферы на уровне максимума концентрации. Укажем на специфику мезосферы и нижней термосферы: в средней атмосфере в основном фигурируют ионы окиси азота, молекулярного кислорода и азота под воздействием космических лучей и рентгеновского излучения; в термосфере добавочно появляются ионы атомарного кислорода,

азота, водорода, магния и кадмия. Более подробные сведения о распределении ЭК в широком диапазоне высот даны в моделях ионосферы для различных уровней активности Солнца.

2.2. Простая теория α -слоя Чепмена подтверждается экспериментами Эппльтона и Найсмита для E- и F1-слоев. Однако, для более высоких слоёв ионосферы она непригодна (даже с учётом замедляющего влияния геомагнитного поля). Ферраро, обсуждая трудности, встретившиеся первым исследователям ионосферы [14, 15], устраняет причины непрерывного возрастания ЭК с высотой, отсутствия её максимума. Он рассматривает ионосферную среду как квазинейтральную трёхкомпонентную систему, в которой можно считать ионы и электроны как одну компоненту. Ферраро для скорости диффузии (упорядоченного движения) электронно-ионного газа использует известную формулу Каулинга, полагая, что ионосфера изотермична, электрическое поле равно нулю и на частицы действует сила тяжести. Исходными уравнениями являются:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - \alpha N^2 - \text{div}(N\bar{v}), \quad \bar{v} = \frac{D}{N} \left(\text{grad } N - \frac{Nm_i}{kT} \bar{g} \right), \quad (1)$$

где N – концентрация электронов, q – скорость образования ионов и электронов в единице объёма в единицу времени, α – коэффициент рекомбинации ионов и электронов, \bar{v} – скорость амбиполярной диффузии плазмы (движения, обусловленного диффузией плазмы), $N\bar{v}$ – поток плазмы, \bar{g} – вектор ускорения силы тяжести.

В развёрнутом виде имеем известное уравнение диффузии Ферраро:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - \alpha N^2 + D \left[\frac{\partial^2 N}{\partial h^2} + \left(\frac{1}{H_i} + \frac{1}{H_m} \right) \frac{\partial N}{\partial h} + \frac{N}{H_i H_m} \right], \quad (2)$$

где $D = b(T)/n$ – коэффициент диффузии, $b(T)$ – функция температуры ($\approx 10^{-19} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$), n – концентрация нейтрального газа; $H_i = 2kT/m_i g$, $H_m = kT/mg$ – соответственно, шкалы высот электронно-ионного и нейтрального газов.

2.3. Детально эти вопросы обсуждались в ряде работ [2, 16-27], где уточнены значения $b(T) \sim 10^{-19} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Наиболее полный детальный обзор теоретических исследований среднеширотной и экваториальной ионосферы дан в монографии [27]. Выясняется, что в высоких слоях атмосферы, где ларморовская частота оказывается больше частоты столкновений ионов и электронов с нейтральными частицами, диффузия происходит вдоль силовых линий магнитного поля (условие замагничности плазмы). Если в уравнении высота единственная переменная, то после умножения коэффициента диффузии на $\sin^2 I$ нет необходимости интегрирования вдоль силовой линии геомагнитного поля. В [18] обсуждается вопрос о понижении слоя ионизации, образованного в ионосфере в результате хромосферной вспышки на Солнце (в конце затмения). Для области F2 в уравнении (2) Ферраро не учитывает рекомбинационный член и находит аналитическое решение. Рассчитанные им значения ЭК оказались достаточно близкими к наблюдаемым. От также показал, что пренебрегать рекомбинацией можно выше уровня максимума ЭК примерно на 150 км. На уровнях же максимума концентрации h_m F2 пренебрегать рекомбинацией нельзя.

Ряд измерений, проведённых на высотах от 250 до 350 км для ночных условий, дал возможность [Ratcliffe et al., 1956] показать, что исчезновение электронов следует линейному закону $L = \beta N = 10^{-4} \exp[(300 - z)/50] N \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$. Гипотеза Бредбери об общем источнике ионизации, образующем слои F1 и F2, вновь возродилась в указанной работе [28]. Причём, авторы полагали, что уровень максимума ионообразования расположен вблизи уровня F1. Слой F2 образуется на более высоком уровне, благодаря экспоненциальному уменьшению с высотой коэффициента исчезновения электронов β . Кроме того, в высоких слоях F-области диффузия должна стать контролирующим фактором. Ферраро называет Ратклифа первооткрывателем этого явления [[17; 18]. Однако, ранее независимо от него Йонедзава [29] впервые отметил противоречие между выводом фотохимической теории о неограниченном увеличении ЭК и реальным её уменьшением выше h_m F2. Он объяснил это неучётом процесса амбиполярной диффузии. В работе [17], в частности, показано, что, при отсутствии диффузии и линейном законе прилипания электронов, ионизация должна возрастать, приближаясь к постоянному значению. Это должно иметь место, так как скорости образования и исчезновения пары ион-электрон меняются экспоненциально по высоте, а на больших высотах их

отношение близко к постоянному значению. Согласно [26] концентрация ионов атомарного кислорода O^+ с высотой будет возрастать. С учётом увеличивающейся с высотой диффузии вертикальный профиль концентрации O^+ приближается к реальному, а именно, образуется максимум N_m . Выше уровня максимума N_m концентрация O^+ медленно убывает, приближаясь к барометрическому распределению.

В этой связи ставится задача: рассчитать вертикальное распределение ионизации в F-области при наличии диффузии и процесса исчезновения электронов.

Для линейного закона рекомбинации решается уравнение вида [2, 16]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - \beta N + D \left[\frac{\partial^2 N}{\partial h^2} + \frac{3}{2H} \frac{\partial N}{\partial h} + \frac{N}{2H^2} \right]. \quad (3)$$

Здесь Ферраро устранил ошибочное допущение Хальбарта о равенстве в (2) шкал высот ($H_1 = H_m$). Он заменил его правильным соотношением $H_1 = 2H_m$ (так как $m_1 \approx m$, а средняя масса пары ион-электрон равна $m_1/2$).

Опуская математические выкладки, будем рассматривать физические следствия из теории. Согласно Ферраро и Эздогану [17] для постоянного β ночью, когда отсутствует источник ионизации и действует диффузионно-рекомбинационный поток, уровень максимума $h_m F2$ понижается. Днём, с подключением источника ионизации, этот уровень возвращается на прежнюю высоту. Таким образом, ионизационно-рекомбинационный поток превалирует над постоянно действующим диффузионно-рекомбинационным потоком. Ферраро и Эздоган показали, что концентрация электронов и ионов в ионосфере описывается распределением типа чепменовского, но не совпадает с ним. Если бы диффузия игнорировалась полностью, то форма и высота слоя оказались бы постоянными, несмотря на то, что рекомбинация компенсировала бы ионизацию. Так как распределение выше максимума стремится к диффузионному равновесию, то поток вниз становится более существенным, и поэтому слой должен опускаться. Расхождение теории с наблюдениями авторы объясняют тем, что либо взятые ими значения коэффициента диффузии велики, либо диффузия уравновешивается другими факторами, например, наличием в ионосфере дрейфов ионизации. Обсуждается также эмпирическая формула Ратклифа [28], приведённая выше, в которой коэффициент 10^{-4} является несколько завышенным для высот $h < 300$ km. Ферраро в более поздней работе [20] заново выводит уравнение диффузии плазмы. Он использует формулу Чепмена для функции ионизации $q = q_0 F(z, \chi) = q_0 \exp[1 - z - \sec \chi \exp(-z)]$, где $q_0 = \alpha N_0^2$, время t выражено через долготу φ в радианах, и получает уравнение:

$$\sigma \frac{\partial v}{\partial \varphi} = F - v^2 + \beta e^z \left[\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + \left(1 + \frac{H_2}{H_1} \right) \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{H_2}{H_1} \right], \quad (4)$$

где $v = N/N_0$, $\beta = b/(n_m H_m^2 \alpha N_0)$, а значение концентрации нейтральных молекул на уровне максимума ионообразования для полудня $n_m = n_0 \exp(-h_0/H_2)$, $\sigma^{-1} = 1.37 \cdot 10^4 (\alpha q_0)^{1/2}$.

Ферраро ищет решение (4) в виде асимптотического разложения $v = v_0 + \beta v_1 + \beta^2 v_2 + \dots$, причём, условие $v = v_0$ (при $\beta = 0$) даёт: $\sigma \partial v_0 / \partial \varphi = F - v_0^2$; для v_1 , приравнявая члены с

одинаковым β в (4), автор получает: $\sigma \frac{\partial v_1}{\partial \varphi} + 2v_0 v_1 = e^z \left(\frac{\partial^2 v_0}{\partial z^2} + \frac{3}{2} \frac{\partial v_0}{\partial z} + \frac{v_0}{2} \right)$. Ферраро

ограничивается первым приближением ($v = v_0 + \beta v_1$), численно находит вертикальное распределение ЭК, а также суточные вариации её максимальной концентрации для периода равноденствия.

Измерения плотности нейтральных частиц в области F, показали, что теоретические оценки на несколько порядков превосходили действительные значения. Используя экспериментальные данные, Данжи [30] перепроверил влияние амбиполярной диффузии электронов и ионов на поведение ночного F-слоя. Ионедзава [29, 31] пришёл к заключению о линейной зависимости скорости

исчезновения электронов от их концентрации ($L = \beta N$, где β пропорционально плотности молекулярного кислорода). Он решил уравнение баланса ионизации при постоянном значении L . В частности, для ночной F-области он получил опускающийся неизменной формы чепменовский профиль ЭК. В работе [30] Данжи решил более общую задачу для изотермической ночной F-области, при значениях $L = \beta e^{-\rho z} N$ и $L \sim N^2$, с учётом вертикального дрейфа. Найденная им форма профиля ЭК оказывается подобной чепменовской. Исходное уравнение имело вид:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\beta e^{-\rho z} N - \frac{w}{H} \frac{\partial N}{\partial z} + \frac{2b}{H} \frac{\partial}{\partial z} \left[e^z \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2} \right) \right], \quad (5)$$

с граничными условиями

$$\left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2} \right)_{z \rightarrow -\infty} = 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial}{\partial z} (N e^{-z/2})_{z \rightarrow -\infty} = 0. \quad (6)$$

Решение уравнения осуществляется при допущении экспоненциально уменьшающейся во времени концентрации с дискретными значениями декремента затухания λ_n : $N = \sum_{n=0}^{\infty} A_n e^{-\lambda_n t} y_n(x)$, где A_n –

постоянная, определяемая начальным распределением электронов, $x = \sqrt{|w|2b} \exp(-z/2)$ и

$y = (N/\rho) \exp(wx^2/2|w|)$. Данжи получил решение в полиномах Лагерра для $\rho = 1$ (при $\rho = 0$ и $w = 0$, как частный случай, получается решение [29]). Численные расчёты показали, что для любого чепменовского слоя скорость диффузии плазмы не зависит от высоты, она уравновешивается восходящим движением слоя со скоростью w . При $\rho = 0$ и $w > 0$ предельное решение – не опускающийся с высотой слой Чепмена (когда $b_m = w$). При $\rho > 0$ сравнительно сильная потеря ионизации у основания слоя приводит к восходящему движению слоя, которое может уравновеситься диффузионным нисходящим движением, а также дрейфом. В таком случае форма и высота слоя сохраняются. Для $\rho = 2$ (более точно отвечающему реальной атмосфере) он применяет вариационный метод. Результаты расчётов довольно хорошо согласуются с данными наблюдениями Ратклифа [32] для нижней части профиля концентрации. Однако, в верхней части профиля имеется расхождение (завышение) с наблюдениями атмосферного кислорода.

Методом Данжи (с помощью полиномов Лагерра) несколько более простую задачу ($w = 0$, $\rho = 1$) рассматривает Чемберлен [33]. Полученное им решение представляет собой бесконечную сумму обобщённых распределений чепменовского типа.

2.4. Задача, поставленная Данжи (1956) [30], Ферраро и Эздоганом (1958) [17] была исследована в двух работах Глиддона [34, 35]. Позднее задача Штурма-Лиувилля, вычисления собственных значений и собственных функций диффузионного уравнения, рассматривалась в ряде работ [34-39, 33, 40-42]. Примерно в это же время наиболее полно была решена стационарная задача в работе [43].

Глиддон [34], продолжая исследование Ферраро и Эздогана [17], исходит из установленного экспериментально в [28] экспоненциального уменьшения с высотой коэффициента исчезновения электронов, пропорционального локальной молекулярной плотности кислорода O_2 , а также из экспериментов Бейтса и Мессис (см. [34, 35]), решает уравнение (3) Ферраро [2]. Дается чисто математическое решение задачи (с помощью параболических функций, $D_{\nu-1/2}(x)$). Доказывается сходимость и единственность найденного решения, удовлетворяющего выбранным граничным условиям. Таким образом, Глиддон впервые решил поставленную Данжи [30] общую задачу вертикальной диффузии ионов под действием силы тяжести, скорости потери электронов, экспоненциально уменьшающейся с высотой. Полученное им решение для $\rho = 1$ имеет примерно одинаковый вид с решением [30]. Однако, согласно с наблюдениями у Ферраро (ракетные данные) лучшее, чем у Глиддона по спутниковым данным (спутниковые значения молекулярной плотности нейтральной атмосферы на порядок превосходили ракетные).

Во второй работе [35] для F2-области решается задача диффузии электронно-ионного газа методом функции Грина для случаев постоянного и переменного по высоте коэффициента рекомбинации. В первом случае Глиддон, используя интеграл ошибок, получает выражение, аналогичное решению (типа функции Чепмена), полученному в работе [17]. Оно также согласуется с выводами работ [30, 33]. Общее решение для N содержит спектр обобщённых функций Чепмена. Во

втором случае (переменного коэффициента рекомбинации) Глиддон строит функцию Грина с помощью параболической функции $D_n(x)$ и полиномов Эрмита и получает решение в виде модифицированной функции Чепмена. Дальнейшая математическая задача Глиддона состояла в том, чтобы показать идентичность полученного им решения для переменного по высоте коэффициента рекомбинации с решением, полученным им иным методом в первой работе [34].

Полученные Глиддоном решения широко используются в работах [36-39], развитая им теория сравнивается с реальной ионосферой. Первая из этих работ [36] продолжает исследование, начатое [17] для условий экватора при $T = \text{const}$ и $\beta = \text{const}$. Авторы применили теорию к широтам 30, 60 и 75° для равноденствия и солнцестояния. Были выполнены численные расчёты при допущениях: высота ионообразования $z = 300 \text{ km} \pm 0.25H_0$, плотность воздуха $\rho = 10^{-14} \text{ g/cm}^3 \cdot 10^{-14} \text{ t/c}$, $T = 1400\text{K}$, шкала высот $H_0 = 54 \text{ km}$. Основной вывод из работ [36-39] состоит в том, что диффузия является важным управляющим фактором в F2-области ионосферы.

В работе [39] сделано дальнейшее обобщение ранее найденного периодического решения уравнения, описывающего вертикальную диффузию ионизации в F2-области, включая постоянную вертикальную дрейфовую скорость. Выражение для ЭК взято в виде определённого интеграла и является функцией рекомбинации, диффузии и дрейфовой скорости. В работе обсуждается применимость полученных решений для объяснения суточных вариаций максимума ЭК, уровня h_m в средних широтах, наличия слоя F1 в экваториальной ионосфере и влияния эффектов затмения и солнечных вспышек на F2-область в среднеширотной ионосфере.

2.5. Работа [40] является продолжением работ [2, 30, 36, 33, 44], касающихся аналитического исследования среднеширотной однородно стратифицированной по горизонтали ионосферы, свободной от эффектов геомагнитного поля. В этих работах, исключая [44], уравнение диффузии решается приближенно, причём, большая часть из них касается анализа поведения стационарного слоя F. Авторы считают, что разрушение слоя происходит экспоненциально во времени, но с сохранением формы распределения ЭК. На самом же деле уровень h_m F2 поднимается вверх, а форма распределения ЭК после захода Солнца непрерывно меняется до достижения стационарного состояния. Учитывая это обстоятельство, Тюен [40] предпринял попытку методом теории возмущений найти точное аналитическое решение нестационарного уравнения диффузии. Точное выражение для профиля ЭК не только позволяет описать различные физические эффекты. Тюен ищет простой метод для определения профиля ЭК в любой момент времени, когда в какой-то начальный момент времени известно распределение ЭК. Уравнение неразрывности, рассматриваемое в [40], имеет вид:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D_a \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{3H} \right) \right] - \beta_0 N e^{-\frac{z}{H}}, \quad (7)$$

где p – фактор шкалы высот, меняющийся между значениями, соответствующими полному перемешиванию ($p=1$) и диффузионному равновесию ($p=2$). При $D_a = D_0 \exp(z/H)$, $x = \alpha \exp(-z/H)$, $\alpha = 2H\sqrt{\beta_0 D_0}$. Представляя решение в виде $N = x^{3/4} u(x) T(t)$, Тюен сводит (7) к уравнению Штурма-Лиувилля:

$$(xu)'' - \frac{1}{16} \frac{u}{x} + \omega u - \frac{1}{4} xu = xf(x)u, \quad \frac{dT}{dt} = -\lambda T, \quad (\lambda > 0),$$

где $\omega = \lambda H / (2\sqrt{\beta_0 D_0})$, $f(x) = [(x/\alpha)^{p-1} - 1]/4$. Решение $N(z,t) = \sum_{n=0}^{\infty} a_n Z_n(x) \exp(-\lambda_n t)$, λ_n выражается через собственные значения $\omega_n = \lambda_n H / (2\sqrt{\beta_0 D_0})$, коэффициенты a_n определяются с помощью начального распределения.

Преимущество сведения уравнения амбиполярной диффузии к задаче Штурма-Лиувилля состоит в том, что ЭК с возрастанием p быстро затухает и достигает основного стационарного распределения (соответствующего λ_0). Поэтому практически можно ограничиться первыми тремя



членами разложения $N(z, t)$. Решение, найденное с помощью теории возмущений для первого члена, имеет вид:

$$Z_0(z) = \pi^{-3/4} \exp[-z/2H + (\alpha/2)\exp(-z/H)] \left[L_0^{-1/2}(x) - (\sqrt{\pi}/4) \sum_{n=1}^{\infty} n^{-1} F_n^{(0)}(x) \right],$$

где

$$\lambda_0 = \frac{\sqrt{\beta_0 D_0}}{2H} \left\{ 1 + \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left[\alpha^{1-p} \Gamma\left(p + \frac{1}{2}\right) - \Gamma\left(1 + \frac{1}{2}\right) \right] \right\},$$

$$F_n^{(0)}(p) = \frac{\Gamma(n+1)}{\Gamma(n+1/2)} \frac{1}{n!} \left[\frac{\alpha^{1-p} \Gamma(n-p) \Gamma(p+1/2)}{\Gamma(-p)} - \frac{\Gamma(n-1) \Gamma(3/2)}{\Gamma(-1)} \right].$$

С увеличением p , по мере приближения к состоянию диффузионного равновесия ($p = 2$), постоянная распада λ_0 уменьшается. Следовательно, увеличивается время жизни стационарного распределения. Нетрудно видеть, что при $p = 1$ решение для стационарного состояния сводится к простой функции чепменовского типа, а при более высоких собственных значениях λ_n решением являются произведения чепменовской функции на полиномы Лагерра p -го порядка переменной x . Для сравнения с экспериментом Тюен подбирает начальное распределение ЭК в момент $t = t_0$, используя в качестве теста найденное решение. При этом основными параметрами подбора являются N и p . Сопоставляя свои результаты с экспериментальными данными, Тюен для $N = 80$ км получает $p = 1.4$. Любые другие значения для N и p давали либо близкое совпадение расчётов с экспериментом в момент $t = t_0$, а в последующие моменты времени – сильное расхождение, либо не давали совпадений ни в какой момент времени даже при $t = t_0$.

Таким образом, теория возмущений даёт точное аналитическое решение при $p = 1$ и достаточно высокую точность при $p = 2$ и промежуточных значений p . Этот метод также строго устанавливает стационарное распределение, являющееся собственной функцией основного состояния уравнения диффузии. Заслуга Тюена в том, что он нашёл общее решение для произвольного p , откуда как частные случаи получаются известные решения Данжи ($p = 1$), Чемберлена ($p = 2$), Ферраро и Эздогана ($p = 0$); причём, здесь во всех приближениях выделяется распределение чепменовского типа.

Переходя к анализу работ Йонедзавы [29, 31, 45-50], начнём с его ранней работы о диффузии электронно-ионного газа в ночных условиях F2-области. В работе [31] показано, что диффузия не меняет формы распределения ЭК, и вызывает лишь понижение уровня максимальной концентрации. Независимо от формы начального дневного распределения ЭК, после захода Солнца с течением времени форма слоя F2 приближается к чепменовской. Так же, как и Ферраро [2, 16], Йонедзава [31], ввиду отсутствия экспериментальных данных, косвенно определяет возможную наименьшую концентрацию $\sim (5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-3})$ молекулярной компоненты на уровне F2-слоя. Примерно в эти же годы решение уравнения непрерывности для ночной F2-области при наличии силы тяжести, диффузии и прилипания электронов было найдено Дунканом [51], который как и Йонедзава [31], пришёл к выводу, что чепменовская форма слоя в течение ночи должна изменяться. В самом деле, при этом происходит рекомбинация (с эффективным значением, соответствующим значению коэффициента прилипания на уровне максимума F2-слоя) и дрейф в направлении уровня равновесия ($z = 0$).

Благодаря действию этих процессов, в слое произвольной формы происходят такие изменения, которые приближают распределение к чепменовскому с центром на высоте $z = 0$, [31]. Если слой, достигший равновесия под действием указанных факторов (силы тяжести, диффузии и рекомбинации), подвергается, например, возмущающему действию приливных сил, то в целом слой приходит в движение, пока противодействующие ему силы не остановят его. В работах [29, 28] впервые учтено исчезновение электронов из-за диссоциативной рекомбинации с молекулярными ионами кислорода, а потому соответствующий член в уравнении неразрывности пропорционален первой степени концентрации электронов $N(z)$. Это был новый крупный шаг в развитии ионосферных теоретических исследований. Стало ясно, что (по новой модели) в нижней части слоя F2 распределение ЭК с высотой определяется рекомбинационным процессом (в ночной ионосфере), а

в верхней части слоя F2 – определяется диффузией электронно-ионного газа в гравитационном поле Земли.

В следующей работе [45] автор вновь останавливается на важности диффузии электронно-ионного газа в гравитационном поле для понимания механизма образования главного максимума F-области ионосферы. Решена стационарная задача распределения $N(z)$ для дневной ионосферы. Приведём ход рассуждений Йонедзавы. Если в результате совместного действия электрического и магнитного полей в верхней атмосфере электроны и ионы приобретают движение в вертикальном направлении, то распределение $N(z)$ непрерывно меняется. Однако, если скорость дрейфа электронов и ионов остаётся постоянной во времени, то, рано или поздно, достигается стационарное состояние. Выражение для $N(z)$ в стационарном состоянии может быть получено аналитически при использовании метода возмущений, если градиент температуры в верхней атмосфере незначителен и вертикальная скорость дрейфа не зависит от высоты и времени. Расчёты зависимости $N(z)$ от направления и величины вертикального дрейфа, проведённые в работе [45], показывают увеличение концентрации и подъём высоты максимума концентрации при направленном вверх вертикальном дрейфе. В частности, сравнивая концентрации для $w = \pm 12.5 \text{ m/s}$ и $w = 0$, получаем, что при положительном w концентрация возрастает в два раза и уровень максимума оказывается сдвинутым вверх на 50 км (на одну шкалу высот), а при отрицательном направлении (вниз) концентрация уменьшается в 1.5 раза, и уровень максимума концентрации опускается на 25 км. Далее Йонедзава решает более сложную задачу:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - L - \frac{\partial}{\partial z} \left[D \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2H} \right) \right] - \frac{\partial}{\partial z} (Nw), \quad (8)$$

где

$L = \beta_0 \exp[-m(z - z_0)/H]$, $m = 2$, исчезновение электронов происходит в соответствии с атомно-ионной реакцией и диссоциативной рекомбинацией: $O^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$, $O_2^+ + e \rightarrow O + O$, $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$, $N_2^+ + e \rightarrow N + N$; $q = q_0 \exp[1 - (z - z_0)/H - \sec \chi \exp(-(z - z_0)/H)]$, $D = b n_0^{-1} \exp[(z - z_0)/H] \sin^2 I$, $w = w_0 \exp[(z - z_0)/H]$; $H = 60 \text{ km}$, $z_0 = 200 \text{ km}$, $n_0 = 5 \cdot 10^9 \text{ cm}^{-3}$, $\beta_0 = 3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $q_0 = 250 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$, $b = 10^9 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$.

Экспоненциальный вид вертикальной скорости дрейфа облегчает решение задачи и, кроме того, такой выбор оправдан тем, что коэффициент кинематической вязкости существенно уменьшается при подъёме вверх. Стационарное решение уравнения диффузии находится в специальных функциях (функциях Бесселя от мнимого аргумента). Подчёркивается роль амбиоплярной диффузии электронно-ионного газа в образовании F2-слоя. О широтном распределении концентрации – возрастании уровня $h_m F2$ в направлении от полюса к экватору – речь идёт в последующих работах Йонедзавы.

Подробнее рассмотрим работу [47]. Авторы используют уравнение неразрывности для ЭК в области F2, следуя [52]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} - q - L + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ D \left[\frac{\partial N}{\partial z} + N \left(\frac{1}{H} \frac{\partial H}{\partial z} + \frac{1}{2H} \right) \right] \right\},$$

где $H = H_0 + \gamma(z - z_0)$, $D = D_0 (H/H_0)^{3/2 + 1/\gamma} \sin^2 I$, $L = (\beta_1 n_{O_1} + \beta_2 n_{N_2}) n_{O^+} = \beta N$. Поскольку n_{O_1} изменяется с высотой пропорционально $(H_0/H)^{1+2/\gamma}$, примерно также и n_{N_2} , то для не слишком больших высот $\beta = \beta_0 (H_0/H)^{1+2/\gamma}$, где γ – постоянный градиент шкалы высот; D_0 – коэффициент амбиоплярной диффузии на некоторой высоте для $I = 90^\circ$ (по [Ferraro, 1945] $D_0 = 2.31 \cdot 10^9 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$). В нижней части области F рекомбинация описывается реакциями: $O^+ + O_2 \rightarrow O_2^+ + O$, $O_2^+ + e \rightarrow O + O$, а в верхней части области F – реакциями: $O^+ + N_2 \rightarrow NO^+ + N$, $NO^+ + e \rightarrow N + O$, β_1 и β_2 – скорости реакций атомно-ионного обмена. Мартин [53] считает, что L пропорционально не только N , но и концентрации основных нейтральных компонент атмосферы. Тогда $\beta = \beta_0 (H_0/H)^{1+1/\gamma}$. Йонедзава

находит очень сложные аналитические стационарные решения уравнения неразрывности. Результаты расчётов ЭК для различных значений γ и β_0 и их сравнение с данными наблюдений, проведённых в Стенфорде, показывают, что выбор малых значений β_0 приводит к уменьшению N_m и увеличению h_m , а это противоречит наблюдениям. Согласно расчётам, в случае изотермической атмосферы ($\gamma = 0$), при совпадении геомагнитной и географической координат, широтный ход N_m и h_m для полудня таков: от полюсов к экватору обе эти величины возрастают; вычисленный слой оказывается тоньше слоя Чепмена; эффективный коэффициент рекомбинации быстро уменьшается с высотой на меньших высотах, но на больших высотах становится постоянным. С увеличением широты эта постоянная возрастает.

Сравнивая теоретические значения N/N_m с данными экспериментальных наблюдений, Йонедзава [48] ищет возможность применения развитой им теории. Сравнение с данными наблюдений Гарриотта [54] даёт хорошее согласие лишь до $h = 400$ km. Увеличение β_0 не намного улучшает совпадение результатов. Если бы определение β было удовлетворительным, то теоретически можно было бы: достаточно хорошо воспроизвести распределение ЭК до высот на 100 km выше $h_m F_2$, дать оценку появлению слоя F1, объяснить геомагнитное влияние на слой F2 (т.к. N явно содержит магнитное наклонение), качественно объяснить широтный ход $N_m F_2$. Предлагаемая теория неприменима к экваториальной области и не может объяснить экваториальную аномалию Эппльтона [55].

Идеи работ [31, 29, 45, 28] развиваются далее в статье [56], где рассматривается стационарная дневная F-область при градиенте $\gamma = dH/dh = \text{const}$, концентрации нейтральных молекул $n \sim \exp[-(1+\gamma)z]$, функции ионизации $q = q_0 \exp[(1+\gamma)(1-z-e^{-z} \sec \chi)]$, коэффициенты рекомбинации $\beta = \beta_0 \exp[-(k+\gamma)z]$, где $k = H/H_m$ (для азота N_2 величина $k = 1.75$, для кислорода O_2 имеем $k = 2$). Авторы решают стационарную задачу при $\gamma = 0$. Это упрощение оправдывается тем, что член $\partial N/\partial t$ часто оказывается на порядок и более меньше других членов уравнения амбиполярной диффузии. На средних широтах высота максимума слоя и сама концентрация почти не меняются в течение нескольких часов. Уравнение решается численными методами для постоянных скоростей вертикального дрейфа плазмы:

$$d_0 e^z \left(\frac{d^2 N}{dz^2} + \frac{3}{2} \frac{dN}{dz} + \frac{N}{2} \right) - \frac{w}{H} \frac{dN}{dz} - \beta e^{-kz} + q_0 \exp[1-z-e^{-z}] = 0, \quad (9)$$

при $N(+\infty) = 0$, $N(-\infty) = 0$.

Подстановкой $N = ux$, $x = \exp(-z/2)$ имеем:

$$d^2 y/dx^2 - 2V(xdy/dx + y) - 4Lx^{2k}y + 4Px e^{1-x^2} = 0, \quad (9a)$$

где $P = q_0 d_0$, $L = \beta_0/d_0$, $V = w/(d_0 H)$, $d_0 = D_0/H^2$. Численные значения использованных параметров таковы: $h_0 = 180$ km, $q_0 = 1000 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$, $L = 100, 250$; $H_0 = 40 \text{ km}$, $d_0 = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $n_0 = 2 \cdot 10^{10} \text{ cm}^{-3}$, $\beta_0 = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $P = 4 \cdot 10^7 \text{ cm}^{-3}$, $k = 1, 2$. Расчёты показали, что с увеличением k от 1 до 2 концентрация электронов возрастает примерно в 5 раз, причём, уровень максимальной концентрации остаётся неизменным. При прочих фиксированных параметрах с изменением скорости дрейфа w от 0 до ± 20 m/s концентрация N при $w = +20$ m/s увеличивается почти в 3.5 раз, высота максимума концентрации – в 1.5 раз по сравнению со значениями при $w = 0$; а при $w = -20$ m/s концентрация соответственно уменьшается 1.3 раза, а уровень максимума концентрации опускается на высоту в 1.4 раз меньшую, чем при $w = 0$. С увеличением w форма кривой не меняется заметно, с увеличением же k профиль сужается. Можно сказать, что направленный вверх дрейф стремится перенести ионизацию от начального уровня к уровню с меньшей скоростью исчезновением заряженных частиц, вследствие чего средняя продолжительность существования ионов увеличивается, а максимум ЭК возрастает. Авторы делают прикидочные оценки времени

установления равновесного распределения. При постоянных q , β и w в нижних слоях ионосферы, где диффузией можно пренебречь, время релаксации τ для каждого уровня порядка $\tau \sim 1/\beta$.

Согласно [57] выше максимума концентрации плазмы N_m , где преобладает диффузия, диффузионное равновесное распределение устанавливается за время $\tau = 1/d(h_m) \approx 1/\beta(h_m) \sim 10^4$ s [45, 58, 59]. Среди рассмотренных работ, касающихся стационарных решений уравнения амбиполярной диффузии до 1960 г., одной из наиболее важных является работа [56]. Полученное ими уравнение будет не раз использоваться другими авторами. В обзоре [60] Ришбет, подводя итоги результатов экспериментальных и теоретических исследований, ищет характерные для условий F-области постоянные, составленные из параметров ионосферы q , α , β и D/H^2 . Различные мнения о значениях этих параметров объясняются экспериментальными трудностями их определения. Ришбет считает, что точность значительно возрастает при рассмотрении отношений: q/α , q/β , $r = \beta/\sqrt{\alpha q}$, $\beta H^2/D$, позволяющих описать особенности расщепления переходной области между слоями F1 и F2 (для случаев 1, 2 и 3). Первые три соотношения не независимы, и поэтому недостаточны для определения параметров q , α , β , но полученные благодаря им данные, хорошо согласуются между собой. Более подробные сведения можно найти в [60, 48, 61]. Зависимость нормированной электронной концентрации N/N_m от высоты $(z - z_m)$, построенная в [56] и используемая многими упомянутыми выше авторами, показывает, что выше уровня максимума $z > z_m$ ЭК чепменовское распределение чрезвычайно близко к распределению [56] при $k = 1.1$, а при $z < z_m$ сходство обеспечивается при $k = 2$. Таким образом, в [56] получены результаты, согласующиеся с теоретическими выводами [45]. Но в отличие от последнего (объясняющего формирование максимума F2-слоя диффузией) получена более общая связь между параметрами ЭК: $h_m F2$ и $N_m F2$.

Сделанный в этих работах вывод о зависимости $h_m F2$ и $N_m F2$ от величины и направления вертикальной скорости дрейфа для стационарного состояния качественно может быть применён и к нестационарному случаю. Однако, теория дрейфа оказывается недостаточной для объяснения поведения слоя F2 во время магнитных бурь, когда резко выраженное уменьшение ЭК сопровождается увеличением высоты слоя F2.

В работах [62, 63] численно решается уравнение амбиполярной диффузии. В первой работе авторы, следуя [56], рассматривают полное уравнение неразрывности для электронов в условиях ночной ионосферы. Рассчитана скорость вертикального дрейфа, w , показано, что при высокой магнитной активности значение w больше, чем в магнитоспокойные дни. Выявлены широтная зависимость и сезонные вариации ЭК. Самая сильная зависимость обнаружена от выбора коэффициента диффузии. Коэффициент рекомбинации β несущественно проявляет себя на средних и высоких широтах. Авторы отмечают, что учёт изменения температуры и состава атмосферы при магнитных бурях дал бы более близкие к реальным значения w (такое же заключение встречается и в работе [48]). Показаны методические возможности использования уравнения неразрывности с применением данных экспериментальных профилей $N(h)$ для расчёта (оценки) скоростей вертикального дрейфа. В частности, показано, что скорость вертикального дрейфа, увеличиваясь после захода Солнца, достигает максимума в середине ночи и затем медленно убывает. Наблюдается линейный рост скорости в интервале высот $h = 310-320$ км, она постоянна до $h = 370$ км, затем в интервале высот $h = 380-410$ км вновь наблюдается линейный рост. С увеличением геомагнитной широты ($15 - 60^\circ$) средняя скорость меняется от 5 до 30 м/с. Согласно наблюдениям 6-7 июня 1958 г., интервал изменения w в магнитоспокойные ночи составлял 0-45 м/с, а в магнитовозмущённые ночи 35-65 м/с. Для вертикального дрейфа ионизированной компоненты, вызванного горизонтальными ветрами U в нижней ионосфере, используется формула $w = U \sin I \cos I$, откуда явствует, что в средних широтах эта скорость максимальна при магнитном наклонении $I = 45^\circ$ и стремится к нулю к полюсу и экватору. В расчётах [62] кривая зависимости $w = f(I)$, не меняя знака кривизны, в F2-области растёт от 0 до 60° выпуклостью к оси I . Однако несколько иная зависимость получается для вертикального дрейфа в F2-области, найденная в [64]: $w_d = (E_p/V) \cos I + U \sin I \cos I$, здесь w_d означает вертикальный дрейф, обусловленный влиянием других эффектов, отличных от диффузии. Догерти даёт выражение для уравнения амбиполярной диффузии

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - L - \frac{\partial}{\partial z} (Nw_d) + \sin^2 I \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{v_i} \left(\frac{2k}{m_i} \frac{\partial(TN)}{\partial z} + Ng \right) \right], \quad (10)$$

где m_i , v_i – соответственно, масса и частота столкновения ионов с нейтральными молекулами, k – постоянная Больцмана, $2kT/m_i v_i = D$. Для вычисления w_d необходимо знание E_z и U . Догерти делает упрощение, полагая $U = 0$. Тогда движение частиц обусловлено диффузией и электрическим полем. Предполагается, что нейтральный воздух не может двигаться вертикально вверх, но благодаря столкновениям с заряженными частицами, ускоряется в горизонтальном направлении. При отсутствии горизонтальных сил получено, что $u = U = -(E_z/B) \cos \epsilon \sin I - (eE_p/m_i v_i) \sin I$, $E_p = (2k/Ne) \partial(TN)/\partial z + m_i g/e$; тогда $w_d = -(e/m_i v_i) E_p \cos^2 I$, $w = -(e/m_i v_i) E_p$. Таким образом, Догерти удалось избавиться от множителя $\sin^2 I$ в уравнении (10) и свести его к виду:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - L + \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{v_i} \left(\frac{2k}{m_i} \frac{\partial(TN)}{\partial z} + Ng \right) \right]. \quad (11)$$

Это уравнение одинаково пригодно в случае вертикального магнитного поля или без него.

В ряде работ по динамике ветров показано, что из-за зависимости концентрации ионов от высоты, эффект торможения ионов приводит к изменению скорости ионов с высотой, и это должно быть отражено в уравнении непрерывности. Если сделанные Догерти допущения верны, то морфология F-области не объясняется теорией динамо. Поэтому Догерти предполагает, что имеются и другие причины горизонтальных движений нейтрального воздуха, как, например, приливные и тепловые силы. Пока эти силы не исследованы, уравнение (10) не является полным.

В теоретической работе Шмеловского [63] полагается, что уравнение амбиполярной диффузии применимо к области высот от 300 до 1500 км, как единой целой Распределение ЭК в этой области определяется влиянием фотоионизации, рекомбинации и диффузии. Автор исходит из стационарного уравнения диффузии (9а), полученного в работе [56], без учёта дрейфового члена, и уравнения для ночной рекомбинации. Сначала исследуется асимптотическое поведение уравнения для определения хода температуры плазмы и нейтрального газа; причём, для конечных высот отличие оказывается незначительным. Применяются аналитические (в функциях Бесселя с комплексным аргументом) и численные методы решения задачи.

Шмеловский анализирует случай изотермической и неизотермической ионосферы и показывает, на основе расчётов по данным измерений параметров ионосферы, что температура плазмы может в полтора раза превосходить температуру нейтрального газа. При этом существенны сезонные различия между ними. Анализируя (9а), Ришбет и Баррон [56] показали, что на малых высотах важна температура нейтрального газа, а на больших высотах – температура плазмы. Шмеловский, следуя указаниям [56], для пересчёта z на h , строит схематическую модель распределения температуры, используя данные наблюдений. Используются следующие значения ионосферных параметров: $H = 80$ км, $\Phi_\alpha = 0.75 \cdot 10^{10} \text{ cm}^{-2}$ (квантовый поток), $\sigma = 10^{-17} \text{ cm}^2$, $g_0 = 0.34 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$ – общее число электронов на уровне максимума фотоионизации, $n = 1.25 \cdot 10^{10} \text{ cm}^{-3}$, $h_m = 200 \text{ km}$, $nD = 0.75 \cdot 10^{19} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$, $d_0 = 0.95 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, $\beta_0 = 2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $k = 1.6$, – для построения вертикальных профилей ЭК. Качественные исследования показали, что форма слоя мало меняется вплоть до зенитного угла $\sim 70^\circ$; поэтому равновесную концентрацию автор соотносит к полуденному F2-слою, а концентрацию, полученную для чистой 10-часовой рекомбинации – к полуночному. Довольно близкими оказались расчётные значения полного содержания электронов до высоты 900 км (дневного $4.8 \cdot 10^{17} \text{ m}^{-2}$ и ночного $1.5 \cdot 10^{17} \text{ m}^{-2}$) и экспериментальные (дневного $4.7 \cdot 10^{17} \text{ m}^{-2}$ и ночного $1.85 \cdot 10^{17} \text{ m}^{-2}$). Анализ показывает, что в теоретической модели величина $h_m F2$ занижена, а рекомбинация в действительности убывает быстрее теоретической, и вместо $\beta = 2 \exp(-1.6z)$ следует брать $\beta = 5 \exp(-2z)$. По расчётам, от зимнего полушария к летнему и от летнего к зимнему, направлены потоки плазмы, соответственно

равные $1.9 \cdot 10^8$ и $4.5 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. В среднем результирующий поток, направленный от летнего полушария к зимнему $G = 2.6 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$. Для приведённых выше суточных колебаний общего содержания электронов в 900 км столбе необходим полуденный поток порядка $7 - 8 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

Однако, Хенсону [65] кажется маловероятным, чтобы перенос ионизации между полушариями мог сильно повлиять на величину ЭК вблизи максимума слоя F2. Он считает, что ионы O^+ (из-за кулоновских сил отталкивания) в верхней части области F являются довольно значительным барьером для потоков протонов H^+ , входящих в протоносферу и выходящих из неё. Хенсон [65] также отмечал, что для обеспечения наблюдаемой аномалии требуется поток ионов порядка $5 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, действительный же поток оказался на порядок больше. Полный поток вверх в летнем полушарии не должен превышать $2.5 \cdot 10^7 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

Кол [66] рассматривает эту проблему с другой стороны. Он оценивает временной интервал, необходимый для установления аномалии. Вопрос состоит в том, способен ли электронно-ионный поток, возникающий в момент восхода Солнца в летнем полушарии, в течение нескольких часов доставить достаточное количество заряженных частиц в максимум слоя F северного полушария. Поток считается равным $4.5 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$, что значительно превосходит значение, даваемое Хенсоном. По грубым оценкам, время перехода протона из летнего полушария в зимнее (от $50^{\circ}N$ до $50^{\circ}S$) до уровня 600 км (где начинается перезарядка: $H^+ + O \rightarrow O^+ + H$) порядка 3 ч. Кол рассматривает диффузию частиц ионов O^+ между двумя сопряжёнными точками летнего и южного полушарий. Согласно расчётам, на перекачку плазмы из летнего полушария в зимнее требуется не менее 8 часов. Сравнение с данными наблюдений (методом [56]) приводит к противоречивым результатам относительно времени возникновения и направления потока ионов в летнем полушарии и времени появления максимума F2 в зимнем полушарии. Кол приходит к заключению, что диффузия между сопряжёнными точками не может объяснить сезонную аномалию. Анализ расчётов показывает, что полученные Колом и Хенсоном результаты ставят под сомнение правильность гипотезы Ротвелла-Шмеловского о причинах возникновения сезонной аномалии в F-слое ионосферы.

Детальный анализ стационарных решений уравнения амбиполярной диффузии дан в статьях Боухилла [67, 43]. Позднее они подробно разобраны в работах [68, 25, 26]. Боухилл [67] предполагает, что: 1) ионосферная плазма образуется за счёт фотоионизации атомарного кислорода ($O + h\nu \rightarrow O^+ + e$), тогда функция ионизации $q = q_0 \exp(-a_1 z)$; 2) рекомбинация ионов O^+ осуществляется на нейтральных молекулах типа XY, и $\beta = \beta_0 \exp(-a_2 z)$, $a_1 \neq a_2$; 3) коэффициент амбиполярной диффузии зависит от концентрации молекул нейтральной атмосферы и равен $D = D_0 \exp(a_3 z)$; 4) концентрация ионов кислорода и соответствующих им электронов при условиях диффузионного равновесия равна $n = n_0 \exp(-a_4 z)$, здесь $a_1 = 2a_4$, $a_1 = 1/H_1$, $a_2 = 1/H_M$, $a_3 = 1/H_a$, $a_4 = 1/H$. При сделанных допущениях уравнение баланса ионизации в общем случае имеет вид:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - \beta N + D \left[\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (a_1 + a_4) \frac{\partial N}{\partial z} + a_4 a_1 N \right]. \quad (12)$$

Важное значение имеют верхнее (нисходящий поток плазмы $G = D(N' + a_4 N)$, где $N' = \partial N / \partial z$) и нижнее ($N - \exp[(a_1 - a_4)z] \rightarrow 0$, $z \rightarrow -\infty$, т. к. практически во всех случаях $a_2 > a_1$) граничные условия. Так как β очень быстро уменьшается с высотой, то значительная часть ионов кислорода, образующихся на больших высотах, диффундирует вниз с образованием нисходящего потока во всей атмосфере. Поскольку все ионы восстанавливаются за счёт фотоионизации атомарного кислорода, нисходящий поток должен стремиться к нулю на бесконечности, где концентрация атомов кислорода мала. Это даёт первое граничное условие $G = 0$; оно эквивалентно тому, что электронная плотность на больших высотах ведёт себя как $\exp(-a_4 z)$. Второе (нижнее) граничное условие выводится фактически из того, что при $z \rightarrow -\infty$ последние два члена уравнения (12) в нижних слоях ионосферы становятся значительно больше первых трёх. Для иллюстрации особенностей решения были рассмотрены четыре типа моделей атмосферы, в свете рассмотрения которых классифицируются



известные исследования [31, 29, 45, 56]. Отметим, что экспоненциальное изменение параметров ионосферы, принятое в работе Боухилла, подтверждается измерениями оптической толщины ультрафиолетового излучения Хинтеррегером [69].

Позднее исследования Боухилла были развиты в работах [68, 25], где было показано, что полученная в работах Боухилла близость точки максимума слоя и точки пересечения кривых распределения концентрации для случая фотохимического равновесия и случая, когда действуют ионизация, нейтрализация и диффузия, не является случайной. Поляков считает, что при слабой интенсивности источников максимум квазиравновесного диффузионного слоя стремится к уровню фотохимического равновесия ($q = L$). Он сравнивает результаты своих расчётов с данными экспериментальных измерений $N(h)$ по ионограммам, ракетным измерениям, измерениям методом некогерентного рассеяния. Получив хорошее совпадение результатов расчётов с данными наблюдений, он заключает, что результаты различных экспериментов вполне сопоставимы. Из работ [68, 25] следует, что в стационарных условиях вертикальное распределение ЭК вблизи максимума слоя F2 в нижней его части и во всей области выше максимума близко по форме к квазиравновесному диффузионному распределению. Ионизационно-рекомбинационные процессы слабо влияют на форму этого слоя, управляя положением его максимума на уровне фотохимического равновесия.

Среди обзорных работ, важное место занимают работы [70, 72, 48, 68, 71, 50]. В первой работе [70] основное внимание уделяется вопросам влияния на свойства ионосферы различного рода возможных в ионосфере движений плазмы. Во второй работе [72] детально анализируются параметры ионосферы, раскрывается роль различных физических процессов, обсуждаются проблемные вопросы. В работе [48] подытоживаются результаты экспериментальных и своих теоретических исследований. Уточняются параметры ионизации, рекомбинации, диффузии в различных слоях ионосферы на основе модели атмосферы CIRA-1965. В обзоре Полякова [68] довольно подробно рассматриваются теоретические выкладки основных работ, касающихся изучения F2-области ионосферы, с привлечением экспериментального материала. В большой обзорной статье Йонедзава [50], используя известные сведения о параметрах ионосферы и нейтральной атмосферы, полученные японскими исследователями, решает уравнение амбиполярной диффузии ионосферной плазмы и сравнивает результаты своих расчётов с результатами других авторов, в частности, с работой [71].

Особое место занимают работы, в которых решается уравнение амбиполярной диффузии при нелинейном законе зарядообмена и диссоциативной рекомбинации. Это, главным образом, работы [73, 74, 75, 28, 76]. Авторы, анализируя экспериментальные данные, считают, что ионосфера является существенно нестационарной. Для обсуждения её динамической структуры в деталях, необходимо задать правильный вид члена исчезновения электронов L в уравнении неразрывности для электронной концентрации. Шимадзаки [76] отмечает, что полученные им результаты могут быть использованы в теоретических исследованиях F-области ионосферы, в частности, могут помочь изучению временных вариаций профилей ЭК. Однако, применение простой формы члена исчезновения электронов для нижней части F-области не является верным.

Представляет интерес теоретическая работа [73], в которой изучается влияние нелинейной рекомбинации на распад ночной F-области $L = \alpha\beta_0 \exp(-2z) N^2 [\alpha N + \beta_0 \exp(-2z)]^{-1}$, а члены диффузии и дрейфа выбираются в их простейшей форме. Он пользуется уравнением неразрывности

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\frac{\alpha\beta_0 e^{-2z} N^2}{\alpha N + \beta_0 e^{-2z}} + \frac{\partial}{\partial z} \left[d_0 e^z \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2} \right) \right] + \frac{w}{H} \frac{\partial N}{\partial z}, \quad (13)$$

где $w = \text{const} > 0$, т.е. скорость дрейфа направлена сверху вниз. Решение уравнения ограничено, если поток ионизации при $z \rightarrow \infty$ стремится к нулю и разумно выбран профиль ионизации при $t = 0$. Вводятся обозначения $\zeta = \exp(-z/2)$, $\tau = \beta_0 t$, $c = w/2\beta_0 H$, $\gamma = \beta_0/\alpha N_0$, N_0 – удобный нормирующий параметр, уровень $z = 0$ выбирается таким образом, чтобы выполнялось условие $d_0/4\beta_0 = 1$; $N/N_0 = x\zeta^{-1/2} \exp(cx^2/4)$, где $x = -\lg \zeta$.

В результате преобразований уравнение (13) записывается в канонической форме, удобной для численного интегрирования:

$$\frac{\partial v}{\partial \tau} = \zeta^2 \frac{\partial^2 v}{\partial \zeta^2} + \left(\frac{1-2c-c^2 x^2}{4} - \frac{x^4}{1+\gamma \zeta^3 \zeta^{1/2} v^{-1} \exp(-c x^2/4)} \right) \quad (14)$$

с граничными условиями: $v=0$ при $\zeta=0$, $\frac{\partial v}{\partial \zeta} - \frac{v}{2} = 0$ при $\zeta=1$. Параметр γ характеризует степень

нелинейности (в данном случае порядка 10^{-2} , что соответствует случаю умеренной нелинейности). Коэффициент N_0 представляет собой максимум ЭК в профиле $N(z)$. Отметим, что если $v=v(\zeta, \tau, \gamma)$ является решением уравнения (14), то решением этого уравнения будет также $av=v(\zeta, \tau, a, \gamma)$. Как видим, решение может быть неоднозначным. Также произволен и выбор начального профиля ЭК, но решение зависит от него. Результаты численных расчётов представлены для четырёх типов моделей ионосферы, которые показали, что влияние нелинейных эффектов на вариацию максимальной концентрации не очень заметно. Асимптотическая скорость разрушения максимума концентрации не чувствительна к выбору начального распределения, и расхождение между оценками по линейной и нелинейной моделям не превышает 15 %. Вариации высот максимальной концентрации z_m зависят главным образом от параметра дрейфа c . При $c=0$ различие высот максимума концентрации находится в пределах 10 %. На малых высотах значение концентраций в нелинейной модели, больше, чем в линейной.

Итак, из сравнения линейной и нелинейной теорий области F можно сделать следующие выводы: 1) скорость падения концентрации в максимуме слоя по нелинейной теории на 10-15 % происходит медленнее, чем по линейной, а z_m расположен ниже на 10 %; 2) профили слоя значительно отличаются от известных по линейной теории. Из этих двух выводов наиболее важен второй. Хотя детали трудно сопоставимы с данными наблюдений, тем не менее, эта теория способна объяснить наличие ионизации между E- и нижней F-областями. Электронная концентрация расширяющейся хвостовой части особенно чувствительна к дрейфовой скорости.

2.6. Аналитические методы решения уравнения амбиполярной диффузии

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{D_0 e^2}{H_0^2} \left[\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (\delta+1) \frac{\partial N}{\partial z} + \delta N \right] - \beta_0 e^{-\rho z} N - \frac{1}{H_0} \frac{\partial(Nw)}{\partial z} + q(z, t), \quad (15)$$

после вышерассмотренных работ, получили дальнейшее развитие в ряде работ исследователей других стран [77, 78, 79, 41, 42, 80, 81, 82-93, 27].

В работах [77, 78] уравнение (1) решается для следующих случаев:

1) чистая диффузия:

$$\frac{\partial N}{\partial \tau} = e^2 \left[\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (\delta+1) \frac{\partial N}{\partial z} + \delta N \right], \quad \tau = D_0 t / H_0^2; \quad (15a)$$

2) неоднородное уравнение с наличием q и без учёта рекомбинации:

$$\frac{\partial N}{\partial \tau} - e^2 \left[\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (\delta+1) \frac{\partial N}{\partial z} + \delta N \right] = q(z, \tau), \quad (15b)$$

при начальном условии $N(z, 0) = n_0(z)$, и при наличии источника на бесконечности, с конечной величиной создаваемого им потока, меняющегося во времени.

Полученные результаты могут быть верны выше уровня 260 км, где характерное время диффузии меньше времени рекомбинации. В простейшем случае процессы рекомбинации учитываются заданием нулевого граничного условия на нижней фиксированной высоте ($z=0$), где происходит исчезновение зарядов всех частиц, приносимых сюда диффузионным потоком.

Методом разделения переменных было получено частное решение (15a) в интегральной форме через интеграл Фурье-Бесселя от начального распределения $n_0(z) = \delta(z-z_0)$, с помощью которого строится функция Грина. Опуская детали, выпишем решение уравнения (15a):

$$N(z, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} n_0(z_0) G_x(z, \tau; z_0) dz_0. \quad (16)$$

В рассмотренном случае асимптотические выражения для функций Грина G_{\pm} :

$$G(z, \tau, 0) = \exp\left[-\left(\frac{\delta+1}{2} + \frac{\nu}{2}\right)z - \frac{1}{\tau}(e^{\tau} + 1)\right], G_{+} = \frac{\exp(-x - e^{-x})}{\tau^{\nu}\Gamma(\nu+1)}, G_{-} = \frac{\exp(-x\delta - e^{-x})}{\Gamma(\delta)}, \quad (17)$$

где $x = z + \ln \tau$, в точности являются чепменовскими слоями. Во времени – это опускающиеся под действием силы тяжести слои: G_{+} – с убывающей амплитудой, а G_{-} – с постоянной. Решения, в которых используется G_{+} , определяют распределения концентрации, создаваемые потоком на бесконечности. Процессы установления и развития возмущений в ионосфере описываются решениями, в которых используется G_{-} . В первом случае (G_{+}) полное число частиц в столбе атмосферы с единичным сечением убывает во времени, а в последнем (G_{-}) остаётся постоянным. Потоки заряженных частиц на бесконечности для G_{+} конечны (сначала возрастают, а затем убывают), а для G_{-} поток на бесконечности стремится к нулю. Требование конечности потока на бесконечности в случае G_{+} при убывающей концентрации приводит к неограниченному росту скорости, что лишено физического смысла. Любое же ограничение скорости означает стремление потока частиц на бесконечности к нулю (случай G_{-}).

В случае неоднородного уравнения диффузии (15b) сначала рассматриваются простые случаи задания $q = \delta(z - z_0)\delta(\tau - \tau_0)$, $N(z, 0) = n_0(z)$, при наличии источника на бесконечности, с конечной величиной создаваемого им потока, меняющегося во времени. Соответствующие им решения можно выразить с помощью тех же функций Грина и модифицированных функций Бесселя второго рода. В случае произвольного потока решения находятся операционными методами посредством функции Уиттекера.

В работах [79, 41, 42] аналитические решения уравнения (15) были применены к реальным процессам. В первой работе рассматривается та же задача, но с учётом исчезновения частиц и однородного вертикального ветра или дрейфа. В случае чистой диффузии имеют место опускающиеся в поле силы тяжести характерные слои чепменовского типа без дальнейшего перераспределения в них концентрации. Как следует из данной работы, учёт рекомбинации приводит к тому, что опускающийся слой, сформированный процессом диффузии, устанавливается на определённом уровне с несколько иной формой профиля ЭК. Авторы работы [79] решают уравнение диффузии при единственном ограничении, они полагают $\rho = 1$. Однако это не является помехой для объяснения роли однородного ветра или дрейфа в поддержании ночной F-области ионосферы. Как и ранее, общее решение ищется методом разделения переменных в виде рядов по обобщённым полиномам Лагерра. В данном случае, аналогично (17), также получены наглядные и удобные для анализа асимптотические выражения, показывающие как при наличии рекомбинации в нижней ионосфере, опускание слоя замедляется. Затем слой останавливается, а форма его, после новой перестройки, остаётся неизменной:

$$G_{+} \approx \exp\left[-z - (\hat{\beta}/2 - c/4a)e^{-z}\right], G_{-} \approx \exp\left[-\hat{\alpha}x - (\hat{\beta}/2 - c/4a)e^{-x}\right], \quad (18)$$

где $a = D_0/4H_e^2$, $c = w/2H_e$, $\hat{\beta} = (c^2/4a^2 + \beta_0/a)^{1/2}$.

Как видим, квазичепменовская форма распределения концентрации заряженных частиц в ионосфере (но с другим множителем при второй экспоненте) является единственно возможной формой слоя без источников. Этот член играет роль в нижних слоях ионосферы, где рекомбинация велика. В результате как бы происходит перемещение слоя, как целого, вверх с уменьшением концентрации, но с сохранением чепменовской формы.

Авторы, на основе стационарных решений, ещё раз останавливаются на выводах о потоках и скоростях ионизации на больших высотах. Следует строго различать не имеющие физического обоснования решения с конечными потоками на бесконечности (G_{-}) и решения с нулевыми потоками на бесконечности (G_{+}), что было показано в работах [30, 26]. Остаются в силе представления о диффузионных потоках на конечных высотах: стационарные состояния возможны лишь при наличии источников ионизации в атмосфере. По этой причине авторы критикуют исследователей [95], проводивших разного рода оценки потоков на бесконечности и их вариаций,

исходя из стационарных решений. Для времени жизни ночного слоя и уровней максимумов распределения концентрации заряженных частиц получены простые формулы:

$$T_H = \frac{2}{\delta} \left[\left(\frac{1}{T_D T_p} + \frac{w^2}{H_0^2} \right)^{1/2} - \frac{w}{H_0} \right], \quad z_m^* = \ln(\hat{\beta}/2 - c/4a) = z_m^- + \ln \delta, \quad z_m^- = \ln \frac{\hat{\beta}/2 - c/4a}{\delta},$$

на основе которых сделаны вышеприведённые выводы. Выполненные расчёты для $p = 1$, однако, должны рассматриваться как приближённые, т.к. ближе к действительности значение $p = 1.75$. Тем не менее, основную аналитическую задачу определения в линейном приближении динамических свойств ионосферы в общих чертах авторы считают решённой.

В последующих работах [41, 42] авторы исходят из аналогии между уравнением амбиполярной диффузии и уравнением Шредингера для квантового осциллятора и сводят задачу динамики F-слоя к задаче Штурма-Лиувилля. Впервые записав уравнение амбиполярной диффузии в матричной форме, они используют его для дальнейшего аналитического исследования. На основе этой аналогии авторы приходят к выводу о наличии в планетарной ионосфере подобия потенциальной ямы с крутыми краями, в которой должна быть сосредоточена основная масса заряженных частиц ионосферы. При этом форма высотных профилей $N(h)$ может контролироваться лишь динамическими процессами в сравнительно узком интервале высот. Нижняя часть ионосферной потенциальной ямы определяется главным образом рекомбинацией, а верхняя – в основном диффузией и гравитационным полем. Сама “яма” в соответствии с изменениями температуры заряженных частиц и концентрации нейтральных частиц, по выражению авторов, “плавает” в верхней атмосфере.

С этих новых позиций вновь рассматриваются различные частные случаи [78, 30, 34, 35, 79]: 1) $w = 0, \beta_0 = 0$; 2) $\delta = 1/2, k = 0, w \neq 0, \beta_0 \neq 0, p = 1$; 3) $p \neq 1, k \neq 0$ (здесь авторы, как ранее Тюен [40], применяя теорию возмущений); 4) $p = 1$ (подробно изучен в [79]). Ввиду ограниченности места мы не можем подробно останавливаться на указанных работах [41, 42], лишь отметим, что в отличие от более ранних исследований (например, [30, 40]) математические выражения в новой формулировке получили глубокое физическое содержание, раскрыты новые возможности аналитических методов решения уравнения амбиполярной диффузии электронно-ионного газа в гравитационном поле Земли.

2.7. Остановимся на других аналитических решениях уравнения амбиполярной диффузии [95, 80, 81, 96, 83, 87, 93], опубликованных в специальных выпусках.

В работе [80] решается нестационарное уравнение непрерывности для электронно-ионного газа (электроны и ионы атомарного кислорода) применительно к ночной F2-области ионосферы с учётом рекомбинации и диффузии заряженных частиц. Авторы приводят уравнение непрерывности к безразмерной, по отношению к пространственной и временной переменным, форме, выбирая начальное распределение в виде функций Чепмена и задавая постоянные значения концентрации на границах области F2:

$$e^{-z} \frac{\partial N}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + \frac{3}{2} \frac{\partial N}{\partial z} + \left(\frac{1}{2} - \gamma e^{-z} \right) N, \quad (19)$$

$$N(z, 0) = N_m \exp[\alpha(1 - z - e^{-z})], \quad N(z_1, t) = N_1, \quad N(z_2, t) = N_2, \quad (20)-(21)$$

где

$z = (h - h_m)/H$, $\gamma = \beta_m H^2 / D_m \sin^2 I$, $\tau = t D_m \sin^2 I / H^2$, $\delta = 1/2$ – безразмерные величины, выраженные через значения параметров ионосферы на уровне максимума концентрации заряженных частиц. Решение уравнения (19) представляет собой сумму решения уравнения (19) с нулевыми граничными условиями и начальным условием (20) и решения стационарного уравнения (19) с граничными условиями (21). Первое решение находится методом разделения переменных в виде рядов с экспоненциально убывающей во времени амплитудой (e^{-Ar}), второе – в специальных функциях Бесселя и Макдональда. Из анализа решения следует, что лишь в начальные моменты времени существует спад ЭК по экспоненте: начиная с некоторого момента времени, ЭК стремится к постоянному значению. Авторы находят простое приближённое выражение для высоты максимума концентрации, соответствующее большим временам – фактически стационарному распределению концентрации, и простое выражение для потока продольной амбиполярной диффузии на верхней

границе слоя. Причём, постановка задачи и её решение могут быть обобщены на случай задания на верхней границе области F2 постоянного во времени потока частиц. Полученные результаты по специфичности граничных условий могут быть сравнены со стационарным решением [98] в аналогичной задаче; при стремлении концентрации плазмы на нижней границе к нулю, эти решения совпадают. Интересен вывод авторов об однозначности нахождения выражения для высоты максимума слоя $h_m F2$ в случае нестационарной задачи, когда задано начальное условие (в то время как известно [100], что в стационарном случае нельзя избежать от неоднозначности решения, и приходится прибегать к нормированной записи). В работе [96] в общем виде и более детально обсуждается вопрос однозначности решения уравнения амбиоплярной диффузии и анализируются наиболее важные теоретические работы с точки зрения корректности выбора начального и граничных условий. Сравнение результатов различных расчётов затруднено ввиду отсутствия общепринятого подхода к вопросу о граничных условиях в теории области F2. Приведём некоторые результаты работы [100], в которой численными методами решалось уравнение амбиоплярной диффузии при различных значениях концентрации на верхней границе области F2. В частности, если на высоте верхней границы области $h = 600$ km концентрация плазмы принимает значения $1.3 \cdot 10^4 \div 5.4 \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$, то максимальное значение концентрации меняется в пределах $5.74 \cdot 10^5 \div 7.69 \cdot 10^5 \text{ cm}^{-3}$, высота максимума слоя $h_m F2$ меняется в пределах $265 \div 280$ km (например, при $N(600 \text{ km}) = 3 \cdot 10^4 \text{ cm}^{-3}$, $h_m F2 \approx 270$ km, $N_m \approx 6.43 \cdot 10^5 \text{ cm}^{-3}$). Как видим, изменяя параметров не сильно зависит от изменения концентрации на верхней границе области.

В работах [81, 82] исследуется влияние на распределение ЭК в ночной F-области ионосферы потока плазмы сверху вниз, на верхней её границе. Решаются стационарная и нестационарная задачи для чистой диффузии и для совместного действия диффузии и рекомбинации.

В работе [100] изучаются условия образования главного максимума F-области ночной ионосферы и влияние различных факторов на распределение ЭК на основе решения стационарного уравнения диффузии

$$\frac{d}{dz} \left[D_0 e^{z/H} \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \delta \frac{N}{H} \right) \right] - \beta_0 e^{-r z/H} N = 0, \quad \text{для } (-\infty < z < \infty) \quad (22)$$

$$\lim_{z \rightarrow \pm\infty} N(z) = 0.$$

Решение находится с помощью специальных функций (функций Макдональда). Построенные профили концентрации $N(z)$ являются типичными чепменовскими слоями. Из зависимостей высот максимумов концентрации от δ , при фиксированных значениях p , следует, что с увеличением величины p максимум слоя опускается. Это объясняется тем, что увеличение p приводит к уменьшению используемого коэффициента рекомбинации вида $\beta = \beta_0 \exp(-pz/H)$. Кроме того, с увеличением p растёт $\text{grad } \beta$, а это приводит к сужению области высот, где могут образоваться максимумы слоя. Влияние D , β , T (температуры) на высоту максимума связано с изменением времени диффузии и рекомбинации: $T_D \sim H^2/D$, $T_\beta \sim 1/\beta$. При уменьшении T_β частицы рекомбинируют на больших высотах и максимум соответственно поднимается вверх. Наоборот, при увеличении T_β частицы проникают на более низкие уровни и максимум опускается вниз. Изменение T_D приводит к противоположному эффекту. В нижней ионосфере ($h < 130$ km) также рассматривается стационарная диффузия плазмы с нелинейной рекомбинацией. Получены приближённые выражения для z_m и показано, что выше уровня максимума концентрации не имеет значения природа рекомбинации, она существенна лишь ниже этого уровня.

В работе [82] для полупространства методом разделения переменных получено решение нестационарного уравнения чистой диффузии в виде разложения по функциям Бесселя,

$$N(z, t) = e^{-z/H} \left[N_0 + \sum_m c_m J_0(\mu_0 e^{-z/2H}) \exp\left(-\frac{D_0 \mu_m^2 t}{4H^2}\right) \right], \quad (23)$$

где N_0 – значение концентрации на нижней границе области, μ_m – корни уравнения $J_0(\mu)=0$, а c_m – коэффициенты, определяемые из начальных условий. Трудность расчёта по этой формуле возникает при малых t , поэтому авторы решили задачу численно. Расчёты показали, что сформировавшийся профиль ЭК опускается как целое, без изменения формы. Из формулы (23) следует, что равновесное значение достигается при $t \rightarrow \infty$, однако численные расчёты показывают, что это время конечно для любой высоты.

Для бесконечного пространства получается простое частное решение задачи для любого δ :

$$N(z,t) = N_0 (1 + \delta e^{z/H}) e^{-(\delta + 1)z/H}, \quad z = 0, H^2 / D_0 = 1.$$

Это решение имеет интересную особенность: поток плазмы $G = Nv$ на данной высоте постоянен во времени ($G = N_0 H \exp(-\delta z/H)$). В рассмотренной задаче для полупространства поток со временем уменьшается (в связи с наличием конечного устойчивого состояния в процессе перестройки). Для тяжёлых газов поток меньше, чем для лёгких, но во всех случаях поток обращается в нуль на бесконечности. Скорость диффузии $v = H / (e^{-z/H} + \delta)$. При больших z скорость частиц $v = H/\delta t$ не зависит от высоты, т.е. все частицы движутся с одинаковой скоростью.

Далее авторы вычисляют скорость распространения возмущения концентрации (по высоте):

$$R = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^\infty n dz, \quad \text{где } n = n_0 \exp(-z/H) - \text{концентрация основной составляющей. Оказывается, что}$$

$R = \text{const} = n_0 H$, т.е. возмущение в атмосфере распространяется с постоянной и вполне определённой скоростью. Из выражений $D_0 = b(T, m) / n_0$, $H = kT / mg$ видно, что R есть функция (T, m) .

Здесь же авторы дают ещё два решения уравнения диффузии. Первое решение в зависимости от комбинации $x = t \exp(z/H)$, ($0 < x < \infty$), при $H^2 / D_0 = 1$, является ограниченным во всей области:

$$N(z,t) = N_0 t^{-1} \exp[-z/H - t^{-1} \exp(-z/H)], \quad - \text{т.е. слой типа чепменовского, непрерывно}$$

опускающийся со скоростью $v = H/t$ и сохраняющий форму [77, 78]. Легко рассчитать величину $R = n_0 H$, т.е. и в этом случае слой опускается с той же скоростью. Второе решение, полученное для $\delta = 1/2$ при наличии потока G , включает функцию ошибок Гаусса, испытывает более быстрое пространственное затухание.

В работе [101] методом конечных разностей, решается нестационарное уравнение амбиполярной диффузии с учётом рекомбинации для объяснения ночного всплеска N и на уровне h_m слоя F2 ионосферы. На нижней границе области задаётся постоянная концентрация N_0 , на верхней – изменяющийся во времени поток (с использованием экспериментальных данных). Анализ результатов расчётов профилей ЭК показал сильную их зависимость от вида потока на верхней границе. Например, амплитуда изменения h_m и момент наступления максимального значения h_m связаны со скоростью роста потока $G(t)$. Вариации N также отражают изменение потока. Исследуя поведение потоков, инерционность профилей ЭК, скорость перемещения возмущений, автор приходит к выводу, что учёт изменяющегося во времени потока заряженных частиц из экзосферы в область F даёт принципиальную возможность объяснить наблюдаемый ночной всплеск N и h_m .

Работа [81] является продолжением исследований роли потоков заряженных частиц на верхней границе в динамике области F. Анализ данных косвенных и непосредственных наблюдений указывает на существование потоков плазмы G из протоносферы в ионосферу (на верхней границе области F, на высоте 600–700 км, $G \approx 1 \div 5 \cdot 10^8 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$). Используя это, они изучают эффект, вызываемый направленным вниз потоком диффузии в ночной ионосфере. Таким образом, решается нестационарное уравнение

$$\frac{\partial N}{\partial t} = D_0 \frac{\partial}{\partial z} \left[e^{z/H} \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2H} \right) \right] - \beta N, \quad (24)$$



при начальном и граничном условиях

$$N(z, 0) = f(z), \quad \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2H} \right)_{z=z_0} = -\frac{G_b}{D_0 \exp(z_b/H)}, \quad (-\infty < z \leq z_0),$$

где начальное распределение $f(z)$ представляет собой ночной стационарный слой F, поддерживаемый граничным потоком плазмы G_b (со ступенчато меняющимся характером от G_{b1} до G_{b2}).

Анализ результатов численных расчётов позволил сделать следующие важные выводы: 1) в вариациях h_m наблюдается отчётливо выраженный максимум; 2) амплитуда изменения h_m прямо, а время релаксации обратно пропорциональны изменению потока G_b ; 3) решение уравнения (24) можно представить в виде суммы фонового стационарного начального распределения $f(z)$ и опускающегося слоя [82]. Последнее следствие легко объясняет первое. Авторы считают, что повышение уровня h_m связано с потоками диффузии на верхней границе (чисто динамический эффект) и не связано с процессом рекомбинации. Последний вывод очень важен. Он позволяет значительно упростить задачу и получить аналитическое выражение для описания рассмотренной выше картины. В качестве примера решается нестационарная задача чистой диффузии при нулевом начальном распределении. С помощью обозначений: $N = ux$, $x = \exp(-z/2H)$, $\xi = x - x_1$, $x_1 = \exp(-z_b/2H)$, уравнение (24) сводится к виду обычного уравнения теплопроводности для полупространства. В соответствии с 3-им выводом окончательно можно записать

$$N(x, t) = f(x) + \frac{2HG_{b2}}{D_0} \left\{ x(x-x_1) [1 - \Phi(\psi)] - \frac{2a\sqrt{t\xi}}{\sqrt{\pi}} e^{w^2} \right\}, \quad (25)$$

где $\Phi(\psi)$ – функция ошибок, $\psi = (x-x_1)/2a\sqrt{t}$.

Сравнение данного решения с численным даёт качественное совпадение, особенно хорошее выше максимума слоя, где рекомбинацией можно пренебречь. Из (25) видно, что опускающийся слой пропорционален потоку G_{b2} . Поэтому слой начинает (выше и раньше) выделяться на фоне начального $f(z)$ -распределения, и h_m раньше достигает своего максимального значения.

Эти вопросы были развиты и обсуждены детально в работах [61, 97]. Авторы основываются на развитой ими нестационарной аналитической модели F-области и оценивают роль потоков плазмы и меридиональных ветров (u_x) в суточных вариациях ионизации и её распределении в F-области на средних и низких широтах. Распределение ЭК в F-слое в общем случае, при учёте лишь главных компонентов движения и электрического поля, авторы [97] описывают следующим образом:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z}(Nw) - q - L + \frac{\partial}{\partial z} \left[\left(\sin^2 I + \frac{\alpha_m}{q^2} \right) D_a \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{H_p} \right) \right], \quad (26)$$

где $w = u_x \sin I \cos I + v_E \cos I$, $v_E = cE_y/B$, ($z = r - r_0 = h = h_0$). Начало отсчёта находится на расстоянии h_0 от поверхности Земли, r_0 – расстояние от центра Земли, α_m – отношение частоты соударений ионов с нейтральными частицами к полной частоте соударений ионов, q – отношение гирочастоты ионов к полной частоте соударений ионов, $L = \beta_0 \exp(-z/H)N$, $H = H_p/2$, $D_a = D_{a0} \exp(z/H)$, $w = \text{const}(z)$; при $z = 0$: $\beta_0 = D_0/4H^2$, $D_0 = D_{a0}(\sin^2 I + \alpha_m/q^2)$.

Для функции Грина получено выражение,

$$G(z, z', t) = \sqrt{\frac{\varepsilon}{2\pi}} \frac{x'}{H} \frac{\sqrt{x} \operatorname{ch} \left[\sqrt{xx'} / \operatorname{sh}(t/\tau_0) \right]}{\sqrt{\operatorname{sh}(t/\tau_0)}} \exp \left[\frac{wt}{4H} - \frac{wH}{2D_0} (x-x_0) - \frac{\varepsilon}{2} (x+x_0) \operatorname{cth}(t/\tau_0) \right],$$

где $x = \exp(-z/H)$, $\varepsilon^2 = 1 + w^2/(4\beta_0 D_0)$, $\tau_0 = \sqrt{H^2/(\beta_0 \varepsilon^2 D_0)}$.

Если $N(z,0)=N_0(z)$, $q=q(z,t)$ и имеется поток плазмы сверху вниз $P_\infty=-P$, то решение уравнения (26) имеет вид:

$$N(z,t)=N_1(z)+\int_0^\infty dz' [N_0(z')-N_1(z',t)]G(z,z',t)+\int_0^t d\tau \int_0^\infty dz' [q(z',\tau)+q_1(z',\tau)]G(z,z',t-\tau), \quad (27)$$

где

$$N_1(z)=-2PHD_0^{-1}e^{-z/H}, \quad q_1(z)=2PHD_0^{-1}(\beta_0 e^{-2z/H}-wH^{-1}e^{-z/H}).$$

Здесь же обобщается решение (27) для зависящего от времени потока плазмы $P=P(t)$:

$$N(z,t)=N_1(z)+\int_0^\infty dz' [N_0(z')-N_1(z',0)]G(z,z',t)+\int_0^t d\tau \int_0^\infty dz' \left[q(z',\tau)+q_1(z',\tau)-\frac{\partial N_1(z',\tau)}{\partial \tau} \right] G(z,z',t-\tau). \quad (28)$$

Авторы отмечают самое важное следствие, вытекающее из (28): скорость изменения концентрации $\partial N/\partial \tau$ в некоторых случаях рассматривать как источник ионизации (см. также [17]).

Для периодических $q(z, t)$ и $P(t)$

$$N(z,t)=N_1(z)+\int_0^\infty dz' \left[q(z',t-\tau)+q_1(z',t-\tau)-\frac{\partial N_1(z',t-\tau)}{\partial t} \right] G(z,z',\tau). \quad (29)$$

Для интегрирования данного выражения авторы записывают функцию ионизации в форме, близкой к наблюдаемой:

$$q=q_0 x \exp(-\lambda x), \quad x=\exp(-z/H)=\exp[-(h-h_0)/H], \quad q_0=q_{m0} \exp[1-(h_0-h_{q0})], \\ \lambda=\sec \chi \exp[-(h_0-h_{q0})], \quad \sec^{-1} \chi=\sin \delta \cos \theta - \cos \delta \sin \theta \cos \omega t, \\ q=q_{m0} \exp[1-(h-h_{q0})/H - \sec \chi \exp[-(h-h_{q0})]] = q_0 x \exp(-\lambda x).$$

Полученное после интегрирования (29) по координате x выражение позволяет лишь оценить высоту максимума стационарного слоя и для больших высот найти асимптотическое представление. Поэтому проведено численное интегрирование (29). При условиях $h_{q0}=180$ km, $H=50$ km, $q_{m0}=1700$ $cm^{-3}s^{-1}$, $D_0(180)=5 \cdot 10^9$ $cm^2 s^{-1}$, $\beta(180)=5 \cdot 10^1$ s^{-1} , $P_0=10^9$ $cm^2 s^{-1}$, $\alpha_m/q^2=0.005$ были найдены: 1) полученные значения N_m , h_m для различных широт при $P=0$ и 2) суточные вариации N_m , h_m для различных широт при $w=0$.

В первом случае анализ результатов расчётов показывает, что ветры, дующие к полюсу, приводят к уменьшению h_m и N_m . Физическое объяснение этого явления в том, что в этом случае меридиональные ветры вызывают направленный вниз перенос ионизированной компоненты, в то время как при ветре, направленном к югу, наоборот, имеет место перенос ионизации вертикально вверх. На экваторе эти изменения выражены более сильно. Кривые $N_m(I)$ и $h_m(I)$ при ветре, дующем с подсолнечной стороны, смещаются к этой точке (примерно на 3°). Ветер, дующий через экватор, вызывает смещение пика $N_m(I)$ примерно на 10° сторону, противоположную направлению ветра. На основе этих выводов с помощью меридиональной циркуляции (в нижних слоях – слой E – ветер направлен к полюсу, а в верхних – F-слой – к экватору) объясняется, качественно и количественно, экваториальная аномалия. В то же время оговаривается способность ветровой теории конкурировать с электродинамической теорией. Потoki диффузии при приближении к экватору быстро спадают, что приводит к неодинаковому подъёму слоя вблизи широт с наклоном $I \approx \pm 20^\circ$. На умеренных широтах образуется “двугорбый профиль” $N_h(I)$ с минимумом при $I=0$, на больших высотах “одногогорбый профиль” с максимумом при $I=0$.

Электродинамический дрейф перемещает “двугорбую” кривую $N_n(I)$ на большие высоты с одновременным увеличением характерных размеров “ложбины”.

Во втором случае поток $P(t) = P_0[a + \cos(\omega t + \varphi)]$ ($t = 0$ – полночь), источник включался в 6.00 ЛТ и выключался в 18.00 ЛТ. Результаты расчётов согласуются с экспериментальными данными: ночью h_m выше, а N_m меньше, чем днём, поток плазмы $P \approx 10^9 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Уменьшение N_m в предутренние часы перед восходом Солнца объясняется малой интенсивностью q и P ; время релаксации порядка 4 часов. Показана зависимость кривых h_m и N_m от фазы потока днём и ночью и скорости изменения потока во времени (при малых ω влияние последней мало). Характерное время становления слоя $\tau_0 = \sqrt{\tau_\beta \tau_\rho}$, ($\tau_\beta = 4\tau_\rho$, при $z = 0$) (см.[77]). Полученное авторами “дневное” значение максимума концентрации $N_m \approx 0.7 q_m / \beta_m$ на высоте, где $\beta_m \approx 1.5 D_m / H^2$, сравнивается с её значениями по [56]: $N_m \approx 0.75 q_m / \beta_m$ на высоте, где $\beta_m = (0.6 \pm 1.0) D_m / H^2$. Для ночной ионосферы соответственно получены выражения: $N_m \approx 1.6 P_0 H / D_0$ и $\beta_m = (1/24) D_m / H^2$. Авторы заключают, что построенная нестандартная модель F2-слоя ионосферы позволяет проводить полуколичественные оценки влияния различных динамических факторов на пространственно-временные вариации параметров слоя F2.

3. Собственные исследования

3.1. Как мы видели выше, получить в общем виде точное нестационарное решение уравнения амбиполярной диффузии

$$\frac{\partial N}{\partial t} = D(z, I) \left[\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (\delta + 1) \frac{\partial N}{\partial z} + \delta N \right] - L(z, t) + q(z, t) \quad (30)$$

не удаётся. Поэтому оно упрощается или применяются приближённые и численные методы решения [25, 81, 97, 99, 80].

В работе [83] в (30) не учитываются последние два члена, и при постоянном значении коэффициента диффузии, осреднённом во времени и пространстве, находится точное аналитическое решение. Задача нестационарной чистой диффузии для полупространства была решена в работе [102]. В дальнейшем эта задача была обобщена для нестационарного случая, когда одновременно действуют процессы амбиполярной диффузии, рекомбинации, дрейфовых вертикальных движений и ионообразования [103, 87]. Решается уравнение амбиполярной диффузии:

$$\frac{\partial N}{\partial t} - D \left[\frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + (\delta + 1) \frac{\partial N}{\partial z} + \delta N \right] + \beta N + \frac{w}{H_m} \frac{\partial N}{\partial z} = q(z, t)$$

при следующих начальных и граничных условиях:

$$N(z, 0) = f(z) = ce^{-\alpha z}, \quad N(0, t) = 0, \quad N(\infty, t) = 0.$$

Решение имеет вид суммы:

$$N(z, t) = f(z) + \varphi(z, t) + F(z, t)$$

здесь $\varphi(z, t)$ удовлетворяет однородному уравнению диффузии без правой части и предельным условиям:

$$\begin{aligned} \varphi(z, 0) = 0, \quad \varphi(0, t) = -c, \quad \varphi(\infty, t) = 0, \\ \varphi(z, t) = -\frac{ce^{-\alpha z}}{2} \left[\operatorname{erfc} \left(\frac{z}{2\sqrt{Dt}} + \frac{b}{2}\sqrt{Dt} \right) + e^{-\delta z} \operatorname{erfc} \left(\frac{z}{2\sqrt{Dt}} - \frac{b}{2}\sqrt{Dt} \right) \right], \end{aligned}$$

где

$$a = (1 + \delta_1 - b), \quad b = \sqrt{(1 + \delta_1)^2 - 4\delta_2}, \quad \delta_1 = \delta + w/H_m D, \quad \delta_2 = \delta - \beta/D.$$

Решение $F(z, t)$ находится при нулевых предельных условиях из общего уравнения. Строится функция Грина

$$G(z, \eta, t) = \int_0^t \exp\left(-\frac{\eta^2}{4D\tau} + \frac{1+\delta_1}{2}\eta - \frac{Db^2}{4}\tau\right) \times \\ \times \exp\left(-\frac{z^2}{4D(t-\tau)} - \frac{1+\delta_1}{2}z - \frac{Db^2}{4}(t-\tau)\right) \frac{z d\tau}{4\pi D\sqrt{\tau(t-\tau)^3}} - \\ - \frac{1}{2\sqrt{\pi Dt}} \exp\left[-\frac{(z-\eta)^2}{4Dt} - \frac{(1+\delta_1)}{2}(z-\eta) - \frac{Db^2}{4}t\right],$$

и $F(z, t)$ находится с помощью интеграла

$$F(z, t) = \int_0^t d\tau \int_0^\infty q(\eta, \tau) G(z, \eta, t-\tau) d\eta.$$

Отсюда, как частные случаи, получаются результаты [25, 83]. При $t \rightarrow \infty$ электронно-ионного газа N стремится к стационарному распределению, т.е. любое конечное отклонение концентрации N от стационарного значения с течением времени исчезает. Время релаксации при этом равно:

$$\tau \approx \frac{0.36}{(1+\delta_1)^2 - 4\delta_1^2} \tau_0,$$

где $\tau_0 \approx 40 H_m^2 / (D_0 \sin^2 I)$ – время релаксации для чистой диффузии. Поправочный множитель при τ_0 в приведённой формуле обусловлен рекомбинацией и вертикальным дрейфом, соотношение между которыми, как следует из формулы, может существенно менять величину времени релаксации τ . При $q \rightarrow 0$ и $t \rightarrow \infty$ получаем обобщённую формулу для стационарного распределения

$$N_u = N_0 e^{-a} (1 - e^{-bz}),$$

где a и b учитывают диффузию, рекомбинацию, вертикальный дрейф; отсюда видна роль указанных факторов в распределении концентрации электронно-ионного газа.

При малых временах $N \approx N_0 \operatorname{erf}(z/2\sqrt{Dt})$. Так как для малых z , $N(z, t) = 0$, а для больших $N(z, t) = N_u \operatorname{erfc}(z/2\sqrt{Dt})$, то при малой толщине возмущённого слоя происходит резкое пространственное падение концентрации до нуля, а в возмущённых слоях большой толщины изменение концентрации в пространстве происходит значительно медленнее. Для стационарных значений N_m и z_m получены формулы, обобщающие результаты [25]:

$$N_m = N e^{-a} b / (a + b) = N_0 e^{-10 + b} = b / a, \quad z_m = b^{-1} \ln(1 + b/a);$$

для нестационарного z_m , нахождение которого аналитически связано большими трудностями, выведена эмпирическая формула: $z_m \approx 0.65 / (\sqrt{Dt} + 0.3)$.

Расчёты показали, что учёт дрейфа и рекомбинации приводит к уменьшению времени релаксации. Вертикальный профиль $N(h)$ в нижней части приближается к чепменовскому, а в верхней имеется расхождение с чепменовской кривой. Она проходит ниже рассматриваемой кривой, так как, в итоге, рекомбинация и вертикальный дрейф приводят к возрастанию концентрации. Расчёты τ по приведённой выше формуле для максимума F-слоя ($z = z_m$), при типичных значениях параметров ионосферы, показывают, что для положительного дрейфа время релаксации сильно уменьшается от 4 до 1 ч и менее, в то время как при отрицательном дрейфе оно может сильно возрасти до 8 ч и более.

Получение явного выражения для $F(z, t)$ возможно для конкретного вида функции ионизации $q(z, t)$, в частности, в виде δ -функции или периодической функции времени, или простой экспоненты по z . В работе [87] определяется нестационарное решение уравнения амбиполярной диффузии при неоднородных граничных условиях, заданных в виде произвольных функций от времени: $N(z, 0) = N^0(z)$, $N(0, t) = N_0(t)$, $N(\infty, t) = N_\infty(t)$.



Далее будет видно, что практически те же граничные условия выполняются и при конечной толщине диффузионных слоёв, даже не слишком больших. Коэффициенты D , β , δ , w берутся осреднёнными в пространстве и во времени и считаются постоянными. Это упрощает решение задачи и позволяет выяснить роль параметров ионосферы. С помощью обозначений $\Phi = N - N_m$, $Q(z, t) = q(z, t) - \partial N_m / \partial t + D\delta_2 N_m$, получаем нулевое граничное условие на бесконечности, форма уравнения остаётся неизменной. Уравнение решается методом, данным в [102, 103]. Ввиду не гладкой формы уравнения и самой функции Грина, применяется преобразование Лапласа. Учитывая, что подынтегральные выражения представляют собой свёртку двух функций, после нахождения оригинала, для функции Грина и решения $\Phi(z, t)$ получены выражения:

$$G(z, \eta, t) = \frac{\exp[(1 + \delta_1)(\eta - z)/2 - Db^2 t/4]}{2\sqrt{\pi Dt}} \left[e^{-(z-\eta)^2/4Dt} - e^{-(z+\eta)^2/4Dt} \right],$$

$$\Phi(z, t) = \int_0^t \Phi_0(\tau) \exp\left(-\frac{z^2}{4D(t-\tau)} - \frac{1+\delta_1}{2} z - \frac{Db^2}{4}(t-\tau) \right) \frac{z d\tau}{2\sqrt{\pi D(t-\tau)}} +$$

$$+ \frac{\exp(-Db^2 t/4)}{2\sqrt{\pi Dt}} \int_0^\infty \Phi^0(\eta) \exp\left[-\frac{1+\delta_1}{2}(z-\eta) \right] \left[e^{-(z-\eta)^2/4Dt} - e^{-(z+\eta)^2/4Dt} \right] d\eta +$$

$$+ \int_0^t d\tau \int_0^\infty Q(\eta, \tau) G(z, \eta, t-\tau) d\eta.$$

Задавая конкретные начальные и граничные условия, легко можно произвести расчёты концентрации $N(z, t)$ и получить для малых и больших z и t приближённые решения $N(z, t)$.

Рассмотрены частные случаи:

а) $\Phi^0(z) = ce^{-az}$, $c = \text{const}$, $N_0 = \text{const}$, $q = q_0 = \text{const}$, $N_m = -q/D\delta_2$, откуда получается обобщение найденного авторами ранее решения; получено (с точностью до 5%) выражение для толщины диффузионного слоя: $h - h_0 = \pi H_m / a$.

б) в узком интервале высот функцию ионизации можно представить посредством δ -функции в виде: $q(z, t) = q_0 \delta(z - \eta) \delta(t - \tau)$.

Тогда решение неоднородного уравнения с нулевыми предельными условиями совпадает с функцией Грина:

$$N(z, t) = q_0 \frac{\exp[(1 + \delta_1)(\eta - z)/2 - Db^2(t - \tau)/4]}{2[\pi D(t - \tau)]} \left\{ \exp\left(-\frac{(z - \eta)^2}{4D(t - \tau)} \right) - \exp\left(-\frac{(z + \eta)^2}{4D(t - \tau)} \right) \right\}.$$

Определение величины $N(z, t)$ и анализ результатов расчётов показывает, что при $w > 0$ (скорость дрейфа направлена вверх) и с возрастанием её величины время релаксации уменьшается от 1.5 ч до 50 мин (ср. [102, 103]), а численное значение концентрации плазмы возрастает. При $w < 0$ время релаксации с увеличением величины скорости растёт от 1.5 до 3 ч, а концентрация плазмы уменьшается. В обоих случаях роль рекомбинации существенна. Так, например, время релаксации, рассчитанное для чистой диффузии ($\tau \sim 4$ ч) уменьшается из-за рекомбинации в 2.5 раза. Для $\beta = 0$ и $w = 0$ концентрация и толщина диффузионного слоя меньше их значений при $\beta \neq 0$ и $w \neq 0$. При направленном вверх дрейфе и концентрации, и толщина диффузионного слоя возрастают. Значения же этих величин при $w < 0$ лежат ниже значений с $w > 0$. Уровень z_m для $\beta \neq 0$ и $w > 0$ опускается на 10 км вниз по сравнению со случаем чистой диффузии, а при $w < 0$ уровень максимальной концентрации поднимается на 20 км.

В этой работе представлен также широтный ход концентрации, который правильно отражает реальную картину. Показано, что образование приэкваториального "седла" распределения ЭК зависит от соотношения между концентрациями на нижней и верхней границах рассматриваемого слоя ионосферы. Изучено поведение построенной функции Грина для различных значений скорости дрейфа и моментов времени. При малых временах функция Грина имеет резкий максимум, уменьшающийся в 3.5 раза при возрастании промежутка времени в 10 раз. Значения функции Грина

практически не меняются при учёте рекомбинации и дрейфа. Это объясняется, по-видимому, тем, что для малых времён распределение ЭК в ионосфере в основном определяется диффузией.

3.2. В работе [84] решается стационарное уравнение амбиполярной диффузии (при учёте рекомбинации с постоянным значением коэффициента рекомбинации β) с нулевыми граничными условиями в пространстве $(-\infty, \infty)$. Полученное элементарное решение,

$$N = A \exp\left(1 - \frac{h}{2H} - 2\sqrt{\beta/D_0} e^{-h/2H}\right),$$

сходно с классическим решением Чепмена для функции ионообразования. Ещё раз становится очевидным, что совместное действие механизмов диффузии и рекомбинации приводит к распределению ЭК чепменовского типа. Роль аналога оптической толщины играет $2\sqrt{\beta/D_0} \exp(-h/2H)$. Можно, не исследуя на экстремум выражение для N , следовать этой аналогии и найти выражения для h_m и N_m : $h_m = 2H \ln 2 + 2H \ln \sqrt{\beta/D_0}$, $N_m = A\sqrt{D_0/\beta/2}$. Если N_0 – значение концентрации на высоте h_0 , где $\beta = D_0$, то $h_0 = 2H \ln 2$, $A = 2N_0$,

$$N = N_0 \exp\left[1 - \frac{h-h_0}{2H} - \sqrt{\beta/D_0} \exp\left(-\frac{h-h_0}{2H}\right)\right].$$

Для диффузионно-рекомбинационного потока имеем $G = G_\infty \exp[-\sqrt{\beta/D_0} \exp(-z/2H)]$, где G_∞ – значение потока на бесконечности, $z = h - h_0$; скорость потока $v = \sqrt{\beta D_0} e^{z/2H}$

[106]. Тогда концентрация электронно-ионного газа $N \approx n_e G$, где $n_e = n_0 \exp(-z/2H)$. Здесь можно провести аналогию с распределением функции ионообразования и потоком ультрафиолетового излучения J в стратифицированной атмосфере: $q = nJ$, $n = n_0 \exp(-z/H)$, $J = J_\infty \exp[-\tau \exp(-z/H)]$. Таким образом, ночной профиль концентрации N в F-области ионосферы формируется диффузионно-рекомбинационным потоком G . Нетрудно видеть, что с увеличением высоты поток возрастает, скорость в общем случае должна убывать. Численные расчёты G и v , проведённые по этим формулам для различной солнечной активности, подтвердили эти выводы как качественно верные.

В работе [90] была решена нестационарная задача амбиполярной диффузии при наличии рекомбинации и задании потока диффузии на верхней границе F-области. Обобщаются результаты работы [82]. Анализ полученных результатов проведён в работе [92]. При расчётах $N(z, t)$ были использованы следующие значения параметров ионосферы: $z_b/2H = 5.8$, при $t = 0$, $G_b = 10^9 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$; для $z = 0$, $h_0 = 120 \text{ km}$, $D_0 = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $H = 50 \text{ km}$. Если периоды колебаний T малы, то возмущение, перемещаясь вниз, не изменяет среднего распределения концентрации, причём, в области выше максимума N_m градиент концентрации увеличивается с высотой, а ниже максимума – остаётся постоянным. С увеличением периода колебаний возмущений градиент $\partial N/\partial z$ для верхней ветви высотного профиля ЭК также стремится к постоянному значению. Глубина проникновения (сверху вниз) возмущения для $T = 10 \text{ min}$ доходит до уровня 80 км и при $T = 24 \text{ ч}$ доходит до уровня 280 км, не проникая ниже. Средняя скорость опускания высоты h_m уменьшается ($\bar{v} \approx 600 - 4 \text{ ms}^{-1}$). Отсюда следует, что, зная частотный спектр перемещающихся возмущений, можно заранее предсказать, на каких высотах и уровнях какого рода возмущения можно регистрировать. Для фазовой скорости и длины возмущения авторы находят формулы:

$$v_{ph} = - \left(\frac{2\omega H^2 d_0}{\sqrt{\beta^2 - \omega^2} - \beta} \right)^{1/2} e^z, \quad \lambda = 2H \ln \left[1 + \eta \left(\frac{2d_0}{\sqrt{\beta^2 + \omega^2} - \beta} \right)^{1/2} e^z \right].$$

Для T , меняющегося от 1 ч до 10 мин ($\beta = 0, 10^{-4}, 10^{-3} \text{ s}^{-1}$), значения v_{ph} лежат между 70 и 120 ms^{-1} , а значения λ – между 70 и 140 км. Причём, чем больше глубина проникновения, тем



меньше длина волны возмущения, с уменьшением же периода диффузионной волны увеличивается градиент спада длины волны.

3.3. В работе [88] решаются соответственно нестационарная стационарная задачи диффузии электронно-ионного газа в дневной части ионосферы. решения, полученные в пределе для нижней и верхней F-области (словёв F1и F2), можно представить в виде произведения концентрации нейтральных (n) и заряженных (n_i) частиц на поток излучения J и диффузионно-рекомбинационный поток G: $N_1 \approx nJ$ и $N_2 \approx n_i G$, где $J = J_\infty \exp[-\tau_0 \exp(-h/H)]$, $G = G_\infty \exp[-\tau_0 \exp(-h/2H)]$. Анализ этих формул и численные расчёты показывают, что до высоты ~ 150 км преобладает направленный вверх ионизационно-рекомбинационный поток, а выше неё – диффузионно-рекомбинационный поток, направленный сверху вниз. В результате получается расслоенный высотный профиль ЭК с двумя (F1и F2) слоями, первый из которых формируется потоком УФ-излучения, второй – потоком диффузии.

Приведём, для физической ясности, полученные в [88] результаты в наиболее общей форме

$$N(h, t) = q_1(h) - \int_0^t q_2(h, T) dT + \int_0^t q_3(h, T) dT + \int_0^t q_4(h, T) dT, \quad (31)$$

где

$$\begin{aligned} q_1(h) &= q_{01} \exp\{1 - (h - h_{01})/2H - \operatorname{cosec} I \exp[-(h - h_{01})/2H]\}, \\ q_2(h) &= q_{02} \exp\{1 - (h - h_{02})/H - \operatorname{cosec} I \exp[-(h - h_{02})/H]\}, \\ q_3(h) &= q_{03} \exp\{1 - (h - h_{03})/H - \operatorname{cosec} I \exp[-(h - h_{03})/H]\}, \\ q_4(h) &= q_{04} \exp\{1 - (h - h_{04})/H - \sec \chi \exp[-(h - h_{04})/H]\}, \\ q_{01} &= A \sqrt{D_0/4\beta} \operatorname{cosec} I, \quad h_{01} = h_0 - 2H \ln \sqrt{D_0/4\beta} \operatorname{cosec} I, \\ q_{02} &= A \sqrt{D_0\pi} \frac{\exp[-\beta(t-T)]}{\sqrt{t-T}} \operatorname{cosec} I, \quad h_{02} = h_0 - H \ln[D_0(t-T) \operatorname{cosec} I], \\ q_{03} &= B \sqrt{D_0/\pi} \frac{\exp[-\beta(t-T)]}{\sqrt{t-T}} \operatorname{cosec} I, \quad h_{03} = h_{02}, \\ q_{04} &= q_0 \frac{\exp[-\beta(t-T)]}{\sqrt{1 + D_0(t-T) \sec \chi}} \operatorname{cosec} I, \quad h_{04} = h_0 + H \ln[1 + D_0(t-T) \sec \chi]. \end{aligned}$$

Отсюда видно, что общее решение $N(h, t)$ действительно выражается через модифицированные функции Чепмена q_1, q_2, q_3, q_4 . При этом для $\sec \chi = \text{const}$ и в общем случае для больших времён интеграл от $q_2(h, t)$ должен компенсировать $q_1(h)$, чтобы влияние начальных условий исчезло, а интегралы от q_3 и q_4 с течением времени должны формировать стационарный регулярный слой F.

Некоторые точные решения рассмотрены в работах [104, 105]. Предлагаются критерии подобия для амбиполярной диффузии в ионосфере: $Fe = \beta_0 H_0^2 / d_0$, $Ch = q_0 H_0^2 / N_0 d_0$,

$Fo = d_0 T_0 / H_0^2$ и $Re = w_0 H_0 / d_0$ (названные соответственно критериями Ферраро, Чепмена, Фурье и Рейнольдса) применительно к F1 и F2 слоям ионосферы.

4. Приближённые методы решения уравнения амбиполярной диффузии

До сих пор речь шла о точных аналитических решениях уравнения амбиполярной диффузии плазмы в F-слое ионосферы. Хотя и делались некоторые упрощения, решение получалось или в виде интегралов, не сводящихся к табличным, или в виде рядов и специальных функций (при учёте, например, наличия в ионосфере молекул азота, задача не может быть сведена даже к бесселевому типу). Поэтому проблема приближённого решения общего уравнения непрерывности для электронно-ионного газа с учётом всех основных физических процессов, протекающих в ионосфере, представляется более рациональной. Ниже рассматриваются работы, в которых для решения уравнения амбиполярной диффузии применяются приближённые методы.

4.1. В работе [91] применён метод ВКБ (Вентцеля-Крамерса-Бриллюена) к решению стационарного уравнения неразрывности для плазмы ночной ионосферы при переменной по высоте рекомбинации и нулевых граничных условиях на бесконечности $N(-\infty)=0$ и $N(\infty)=0$:

$$\frac{d}{dz} \left[d(z, l) \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \delta \frac{N}{H} \right) \right] - \beta_0 \exp \left(-p \frac{z}{H} \right) N = 0.$$

Здесь $d(z, l) = d_0 \exp(2\xi l / H) \sin^2 l$. В случае произвольных δ и p уравнение не решается аналитически. В нулевом приближении с помощью подстановок: $N = ux$, $x = \exp(-\xi z / H)$, $k = p / 2\delta$, $\alpha = 2H\sqrt{\beta_0 / d_0}$, — окончательно для N получим:

$$N = A \exp \left\{ 1 - \delta \frac{z}{H} - \frac{2 \operatorname{cosec} l}{p + 2\delta} \sqrt{H^2 \beta_0 / d_0} \exp[-(p + 2\delta)z / 2H] \right\}$$

при условии $|kx^{k-1}| \ll |\alpha x^{2k}|$. Это неравенство в F -области ионосферы имеет место до уровня максимума концентрации, однако выше максимума функция N и меняется медленно. Сравнение с результатами численного интегрирования показало, что они близки друг к другу при $p = 1$. Это позволяет ограничиться с достаточной точностью нулевым приближением. Распределения $N(z)$ для различных p имеют одинаковый характер, меняются при этом лишь высота максимума и толщина слоя F : с увеличением p (от 0 до 2) высота максимума опускается, а толщина слоя уменьшается.

Численное решение нестационарного уравнения показывает, что, независимо от степени активности Солнца, изменение p существенно сказывается на временном ходе кривых ЭК (не меняя их характера). Из расчётов потоков плазмы видно, что они направлены сверху вниз, увеличиваются до максимума, а затем уменьшаются и исчезают на высоте примерно 200 км.

Для условий дневной ионосферы эта задача была обобщена в работе [89]. С помощью уравнения неразрывности в стационарном случае

$$\frac{d}{dz} \left[d_0(z, l) \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \delta \frac{N}{H} \right) \right] \sin^2 l - \beta_0 \exp \left(-p \frac{z}{H} \right) N + q_0 \exp \left[1 - \frac{z}{H} - \tau_0 \exp \left(-\frac{z}{H} \right) \right] = 0$$

при нулевых граничных условиях, заменой переменных, $N = ux$, $x = \exp(-\xi z / H)$, $k = p / 2\delta$, $\alpha = 2H\sqrt{\beta_0 / d_0}$ и $Q_0 = (q_0 e H^2 / \delta^2 d_0) \operatorname{cosec}^2 l$, обычный метод ВКБ для нулевого приближения даёт:

$$u(x) = u_0 \varphi_2(x) - [\varphi_2(x) - \varphi_1(x)] \int_0^x f_1(\zeta) d\zeta - \varphi_2(x) \int_0^x f_2(\zeta) d\zeta - \varphi_1(x) \int_0^x f_3(\zeta) d\zeta,$$

$$f_{1,2} = \frac{Q_0}{2\alpha} \zeta^{\frac{1-\delta}{\delta} - k} \exp \left(-\tau_0 \zeta^{1/\delta} \pm \frac{\alpha}{k+1} \zeta^{k+1} \right), \quad \varphi_{1,2} \exp \left(\pm \frac{\alpha}{k+1} x^{k+1} \right).$$

Последующие приближения на результат влияют незначительно и находятся методом итераций.

Для ночной ионосферы скорость диффузии $v(z)$ и диффузионный поток $G(z)$ соответственно равны:

$$v(z) = \frac{\sqrt{d(z)\beta(z)}}{2\delta}, \quad G(z) = G_0 \exp \left\{ -p \frac{z}{2H} - \frac{\alpha}{p+2\delta} \exp \left[-(p+2\delta) \frac{z}{2H} \right] \right\}, \quad G_0 = -\frac{Ae}{2\delta} \sqrt{d_0 \beta_0} \sin l.$$

Отсюда видно, что скорость диффузии зависит от кинетических параметров ионосферы, а поток при $p \neq 0$ достигает наибольшего значения на уровне максимума F_2 -слоя, обращаясь в нуль на $\pm \infty$.

Для дневной ионосферы при $p = 0$ и $\delta = 1/2$ приближённое решение совпадает с точным [84].

При $p = 1$ и $\delta = 1/2$ в выражении для N и интегралы берутся легко и

$$N(z) = A \exp \left(1 - \frac{z}{2H} - \sqrt{\frac{\beta_0}{D_0}} e^{-\frac{z}{H}} \operatorname{cosec} l \right) \left\{ 1 - \frac{\sqrt{2\pi} Q_0}{4A\alpha e \sqrt{2\tau_0 + \alpha}} \times \left[1 - \sqrt{\frac{2\tau_0 + \alpha}{2\tau_0 - \alpha}} \operatorname{erfc} \left(\sqrt{\tau_0 - \frac{\alpha}{2}} e^{-\frac{z}{2H}} \right) - \exp \left(\alpha e^{-\frac{z}{H}} \right) \operatorname{erfc} \left(\sqrt{\tau_0 + \frac{\alpha}{2}} e^{-\frac{z}{2H}} \right) \right] \right\}. \quad (82)$$

Отсюда для малых высот также получается β -распределение Чепмена

$$N(z) = \frac{q_0}{\beta(z)} \exp\left(1 - \frac{z}{H} - \tau_0 e^{-\frac{z}{H}}\right),$$

а для больших высот, как и раньше, получается чепменовское распределение, обусловленное диффузионно-рекомбинационным механизмом.

Построенные высотные профили концентраций $N(h)$ при $\beta = 10^{-3} e^{-z/H}$, $p = 1$, $\beta = \text{const} = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $A = 5 \cdot 10^5 \text{ cm}^{-3}$, $H = 5 \cdot 10^6 \text{ cm}$, $d_0 = 2.5 \cdot 10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, $q_0 = 5 \cdot 10^2 \text{ cm}^{-3} \text{ s}^{-1}$, $\tau_0 = 15$, $h_0 = 180 \text{ km}$ показывают, что учёт переменности β даёт более реальную картину. Решение же для $\beta = \text{const}$ представляет интерес, в силу его точности, и тем, что в общих чертах правильно описывает высотный ход $N(h)$.

Таким образом, найденное решение можно считать упрощённой теоретической моделью дневной ($q \neq 0$) и ночной ($q = 0$) областей F.

Задача стационарной ночной области F в слое конечной толщины [80] в работе [107] была решена методом ВКБ, где обобщённое выражение для концентрации имеет вид:

$$N(h) = N_m \exp\left[\frac{2\delta}{p-2\delta} - \frac{\delta(h-h_m)}{H} - \frac{2\delta}{p-2\delta} \exp\left(-\frac{p+2\delta}{2} \frac{h-h_m}{H}\right)\right].$$

Расчёты показывают, что задание ЭК на нижней границе слоя почти не влияет на высотный профиль концентрации, и поэтому всегда можно без большой погрешности пользоваться редуцированным граничным условием $N(-\infty) = 0$. Это даёт возможность избавиться от второго решения, играющего второстепенную роль в формировании слоя. Кроме того, существенно облегчается получение аналитических решений в замкнутой форме. Такой вывод можно было предвидеть и заранее, имея в виду превалирующую роль рекомбинации над процессами переноса вблизи нижней границы слоя. На верхней границе превалируют процессы переноса, и поэтому задание условий на верхней границе должно сильно влиять на решение в широком диапазоне высот.

4.2. В работах [92, 105] для ограниченного пространства и для полупространства соответственно используется приближённый метод решения уравнения амбиполярной диффузии, аналогичный методу теории возмущений. В первой работе изучалось поведение ночного слоя F ионосферы, в которой распространяются волновые возмущения:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[d_0 e^{z/H} \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2H} \right) \right] \sin^2 I - \frac{\partial}{\partial z} (N v_z) - \beta N,$$

при граничных условиях

$$d(z) \left(\frac{\partial N}{\partial z} + \frac{N}{2H} \right)_{z=z_0} = G_b, \quad N(-\infty, t) = 0,$$

где $v_z = v_0 e^{z/2H} (1 + \varepsilon A e^{i\omega t})$, $d(z) = d_0 e^{z/H} \sin^2 I$. Для получения решения в элементарных функциях в выражении для v_z пространственным изменением фазы пренебрегают. Здесь ω – частота, ε – малый параметр, A – отношение амплитуды волны к скорости дрейфа. Решение имеет вид

$$N = \frac{G_b}{z_0} \left(\frac{4A\varepsilon \sin \omega t}{\bar{\omega}} - \frac{1}{\alpha} \right) \exp\left[-\frac{z}{2H} - \alpha R (e^{-z/2H} - e^{-z_0/2H}) \right] - \frac{4A\varepsilon \alpha G_b}{v_0 \bar{\omega} \sqrt{k^2 + l^2}} \exp\left[-\frac{z}{2H} - kR (e^{-z/2H} - e^{-z_0/2H}) \right] \sin[\omega t - \varphi - lR (e^{-z/2H} - e^{-z_0/2H})], \quad (33)$$

где $\alpha = (1 + \sqrt{1 + \bar{\beta}}) / 2$, $\bar{\beta} = \beta / \omega_0$, $\bar{\omega} = \omega / \omega_0$, $k, l = f(\bar{\omega}, \bar{\beta})$, $R = 2v_0 H / d_0 \sin^2 I$.

Численные расчёты при значениях параметров: $h_0 = 500 \text{ km}$, $G_b = 10^8 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$, $h_0 = 200 \text{ km}$, $D_0 = 10^8 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$, $v_0 = 2 \cdot 10^2 \text{ cm s}^{-1}$, $v_1 = 10^3 \text{ cm s}^{-1}$, $I = 60^\circ$, $\omega = 1/74 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, $\beta = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ показали, что

волнообразное возмущение с периодом $T = 1$ ч вызывает колебание $h_m F2$, высоты максимума концентрации плазмы N , с амплитудой до 20 км. Колебание же концентрации N существенно на уровне максимума концентрации и уменьшается по мере удаления от неё вверх и вниз. Во второй работе для периодически меняющихся во времени параметров ионосферы решение уравнения диффузии выражается в элементарных функциях.

4.3. Прежде чем перейти к подытоживанию настоящих результатов в виде упрощённой модели ночной F-области ионосферы, рассмотрим новый наиболее общий метод решения уравнения амбиполярной ионосферы. Во всех рассмотренных выше известных работах для получения аналитических решений пользуются заранее заданными конкретными моделями для коэффициентов диффузии, рекомбинации и для вертикального дрейфа. Следовательно, с самого начала на решение накладываются определённые ограничения, обусловленные выбором модели. Поэтому представляет интерес получить аналитическое выражение для высотного профиля ЭК, в которое процессы переноса и исчезновения заряженных частиц войдут в виде произвольных функций своих аргументов.

На основе развитого ниже метода, довольно простым аналитическим путём, показано, что форма высотного профиля ЭК в ночной F-области ионосферы не зависит от конкретного вида коэффициентов переноса и исчезновения частиц и обусловлена лишь стратификацией атмосферы.

Для простоты ограничимся рассмотрением уравнения (34), удовлетворяющего граничным условиям (35)

$$\frac{d}{dz} \left[d(z) \left(\frac{dN}{dz} + \delta \frac{N}{H} \right) \right] - \beta(z)N = 0, \quad (34)$$

$$N(-\infty) = 0, \quad \left(\frac{dN}{dz} + \delta \frac{N}{H} \right)_{z=z_0} = - \frac{G_h}{d(z_h)}. \quad (35)$$

Выбор граничных условий в виде (35) не ограничивает общности полученных ниже результатов. Здесь $d(z) = d_0 \sin^2 l f(z)$, $\beta(z) = \beta_0 \varphi(z)$, $f(z)$ и $\varphi(z)$ – произвольные функции высоты, которые не будем пока конкретизировать.

Введём поток диффузии

$$G(z) = -d(z) \left(\frac{dN}{dz} + \delta \frac{N}{H} \right) \quad (36)$$

и подстановку $N = (x + x_1)u(x)$, где $x = e^{-z/H} - e^{-z_0/H}$ и $x_1 = e^{-z_0/H}$. Из уравнений (34) и (36) получим следующую систему дифференциальных уравнений первого порядка относительно u и G :

$$\frac{dG}{dx} = \sigma(x)u, \quad \frac{du}{dx} = \alpha(x)G, \quad (37)$$

где

$$\sigma(x) = \frac{H\beta(x)}{\delta}, \quad \alpha(x) = \frac{H}{\delta d(x)(x + x_1)^2}. \quad (38)$$

Введением новой функции

$$y(x) = u(x)/G(x) \quad (39)$$

из системы (37) получим уравнение Риккати для определения $y(x)$:

$$\frac{dy}{dx} + \sigma(x)y^2 = \alpha(x). \quad (40)$$

После того, как из уравнения (40) найдено $y(x)$, функция u легко определяется квадратурой из второго уравнения системы (37):

$$u(x) = u(0) \exp\left(\int_0^x \frac{\alpha(x)}{y(x)} dx\right), \quad (41)$$

где $u(0)$ – значение $u(x)$ в точке $x = 0$. Найдя $u(0)$ из формулы (39) и используя (41), для ЭК, диффузионного потока и скорости диффузии получим следующие выражения:

$$N(x) = G(0)y(0)(x+x_1) \exp\left(\int_0^x \frac{\alpha(x)}{y(x)} dx\right), \quad (42) \quad G(x) = G(0) \frac{y(0)}{y(x)} \exp\left(\int_0^x \frac{\alpha(x)}{y(x)} dx\right), \quad (43)$$

$$v_D(x) = \frac{1}{x+x_1} [y(x)]^{-1}. \quad (44)$$

Из (42) следует, что распределение ЭК с высотой имеет строго чепменовскую форму (т.е. представляет собой произведение простой экспоненты на двойную). Причём чепменовская форма слоя с характерным максимумом обусловлена исключительно стратификацией атмосферы и совершенно не зависит от процессов переноса и исчезновения частиц. Изменения с высотой коэффициентов диффузии и рекомбинации отражаются лишь на показателе двойной экспоненты через функции $y(x)$ и $\alpha(x)$.

Действительно, для однородного ($H \rightarrow \infty$) полупространства ($0 < h < \infty$), для которого, при $d(x) = \text{const} = d_0 \sin^2 I$, $\beta = \beta_0$, непосредственное интегрирование уравнения (34) с граничными условиями $N(0) = N_0$, $N(\infty) = 0$ даёт тривиальный результат: $N(z) = N_0 \exp(-\cos \text{ec} I \sqrt{\beta_0/d_0} z)$.

Т.е. в однородной среде ЭК под действием диффузии и рекомбинации должна выравниваться как простая экспонента без образования слоя с характерным максимумом на определённой высоте. Аналогичный результат получается и при заданном на верхней границе области потоке плазмы.

Формула (44) раскрывает физический смысл функции $y(x)$. С точностью до безразмерного числового множителя $(x+x_1)$ обратная величина $y(x)$ совпадает со скоростью диффузии; при отсутствии стратификации ($H \rightarrow \infty$, $x+x_1 \rightarrow 1$) совпадение будет точным.

Итак, вопрос определения концентрации, потока и скорости диффузии плазмы нам удалось свести к решению уравнения Риккати относительно $y(x)$, которое имеет ряд преимуществ перед первоначальным уравнением (34). Введение функции $y(x)$ по формуле (39) даёт возможность, с одной стороны, заменить граничное условие второго рода (35) в точке $x = 0$ граничным условием первого рода. Тем самым существенно облегчается построение функции Грина и нахождение точных аналитических решений. С другой стороны, так как соотношение $y(x_0) = u(x_0)/G(x_0)$

выполняется во всём интервале изменения x , где x_0 – любая внутренняя точка рассматриваемого интервала, то её с самого начала можно выбрать в максимуме слоя F. Для ночного профиля ЭК хорошо известны основные экспериментальные значения параметров.

Понижается порядок дифференциального уравнения, что позволяет для уравнения Риккати использовать лишь нижнее граничное условие, которое для ночной F-области ионосферы всегда можно выбрать более или менее корректно.

Кроме известных точных решений, которые можно использовать в готовом виде, уравнение Риккати хорошо поддается методу последовательных приближений (метод ВКБ, метод слоёв Жордана, метод сведения к интегральному уравнению и т.д.), что позволяет с любой наперёд заданной степенью точности найти аналитическое выражение для приближённого решения уравнения (34). Для уравнения Риккати подробно разработаны численные методы, позволяющие, в принципе, решать задачи для широкого класса изменения функций $\sigma(x)$ и $\alpha(x)$.

Определение $y(x)$ численными методами, согласно (42)-(44), позволяет одновременно находить ЭК, диффузионный поток и скорость диффузии, в то время как численное интегрирование уравнения (34) определяет лишь ЭК.

4.4. В качестве иллюстрации метода рассмотрим несколько частных случаев, обобщающих известные точные и приближённые аналитические решения уравнения (34).

1. Пусть $\beta(z) = \text{const} = \beta_0$, $d(z) = d_0 \sin^2 I e^{2z/H}$, тогда в пространстве x коэффициенты $\alpha(x) = \alpha_0 = H/\delta d_0 \sin^2 I$, $\sigma(x) = \sigma_0 = \beta_0 H/\delta$ постоянны и общее решение уравнения (40) для

однородного полупространства ($0 \leq x < \infty$) имеет вид: $y_0 = -\sqrt{\alpha_0 / \sigma_0} = -l / \sqrt{\beta_0 d_0 \sin^2 l}$. Здесь выбран знак минус, так как согласно (42) концентрация $N(x)$ должна исчезать при $x \rightarrow \infty$, y_0 постоянна во всём пространстве, она будет постоянной и в точке $x = 0$, и из (39) получим: $y_0 = u_0 / (G(0) - G_k)$.

Интегрируя (42) и переходя к прежним переменным, легко найдём точное решение уравнения (34) для любого изменения параметра δ :

$$N(z) = \frac{G_k \operatorname{cosec} l}{\sqrt{\beta_0 d_0} e} \exp \left[1 - \frac{\delta z}{H} - \sqrt{\frac{\beta_0 H^2}{\delta^2 d_0}} \operatorname{cosec} l \left(e^{-\kappa_1 z/H} - e^{-\kappa_2 z/H} \right) \right]. \quad (45)$$

При $\delta = 1/2$ и $z_k \rightarrow \infty$ решение (45) обобщает точное решение [84].

2. Пусть $\beta(z) = \beta_0 \exp(-pz/H)$, $d(z) = d_0 \sin^2 l e^{2\kappa z/H}$, где p — параметр, учитывающий молекулярный состав атмосферы. Применяя к уравнению Риккати (40) метод ВКБ и ограничиваясь, для простоты, нулевым приближением, имеем: $y_0(x) = (x + x_1)^{p/2\delta} / \sqrt{\beta_0 d_0 \sin^2 l}$, тогда $y_0(0) = x_1^{p/2\delta} / \sqrt{\beta_0 d_0 \sin^2 l}$. Подставляя эти значения $y(x)$ в выражение (42) и интегрируя, получаем найденное в работе [89] приближённое решение уравнения (34) для любых значений p и δ :

$$N(z) = \frac{G_k \operatorname{cosec} l e^{-p\kappa_1 z/H}}{\sqrt{\beta_0 d_0} e} \exp \left[1 - \frac{\delta z}{H} - \frac{1}{p + 2\delta} \sqrt{\frac{\beta_0 H^2}{\delta^2 d_0}} \operatorname{cosec} l \left(e^{-(p+2\delta)z/H} - e^{-(p+2\delta)z_k/H} \right) \right]. \quad (46)$$

При $p = 0$ это решение переходит в точное решение (45), при $p = 1$ и $\delta = 1/2$ оно совпадает с асимптотическим решением [33], а при $p = 2$ и $\delta = 1/2$ — с асимптотическим решением [30].

Из (43) и (44) соответственно для диффузионного потока и скорости диффузии имеем:

$$G(z) = G_k \exp \left\{ -\frac{p}{2} \left(\frac{z}{H} - \frac{z_k}{H} \right) - \frac{1}{p + 2\delta} \sqrt{\frac{\beta_0 H^2}{\delta^2 d_0}} \operatorname{cosec} l \left[e^{-(p+2\delta)z/H} - e^{-(p+2\delta)z_k/H} \right] \right\}, \quad (47)$$

$$v_D(z) = \sqrt{\beta(z)d(z)}. \quad (48)$$

Формула (47) показывает, что диффузионный поток имеет максимум вблизи максимума области F2 и исчезает выше максимума как простая экспонента, а ниже максимума — как двойная экспонента. Из соотношения (48) следует, что скорость диффузии зависит лишь от кинетических параметров среды, а характер опускания слоя — от пространственного распределения коэффициентов диффузии и рекомбинации. В частности, при $p = 1$ и $\delta = 1/2$ опускание слоя происходит без ускорения с постоянной скоростью диффузии $v_D = \sqrt{\beta_0 d_0} \sin l$.

3. Пусть аналитический вид коэффициентов $\beta(z)$ и $d(z)$ неизвестен. Найдём решение уравнения Риккати по слоям (метод Жордана), считая, что коэффициенты $\alpha(x)$ и $\sigma(x)$ кусочно-постоянные функции в каждом слое [108, 109]. В этом случае уравнение Риккати (41) решается аналитически.

Рассмотрим слой $x_{m-1} < x < x_m$, нумерация слоёв ведётся снизу вверх и $\sigma(x) = \sigma_m$, $\alpha(x) = \alpha_m$, то на границе слоя $y(x = x_m) = y_m$. Общее решение уравнения (40) имеет вид:

$$y(x) = \sqrt{\alpha_m / \sigma_m} \frac{e^{-\gamma_m x} + c e^{\gamma_m x}}{e^{-\gamma_m x} - c e^{\gamma_m x}}, \quad \gamma_m = \sqrt{\alpha_m / \sigma_m}. \quad (49)$$

Из краевого условия определим величину c :

$$c = \frac{y_m + \sqrt{\alpha_m / \sigma_m}}{y_m - \sqrt{\alpha_m / \sigma_m}} e^{-2\gamma_m x}.$$

Подставляя найденную постоянную в (49) и вводя безразмерную величину $Z_{m-1}^{(m)} = Y_{m-1}^{(m)} \sqrt{\sigma_m / \alpha_m}$ и обозначение $2\gamma_m x = \xi$, получаем удобную для расчётов рекуррентную формулу:

$$Z_{m-1}^{(m)} = - \frac{(1 - Z_m) - (1 + Z_m) e^{-(\xi_m - \xi)}}{(1 - Z_m) + (1 + Z_m) e^{-(\xi_m - \xi)}}. \quad (50)$$

Таким образом, зная на каком-то уровне значения величин σ_m , α_m , Y_m , можно вычислить Y_{m-1} , пересчитав его по формуле (50) через слой на поверхности $x = x_{m-1}$ и т.д. При увеличении числа слоёв и уменьшении их толщины ($x_{m-1} - x_m$) можно, в принципе, получить любую наперёд заданную степень приближения. Подставляя решения (50) в выражение (42), легко найти достаточно гладкое распределение ЭК по слоям, являющееся приближённым аналитическим решением уравнения (34) для произвольных коэффициентов диффузии и рекомбинации. Обобщение полученных результатов с учётом нестационарности и вертикального дрейфа для ночных и дневных условий не представляет принципиальных трудностей.

Подведём итоги результатов теоретических исследований F-области ионосферы. Для расчёта теоретическим путём основных характеристик и наиболее важных величин F-области ионосферы при заданных из эксперимента значениях максимальной ЭК, N_m , высоты максимума слоя h_m , нижней и верхней полутолщины Δh_l и Δh_{up} , слоя F, коэффициентов амбиполярной диффузии D_m (или рекомбинации β_m) в максимуме слоя, предлагаются следующие формулы [27, 94, 110]:

высота однородной атмосферы

$$H = \sqrt{\frac{p+2\delta}{2} \frac{\Delta h_l}{2}};$$

профиль электронной концентрации

$$N(h) = N_m \exp \left[\frac{2\delta}{p+2\delta} \left(1 - \frac{h-h_m}{H'} - e^{-\frac{h-h_m}{H'}} \right) \right];$$

высота h_0 , где эффекты диффузии и рекомбинации одного порядка,

$$h_0 = h_m - H \ln \frac{\cos ec l}{\delta}, \quad H' = \frac{2H}{p+2\delta};$$

верхняя граница F-области и верхняя полутолщина слоя

$$h_b = h_m + H' \ln \frac{2\delta \cdot 10^2}{p+2\delta}, \quad \Delta h_{up} = h_b - h_m;$$

граничный поток

$$G_b = - \frac{\delta D_m N_m \sin^2 l}{H} \exp \left[\frac{2\delta}{p+2\delta} \left(1 - \frac{p}{2\delta} \frac{\Delta h_{up}}{H'} - e^{-\frac{h_0 - h_m}{H'}} \right) \right];$$

высотный профиль диффузионного потока, поддерживающий ночной F-слой,

$$G(h) = G_b \exp \left[\frac{2\delta}{p+2\delta} \left(- \frac{p}{2\delta} \frac{h-h_b}{H'} - e^{-\frac{h-h_b}{H'}} + e^{-\frac{h_0 - h_m}{H'}} \right) \right];$$

высота максимума диффузионного потока

$$h_m^G = h_m + H' \ln \frac{2\delta}{p};$$

скорость диффузионного потока

$$v(h) = \frac{G(h - h_m)}{N(h - h_m)};$$

полная толщина F-слоя

$$\Delta h = \Delta h_f + \Delta h_{up};$$

полное число частиц

$$n = \frac{2HN_m}{p + 2\delta} \Gamma\left(\frac{2\delta}{p + 2\delta}\right) e^{-\frac{2\delta}{p + 2\delta}};$$

где

$$\Gamma\left(\frac{2\delta}{p + 2\delta}\right) = \int_0^{\infty} x^{\frac{2\delta}{p + 2\delta} - 1} e^{-x} dx - \text{гамма-функция Эйлера, } x = e^{-\frac{h - h_m}{H'}}, \delta = H/H', p = H/H_m, H,$$

H_f и H_m – шкалы высот для атомарной, молекулярной и ионизованной компонент ионосферы.

Найденные функциональные зависимости между параметрами ионосферы могут значительно облегчить расчётные операции как при моделировании ионосферных процессов, так и при построении ионосферных моделей.

Литература

1. Chapman S. Proc. Phys. Soc. Lond., 1931, v. 43, pp. 26-45.
2. Ferraro V. C. A. J. Terr. Magnet. Atmos. Electr., 1945, v. 50, pp. 215-222.
3. Perkins F. W. Spread-F and ionospheric currents. J. Geophys. Res., 1973, vol. 78, pp. 218-226.
4. Louis J.-F. Thesis, University of Colorado, Boulder, 1974.
5. Hartmann D. L. and Garcia R. R. J. Atmos. Sc., 1979, vol. 36, p. 350.
6. Ebel A. J. Atmos. Terr. Phys., 1980, vol. 42, pp. 617-628.
7. Subbaraya B. H., Prakash S. and Gupta S. P. Report No. SR-1583. Indian Space Research Organisation, Bangalore, India, 1983.
8. Halt J. M., Wand R. H. and Evans J. V. J. Atmos. Terr. Phys., 1984, vol. 46, No. 3, pp. 251-264.
9. Cole H. P. and Olsen R. O. J. Atmos. Terr. Phys., 1984, vol. 46, No. 3, pp. 281-295.
10. Swider W. Planet. Space Sci., 1984, vol. 32, p. 307.
11. Pandey R., Prakash S. and Sinha H. S. S. Formation of ionisation layers responsible for blanketing E_s during daytime counter-electrojet over magnetic equator. J. Atmos. Terr. Phys., 1992, vol. 54, pp. 63-74.
12. Bencze P., Burešová D., Laštovička J. and Márcz F. Ann. Geophys., Supplement to 2004 vol. 47, N 2/3, pp. 1131-1143.
13. COST 271 ACTION. Ann. Geophys., Supplement to 2004, vol. 47, No. 2/3, 205 p.
14. Bradbury N. E. Terr. Magnet. Atmos. Electr., 1938, vol. 43, N 1, pp. 55-66.
15. Hulbert E. O. In: Terr. Magnet. Electr. (Ed. Fleming J. A.), McGraw-Hill Book Co., N. Y., 1939.
16. Ferraro V. C. A. J. Terr. Magnet. Atmos. Electr., 1946, v. 51, pp. 421-431.
17. Ferraro V. C. A. and Özdogan I. J. Atmos. Terr. Phys., 1958, v. 12, pp. 140-149.
18. Ferraro V. C. A. Ann. Geophys., 1961, v. 17, pp. 82-89.
19. Ferraro V. C. A., Gliddon J. H., and Kendall P. C. Proc. Intern. Conf. Ionos., London, 1962.



20. Ferraro V. C. A. J. Atmos. Terr. Phys., 1964, v. 26, p. 913.
21. Dalgarno A. J. Atmos. Terr. Phys., 1958, vol. 12, pp. 219-220.
22. Dalgarno A. Ann. Geophys., 1961, vol. 17, pp. 16-49.
23. Гершман Б. Н. Радиотехника и электроника, 1956, т. 1, вып. 6.
24. Докучаев В. П. Изв. Вузов, Радиофизика, 1960, т. 3, N 1, сс. 50-56.
25. Поляков В. М., Шейкин Л. А., Казимировский Э. С., Кокоуров В. Д. Ионосферные процессы. Новосибирск: Наука, 1968, 536 с.
26. Иванов-Холодный Г. С., Никольский Г. М. Солнце и ионосфера. Наука, Москва, 1969.
27. Хантадзе А. Г., Гвелесиани А. И. К теории диффузии ионосферной плазмы в F-области. М.: Наука, 1979, 116 с.
28. Ratcliffe J. A., Schmerling E. R., Setty C. S. and Thomas J. O. Phil. Trans. Roy. Soc. London., 1956 vol. A248, pp. 621-642.
29. Yonezawa T. J. Radio Res. Lab. Japan, 1956, vol. 3, No. 1.
30. Dungey J. W. J. Atmos. Terr. Phys., 1956, vol. 9, pp. 90-102.
31. Yonezawa T. J. Radio Res. Lab. Japan, 1955, vol. 2, p. 8.
32. Ratcliffe J. A. J. Geophys. Res., 1959, vol. 64, pp. 2102-2111.
33. Chamberlain J. W. Physics of the aurora and airglow. Academic Press, New York, 1961. (Чемберлен Дж. Физика полярных сияний и излучения атмосферы. М.: ИЛ, 1963.)
34. Gliddon J. E. C. Quart. J. Mech. Appl. Math., 1959, vol. 12, pp. 340-346.
35. Gliddon J. E. C. Quart. J. Mech. Appl. Math., 1959, vol. 12, pp. 347-353.
36. Gliddon J. E. C. and Kendall P. C. J. Atmos. Terr. Phys., 1960, vol. 18, pp. 48-60.
37. Gliddon J. E. C. and Kendall P. C. J. Atmos. Terr. Phys., 1961, vol. 20, pp. 183-188.
38. Gliddon J. E. C. and Kendall P. C. J. Geophys. Res., 1961, vol.65, p. 2279.
39. Gliddon J. E. C. and Kendall P. C. J. Atmos. Terr. Phys., 1962, vol. 24, pp. 1073-1098.
40. Tuan T. F. J. Phys. (Proc. Phys. Soc.), 1968, ser. 2, 1, pp. 966-972.
41. Поляков В. М., Рыбин В. В. Геомагнетизм и аэронавигация, 1975, т. 15, N5.
42. Поляков В. М., Рыбин В. В. Геомагнетизм и аэронавигация, 1975, т. 15, N6.
43. Bowhill S. A. J. Atmos. Terr. Phys., 1962, vol. 24, pp. 503-519.
44. Rishbeth H. Proc. Phys. Soc., London, 1963, vol. 81, p. 65.
45. Yonezawa T. J. Radio Res. Lab. Japan, 1958, vol. 5, p. 165.
46. Yonezawa T. J. Atmos. Terr. Phys., 1959, vol. 15, No. 1/2, pp. 89-94
47. Yonezawa T. and Takahashi H. J. Radio Res. Lab. Japan, 1960, vol. 7, p. 335.
48. Yonezawa T. In: Electron density profiles in the ionosphere and exosphere. Mir, Moscow, 1964, pp. 328-348.
49. Yonezawa T. J. Space Sci. Res., 1966, vol. 5, pp. 3-56.
50. Yonezawa T. J. Radio Res. Lab. Japan, 1972, vol. 19, pp. 109-137.
51. Duncan R. A. Austral. J. Phys., 1956, vol. 9, pp. 436-439.
52. Shimazaki T. J. Radio Res. Lab. Japan, 1959, vol. 6, p. 109.
53. Martyn D. F. Austral. J. Phys., 1956, vol. 9, p. 101.
54. Garriott O. K. J. Geophys. Res., 1960, vol.65, p. 1139.
55. Appleton E. V. Nature, 1954, vol. 167, p. 691.
56. Rishbeth H. and Barron D. W. J. Atmos. Terr. Phys., 1960, vol. 18, pp. 234-252.
57. Shimazaki T. J. Radio Res. Lab. Japan, 1957, vol. 4, p. 309.
58. Бауэр Э. И. В кн.: Распределение электронов в верхней атмосфере. М.: Мир, 1969, сс. 7-25; 257-269.
59. Поляков В. М., Рыбин В. В. Исследования по геомагнетизму, аэронавигации и физике Солнца. М.: Наука, 1971, вып. 18, сс. 25-41.
60. Rishbeth H. In: Electron density profiles in the ionosphere and exosphere. Mir, Moscow, 1964, pp. 349-360.
61. Porter H. S. and Tuen T. F. J. Atmos. Terr. Phys., 1974, vol. 36, pp. 139-157.
62. Garriott O. K. and Thomas J. O. J. Geophys. Res., 1962, vol.67, pp. 4211-4219.
63. Шмеловский К. Х. Геомагнетизм и аэронавигация, 1963, т. 3, N 2.
64. Dougherty J. P. In: Electron density profiles in the ionosphere and exosphere. Mir, Moscow, 1964, pp. 250-252.
65. Hanson W. A. In: Electron density profiles in the ionosphere and exosphere. North Holland Publ. Co., Amsterdam, 1964, p. 361.
66. Кол Г. В кн.: Распределение электронов в верхней атмосфере. М.: Мир, 1969, сс. 216-224.

67. Bowhill S. A. J. Atmos. Terr. Phys., 1961, vol. 21, N 4, pp. 272-281.
68. Поляков В. М. Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца., М.: Наука, 1968, вып. 3, сс. 144-184.
69. Hinterreger H. E. J. Geophys. Res., 1961, vol.66, N 8, p. 2367.
70. Fejer J. A. Theories of the ionospheric F-region. A review. In: Advances upper atmospheric research. Oxford etc., Pergamon Press, 1963, pp. 209-226.
71. Беккер В. В. кн.: Распределение электронов в верхней атмосфере. М.: Мир, 1969, сс. 202-215.
72. Rishbeth H. J. Atmos. Terr. Phys., 1968, vol. 30, pp. 63-71.
73. Cumack C. H. J. Atmos. Terr. Phys., 1969, vol. 31, pp. 441-448.
74. Хирш А. Дж. В кн.: Распределение электронной концентрации в ионосфере и экзосфере, М.: Мир, 1964, сс. 384-402.
75. Шмерлинг Е. Р. В кн.: Распределение электронной концентрации в ионосфере и экзосфере, М.: Мир, 1964, сс. 376-383.
76. Shimazaki T. J. Atmos. Terr. Phys., 1965, vol. 27, pp. 593-604.
77. Львова А. А., Поляков В. М., Рыбин В. В. Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца., М.: Наука, 1971, вып. 18, сс. 3-24.
78. Львова А. А., Поляков В. М., Рыбин В. В. Изв. Вузов, Радиофизика, 1972, N15, сс. 840-859.
79. Макеев В. В., Поляков В. М., Рыбин В. В. Изв. Вузов, Радиофизика, 1973, N16, сс. 1660-1670.
80. Фаткуллин М. Н., Дёминов М. Г. Геомагнетизм и аэрономия, 1973, т. 13, No. 1.
81. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Геомагнетизм и аэрономия, 1971, т. 11, N4.
82. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Геомагнетизм и аэрономия, 1973, т. 13, N1.
83. Хантадзе А. Г., Хочолава Г. М., Мебагишвили Н. Н. Геомагнетизм и аэрономия, 1972, т. 12, N3.
84. Хантадзе А. Г. Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 72, N3.
85. Хантадзе А. Г., Гвелесиани А. И. Геомагнетизм и аэрономия, 1973, т. 13, N1.
86. Хантадзе А. Г., Гвелесиани А. И. Геомагнетизм и аэрономия, 1974, т. 14, N3.
87. Хантадзе А. Г., Гвелесиани А. И. Геомагнетизм и аэрономия, 1974, т. 14, N3.
88. Хантадзе А. Г. ДАН СССР, 1975, т. 221, N. 4.
89. Хантадзе А. Г., Гачечиладзе Р. Г., Чехошвили Б. Я. ДАН СССР, 1975, т. 224, N 2.
90. Хантадзе А. Г., Чехошвили Б. Я. Геомагнетизм и аэрономия, 1975, т. 15, N3.
91. Хантадзе А. Г., Гачечиладзе Р. Г., Гвелесиани А. И. и др. Сообщ. АН ГССР, 1975, т. 77, N1.
92. Хантадзе А. Г., Гачечиладзе Р. Г. Симпозиум КАПГ по солнечно-земной физике. Тбилиси, сентябрь 1976. М.: Наука, 1976, ч. 2, сс. 146-148.
93. Khantadze A. G., Gveliesiani A. I., Chekoshvili B. I. J. Atmos. Terr. Physics, 1977, vol. 39, pp. 749 – 751.
94. Гвелесиани А. И. Сообщ. АН ГССР, 1979, т. 94, N 2.
95. Geisler J. E. and Bowhill S. A. Aeronomy Rept., 1965, No. 5.
96. Фаткуллин М. Н. Исследования области F и внешней ионосферы. М.: ИЗМИРАН, 1974, сс. 138-158.
97. Гинзбург Э., Ким В. Ф. В кн.: Вопросы исследования нижней ионосферы и геомагнетизма. Новосибирск: Наука, 1974, сс. 2-24, 98-111, 125-220.
98. Upenava T. J. Space Sci. Res., 1966, vol. 5, pp. 3-56.
99. Фаткуллин М. Н., Мурадов А. Геомагнетизм и аэрономия, 1971, т. 11, No. 1.
100. Михайлов А. В. Геомагнетизм и аэрономия, 1971, т. 11, N. 6.
101. Михайлов А. В. Геомагнетизм и аэрономия, 1972, т. 12, N. 4, сс. 748-750; 751-752.
102. Гвелесиани А. И., Хантадзе А. Г. Геомагнетизм и аэрономия, 1973, т. 13, N3.
103. Гвелесиани А. И., Хантадзе А. Г. Сообщ. АН ГССР, 1973, т. 70, N1.
104. Гвелесиани А. И. Труды института геофизики АН ГССР, 1976, т. 35, сс. 74-81.
105. Гвелесиани А. И., Курцхалия Е. Г. Симпозиум КАПГ по солнечно-земной физике. Тбилиси, сентябрь. М.: Наука, 1976, сс. 81 – 83.
106. Гачечиладзе Р. Г., Мебагишвили Н. Н., Хантадзе А. Г., Хочолава Г. М. Геомагнетизм и аэрономия, 1975, т. 15, N3.
107. Чехошвили Б. Я. Симпозиум КАПГ по солнечно-земной физике. Тбилиси, сентябрь. М.: Наука, 1976, ч. 2, с. 76
108. Тихонов А. Н. ДАН СССР, 1950, т. 73, N 2.
109. Дмитриев В. И. Изв. АН СССР, Физика земли, 1970, N 1.

Приложение I

Вариант обобщённой аналитической модели ночной области F ионосферы [94, 110].

Исходное уравнение амбиполярной диффузии

$$\frac{d}{dz} \left[D(z, I) \left(\frac{dN}{dz} + \delta N \right) \right] - \beta \exp(-pz) N = 0,$$

с граничными условиями $N(-\infty) = 0$, $N(+\infty) = 0$ или

$$N(-\infty) = 0, \quad D(z, I) \left(\frac{dN}{dz} + \delta N \right)_{z=z_b} = -G_b.$$

где $D(z, I) = D_0 \exp(2\delta z) \sin^2 I$, $\delta = H/H_0$, $p = H/H_m$, H , H_0 и H_m – известные обозначения. После применения преобразований $N = u x$, $x = \alpha \exp(-\delta z)$, $\alpha = 2(\beta_0 D_0)^{1/2}$ и метода ВКБ в нулевом приближении получим:

Вертикальное распределение ЭК:

$$N(z) = A \exp \left[1 - \delta z - \tau_p e^{-\frac{p+2\delta}{2} z} \right],$$

где

$$A = -\frac{G_b \operatorname{cosec} I}{eH \sqrt{\beta_0 D_0}} \exp \left(\frac{pz_b}{2} + \tau_p e^{-\frac{p+2\delta}{2} z_b} \right), \quad \tau_p = \frac{2}{p+2\delta} \sqrt{\frac{\beta_0}{D_0}} \operatorname{cosec} I;$$

диффузионный поток ионосферной плазмы:

$$G(z) = -G_b \exp \left[-\frac{p(z-z_b)}{2} - \tau_p \left(e^{-\frac{p+2\delta}{2} z} - e^{-\frac{p+2\delta}{2} z_b} \right) \right];$$

скорость диффузионного потока:

$$v(z, I) = -\sqrt{\beta(z) D(z)} = -\sqrt{\beta_0 D_0} \sin I \exp \left(\frac{2\delta - p}{2} z \right);$$

нижняя полутолщина F2-слоя (в параболическом приближении):

$$y_m = 2\sqrt{\delta(p+2\delta)};$$

верхняя граница области F:

$$z_b = y_m \sqrt{\frac{\delta}{p+2\delta}} \ln(10^3 \tau_p);$$

уровень максимальной ЭК:



$$z_m = y_m \sqrt{\frac{\delta}{p+2\delta}} \ln \left(\tau_p \frac{p+2\delta}{2\delta} \right);$$

Внешняя толщина области F:

$$y'_m = y_m \sqrt{\frac{\delta}{p+2\delta}} \ln \left(2 \cdot 10^2 \frac{\delta}{p+2\delta} \right);$$

Максимальный диффузионный поток:

$$G_m = AeH \sqrt{\beta_0 D_0} \sin l \left(e \tau_p \frac{p+2\delta}{p} \right)^{-p/(p+2\delta)};$$

уровень максимума диффузионного потока:

$$z'_m = y_m \sqrt{\frac{\delta}{p+2\delta}} \ln \left(\tau_p \frac{p+2\delta}{p} \right);$$

смещение абсолютных высот максимумов ЭК и диффузионного потока друг относительно друга:

$$h'_m - h_m = y_m H \sqrt{\frac{2\delta}{p+2\delta}} \ln \frac{2\delta}{p};$$

Степень асимметрии вертикального профиля ЭК:

$$\varepsilon = \frac{y'_m}{y_m} = \sqrt{\frac{\delta}{p+2\delta}} \ln \left(2 \cdot 10^2 \frac{\delta}{p+2\delta} \right);$$

интегральное содержание электронов в столбе ионосферы единичного сечения:

$$n = N_m H \frac{(e\alpha)^{1/\alpha}}{\delta\alpha} \Gamma \left(\frac{1}{\alpha} \right);$$

относительное содержание электронов выше и ниже максимума ЭК:

$$\frac{n'}{n} = \Gamma \left(\frac{1}{\alpha}, \frac{1}{\alpha} \right) \cdot \Gamma^{-1} \left(\frac{1}{\alpha} \right), \quad \frac{n''}{n} = \Gamma_{1/\alpha} \left(\frac{1}{\alpha} \right) \cdot \Gamma^{-1} \left(\frac{1}{\alpha} \right);$$

интегральная скорость исчезновения электронов в столбе ионосферы единичного сечения:

$$L = G_h = N_m \beta_m H \frac{e^{1/\alpha} \alpha^{1/\alpha - 1}}{\delta} \Gamma \left(\frac{1}{b}, \frac{1}{\alpha} e^{-\alpha\delta(z_m - z'_m)} \right),$$

где $\alpha = (p+2\delta)/2\delta$, $b = \alpha\delta/(p+\delta)$.

Полученные формулы позволяют, зная N_m , z_m и β_m , произвести расчёты основных характеристик области F ионосферы.

30-40 წლების წყვეტის, კლდობრის, ფერაროს ნაშრომებიდან დაწვებული და ბოლო გამოკვლევებით დამოუკიდებელი წარმოდგენილ მიმოხილვით ნაშრომში გაანალიზებული და განხილულია გადატანით პროცესებისა და ელექტრო-იონური გაზის სიმადლის მიხედვით განაწილების ანალიზური კვლევების შედეგები ქვედა და ზედა შუაგანედურ იონოსფეროში. 60-80 წლებში დიდი ინტენსივობით წარმართა თეორიული კვლევები იონოსფეროს F-ფენაში მიმდინარე პროცესების გამოსაკვლევადა. დღეისათვის მსვლია რომელიმე ნაშრომის დახატვება, ხდაც გაანალიზებულია იონოსფეროს F-ფენის ყველა ძირითადი თვისება, დინამიკური რეჟისი და სხვა მივლენა, რომლიც იქ მიმდინარეობს. ნაშრომში შედარებით სრულადაა წარმოდგენილი სხვადასხვა ქვეყნის თეორეტიკოსის წვლილი იონოსფერული პლასმის F-ფენის ამბიპოლარულ დიფუზიაში. სტატისის ავტორების მიერ ზოგადადაა ამოხსნილი ამბიპოლარული დიფუზიის განტოლება. ნაწვენება, რომ ელექტრონების განაწილება სიმადლის მიხედვით იონოსფეროს F-ფენაში წყვეტის ტიპისაა. ცნობილი კლასიკური წყვეტის ფენისაგან განსხვავებით ელექტრონების განაწილება ამ ფენაში რეგულირდება დიფუზიურ-რეკომბინაციური პროცესებით. დამის იონოსფეროსათვის ნაშრომში შემოთავაზებულია ამბიპოლარული დიფუზიის განტოლების ამოხსნის ზოგადი მეთოდი და წარმოდგენილია მარტევი სამუშაო ანალიზური მოდელი. აღსანიშნავია, რომ ავტორების მიერ მსვლული ძირითადი თეორიული შედეგები დადასტურებულია ბოლო წლებში წარატებული ექსპერიმენტული გამოკვლევებით.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИФУЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИОНОСФЕРЕ

Гвелесниани А. И., Хантадзе А. Г., Джандиери Г. В.

Реферат

Проводится анализ и обсуждение результатов различных аналитических исследований особенностей процессов переноса и высотного распределения электронно-ионного газа в нижней и верхней среднениротной ионосфере, начиная с первых работ 30-40 гг. Чепмена, Хальбарта, Ферраро до настоящего времени. Впоследствии в 60-80 гг наиболее интенсивно велись теоретические исследования процессов, протекающих в F-области ионосферы. В настоящее время трудно назвать работу, которая могла бы объяснить основные свойства F-области ионосферы, динамический режим и множество протекающих в ней явлений. В статье наиболее полно показан вклад теоретиков разных стран в теорию амбиоплярной диффузии плазмы в F-области ионосферы. В собственных исследованиях уравнение амбиоплярной диффузии решается в наиболее общей форме. Показано, что вертикальное распределение электронов в F-области ионосферы – чепменовского типа. В отличие от известного классического чепменовского слоя, распределение электронов в F-области регулируется диффузионно-рекомбинационными процессами. Предложен общий метод решения уравнения амбиоплярной диффузии для ночной ионосферы. Дана простая аналитическая рабочая модель ночной ионосферы. Следует отметить, что основные теоретические выводы авторов подтверждаются в ряде экспериментальных работ последних лет.

INVESTIGATION OF DIFFUSION PROCESSES IN THE IONOSPHERE

Gvelesiani A., Khantadze A., Jandieri G.

Abstract

This review paper is devoted to the analyses and discussion of different analytical investigations of both transfer processes features and electron-ion gaze altitude distribution in lower and upper middle-latitude ionosphere starting with original papers (by Chapman, Hulbert, Ferraro, 30-40 years) till now. Later at 60-80 years theoretical investigations of processes were mostly intensively carried out in the F-region of an ionosphere. It is impossible to note any paper explaining basic features of the F-region of an ionosphere, dynamical regime and set of processes proceeding in it. This paper mainly is devoted to the theory of the ambipolar diffusion in the F-region of an ionosphere and presents the results of theorists from different countries. Ambipolar diffusion equation is solved in most general form by authors of this paper. It is shown that the electrons altitudinal distribution is Chapman-type in the F-region of an ionosphere. Unlike well-known classical Chapman layer, electrons distribution in this region is regulated by diffusion-recombination processes. The general method of the ambipolar diffusion equation solution and simple analytical model are suggested for nightly ionosphere. It is necessary to note that the main theoretical results obtained by authors have been confirmed experimentally.



КИНЕМАТИКА МИГРАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ, ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ

¹Чхетия А.М., ²Сологашвили Дж.З., ¹Тогоочури Д.Б.

¹Институт геофизики им. Михаила Нодия, 0197 Тбилиси, ул. М.Александрэ 1, Грузия
E-Mail: www.dgg.org.ge

²Университет им. Давида Агмашenebeli Грузии, 0179 Тбилиси,
проспект И.Чавчавадзе 25, Грузия.

Известно, что ряд геофизических явлений, как например полярные сияния, геомагнитные бури, Форбуш-эффекты космических лучей, ионосферные возмущения и т.п. зависят от геомагнитных координат данной точки Земли. Геомагнитные координаты данной точки Земли зависят от географических координат геомагнитного полюса и вычисляются по формулам сферической тригонометрии. По наблюдениям установлено, что местонахождения полюсов магнитного поля Земли меняются во времени. Изменения координат полюсов геомагнитного поля связаны с источниками магнитного поля, расположенными внутри Земли на границе ядро-мантия, т.е. с механизмом действия «гидродинамического динамо». Следовательно, исследование кинематики миграции магнитных полюсов Земли имеет как научное, так и практическое значение. В работе использованы данные географических координат северного и южного магнитных полюсов Земли по таблице Б.М.Яновского за период 1600-1900 годы [1], и за период 1900-2000 годы были отсчитаны по графику перемещения полюсов по М.Лейбону [2]. Перемещение магнитных полюсов на поверхности Земли было определено: а) по карте, б) по формуле сферической тригонометрии

$$\cos \Delta S^0 = \sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos (\lambda_2 - \lambda_1)$$

где φ_1 и φ_2 широта и долгота соответственно двух разных точек поверхности Земли. Расстояние между точками перенесено из угловых градусов в километры с учетом местонахождения (широты и долготы) точек наблюдений.

Условно назовем северным полюсом (N) полюс, находящийся в Арктике (хотя, в действительности, он является южным полюсом), и южным полюсом - полюс (S), находящийся в Антарктиде.

На рис.1 представлена миграция магнитных полюсов Земли - северного в Арктике и южного в Антарктиде за 1600-2000 годы.

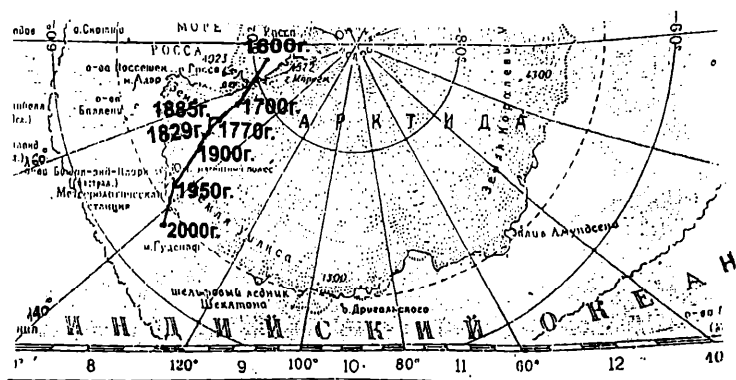
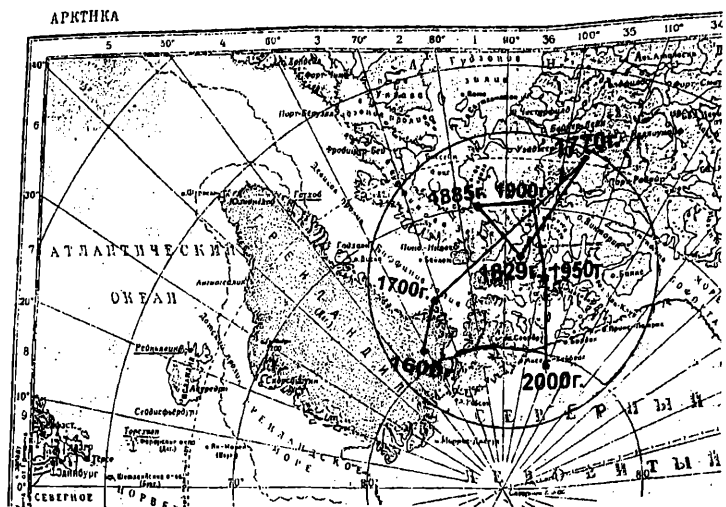


рис.1. Миграция магнитных полюсов Земли – северного в Арктике и южного в Антарктиде за 1600-2000 годы.

Анализируя рис. 1, можно сделать следующие выводы :

1. миграция северного магнитного полюса в Арктике имеет более сложный характер, чем миграция южного в Антарктиде;

2. северный магнитный полюс "вышел" из Гренландии ($\varphi_1 = 78^\circ 42' N$, $\lambda_1 = 59^\circ 00' W$) и опустился на низкие широты ($\varphi \approx 66^\circ N$), описал сложную траекторию, а потом опять вернулся на высокие широты ($\varphi_2 = 80^\circ 48' N$, $\lambda_2 = 109^\circ 48' W$) и утонул в Северном ледовитом океане. В то же время южный магнитный полюс с высшей широты ($\varphi_3 = 81^\circ 16' S$, $\lambda_3 = 169^\circ 30' S$) постепенно спустился на низкие широты ($\varphi_4 = 64^\circ 42' N$, $\lambda_4 = 138^\circ 23' E$), переместился на запад на 1150 км и утонул в Индийском океане;

3. длина траекторий и скорость перемещения северного магнитного полюса за 400 лет почти два раза превосходит величину пути и скорости южного магнитного полюса

$$S_N/S_S=5100 \text{ км}/2350 \text{ км} \approx 2.2 \text{ и } V_N/V_S=12.8 \text{ км/г}/5.9 \text{ км/г} \approx 2.2$$

4. По траектории миграции магнитных полюсов Земли выделяются замкнутые участки, т.е. через определенное время намечается периодичность в движении (рис.2).

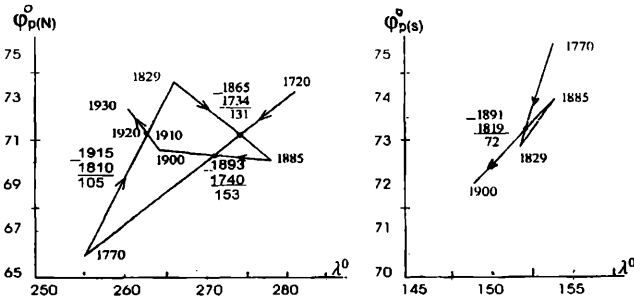


рис.2. Периодичность движения северного и южного магнитных полюсов Земли за 1600-2000 годы.

Рис.2 показывает, что во время движений магнитных полюсов наблюдается периодичность, т.е. через определенное время полюс возвращается в раннее проходимую точку. В северном полушарии выделяются три замкнутые петли (т.е. периодичность) $T_1=131$ лет (1734-1865 гг), $T_2=153$ лет (1740-1893 гг), $T_3 =105$ лет (1810-1915 гг) а в южном полушарии один $T_1 =72$ лет (1819-1891 гг).

На рис.3 представлено изменение скорости перемещения северного и южного магнитных полюсов Земли за 1600-2000 годы.

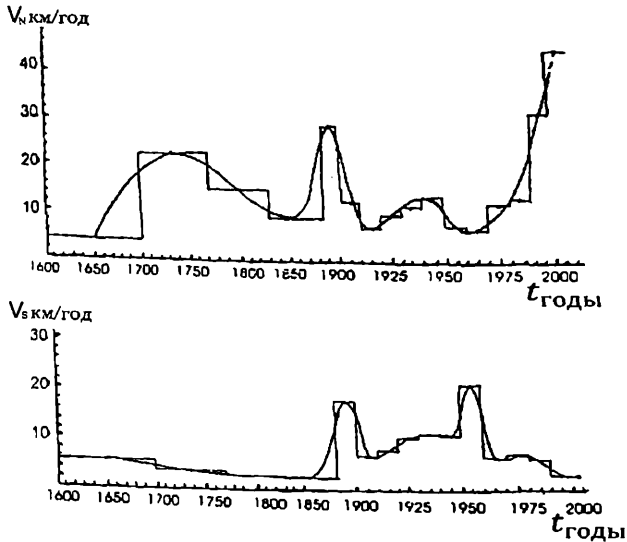


Рис.3 . Изменение скорости перемещения северного и южного магнитных полюсов Земли за 1600-2000 годы.

Анализируя рис.3 можно сделать следующие выводы:

1. изменение скорости перемещения северного магнитного полюса более сложного характера, чем скорость перемещения южного;
2. в течение 1600-2000 лет движение северного магнитного полюса неравномерно-ускоренное, а перемещение южного магнитного полюса за 1600-1850 годы почти равномерное, а за 1900-2000 годы - неравномерно ускоренное;
3. скорость перемещения северного магнитного полюса Земли значительно возрастает за период 1965-2000 годы. Для этого периода скорость неравномерно ускоренного движения математически можно аппроксимировать квадратной функцией:

$$v = 7.1 + 0.04309 (t - t_0) + 0.02397 (t - t_0)^2, \quad (1)$$

где t – время в годах, которое отсчитывается от $t_0=1965$ г.

4. установлением зависимости скорости от времени, по формуле (1) можно определить и ускорение:

$$a = dv / dt = 0.04309 + 0.04794 (t - t_0), \quad (2)$$



На рис. 4 представлены кривые скорости и ускорения перемещения северного магнитного полюса Земли за 1965-2000 годы.

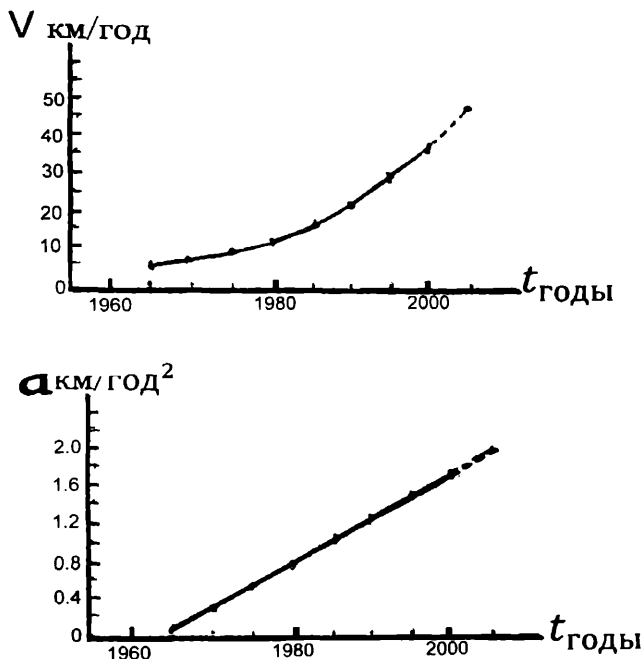


Рис. 4. Скорость (v) и ускорение (a) перемещения северного магнитного полюса Земли за 1965-2000 годы.

Из рис.4 видно, что с 1965 г. по 2000 г. скорость перемещения северного магнитного полюса выросла от 7,1 км/г до 38 км/г, а ускорение от 0,01 км/г² до 1,72 км/г² (на рисунке пунктирной линией представлены прогнозные значения скорости и ускорения до 2005 года - $v \approx 47.2$ км/г, $a \approx 2.0$ км/г²).

Полученные нами значения скорости за период 1970-2000 гг. хорошо согласуются с данными Л.Р.Невита и др [3].

На рис.5 представлены временные распределения географических координат (φ_0 - широты и λ_0 - долготы) северного - N и южного - S магнитных полюсов Земли за период 1600-2000 годы.

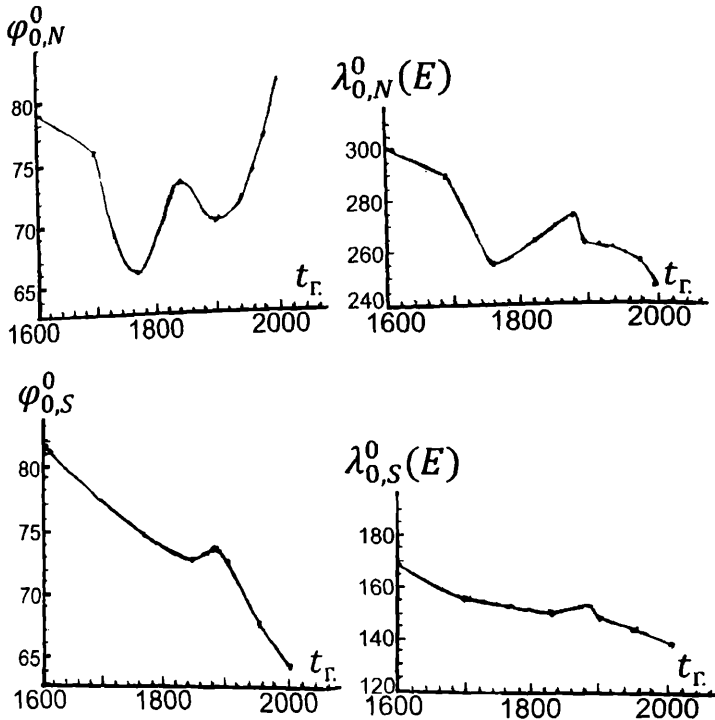


Рис 5. Временное распределение географических координат (φ_0 – широты и λ_0 – долготы) северного – N и южного – S магнитных полюсов Земли за 1600-2000 годы.

Анализируя рис.5 можно сделать следующие выводы:

1. распределения во времени географических координат (φ_0, λ_0) северного и южного магнитных полюсов значительно отличаются друг от друга; 2. во время анализа ряда географических явлений, в данной точке Земли (φ, λ) важно определить геомагнитные координаты (Φ, Λ). Эту задачу можно решить с помощью следующих формул сферической тригонометрии [1]-

$$\sin \Phi = \sin \varphi_0 \sin \varphi + \cos \varphi_0 \cos \varphi \cos (\lambda - \lambda_0)$$

$$\cos \Lambda = \cos \varphi \sin (\lambda - \lambda_0) / \cos \Phi \quad (4)$$

С этой целью кривые временного распределения географических координат магнитных полюсов Земли (φ_0, λ_0) за период (1600-2000) годы могут быть очень полезны.

Результаты проведенных исследований – кинематики миграции геомагнитных полюсов на поверхности Земли за последние 400 лет сводятся к следующему:

1. траектория миграции северного полюса в Арктике имеет гораздо более сложную форму, чем южного магнитного полюса в Антарктиде;

2. длина пути перемещения северного магнитного полюса и соответственно скорость движения почти в два раза превышает те же величины южного магнитного полюса;

3. во время движений магнитных полюсов наблюдается периодичность, т.е. через определенное время полюс возвращается в раннее проходимую точку. В северном полушарии выделяются три замкнутые петли (т.е. периодичность) $T_1=131$ лет (1734-1865гг.), $T_2=153$ лет (1740 – 1893 гг.), $T_3=105$ лет (1810 - 1915 гг.) а в южном полушарии -одна $T_1=72$ лет (1819-1891гг.);

4. изменения скорости перемещения северного магнитного полюса - более сложного характера, чем южного. Так, например, перемещение северного магнитного полюса за период 1600-2000 годы неравномерно ускоренное, а перемещение южного полюса за период 1600-1850 годы почти равномерное, а за период 1900-2000 годы – неравномерно ускоренное;

5. скорость перемещения северного магнитного полюса Земли за период 1965-2000 годы значительно возрастает. Для этого периода скорость и ускорение перемещения северного полюса Земли математически можно аппроксимировать следующими формулами:

$$v = 7.1 + 0.04309 (t - t_0) + 0.02397 (t - t_0)^2 \text{ км/г,}$$

$$a = 0.04309 + 0.04794 (t - t_0) \text{ км/г}^2,$$

где- t - время в годах, которое отсчитывается от $t_0=1965$ г.

6. временные распределения географических координат северного и южного магнитных полюсов Земли (φ_0, λ_0) за период (1600-2000 гг.) могут быть использованы для вычисления геомагнитных координат (Φ, Λ) данной точки поверхности Земли.

Литература

1. Яновский Б.М, Земной магнетизм. Изд-во:ЛГУ. Ленинград, 1978, с.69.
2. Лейбов М.Планетарии. Журнал «Вокруг света». март,2003,с.85.
3. Newitt L.R., Mondea M., McKee L.A. and Orgeval J.J. Recent Acceleration of the North Magnetic Pole Linked to Magnetic Jerks. EOS, Transactions, American Geophysical Union. Volume 83, Number 35 27 August, 2002, p.385-389.

დედამიწის ზედაპირზე გეომაგნიტური პოლუსების მიგრაციის კინემატიკა უკანასკნელი 400 წლის განმავლობაში

ჩხეტია ა.მ., სოლოღაშვილი ჯ.ზ., გოგოჭური დ.ბ.

რეზიუმე

1600-2000 წლებში დედამიწის ზედაპირზე გეომაგნიტური პოლუსების მიგრაციის კინემატიკის ანალიზის შედეგად მივიღეთ დასკვნამდე, რომ დედამიწის მაგნიტური ვეილს წყარო (ჩვენი კვლევის შიგნით გარე ბირთვსა და მანტიის საზღვარზე არსებული “ჰიდრომაგნიტური დინამო სისტემა”) აშკარად არასტაციონალურ რეჟიმში მუშაობს.

КИНЕМАТИКА МИГРАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ

Чхетия А.М., Сологашвили Дж.З., Гогочури Д.Б.

Реферат

На основе анализа кинематики миграции геомагнитных полюсов на поверхности Земли за 1600-2000 годы приходим к выводу, что основной источник магнитного поля Земли (“Гидромагнитное динамо” внутри Земли на границе внешнего ядра - мантия) работает явно в нестационарном режиме.

THE KINEMATICS MIGRATION OF THE GEOMAGNETIC POLES ALONG THE EARTH SURFACE FOR THE LAST 400 YEARS

Chkhetia A.M., Sologashvili J.Z., Gogochuri D.B.

Abstract

Analyses of the kinematics migration of the geomagnetic poles along the Earth surface, for the 1600-2000 years, we came to the conclusion that the spring of the Earth magnetic field (locations our planet inside near the boundary of the external nucleus and robe “hydrogenic dynamo system”) obvious works in the unstationary regime.



ДРЕЙФ ПРОЕКЦИИ ГЕОМАГНИТНОЙ ОСИ – ВДОЛЬ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, В МЕРИДИОНАЛЬНОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТЯХ ЗЕМЛИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ

Чхетია А.М., Гогочури Д.Б.

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

В настоящее время хорошо известно, что наблюдаемое на поверхности Земли магнитное поле (\vec{T}) является следствием наложения магнитных полей, создаваемых различными источниками и может быть представлено в виде следующей векторной суммы:

$$\vec{T} = \vec{T}_0 + \vec{T}_M + \vec{T}_A + \vec{T}_E + \vec{T}_V + \vec{T}_L \quad (1)$$

где T_0 - поле однородного намагничивания земного шара (дипольное поле); T_M - поле, вызванное неоднородностью глубоких слоев земного шара (недипольное или материковое поле, его также называют полем мировых аномалий); T_A - поле, обусловленное намагниченностью верхних частей Земли (аномальное поле); T_E - поле, связанное с внешними причинами [в основном, это токовые системы, находящиеся на магнитопаузе (DCF), в радиационном поясе (DR) и в ионосфере (I), причины генерации которых связаны с деятельностью Солнца]; T_V - поле вариации токовых систем-DCF, DR, I (связанных с солнечной активностью, нестационарными процессами на Солнце); T_L - локальные быстрые изменения поля, связанные с упругими напряжениями на небольшой глубине - в коре или в верхней мантии. Сумму полей дипольного (T_0) и недипольного (T_M) называют главным магнитным полем Земли. В поле, наблюдаемом на поверхности Земли, вклад главного поля составляет в среднем около 95%, притом примерно 90% приходится на дипольное поле, а 5% на - недипольное.

Цель работы - внести наш скромный вклад в дело уточнения вопроса перемещения источника (или источников) магнитного поля Земли внутри земного шара. В процессе исследования были использованы географические координаты магнитных полюсов Земли за последние 400 лет [1,2].

На рис.1 приводятся проекции на поверхности Земли - оси геомагнитного центрального магнитного диполя (построенного на основе данных Е.Вестина [3]) и реальной - физической земной магнитной оси (по данным М.Лейбова [2]), за 1942 год.

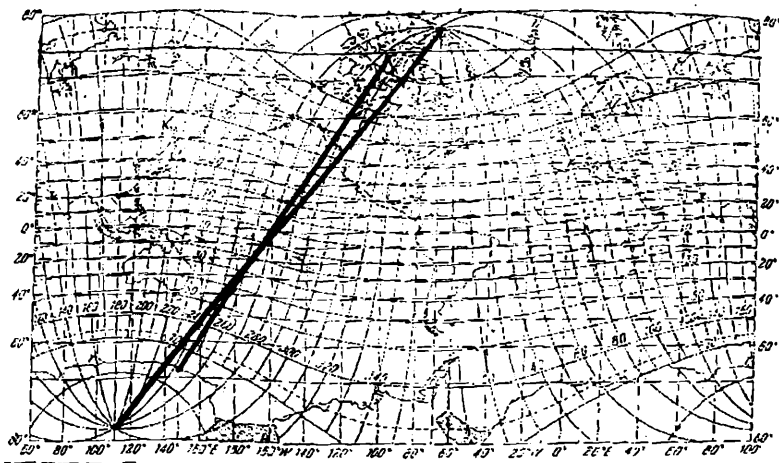


Рис.1.Проекция на поверхности Земли – оси геомагнитного центрального магнитного диполя [3] и реальной физической земной магнитной оси.

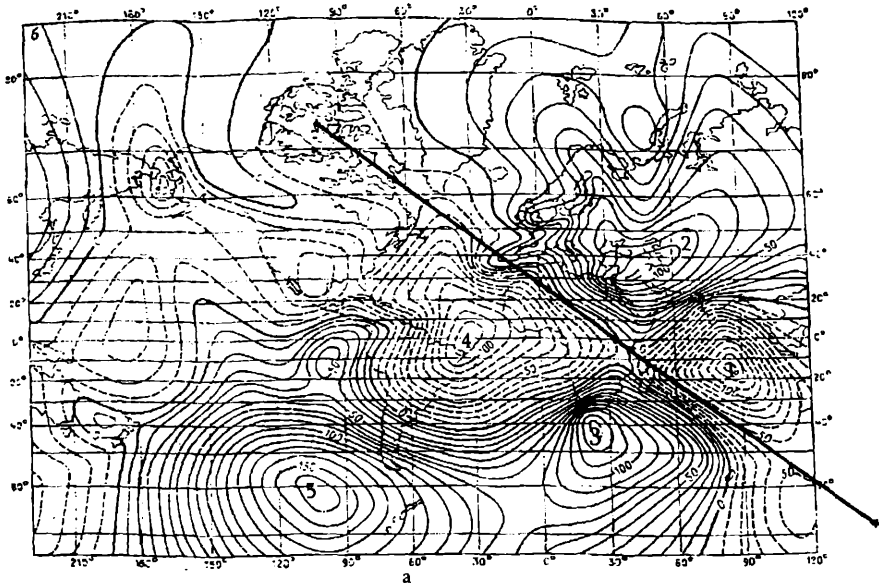
Из рис.1 видно, что:

1. физическая магнитная ось Земли уклоняется от оси геомагнитного диполя;
2. рассчитанный Вестиньям северный геомагнитный полюс расположен на 4° севернее и на 30° восточнее магнитного полюса, а южный геомагнитный полюс - на 10° южнее и на 15° западнее.
3. геомагнитная ось пересекает магнитную ось в точке с координатами: $\varphi=20^{\circ}$ южной широты и $\lambda=170^{\circ}$ западной долготы.

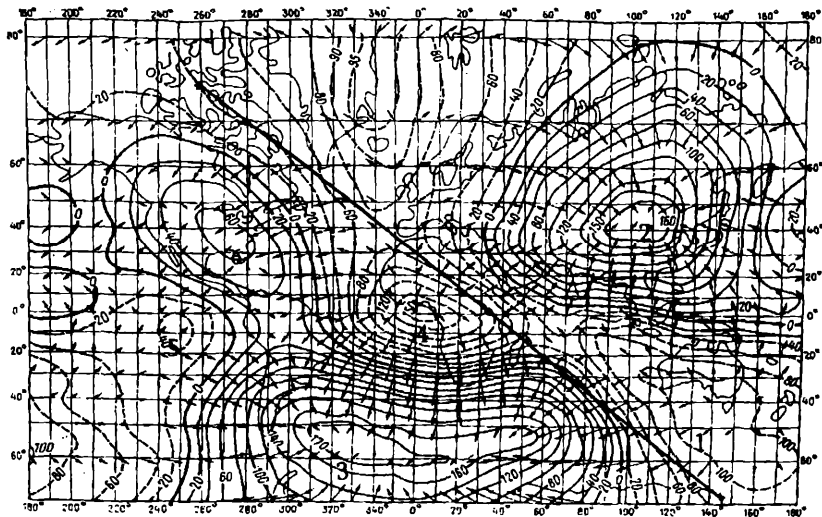
Основная причина расхождения физического магнитного поля от поля диполя несомненно связана с мировыми магнитными аномалиями. Из вышеизложенного, естественно, следует, что физическое магнитное поле должно проявиться на картах геомагнитного поля - изодинами мировых аномалий геомагнитного поля и изопорами вековых геомагнитных вариаций.

На рис. 2 приводятся карты вертикальной составляющей геомагнитного поля - изопор вековых геомагнитных вариаций (рис.2а [4]) и изодин мировых аномалий (рис.2б [5]) для эпохи 1942 года. Значения изопор приведены в н.тес./год. Пунктирные изопоры - отрицательные значения, сплошные-положительные. На карте изодин мировых аномалий (рис.2б) стрелками показана горизонтальная составляющая. Векторы горизонтальной составляющей направлены к центру аномалий Z компоненты или от центра. Это указывает на то, что центральная часть области изолиний является источником силовых линий, которые либо входят туда, либо выходят оттуда. На карте изодин значения приведены в миллизрестедах, отрицательным значениям соответствуют пунктирные изодины.

За тот же период (1942 г.) на картах Вестина и др. (рис.2) приводятся проекции физической земной магнитной оси на поверхности Земли.



а



б

Рис. 2(а,б). Карты вертикальной составляющей геомагнитного поля - изопор
вексовых геомагнитных вариаций (а [4]) и изодин мировых аномалий (б [5]) для
эпохи 1942 г. На картах также приводятся проекции физической земной
магнитной оси на поверхности Земли.



Анализируя рис.2, приходим к следующим выводам:

1. логично согласиться с мнением Яновского [1], что карты вертикальной составляющей геомагнитного поля - изодин мировых аномалий геомагнитного поля и изопор вековых геомагнитных вариаций в общих чертах показывают определенную связь;

2. на картах - изопор вековых геомагнитных вариаций и изодин мировых аномалий, проекция магнитной оси Земли вдоль земной поверхности располагается в полосе интенсивных отрицательных фокусов - Индонезийского (1), Атлантического (4) и как бы разделяет интенсивные положительные фокусы - Иранский к югу от Каспийского моря (2) и от Южно-африканского (3).

Исследования карт изопор вековых геомагнитных вариаций по Вестину и др. [6], карт изодин мировых аномалий магнитного поля по Булларду и др. [7] и геомагнитного поля по археомагнитным данным по Юкитаки [8], Бурацкой и др. [9] выявили, что главные структурные элементы геомагнитного поля дрейфуют на запад со скоростью 0,18 град/год и к северу (скорость смещения которого меньше и можно рассмотреть, как явление второго порядка на фоне западного дрейфа [1]).

Из всего вышеизложенного логично возникает вопрос - какова динамика перемещения, т.е. каков дрейф проекции магнитной оси Земли вдоль земной поверхности за последние 400 лет.

На рис.3 приводятся проекции на поверхности Земли физической земной магнитной оси для разных эпох - 1-1600 г., 2-1700 г., 3-1800 г., 4-1900г., 5-1950 г., 6-2000 г. (звездочками - * обозначены центры магнитных осей).

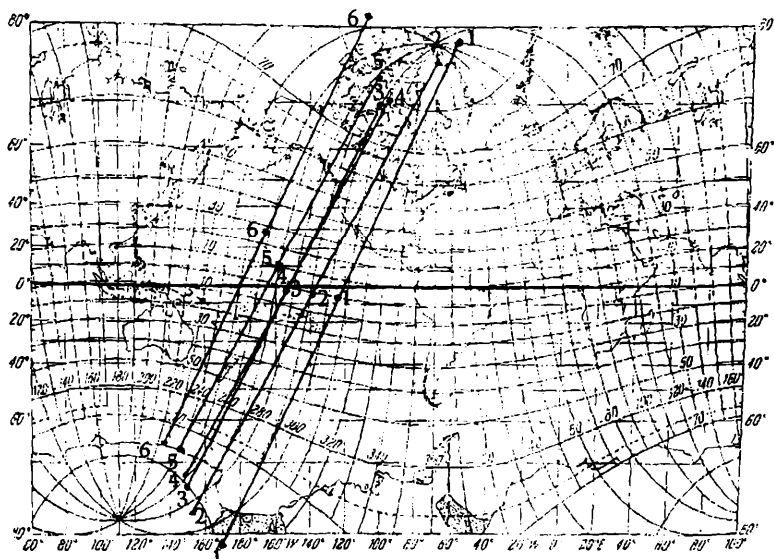


Рис. 3. Проекция на поверхности Земли физической земной магнитной оси для разных эпох - 1-1600 г., 2-1700г., 3-1800 г., 4-1900г., 5-1950г., 6-2000г. (звездочками - * обозначены центры магнитных осей).

Анализируя рис.3, приходим к следующим выводам:

1. явно наблюдается западный дрейф-продвижение проекции земной магнитной оси на поверхности Земли к западу с переменной скоростью;

2. в экваториальной области средняя скорость западного дрейфа проекции магнитной оси вдоль земной поверхности равна 0,15 град/год (если не учесть замедление с 1800 по 1900 гг., то $\Delta\lambda/\Delta t=0,175$ град/год);

3. логично можно предположить, что западный дрейф-фокусов векового хода [6], недипольной части главного магнитного поля [7], геомагнитного поля (по археомагнитным данным) [8, 9] и проекции магнитной оси Земли вдоль земной поверхности является лишь разным проявлением одного и того же явления-перемещения источника (или источников) магнитного поля Земли внутрь земного шара, и эти исследования как бы дополняют друг друга;

4. наблюдается южно-северный дрейф продвижения центра проекции земной магнитной оси на поверхности Земли с южного полушария в северное с переменной скоростью;

5. средняя скорость дрейфа южно-северной компоненты центра проекции магнитной оси на поверхности Земли равна 0,10 град/год и на два порядка больше, чем признано в настоящее время.

На рис.4 приводятся проекции магнитной оси Земли - в меридиональной плоскости (проходящей через Гринвичский меридиан (рис.4а) и экваториальной плоскости Земли (рис.4б) для разных эпох (1-1600 г., 2-1700 г., 3-1800 г., 4-1900 г., 5-2000 г.).

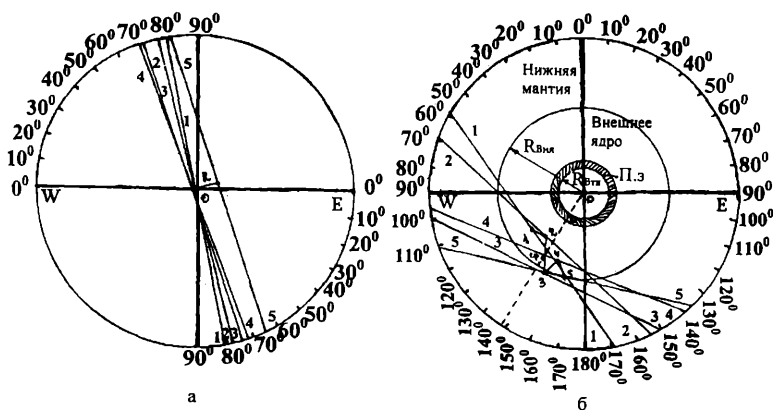


Рис. 4. Проекция магнитной оси Земли в меридиональной плоскости (проходящей через Гринвичский меридиан – (а) и экваториальной плоскости Земли (б), для разных эпох (1-1600г., 2-1700г., 3-1800г., 4-1900г., 5-2000г.). Обозначения: $R_{вн}$ - граница внешнего ядра, $R_{вн}$ - внутреннее ядро, Пз- переходная зона.

Анализируя рис.4 приходим к выводам:

1. центры проекции магнитной оси в меридиональной плоскости Земли (рис.4а) за период 1600-1900 гг. находились западнее от центра Земли и были смещены на (100-200) км. С 1900 по 2000 годов, величина смещения изменила направление – с запада на восток и параллельно переместилась на 1000 км;

2. центры проекции магнитной оси в экваториальной плоскости Земли, в среднем, расположены в южно-западном направлении ($\lambda \approx 150^\circ$ 3. долг.), и со временем (для разных

эпох) наблюдается погружение и всплывание проекции центра земной магнитной оси в зоне внешнего ядра и нижней мантии.

Полученный нами результат находится в согласии с результатом Е. Буллара, подробно анализировавшего особо интенсивные вековые вариации около южной Африки [10, 11].

На рис.5 приводится временное (для разных эпох) погружение и всплывание проекции центра земной магнитной оси в зоне внешнего ядра - в области от 2400 км. до 3600 км. от центра Земли.

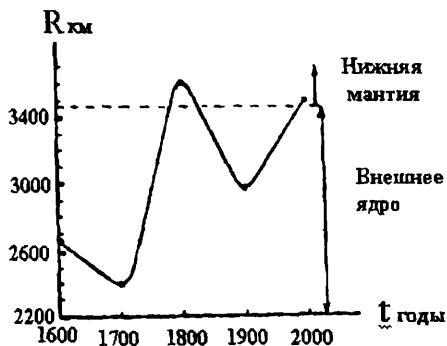


рис.5 Временное (для разных эпох) погружение и всплывание проекции центра земной магнитной оси в зоне внешнего ядра - в области от 2400 км до 3600 км от центра Земли.

Основные результаты исследования сводятся к следующему:

1. выявлена скорость западного и северного дрейфа проекции земной магнитной оси на поверхности Земли;
2. установлено, что проекция магнитной оси Земли на поверхности Земли непрерывно перемещается к западу со средней скоростью 0,15 град/год. Полученный нами результат западного дрейфа находится в согласии со средней скоростью 0,18 град/год, полученной для фокусов векового хода (Вестин и др. [6], недипольной части главного поля (Буллард и др. [7] и геомагнитного поля по археомагнитным данным (Юкитаки [8], Бурлацкая и др. [9]);
3. установлено, что центр проекции магнитной оси на поверхности Земли во времени испытывает медленный дрейф к северу (со средней скоростью 0,1 град/год). Полученный нами результат северного дрейфа на два порядка больше, чем признано в настоящее время;
4. выявлено, что источник магнитного поля Земли находится в южно-западном направлении ($\lambda=150^{\circ}W$) на глубине раздела внешнего ядра - мантии (среднее расстояние ~ 3000 км. от центра Земли), и со временем (для разных эпох) испытывает всплывания (max 3600 км.) и погружения (min 2400 км.);
5. из всего вышеизложенного логично предположить, что западный дрейф: фокусов векового хода, недипольной части главного магнитного поля, геомагнитного поля (по археомагнитным данным) и дрейф проекции магнитной оси Земли вдоль земной поверхности, в меридиональной и экваториальной плоскостях являются лишь разным проявлением одного и того же явления - перемещения источника (или источников) магнитного поля Земли внутри земного шара, и эти исследования как бы дополняют друг друга.

ლიტერატურა*

1. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Из-во: Ленинград, ЛГУ, стр.69, 1978.
2. Лейбов М. Планетарии. Журнал "Вокруг света". Март, стр. 85, 2003.
3. Справочник по геофизике. Перевод с английского. Из-во: "Наука". Главная редакция физико-математической литературы, Москва, стр.296, 1965.
4. Vestine E.H., Laporte L., Cooper C., Lange I., Hendrix W.C. Distription of the Earth's magnetic field and its secular change. Carnegie inst Washington publ., 1947, 578, pp.1-522.
5. Vestine E.H., Laporte L., Lange I., Scott W.E. The geomagnetic field: its description and analysis. Carnegie inst. Washington publ., 1947, 580, P.1-390.
6. Vestine E.H., Laporte L., Copper C. Geomagnetic secular change during past epochs - "Trans. Amer. Geophys. Union", 1946, vol. 27. N6, P.814.
7. Bullard E.C., Freedman C., Gellman H., Nixon J. The westward drift of the earth's magnetic field, Phil. trans. Roy. soc. (London), ser.A. 1950, vol.243, pp.67-92.
8. Yukutake T. Archeomagnetic study on volcanic rocks in Oshima Island, Japan. Bull. Eartha, uake res., inst. Tokyo univ., 1961, 39, pp.467-476.
9. Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н. Реальность западного дрейфа геомагнитного поля по археомагнитным данным. Докл.А.Н. 1968, Т.178, №6, С.1301-1303.
10. Bullard E.C. The secular change in the earth's magnetic field. Monthly notic. Roy. astron. soc. Geophys. suppl., 1948, 5, pp.248-257.
11. Bullard E.C. The magnetic field within the earth. Proc. Roy. soc. (London), ser.A. 1949, 197, pp.433-453.

*Поскольку проблеме о дрейфе геомагнитного поля посвящено большое число работ, логично цитировать лишь тех авторов, которым принадлежит постановка вопроса.

გეომაგნიტური დერძის პროექციის დრეიფი – დედამიწის ზედაპირზე, დედამიწის მერიდიანულ და ეკვატორულ სიბრტყეში უკანასკნელი 400 წლის განმავლობაში

ჩხეტია ა.მ., გოგოჭური დ.ბ.

რეზიუმე

ჩვენს მიერ შემოთავაზებული მეთოდი გეომაგნიტური დერძის პროექციის დრეიფი – დედამიწის ზედაპირზე, დედამიწის მერიდიანულ და ეკვატორულ სიბრტყეებში, დრეიფი – საუკუნითი ვარიაციის ფოკუსების, დედამიწის მთავარი მაგნიტური ველის არადიპოლური ნაწილის და გეომაგნიტური ველის (არქეომაგნიტური მონაცემებით) ასახევენ ერთი და იგივე მოვლენას – ჩვენი პლანეტის შიგნით გარე ბირთვისა და მანტიის საზღვარზე არსებული დედამიწის მაგნიტური ველის წყაროს (ან წყაროების) განუწყვეტლივ გადაადგილებას. რამდენიმე მეთოდით დედამიწის მაგნიტური ველის წყაროს დრეიფის კომპლექსური შესწავლა ერთმანეთს ავსებს და საშუალებას გვაძლევს სრულფასოვნად გავიზაროთ მოვლენის ფიზიკური არსი.

ДРЕЙФ ПРОЕКЦИИ ГЕОМАГНИТНОЙ ОСИ – ВДОЛЬ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, В МЕРИДИОНАЛЬНОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТЯХ ЗЕМЛИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ

Чхетия А.М., Гогочури Д.Б.

Реферат

Предложенный нами метод – дрейф проекции геомагнитной оси вдоль земной поверхности, в меридиональной и экваториальной плоскостях Земли и дрейф – фокусов векового хода, недипольной части главного магнитного поля, геомагнитного поля (по археомагнитным данным) является лишь разным проявлением одного и того же явления – перемещения источника (или источников) магнитного поля Земли внутри земного шара, и эти исследования как бы дополняют друг друга.

THE DRIFT OF THE PROJECTION OF THE GEOMAGNETIC AXIS – ALONG THE EARTH SURFACE, ON THE MERIDIONEL AND EQUATORIAL PLANES OF THE EARTH FOR THE LAST 400 YEARS

Chkhetia A.M., Gogochuri D.B.

Abstract

The method offered by us-drift of the projection of geomagnetic axis-along the earth surface, on the meridional and equatorial planes of the earth, drifts-foci of the secular variations, the main earth's magnetic field of the undipole part and geomagnetic field (by the archeological data) represents one and the same phenomenon-location without a break of the spring (or springs) of the earth magnetic field inside our planet near the boundary division of the external nucleus and robe. The complex investigation of the drift of the spring of the Earth's magnetic field by the extent methods additions each other and lets us to mean fully the interpreted value of the physical nature of the phenomenon.



СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ И АНОМАЛЬНЫЙ РОСТ ЖЕСТКОЙ КОМПОНЕНТЫ КОСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Хазарадзе Н.Г., Бакрадзе Т.И., Ванишвили Г.К.

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

В наших ранних работах [1,2] сообщалось о том, что μ -мезонная компонента космических лучей (КЛ) проявляет аномалию при пересечении Землей нейтральных слоев межпланетного магнитного поля (ММП). Мы думаем, что эта аномалия не случайна и скорее всего связана с цепью процессов, сопутствующих пересечению Землей нейтральных слоев ММП. Если исходить из биполярной модели общего магнитного поля Солнца, вытянутого солнечным ветром до границ Солнечной системы, легко видеть, что поле разделено на северное и южное полушария у магнитного экватора. Физической границей раздела служит нейтральный токовый слой, который пересекается Землей примерно один раз в неделю. Пересечение нейтрального слоя на самом деле означает пересечение границ секторов ММП. При этом, во-первых, происходит поочередная смена направлений ММП, когда поле имеет направление от Солнца или наоборот, от Земли к Солнцу; во-вторых, Земля проходит через зону нейтрального слоя, где отсутствует магнитное поле и заполнено горячей плазмой, в третьих, происходит перестройка силовых линий магнитного поля Земли, связанная со сменой дня и ночи [1,2]. Помимо этого, должен происходить разогрев верхних слоев атмосферы Земли.

В работах [1,2] были выявлены аномальные суточные вариации интенсивности космических лучей. При этом, основным критерием выявления аномальных суточных вариаций была оценка отношения амплитуд A_n^T (возрастание интенсивности нейтронной компоненты на станции Токио) к амплитудам A_μ^N (возрастание интенсивности μ -мезонной компоненты на станции Нагоя): A_n^T / A_μ^N

Если взять наземные данные наблюдений КЛ с исправленным на барометрический эффект, то отношения A_n / A_μ (где A_n и A_μ - соответственно амплитуды суточных колебаний нейтронной и жесткой компонент) должны отличаться в моменты пересечения Землей нейтрального слоя ММП от значений в другие моменты, когда нейтральный слой не пересекается Землей. На рис. приведены осредненные Кри-диаграммы амплитуд первой гармоники солнечно-суточной анизотропии КЛ по данным нейтронных мониторов станций Киль (A_K), Токио (A_T) и мезонного телескопа станции Нагоя (A_n).

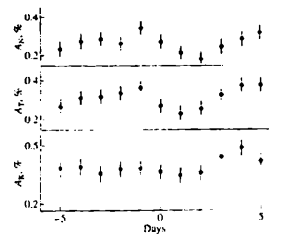


Рис. Осредненные Кри – диаграммы амплитуд первой гармоники Солнечно-суточной анизотропии КЛ по данным нейтронных мониторов станций Киль (A_K), Токио (A_T) и мезонного телескопа станции Нагоя (A_n).

Анализ проведенных исследований и данных, приведенных на графике, дают возможность сделать, по крайней мере, два заключения: а) на магнитосферные вариации, связанные с перестройкой силовых линий земного магнитного поля при смене дня и ночи, накладываются дополнительные вариации, связанные с прохождением Землей нейтральных слоев ММП, заполненных горячей плазмой; б) поскольку система нейтральных слоев секторной структуры ММП вращается вместе с Солнцем, то эффект секторной структуры ММП на Земле должен возникать даже в случае спокойного Солнца и проявляться прежде всего в наличии влияния температурного эффекта на мезонную компоненту интенсивности КЛ, из-за притока дополнительной энергии, вызывающей нагрев верхних слоев атмосферы.

Нельзя обойти вниманием факт 100%-процентного увеличения интенсивности жесткой компоненты в стратосфере над Ереваном за 30 минут до землетрясения 7 декабря 1988 г [3]. Именно в этот день Уилкокская обсерватория зарегистрировала пересечение Землей нейтрального слоя ММП. Переходы Земли из одного сектора в другой сказываются на конфигурации ее магнитосферы и часто сопровождаются магнитными субурями, но вопрос аномального роста μ -мезонной компоненты выходит за рамки как геофизики, так и астрофизики.

Поскольку родителями μ -мезонов являются « π » и «К» мезоны, то дело сводится скорее всего, к взаимодействию, (а затем распаду) ядерно-активных частиц высоких энергий с веществом. Имеется в виду взаимодействие высокоэнергичного протона с ядрами азота и кислорода, а затем спонтанный распад реальных « π^+ » и « π^0 »-мезонов на μ^+ -мезоны. Этот важный и сложный вопрос уже больше полвека находится в центре внимания физики высоких энергий и элементарных частиц. Ещё в 1950 году Джордж и Эванс на больших глубинах грунта 6000г/см^2 , на станции лондонского метро Холборн, обнаружили аномально высокое число μ -мезонов [4]. Измерения проводились также на глубинах 2000 г/см^2 и 3400 г/см^2 с помощью ядерных фотоэмульсионных детекторов двух типов Илфорд С2 и Илфорд С5. Ввиду того, что таких глубин грунта могут достигать только частицы с высокой проникающей способностью, какими являются μ -мезоны, то никаких сомнений не оставалось считать их космическими.

Однако, эти экспериментальные факты противоречат разработанной Л.И.Дорманом методу введения поправок на метеорологические эффекты, в частности, на температурный эффект [5]. Согласно Дорману, если μ -мезоны эффективно образуются на глубине атмосферы соответствующей примерно 16 км от поверхности моря, то при повышении температуры этот уровень поднимается вверх из-за расширения атмосферы. В результате этого геометрический путь удлиняется, спонтанный распад усиливается и интенсивность мюонов падает. По нашим данным, когда Земля проходит через границу сектора, наоборот, интенсивность жесткой компоненты растёт. Как объяснить это противоречие?

Наши оценки показывают, что рост интенсивности жесткой компоненты происходит за счёт обогащения спектра высокоэнергичными родителями μ -мезонов – « π » и «К» мезонами. В свою очередь, высокоэнергичные « π » и «К» мезоны могут возникать протонами зоны нейтрального слоя.

Если допустить, что при аннигиляции противоположно направленных, замороженных в плазму силовых линий магнитного поля, протоны ускоряются плазменной турбулентностью или за счет другого, скажем, бетатронного механизма до необходимых энергий, то противоречия становятся объяснимыми.

Если часть аннигиляционной энергии расходуется на разогрев верхних слоев атмосферы, в результате чего геометрический путь удлиняется, тогда высокоэнергичные родители мюонов « π^+ » и « π^0 » мезоны успевают распадаться, что приводит к обогащению потока мюонами как в нижних слоях атмосферы на уровне моря, так и под Землей в грунте. Об этом свидетельствуют выше приведенные эксперименты Джорджа и Эванса, а также ряд работ других авторов.

Литература

1. Л.Х. Шатавили, Д.И. Сихарулидзе, Н.Г. Хазарадзе, Н.Г. Тутберидзе. «Аномальные суточные вариации нейтронной и жесткой компонент космических лучей в период прохождения Землей нейтрального слоя межпланетного магнитного поля» Известия Академии Наук, Серия Физическая 1999 г. Т. 63, № 8, с. 1645-1648

2. N.G. Khazaradze et al. "Anomalous Solar-Diurnal variations in cosmic rays related to crossing of the IMF Sector Boundaries the Earth and the problem of Earthquakes" *Geomagnetism and Aeronomy*, 2007, vol 47 No 3, pp 395-398.
3. Асатрян Г.И., Асатрян Гр. А., Бабаян В.Х., Стожков Ю.И., Оганян Г.Ж. *Известия Академии Наук, Серия Физическая*, 1991 г. Т. 55, № 10, с. 1979-1983.
4. George E.P., Evans J., *Proc. Phys. Soc. A63* 1248 (2950).
5. Дорман Л.И. *Вариации галактических космических лучей*. Москва, 1975.

მზე-დღეღამური ვარიაციები და კოსმოსური გამოსხივების ხისტი კომპონენტის ანომალური ზრდა

ხაზარაძე ნ., ბაქრაძე თ., ვანიშვილი გ.

რეზიუმე

კოსმოსური სხივების მზე-დღეღამური ვარიაციების ანალიზის საფუძველზე, რომელიც დაკავშირებულია დედამიწის მიერ საპლანეტათშორისი მაგნიტური ველის (სმე) ნეიტრალური ფენის გადაკვეთასთან, განხილულია ანომალური ვარიაციის A_n/A_μ ფარდობები (სადაც A_n და A_μ -შესაბამისად ნეიტრონული და μ -მეზონური კომპონენტების ამპლიტუდებია) შედარებით ყველა სხვა მომენტებთან? როდესაც იგი არ კვეთს ნეიტრალურ ფენას.

მოცემულია μ -მეზონური კომპონენტის ანომალური ზრდის თვისობრივი ახსნა დედამიწის ნეიტრალური ფენაში გაელის დროს.

СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ И АНОМАЛЬНЫЙ РОСТ ЖЕСТКОЙ КОМПОНЕНТЫ КОСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Хазарадзе Н.Г., Бакрадзе Т.И., Ванишвили Г.К.

Реферат

На основе анализа солнечно-суточных вариаций, связанных с прохождением Землей нейтральных слоёв межпланетного магнитного поля (ММП) рассматриваются аномальные вариации методом сравнения отношений A_n/A_μ (где A_n и A_μ -соответственно амплитуды нейтронной и μ -мезонной компонент) в моменты пересечения Землей нейтральных слоёв ММП, со всеми остальными случаями, когда нейтральный слой не пересекается. Землей.

Дано качественное объяснение аномального роста μ -мезонной компоненты при пересечении нейтрального слоя.

SOLAR-DIURNAL-DIURNAL VARIATIONS AND ANOMALOUS GROWTH OF THE HARD COMPONENT OF COSMIC RADIATION

Khazaradze N.G., Bakradze T.I., Vanishvili G.K.

Abstract

The anomalous variation of cosmic rays are considered by means method of A_n/A_μ ratios comparison during the crossing the neutral layer of IMF by the Earth on the basis of analysis of solar-diurnal variations connected with the passage neutral layer of Interplanetary Magnetic Field (IMF) by the Earth (where A_n and A_μ are the amplitudes of neutron and μ -meson intensity correspondingly), when the neutral layer is not crossed by the Earth.

The qualitative explanation for the anomalous growth of μ -meson component is given during crossing of neutral layer.



О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ С ПОМОЩЬЮ НЕЙТРОННОГО СУПЕРМОНИТОРА КОСМОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. В. КОЙАВА

Хазарадзе Н.Г., Гогуа Р.И., Гвелесиани А.И., Бакрадзе Т.С.,
Ванишвили Г.К., Туския И.И.

Введение

Как известно, Солнечно-суточные вариации имеют небольшую амплитуду - в пределах нескольких десятых долей процента. Но они обладают весьма коротким периодом, равным одним земным суткам, что дает возможность за короткий промежуток времени собрать богатый статистический материал - важный элемент в деле изучения вариаций космических лучей. Однако, помимо малой амплитуды, ситуация осложняется и тем, что происходит сложное наложение одних суточных вариаций на другие. Так, например, 27 дневная вариация космических лучей, которая проявляется на всех широтах, имея амплитуду $(0.7 \pm 1.0)\%$, может настолько исказить Солнечно-суточную волну, что она будет ошибочно принята за Лунно-суточную, не говоря уже о Звездно-суточных вариациях, имеющих еще более мизерную амплитуду. Все это показывает, насколько сложен вопрос о суточных вариациях.

Тем не менее, изучение этих вариаций позволяет контролировать электромагнитное состояние магнитосферы и плазмосферы Земли, а, следовательно, дает возможность регулярно, широким фронтом проводить гелио-биологические исследования, имеющие жизненно важное значение для деятельности человека.

Если Лунно-суточная вариация космических лучей важна для изучения физики магнитосферы, то Солнечно-суточная вариация представляет большой интерес для исследования электромагнитных условий в межпланетном пространстве и, прежде всего, для получения информации о структуре регулярного магнитного поля в околоземном пространстве. Еще более ценные сведения несет в себе изучение Звездно-суточной вариации.

Уже несколько десятков лет остается открытым вопрос о существовании истинных вариаций космических лучей по звездному времени. Решение этого вопроса может дать сведения о происхождении космических лучей, т.е. об их истинных механизмах ускорения и распространения. Звездная анизотропия может быть связана либо с внегалактическим потоком космических лучей (тогда это результат вращения галактики), либо с диффузией космических лучей за пределы галактики при галактическом их происхождении. Эффект анизотропии может возникать также при неравномерном распределении источников космических лучей в Галактике или вне её. Поэтому для четкого разделения суточных вариаций нужны тщательные и тонкие исследования с использованием большого количества экспериментальных данных с учетом колебаний магнитного поля Земли.

Методика эксперимента и ожидаемые результаты.

Учет вышеперечисленных факторов приводит к необходимости поиска новых путей и возможностей проведения прецизионных измерений суточных вариаций. Необходимость проведения подобных измерений, прежде всего солнечно-суточных вариаций, продиктована рядом обстоятельств.

Имея в наличии современный 18NM64 типа супермонитор, скорость счета которого 33, а статистическая точность в 3 раза выше обычного монитора с небольшим стабильным мертвым временем, позволяет исследовать типы вариаций космических лучей со значительно большей точностью. Это дает возможность обнаружить тонкую структуру в изменениях интенсивности космических лучей, так называемые, микровариации [1].

Помимо того, что будет привлекаться возможно большое количество данных мониторов мировой сети станций, мы предлагаем своеобразный, оригинальный метод получения возможно максимальных амплитуд, которые доступны только станциями, жесткость геомагнитного порога обрезания которых составляет $4 \div 5$ Гв [2].

Совсем недавно, магнитометрическая обсерватория гор. Душети, при техническом содействии японских коллег, была оснащена современными цифровыми магнитометрами, отвечающими мировым стандартам. Поскольку эта обсерватория входит в сектор Солнечно-земных связей и расположена в 45 км от нашей обсерватории, мы решили разместить на нашем сайте, параллельно с данными нейтронного супермонитора, синхронную запись колебаний магнитного поля Земли.

Совместная работа в синхронном режиме двух обсерваторий магнитометрической и космофизической объединит наши усилия и поможет решить ряд проблем: кроме того, что появиться возможность непрерывного контролирования земной магнитосферы, по крайней мере в масштабах нашего региона, мы получаем возможность относительно точно оценивать амплитуду солнечно-суточных вариаций.

Действительно, сигнал поступающий из магнитометрической обсерватории на наш сайт, даст возможность рассчитывать реальный порог геомагнитного обрезания R_c для широты нашей обсерватории. Раньше, не имея такой возможности, регистрируемые нашим супермонитором колебания солнечно-суточных вариаций выпадали из поля рассмотрения и изучения. Теперь, когда R_c станет более реальным и динамичным во времени, мы сделаем ее пересчет, а, следовательно, пересчет амплитуды солнечно-суточной вариации для каждого момента времени. Таким образом, мы получим своеобразную предварительную фильтрацию измеряемых вариаций от внутренних колебаний магнитного поля Земли.

Особое место в изучении солнечно-суточных вариаций занимает пересечение Землей нейтральных слоев межпланетного магнитного поля (ММП). Если исходить из биполярной модели общего магнитного поля Солнца, вытянутого солнечным ветром до границ Солнечной системы легко видеть, что поле разделено на северное и южное полушария у магнитного экватора. Физической границей раздела служит нейтральный слой, который пересекается Землей примерно один раз в неделю. Прохождение Землей зоны нейтрального слоя занимает промежуток времени примерно от 10 минут до 24 часов, что приводит к искажению солнечно-суточной волны. Дело в том, что пересечение нейтрального слоя, при котором, на самом деле происходит пересечение границ секторов ММП, сопровождается сложными геофизическими процессами, требующими дальнейших детальных исследований.

Во-первых, происходит смена направлений МПП, во-вторых, Земля проходит через зону нейтрального слоя, где отсутствует магнитное поле и заполнено горячей плазмой, в третьих, происходит перестройка силовых линий магнитного поля Земли, связанная со сменой дня и ночи [3,4].

Все это неукоснительно должно отразиться на солнечно-суточной волне и, как нам кажется, даст нам возможность выявить интересные детали данной вариации.

Литература

1. Дорман Л.И. "Экспериментальные и теоретические основы астрофизики космических лучей. Москва, 1975. стр. 228-229.
2. Наскидашвили Б.Д., Шаташвили Л.Х. «Магнитосферная вариация галактических космических лучей» Известия Академии Наук, Серия Физическая 1993 г. Т. 57, № 7, с. 59-61.
3. Л.Х. Шаташвили, Д.И. Сихарулидзе, Н.Г. Хазарадзе; Н.Г. Тутберидзе. «Аномальные суточные вариации нейтронной и жесткой компонент космических лучей в период прохождения Землей нейтрального слоя межпланетного магнитного поля» Известия Академии Наук, Серия Физическая 1999 г. Т. 63, № 8, с. 1645-1648
4. N.G. Khazaradze et al. "Anomalous Solar-Diurnal variations in cosmic rays related to crossing of the IMF Sector Boundaries the Earth and the problem of Earthquakes" *Geomagnetism and Aeronomy*, 2007, vol. 47 No 3, pp 395-398.



**მზე-დღეღამური ვარიაციების შესწავლის შესაძლებლობის შესახებ
ვ. კოიავას სახ. კოსმოფიზიკური ობსერვატორიის ნეიტრონული
სუპერმონიტორის დახმარებით**

ხაზარაძე ნ., გოგუა რ., გველესიანი ა., ბაკრაძე თ., ვანიშვილი გ., ტუსკია ი.

რეზიუმე

ვ. კოიავას სახელობის კოსმოფიზიკური და ქ. დუშეთის მაგნიტური ობსერვატორიების გაერთიანებული ერთობლივი სინქრონული მუშაობის შედეგად განხილულია მზე-დღეღამური ვარიაციების ზუსტი გაზომვების ჩატარება ორიგინალური მეთოდის გამოყენებით.

**О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫХ ВАРИАЦИЙ
С ПОМОЩЬЮ НЕЙТРОННОГО СУПЕРМОНИТОРА
КОСМОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. В. КОЙАВА**

Хазарадзе Н.Г., Гогуа Р.И., Гвелесиани А.И., Бакрадзе Т.С., Ванишвили Г.К.,
Туския И.И.

Реферат.

Путем объединения усилий двух обсерваторий Космофизической обсерватории им. В. Койава и магнитметрической обсерватории г. Душети, рассмотрена возможность проведения синхронных, прецизионных измерений солнечно-суточных вариаций оригинальным методом.

**ABOUT POSSIBILITY OF INVESTIGATION OF SOLAR-DIURNAL
VARIATIONS BY MEANS OF V. KOYAVA COSMOPHYSICAL
OBSERVATORY NEUTRON SUPERMONITOR**

Khazaradze N., Gogua R., Gvelesiani A., Bakradze T., Vanishvili G., Tuskia I.

Abstract

The possibility of carrying out of synchronous, precision measurements of solar-terrestrial variations by application of original method is considered by means of unification of efforts of V. Koiava Cosmophysical and Dusheti Magnetometrical observatories.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УМЕНЬШЕНИЯ СОЛЁНОСТИ СОЛОНЦОВОЙ ПОЧВЫ

¹Сурмава А. А., ²Тугуши Н. К., ³Шавлиашвили Л. У.,
³Инцкирвели Л. Н., ¹Кухалашвили В. Г.

¹ *Институт геофизики им. Михаила Нодиа, Тбилиси, 0193, ул. Алексидзе 1.*
asurmava@yahoo.com

² *Институт почвоведения, агрохимии и мелиорации. Тбилиси, 0125, Загес.*
nelitugushi@yahoo.com

³ *Институт гидрометеорологии, Тбилиси, 0112, Д. Агмашенебели 150^б.*
nb@gv.acnet.ge

Засолённые почвы расположены в некоторых засушливых районах Восточной Грузии. Общая площадь таких земель составляет значительную территорию - около 250 тыс. га [1,2]. Засолённые почвы практически непригодны для сельскохозяйственного производства. Они характеризуются весьма низкой урожайностью. Такие почвы в большом количестве содержат токсичные вещества, которые под действием агрометеорологических и метеорологических процессов растворяются, превращаются в другие соли, фильтруются в глубину почвы или же поднимаются на поверхность земли и накапливаются в определённых частях почвы. Процессы аккумуляции и переноса солей в почве зависят от многих факторов, в том числе от климатических условий территории и агрофизических и агрохимических свойств почвы [3, 4].

В естественных природных условиях Грузии, в районах с влажным климатом, засолённых почв нет. Засолённые почвы встречаются только в Восточной Грузии, на территориях которой в результате капиллярного подъёма соляного раствора и испарения водяного пара, соль осаждается в верхней части почвы в виде кристаллических отложений. Если агрофизические свойства почвы таковы, что процесс инфильтрации преобладает над процессом капиллярного подъёма, соль должна переноситься в глубину почвы, и засоленность почвы на поверхности должна уменьшаться. Последнее предположение используется на практике для разработки методов рекультивации засолённых почв [4, 5]. В настоящее время рекультивированы около 84 тыс. га. Урожайность этих земель низкая. Поэтому разработка новых методов улучшения качества почвы имеет важное практическое значение.

Одним из таких методов является уменьшение солёности солонцовых почв путем механического внесения активного сорбента и последующего и периодического орошения почвы [5]. Схема процесса уменьшения солёности следующая. В верхний 30-40 см слой почвы вносят активный сорбент, который способствует распаду NaCl на ионы. При орошении ионы натрия связываются с молекулами воды и переносятся вместе с водой в глубинные части почвы. В результате уменьшается солёность в верхней части почвы. При этом важно, чтобы геофизические свойства почвы обеспечивали бы преобладание процесса инфильтрации над капиллярным подъёмом воды и растворенной соли.

Целью настоящей статьи является разработка математической модели вышеописанного процесса. Рассматривается активный слой почвы с толщиной 2 м. Поверхность почвы горизонтальна и физико-химические свойства почвы однородны по горизонтальным направлениям. Тогда можно рассмотреть одномерную задачу и процесс растворения соли и её инфильтрацию описать с помощью следующей системы уравнений [6, 7, 8]:

$$\frac{\partial w}{\partial t} + a(z,t) = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(w+q) \frac{\partial w}{\partial z} \right],$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \beta(z, t) = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(w+q) \frac{\partial q}{\partial z} \right] - C(q - q_{sat}), \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = C(q - q_{sat}),$$

$$\sigma = I - M + Q$$

где t - время; z - вертикальная координата, направленная с поверхности земли в глубину почвы; w - объемное содержание воды в почве; Q - объемное содержание в почве нерастворенной фракции соли; q - объемное содержание в почве растворенной фракции соли; D - коэффициент диффузии воды и растворенной фракции соли; M - объемное содержание нерастворяющейся части почвы; C - скорость растворения соли; α и β описывают инфильтрацию воды и растворенной фракции соли в почве. Их можно представить следующим образом:

$$\alpha(z, t) = \begin{cases} K_{\max} \frac{\partial w}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \geq 10^{-5} \text{ см/с} \\ \frac{w}{w+q} \frac{\partial K(w)}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \leq 10^{-5} \text{ см/с} \end{cases},$$

$$\beta(z, t) = \begin{cases} K_{\max} \frac{\partial q}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \geq 10^{-5} \text{ см/с} \\ \frac{q}{w+q} \frac{\partial K(q)}{\partial z}, & \text{когда } K_{\max} \leq 10^{-5} \text{ см/с} \end{cases},$$

где K - коэффициент фильтрации. Значения коэффициентов фильтрации и диффузии определяются с помощью выражений [7]:

$$K(x) = K_{\max} R(x), \quad D(x) = D_{\max} R(x), \quad R = \left(\frac{x - x_0}{\sigma - x_0} \right)^{3.5} \frac{v_w}{v_r}.$$

Здесь x обозначает w или q ; K_{\max} и D_{\max} являются максимальными значениями коэффициентов фильтрации и диффузии, соответственно; σ - пористость почвы; x_0 - объемное содержание связанной воды в почве; v_r - молекулярная вязкость воды и растворенной соли.

Скорость растворения соли в воде в первом приближении можно записать следующим образом:

$$C = \frac{AQ}{Tq_{sat}},$$

где $T = const$ - время, за которое достигается насыщенное состояние; A - постоянный коэффициент.

Для решения системы (1) используются следующие начальные и граничные условия:

$$w(0, z) = w_0, \quad q(0, z) = 0, \quad Q(0, z) = Q_0(z), \quad \text{когда } t = 0,$$

$$w(t, 0) = \begin{cases} w_0 + (\sigma - w_0) \sin \frac{2\pi t}{48\text{ч}}, & \text{когда } \begin{cases} 0 \leq t \leq 2 \times 24\text{ч.} \\ 30 \times 24\text{ч.} \leq t \leq 32 \times 24\text{ч.} \\ 60 \times 24 \leq t \leq 62 \times 24\text{ч.} \end{cases} \\ w_0, & \text{для остальных } t \end{cases}$$

$$\frac{\partial q(t, 0)}{\partial z} = \gamma q(t, 0) / q_{sat}, \quad \text{когда } z = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\partial q}{\partial z} = 0, \quad \text{когда } z = H.$$

система уравнений (1) с условиями (2) решается численно с помощью неявной монотонной схемы [8] на равномерной сетке. Используются следующие значения параметров [4, 5]: $H = 2$ м; $T = 1$ час;

$$q_{sat} = 0.35w; \quad \gamma = 5 \times 10^{-8} \text{ м/с}; \quad A = 0.005; \quad v_w = v_r; \quad w_0 = 0.07;$$

Табл. 1. Значения гидрофизических параметров почвы

глубина (см)	пористость почвы	остаток сухой соли, Q (г/100г)	коэффициент фильтрации, K_{max} (см/с)	коэффициент диффузии, D (см ² /с)
0-20	0.7	0.45	5×10^{-3}	10^{-7}
20-40	0.6	1.04	1×10^{-4}	10^{-7}
40-60	0.5	1,32	10^{-6}	10^{-7}
60-80	0.5	1.20	10^{-6}	10^{-7}
80-100	0.5	1.20	10^{-6}	10^{-7}
100-200	0.5	1,20	10^{-6}	10^{-7}

Численное моделирование изучаемого процесса осуществлялось в течение 90 суток. Согласно формуле (2) в течение 1-2, 31-32 и 61-62 суток почва орошалась. При этом, за первые четыре часа содержание воды на поверхности почвы достигало максимального значения (пористости почвы) и оставалось постоянным в течение 40 часов, после чего, в течение четырёх часов постепенно уменьшалось до минимального значения (объёмного содержания связанной воды). Результаты численного моделирования иллюстрируются на рис. 1- 4.

На рис. 1 показаны эпюры объёмного содержания воды для различных моментов времени. Из рис. 1а видно, что к концу первых суток верхний 40 см слой почвы полностью насыщен водой. Вода в нижний слой почвы ещё не проникла. К концу вторых суток на поверхности почвы содержание воды значительно уменьшено и оно начинает постепенно проникать в нижний 40-60 см слой почвы. К 15 суткам поверхность почвы полностью осушена и водность почвы растёт с глубиной. Максимальное водосодержание находится на уровне около 45 см. Ниже этого уровня водность резко падает. Так продолжается до тридцати первых суток. Начиная с 31 сутки, из-за повторного орошения, описанный выше процесс повторяется с периодичностью, равной тридцати суткам (Рис. 1б). Из этих рисунков можно заметить, что интенсивность инфильтрации существенно зависит от максимального значения коэффициента фильтрации. Поскольку K_{max} , ниже уровня 40 см, на один и два порядка меньше, чем значения K_{max} в верхних слоях, то проникновение воды в слой 40-60 см происходит значительно медленнее, чем в слое 0-20 см и 20-40 см. В целом получено, что за 90 суток в результате трёхразового орошения, водосодержание почвы существенно меняется лишь до глубины 80 см. Глубже отмечается только незначительное увеличение объёмного содержания воды.

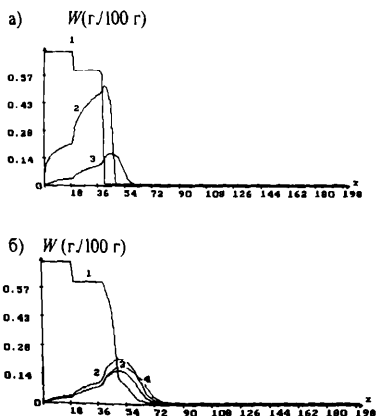


Рис. 1. Объёмное содержание воды в почве (г/100 г):

а) $t = 1, 2$ и 15 суток – эпюры 1, 2 и 3, соответственно;

б) $t = 32, 60, 75$ и 90 – эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно.

На рис. 2 показаны распределения в почве растворённой фракции соли для различных моментов времени. Из рис. 2а видно, что изменение водности почвы вызывает соответствующее влияние на содержание в почве растворённой фракции соли. В начальный момент времени концентрация растворённой соли в почве равна нулю. С орошением земли и проникновением воды в почву начинается растворение соли. В течение первых суток растворено лишь малое количество соли. Растворение соли сопровождается её инфильтрацией в почву. Поэтому, при $t = 1$ суткам концентрация растворённой соли максимальна на глубине 40 см. В последующие моменты времени значительно растёт объёмное содержание растворённой соли, положение её максимума постепенно и медленно перемещается в глубину почвы. К моменту времени $t = 90$ суткам максимальное содержание растворённой соли равно 0.3 г на 100 г почвы и оно находится на глубине 60 см.

На рис 3а, 3б показаны эпюры нерастворённой фракции соли. Из рисунка видно, что растворение происходит в тех частях почвы, куда поступила инфильтрированная вода. Уменьшение объёмного содержания нерастворённой фракции соли различно на разных уровнях почвы. Оно больше в слое 20-50 см. В целом, за период 90 суток, в верхнем 70 см слое почвы получено уменьшение объёмного содержания нерастворённой фракции соли.

На рис. 4 показаны эпюры суммарного содержания (растворенного и нерастворенного фракций) соли в почве для различных моментов времени. Из рисунков видно, что за 90 суток в верхнем 60 см слое почвы получено уменьшение суммарного содержания соли. Темп изменения объёмного содержания соли различен. В начале процесса он несколько медленный, постепенно растёт до наступления квазипериодического состояния. Неоднородно также и изменение объёмного содержания соли в зависимости от глубины почвы. В слое 0-20см объёмное содержание соли уменьшено на 0.3 (г/100 г). Максимальное уменьшение объёмного содержания соли 0.5-0.7 (г/100 г) получено в слое 20-40 см. Ниже 60 см суммарное содержание соли в почве растёт. В слое 60-80 см объёмное содержание соли увеличено на 0.07-0.25 (г/100 г), а в слое ниже 8 0 см -2 м на 0.05-0.07 (г/100 г).

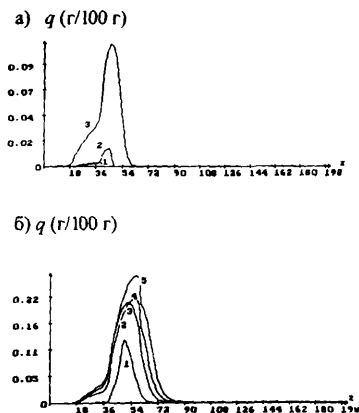


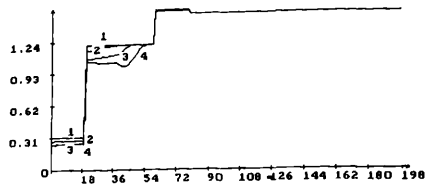
Рис. 2.

Объёмное содержание растворённой соли в почве (г/100 г):

а) $t = 1, 2$ и 15 суток – эпюры 1, 2 и 3, соответственно;

б) $t = 32, 60, 62, 75$ и 90 суток – эпюры 1, 2, 3, 4 и 5. соответственно.

a) Q (г/100 г)



b) Q (г/100 г)

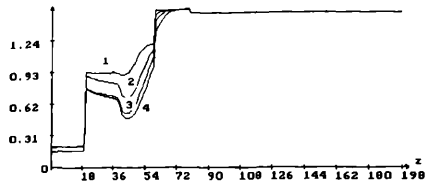


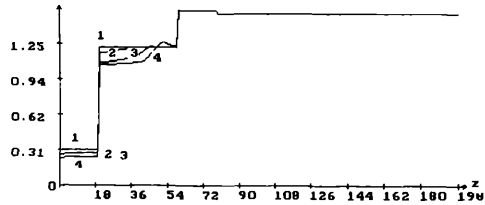
Рис. 3.

Объёмное содержание нерастворённой соли в почве (г/100 г):

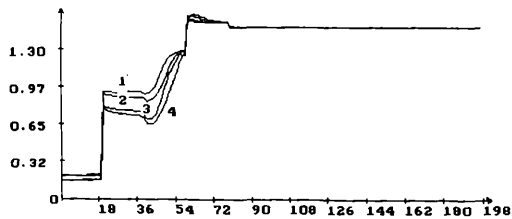
a) $t = 1, 2$ и 15 суток – эпюры 1, 2 и 3, соответственно;

б) $t = 32, 60, 75$ и 90 суток – эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно.

a) $Q+q$ (г/100 г)



б) $Q+q$ (г/100 г)



а) $Q+q$ (г/100 г)

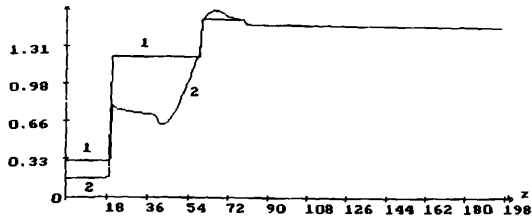


Рис. 4.

Объёмное содержание суммарной соли в почве (г/100 г):

а) $t = 0, 1, 2$ и 15 суток — эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно;

б) $t = 32, 60, 75$ и 90 суток — эпюры 1, 2, 3 и 4, соответственно.

в) $t = 0$ и 90 суток — эпюры 1 и 2, соответственно

Если сравнить результаты моделирования с данными экспериментальных измерений процесса рассоления [2, 4], то можно заметить, что они качественно весьма близки. В количественном отношении это сказать трудно, поскольку реальный процесс намного сложнее, чем предложенная модель. Кроме этого, протекание во времени процесса инфильтрации воды и растворённой фракции соли в почву, изменение во времени содержания соли в почве показывает, что математическая модель в первом приближении правильно описывает реальный геофизический и геохимический процессы. Поэтому, математическая модель требует дальнейшего усовершенствования путём уточнения геофизических и геохимических факторов: уточнения значений коэффициентов фильтрации и диффузии, определения скорости растворения соли и её кристаллизации, учёта влияния теплофизических свойств почв и растительности и др.

Литература

1. Сабашвили М. - Почвы Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1967. 372 с. (на груз. яз.).
2. Маргвелашвили Г., Тугуши Н. Агромелиоративные методы повышения урожайности засоленных и солонцовых почв аридных регионов Грузии. Периодический научный журнал «Интеллект». 2007, с. 28-31. (на груз. яз.).
3. Джорбенадзе Л. - Минерализация грунтовых вод Алазанской долины и токсичные соли на примере опорного пункта Цнори. Сборник трудов Института почвоведения, агрохимии и мелиорации им. М. Сабашвили. 2000, с. 261-267. (на груз. яз.).
4. Джорбенадзе Л. - Влияние полива на физико-химические свойства засоленных почв. Сборник трудов Института почвоведения, агрохимии и мелиорации им. М. Сабашвили. 2000, с. 295-302. (на груз. яз.).
5. Тугуши Н., Джорбенадзе Л. - Роль комплексной мелиорации в деле улучшения солонцовых почв. Материалы 7-го съезда почвоведов и агрохимиков Украины. Харьков, 2006, с. 207-210.
6. Чайлдс Э. Физические основы гидрологии почв. Л.: Гидрометеиздат. 1973. 427 с.
7. Чудновский А. Ф. — Теплофизика почв. М.: Наука. 1976. 355 с.
8. Сурмава А. А. Математическое моделирование переноса растворенного вещества в почве. Труды ЗабНИГМИ. вып. 86(93), 1988. с. 3-9.
9. Марчук Г. И. - Численные методы в прогнозе погоды. Л.: Гидрометеиздат, 1967, 356 с.



**ბიომედიკალინური ნიადაგის მარილიანობის შემცირების
რიცხვითი მოდელირება**

სურმავა ა., ტუღუში ნ., შავლიაშვილი ლ., ინჭკირველი ლ., კუხალაშვილი ვ.

რეზიუმე

ნიადაგში წყლისა და გახსნილი მარილის ინფილტრაციის განტოლებების რიცხვითი ინტეგრირების საშუალებით მოდელირდება ბიომედიკალინური ნიადაგის ზედა ფენის მარილიანობის შემცირების პრაქტიკაში გამოყენებული ერთ-ერთი მეთოდი. ნაჩვენებია, რომ მეთოდი ნიადაგის ფილტრაციის და დიფუზიის კოეფიციენტების გარკვეული მნიშვნელობებისა და 90 დღეობის განმავლობაში სამჯერადი მორწყვის შემთხვევებში იწვევს ნიადაგის ზედა 70 სმ ფენის მარილიანობის შემცირებას.

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УМЕНЬШЕНИЯ
СОЛЁНОСТИ СОЛОНЦОВОЙ ПОЧВЫ**

**Сурмава А. А., Тугуши Н. К., Шавлиашвили Л. У., Инцкирвели Л. Н.,
Кухалашвили В. Г.**

Реферат

Путем численного интегрирования уравнения инфильтрации воды и растворённой соли в почве численно моделируется используемый на практике метод уменьшения солёности в верхнем слое солонцовой почвы. Показано, что метод при определённых значениях коэффициентов инфильтрации и диффузии и трёхразового орошения за 90 суток, может уменьшить солёность в верхнем 70 см слое почвы. Растворённая соль из верхнего слоя постепенно вымывается и переносится в глубинные слои, приводя к незначительному увеличению солёности почвы ниже 70 см.

**NUMERICAL MODELING OF THE SALINITY DECREASE
OF THE SOLONETZ SOIL**

A. Surmava, N. Tugushi, L. Shavliashvili, L. Intskirveli, V. Kukhalashvili

Abstract

By numerical integration of the water and dissolved nitrite infiltration equations in the soil used on practice the method of reduction of salinity in the top layer of the solonetz ground numerically is modeled. The numerical investigation shows that the modeled method, at the certain values of coefficients of the infiltration and diffusion and at a thrice irrigation of the ground for 90 day, can decrease the salinity in the upper 70 cm layer of soil. The dissolved salt from the upper layer gradually is washed away and carried in the deep layer, leading an insignificant increase of the salinity of the ground below 70 cm.

О ВОЗМОЖНЫХ ТРАЕКТОРИЯХ ОБЛАКОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Сурмава А. А., Кварацхелия Д. У., Кухалашвили В. Г.

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

aa.surmava@yuhoo.com

Кавказский регион можно отнести к регионам с повышенным риск-фактором загрязнения окружающей среды [1, 6]. Рельеф региона сложный и специфический, следовательно, и процесс распространения загрязняющего вещества в атмосфере должен происходить особым, характерным для региона, образом. Поэтому исследования возможных путей распространения вредных выбросов в атмосферу Кавказского региона (КР) имеют важное теоретическое и практическое значение.

В настоящей статье, используя методы и модели расчёта переноса загрязнения в атмосфере [2, 3, 5, 7], построена численная модель регионального переноса пассивного загрязняющего вещества в атмосфере КР и исследованы некоторые актуальные вопросы рассматриваемой проблемы.

Уравнение, описывающее процесс распространения пассивной примеси в атмосфере, можно записать следующим образом:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + \tilde{w} \frac{\partial q}{\partial \zeta} = \mu \left(\frac{\partial^2 q}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 q}{\partial y^2} \right) + \frac{1}{\rho h^2} \frac{\partial}{\partial \zeta} \rho v \frac{\partial q}{\partial \zeta}, \quad (1)$$

где t - время; x, y и z - декартовы координаты, направленные на восток, север и вертикально вверх, соответственно; $\zeta = (z - \delta) / h$ - безразмерная вертикальная координата; $h = H - \delta$ - толщина слоя атмосферы; $H(t, x, y)$ - высота тропопаузы; $\delta(x, y)$ - высота рельефа; q - концентрация загрязняющего вещества в атмосфере; u, v, \tilde{w} - составляющие скорости ветра вдоль координатных осей x, y, ζ , соответственно; $\rho(z)$ - стандартное вертикальное распределение плотности сухого воздуха; μ и ν - коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии, соответственно. $u, v, \tilde{w}, h, \mu, \nu$ - меняющиеся во времени и пространстве функции, которые рассчитываются с помощью региональной модели развития атмосферных процессов на Кавказе [8, 9].

Начальные и краевые условия следующие:

$$\begin{aligned} q &= q_0(x, y, \zeta) \text{ при } t = 0; \\ \partial q / \partial x &= 0 \text{ при } x = 0, X; \quad \partial q / \partial y = 0 \text{ при } y = 0, Y; \\ \nu \partial q / \partial \zeta &= A|v_0|q \text{ при } \zeta = 0; \quad \partial q / \partial \zeta = 0 \text{ при } \zeta = 1. \end{aligned} \quad (2)$$

Здесь $U_0 = (u^2(t, x, y, 0) + v^2(t, x, y, 0))^{1/2}$ - скорость ветра на верхней границе приземного слоя $z = 0$. Параметр A - уменьшающаяся по высоте функция [8]. X и Y границы области решения задачи вдоль осей x и y , соответственно.

Численное интегрирование задачи (1) - (2) осуществлено на сетке с узловыми точками $26 \times 24 \times 17$. Использован метод расщепления по координатам и монотонная численная схема [4]. Шаги по горизонтальным координатам равны 50 км, по вертикальной координате - 1/17, по времени - 1 мин.

Проведена серия численных экспериментов, когда облака примеси, с начальным объёмом $(150 \times 150 \times 1,5)$ км³ и концентрацией $q = 10$ у.е.(условных единиц) в начальный момент времени образованы в пограничном слое атмосферы у западной, восточной, северной и южной границ региона и переносятся течениями, которые формируются при обтекании КР западным, восточным, северным и южным фоновыми ветрами, соответственно.

Анализ результатов моделирования показал, что если в начальный момент времени облако загрязняющего вещества находится над восточной частью Чёрного моря (у западной границы области моделирования) и фоновый ветер западный, то в течение первых 12 часов оно, как единая система, перемещается в северо-восточном направлении. В пограничном слое атмосферы облако концентрируется в окрестностях северо-восточной части Чёрного моря и юго-западного склона Главного Кавказского хребта (рис. 1). Под действием адвективного и конвективного переносов и турбулентного перемешивания оно деформируется, одновременно расширяясь в горизонтальном и вертикальном направлениях. Горизонтальная протяжённость облака максимальна на высоте $z \approx 2$ км. Здесь же максимальна и концентрация примеси ($q \approx 4,2$ у.е.), которая быстро уменьшается от центра облака к периферии. Скорость горизонтального перемещения облака загрязнения не одинакова. Она увеличивается по мере увеличения высоты. Поэтому, если за 12 часов нижняя часть облака перемещена лишь на 250-300 км, то её средняя и верхняя части за этот же промежуток времени перемещены на восток на 500 -700 км. В соответствии с этим изменяется и форма облака. В нижней части атмосферы облако загрязняющего вещества имеет округлую форму, а в средней тропосфере - продолговатую, чем-то похожую на наковальню. В последующие моменты времени форма облака загрязнения испытывает значительную деформацию. К моменту времени $t = 24$ ч нижняя часть облака задерживается над Колхидской низменностью и восточной частью Чёрного моря. Её горизонтальное сечение имеет форму круга. В средней части облако расстелено на значительной территории над Главным и Малым Кавказскими хребтами, а её горизонтальное сечение имеет эллипсоидальную форму. Неоднородно также и пространственное распределение концентраций загрязняющего вещества. Над Восточной Грузией её максимальное значение в нижнем 1-2 км слое атмосферы в 2-2,5 раза меньше, чем максимальное значение, полученное над Западной Грузией. На высоте $z = 4$ км максимальная концентрация приблизительно равна 1,3 у.е. На этой высоте максимальные значения концентраций получены в трёх областях - в окрестностях западной части Главного Кавказского хребта, Лихского хребта и в центральной части Малого Кавказского хребта. Конвективный перенос вызывает распространение вещества до больших (≈ 10 км) высот. Однако выше 7 км концентрация примеси мала.

При $t = 48$ ч облако загрязнения перемещено на восток на значительное расстояние и фактически начинает выходить из Кавказского региона. В этот момент времени, как и в $t = 24$ ч, концентрация вещества максимальна в нижнем 1-3 км слое, но она уменьшена почти в 20 раз по сравнению с её начальным значением.

На рис. 2 показаны изолинии концентрации загрязняющего вещества q и вектор скорости ветра в зональной плоскости хоз при $t = 12$ ч. Из рисунка видно, что два горных хребта (Лихский и Главный Кавказский), препятствуя распространению загрязняющего вещества, способствуют разделению цельного облака и образованию трёх ячеек внутри него. Такой характер переваливания облака загрязняющего вещества получен только в районах высоких хребтов, где высота хребта превышает 2 км. В случаях невысоких хребтов облако переваливает через хребет как единое целое образование, принимая схожую с кометой форму.

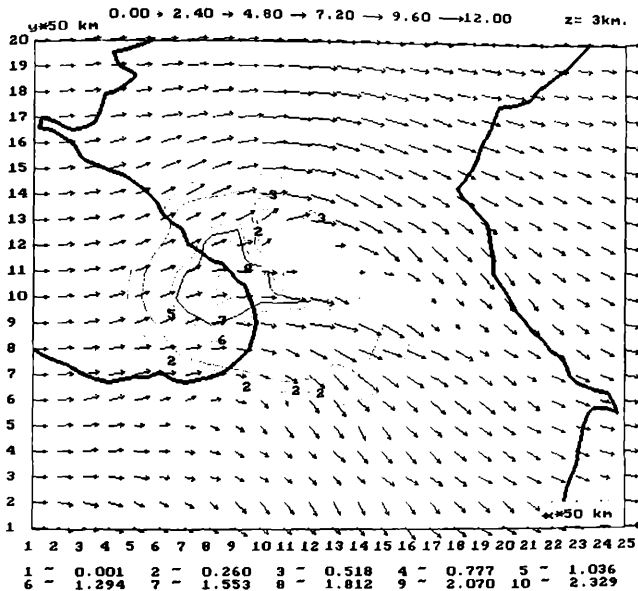


Рис.1. Изолинии концентрации q (у.е.) и вектор скорости ветра (м/с) на высоте $z = 3$ км при $t = 12$ ч.

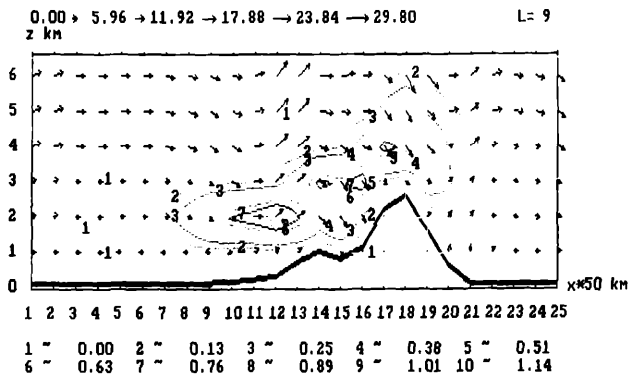


Рис. 2. Изолинии концентрации q (у.е.) и вектор скорости ветра (м/с) в плоскости xoz ($y = 9 \times 50$ км) при $t = 12$ ч.

Исследования возможных траекторий перемещения загрязняющего вещества показали, что они существенно зависят от начального положения облака. При смещении начального положения облака на север на 150 км относительно вышерассмотренного положения, существенно изменяется путь его дальнейшего распространения. Облако обходит Закавказье с северо-западной стороны, распространяясь в основном вдоль северного склона Главного Кавказского хребта. Если же

начальное положение облака находится южнее на 150 км, то картина распространения существенно иная. Верхняя часть загрязняющего облака, которая находится на высоте $z \geq 4$ км от поверхности земли, перемещается вдоль основного течения в сторону Понтийского хребта и юго-западной части Малого Кавказского хребта и в течение 48 часов выносится с территории Кавказа. Нижняя часть облака, вследствие турбулентного перемешивания и нисходящего движения в окрестностях северного склона Понтийского хребта, в течение 12 часов распространяется над юго-восточной частью Чёрного моря. В дальнейшем, при $t = 24$ ч, облако охватывает почти всю восточную часть Чёрного моря и Колхидскую низменность. Оно постепенно переваливает через Лихский хребет и распространяется над территориями, расположенными вдоль реки Куры. К моменту времени $t = 48$ ч следы загрязняющего вещества остаются в воздухе над Колхидской низменностью, Араратской долиной, Мугамской и Ширванской степями. В целом, в течение всего процесса переноса, концентрация загрязняющего вещества в пограничном слое атмосферы почти на два порядка больше, чем в верхней части тропосферы.

При моделировании процесса переноса загрязняющего вещества северным фоновым ветром получено, что облако вещества, образованное в начальный момент времени на севере Кавказа, распространяется над Закавказьем тремя основными путями. Если в начальный момент времени облако сформировано над северо-западной частью Кавказского региона, то в последующее время оно распространяется над Закавказьем, в основном обтекая и частично переваливая через западную часть Главного Кавказского хребта. На пути своего распространения загрязняющее вещество задерживается Понтийским хребтом, и в воздухе над приземным слоем атмосферы Колхидской низменности оно остаётся и после 78 часов, когда основная масса вещества уже вышла из рассматриваемой области. Качественно аналогичная картина переноса примеси получена и тогда, когда облако загрязняющего вещества в начальный момент времени находится над северо-восточной частью Кавказского региона. В этом случае оно переносится антициклоническим вихрем, обходит Главный Кавказский хребет с северо-восточной стороны, проходит над Картлийской равниной и через центральную и южную части Малого Кавказского хребта выходит из региона. Если в начальный момент времени облако загрязняющего вещества образовано севернее центральной части Кавказского региона, тогда оно, приближаясь к Главному Кавказскому хребту, делится на западное и восточное облака, каждое из которых перемещается по вышеописанной схеме.

Процесс регионального переноса загрязняющего вещества, образованного над южной частью Кавказского региона, в случае обтекания рельефа южным фоновым ветром, существенно отличается от описанного выше процесса. В этом случае, перенос загрязняющего вещества на север происходит только двумя путями. Если в начальный момент времени облако расположено к западу от середины южной границы региона, то оно обходит Малый Кавказский и Главный Кавказский хребты по часовой стрелке. Если же в начальный момент времени облако расположено в центре или к востоку от середины южной границы региона, то оно распространяется по центру и обходит Малый Кавказский и Главный Кавказский хребты против часовой стрелки. В обоих случаях получена задержка загрязнения на уровне приземного слоя атмосферы над Колхидской низменностью, Араратской долиной, Картлийской равниной, Ширванской и Мугамской степями.

Особенностью восточного переноса загрязняющего вещества является то, что в начале процесса облака, образованные над большей частью восточной границы региона, заходят над равнинами, расположенными между Малым и Главным Кавказскими хребтами. В последующее время загрязняющее вещество переносится вдоль Ширванской и Мугамской степей и через Картлийскую равнину попадает в Колхидскую низменность. Часть загрязняющего вещества распространяется также вдоль Араратской долины и приблизительно через 24 - 48 часов, переваливая через Малый Кавказский хребет, попадает на территорию Колхидской низменности. Среднее время переноса загрязнения с востока на запад в пограничном слое атмосферы составляет около 90–100 часов, а в средней тропосфере - около 48-70 часов.

С помощью рис. 3 иллюстрируются основные направления переноса центров облаков примеси в пограничном слое атмосферы в случаях существования четырёх основных типов фонового движения. Они построены путём обобщения результатов расчётов, моделирующих распространение условного загрязняющего вещества при разных начальных положениях облака загрязнения и скоростях фонового ветра. На рис. 3 стрелками показаны направления движения зон максимальных концентраций вещества в пограничном слое атмосферы.

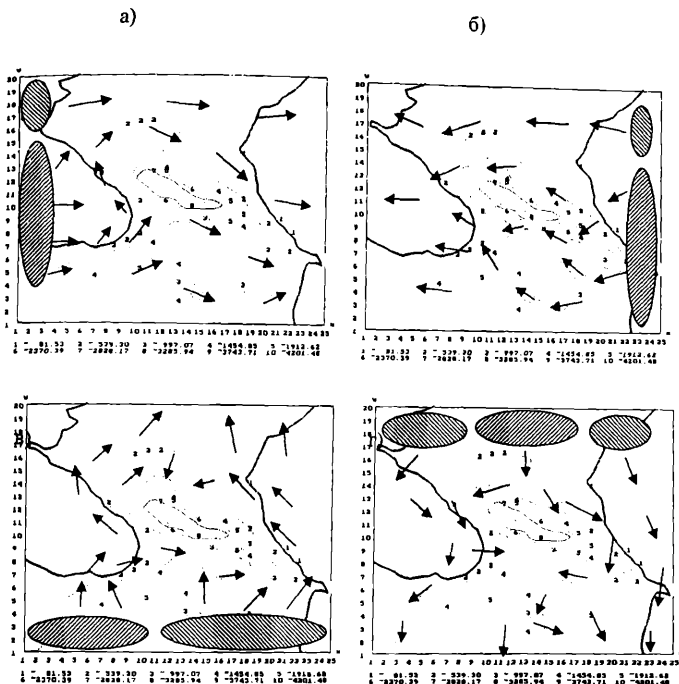


Рис. 3. Схемы перемещения зон максимальных концентраций, полученных при различных начальных положениях облаков ЗВ (тёмные эллипсоиды) в случаях: а) ~ западного; б) ~ восточного; в) ~ южного; г) ~ северного фонового ветров (изолинии показывают высоту рельефа).

Видно, что траектории их перемещения существенно зависят от начального положения облака. Зоны максимальных концентраций в окрестностях высоких орографических преград перемещаются вдоль боковых склонов хребтов. В окрестностях невысоких хребтов преобладает перетекание загрязнения через хребты. Лихский хребет играет важную роль в процессе распространения загрязнения в регионе. При северном и южном фоновых ветрах он препятствует распространению загрязнения из Западной Грузии в Восточную Грузию и наоборот. В случаях восточного и западного фонового ветров в пограничном слое атмосферы перенос загрязнения осуществляется через узкую полосу атмосферы, расположенной над Рикотским перевалом на Лихском хребте. В свободной атмосфере перенос загрязнения происходит вдоль направления фонового ветра без существенного изменения траектории движения. Приведённая схема, в общих чертах, справедлива и при других направлениях, близких к основным направлениям фонового ветра, и слабо зависит от величины скорости ветра.

Литература

1. Гуния З., Сванидзе З., Картвелишвили Л. Некоторые результаты исследования химического состава изменения атмосферы. Труды Института гидрометеорологии АН Грузии, 1998, т.101, с.174-183 (на груз. языке)
2. Берлянд М. Е. - Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1975, 348 с.

3. Марчук Г. И. - Математическое моделирование в проблеме окружающей среды.- М.: Наука, 1982, 316 с.
4. Марчук Г. И. - Численные методы в прогнозе погоды.-Л.: Гидрометеиздат, 1967, 356 с.
5. Пененко В. В, Алоян А. Е. - Модели и методы для задач охраны окружающей среды.- Новосибирск: Наука, 1985, 256 с.
6. Саралидзе Р. - Оценка выбросов производственных предприятий и автотранспорта в районах антропогенного воздействия Западной Грузии.-Труды Института гидрометеорологии АН Грузии, 2001, т. 104, с.212-218 (на груз. языке).
7. Aloian A. E, Arutinian B. O., Luzan P. I. Numerical modeling of regional and global transport and coagulation of radioactive aerosol from hypothetical accidental sources.- J. Aeros. Sci., 2000, v. 31, Suppl. 1, pp. 420-421.
8. Kordzadze A., Surmava A. A non-adiabatic model of the development of the middle scale atmosphere process above the Caucasian Region.- J. Georgian Geophys. Soc, 2001, vol. 6B, pp. 33-40.
9. Kordzadze A., Surmava A. Demetrasvili D., Kukhalashvili V., Kacharava G. Numerical modeling of air motion over the Black Sea.- J. Georgian Geophys. Soc, 2005, vol. 10B, pp. 21-27.

**კავკასიის რეგიონის ატმოსფეროში დამაბინძურებლის ღრუბლების
ბადაზღვრების შესაძლო ტრამპტორიის შესახებ**

სურმავა ა., კვარაცხელია დ., კუხალაშვილი ვ.

რეზიუმე

მინარეგის გადატანა-დიფუზიის განტოლების რიცხვითი ინტეგრირების საშუალებით გამოიკვლეულია ატმოსფეროში პასიური დამაბინძურებელი ნივთიერების შესაძლო გავრცელება კავკასიის რეგიონის ატმოსფეროატვის დამახასიათებელი ოთხი ძირითადი ტიპის ფონური დინების შემთხვევაში. მოდელირებისათვის აუცილებელი მკეროლოგიური ველების მნიშვნელობები გამოითვლიან კავკასიაში ატმოსფერული პროცესების განვითარების რეგიონალური მოდელის საშუალებით. ნაჩვენებია, რომ რეგიონის რელიეფი მნიშვნელოვან გავლენას ახდენს დამაბინძურებელი ნივთიერების გავრცელებაზე ატმოსფეროს სასაზღვრო ფენაში. შედგენილია მაქსიმალური კონცენტრაციების შესაძლო გადაადგილების სქემა დამაბინძურებელი ნივთიერების ღრუბლის სხვადასხვა საწყისი მდებარეობის შემთხვევებში.

**О ВОЗМОЖНЫХ ТРАЕКТОРИЯХ ОБЛАКОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ В
АТМОСФЕРЕ КAVKAZСКОГО РЕГИОНА**

Сурмава А. А., Кварацхелия Д. У., Кухалашвили В. Г.

Реферат

Путем численного интегрирования уравнения переноса-диффузии примеси исследуются возможные распространения пассивного загрязняющего вещества в атмосфере при четырёх, характерных для Кавказского региона типах фонового движения воздуха. Необходимые для моделирования метеорологические поля рассчитываются с помощью региональной модели развития атмосферных процессов на Кавказе. Показано, что рельеф региона существенно влияет на

перемещение загрязняющего вещества в пограничном слое атмосферы. Составлена схема возможного перемещения зон максимальных концентраций примеси при различных начальных положениях облака загрязняющего вещества.

ABOUT POSSIBLE TRAJECTORIES OF POLLUTING CLOUDS IN THE ATMOSPHERE OF THE CAUCASIAN REGION

A. Surmava, D. Kvaratskhelia, V. Kukhalashvili

Abstract

By numerical integration of the transfer-diffusion equation the possible distributions of passive polluting substance in the atmosphere for four types of background air flow characteristic for the Caucasian Region are investigated. The fields of meteorological elements necessary for modeling are calculated with the help of regional model of development of atmospheric processes on the Caucasus. It is shown that the Caucasian Region relief essentially influences on the polluting substance distribution in the atmospheric boundary layer. The scheme of possible transfer of the maximal concentration zones at various initial positions of polluting clouds is obtained.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА КАК ФАКТОРА ЧИСТОТЫ АТМОСФЕРЫ

¹Амиранашвили А.Г., ¹Матнашвили Т.Г., ¹Нодия А.Г., ²Нодия Х.А.,
¹Харчилава Д.Ф., ¹Хунджуа А.Е., ³Хуродзе Т.В., ¹Чихладзе В.А.

¹Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М.Алексидзе, 1, Avto_Amiranashvili@Excite.com

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

³Институт вычислительной математики им. Н.Мухелишвили, 0193, Тбилиси, ул. Акури, 8

Известно, что одним из важных аспектов атмосферного электричества является его биологическое действие. В индустриальных районах это действие обычно происходит вместе с негативно влияющими на организм человека промышленными загрязнениями [1,2]. В малозагрязненных районах (сельская местность, курорты, горные регионы и др.) параметры атмосферного электричества (электропроводность воздуха, концентрация легких ионов, напряженность электрического поля) во многом определяют экологическое состояние среды.

Сведения о нормах содержания легких ионов в воздухе (электропроводности воздуха ЭПВ) и их физиологическом действии на организм человека представлены в табл. 1.

Табл. 1

Санитарные нормы содержания легких ионов в воздухе (ЭПВ) и их физиологическое действие на организм человека [3-5].

Расчет ЭПВ производился при значениях средней подвижности положительных ионов – 1.4 см²/в сек , и отрицательных ионов – 1.9 см²/в сек [6] .

Концентрация легких ионов, см ⁻³ (в скобках – ЭПВ 10 ¹⁵ /ом.м)		Уровень	Физиологическое действие
Положительные	Отрицательные		
400 (9)	600 (18)	Минимально необходимый	Положительное действие, в особенности при превышениях концентрации отрицательных ионов над положительными
1500-3000 (34-67)	3000-5000 (91-152)	Оптимальный	Оптимизация кровяного давления, положительное влияние на течение болезней дыхательных органов, бронхиальной астмы, антисептическое действие и др.
50000 (1120)	50000 (1520)	Максимальный	Отрицательная реакция организма
Менее 300 (7)	Менее 300 (9)	Меньше минимального	Усталость, ослабление внимания, замедление реакций, ухудшение памяти, головная боль, нарушение режима кровяного давления и др.

В условиях хорошей погоды в городском воздухе концентрация легких ионов составляет примерно 500 см⁻³, а в сельской местности – 1000 см⁻³. Таким образом с биологической точки зрения условия в городе и сельской местности совершенно различны [7]. Обычно изменение концентрации легких ионов опережает по времени изменение метеорологических условий. Самочувствие человека

зависит от соотношения между количеством положительных и отрицательных ионов в единице объема воздуха. Заводские дымовые выбросы вызывают уменьшение количества отрицательных ионов. Вентиляция в помещениях вызывает уменьшение количества положительных ионов, не уменьшая концентрацию отрицательных ионов [8].

Значительное снижение суммарной проводимости воздуха информирует организм о возможном формировании погодных условий с гипоксическим эффектом, проявляющимся в организме углублением симптомов хронической кислородной недостаточности (жалобы на общую слабость, повышенную утомляемость, одышку, сердцебиение, снижение артериального давления, ухудшение функций дыхания и кровообращения и др.). Такие изменения атмосферного электричества наиболее часто наблюдаются перед установлением циклона, при приближении теплого атмосферного фронта или фронта окклюзии по типу теплого фронта.

По данным скорой медицинской помощи г. Ленинграда за три года, характеризующихся аномальными значениями атмосферного электричества, было выявлено, что в годы, а также отдельные месяцы с высоким значением градиента потенциала и низким уровнем суммарной электропроводности воздуха количество вызовов скорой медицинской помощи, особенно по поводу инфаркта миокарда, резко возрастает. В тех случаях, когда формированию метеопатических эффектов атмосферы предшествовали значительные колебания атмосферного электричества, отмечались наиболее выраженные патологические реакции, особенно у метеочувствительных больных [9].

Эти результаты подтверждаются в опытах на животных, в которых было установлено, что электрические поля, аналогичные полям, наблюдавшимся при грозах, вызывают урежение ритма сердца, смещение или элиминацию сегмента $-T$, деформацию зубцов T и R , нарушение проводимости [10].

Таким образом, можно сделать вывод о необходимости учета атмосферно-электрических параметров при медицинском прогнозе погоды. Это весьма актуально для Грузии, где с 1992 года помимо уменьшения количества станций по мониторингу загрязнений, уменьшилось число контролируемых ингредиентов, объем данных измерений, ухудшилось качество информации об уровнях загрязнения атмосферы [11], в том числе и его электрического состояния.

В данной работе представлены результаты исследования изменчивости среднемесячных значений электропроводности воздуха, как фактора чистоты атмосферы и оценки ее влияния на здоровье людей.

В табл.2. представлены статистические характеристики среднемесячных значений положительной электропроводности воздуха в Душети в 1966-1990 гг. Среднее (*Mean*) значение $ЭПВ(+)$ меняется от $13.5 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в феврале до $20.9 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в августе и сентябре. Вариационный размах (*Interv*) от $8.0 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в январе и феврале до $14.0 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в июле; медиана (*Median*) от $13.0 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в феврале до $22.0 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в августе и сентябре; стандартное отклонение (*St Dev*), коэффициент вариации (*Cv*) и стандартная ошибка (σ_m) в указанные месяцы варьируют соответственно: $(1.98 - 3.41) \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$; $(12.4 - 18.1) \%$ и $(0.40 - 0.70) \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$.

Коэффициент асимметрии (*As*) меняется от -0.83 в августе до 0.96 в январе, коэффициент эксцесса (*K*) – от -1.23 в феврале до 0.96 в августе. Абсолютные значения рассчитанных коэффициентов асимметрии и эксцесса меньше утроенных теоретических значений их стандартных отклонений. Соответственно в генеральной совокупности функции распределения среднемесячных значений $ЭПВ(+)$ близки к нормальным.

Стандартная ошибка среднемесячных значений $ЭПВ(+)$ меняется от $\pm 0.48 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в декабре до $\pm 2.26 \cdot 10^{15}/\text{ом} \cdot \text{м}$ в августе. Относительная стандартная ошибка (σ_m/Mean) принимает значения от 2.5% в декабре до 3.7% в феврале и марте.

В этой же таблице представлены значения параметров устойчивости указанных временных рядов $ЭПВ(+)$. Коэффициент линейной корреляции (*R*) между значениями $ЭПВ(+)$ и годами меняется от -0.21 в декабре до -0.83 в августе. Значения коэффициента автокорреляции (*Ra*) при лаге 1 год положительны и принимают значения от 0.03 в феврале (незначимая величина) до 0.85 в августе. Таким образом, во всех указанных временных рядах $ЭПВ(+)$ имеются признаки неслучайности и автокоррелированности.

Статистические характеристики среднемесячных значений положительной электропроводности воздуха ($10^{15}/\text{ом}\cdot\text{м}$) в Душети в 1966-1990 гг и их стандартные ошибки без учета (σ_m) и с учетом (σ_{ma}) автокорреляции в рядах наблюдений.

Уравнение регрессии вида: $\text{ЭПВ}(+) = a \cdot X + b$

Параметр	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Mean	14.8	13.5	15.2	17.9	18.7	18.4	19.5	20.9	20.9	19.8	18.2	16.0
Min	12	10	10	14	13	13	12	13	15	15	15	12
Max	20	18	20	23	23	23	26	26	28	24	24	21
Interv	8	8	10	9	10	10	14	13	13	9	9	9
Median	14	13	15	19	19	19	20	22	22	20	18	16
Mode	13	16	18	19	19	20	20	22	22	22	17	17
St Dev	2.29	2.42	2.76	2.47	2.98	3.03	3.33	3.16	3.41	2.48	2.49	1.98
σ_m	0.47	0.49	0.56	0.50	0.61	0.62	0.68	0.65	0.70	0.51	0.51	0.40
C, (%)	15.4	17.9	18.1	13.8	15.9	16.4	17.1	15.1	16.3	12.5	13.6	12.4
As	0.96	0.09	-0.06	0.17	-0.27	-0.33	-0.03	-0.83	-0.26	-0.34	0.80	0.21
K	-0.23	-1.23	-0.81	-0.76	-1.02	-1.06	0.18	0.96	-0.53	-0.43	0.01	0.76
Count	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25
R	-0.22	-0.37	-0.54	-0.63	-0.55	-0.68	-0.69	-0.83	-0.73	-0.77	-0.46	-0.21
Ra, L=l	0.14	0.03	0.25	0.55	0.34	0.48	0.50	0.85	0.70	0.59	0.19	0.16
σ_{ma}	0.54	0.51	0.73	0.94	0.86	1.04	1.18	2.26	1.65	0.99	0.62	0.48
σ_m/Mean (%)	3.1	3.7	3.7	2.8	3.2	3.4	3.5	3.1	3.3	2.6	2.8	2.5
σ_{ma}/Mean (%)	3.6	3.8	4.8	5.2	4.6	5.6	6.0	10.8	7.9	5.0	3.4	3.0
K_{lv}	2.2	2.2	1.9	1.4	1.74	1.76	1.67	0.8	1.24	1.86	1.88	2.36
a	-0.067	-0.123	-0.202	-0.212	-0.221	-0.280	-0.312	-0.355	-0.338	-0.261	-0.156	-0.056
68%(+/-)	0.064	0.065	0.067	0.055	0.072	0.064	0.069	0.051	0.067	0.045	0.064	0.056
b	15.71	15.08	17.87	20.64	21.59	22.08	23.58	25.54	25.28	23.19	20.27	16.73
68%(+/-)	0.96	0.96	0.99	0.82	1.07	0.95	1.03	0.76	1.00	0.67	0.94	0.83

Стандартная ошибка среднемесячных значений $\text{ЭПВ}(+)$ с учетом автокорреляции в ряде наблюдений при лаге 1 год меняется от $0.48 \cdot 10^{15}/\text{ом}\cdot\text{м}$ в декабре до $2.26 \cdot 10^{15}/\text{ом}\cdot\text{м}$ в августе. Относительная стандартная ошибка значений $\text{ЭПВ}(+)$ с учетом автокорреляции меняется от 3.0% в декабре до 10.8% в августе. Таким образом учет автокорреляции в рядах наблюдений за среднемесячными значениями $\text{ЭПВ}(+)$ существенно расширяет диапазон их стандартной ошибки.

Временной ход среднемесячных значений $\text{ЭПВ}(+)$ в 1966-1990 гг удовлетворительно аппроксимируется линейным уравнением (соответствующие значения коэффициентов уравнений линейной регрессии и критерия Дарбина-Уотсона K_{lv} представлены в табл. 2). Как показывает анализ, существенной разницы в значениях и динамике изменчивости $\text{ЭПВ}(+)$ и $\text{ЭПВ}(-)$ нет.

Уменьшение значений ЭПВ(+) в Душети в 1990 г. по сравнению с 1966 г. составило: в январе 10.3 %, в феврале – 19.7 %, в марте – 27.4 %, в апреле – 24.9 %, в мае – 24.8 %, в июне – 30.8 %, в июле – 32.2 %, в августе – 33.8 %, в сентябре – 32.5 %, в октябре – 27.3 %, в ноябре – 18.6 % и в декабре – 8.1 %. Скорость уменьшения в год ЭПВ(+) по отношению к ее среднему значению за весь период наблюдений составляет: в январе 0.45 %, в феврале – 0.91 %, в марте – 1.33 %, в апреле – 1.18 %, в мае – 1.18 %, в июне – 1.52 %, в июле – 1.60 %, в августе – 1.70 %, в сентябре – 1.62 %, в октябре – 1.32 %, в ноябре – 0.86 % и в декабре – 0.35 %. Таким образом, наибольшая скорость убывания положительной электропроводности воздуха в 1966-1990 гг отмечалась в августе, а наименьшая – в декабре.

Для всех месяцев в исследуемый период значение положительной электропроводности воздуха было выше минимально необходимого для здоровья человека. Этого не скажешь для отрицательной электропроводности, которая для зимних, весенних и осенних месяцев в большинстве случаев была меньше минимально необходимого для здоровья человека уровня, и со временем происходило ухудшение экологической ситуации. Это наглядно следует из табл. 3, в которой представлены данные об изменчивости средних месячных и сезонных значений ЭПВ в 1981-1990 гг по сравнению с 1966-1975 гг, а также доле ЭПВ, ниже минимально необходимых для здоровья человека (здесь и в следующих табл. α – уровень значимости, t – критерий Стьюдента, R^2 – коэффициент детерминации).

Как следует из этой табл., во второй период времени, по сравнению с первым, средняя положительная электропроводность воздуха незначимо изменилась лишь в январе и декабре. Для всех остальных месяцев произошло уменьшение ЭПВ(+). То же самое можно сказать и для отрицательной электропроводности, так как коэффициент униполярности близок к единице. По среднесезонным данным незначимое уменьшение отмечается лишь для ЭПВ(-). Для всех остальных сезонов наблюдается уменьшение ЭПВ(+) и ЭПВ(-).

Эта же табл. наглядно демонстрирует ухудшение качества воздуха в Душети в 1981-1990 гг по сравнению с 1966-1975 гг. Особенно это проявляется для весенних, летних и осенних месяцев. Так, в первый период времени весной доля среднесезонных значений ЭПВ(-) ниже минимально необходимых для здоровья человека составляла 26.7 %, а во второй период стала – 73.3 %. Летом в первый период качество воздуха по ЭПВ(-) было нормальным, а во второй период доля среднесезонных значений ЭПВ(-) ниже минимально необходимых для здоровья человека стала 46.7 %. Осенью эта доля возросла с 3.3 % в первое десятилетие до 63.3 % - во второе. Зимой качество воздуха практически не изменилось, как было плохим, так и осталось (указанная доля в первый и второй периоды составляла 87 % и 90 % соответственно).

Оценим роль ЭПВ как экологического фактора в условиях г. Тбилиси. В целом экологическое состояние атмосферы г.Тбилиси за последние 40 лет, согласно [1 - 3, 11 - 14], крайне неблагоприятно. Так, например, в советское время, когда с полной нагрузкой работали промышленные предприятия и транспорт (1980 - 1990 гг.), средние годовые значения загрязнителей в воздухе были: пыли – 0.3 – 0.6 мг/м³, NO₂ – 0.061 – 0.18 мг/м³, NO – 0.03 – 0.04 мг/м³, озона – 0.028 мг/м³ (средняя суточная) и 0.038 мг/м³ (по 15-ти часовым данным) [1]. Уже в середине 60-х годов концентрация лёгких ионов в воздухе была ниже минимально необходимого уровня и составляла 150 см⁻³ [15]. Естественно, это оказывало негативное воздействие на здоровье человека

Однако, следует отметить, что на состояние здоровья людей, помимо загрязнений воздуха, действует целый комплекс метео-геофизических факторов. Вполне понятно, что при фотохимических смогах воздействие загрязнений на организм человека имеет экстремальный характер. Однако, не менее интересен вопрос эффекта уровня загрязненности воздуха (в том числе и электропроводности воздуха) на здоровье людей в общем, по сравнению с другими негативными факторами.

Табл. 3

Изменчивость средних месячных и сезонных значений электропроводности воздуха в Душети ($10^{12}/\text{ом}\cdot\text{м}$) в 1981-1990 гг по сравнению с 1966-1975 гг.

Месяц, Сезон	Параметр	Mean	StDev	Mean	StDev	α по критерию t
		1966-1975	1966-1975	1981-1990	1981-1990	
1	ЭПВ(+)	15.6	2.46	14.7	2.31	Незнач.
2	ЭПВ(+)	14.5	2.17	12.5	2.59	0.05



3	ЭПВ(+)	17	2.21	13.6	2.88	0.05
4	ЭПВ(+)	19.6	2.12	16.1	2.02	0.01
5	ЭПВ(+)	20.8	2.04	17	3.20	0.01
6	ЭПВ(+)	21	0.94	16.4	3.27	0.01
7	ЭПВ(+)	22.1	2.02	17.4	3.47	0.01
8	ЭПВ(+)	23.4	1.58	18.1	2.69	0.01
9	ЭПВ(+)	23.5	1.90	18	3.16	0.01
10	ЭПВ(+)	21.9	1.37	17.7	2.00	0.01
11	ЭПВ(+)	19.7	2.16	17.3	2.63	0.05
12	ЭПВ(+)	16.4	1.90	15.6	2.50	Незнач.
Зима	ЭПВ(+)	15.5	2.26	14.3	2.73	0.05
Зима	ЭПВ(-)	14.5	2.86	13.9	2.72	Незнач.
Весна	ЭПВ(+)	19.1	2.61	15.6	3.02	0.01
Весна	ЭПВ(-)	19.0	2.82	16.1	3.19	0.01
Лето	ЭПВ(+)	22.2	1.82	17.3	3.13	0.01
Лето	ЭПВ(-)	22.4	2.08	17.6	3.11	0.01
Осень	ЭПВ(+)	21.7	2.38	17.7	2.56	0.01
Осень	ЭПВ(-)	21.5	2.58	17.3	2.57	0.01
Доля среднемесячных значений электропроводности воздуха ниже минимально необходимых для здоровья человека (%)						
Сезон	Параметр	1966-1975		1981-1990		
Зима	ЭПВ(-)	87		90		
Весна	ЭПВ(-)	26.7		73.3		
Лето	ЭПВ(-)	0		46.7		
Осень	ЭПВ(-)	3.3		63.3		

С целью проведения такого исследования нами был проведен многомерный линейный корреляционный и регрессионный анализ по среднемесячным данным о декадной смертности на 1 млн жителей населения г. Тбилиси (Y) в сравнении со следующими параметрами для периода 1980-1990 гг.: температура воздуха (T), скорость ветра (V), относительная влажность воздуха (U), отрицательная электропроводность воздуха (напомним, что в Тбилиси электропроводность воздуха, как и уровень загрязненности воздуха), пропорциональны данным в Душети [16]), количество магнитных бурь (MSN), продолжительность магнитных бурь (MSD), числа Вольфа (WN), концентрация приземного озона на 15 час (SOC).

В табл. 4 представлены статистические характеристики указанных выше параметров для холодного и теплого периодов года, а также значения коэффициентов линейной корреляции между Y и $T, V, U, ЭПВ(-), MSN, MSD, WN, SOC$.

Табл. 4

Статистические характеристики значений $T, V, U, ЭПВ(-), MSN, MSD, WN, SOC$ и Y в Тбилиси в 1980-1990 гг для холодного и теплого периодов года, а также значения коэффициентов линейной корреляции между ними и Y .

Параметр	T °C	V м/сек	U %	$ЭПВ(-)$ 10^{-15} /ом·м	MSN	MSD час	WN	SOC мкг/м ³	Y
Холодное полугодие									
<i>Mean</i>	6.8	0.8	68.6	14.8	3.7	145.0	84.4	28.1	112.7
<i>Min</i>	1	0.1	51	10	0	0	2.4	3	78.9
<i>Max</i>	15.4	1.9	77	20	9	498	179.2	62	142.0
<i>Interv</i>	14.4	1.8	26	10	9	498	176.8	59	63.1
<i>St Dev</i>	4.03	0.43	5.29	2.65	2.05	110.41	65.66	13.25	15.4
<i>Count</i>	47	47	47	47	47	47	47	47	47
<i>R</i>	-0.42	0.36	-0.44	-0.63	0.05	0.04	0.27	0.21	1
<i>α не хуже</i>	0.001	0.005	0.001	0.001	незнач	незнач	0.05	0.15	
Теплое полугодие									
<i>Mean</i>	19.9	1.0	60.9	17.3	3.3	121.6	76.1	50.0	94.4
<i>Min</i>	10.7	0.4	52	13	1	16	1.1	27	72.2
<i>Max</i>	26.5	1.5	71	24	6	358	196.2	69	131.0
<i>Interv</i>	15.8	1.1	19	11	5	342	195.1	42	58.8
<i>St Dev</i>	4.26	0.30	4.34	2.89	1.70	87.39	58.39	10.30	13.26
<i>Count</i>	43	43	43	43	43	43	43	43	43
<i>R</i>	-0.53	-0.07	0.12	-0.17	0.12	0.17	0.15	0.19	1
<i>α не хуже</i>	0.001	незнач	незнач	0.2	незнач	0.2	0.3	0.15	

В табл. 5 представлены коэффициенты уравнений множественной линейной регрессии $Y = a(i) \cdot X(i) + b$ для холодного и теплого периодов года, а также значения доли каждого в отдельности параметра $X(i)$ в изменчивости Y в пределах вариационного размаха и стандартного отклонения при неизменности других параметров.

Табл. 5

Коэффициенты уравнения множественной регрессии $Y = a(i) \cdot X(i) + b$ и значения доли каждого в отдельности параметра $X(i)$ в изменчивости Y в пределах вариационного размаха и стандартного отклонения при неизменности других параметров.

Метео-геофизические параметры	Значения коэффициентов $a(i)$	68% (+/-)	95% (+/-)	Доля $X(i)$ в пределах вариационного размаха, %	Доля $X(i)$ в пределах станд. откл., %
$X(i)$	Холодное полугодие				
T	-0.89	0.69	1.39	11.4	6.4
V	-1.74	6.23	12.52	2.8	1.3

<i>U</i>	-0.45	0.55	1.10	10.4	4.2
<i>ЭПВ(-)</i>	-2.63	1.03	2.07	23.3	12.3
<i>MSN</i>	0.78	1.35	2.71	6.2	2.85
<i>MSD</i>	-0.03	0.02	0.05	11.5	5.1
<i>WN</i>	0.05	0.03	0.07	7.2	5.3
<i>SOC</i>	0.14	0.19	0.39	7.4	3.3
<i>b</i>	183.03	41.20	82.77		
R^2 , α не хуже 0.05	0.41				
<i>X(i)</i>	Теплое полугодие				
<i>T</i>	-1.94	0.54	1.09	32.4	17.5
<i>У</i>	-11.79	7.77	15.64	13.7	7.4
<i>U</i>	-0.68	0.55	1.10	13.6	6.2
<i>ЭПВ(-)</i>	0.25	0.91	1.83	2.9	1.6
<i>MSN</i>	1.03	2.17	4.37	5.5	3.7
<i>MSD</i>	-0.02	0.04	0.08	8.0	4.1
<i>WN</i>	0.07	0.05	0.10	15.4	9.2
<i>SOC</i>	0.14	0.20	0.40	6.2	3.0
<i>b</i>	168.17	43.54	87.68		
R^2 , α не хуже 0.05	0.38				

Не вдаваясь в подробности анализа табл. 5 отметим, что наибольшую роль в вариациях *У* в холодное полугодие играют вариации электропроводности воздуха (или числа легких ионов в воздухе) – 23.3%. Negативный вклад *SOC* в вариациях смертности населения г. Тбилиси в холодное полугодие (7.4%) соизмерим с вкладом таких метеогеофизических факторов, как температура воздуха (11.4%), относительная влажность воздуха (10.4%), количество и продолжительность магнитных бурь (6.2 % и 11.5% соответственно), числа Вольфа (7.2%). Вклад вариаций скорости ветра в изменчивость *У* незначителен (2.8%).

В теплое полугодие вклад вариаций электропроводности воздуха в изменчивость *У* незначителен (2.9 %). Вклад изменчивости *SOC* в вариации *У* (6.2%) соизмерим с вкладами количества и продолжительности магнитных бурь (5.5 % и 8.0% соответственно). Наибольшую роль в вариациях *У* 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).

Следует обратить внимание на то, что вышеуказанный анализ был проведен для периода, когда система здравоохранения в стране функционировала более-менее эффективно. В настоящее время медицинское обслуживание для большей части населения практически не существует. Поэтому особое внимание следует уделить вопросам профилактической медицины. В связи с указанным, считаем целесообразным проведение в г. Тбилиси практических работ по мониторингу электропроводности воздуха (или содержания в воздухе легких ионов) совместно с мониторингом других, негативно влияющих на здоровье людей метео-геофизических факторов, и по проведению профилактических мероприятий по снижению негативных эффектов этих явлений .

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, 128 p.
2. Amiranashvili V.A., Tavartkiladze K.A., Chlaidze T.I. - Atmospheric Pollution in Georgia and Its Influence on Human Health. Proceedings Dedicated to the 150-the Anniversary of Tbilisi Geophysical Observatory, "Metsniereba", Tbilisi, 1997, 120-128.
3. ამირანაშვილი ა., ამირანაშვილი ვ., დავითიშვილი ა., ნოდია ა., ხარჩილავა ჯ., ჩხილაძე ე., ჭვადიკაძე ლ. – ქ. თბილისის ატმოსფეროს ფოტოქიმიური სმოგი და მისი გავლენა ადამიანის ჯანმრთელობაზე, ქ. თბილისის ეკოლოგიური პრობლემები, ქ. თბილისის მერიის გარემოს დაცვისა და ბუნებრივი რესურსების რეგულირების კომიტეტი, თბილისი, 2002, გვ. 147-152.
4. Амиранашвили А., Джишкარიани Д., Нодия А., Таташидзе З., Сепиашвили Р. – Содержание аэроионов и естественная радиоактивность воздуха в Цхалтубской пещере, АН Грузии, Тбилиси, 1994, 53 с.
5. СНИП № 2152-80.
6. Брикар Дж. – Влияние радиоактивности и загрязнений на элементы атмосферного электричества, Сб. Проблемы атмосферного электричества, Л., Гидрометеоздат, 1969, с. 68-105.
7. Ferrara R., Tonna G. – Influenza Dell' Inquinamento Atmosferico Sui Parametri Elettrici, Atti. Assoc. Geofis. Ital., 1967(1968), pp. 475-480.
8. Jura Z., Niziol B., Schiffer Z., Zakrocki Z. – Proba Okreslenia Wplywu Zmian Barycznych na Jonizacje Powietrza, Wplyw Czynnkow Meteorol. Na Organizm Ludzi I Zwierzat, Wroclaw, 1977, pp. 5-16.
9. Овчарова В.Ф. – Использование основных параметров атмосферного электричества в медико-метеорологическом прогнозировании, Атмосферное электричество. Тр. Всес. Симп., Л., Гидрометеоздат, 1984, с. 89-91.
10. Amiranashvili A.G., Chikladze V.A., Tvilidiანი Д.Д., Чლაიძე Т.И., Маглакелидзе М.А. – Моделирование влияния электрического поля гроз на сердце, Третий Всесоюз. Симп. по атмосферному электричеству, Тарту, 29-31 октября 1986 г., тезисы докл., Тарту, 1986, с. 290.
11. სარალიძე რ., ოდიკაძე ნ., ცქვიტინიძე ლ. – საქართველოს ინტენსიური ანთროპოგენური ზემოქმედების რაიონებში ატმოსფეროს გააქტივების მონიტორინგის ქსელის მოქმედების შეფასება. ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, ISSN 1512-0902, ტ. 104, 2001, გვ. 219-226.
12. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Kirkitadze D.D, Tavartkiladze K.A. - Some Results of Investigation of Variations of the Atmospheric Aerosol Optical Depth in Tbilisi , Proc. 16th Int. Conf. on Nucleation&Atmospheric Aerosols, Kyoto, Japan, 26-30 July 2004, pp. 416-419 .
13. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Gogua P.A., Matiashvili T.G., Nodia A.G., Kharchilava J.F., Khundjua A.T., Chikladze V.A., Tavartkiladze K.A., Gabedava V.A. – 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”, Кисловодск, 21-24 апреля 2003, с. 74-76.
14. Гуния Г.С. – Вопросы мониторинга загрязнения атмосферного воздуха на территории Грузинской ССР, Л., Гидрометеоздат, 1985, 84 с.
15. ამირანაშვილი ა., კალაიჯევა ლ., ხუნჯუა ა., ვაჩნაძე ჯ. – დუშეთში პაერის ელექტროგამტარებლობის გამოკვლევის ზოგიერთი შედეგები , ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის შრომები, 1997 1512-0902, ტ. 108, 2002, გვ. 72-78.
16. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Kkalajeva L.L., Karauli N.D., Khunjua A.T., Nodia A.G., Vachnadze J.I. – Characteristics of Air Conductivity in Dusheti, Proc. 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Versailles, France, 9-13 June , vol.1, 2003, pp. 353-356.

**ჰაერის ელექტროგამტარობის ცვალებადობა, როგორც
ატმოსფეროს სისუფთავის ფაქტორის**

ამირანაშვილი ა., მათიაშვილი თ., ნოდია ა., ნოდია ხ., ხარჩილავა ჯ.,
ხუნჯუა ა., ხუროძე თ., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

მატარებელია ჰაერის ელექტროგამტარობის საშუალო თვიური მნიშვნელობების, როგორც ატმოსფეროს სისუფთავის ფაქტორის, ცვალებადობის გამოკვლევა და შეფასებულია მისი გავლენა ადამიანის ჯანმრთელობაზე.

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА, КАК
ФАКТОРА ЧИСТОТЫ АТМОСФЕРЫ**

**Амиранашвили А.Г., Матиашвили Т.Г., Нодия А.Г., Нодия Х.А.,
Харчилава Д.Ф., Хунджа А.Е., Хуродзе Т.В., Чихладзе В.А.**

Реферат

Проведено исследование изменчивости среднемесячных значений электропроводности воздуха как фактора чистоты атмосферы и оценено ее влияние на здоровье людей.

**AIR ELECTRICAL CONDUCTIVITY CHANGEABILITY AS THE FACTOR
OF ATMOSPHERE PURITY**

**Amiranashvili A., Matiashvili T., Nodia A., Nodia Kh.,
Kharchilava J., Khunjua A., Khurodze T., Chikhladze V.**

Abstract

A study of the changeability of the monthly average values of air electrical conductivity as the factor of the purity of the atmosphere is carried out and its influence on the health of people is evaluated.

СВЯЗЬ ПОЧВЕННОГО РАДОНА И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Амиранашвили А.Г. Матиашвили Т.Г., Нодия А.Г.,
Хунджа А.Е., Чихладзе В.А.

Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М.Александровского, 1, Avto_Amiranashvili@Excite.com

В данной работе рассмотрены эффекты землетрясений в изменчивости одного из основных источников ионизации воздуха – почвенного радона, обуславливающего его содержание в атмосфере, а также электропроводности воздуха в условиях Грузии.

Известно, что основной формой передвижения радона в гидро- и литосфере является миграция радона в воде. Растворенный радон является уникальным индикатором геохимических и геологических процессов. Значительна роль растворённого и почвенного радона как предвестника землетрясений.

Источником радона в подземных водах и почве являются горные породы, содержащие радиоактивные элементы. Поэтому концентрация радона в водах зависит от концентрации материнских элементов в горных породах, омываемых ими, коэффициента эманирования, пористости или трещиноватости горных пород и скорости движения воды (расхода потока). Рыхлые или трещиноватые породы характеризуются повышенной концентрацией радона (зоны тектонических нарушений, кора выветривания и т. д.).

Подземные воды трещиноватых массивов кислых кристаллических пород обычно отличаются наиболее высокой концентрацией радона, достигающей 500 Бк/л и выше. Значительно ниже концентрация радона в водах основных изверженных пород. Трещинные воды известняков, песчаников, сланцев обычно имеют концентрацию радона в пределах 10-100 Бк/л. Однако в отдельных случаях и в этих породах могут встречаться повышенные концентрации радона. Подземные воды в горизонтах грунтовых вод имеют более низкую концентрацию радона, составляющую обычно менее 50 Бк/л. В поверхностных водах концентрация радона обычно не превышает 2-5 Бк/л, главным образом из-за того, что радон имеет время для распада в течение существования воды в поверхностных условиях и эманирования.

Большие возможности открываются при использовании радона в качестве геохимического показателя, что связано с особенностями его гидрогеохимии, соотношением изотопов и условиями миграции. Это позволяет использовать радон при оценке масштабов водообмена, решении вопросов взаимодействия подземных и поверхностных вод, установления интенсивностей инфильтрационного питания. Радон может помочь и при выявлении характера трещиноватости, распространения разломов, глубины их заложения. Существенна роль радона и в комплексе показателей предвестников землетрясений [1 - 10].

Рассмотрим изменчивость содержания радона в почве при землетрясениях на примере апрельского землетрясения в Тбилиси (дата – 25 апреля 2002 года, время по Гринвичу – 17 час 41 мин, широта – 41.74 N, долгота – 44.84 E, магнитуда – 4.5, глубина – 5 км). Методика измерений почвенного радона и предварительные результаты анализа этих измерений ранее были представлены в [11,12]. Временной ход содержания почвенного радона в пяти пунктах измерения до и после указанного землетрясения представлен на рис.1. Как следует из этого рисунка за неделю до землетрясения отмечался резкий рост содержания почвенного радона. После недели с землетрясением произошло резкое падение содержания радона в почвенном воздухе.

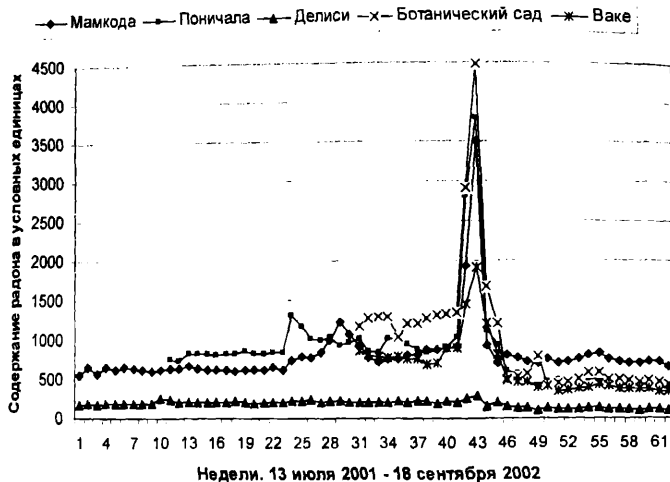


Рис. 1

Временной ход содержания почвенного радона в пяти пунктах измерения в условных единицах. Максимальные значения соответствуют 43-ей неделе измерения, включающей дату с землетрясением (с 24.04.2002 по 1.05.2002).

К сожалению, для различных пунктов начало измерений различное. Одновременные измерения на них были начаты 6 февраля 2002 года. Поэтому детальный статистический анализ указанных данных проведем для того периода, когда были одновременные измерения. При этом ограничимся одинаковым рядом наблюдения до и после недели с землетрясением (по 11 недель).

В табл. 1 представлены статистические характеристики содержания почвенного радона в различных пунктах наблюдения Тбилиси за 12 недель до и после недели с землетрясением. Данные с 17 до 24 апреля, предшествующие неделе с землетрясением, и с 1 до 8 мая, последующие после недели с землетрясением, исключены из рассмотрения, так как в течение этих двух недель (рис.1) соответственно происходил резкий рост и уменьшение содержания почвенного радона. В течение остальных 11 недель колебания содержания почвенного радона были незначительны.

Рассмотрим верхнюю часть таблицы. Как следует из приведенных в ней данных до землетрясения содержание почвенного радона в среднем (*Mean*) изменялось от 212 (Делиси) до 1247 (Ботанический сад) условных единиц. Незначительная разница между средним содержанием почвенного радона лишь для пунктов Мамкода и Ваке. Для всех остальных пар станций эта разница значимая. Коэффициент вариации (*S*) для всех пар станций невысокий (от 4.3 % до 8.6 %) и статистически слабо различим для всех этих пар. Отношение максимального содержания почвенного радона к его среднему значению до землетрясения изменялось от 1.4 (Делиси) до 4.1 – 4.2 (соответственно Пониччала и Мамкода).

Таким образом, в условиях Тбилиси имеет место значительная пространственная неоднородность содержания почвенного радона. Это по всей видимости обусловлено особенностями геологического строения, наличием зон тектонических разломов и другими факторами, обсуждение которых выходит за рамки данной работы. Чувствительность почвенного радона к землетрясениям для разных пунктов также различна. Максимальная – для пунктов Мамкода и Пониччала, минимальная – для пункта Делиси.

Статистические характеристики почвенного радона до и после землетрясения в Тбилиси 25 апреля 2002 года (в условных единицах).

Пункт	Мамкода	Поничала	Делиси	Бот. Сад	Ваке
Параметр	6 февраля – 17 апреля 2002 года (11 недель)				
Mean	831	932	212	1247	795
σ	70.5	80.4	9.1	89.0	67.8
$C_v, \%$	8.5	8.6	4.3	7.1	8.5
Max/Mean	4.2	4.1	1.4	3.6	2.4
	15 мая – 14 июля 2002 года (11 недель)				
Параметр					
Mean	757	532	138	601	451
σ	47.5	144.0	23.9	226.3	128.6
$C_v, \%$	6.3	27.0	17.3	37.6	28.5
Max/Mean	4.6	7.1	2.2	7.5	4.2
Параметр	24 апреля – 1 мая 2002 года				
Max	3506	3793	300	4482	1916

Теперь рассмотрим нижнюю часть таблицы. После землетрясения содержание почвенного радона в среднем изменялось от 138 (Делиси) до 757 (Мамкода) условных единиц. Незначительная разница между средним содержанием почвенного радона в данном случае была лишь для пунктов Поничала и Ботанический сад. Для всех остальных пар станций эта разница значимая. На всех пунктах после землетрясения содержание радона в почве уменьшилось. При этом, указанное уменьшение для пункта Мамкода составило всего 9 %, тогда как для пункта Делиси – 35 %, пунктов Поничала и Ваке примерно по 43 %, а для пункта Ботанически сад – 52 %. Коэффициент вариации после землетрясения не изменился лишь для пункта Мамкода, для всех остальных - значение C_v возросло. При этом, если до землетрясения коэффициент вариации для всех пунктов был статистически мало различим, то после землетрясения распределение C_v в пространстве стало неоднородным. Отношение максимального содержания почвенного радона к его среднему значению после землетрясения изменялось от 2.2 (Делиси) до 7.5 (Ботанический сад).

Таким образом, после землетрясения отмечалось существенное (кроме пункта Мамкода) уменьшение содержания почвенного радона, а также нарушение пространственной однородности значений его относительной вариации.

Наконец, перейдем к рассмотрению влияния землетрясений на электропроводность воздуха. Данные о параметрах некоторых сильных (магнитуа $\geq 4,0$) землетрясений на Кавказе представлены в табл. 2. Графики соответствующих примеров временного хода суммарной электропроводности воздуха в Душети в течение нескольких дней до и после землетрясений представлены на рис.1. В табл. 3 представлены данные о статистических характеристиках ЭПВ в течение недели до и после отдельных землетрясений, осредненные по 11 случаям. При этом отбирались случаи, когда в течение этого периода времени других землетрясений с указанной магнитудой не происходило.

Как следует из рис. 1 и табл.3, во время землетрясения происходит рост ЭПВ. В ряде случаев резкий рост ЭПВ наблюдается за день до землетрясения. Иногда этот рост отмечается в день с землетрясением, или днем позже. Однако для отдельных землетрясений рост ЭПВ за день до него прослеживается достаточно четко. Это хорошо видно из табл. 3 для осредненных данных. В соответствии с критерием Стьюдента ЭПВ за день и в день с землетрясением выше значений ЭПВ во все предыдущие и последующие дни (α не хуже 0.25).

Параметры некоторых землетрясений на Кавказе

Табл. 2

Год	Мес.	День	Час	Мин.	Широ та с.ш.	Долго та в. д.	Магни туда	Глуби на км	Расст. от Душе ти км
1969	05	27	06	44	41.6	44.9	4.2	21	56
1969	06	07	07	08	42.45	43.74	4.1	12	89
1969	06	17	23	25	43.26	45.183	5.1	25	137
1969	07	06	15	28	41.95	41.61	4.0	10	256
1969	08	19	00	11	41.3	46.9	4.0	9	202
1969	09	10	12	14	39.38	41.466	4.8	25	400
1970	10	07	10	46	43.5	44.3	4.1	18	161
1970	10	12	08	12	40.43	43.333	4.0	10	216
1970	10	20	07	17	41.48	44.28	4.0	5	75
1976	04	20	20	18	40.9	43	4.0	25	193
1976	04	29	22	18	40.88	42.76	5.0	5	210
1977	09	30	16	51	40.08	44.96	5.4	10	224
1977	12	15	15	08	43.2	45	5.0	25	127
1978	01	02	06	31	41.44	44.09	5.3	10	87
1978	01	07	16	49	39.7	43.9	4.0	25	273
1978	07	12	11	52	43.2	45	4.4	25	127
1978	08	15	09	04	41.19	43.98	4.6	7	116
1978	08	22	22	48	41.83	44	4.3	11	64
1981	03	15	08	43	43.6	44.1	4.4	20	176
1982	05	25	08	06	41.33	43.9	4.4	10	107
1983	03	16	05	13	42.63	42.45	4.2	5	195
1987	05	05	10	41	42.35	46.68	4.0	5	166
1988	12	07	07	41	40.9	44.2	6.9	05	138
1988	12	08	01	16	40.85	44	4.1	15	149

Табл. 3

Статистические характеристики суммарной электропроводности воздуха в Душети в течение недели до и после землетрясений (среднее по 11 случаям)

Дни	ЭПВ 10^{15} / ом.м	Min	Max	St. Dev.	C, %
-7	34.7	21	50	9.62	27.7
-6	32.7	16	46	9.36	28.6
-5	34.2	17	56	10.9	31.9
-4	35.5	23	49	7.93	22.3
-3	36.2	25	51	8.28	22.9
-2	34.3	20	50	10	29.2
-1	43.9	27	69	10.7	24.4
Землетрясение (0)	41.8	31	63	9.94	23.8
1	36	18	47	9.64	26.8
2	33.6	17	48	10.4	31
3	35.2	21	51	9.79	27.8
4	35.1	19	54	10.5	30
5	34.3	20	49	8.95	26.1
6	33.9	23	49	8.63	25.5
7	34.3	27	50	6.66	19.4

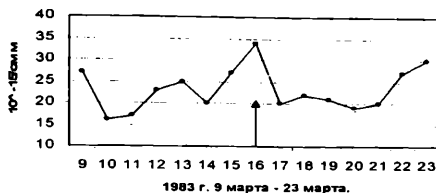
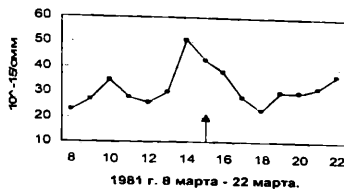
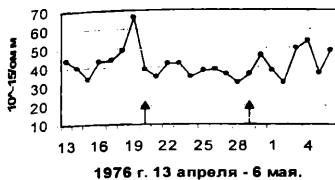


Рис. 1

Примеры временного хода суммарной электропроводности воздуха в течение нескольких дней до и после землетрясений в различных регионах Кавказа.

Стрелкой обозначены дни с землетрясениями.

Качественно изменение *ЭПВ* до и после землетрясения сходно с изменением содержания почвенного радона. Для примера можно обратиться к рис.2 и 3, на которых представлены обобщенные данные о временном ходе среднего для пяти пунктов измерений содержания почвенного радона в Тбилиси и суммарной электропроводности воздуха для 11 землетрясений (табл.3). При этом, проведено нормирование на максимальные значения исследуемых параметров. Как следует из рис. 2 содержание почвенного радона во время землетрясения, по сравнению с предыдущим периодом, растет по крайней мере в 2.5 раза. Рост же *ЭПВ* составляет около 1.25 раза (рис. 3).

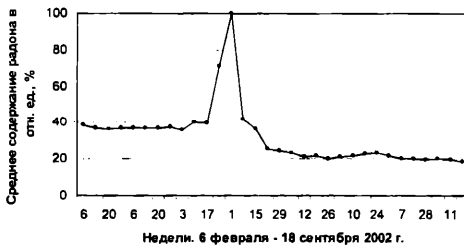


Рис. 2

Временной ход среднего для пяти пунктов измерений содержания почвенного радона, нормированного на его максимальное значение.

Стрелкой обозначена дата землетрясения.

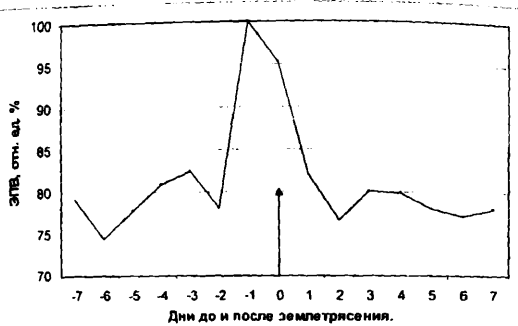


Рис.3

Обобщенный временной ход осредненных для 11 землетрясений суммарной электропроводности воздуха, нормированной на ее максимальное значение, в течение 7 дней до и после землетрясения. Стрелкой обозначен день с землетрясением.

Следует отметить, что на вариации ЭПВ значительное влияние оказывают метеорологические факторы и загрязненность атмосферы. На содержание почвенного радона метеорологические факторы действуют в меньшей степени, поэтому и эффект роста радона при землетрясениях выше. В дальнейшем предусмотрено углубить исследования в этом направлении. Здесь лишь отметим перспективность использования данных о почвенном радоне и параметрах атмосферного электричества, которые дополняют друг друга, в качестве возможных предвестников землетрясений в условиях Грузии.

При этом, следует иметь в виду, что измерение целого ряда параметров атмосферного электричества (электропроводность, содержание легких ионов, токи с острия и др.) производить в реальном масштабе времени значительно проще и дешевле, нежели определять содержание радона. Часть указанной аппаратуры можно даже создать самостоятельно, без особых затрат. Чтобы минимизировать влияние метеорологических факторов на параметры атмосферного электричества, их мониторинг целесообразно проводить в замкнутых подземных помещениях. При этом, пока экономически нет возможности приобретения нужного количества дорогостоящей аппаратуры, содержание радона можно измерять периодически, для контроля.

Литература

1. King Chi-Yu - Episodic Radon Changes in Subsurface Soil Gas Along Active Faults and Possible Relation to Earthquakes, J. of Geophys. Research, V.85, N6, 1980, pp. 3065-3078.
2. Ta-Liang Teng - Some Recent Studies on Groundwater Radon Content as an Earthquake Precursor, J. of Geophys. Research, V.85, N6, 1980, pp. 3089-3099.
3. Voitov G.I. - Radon Monitoring in Seismically Active Regions, J. of Earthquake Prediction Research, 2/2, 1993, pp.197- 206.
4. Абдувалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. - Радонный предвестник некоторых сильных землетрясений Средней Азии, Докл. АН СССР, 291(4), 1986, с. 924- 927.
5. Абдувалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. - Некоторые особенности радонного поля подпочв сейсмически активных регионов (на примере Западной Ферганы), Докл. АН СССР, 300(6), 1988, с.1337- 1340.
6. Абдувалиев А.К., Войтов Г.И., Рудаков В.П. - Особенности реакции поля радона атмосферы подпочв на подготовку неглубоких коровых землетрясений с $M < 5$ (на примере Западной Ферганы), Докл. АН СССР, 312(6), с. 1990, 1335- 1337.
7. Зубков С.И. - Радонные предвестники землетрясений, Вулканология и сейсмология, N6, 1981, с. 74-104.
8. Сердюкова А.С., Капитанов Ю.Т. - Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе, М., Атомиздат, 1969, 312 с.
9. Уткин В.И. - Радон и проблема тектонических землетрясений, СОЖ, № 12, 2000, с. 64-70.

10. Цветкова Т.В., Невинский , И. О , Невинский В. И. - Измерение радона в геологии. Обзор. Информация, ООО "Геоинформцентр", М., ООО "Геоинформцентр", Вып.5, 2002, 55 с.
11. Shengelaia G., Danelia K., Zardiasvili K., Khunjua A., Khunjua T. – On Possible Precursor of the Tbilisi Earthquake on April 25, 2002. Bull. of the Georgian Acad. of Sci., 166, N 3, 2002, pp. 499-501 .
12. Amiranashvili A.G., Chikhladze 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.

**წინადაგის რადონის და ჰაერის ელექტროგამტარობის
კავშირი მიწისძვრებთან**

ამირანაშვილი ა., მათიაშვილი თ., ნოდია ა.,
ხუნჯუა ა., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

განხილულია საქართველოს პირობებში მიწისძვრების ეფექტი წინადაგის რადონის შემცველობის და ჰაერის ელექტროგამტარობის ცვალებადობაში.

**СВЯЗЬ ПОЧВЕННОГО РАДОНА И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА С
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ**

**Амиранашвили А.Г. Матиашвили Т.Г., Нодия А.Г.,
Хунджуа А.Е., Чихладзе В.А.**

Реферат

Рассмотрены эффекты землетрясений в изменчивости содержания почвенного радона и электропроводности воздуха в условиях Грузии.

**CONNECTION OF SOIL RADON AND AIR ELECTRICAL
CONDUCTIVITY WITH THE EARTHQUAKES**

**Amiranashvili A., Matiashvili T., Nodia A.,
Khunjua A., Chikhladze V.**

Abstract

The effects of earthquakes in the changeability of the soil radon content and air electrical conductivity for the conditions of Georgia are examined.

**ОЦЕНКА РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ДАННЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ
 НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРАДОВЫМИ ОБЛАКАМИ В КАХЕТИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ
 ТЕРРИТОРИЙ ГРУЗИИ ПО УРОВНЮ ГРАДООПАСНОСТИ**

¹Амиранашвили А.Г., ¹Блиадзе Т.Г., ¹Нодия А.Г.,
²Хуродзе Т.В.

¹Институт геофизики им. Михаила Нодия, 0193, Тбилиси, ул. М.Александров, 1, Avto_Amiranashvili@Excite.com
²Институт вычислительной математики им. Н.Муслишвили, 0193, Тбилиси, ул.Акури, 8

В Институте геофизики им. М. Нодия проведено и проводится значительное количество работ по исследованию радиолокационных характеристик конвективных облаков, в том числе и возможности использования этих данных для картирования территории Кахети по уровню грозовой и градовой опасности [1-5]. В частности, в работе [3] с использованием радиолокационных данных за период с 1972 по 1976 гг представлена подробная карта (осреднение проводилось для площадей 25 кв км) распределения вероятности выпадения града N_R на территории Кахети, а также приведены характеристики вертикального распределения N_R в этом регионе. В связи с вышеуказанным представляет интерес вопрос оценки репрезентативности данных радиолокационных наблюдений за облаками для определения уровня градоопасности территорий. С этой целью нами проведено сравнение данных, приведенных в работе [3], с данными метеорологических станций Грузии о числе дней с градом в теплый период года (ЧДГ).

Табл. 1

Статистические характеристики среднего для 16 пунктов Кахети числа дней с градом в период до 1965г, приведенных в справочнике [6] N_{16j} , и вероятности выпадения града N_R , приведенной в [3]

Параметр	Min	Max	Mean	σ	C_v %
N_{16j}	1.2	3.7	2.2	0.69	31.3
N_R	0.8	4.4	2.3	0.91	39.5

Табл. 2

Статистические характеристики среднего для 9 пунктов Кахети числа дней с градом в период до 1965г, приведенных в справочнике [6] N_{9j} , в табл. 1 работы [7] $N_{(191-90)}$ и вероятности выпадения града N_R , приведенной в [3]

Параметр	Min	Max	Mean	σ	C_v %
N_{9j}	1.2	2.8	2.0	0.615	30.9
$N_{(191-90)}$	0.86	3.5	1.8	0.79	44.1
N_R	0.8	4.4	2.3	1.1	48.6

В табл. 1 приведены статистические характеристики среднего для 16 пунктов Кахети (Алазани, Ахмета, Гомбори, Гурджаани, Кварели, Сагареджо, Телава, Цнори, Ширази, Зегаани, Икалто, Карданахи, Дедоплис цкаро, Напареули, Сигнахи) числа дней с градом в период до 1965г, взятых из справочника [6] (N_{16j}), и вероятности выпадения града N_R . В табл. 2 представлены статистические характеристики среднего для 9 пунктов Кахетии (Алазани, Ахмета, Гомбори, Гурджаани, Кварели, Сагареджо, Телава, Цнори, Ширази) числа дней с градом в период до 1965г, приведенных в справочнике [6] (N_{9j}), табл. 1 работы [7] для периода 1941-1990 гг $N_{(191-90)}$ и вероятности выпадения града N_R .

Как следует из табл.1. средние по 16 пунктам Кахети значения N_{16l} и N_R хорошо совпадают друг с другом. Анализ же данных табл. 2 показывает, что в соответствие с критерием Стьюдента, между средними по 9 пунктам Кахетии величинами N_{16l} , $N_{(41-90)}$ и N_R также нет значимых различий.

Между значениями N_{16l} , $N_{(41-90)}$ и N_R для отдельных пунктов имеются достаточно хорошие корреляционные связи с уровнем значимости α не хуже 0.05. В частности, для случая с 16 пунктами наблюдений:

$$N_{NR} = 0.1 + N_{16l} \quad (R = 0.76)$$

Для случая с 9 пунктами наблюдений :

$$N_{NR} = 1.376 N_{16l} - 0.45 \quad (R = 0.76)$$

$$N_{NR} = 1.292 N_{(41-90)} - 0.0346 \quad (R = 0.92)$$

$$N_{16l} = 0.5885 N_{(41-90)} + 0.967 \quad (R = 0.73)$$

Таким образом, данные о вероятности выпадения града в Кахети, полученные на основании радиолокационных наблюдений за облаками, для конкретных пунктов измерения достаточно хорошо совпадают друг с другом. В заключение рассмотрим вопрос согласованности данных о вероятности выпадения града с данными о среднем на метеостанцию числе дней с градом. Для этого проведем сравнение вертикального распределения, осредненного по диапазонам высот ЧДГ в Грузии, с вертикальным распределением N_R , рассчитанным по формуле [3] для тех же диапазонов высот.

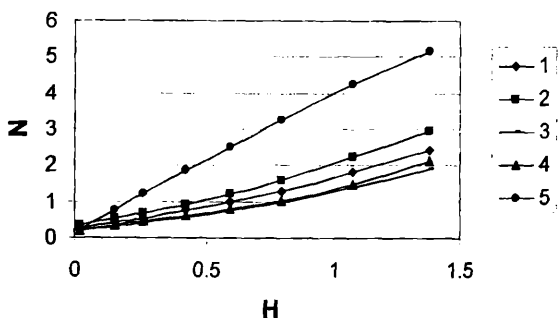


Рис. 1

Расчетное вертикальное распределение осредненного по высотам среднего на метеостанцию числа дней с градом в Грузии в 1941-1990 (1), 1941-1965 (2), 1966-1990 (3), 1972-1976 гг (4) и средней вероятности выпадения града в Кахети в 1972-1976 гг по радиолокационным данным N_R (5), рассчитанной по формуле [3]. H в км.

Соответствующие уравнения регрессии:

$$1) N_{(41-90)} = 0.022H^3 + 0.3717H^2 + 1.0174H + 0.2557 \quad (R^2 = 0.998)$$

$$2) N_{(41-65)} = -0.0243H^3 + 0.5278H^2 + 1.2364H + 0.3147 \quad (R^2 = 0.997)$$

$$3) N_{(66-90)} = 0.0642H^3 + 0.2248H^2 + 0.7933H + 0.1969 \quad (R^2 = 0.995)$$

$$4) N_{(72-76)} = 0.0601H^3 - 0.737H^2 + 1.308H + 0.159 \quad (R^2 = 0.997)$$

$$5) N_R = -0.24H^3 + 4.09H + 0.15$$

На рис.1 представлены расчетные вертикальные распределения осредненного по 8 диапазонам высот (2-100, 101-200, 201-300, 301-500, 501-700, 701-900, 901-1200, 1201-1600 м) среднего на метеостанцию ЧДГ в Грузии в 1941-1990, 1941-1965, 1966-1990, 1972-1976 и средней вероятности выпадения града в Кахети N_R в 1972-1976 гг. Соответствующие уравнения регрессии и значения

коэффициентов детерминации (R^2) представлены в подписи к этому рисунку. Все пять уравнений регрессии имеют вид полинома третьей степени. Кривая для $N_{(72-76)}$ близко расположена от кривой $N_{(66-90)}$.

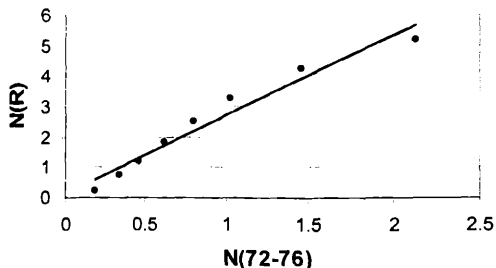


Рис. 2

Соотношение между средней вероятностью выпадения града в Кახети по радиолокационным данным N_R , рассчитанной по формуле[3], и осредненным по 8 диапазонам высот средним на метеостанцию числом дней с градом в Грузии в 1972-1976 гг

$$N_R = 2.6 N_{(72-76)} + 0.121 \quad (R = 0.98)$$

Как и следовало ожидать, кривые для среднего на метеостанцию ЧДГ расположены ниже кривой вертикального распределения N_R . Это вполне понятно, так как в данном случае, в отличие от табл. 1 и 2, репрезентативность площади среднего на метеостанцию ЧДГ и вероятности выпадения града N_R разная. Тем не менее между значениями $N_{(72-76)}$ и N_R (рис. 2) имеется достаточно высокая линейная корреляционная связь, которая свидетельствует о хорошей репрезентативности вертикального распределения N_R в Кახетии для всей территории Грузии (по крайней мере в указанном диапазоне высот).

Литература

1. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Bibilashvili T., Chumburidze Z., Gzirishvili T., Doreuli R., Nodia A., Khorguani F., Kolesnikov Yu. - Distribution of Convective Clouds and Lightning Discharges of the Earth Surface in Kakheti Region of Georgia, Proc. 13th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Reno, Nevada, USA, August 14-18, vol. 2, 2000, pp. 1050-1052.
2. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Doreuli R., Khurudze T., Kolesnikov Yu. - Some Characteristics of Hail Processes in the Kakheti Region of Georgia, Proc. 13th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Reno, Nevada, USA, August 14-18, vol. 2, 2000, pp. 1085-1087.
3. Doreuli R.I. - The impact of region relief on some characteristics of hail processes, Proc. 12th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Zurich, Switzerland, August 19-23, vol. 1, 1996, pp. 196-199.
4. Дореули Р.И. - Влияние рельефа на формирование и перемещение градовых облаков, Тр. Всес. конф. "Активн. Возд. На гидрометеорологические процессы", Нальчик, 22-25 октября 1991, Санкт-Петербург, Гидрометеоздат, книга 2, 1995, с. 145-151.
5. Кардивадзе А.И., Салуквадзе Т.Г., Лапинскас В.А. - Некоторые вопросы методики воздействия на градовые процессы с использованием противорадовой системы "Алазани", Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 26, Тб., "Мецниереба", 1975, с. 13-27.
6. Справочник по климату СССР - Облачность и атмосферные явления, Грузинская ССР, Л., Гидрометеоздат, 1970, 315 с.
7. Амиранашвили А.Г., Нодия А.Г., Торонджадзе А.Ф., Хуродзе Т.В. - Некоторые статистические характеристики числа дней с градом в теплое полугодие в Грузии в 1941-1990 гг, Труды Института геофизики, том 58, 2003, с. 133-141.

კახეთში სეტყვიან ღრუბლებზე რადიოლოკაციური დაკვირვებების
გონაცემების რეპრეზენტატიულობის შეფასება სტატისტიკური ტერიტორიის
კარტირებისათვის სტატისტიკური მონაცემების მიხედვით

ამირანაშვილი ა., ბლიაძე თ., ნოდია ა., ხუროძე თ.

რეზიუმე

სეტყვიანი დღეების რიცხვის მეტეოსადგურების მონაცემების შედარებამ კახეთში სეტყვის მოხდომის ალბათობის მონაცემებთან, მიღებული ღრუბლების რადიოლოკაციური დაკვირვების მონაცემების გამოკვლევების საფუძველზე უჩვენა უკანასკნელის მაღალი რეპრეზენტატიულობა სტატისტიკური ტერიტორიის სიმაღლის სხვადასხვა დიაპაზონში საშუალო სეტყვიანობის განსასაზღვრავად.

**ОЦЕНКА РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ДАННЫХ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ
НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРАДОВЫМИ ОБЛАКАМИ В КАХЕТИИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ
ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ ПО УРОВНЮ ГРАДООПАСНОСТИ**

Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Нодия А.Г., Хуродзе Т.В.

Реферат

Сравнение данных метеостанций о числе дней с градом с данными о вероятности выпадения града в Кахети, полученными на основании радиолокационных исследований облаков, показали высокую репрезентативность последних для определения средней градоопасности территории Грузии для различных диапазонов высот.

**EVALUATION OF THE REPRESENTATIVENESS OF DATA OF RADAR
OBSERVATIONS OF THE HAIL CLOUDS IN KAKHETI FOR MAPPING THE
TERRITORY OF GEORGIA ACCORDING TO THE LEVEL OF DANGER OF HAIL**

Amiranashvili A., Bliadze T., Nodia A., Khurodze T.

Abstract

The comparison of the data of meteorological stations about the number of days with the hail with the data about the probability of hailstorm in Kakheti, obtained on the basis of radar studies of clouds, showed the high representativeness of the latter for determining the mean danger of hail of the territory of Georgia for different altitude ranges.

АЭРОИОНИЗАЦИОННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАДИАЦИОННАЯ ОБСТАНОВКА В ЦХАЛТУБСКОЙ ПЕЩЕРЕ

¹Амиранашвили А.Г., ²Ломинадзе Г.Дж., ¹Меликадзе Г. И.,
²Цикаришвили К.Д., ¹Чихладзе В.А.

¹*Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М.Алексидзе, 1,
Ано Amiranashvili@Excite.com*

²*Институт географии им. Вахушти Багратиони,
0193, Тбилиси, ул. М.Алексидзе, 8*

В последнее время интерес к радиационной обстановке окружающей среды в целом, и мест постоянного или временного обитания человека в частности, значительно возрос. В некоторой степени это коснулось и пещер. В связи с этим спелеологам, обслуживающему персоналу пещер, используемых в туристических и лечебных целях, а также всем любителям пещер весьма важна информация о радиационной обстановке в них.

В 70-х годах во многих карстовых полостях США был выявлен повышенный уровень альфа-радиации, что побудило Службу национальных парков осуществить долговременную специальную программу по изучению и мониторингу пещерной радиации. В результате были выявлены ее главные особенности пространственного и временного распределения. В частности, было установлено, что основной закономерностью пространственного распределения альфа-радиации является то, что ее уровень, при прочих равных условиях, контролируется, главным образом, особенностями воздушной циркуляции в карстовой системе. То есть альфа-радиация связана с комплексом факторов, определяющих микроклимат пещеры. Наиболее общей тенденцией временной изменчивости уровня альфа-радиации в пещерах является ее повышение в летний период и уменьшение – в зимний, что обусловлено сезонным характером циркуляции пещерного воздуха [1,2].

Выяснилось, что часть обследованных на радон пещер в радиационном отношении оказалась далеко небезопасной (согласно [5] ПДК радона в воздухе рабочих помещений составляет 1200 Бк/м³). Причем, в плане риска для здоровья человека главную опасность представляет не столько сам радон, сколько его дочерние продукты, вдыхаемые человеком и оседающие в легких. Известно, что повышенная концентрация дочерних продуктов радона повышает риск заболевания раком легких, а также раком крови. В то же время радон обладает полезными терапевтическими свойствами, в связи с чем вполне возможно использование пещер в лечебных целях, используя соответственные меры радиационной безопасности. Повышенные концентрации радона приводят к усилению ионизации воздуха и, соответственно, к увеличению содержания в пещерах легких ионов, имеющих также полезное воздействие на здоровье человека.

В настоящее время лечение в микроклимате природных пещер имеет широкое применение во всем мире (США, Германия, Венгрия, Австрия, Польша, Болгария, Румыния и другие страны) [3].

Радоновая терапия эффективна в основном при лечении заболеваний опорно-двигательного аппарата: артриты, артрозы, дегенеративные и воспалительные заболевания позвоночника, остеопороз, последствия спортивных травм. Также радоновая терапия показана при радикулитах, заболеваниях дыхательных путей, при заболеваниях, связанных с понижением иммунитета. Радоновые ванны и ингаляции оказывают положительный эффект при нарушении эндокринной системы, заболеваниях вен.

Курсы радоновой терапии проводятся либо в радоновой штольне – подземной пещере с естественно высокой активностью радона в воздухе при повышенной температуре и влажности – либо в процедурном кабинете в ванне, содержащей высокоактивный водный раствор радона при температуре около 34°C. Как правило, ингаляционные процедуры совмещают с воздушными радоновыми ваннами, их продолжительность не превышает получаса.

После погружения в радоновую среду (жидкую или газообразную), в результате молекулярной диффузии через кожу, радон проникает внутрь организма, достигая равновесного насыщения. В результате естественного радиоактивного распада ядро радона, излучая альфа-частицу, образует цепочку короткоживущих дочерних продуктов, которые также при распаде испускают еще две альфа-частицы. Альфа-излучение радона и его дочерних продуктов, создавая высокую плотность ионизации молекул внутренних органов пациента, служит источником раздражения нервных рецепторов, мобилизации защитных функций организма. После прекращения процедуры, через 20–30 мин радон также путем диффузии выводится из организма и через 3 часа удаляется полностью, при этом распадаются практически все его дочерние продукты.

Ингаляции и радоновые ванны в силу кратковременного воздействия создают мало значимые дозы облучения пациентов. В то же время в зависимости от технологии подготовки радоновых процедур, технической обеспеченности их безопасного проведения, а также соблюдения элементарных правил безопасности, обслуживающий персонал может быть подвержен такому же, как и пациент, а иногда и большему, радиационному воздействию. Однако, в отличие от пациентов, некоторые работники санаторно-курортных комплексов подвергаются такому воздействию на протяжении всей трудовой жизни. Учитывая дополнительную радиационную нагрузку на персонал, связанную с ожидаемо высоким содержанием урана в породообразующих грунтах курортного региона и повышенным радоновым фоном в месте проживания, суммарная доза облучения работника может значительно превышать нормативные значения, установленные в «Нормах радиационной безопасности (НРБ-99)» [1,2,5,6].

Профилактической и гигиенической считается концентрация легких ионов от 10^3 до 10^4 в см^3 , соответствующая их содержанию в чистом воздухе. Содержание ионов выше $5 \cdot 10^4$ в см^3 негативно влияет на здоровье человека [5,6]. Влияние аэроионов на человека многосторонне, оно зависит от полярности аэроионов. Например, при недостаточной и избыточной концентрациях аэроионов оно может быть неблагоприятным, а при оптимальных концентрациях ионов отрицательной полярности - стимулирующим. Зонами, воспринимающими аэроионы в организме, являются органы дыхания и кожа.

Основными механизмами обратных реакций организма на воздействие аэроионов являются нервно-рефлекторный, электрогуморальный, адаптационный и катализирующий.

Аэроионы позволяют снижать утомляемость, усталость, восстанавливать силы. Все это способствует улучшению работоспособности, усиливает иммунитет и резко сокращает заболеваемость. Благоприятное влияние оказывают аэроионы как на растущий, так и на стареющий организм. Аэроионы вместе с вдыхаемым воздухом проникают в кровь, которая разносит их по всему организму. Для лечения некоторых заболеваний (бронхиальная астма, гипертония, болезни крови, легких, нервной системы и др.) аэроионы являются достаточно эффективным средством. Ионизированный воздух является также мощным профилактическим и стимулирующим фактором.

Ионизация успешно используется при лечении многих заболеваний: болезни сердечно-сосудистой системы, гипертония, стенокардия, бронхопневмония, туберкулез легких, заболевания верхних дыхательных путей (ринит, фарингит, ларингит, трахеит, бронхиты), заболевания нервной системы, пояснично-крестцовый радикулит, язвенная болезнь желудка и двенадцатиперстной кишки, бессонница, мигрени, чувствительность к климатическим и сезонным факторам погоды, заболевания эндокринных желез, нарушения половой функции, параметриты, эндометриты, болезни обмена веществ, аллергические заболевания, бронхиальная астма, ревматизм, глазные заболевания (кератиты, блефариты, конъюнктивиты), кожные заболевания (фурункулез, карбункулы, абсцессы, экземы), язвы, ожоги, быстрая утомляемость, раздражительность, пониженное внимание. Ионизированный воздух нормализует функциональное состояние центральной и периферической нервной системы, а также состав и физико-химические свойства крови. Применение отрицательных аэроионов улучшает легочную вентиляцию, увеличивает потребление кислорода и выделение углекислоты, усиливает окислительно-восстановительные процессы в тканях. Отмечено стимулирующее действие аэроионов на белковый, углеводный и водный обмен, синтез витаминов (особенно группы В), стабилизирующее влияние на уровень кальция и фосфора в организме, на концентрацию сахара в крови. При аэроионизации нормализуется артериальное давление, стимулируются защитные силы организма, повышается устойчивость к охлаждению, недостатку кислорода, инфекциям и аллергиям. Присутствие в воздухе аэроионов ускоряет заживление ран, ожогов. Ионизация воздуха улучшает общее самочувствие, снижает физическую и умственную усталость, оказывает успокаивающее действие [7].

Исследованию пещер в Грузии всегда уделялось особое внимание. На Южном склоне Большого Кавказа в пределах Грузии простирается горно-холмистая известняковая полоса, длиной 325 км, расчлененная транзитными речными ущельями (Бзыбь, Ингури, Цхенисцхали, Техури, Риони и др.) на обособленные карстовые массивы (Арабика, Юзыбский массив, Мингария, Асхи, Рачинский и др.). Среди них в последнее время особое внимание привлекает Цхалтубский массив, расположенный в междуречье Цхенисцхали-Риони – район исключительно интенсивного развития карстовых явлений.

Цхалтубская пещера расположена на расстоянии 6 км к северо-востоку от курорта Цхалтубо, на высоте 140 м над уровнем моря. Открыта в 1984 году экспедиционным отрядом Института географии им. Вахушти Багратиони в составе Джишкариани Д. (руководитель), Джавришвили А., Капанадзе В., Кобулашвили Т., Нижарадзе В. С тех пор в пещере были начаты комплексные спелеологические, географо-геологические, микроклиматические, геофизические исследования. Начаты также работы по благоустройству пещеры [8].

Для нее характерны просторные (14-35 м) и высокие (7-25м) подземные залы, возникшие в результате разрушительных подвижек, а также узкие мсандровые проходы, сухие и водные сифоны, эвронные ямы.

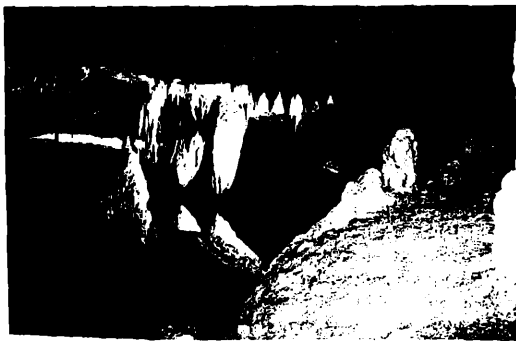
Пещера выработана в массивных известняках Баррема. Ее возникновение и развитие тесно связано с воздействием напорных вод.

В начальном отрезке пещеры, как и в других частях, привлекают внимание обвалившиеся породы, в том числе гигантские известняковые глыбы; на среднем участке отмечается также обнажение плотных глин. При этом представлены все генетические типы субтерральных осадков. Обилием и многообразием однородных осадков она может поспорить со всемирно известной Новоафонской пещерой.

На конечном участке основной магистрали протекает подземная река с нестабильным дебитом (60-8000 л/сек). Поступление водного потока в пещеру происходит из расположенной в 500 м от нее на северо-востоке, пещеры-эставелы Оличо.

С помощью аквалангов была произведена съемка ранее неизвестных и наполненных водой подземных коридоров: Оличо (3 800 м), Глиана (1 200 м), Дидгеле (250 м) и др. На сегодняшний день суммарная длина обследованной Цхалтубской пещерной системы превысила 15 км. В пределах села Кумистави еще остались неисследованные пещеры, которые находятся в непосредственной связи с вышеописанной пещерной системой.

К сожалению известные события последних 15 лет в Грузии значительно замедлили темп этих исследований. Многие исследования из-за недостатка финансирования (в том числе и радиационные) проводились и проводятся эпизодически. Тем не менее, к настоящему времени получены данные, которые дают определенное представление об основных спелеологических характеристиках пещеры, плотностных, прочностных, упруго-деформационных свойствах горных пород, микроклиматических параметрах, газовом составе воздуха, бактериологическом состоянии пещерного воздуха, почвы и воды, естественной радиоактивности, ионизации и др. Возобновлены работы по освещению, а также благоустройству пещеры и прилегающей к ней местности (см. фото).



Один из залов Цхалтубской пещеры

Настоящая работа является продолжением предыдущих исследований в части изучения радиационных свойств пещеры. Измерения проводились летом и весной 2007-2008 гг. Содержание радона измерялось с помощью радиометра PPA-01M-01 "Альфарад" Российского производства, гамма-радиационный фон определялся дозиметром-радиометром типа МКС-АТ1117М производства Белорусии, концентрация легких ионов измерялась портативным счетчиком аэроионов производства США. Места измерений представлены на рис. 1. Данные измерений представлены в табл.

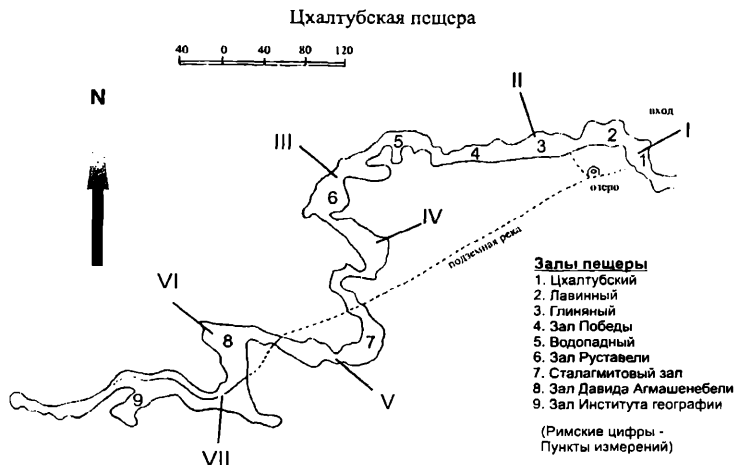


Рис. 1

Табл.

Концентрация радона, гамма-радиация и содержание легких аэроионов в Цхалтубской пещере

Дата измерения	№ пункта измерения	Радон-222 Бк/м ³	Гамма-радиация, нЗв/час	Содержание легких ионов, см ³	
				Положительные	Отрицательные
12.08.2007	II	6905	70	70000	65000
23.04.2008	I	1466	118	40000	42000
-	II	3410	78	42000	43000
-	III	2906	58	36000	38000
-	IV	1814	45	28000	30000
-	V	876	86	23000	23000
-	VI	642	107	18000	20000
-	VII	307	133	16000	16000

Как следует из табл., концентрация радона в различных залах пещеры меняется от 307 до 6905 Бк/м³, гамма-радиационный фон от 45 до 133 нЗв/час, суммарное содержание аэроионов от 32000 до 135000 ионов/см³. Как и следовало ожидать, содержание радона и аэроионов имеет значительную пространственно-временную неоднородность. Так, например, измерения в пункте № 2 показали, что летом 2007 года концентрация радона была более чем в 2 раза выше, чем весной 2008 года.

Суммарное содержание аэрозонов летом 2007 года в том же пункте измерения было в 1,59 раз выше, чем в 2008 г. Что касается гамма-радиационного фона, то данные измерений отличаются незначительно (около 10 %). По всей видимости существенная разница в содержании радона и аэрозонов в указанные сроки наблюдений обусловлена тем, что в летний период 2007 года стены пещеры были значительно менее влажные, чем весной 2008 года. Это способствовало эманации радона из стен пещеры. Не исключена и роль циркуляции воздуха в пещере.

Концентрация легких ионов в пещере слабо зависит от гамма-радиационного фона и напрямую связана с содержанием радона. На рис. 2 приведена прямая корреляционная и регрессионная связь между концентрациями радона и суммарным содержанием легких аэрозонов в пещере. На этом же рисунке представлены значения коэффициентов линейной корреляции и уравнения регрессии между исследуемыми параметрами.

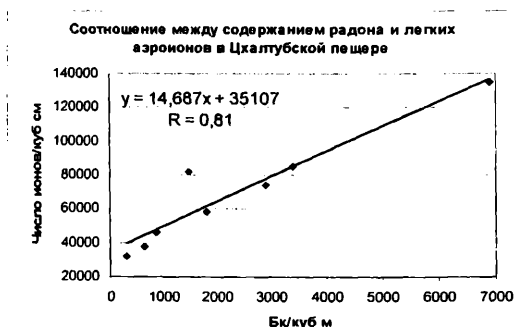


Рис. 2

Отметим, что по нашим ранним исследованиям в Новофонской пещере концентрация радона в различных залах колебалась от 67 до 3045 Бк/м³, в Цхатубской от 555 до 3885 Бк/м³ [8,9]. Измерения, проведенные нами в 2007 году в пещере Сатаплия, показали, что содержание в ней радона составляет 960 Бк/м³.

В большинстве пещер Южного Урала и Предуралья зафиксированные значения гамма-фона, колеблются от 26 до 88 нЗв/час. Обычно они составляют – 44-53 нЗв/час и являются фоновыми для мест расположения самих пещер. Между тем в 18-ти пещерах, причем независимо от их принадлежности к какому-либо стратиграфическому подразделению, карстово-спелеологической провинции или области, отмечена повышенная степень радиоактивности. А именно: в 10-ти пещерах гамма-фон достигал 132, в 4-х – 176, в 2-х – 220, в одной – 264 и в пещере Ледяная-Липовая – 282 нЗв/час. Причем, в последней показания радиометра нигде не опускались ниже 220 нЗв/час. Эти радиоактивные "аномалии" связывали со скоплением в пещерах органических остатков и наличием в них относительно мощных толщ глинистых отложений. Пещеры, в которых отмечены "аномалии" гамма-фона, являются наиболее статичными в микроклиматическом отношении в сравнении с пещерами, в которых значение гамма-фона не превышает нормы. При этом в рядом располагающихся пещерах более высокий гамма-фон всегда, при прочих равных условиях, фиксируется в более статичных пещерах. В пещере Геофизическая (Хребет Кугитангау, Туркменистан) концентрация радона составила 14500-69110 Бк/м³, а уровни гамма-фона соответственно колебались в пределах от 150 до 1311 нЗв/час. Содержание радона в различные сезоны года в 5 гротах Кунгурской ледяной пещеры (Пермский край) варьирует от 234 до 12280 Бк/м³. В различных залах Воронцовской пещеры (Сочи) содержание радона колебалось от 20 до 5900 Бк/м³. Средний радиационный фон Воронцовской пещеры по полостям составляет 35 нЗв/час и колеблется от 26 до 70 нЗв/час. Наибольший фон наблюдается в полостях, заполненных отложениями пещерного туфа (70 нЗв/час), наименьший (не более 26 нЗв/час) - в полостях, выложенных известняком. В пещерах массива Кыртау (Узбекистан) среднее содержание радона составляло 854 Бк/м³. В Большой Азишской пещере (Северный Кавказ) концентрация радона колебалась от 77 до 1080 Бк/м³, а в пещерах массива

Арабика (Западный Кавказ) – до 1628 Бк/м³. Содержание радона в пещере Мраморная (Крым) составляло 155-39300 Бк/м³[1, 2, 10-12].

Таким образом данные, полученные нами, вполне сопоставимы с аналогичными результатами других авторов, и подтверждают общую для всех пещер закономерность существенных пространственно-временных неоднородностей содержания в них радона. Что касается аэроионов, то работ других авторов по этому вопросу весьма мало.

Несмотря на незначительное количество измерений можно сделать вывод о том, что необходим регулярный контроль (мониторинг) радиационной обстановки в пещере, учитывая то, что в отдельных ее залах наблюдаются существенно повышенные (выше ПДК) концентрации как радона, так и легких аэроионов.

Работа выполнена при поддержке грантов STCU N 3992 и GNSF N 074.

Литература

1. Наседкин В.М., Климчук А.Б. Воздушна альфа-радиация в пещерах: состояние проблемы, Вестник Киевского карстолого-спелеологического центра, № 1, Киев, изд. Свет, 1991, с. 9-13.
2. Климчук А.Б., Наседкин В.М. - Радон в пещерах СНГ, Вестник Киевского карстолого-спелеологического центра, № 4 (6), Киев, изд. Свет 1992, с. 21-35.
3. http://www.centralhospital.ru/ind01gl_forum11.html
4. <http://www.kved.ru/php/content.php?id=1529>
5. СП-2.6.1-758-99 - Нормы радиационной безопасности (НРБ-99). Гигиенические нормативы, Центр санитарно-эпидемиологического нормирования, гигиенической сертификации и экспертизы Минздрава России, М., 1999, 116, (in Russian).
6. Крутиков В.Н., Брегадзе Ю.И., Круглов А.Б. – Контроль физических факторов окружающей среды, опасных для человека, М., ИПК изд. Стандартов, 2003.
7. <http://kvn.plazon.ru/living.htm>
8. Амранашвили А., Джигкариани Д., Нодия А., Таташидзе З., Сепиашвили Р. – Содержание аэроионов и естественная радиоактивность воздуха в Цхалтубской пещере, АН Грузии, Тбилиси, 1994, 53 с.
9. Балабуев А.Г., Нодия А.Г., Амранашвили А.Г., Балавадзе А.Ш., Тинтилозов З.К. – Ионизационное состояние и естественная радиоактивность воздуха в Ново-Афонской пещере, Матер. Докл. 2-го Респ. Семинара по некоторым вопросам физики земли, атмосферы, ионосферы и космических лучей, Тбилиси, 28-30 декабря 1977, с. 50-50.
10. <http://www.permecology.ru/report2006/17.html>
11. <http://asf.ural.ru/VNKSF/Tezis/v7/Base/Tesis.php-Code=490.htm>
12. Лавинский Ю.Г., Громов А.В. - Воронежская система пещер как полигон радоновых исследований. сб. «Пещеры», Пермь, 2004, с 42-48.

წყალტუბოს მღვიმეში კაერის იონიზაციური მდგომარეობა და რადიაციული ვითარება

ამირანაშვილი ა., ლომინაძე გ., მელიქაძე გ.,
წიქარიშვილი კ., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია მონაცემები წყალტუბოს მღვიმეში რადონის, მსუბუქი აეროიონების შემცველობისა და გამა-რადიაციული ფონის შესახებ. სხვადასხვა დარბაზში რადონის კონცენტრაცია იკვლება 307 დან 6905 ბკ/მ³-მდე, გამა-რადიაციული ფონი 45 დან 133 ნზევ/სთ, ხოლო აეროიონების ჯამური შემადგენლობა 32000 დან 135000 იონ/სმ³-მდე.

АЭРОИОНИЗАЦИОННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАДИАЦИОННАЯ ОБСТАНОВКА В ЦХАЛТУБСКОЙ ПЕЩЕРЕ

**Амиранашвили А.Г., Ломинадзе Г.Дж., Меликадзе Г. И.,
Цикаришвили К.Д., Чихладзе В.А.**

Реферат

Представлены данные о содержании в Цхалтубской пещере радона, легких аэроионов и значениях гамма-радиационного фона. Концентрация радона в различных залах пещеры меняется от 307 до 6905 Бк/м³, гамма-радиационный фон от 45 до 133 нЗв/час, суммарное содержание аэроионов от 32000 до 135000 ионов/см³.

**AERO- IONIZING STATE AND RADIOLOGICAL SITUATION IN THE
TSKHALTUBO CAVE**

**Amiranashvili A., Lominadze G., Melikadze G.,
Tsikarishvili, Chikhladze V.**

Abstract

The data about content of radon, small aero- ions and values of gamma-radiation in Tskaltubo cave are represented. Radon concentration in different halls of cave changes from 307 to 6905 Bq/m³, gamma-radiations from 45 to 133 nSv/h, summary content of aero-ions from 32000 to 135000 ions/cm³.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РАДОНА В ПОЧВЕ И ВОДЕ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

¹Амиранашвили А.Г., ¹Челидзе Т.Л., ²Меликадзе Г.И., ²Треков И.Ю.,
¹Тодадзе М.Ш., ¹Чанкветадзе А.Ш., ³Челидзе Л.Т.

¹Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М.Алексидзе,1, Avto_Amiranashvili@Excite.com

²Центр сейсмического мониторинга, 0177, Тбилиси, ул. Нуцубидзе, 77

melikadze@gmail.com

³Министерство по охране окружающей среды и природных ресурсов Грузии,
0114, Тбилиси, ул. Гулуа, 6

Инертный газ радон сопровождает человека с древних времен. В пещерах его было гораздо больше, чем в современном жилье. Однако лишь недавно ученые установили, что радон является наиболее весомым из всех естественных источников ионизирующей радиации.

Этот газ 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. Во всех развитых странах мира уже проведено или ведется в настоящее время картографирование территории с целью определения зон с высокими концентрациями радона. Обследуются также сотни тысяч зданий, чтобы выявить квартиры и дома, в которых содержание радона превышает допустимый уровень.

В Грузии имеются давние традиции исследования радона в атмосферном воздухе и водных источниках. Так, высокие концентрации радона (до 4000 Бк/м³) наблюдаются в Ново-Афонской и Цхалтубской карстовых пещерах [1,2]. В Тбилиском метрополитене содержание радона в условиях работы метрополитена достигало 90 Бк/м³ [3]. Над тектоническими разломами концентрация радона в приземном слое воздуха была почти в три раза выше, чем вне разлома [4]. Значительное количество работ было посвящено изучению радона в качестве пассивной и активной малой составляющей атмосферы при исследованиях микрофизических, динамических, фотохимических и других процессов, протекающих в облаках и атмосфере [5,6]. Предварительные оценки облучения радоном населения в жилых домах были проведены в [7].

Определение содержания радиоактивных элементов в водах источников Грузии проводится с 1912 года (главным образом радонноактивные элементы уранового ряда: уран, радий и радон). В период после Второй Мировой войны эти работы нашли свое продолжение в Институте геофизики АН Грузии [7-9]. Концентрация радона определялась вакуумным и циркуляционным методами.

Эманационные измерения проводились электрометрами СГ-1М и СГ-2М, используя при вычислениях 1, 2 и 3-х часовой ионизационный ток, проводя калибровку приборов 3-4 раза в месяц. Всего по Грузии на радон было исследовано более 7000 источников. К сожалению результаты измерений радона в воде представлены в виде следующих градаций: < 148 Бк/л, < 370 Бк/л, n-370 Бк/л и максимальная концентрация, что, учитывая также утерю всего первичного материала, сильно затрудняет современную интерпретацию этих данных.

Новый импульс в исследовании содержания радона в почве и воде, с точки зрения его влияния на здоровье людей, был получен Институтом геофизики им. М.Нодиа в 2007 году в виде выполнения проекта УНТЦ № 3992. В данной работе представлены предварительные результаты исследований радона в почве на глубине 80-100 см и водных источниках (главным образом колодцах) в некоторых районах Западной Грузии (часть Имерети, Гурии, Самегрело). Измерения проводились с помощью имеющейся (эманометр "Радон") и современной аппаратуры PPA-01M "Альфарад" (производство России) и SISIE (производство Чехии).

Оценка потенциальной радоноопасности территории нормам застройки вблизи обследуемого здания определяется следующими факторами, перечисленными ниже в порядке убывания своей значимости [12]: Эквивалентная Равновесная Объемная Активность (ЭРОА) или Объемная Активность (ОА) изотопов радона в принимаемых в эксплуатацию или эксплуатируемых зданиях, расположенных на данной территории застройки; ПП - плотностью потока (интенсивностью экскаляции) (мБк/с·м²) радона с поверхности земли; ОА радона в почвенном воздухе на глубине 1 метра от поверхности земли; удельной активности радия-226 в слоях пород геологических разрезов.

При дыхании человек в сутки пропускает около 20 кубических метров воздуха. Даже при ничтожном содержании радона в воздухе, в легких может накапливаться значительное количество радиоактивных продуктов его распада, которые создают внутреннее облучение легких. Это вызывает развитие различных легочных заболеваний, в частности, рака. Радон и продукты его распада создают внутреннее облучение. Эффективные эквивалентные дозы, получаемые при этом человеком, невозможно непосредственно измерить. Поэтому нормативные документы ограничивают предельное содержание радона в воздухе жилых помещений. В соответствие с действующими нормативными документами, в новых жилых домах содержание радона не должно превышать 100 Бк/м³, в старых домах допускается содержание радона до 200 Бк/м³ [12].

В соответствие с этими нормами в табл. дана приближенная оценка потенциальной радоноопасности территорий, разбитой на 3 категории. Допускается производить оценку потенциальной радоноопасности территории застройки на основе известного значения одного из четырех факторов, приведенных в табл. Если известны значения двух и более факторов, приведенных в табл., то потенциальную радоноопасность территории вблизи обследуемого здания оценивают по значению, соответствующему наибольшей степени потенциальной радоноопасности.

Табл.

Категория потенциальной радоноопасности территории	ЭРОА изотопов радона Бк/м ³	ПП радона мБк/с·м ²	ОА радона в почве кБк/м ³	Удельная активность радия-226 Бк/кг
I	<25	<20	<10	<100
II	25 - 100	20 - 80	10 - 40	100 - 400
III	>100	>80	>40	>400

В настоящее время также возросла актуальность проблемы изучения радиоактивности в подземных водах. Это связано с введением новых норм радиационной безопасности и ужесточением требований к качеству питьевых вод. На первый план выходят экологические аспекты. Новые требования к питьевым водам не допускают содержание радона более чем 60 Бк/л [12]. Однако многие подземные источники содержат воды с гораздо более высокой концентрацией радона. При наличии определенной минеральной составляющей такие воды могут использоваться для лечебных целей. Для минеральных источников, используемых в качестве лечебных вод, нормы могут быть устанавливаются на месте, в зависимости от специфики их применения.

Ниже представлены некоторые результаты анализа полученных нами нескольких сотен данных измерений содержания радона в почве и воде в указанных районах Грузии в 2007-2008 гг. На данном этапе исследования классификация данных по типам почв, условиям погоды и др. не проводилась.

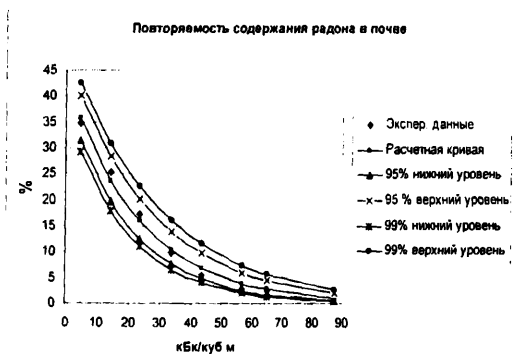


Рис. 1

Повторяемость содержания почвенного радона в различных районах Западной Грузии.

$$Y = 43.197 \cdot \exp(-0.0423 \cdot X), \quad R^2 = 0.991, \quad \alpha = 0.01$$

На рис. 1 представлена повторяемость содержания почвенного радона в исследуемых районах. Как следует из этого рис.1. расчетное значение повторяемости почвенного радона удовлетворительно описывается экспоненциальной зависимостью (соответствующие значения коэффициентов уравнения регрессии, а также коэффициента детерминации и уровня значимости приведены в подрисночной подписи). На этом же рис. приведены расчетные значения 95% и 99% доверительных интервалов для нижней и верхней границ указанной повторяемости. Отметим, что по данным измерений около 35% исследуемой территории относится к I категории потенциальной радоноопасности, 53% территории – к второй категории и 12% - к третьей, наиболее радоноопасной категории (см. табл.).

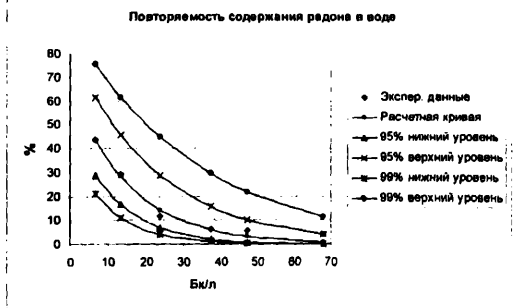


Рис. 2

Повторяемость содержания радона в воде в различных районах Западной Грузии.

$$Y = 65.85 \cdot \exp(-0.0646 \cdot X), \quad R^2 = 0.981, \quad \alpha = 0.01$$

Соотношение между содержанием радона в почве и воде

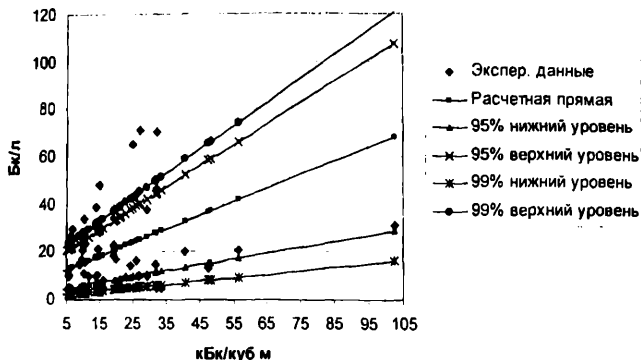


Рис. 3

Соотношение между содержанием радона в почве и воде в различных районах Западной Грузии.

$$Y = 0.5733 \cdot X + 9.507, \quad R = 0.41, \quad \alpha = 0.01$$

На рис. 2 представлена повторяемость содержания радона в воде в указанных районах Западной Грузии. Как и в предыдущем случае расчетное значение повторяемости радона в воде удовлетворительно описывается экспоненциальной зависимостью (соответствующие значения расчетных параметров приведены в подписи к рисунку). В данном случае по результатам измерений около 96% исследуемых колодцев содержат воду с концентрацией радона менее 60 Бк/л, и несколько более 4% - воду с концентрацией радона превышающей уровень вмешательства.

Корреляционное соотношение между содержанием радона в почве и воде приведено на рис. 3. Как следует из этого рис., несмотря на значительный разброс данных, между исследуемыми характеристиками все же отмечается положительная линейная корреляционная зависимость (коэффициент корреляции равен 0.41 с уровнем значимости $\alpha = 0.01$). Это тем более важно, что классификация данных по типам почв, их проницаемости, влажности, особенностям конструкции колодцев и др. не проводилась.

Таким образом, в указанных районах Западной Грузии имеются территории с высокой степенью радоноопасности как в почвенном воздухе, так и в воде.

Литература

1. Балабуев А.Г., Нодия А.Г., Амиранашвили А.Г., Балавадзе А.Ш., Тинтилозов З.К. – Ионизационное состояние и естественная радиоактивность воздуха в Ново-Афонской пещере, Матер. Докл. 2-го Респ. Семинара по некоторым вопросам физики земли, атмосферы, ионосферы и космических лучей, Тбилиси, 28-30 декабря 1977, 50-50.
2. Амиранашвили А., Джншкарнани Д., Нодия А., Таташидзе З., Сепиашвили Р. – Содержание аэроионов и естественная радиоактивность воздуха в Цхалтубской пещере, АН Грузии, Тбилиси, 1994b, 1-53, (in Russian).
3. Amiranashvili A., Bliadze T., Nodia A., Nikiforov G., Chelidze L., Chikhladze 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, 61-62.

4. Amiranashvili A.G., Chikhladze 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, 403-406.
5. ამირანაშვილი ა.გ., გზირიშვილი თ.გ. - აეროზოლი და ლედანური კრისტალები ატმოსფეროში, თბილისი, მეცნიერება, 1991, 1-113.
6. 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.
7. ზაზარაძე რ.ე., ზაზარაძე კ.რ. – კვლევა იმის შესახებ, თუ რა გზით იცვლება რადონის კონცენტრაცია გურიის რაიონში, თბილისი, 2000, 1-3.
8. ჩხენკელი შ.მ., თოროზოვა ლ.ი., ცერეთელი შ.ი. – რადიოაქტიურობა მდინარეებისა და მთის წყლების, ტრუდის ინსტიტუტი გეოფიზიკის ან გ.ს.ს.რ., ტომ 1, ი.დ. ან გ.ს.ს.რ., თბილისი, 1957, 91-96, (in Russian).
9. თოროზოვა ლ.ი. - კვლევა იმის შესახებ რადიოაქტიურობის ცხალტუბის მინერალური წყლების, ტრუდის ინსტიტუტი გეოფიზიკის ან გ.ს.ს.რ., ტომ 17, ი.დ. ან გ.ს.ს.რ., თბილისი, 1958, 383 - 404, (in Russian).
10. ჩხენკელი შ.მ., ამელინ ა.ს., ხარატოვა ი.ბ. – კვლევა იმის შესახებ რადიოაქტიურობის მდინარეებისა და მთის წყლების, ტრუდის ინსტიტუტი გეოფიზიკის ან გ.ს.ს.რ., ტომ 19, ი.დ. ან გ.ს.ს.რ., თბილისი, 1960, 175-191, (in Russian).
11. მელაძე გ.კ. – კვლევა რადიომეტრიკის შესახებ მდინარეებისა და მთის წყლების, ტრუდის ინსტიტუტი გეოფიზიკის ან გ.ს.ს.რ., ტომ 19, ი.დ. ან გ.ს.ს.რ., თბილისი, 1960, 171-176, (in Georgian).
12. СП-2.6.1-758-99 - Нормы радиационной безопасности (НРБ-99). Гигиенические нормативы, Центр санитарно-эпидемиологического нормирования, гигиенической сертификации и экспертизы Минздрава России, М., 1999, 116, (in Russian).

**დასავსებითი საკვლევი რადონის კონცენტრაცია რადონში ნიადაგში
და წყალში რადონის კონცენტრაციის კვლევის წინასწარი შედეგები**

ამირანაშვილი ა., ჭელიძე თ., მელიქაძე გ., ტრეკოვი ი.,
თოდაძე მ., ჭანკეტაძე ა., ჭელიძე ლ.

რეზიუმე

ნიადაგში და წყალში რადონის კონცენტრაციის განმეორებითი დადგენილებები დაამუშავდა აღიწერა ექსპონენციური დამოკიდებულებით. ნიადაგში და წყალში რადონის კონცენტრაციის მონიტორინგის მიზნით არსებობს პირდაპირი კორელაციური დამოკიდებულება. საკვლევი ტერიტორიის 12% მიეკუთვნება მაღალი რადონის კონცენტრაციის კატეგორიას. გამოკვლეული ჭაბების 4%-ზე მეტი დაფიქსირებულია წყალში რადონის მაღალი მნიშვნელობები.

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОДЕРЖАНИЯ РАДОНА В
ПОЧВЕ И ВОДЕ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ**

ამირანაშვილი ა.გ., ჩელიძე თ.ლ., მელიქაძე გ.ი., ტრეკოვი ი.ი.,
თოდაძე მ.შ., ჭანკეტაძე ა.შ., ჩელიძე ლ.ტ.

Реферат

Повторяемость содержания радона в почве и воде удовлетворительно описывается экспоненциальной зависимостью. Между содержанием радона в почве и воде имеется прямая

корреляционная связь. К наиболее радоноопасной категории относится 12% исследуемой территории. Более 4% исследованных колодцев содержат воду с повышенной концентрацией радона.

PRELIMINARY RESULTS OF THE ANALYSIS OF RADON CONTENT IN THE SOIL AND WATER IN DIFFERENT REGIONS OF WEST GEORGIA

**Amiranashvili A., Chelidze T., Melikadze G., Trekov I.,
Todadze M., Chankvetadze A., Chelidze L.**

Abstract

The repetition of radon content in the soil and water is satisfactorily described by exponential dependence. Between the content of radon in the soil and water is a direct correlation. To radon dangerous category are placed 12 % the investigated territory. More than 4% investigated wells contain water with the increased concentration of radon.



СКОРОСТЬ РОСТА ГРАДИН ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ВОДНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЕ ИСКУССТВЕННОЙ ОБЛАЧНОЙ СРЕДЫ

Блиадзе Т.Г.

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

В данной работе представлены результаты исследования скорости роста свободно взвешенных градин при различной температуре и влажности искусственной облачной среды.

На рис.1 показаны осредненные данные об изменении во времени в течение 15 мин с интервалами по 3 мин диаметра и массы градин в облачной среде при сухом и мокром режимах роста. Для сухого режима роста кривые построены для трех диапазонов влажности: 0.8-2.0 г/м³ (среднее по 10 опытам); 2.1-3.0 г/м³ (среднее по 13 опытам) и 3.1-5.0 г/м³ (среднее по 12 опытам). Для мокрого режима роста – один диапазон влажности: 3.1-5.0 г/м³ (среднее по 8 опытам). Определение режимов роста града было проведено в соответствие с монографией [1].

Как следует из этих рисунков и табл.1, рост градин во времени хорошо аппроксимируется экспоненциальной функцией (уровень значимости коэффициентов детерминации R^2 не хуже 0.01).

В табл.1 представлены соответствующие значения коэффициентов уравнений регрессии для роста диаметра и массы градин при сухом и мокром режимах роста. Здесь же приведены соответствующие значения 68% - х доверительных интервалов (CONF 68% (+/-)) для значений коэффициентов a и b уравнений регрессии. Начальные размеры градин составляли 15-17 мм по диаметру (соответственно массы – 1.6-2.2 г). Указанные начальные размеры были выбраны из соображений, что выпадающие из облака градины диаметром 15-17 мм тают в атмосфере и практически не достигают поверхности Земли. Градины больших размеров уже достигают ее [1,2]. Так, например, по [1] выпадающие из облака градины диаметром 30 и 35 мм достигают поверхности земли с диаметром соответственно 14 и 22 мм.

Рис.1 наглядно демонстрирует зависимость прироста размеров и массы градин от влажности среды, особенно хорошо проявляющуюся при сухом режиме. Что касается сравнения роста градин в сухом и мокром режимах при одинаковых диапазонах влажности (3.1-5.0 г/м³), то здесь есть свои нюансы. В течение первых 12 мин рост размеров градин происходит примерно одинаково, а затем рост размеров градин при мокром режиме опережает этот рост при сухом. Рост массы же градин в сухом режиме выше роста в мокром режиме практически для всего времени эксперимента. Иными словами при этих влажностях в режиме сухого и мокрого роста плотность градин ρ , получается различная.

Так, по нашим оценкам при $w = 0.8-2.0$ г/м³, $\rho_s = (0.84 \pm 0.016)$ г/см³; $w = 2.1-3.0$ г/м³, $\rho_s = (0.81 \pm 0.0116)$ г/см³; $w = 3.1-5.0$ г/м³, $\rho_s = (0.85 \pm 0.0115)$ г/см³ (сухой рост); $w = 3.1-5.0$ г/м³, $\rho_m = (0.70 \pm 0.05)$ г/см³ (мокрый рост при $T = -6 \div -7$ °C) и $w = 4.4-5.0$ г/м³, $\rho_m = (0.86 \pm 0.08)$ г/см³ (мокрый рост при $T = -8 \div -10$ °C). Таким образом при высоких температурах плотность градин получается ниже, чем при низких. По всей видимости при высоких температурах это связано с более высокой шероховатостью поверхности градин, а также наличием выпуклостей и выступов, увеличивающих ее размер. При низких температурах плотность градин при примерно одинаковых влажностях для сухого и мокрого режимов роста мало отличаются друг от друга.

Количественные характеристики скоростей роста размеров и масс градин для диаметров градин 20, 25, 30, 35 и 40 мм представлены в табл.2. Здесь же приведены данные о времени, необходимом для достижения указанных выше размеров градин при их росте от начального размера (15-17 мм). Расчеты проведены в соответствие с данными табл. 1. Отметим, что для диаметров градин

выше 24 мм (водность 0.8-2.0 г/м³), 27 мм (водность 2.1-3.0 г/м³) и 30 мм (водность 3.1-5.0 г/м³) данные о скоростях роста размеров и масс градин являются аппроксимацией по соответствующим формулам табл. 1.

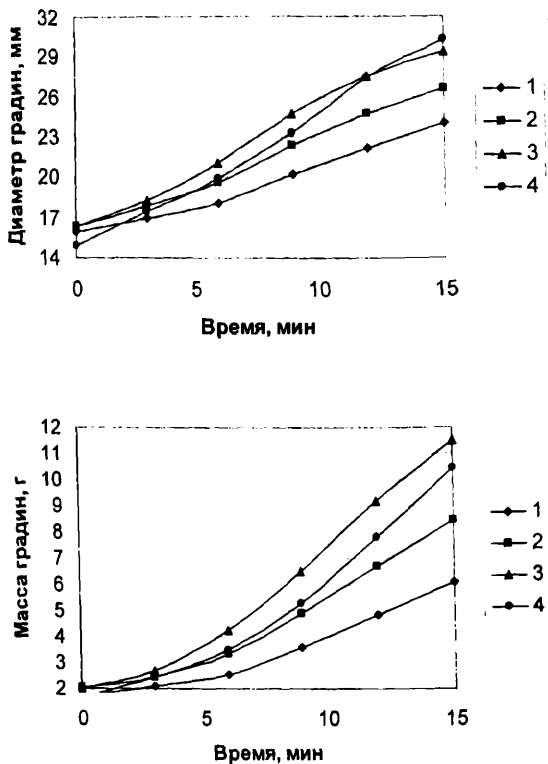


Рис.1

Изменение во времени диаметра (верхний график) и массы градин (нижний график) в искусственной облачной среде.

1. Водность от 0.8 до 2.0 г/м³, (сухой рост)
 2. Водность от 2.1 до 3.0 г/м³, (сухой рост)
 3. Водность от 3.1 до 5.0 г/м³, (сухой рост)
 4. Водность от 3.1 до 5.0 г/м³, (мокрый рост).
- Температура от -6 до -7 °С

Как следует из табл.2 с ростом водности существенно уменьшается время достижения градин одних и тех же размеров, и соответственно, увеличивается скорость роста диаметра и масс градин. Так, например, при водностях, соответствующих 0.8-2.0 г/м³, 2.1-3.0 г/м³ и 3.1-5.0 г/м³ градина достигает диаметра 30 мм от начального, равного 15-17 мм, за 23, 18 и 15 мин. С увеличением размеров градины растет скорость роста диаметра и массы градин. Так, в частности, при водности 3.1-5.0 г/м³ для градин диаметром 20, 30 и 40 мм скорость роста диаметра и массы градин, соответственно, составляет 0.79, 1.19, 1.59 мм/мин и 0.42, 1.31, 2.94 г/мин при сухом росте, и 0.95, 1.42, 1.9 мм/мин и 0.43, 1.19, 2.46 г/мин при мокром росте (табл.2). При тех же

водностях диаметр градины удваивается примерно за 17 мин при сухом росте и 15 мин при мокром росте, масса градины увеличивается в шесть раз примерно за 15 мин при обоих режимах роста.

Табл. 1

Коэффициенты уравнений регрессии для роста диаметра (D) и массы (M) градин

Режим роста	w г/м ³	R^2	a	CONF 68% (+/-)	b	CONF 68% (+/-)
$D = a \exp(bx)$						
Сухой	0.8-2.0	0.993	15.59	0.227	0.0287	0.0014
Сухой	2.1-3.0	0.994	16.326	0.26	0.0333	0.0015
Сухой	3.1-5.0	0.982	16.652	0.564	0.0397	0.0032
Мокрый	3.1-5.0	0.996	15.109	0.306	0.0474	0.0018
$M = a \exp(bx)$						
Сухой	0.8-2.0	0.994	1.609	0.084	0.0895	0.0043
Сухой	2.1-3.0	0.993	1.961	0.129	0.0986	0.0053
Сухой	3.1-5.0	0.986	2.238	0.263	0.1117	0.0092
Мокрый	3.1-5.0	0.996	1.781	0.121	0.1192	0.0053

Табл. 2

Время достижения градинами заданных размеров и скорости роста их диаметра (D') и массы (M') при этих размерах в зависимости от условий эксперимента

Режим роста	D , мм	Время достижения D , мин	D' , мм/мин	M' , г/мин
Сухой $w =$ 0.8-2.0 г/м ³	20	8.7	0.57	0.31
	25	16.5	0.72	0.63
	30	22.8	0.86	1.11
	35	28.2	1.00	1.79
	40	32.8	1.15	2.72
Сухой $w =$ 2.1-3.0 г/м ³	20	6.1	0.67	0.35
	25	12.8	0.83	0.68
	30	18.3	1.00	1.17
	35	22.9	1.17	1.85
	40	26.9	1.33	2.75
Сухой $w =$ 3.1-5.0 г/м ³	20	4.6	0.79	0.42
	25	10.2	0.99	0.78
	30	14.8	1.19	1.31
	35	18.7	1.39	2.02
	40	22.1	1.59	2.94
Мокрый $w =$ 3.1-5.0 г/м ³	20	5.9	0.95	0.43
	25	10.6	1.19	0.75
	30	14.5	1.42	1.19
	35	17.7	1.66	1.76
	40	20.5	1.90	2.46

Сравнение наших результатов по скорости роста массы градин различного размера с аналогичными результатами, полученными в ВГИ [3], но для закрепленных градин, показывает следующее. В условиях мокрого роста при водности 5 г/м³ скорость роста массы закрепленной градины диаметром 20, 25, 30 мм в жидкокапельной среде составляла соответственно 0.39 г/мин, 0.45 г/мин, 0.46 г/мин. В нашем эксперименте эта скорость при меньшей водности (3.1-5.0 г/м³) для градин тех же размеров соответствовала 0.43 г/мин, 0.75 г/мин, 1.19 г/мин (табл.2).

Таким образом, для закрепленной и свободно взвешенной градины для диаметра 20 мм скорости роста массы градины различаются незначительно. Однако для диаметров 25 мм и 30 мм это различие существенное и составляет примерно 170% и 260% по отношению к скорости роста массы закрепленной градины.

ლიტერატურა

1. Хоргуани В.Г. – Микрофизика зарождения и роста града. М., Гидрометеоиздат, 1984, 188 с.
2. Ludlam F.H.- The hail problem, Nubila, Anno 1, N1, 1958, pp. 12-96.
3. Эжба Я.А., Хоргуани В.Г., Тлисов М.И.- О влиянии кристаллической фазы на рост градин, Тр. ВГИ, вып. 29, 11., Гидрометеоздат, 1975, с. 151-162.

სმტყვის მარცვლების ზრდის სიჩქარე ხელოვნური ბარამოს სხვადასხვა
წყლიანობისა და ტემპერატურისათვის

ბლიაძე თ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია თავისუფლად შეწონილი სეტყვის მარცვლების ზრდის სიჩქარის კვლევის შედეგები ხელოვნური გარემოს სხვადასხვა წყლიანობისა და ტემპერატურისათვის.

СКОРОСТЬ РОСТА ГРАДИН ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ВОДНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЕ ИСКУССТВЕННОЙ ОБЛАЧНОЙ СРЕДЫ

Блиадзе Т.Г.

Реферат

Представлены результаты исследования скорости роста свободно взвешенных градин при различной температуре и водности искусственной облачной среды

RATE OF GROWTH IN THE HAILSTONES AT DIFFERENT WATER CONTENT AND TEMPERATURE OF ARTIFICIAL CLOUD MEDIUM

Bliaдзе Т.

Abstract

The results of investigating the rate of growth in the freely weighed hailstones with a different temperature and the water content of artificial cloud medium are represented

ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАДИН ПРИ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМАХ ИХ РОСТА

Блиадзе Т.Г.

Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М.Александров, 1

Известно, что Грузия является одним из градоопасных регионов мира. Поэтому исследования градовых процессов здесь всегда были актуальны и им уделялось и уделяется повышенное внимание. Изучение градобитий в Грузии имеет многовековую историю. Регулярные же метеорологические наблюдения за этим атмосферным явлением ведутся уже более 100 лет [1]. Кроме этого, в течение длительного периода времени при разработке средств и методов воздействия на градовые процессы, а затем во время работы первой в мире противоградовой службы Грузии в Кахети и в других регионах Восточной и Южной Грузии, наряду с детальным изучением климатологии града в этих районах с использованием градодождемеров, проводились инструментальные измерения количества твердых и жидких осадков, выпавших из градовых облаков. Дополнительно изучались и физические характеристики (плотность, размеры, структура и др.) отдельных градин [2-4]. Большое внимание уделялось и уделяется исследованиям радиолокационных параметров конвективных облаков с целью определения радиолокационных критериев их градоопасности, картированию территории Кахети по распределению конвективной облачности и грозо и градоопасности с использованием этих критериев [5,6]. Важное внимание уделялось также теоретическим и экспериментальным лабораторным исследованиям процессов роста и таяния градин [7].

Данная работа является частью проводимых в Грузии указанных выше исследований и посвящена экспериментальному исследованию физических характеристик градин при различных режимах их роста.

В работе приводятся два типичных случая роста искусственных градин, свободно подвешенных в переохлажденной облачной среде. Описание экспериментальной установки представлено в [8]. Физические и поверхностные особенности растущих свободно подвешенных в облачной среде градин являются отражением тех условий, при которых происходит отложение льда на поверхности моделей.

Эти особенности мы будем характеризовать следующими параметрами:

1. температурой облачной среды, сохраняющейся постоянной в течение эксперимента.
2. диаметром и массой градин через последовательные трехминутные промежутки времени их роста в течение 15 минут, начиная с начального момента (всего шесть точек измерения : 0, 3, 6, 9, 12 и 15 мин).
3. скоростью роста диаметра и массы градин в различные последовательные трехминутные промежутки времени их роста в течение 15 минут (всего пять промежутков времени: 0-3, 3-6, 6-9, 9-12 и 12-15 мин).
4. водностью облачной среды, сохраняющей постоянные значения в указанные пять трехминутные интервалы времени.
5. значениями интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами в указанные промежутки времени.
6. значениями критической водности, обуславливающих режим роста градин.
7. наличием на поверхности градины пленки воды.
8. шероховатостью поверхности градины.

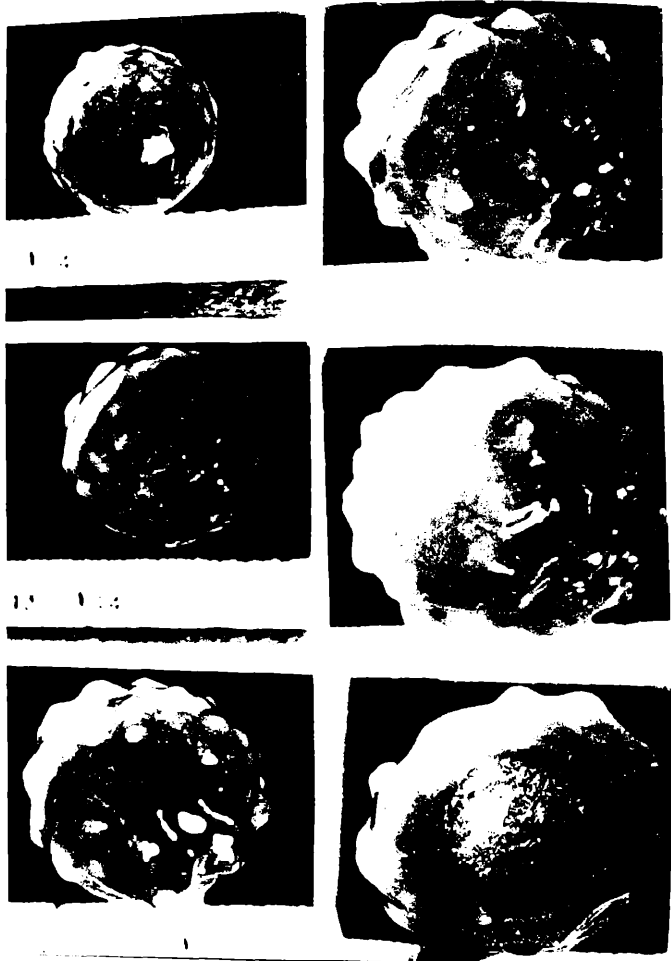


Рис.1
Фотографии растущей грядины в опыте 1.

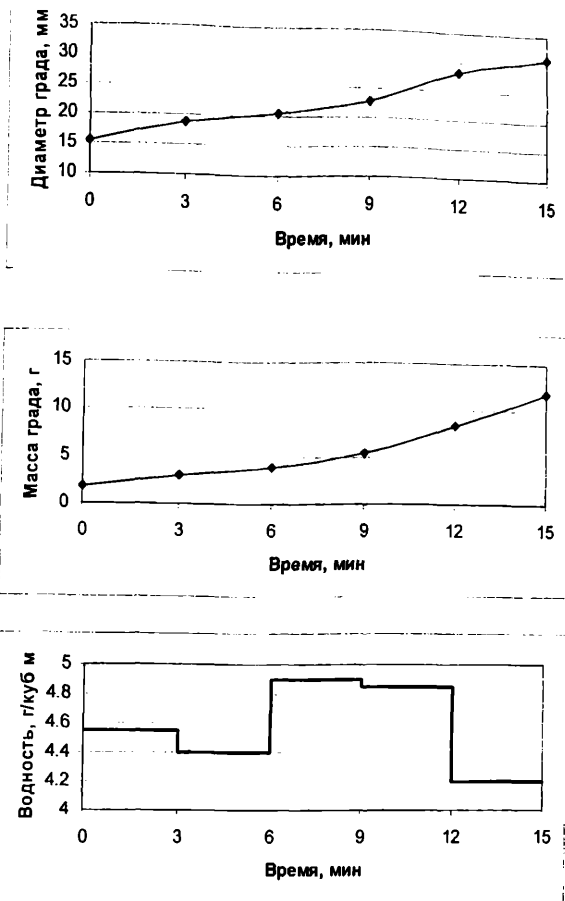


Рис. 1а

Изменение во времени диаметра града (верхний график), его массы (средний график) и водности искусственной облачной среды (нижний график) в опыте № 1. Температура – 6.5 °С.

9. наличием или отсутствием выпуклостей, их высотой и распределением на поверхности.
10. цветом ледяного отложения, который зависит от наличия или отсутствия воздушных включений.
11. формой градин.
12. плотностью отложения.

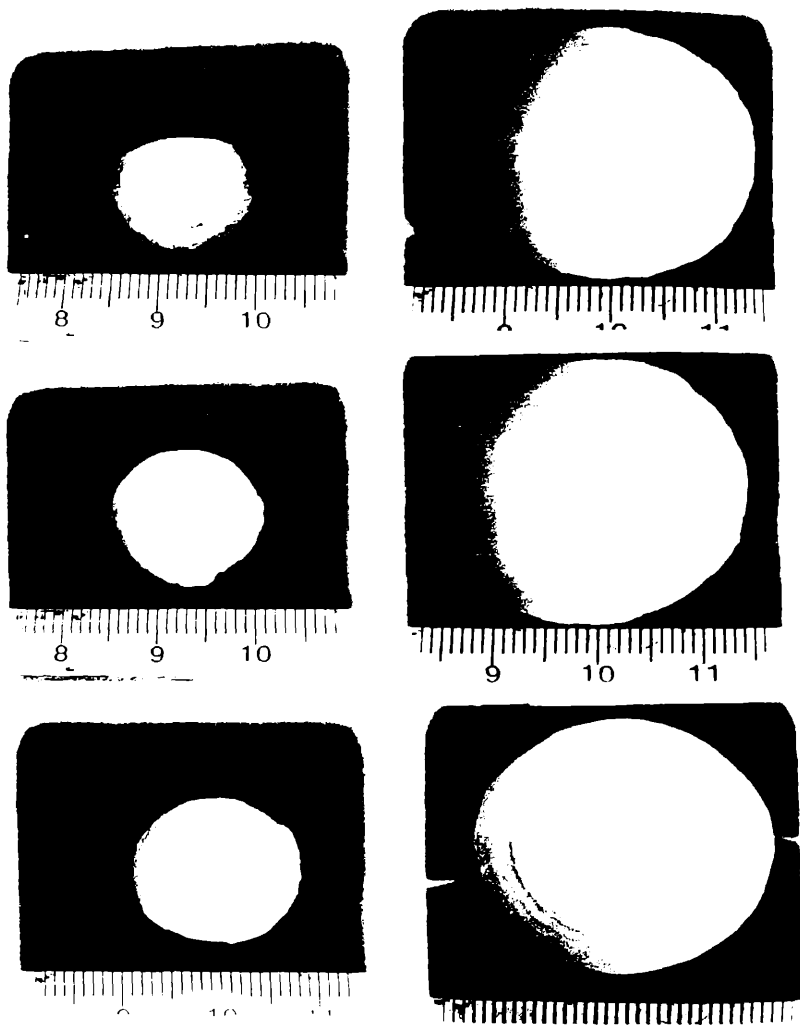


Рис. 2
Фотографии растущей градины в опыте 2.

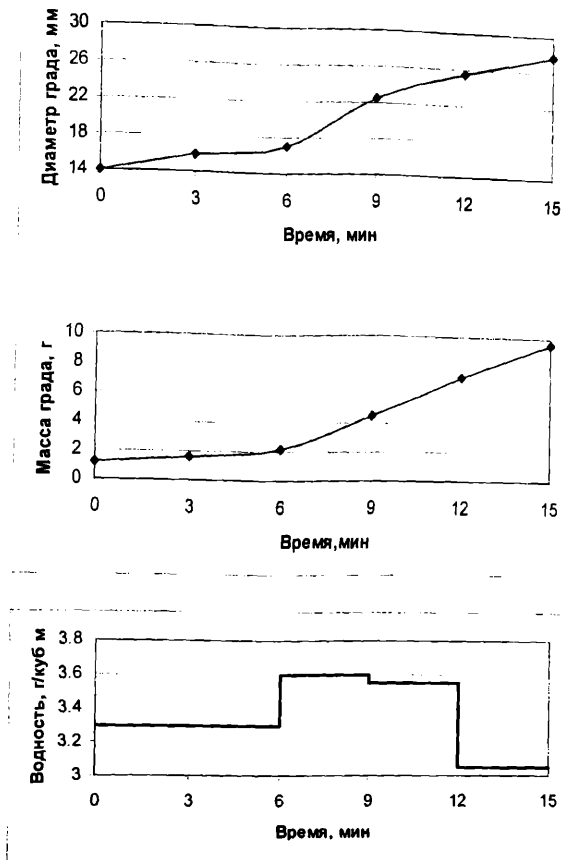


Рис. 2.а
Изменение во времени диаметра града (верхний график), его массы (средний график) и влажности искусственной облачной среды (нижний график) в опыте № 2. Температура - 18 °С.

На рис. 1, 1а, 2 и 2а представлены фотографии различных стадий роста и экспериментальные данные о поверхностных характеристиках свободно взвешенных градин, изменениях их диаметра и массы во времени, а также температуре и влажности искусственной облачной среды.

Опыт 1 (рис. 1 и 1а). Температура облачной среды составляла -6.5°C . Влажность изменялась слабо, от 4.2 до 4.9 г/м^3 (12-15 и 6-9 мин соответственно, рис. 1а). Высокие значения влажности обусловили в целом значительный рост градины. Диаметр ее (D) увеличился от начального 15.5 мм до конечного 31 мм . Соответственно масса (M) увеличилась от 1.8 г до 11.9 г . Скорость роста диаметра и массы градины в последовательные трехминутные промежутки времени находится в положительной корреляции изменению влажности. Для влажностей 4.55 , 4.4 , 4.9 , 4.85 и 4.2 г/м^3

соответственно значения скорости роста диаметра D' составляють 1.08, 0.58, 0.75, 1.83 и 0.92 мм/мин, а значения скорости роста массы M' – 0.39, 0.28, 0.50, 1.02 и 1.16 г/мин.

Средние значения диаметра градин в эти промежутки времени соответственно составляли: 17.1, 19.6, 21.6, 25.5 и 29.6 мм, а значения интегрального коэффициента захвата облачных капель градинами E – 0.36, 0.20, 0.25, 0.35 и 0.32. То есть в данном случае имеет место два экстремума значений интегрального коэффициента захвата для среднего диаметра градин 17.1 и 25.5 мм.

Критическая водность в течение эксперимента последовательно менялась следующим образом: 2.8, 4.5, 3.4, 2.2 и 2.2 г/м³. Формула для определения критической водности нами была использована из монографии [9].

Таким образом, практически в течение всего эксперимента рост градины происходил в мокром режиме (исключение – второй промежуток времени, для которого критическая водность близка к наблюдаемой и режим роста более близок к смешанному). Как следует из фотографий (рис.1), поверхность градины гладкая, однако на ней имеются выпуклости высотой до 2.5 мм, которые равномерно распределены по всей поверхности. Равномерное распределение указывает на случайный характер появления выступов при свободном вращении модели в облачной среде. Поверхность градины прозрачная. Плотность нарощего льда в течение эксперимента была примерно 0.9 г/см³.

В следующем опыте (рис. 2 и 2а) температура облачной среды была равна –18 °С.

Водность изменялась незначительно, от 3.05 до 3.6 г/м³ (12-15 и 6-9 мин соответственно). Диаметр градины за 15 мин. изменился от 14 мм до 27.8 мм. Соответственно масса градины выросла от 1.22 г до 9.57 г. В течение эксперимента водность составляла 3.3, 3.3, 3.6, 3.55 и 3.05 г/м³. Значения D' соответственно были равны: 0.67, 0.33, 1.83, 1.0 и 0.75 мм/мин, а M' – 0.12, 0.21, 0.76, 0.90 и 0.80 г/мин. Средние значения диаметра градин в указанные промежутки времени соответственно составляли: 15.0, 16.5, 19.8, 24.0 и 26.6 мм, а значения E – 0.20, 0.29, 0.63, 0.48 и 0.39. В этом эксперименте, как и в предыдущем, с ростом диаметра градин вначале прослеживается рост интегрального коэффициента захвата, а затем – уменьшение.

Величины критической водности в указанном эксперименте составляли: 14.6, 9.4, 3.9, 4.5 и 5.1 г/м³. То есть в течение всего эксперимента рост градины происходил в сухом режиме, что достаточно хорошо видно на соответствующих фотографиях (рис.2). Поверхность градины сухая, гладкая, без каких-либо шероховатостей и выпуклостей. Цвет – молочно-белый, форма – сферическая, плотность нарощего льда – 0.85 г/см³.

Сравнение вышеописанных и других искусственных градин, выросших в аналогичных условиях, с естественными градинами, выпавшими в разное время в Кахетинском регионе Грузии и за рубежом, показало, что поверхностные свойства и естественных и искусственно выращенных нами сферических градин (цвет, шероховатость, выпуклость, размеры) достаточно удовлетворительно согласуются друг с другом. Также удовлетворительно согласуются полученные в экспериментах данные о плотности ледяного нароста с аналогичными для естественных градин [4,9,10].

Таким образом, устройство для моделирования роста сферических градин в искусственной облачной среде [8] вполне репрезентативно для подобного рода экспериментов.

Литература

1. Гигинейшвили В.М. – Градобития в Восточной Грузии, Л., Гидрометеоздат, 1960, 123 с.
2. Ватишвили М.Р., Бахсолиани М.Г., Газавили А.Г., Георгишвили А.Г., Капанадзе Н.И., Микадзе Б.Ш., Саамишвили Н.Р. – Исследование градовых процессов в районах Восточной Грузии, Тр. Всес. семин. “Активные воздействия на градовые процессы и перспективы усовершенствования ледообразующих реагентов для практики активных воздействий”, Нальчик, 16-21 октября 1989, М., МО Гидрометеоздата, 1991, с. 251-260.
3. Бартишвили И.Т., Бартишвили Г.С. – Характеристики градобитий и градин., Тр. ЗаКНИГМИ, вып. 16(22), Л., Гидрометеоздат, 1964, с. 80-83.
4. Карцивадзе А.И., Махарашвили П.И. - Некоторые данные о физических характеристиках градин, Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 25, вып. 1, Тб., “Мешниереба”, 1967, с. 84-93
5. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Doreuli R., Khurodze T., Kolesnikov Yu. - Some Characteristics of Hail Processes in the Kakheti Region of Georgia, Proc. 13th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Reno, Nevada, USA, August 14-18, vol.2, 2000, pp. 1085-1087.
6. Карцивадзе А.И., Салуквадзе Т.Г., Лапинскас В.А. – Некоторые вопросы методики воздействия на градовые процессы с использованием противорадовой системы “Алазани”, Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 26, Тб., “Мешниереба”, 1975, с. 13-27.

7. Гвелесиани А.И. – Об отложении льда, растущего в потоке переохлажденного водного аэрозоля, на поверхностях различной формы, Сообщ. АН ГССР, т. 51, N1, 1968, с. 63-68.
8. Окуджава А.М., Блиадзе Т.Г., Ломинадзе Д.Р., Салишвили Т.Н. – Устройство для моделирования роста и таяния градин, Тр. Ин-та геофизики АН ГССР, т. 49, Тб., "Мецниереба", 1982, с. 90-95.
9. Хоргуани В.Г. – Микрофизика зарождения и роста града, М., Гидрометеониздат, 1984, 188 с.
10. Женев Р. – Град, Л., Гидрометеониздат, 1966, 106 с.

სმეტყვის მარცვლების ფიზიკური მახასიათებლები მათი ზრდის სხვადასხვა რეჟიმების დროს

ბლიაძე თ.

რეზიუმე

ორი სეტყვის მარცვლის ზრდის მაგალითზე წარმოდგენილია ექსპერიმენტების სხვადასხვა პირობებისათვის მონაცემები ზედაპირულ მახასიათებლებზე, მათი დიამეტრისა და მასის ცვლილებაზე დროში, აგრეთვე ხელოვნური სადრუბლო გარემოს ტემპერატურასა და წყლიანობაზე.

ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАДИН ПРИ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМАХ ИХ РОСТА

Блиадзе Т.Г.

Реферат

На примере роста двух градин представлены типичные для различных условий экспериментов данные о поверхностных характеристиках, изменениях их диаметра и массы во времени, а также температуре и влажности облачной среды.

PHYSICAL CHARACTERISTICS OF HAILSTONES DURING DIFFERENT CONDITIONS OF THEIR GROWTH

Bliadze T.

Abstract

The typical for the varied conditions for experiments data about the surface characteristics of hailstones, changes of their diameter and mass with time, and also temperature and water content of cloud medium based on the example of an increase in two hailstones are represented.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА НА ОБЩУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Салуквадзе Т., Хелая Э., Салуквадзе М.

Институт геофизики им. М. Нодиа, 0193 Тбилиси, ул. Алексидзе 1. E-mail admin@ig.acnet.ge

Принято считать, что основная часть минералов (приблизительно 80 %), находящихся в атмосферных осадках, попадают в них после начала их выпадения. Отсюда следует, что как общая минерализация, так и химический состав атмосферных осадков во многом зависят от местных условий: метеорологических, климатических, терригенных, антропогенных и других. Зная результаты влияния этих факторов на минерализацию атмосферных осадков, представляется возможность оценить направление их изменения.

Влияние на общую минерализацию атмосферных осадков ($\Sigma_{и}$) различных метеорологических условий, предшествующих или сопутствующих их выпадению, изучали многие исследователи [1,2,3,4,5]. Было найдено, что увеличение температуры приземного слоя воздуха влечет за собой увеличение общей минерализации осадков.

В настоящей работе предпринимается попытка установить эмпирическую зависимость между общей минерализацией конвективных атмосферных осадков теплого сезона года Восточной Грузии от температуры приземного воздуха. Под общей минерализацией осадков подразумевается сумма значений концентраций ионов следующих химических веществ Cl , SO_4 , HCO_3 , Na , Ca и Mg .

Для решения этой задачи воспользовались базой данных, которая объединяет информацию о суммарной минерализации атмосферных осадков, пробы которых (всего 487 проб) были собраны в Восточной Грузии в 6 различных местах этого региона и метеорологических условиях, предшествующих или сопровождающих выпадению осадков.

Пробы осадков брались в специально оборудованных пунктах, где строго соблюдались условия сбора и хранения проб, предназначенных для химического анализа. Химический анализ проводился на кафедре аналитической химии Тбилисского государственного университета под руководством проф. Г. Супаташвили. Точность химического анализа не хуже 10%.

Согласно проведенным исследованиям, атмосферные осадки Кахетинского региона Грузии относятся к слабокислым, сульфатным или сульфатно-гидрокарбонатным водам группы кальция. По качеству и химическому составу атмосферные осадки исследуемого региона характерны для континентальных регионов. Средняя величина суммы главных ионов в осадках - $\Sigma_{и}$ по пунктам и по годам меняется в пределах от 8,6 мг/л до 21,6 мг/л.

Несмотря на то, что значение $\Sigma_{и}$ меняется в широком диапазоне, в большинстве случаев оно не превышает 20 - 30 мг/л. Только менее, чем в 1 % от общего числа проб она не превышала 63 мг/л. Общее среднее значение $\Sigma_{и}$ для данного региона равняется 15,4 мг/л. Абсолютное минимальное значение $\Sigma_{и} = 1,21$ мг/л. Зафиксированное нами абсолютное максимальное значение $\Sigma_{и} = 94,82$ мг/л. Однако, следует отметить, что суммарная



минерализация, превосходящая 63 мг/л, в нашем случае (при числе элементов выборки около 500), согласно правилу Томпсона, с большой вероятностью (0,95) можно отнести к ошибке (напр. загрязнение проб осадков посторонними аэрозолями при их сборе). Поэтому мы считаем, что $(\Sigma_{\text{и}})_{\text{макс}} = 63,00$ следует считать максимумом минерализации атмосферных осадков Восточной Грузии.

Принимая во внимание величину среднего значения суммарной минерализации, легко можно показать, что на каждый квадратный километр площади восточной Грузии вместе с атмосферными осадками в почву за год попадают от 10 до 20 т минеральных солей, которые играют важную роль в гео-, гидро- и агрохимических процессах, протекающих в ней.

Как отмечалось выше, рост температуры воздуха нижних слоев атмосферы вызывает рост минерализации осадков. Характер зависимости минерализации осадков от температуры, в основном, определяется характером зависимости концентраций ионов HCO_3^- , Ca^{2+} и SO_4^{2-} в осадках от температуры. Это можно объяснить тем, что весовой вклад упомянутых ионов в общей минерализации значителен. Аналогичная зависимость прослеживается и для концентраций ионов других химических компонентов и суммы главных ионов (Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , $\Sigma_{\text{и}}$). Анализ этих зависимостей показал, что только в первом приближении можно считать их линейными.

Из-за нелинейности зависимостей между рассматриваемыми величинами, сочли необходимым вычислять не коэффициент линейной корреляции, а значение т.н. корреляционного отношения η . Как показали вычисления, значения η для всех рассматриваемых нами химических веществ, находятся в пределах между 0,43 и 0,9 (см. табл. 1).

Табл. 1. Величины корреляционных отношений зависимостей концентраций основных ионов и суммарной минерализации от температуры приземного воздуха (η) с соответствующими стандартными ошибками (σ_{η}).

Химические вещества	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\Sigma_{\text{и}}$
η	0.43	0.89	0.90	0.85	0.74	0.85	0.63
σ_{η}	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02

Эти факты объяснялись тем, что с увеличением температуры воздуха связана интенсификация конвективных движений в атмосфере, вследствие чего увеличивается вероятность попадания в атмосферу, и оттуда в дождевые капли терригенных аэрозолей. Такими ионами являются Ca^{2+} и SO_4^{2-} , наличие которых в атмосферных осадках Кахетинского региона Грузии вызвано присутствием гипса в большом количестве в почвах этого региона[7].

На рис. 1. представлена экспериментальная кривая зависимости общей минерализации атмосферных осадков Кахетинского региона Грузии от температуры приземного слоя воздуха.

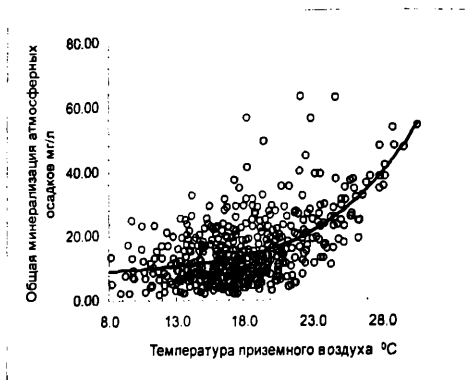


Рис. 1. Экспериментальная кривая зависимости общей минерализации атмосферных осадков Кахетинского региона Грузии от температуры приземного слоя воздуха.

Как видно из этого графика эта зависимость не линейная и хорошо аппроксимируется полиномом 4-ого порядка следующего вида:

$$\Sigma_{\text{ж}} = 2 \cdot 10^{-4} \cdot t^4 - 7.6 \cdot 10^{-3} \cdot t^3 + 1.33 \cdot 10^{-1} \cdot t^2 - 8.64 \cdot 10^{-1} \cdot t + 10.78$$

Из того же графика следует, что увеличение температуры приземного воздуха вызывает рост общей минерализации осадков. Однако этот рост интенсивным становится после 18 – 20 °C, что совпадает с моментом начала интенсификации конвективных движений в атмосфере для данного региона.

Коэффициент надежности аппроксимации $R^2 = 0.37$.

Литература

1. Гиренко А.Х. - Некоторые закономерности в химии вод атмосферы. Гидрохимические материалы, Ленинград, "Гидрометеониздат", 1959, т. 28. с. 57-63.
2. Петренчук О.П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля. Ленинград, "Гидрометеониздат", 1979. 473 с.
3. Супаташвили Г.Д. Некоторые закономерности формирования химического состава атмосферных осадков в Грузинской ССР. Труды института Океанологии, 1973, т. 63. с. 93-98.
4. Dalal R.C. The effect of some meteorological parameters on the chemical composition of precipitation at the University Field Station, Trinidad, West Indies. J. Appl. Meteorol., 1978, vol. 17. No. 1. pp. 972-979.
5. Абесалашвили Л.Ш., Салуквадзе Т.Г., Супаташвили Г.Д. Влияние метеорологических условий на химический состав атмосферных осадков Восточной Грузии. Метеорология и гидрология, Ленинград, "Гидрометеониздат", 1990, т. 12. с. 75-80.
6. ხვედელიძე ზ.: სინოპტიკური მეტეოროლოგია. თბილისი, "თბილისის სახელმწიფო უნივერსიტეტი", 1998. 190 გვ.
7. საბაშვილი მ.ს. საქართველოს სსრ ნიადაგები. გამოცემა "მეცნიერება", თბილისი, 1965. 375 გვ.

ატმოსფერული ნალექების ჯამური მინერალიზაციაზე მიწისპირა ჰაერის ნემპერატურის გავლენის შესწავლა

თ. სალუქვაძე, ე. ხელაია, მ. სალუქვაძე

რეზიუმე

ამოკვლეულია ატმოსფერული ნალექების ჯამურ მინერალიზაციაზე მიწისპირა ჰაერის ტემპერატურის გავლენა. შედგენილია ასეთი დამოკიდებულების რეგრესიის განტოლება მეოთხე რიგის პოლინომის სახით. გამოთვლილია აპროქსიმაციის სიმძლავრის კოეფიციენტი და კორელაციის ინდექსი.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА НА ОБЩУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ

Салуквадзе Т., Хелая Э., Салуквадзе М.

Реферат

Исследовано влияние температуры приземного воздуха на общую минерализацию атмосферных осадков Кахетинского региона Грузии. Предлагается уравнение регрессии этой зависимости в виде полинома 4-той степени. Вычислен коэффициент надежности аппроксимации и индекс корреляции.

RESEARCH OF TEMPERATURE INFLUENCE SURFACE LAYER ON A COMMON MINERALIZATION OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION BY EAST GEORGIA

Salukvadze T., Khelaia E., Salukvadze M.

Abstract

The temperature influence of surface layer on a general mineralization of atmospheric precipitation of Kakheti region of Georgia is researched. The equation of regression of this dependence as a polynomial of 4-th degree is offered. The reliability coefficient of approximating and index of correlation is calculated.

ИССЛЕДОВАНИЯ Z – I ОТНОШЕНИЙ ДЛЯ ЖИДКИХ КОНВЕКТИВНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ

¹Салуквадзе Т.Г., ¹Хелая Е.И., ²Капанაძე Н.И., ¹Салуквадзе М.Т., ³Килаძე Р. И.

*1. Институт геофизики им. М. Нодиа, Тбилиси 0193, ул. Алексидзе 1. E-mail admint@ig.acnet.ge
2. Институт гидрометеорологии, Тбилиси 0012, просп. Давида Агмашенебели 150, E-mail nbi@acnet.ge
3. Университет им. И. Чавчавадзе, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе 32. E-mail univ@iliani.edu.ge*

Установление связи между радиолокационной отражаемостью конвективных облаков и интенсивностью атмосферных осадков имеет большое практическое значение в деле планирования расхода запасов пресной воды в регионе. На больших территориях в реальное время и с высокой точностью дистанционное определение интенсивности и суммы атмосферных осадков, вполне выполнимая задача для современного метеорологического радиолокатора. Для этого необходимо, на основе совместного анализа заранее накопленных материалов радиолокационных наблюдений за облаками и результатов мониторинга интенсивности атмосферных осадков в данном регионе, установить связь между радиолокационной отражаемостью атмосферных осадков и их интенсивностью.

Подобные задачи в разное время для разных регионов решались многими исследователями [1,2,3,4]. Результаты этих исследований успешно применяются в настоящее время почти на всех континентах мира.

Точность определения суммы атмосферных осадков на больших территориях (для одного современного радиолокатора она равняется около 160 000 км²) не хуже $\pm 10 + 15\%$ от измеряемой величины, что совершенно не достижимо для дождемерной сети, с экономической точки зрения, реальной плотностью дождемеров.

Для решения этой задачи нами были использованы материалы многолетних (1981 – 1992 гг.) радиолокационных наблюдений за конвективными облаками теплого времени года, проведенных в Кахетинском регионе Грузии, дающие на поверхности земли осадки. Они сопоставлены с результатами мониторинга суммы атмосферных осадков дождемерной сетью Гидрометеорологической службы Грузии.

Совместный анализ вышеупомянутых материалов позволил нам установить значения постоянных коэффициентов A и b уравнения связи между радиолокационной отражаемостью – $Z(\text{мм}^6/\text{м}^3)$ и интенсивностью атмосферных осадков $I(\text{мм}/\text{час})$ следующего вида;

$$Z = A \cdot I^b$$

Для получения желаемой точности определения интенсивности осадков с помощью радиолокатора, необходимо значения коэффициентов A и b определить для двух диапазонов интенсивности осадков ($I < 5 \text{ мм}/\text{час}$ и $I \geq 5 \text{ мм}/\text{час}$) раздельно. Из практики известно, что если пользоваться постоянными значениями A и b для всего диапазона интенсивности осадков, при слабых осадках интенсивность может быть определена с грубыми ошибками, а точно

будет определена интенсивность сильных осадков и наоборот. Поэтому на данном этапе исследования мы рассматриваем случай, когда $I < 5$ мм/час.

Результаты исследования базируются на обучающей выборке в объеме 325 случаев, когда на пунктах дождемерной сети было измерено значение суммы осадков, а радиолокатором над точкой расположения дождемера - величина радиолокационной отражаемости данного облака на высоте около 2000 м над уровнем моря.

Число дождемерных пунктов, которые попадались внутри эффективного радиуса действия, расположенных в вышеуказанном регионе 4-х метеорологических радиолокаторов (типа МРЛ - 5 Советского производства), равнялось 8.

Случаи, когда число радиолокационных измерений отражаемости осадков над дождемером не превосходило 6, из анализа исключались. Не анализировались и такие случаи, когда в стандартный срок измерения суммы осадков по радиолокационным наблюдениям над дождемером фиксировалось два или больше облаков. Зная время нахождения над дождемером облака, которое дает осадки (на этом указывает радиоэхо облака, доходящее до земли) и значения суммы атмосферных осадков, измеренные дождемером в интервале стандартного времени наблюдения, легко можно получить среднюю интенсивность для данного облака.

Результаты наших исследований представлены графически на рисунке ниже. А аппроксимирующее уравнение имеет следующий вид:

$$\log I = 0.5801 \log Z - 1.321.$$

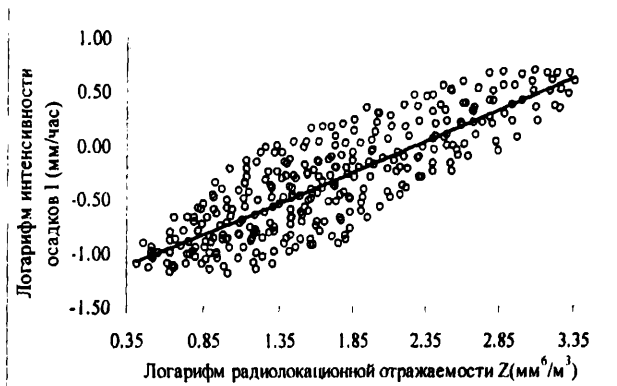


Рис. График зависимости интенсивности атмосферных осадков I (мм/час) от радиолокационной отражаемости Z ($\text{мм}^6/\text{м}^3$)

Одновременно с определением значений постоянных коэффициентов уравнения регрессии, определялся и коэффициент надежности аппроксимации $R^2 = 0.707$, квадратный корень из которого (0,84), в данном случае, равняется коэффициенту линейной корреляции между этими величинами.

Таким образом, при наличии в Грузии хотя бы двух современных метеорологических радиолокаторов, заинтересованные ведомства в реальное время и на всей территории имели бы в своем распоряжении информацию о выпавших осадках, которую можно было бы использовать для предупреждения наводнений, расчета запасов воды в водосемах и т.д.

Литература

1. Шупяцкий А.Б. Радиолокационное измерение интенсивности и некоторых других характеристик осадков. Ленинград, Гидрометеоздат, 1960. 211 с.

2. Мучник В.М. Некоторые вопросы измерения количества осадков радиолокационными методами. Ленинград, Гидрометеиздат. Тр. УкрНИИГМИ, 1961, вып. 26. сс. 38-48.
3. Батан Л. Дж. Радиолокационная метеорология. Ленинград, Гидрометеиздат. 1962. 283 с.
4. Broun E. Precipitation measurement in Cumul Congestus. 1963, J. Atm. Sei; vol. 20, No 1.

საქართველოს კახეთის რეგიონის თხევადი ატმოსფერული ნალექებისთვის Z – I დამოკიდებულების გამომკვლევა

სალუქვაძე თ., ხელაია ე., კაპანაძე ნ., სალუქვაძე მ., კილაძე რ.

რეზიუმე

სტატისტიკურად უზრუნველყოფილ ექსპერიმენტულ მასალაზე დაყრდნობით განსახილველია საქართველოს კახეთის რეგიონის თბილი სეზონის ატმოსფერული ნალექების ინტენსივობასა და რადიოლოკაციურ ამრეკლადობას შორის დამოკიდებულების წრფივი რეგრესიის განტოლების მუდმივი კოეფიციენტები, აგრეთვე გამოთვლილია აპროქსიმაციის საიმედობის მანუენების მნიშვნელობა.

ИССЛЕДОВАНИЯ Z – I ОТНОШЕНИЙ ДЛЯ ЖИДКИХ КОНВЕКТИВНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ

Салуквадзе Т.Г., Хелая Е.И., Капанадзе Н.И., Салуквадзе М.Т., Киладзе Р. И.

Реферат

На основе статистически обеспеченном экспериментальном материале определены постоянные коэффициенты уравнений линейной регрессии зависимости между радиолокационной отражаемостью (Z) и интенсивностью (I) атмосферных осадков теплого времени года для Кахетинского региона Грузии, а также вычислен показатель надежности аппроксимации.

RESEARCHES the Z - I RATIO FOR LIQUID CONVECTIVE ATMOSPHERIC PRECIPITATION Kakheti region of Georgia

SalukvadZe T. G., Khelaia E. I., Kapanadze N. I., SalukvadZe M.T., Kiladze R. I.

Abstract

On a basis the statistical provided experimental material the stationary values coefficients of the equations of linear regression of dependence between radar reflectivity (Z) and intensity (I) of atmospheric precipitation of a warm season for Kakheti region of Georgia are defined, and also the metric of reliability of approximating is calculated.



РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОДНОЯЧЕЙКОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ

¹Салуквадзе Т.Г., ¹Хелая Е.И., ²Киладзе Р. И.

1. Институт геофизики им.М. Нодиа, Тбилиси 0193, ул. Алексидзе 1. E-mail admin@ig.acnet.ge
2. Университет им.И. Чавчавадзе, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе 32. E-mail uni@iliumi.edu.ge

Вопросом классификации конвективных облаков по их радиолокационной структуре и динамике развития занимались многие исследователи в мире [1-5]. Однако, из-за региональности условий развития конкретных классов облаков, большое значение имеет изучение различных условий возникновения и диссипации, а также радиолокационных характеристик их радиоэхо для определенного региона.

Большинство исследователей соглашаются в том, что конвективные облака по их радиолокационной структуре и динамике развития, делятся на три основных класса: одноячейковые, многоячейковые и суперячейковые облака.

Различную радиолокационную структуру и особенность динамики развития конвективных облаков обуславливают синоптическая ситуация, термодинамическая устойчивость атмосферы, скорость и направление ветра, и другие условия.

Температура и влажность атмосферы и их вертикальная стратификация влияют на интенсивность конвективного движения, а ячейковое строение радиоэхо конвективного облака и динамика их развития зависят от структуры ветра на разных уровнях атмосферы, рельефа, микроклимата данного региона и др.

В настоящей работе предпринята попытка, изучить синоптические, метеорологические и другие условия, которые способствуют возникновению, развитию и диссипации одноячейкового конвективного облака Кахетинского региона Грузии и определить радиолокационные характеристики радиоэхо таких облаков. В работе проанализированы результаты наблюдений за 352 одноячейковыми облаками.

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 развиться при низкой и средней влажности.

Одноячейковые облака характеризуются однократным выпадением осадков, в них не происходит регенерация процесса осадкообразования. К основным причинам этого следует отнести невозможность одновременного существования в таких облаках как восходящего, так и нисходящего потоков. Когда иссякает энергия восходящего потока, развивается нисходящий поток, который приводит к диссипации облака. По этой причине максимальная продолжительность жизни одноячейковых облаков немногим более одного часа.

Продолжительность осадков из таких облаков колеблется в пределах 5-50 мин. Следует отметить, что одноячейковые облака не всегда дают осадки. Если из одноячейковых облаков выпадают осадки, то в виде слабых и сильных ливневых осадков или града слабой интенсивности.

Одноячейковые облака развиваются при невысоких значениях скорости господствующего ветра (скорость в пределах 10 и 22 км/час) и потому скорость их миграции составляют 3-16 км/час, а направление миграции составляет $\pm(0-11)$ угловых градусов с направлением господствующего ветра.

Первое радиозо одноячейковых облаков появляется в среднем на высоте 2,8 км над уровнем моря, при экстремумах 1,7 и 5,9 км. В среднем за 15 мин после обнаружения первого радиозо облако достигает максимального развития. Через несколько минут после этого начинается выпадение осадков и визуально наблюдаются электрические разряды. В момент максимального развития облака высота его радиозо достигает в среднем 8,5 км над уровнем моря. Экстремальные значения максимальной высоты радиозо равняются 5,5 и 12,4 км.

В одноячейковых облаках максимальная радиолокационная отражаемость располагается в среднем на высоте 4,4 км над уровнем моря, а вертикальная протяженность зоны повышенной отражаемости (область в облаке, на контуре которого отражаемость η составляет $0,1\eta_m$) равняется 1,1 км. Только одна десятая часть этой зоны располагается ниже уровня нулевой изотермы.

Максимальный поперечный размер радиозо 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.

Отношение площади сечения той части радиозо облака, из которой выпадают осадки, к общей площади максимального горизонтального сечения составляет около 0,4.

Градиент радиолокационной отражаемости в вертикальной плоскости радиозо одноячейкового облака равняется $0,77 \text{ км}^{-1}$, а в горизонтальной плоскости – $2,9 \text{ км}^{-1}$.

Вертикальный градиент радиолокационной отражаемости с момента образования первого радиозо одноячейкового облака, быстро уменьшается и с 2-2,5 км^{-1} - в начальный момент, за 12-15 мин достигает своего предельного значения – $0,38 \text{ км}^{-1}$. Это, в основном, происходит за счет быстрого распространения фронта укрупнения облачных элементов в вертикальном направлении.

Горизонтальный градиент радиолокационной отражаемости своего максимума достигает еще быстрее, чем вертикальный градиент и более длительное время остается постоянным.

На рис. ниже, представлено схематическое дискретное изображение вертикального разреза радиозо одноячейкового конвективного облака.

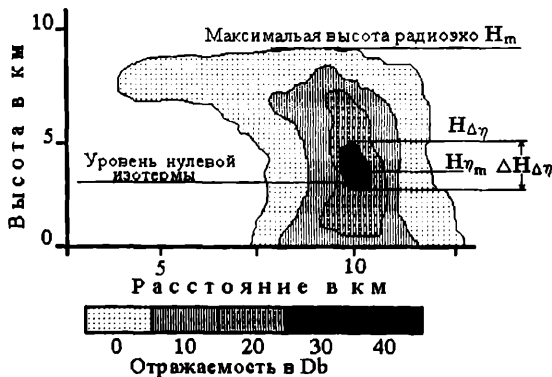


Рис.

Схематическое изображение вертикального разреза радиозо одноячейкового конвективного облака ($H_{\Delta\eta}$ – Верхняя граница зоны повышенной отражаемости; H_{η_m} – Высота расположения максимальной радиолокационной отражаемости).

Одноячейковое облако высокую электрическую активность достигает в момент максимального развития облака. В таких облаках, из-за их низкой плотности на исследуемой территории, разряды между облаками наблюдаются крайне редко. Как правило, они разряжаются на земле через высокие деревья, дома и другие строения.

Таблица. Общая характеристика одноячейкового конвективного облака

№	Наименование синоптических, аэрологических и других условий развития суперячейковых облаков и радиолокационные характеристики их радио эха	Описание ситуаций процесса развития облака и значения радиолокационных характеристик его радио эха	
		Модальное значение параметра	Диапазон изменения значений параметра
1	Условие развития облака	Слабовыраженное поле давления с западным градиентом, внутримассовые процессы	
2	Конвективная неустойчивость	Умеренная	
3	Динамика развития конвективных ячеек	Развитие - 4 - 20 мин., диссипация 10 - 25 мин.	
4	Закономерности зарождения и развития конвективных ячеек	Зарождение - на вершинах невысоких гор или на их склонах,	
5	Влагосодержание атмосферы	Низкое и среднее	
6	Процесс выпадения осадков.	одноразовый.	
7	Продолжительность выпадения осадков в мин.	21	5 - 50
8	Интенсивность и вид осадков	Без осадков, слабый или сильный ливневой дождь, град слабой интенсивности	
9	Скорость миграции облака в км/час	12	3 - 16
10	Скорость господствующего ветра км/час	16	10 - 22
11	Сдвиг ветра сек ⁻¹	$1,0 \cdot 10^{-4,3}$	$10^{3,4} - 10^{-4}$
12	Угол между направлением ветра и направлением миграции облака в угловых градусах	5,1	0 - 11
13	Время жизни облака в мин.	38	30 - 70
14	Максимальная высота радиоэха H_m .	8,8	5,0 - 11,2
15	Высота появления первого радиоэха км.	3,2	2,0 - 5,0
16	Время от появления первого радиоэха в минутах:		
	- до максимального развития;	15	13 - 21
	- до выпадения осадков;	14	12 - 20
	- до первой грозы.	17	14 - 26
17	Температура в свободной атмосфере на уровне H_m С ⁰ .	-24,3	-48,1 + -7,4
18	Высота расположения максимальной радиолокационной отражаемости в облаке H_{nm} км.	4,7	2,3 - 7,7
19	Температура в свободной атмосфере на уровне H_{nm} С ⁰ .	-4,1	-19,4 + -12,0
20	Вертикальная толщина зоны повышенной радиолокационной отражаемости H_{Δ} км.	2,2	1,1 - 4,8
21	Температура в свободной атмосфере на уровне верхней границы H_{Δ} С ⁰ .	-9,9	-26,4 + 3,0
22	Отношение толщины облака выше уровня нулевой изотермы к толщине ниже этого уровня h/h_0 .	1,3	0,5 - 3,2
23	Максимальная радиолокационная отражаемость η_m см ⁻¹	$1,6 \cdot 10^{-9}$	$1,0 \cdot 10^{-11} - 1,8 \cdot 10^{-8}$
24	Максимальный размер поперечного сечения радиоэха D_m км.	8,3	6,0 - 18,0
25	Максимальный размер поперечного сечения зоны повышенной радиолокационной отражаемости D_{Δ} км.	4,1	5,0 - 14,0
26	Максимальный размер поперечного сечения радиоэха S_m км ² .	17,0	10,0 - 93,8
27	Максимальный размер поперечного сечения зоны повышенной радиолокационной отражаемости S_{Δ} км ² .	10,2	5,4 - 42,4
28	Градиент логарифма Максимальной радиолокационной отражаемости:		
	- в вертикальной плоскости - в горизонтальной плоскости	0,57 2,90	0,38 - 2,48 1,28 - 3,41

Регенерация одноячейковых облаков не происходит, но одновременное существование нескольких таких облаков, в рассматриваемом нами регионе, вполне возможно. Бывают случаи, когда на месте образования одноячейкового облака, через 30-50 мин после его распада, может возникнуть новое облако, но считать такое облако следствием регенерации первого, нельзя.

Таким образом, принимая во внимание в практических работах по искусственному воздействию на конвективные облака, выявленные нами радиолокационные характеристики одноячейкового конвективного облака и синоптические, метеорологические и другие условия, способствующие его возникновению и развитию, может значительно повысить эффективность таких мероприятий.

Литература:

1. Chisholm A.J., Renick J.H. - Supercell and Multicell Alberta Hailstorms. Proc. Inter Cloud Physics Conf. London, 1972. p.p. 67-68.
2. Marwitz J.D. Supercell storms; - Multicell storms; Severely Sheared Storms. J. Appl. Met. 1972, vol. 11, № 1. p.p. 166-201.
3. Stephan P. Nelson and Nancy C. Knight. - The hybrid multicellular - supercellular storms: an efficient hail producer. Proc. 9th Inter. Cloud. Phys. Conf. Tallin USSR, 1984. p.p. 435-437.
4. Абшаев М.Т. - Структура и динамика развития грозово-градовых процессов Северного Кавказа. В книге "Радиометеорология. Труды VI Всесоюзного совещания". Ленинград. Гидрометеониздат, 1984. с. 109-115.
5. Lopez P.E., Blanchard D.O., Rosenfeld D., Hiscox W.L., Casey M.L. - Population characteristics development processes and structure of radar echoes in South Florida. Mon. Wea. Rev., 1984, vol. 112, № 1. p.p. 56-75.

საპარტიველოს კახეთის რეგიონის ერთუჯრედიანი კონვექციური ღრუბლის რადიოლოკაციური მახასიათებლები

სალუქვაძე თ. გ., ხელაია ე. ი., კილაძე რ.

რეზიუმე

შესწავლილია აღმოსავლეთ საქართველოს კახეთის რეგიონის ერთუჯრედიანი კონვექციური ღრუბლების რადიოექოს სტრუქტურა და განვითარების დინამიკა. გაანალიზებულია 352 ერთუჯრედიანი ღრუბლებზე რადიოლოკაციური დაკვირვების მასალა და დადგენილია ასეთი კლასის ღრუბლების რადიოლოკაციური მახასიათებლების საშუალო და ექსტრემალური მნიშვნელობები.

ერთუჯრედიანი კონვექციური ღრუბლები ჩვენს რეგიონში ვითარდებიან ძირითადად შიდამასიური პროცესების დროს. ერთუჯრედიანი კონვექციური ღრუბლების რადიოექოს ლოკაციური პარამეტრების ექსტრემალური და მოდალური მნიშვნელობები ახლოსაა წვიმისა და ელჭექის ღრუბლების შესაბამისი პარამეტრების მნიშვნელობებთან.

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОДНОЯЧЕЙКОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ

Салуквадзе Т.Г., Хелая Е.И., Киладзе Р. И.

Реферат

В работе изучены синоптические, метеорологические и другие условия, которые способствуют возникновению, развитию и диссипации одноячейковых конвективных облаков Кахетинского региона Грузии и определены радиолокационные характеристики радиоэхо таких облаков. В работе проанализированы результаты наблюдений за 352 одноячейковыми облаками. Одноячейковые облака в нашем регионе в основном развиваются при внутримассовых процессах.

Экстремальные и модальные значения локационных параметров одноячейковых облаков близки к соответствующим значениям параметров дождевых и грозовых облаков.

THE RADAR CHARACTERISTICS OF SINGLE-CELL CONVECTION CLOUD OF KAKHETI REGION OF GEORGIA

Salukvadze T. G., Khelaia E. I., Kiladze R. I.

Abstract

The structure Radar echoes and dynamics development of Single-cell convective cloud in Kakhety region of East Georgia is investigated and are determined the radar parameters of a Radar echo of such clouds. In operation, the results of overseeing 352 by Single-cell clouds are parsed. Single-cell cloud in our region develops at air-mass processes.

The extreme and modal meanings of radar parameter Single-cell clouds are close to the appropriate meanings of parameters of rein and thunderstorm clouds.

ЭМПИРИЧЕСКАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СУПЕРЯЧЕЙКОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

¹Салуквадзе Т.Г., ¹Хелая Э.И., ¹Балавадзе А.Ш., ²Киладзе Р. И.

1. Институт геофизики им. М. Нодиа, Тбилиси 0193, ул. Алексидзе 1. E-mail admin@ig.acnet.ge
2. Университет им.И. Чавчавадзе, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе 32. E-mail uni@juliანი.edu.ge

Конвективные облака, кроме уровня стадии их развития, различаются еще и внутренней радиолокационной структурой и динамикой развития.

По мнению авторов [1,2] исчерпывающая классификация кучево-дождевых облаков по их мезоструктурным особенностям, электрической активности, условий формирования, по виду выпавших из них осадков и т.д., пока не представляется возможным из-за отсутствия материала их фундаментального экспериментального изучения.

В настоящее время широко используется классификация кучево-дождевых облаков по их радиолокационной структуре и динамике развития[3,4]. Такая классификация вышеназванных облаков рассмотрена и в [5, 6, 7, 8, 9, 10].

Во всем мире все исследователи кучево-дождевых облаков по их радиолокационной структуре и динамике развития делят их на три класса: одноячейковые, многоячейковые и суперячейковые облака. При такой классификации ячейкой считается определенная часть радиозоха облака, которая характеризуется локальным максимумом радиолокационной отражаемости. Радиозох одноячейкового конвективного облака имеет один локальный максимум радиолокационной отражаемости. В многоячейковых облаках одновременно может присутствовать несколько ячеек (от двух до 5 – 6) на расстоянии 2 – 8 км друг от друга. Они визуалью объединены в одно радиозох, но при его детализации в нем четко различается ячейковая структура. Суперячейковое облако состоит из одной ячейки с большим значением поперечных и вертикальных размеров и присутствием одновременно как восходящих, так и нисходящих потоков.

Различную радиолокационную структуру и динамику развития кучево-дождевых облаков обуславливают: синоптическая ситуация, термодинамическое состояние атмосферы, направление и структура ветра на различных высотах и другие условия, при которых зарождаются и развиваются эти облака.

Стратификация температуры и влажности, а также значения энергии конвективной неустойчивости атмосферы влияют на мощность конвективного движения, а ячейковое строение облаков и особенности динамики их развития зависят, в основном, от структуры ветра, рельефа, характерного микроклимата данного региона и других факторов.

Первые фундаментальные исследования в этом направлении провели [5,6] в Канаде. Позже аналогичные исследования были выполнены в России (на Северном Кавказе) [7, 8, 10], в Южной Африке [11], в США [12].

В настоящей работе представлены результаты анализа данных радиолокационных наблюдений за 277 суперячейковыми облаками Кахетинского региона (Грузия).

На рис. 1 и 2 показаны аналоговые и дискретные изображения радиозоха на индикаторах кругового обзора (рис.1) и “дальность-высота” (рис. 2) станции МРЛ-5.

В рассматриваемом регионе в теплое время года (с апреля по октябрь) суперячейковые облака развиваются, когда в атмосфере наблюдается сильная неустойчивость и значительный сдвиг ветра на высотах, совпадающих с высотами зарождения таких облаков, а также с высоким влагосодержанием.

Структура ветра в свободной атмосфере около развивающегося облака определяет расположения в облаке зон восходящих потоков и выпадения из них атмосферных осадков. Несовпадение зон восходящих потоков и выпадения осадков, которое наблюдается в суперячейковых облаках (в отличие от одноячейковых облаков, где эти зоны в пространстве совпадают друг с другом, но

разделены во времени) обуславливает большую продолжительность жизни таких облаков, а также многократность процесса выпадения осадков.

Развитию суперячейковых облаков в нашем регионе предшествует прохождение холодного атмосферного фронта и образование нескольких одноячейковых облаков, которые с развитием суперячейковых облаков, быстро разрушаются. По данным наших наблюдений в нашем регионе в радиусе нескольких километров (10 – 30) вокруг суперячейкового облака почти исключается существование других сильных конвективных ячеек.

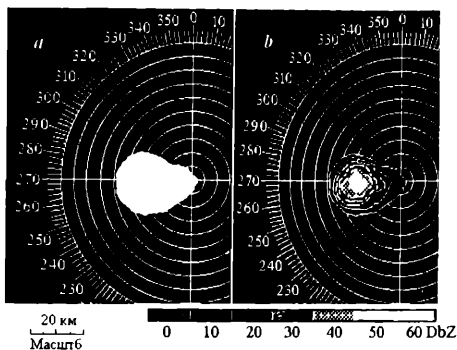


Рис. 1.

Аналоговое (а) и дискретное (b) изображения радиозэха суперячейкового кучево-дождевого облака на индикаторе кругового обзора радиолокатора МРЛ-5($\lambda=3,2\text{см.}$)

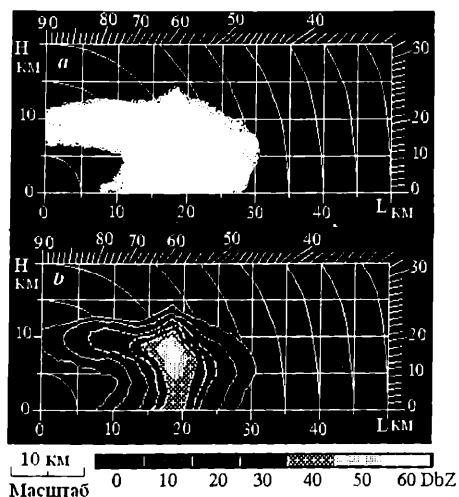


Рис. 2.

Аналоговое (а) и дискретное (b) изображения радиозэха суперячейкового кучево-дождевого облака на индикаторе “Дальность-высота” радиолокатора МРЛ-5 ($\lambda=3,2\text{см.}$)

Таблица Общая характеристика суперячейкового конвективного облака

№	Наименование синоптических, аэрологических и друг. условий развития суперячейковых облаков и радиолокационные характеристики их радио эха	Описание ситуаций процесса развития облака и значения радиолокационных характеристик его ради эха	
		Модальное значение	Диапазон изменения значений параметра
1	Условие развития облака	Холодный атмосферный фронт, фронт окклюзии, наложение этих процессов на внутримассовые процессы.	
2	Конвективная неустойчивость	Умеренная и сильная	
3	Динамика развития конвективных ячеек	Развитие – 15 - 20 мин., квазистационарное состояние 15 - 45 мин., диссипация 18 - 50 мин.	
4	Закономерности зарождения и развития конвективных ячеек	Зарождение - на склонах горных хребтов и гор, диссипация - случайна во времени, в низменных местах региона.	
5	Влагосодержание атмосферы	Высокое	
6	Процесс выпадения осадков.	Многоразовый.	
7	Продолжительность выпадения осадков в мин.	18 - 90	
8	Интенсивность и вид осадков	Сильный ливневой дождь, град сильной интенсивности.	
9	Скорость миграции облака в км/час	66	27 - 78
10	Скорость господствующего ветра км/час	58	40 - 80
11	Сдвиг ветра сек ⁻¹	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$10^{-4} - 10^{-2}$
12	Угол между направлением ветра и направлением миграции облака в угловых градусах	38	20 - 80
13	Время жизни облака в мин.	56	44 - 119
14	Максимальная высота радиозеха H_m .	10,8	7,8 - 16,5
15	Высота появления первого радиозеха км.	4,9	4,1 - 9,8
16	Время от появления первого радиозеха в минутах:		
	- до максимального развития;	15	11 - 30
	- до выпадения осадков;	20	13 - 30
	- до первой грозы.	25	15 - 32
17	Температура в свободной атмосфере на уровне $H_m C^0$.	-51,3	-64,1 ÷ -31,3
18	Высота расположения максимальной радиолокационной отражаемости в облаке $H_{\text{м}}$ км.	6,7	3,9 - 10,3
19	Температура в свободной атмосфере на уровне $H_{\text{м}} C^0$.	-11,8	-52,1 ÷ -2,8
20	Вертикальная толщина зоны повышенной радиолокационной отражаемости $H_{\Delta n}$ км.	4,7	2,0 - 8,5
21	Температура в свободной атмосфере на уровне верхней границы $H_{\Delta n} C^0$.	-36,0	-6,2 ÷ -8,6
22	Отношение толщины облака выше уровня нулевой изотермы к толщине ниже этого уровня h/h_0 .	2,4	1,5 - 4,6
23	Максимальная радиолокационная отражаемость $\eta_m \text{ см}^{-1}$	$1,06 \cdot 10^{-7}$	$2,5 \cdot 10^{-11} - 6,0 \cdot 10^{-6}$
24	Максимальный размер поперечного сечения радиозеха D_m км.	14,0	8,0 - 33,0
25	Максимальный размер поперечного сечения зоны повышенной радиолокационной отражаемости $D_{\Delta n}$ км.	10,0	5,0 - 14,0
26	Максимальный размер поперечного сечения радиозеха $S_m \text{ км}^2$.	59,0	18,0 - 470,0
27	Максимальный размер поперечного сечения зоны повышенной радиолокационной отражаемости $S_{\Delta n} \text{ км}^2$.	31,0	26,0 - 98,0
28	Градиент логарифма Максимальной радиолокационной отражаемости :		
		- в вертикальной плоскости	0.39
	- в горизонтальной плоскости	1.40	1.31 - 2.19

В суперячейковых облаках, за время их существования, скорости восходящих потоков периодически могут меняться и долгое время иметь большие значения, из-за чего продолжительность жизни таких облаков исчисляется десятками минут.

Существование вышеуказанных условий способствует в таких облаках зарождению града и их росту до особо крупных размеров, следовательно, сильному и катастрофическому градобитию на поверхности земли. К счастью, количество таких облаков в нашем регионе не велико. Суперячейковые облака имеют квазистационарное состояние, которое в наших условиях может продолжаться более одного часа.

Выше приводится сводная таблица, в которой отображены синоптические, аэрологические и другие условия, которые способствуют в нашем регионе зарождению и развитию суперячейковых облаков, а также средние и экстремальные значения радиолокационных, аэрологических и других характеризующих параметров таких облаков и их радиоэхо.

Максимальная высота радиоэхо может достигать 16,5 км. При перемещении суперячейковое облако отклоняется вправо от господствующего ветра, а угол между господствующим ветром и направлением перемещения облака меняется в пределах 20–80 угловых градусов.

Большая продолжительность жизни суперячейковых облаков обуславливается еще и созданием дополнительной влажности в восходящих потоках на земле выпавшими осадками.

Классификация конвективных облаков по их развитию и радиолокационной структуре имеет большое значение при проведении искусственных воздействий на градовые процессы. При внесении аэрозоля активного реагента в облако, необходимо учитывать динамические процессы, протекающие в облаках, и их радиолокационную структуру.

Предложенная нами эмпирическая радиолокационная модель суперячейкового конвективного облака успешно может быть применена для повышения эффективности практических методов активных воздействии на облака, а также для создания и усовершенствования различных численных моделей облаков.

Литература

1. Боровиков А.М., Гайворонский И.И., Зак Е.Г., Костарев В.В., Мазин И.П., Минервин В.Е., Хргиан А.Х., Шмeтер С.М. Физика облаков. Ленинград, "Гидрометеоздат", 1961. 459 с.
2. Мазин И.П., Шмeтер С.М. Облака, строение и физика образования. Ленинград, "Гидрометеоздат", 1983. 279 с.
3. Browning K.A. et al. Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. Nat. Hail Research Exper. Tech. Report 1976, № 76/1. 52 p.
4. Hail Report № three; the dynamics of hailstorm and related uncertainties of hail suppression. Geneva, 1981. 22 p.
5. Chisholm A.J., Renick J.H. Supercell and Mulricell Alberta Hailstorms. Proc. Inter Cloud Physics Conf. London, 1972. p. 67-68.
6. Marwitz J.D. Supercell storms; Multicell storms; Severely Sheared Storms. J. Appl. Met. 1972, vol. 11, № 1. p. 166-201.
7. Абшаев М.Т. Комплексные радиолокационные исследования структуры и динамики развития градовых облаков. В книге "Пятое Всесоюзное совещание по радиометеорологии". Москва, "Гидрометеоздат", 1981. с. 94-100.
8. Бибилашвили Н.Ш., Бурцев И.И., Серегин Ю.А. Руководство по организации и проведению противорадовых работ. Государственный Комитет по гидрометеорологии и контролю природной среды. Ленинград, "Гидрометеоздат", 1981. 168 с.
9. Stephan P. Nelson and Nancy C. Knight. The hybrid multicellular - supercellular storms: an efficient hail producer. Proc. 9th Inter. Cloud. Phys. Conf. Tallin USSR, 1984. p. 435-437.
10. Абшаев М.Т. Структура и динамика развития грозовоградовых процессов Северного Кавказа. В книге "Радиометеорология. Труды VI Всесоюзного совещания". Ленинград, "Гидрометеоздат", 1984. с. 109-115.
11. Heid G. The probability of hail in relation to radar echo heights in South African Highveld. J. Appl. Met., 1978, vol. 17, № 6. p. 755-763.
12. Lopez P.E., Blanchard D.O., Rosenfeld D., Hiscox W.L., Casey M.L. Population characteristics development processes and structure of radar echoes in South Florida. Mon. Wea. Rev., 1984, vol. 112, № 1. p. 56-75.

სუპერუჯრედიანი კონვექციური ღრუბლის ემპირიული რადიოლოკაციური მოდელი.

სალუკვაძე თ., ხელაია ე., ბალავაძე ა., კილაძე რ.

რეზიუმე

სტატიაში გაანალიზებულია საქართველოს მთიანი რეგიონის სუპერუჯრედიან კონვექციურ ღრუბლებზე მრავალწლიანი რადიოლოკაციური დაკვირვებების მონაცემები. შედგენილია ასეთი ღრუბლების ემპირიული რადიოლოკაციური მოდელი ვრცელი ცხრილის სახით, რომელშიც შეტანილია ასეთი ღრუბლების ჩვენს რეგიონში განვითარებისათვის საჭირო აეროლოგიური, სინოპტიკური და სხვა პირობების აღწერა, აგრეთვე ამ ღრუბლების რადიოეკოს პარამეტრების მოდალური და ექსტრემალური მნიშვნელობები.

ЭМПИРИЧЕСКАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СУПЕРЯЧЕЙКОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

Салуквадзе Т.Г., Хелая Э. И., Балавадзе А. Ш., Киладзе Р. И.

Реферат

В статье проанализированы данные радиолокационных наблюдений за суперячейкового конвективными облаками горного региона Грузии. Результатом анализа является эмпирическая радиолокационная модель таких облаков в виде обширной таблицы данных о синоптических, аэрологических и других условиях развития суперячейковых облаков в указанном регионе, а также модальные и экстремальные значения радиолокационных параметров их радиозэха.

THE EMPIRICAL RADAR MODEL OF SUPERCCELL CONVECTION CLOUDS

Salukvadze T., Khelaia E., Balavadze A., Kiladze R. I.

Abstract

In the article, the dates of radar observations by supercell convection clouds of mountainous region of Georgia are analyzed. Result of analysis is the empirical radar model of such clouds as the vast data table about synoptic, aerological and other conditions of progressing of supercell clouds in the indicated region, and modal and extreme significance is of radar parameters their radar echo.



ОСНОВНЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В Г. ТБИЛИСИ

Д. Киркიტაძე

Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1,
 E-mail geo@ig-geophysics.ge

В данной работе предлагаются результаты более детального, чем это было сделано ранее [1,2,3,4,6,7,11,12,13,14,15], статистического анализа среднемесячных значений AOD (аэрозольная оптическая толща) в Тбилиси в различные периоды времени. Данные об AOD для Тбилиси имеются с 1928 по 1991 гг. Из этого периода времени в целях наблюдений симметрии были взяты данные для промежутка с 1931 по 1990 гг (60 лет).

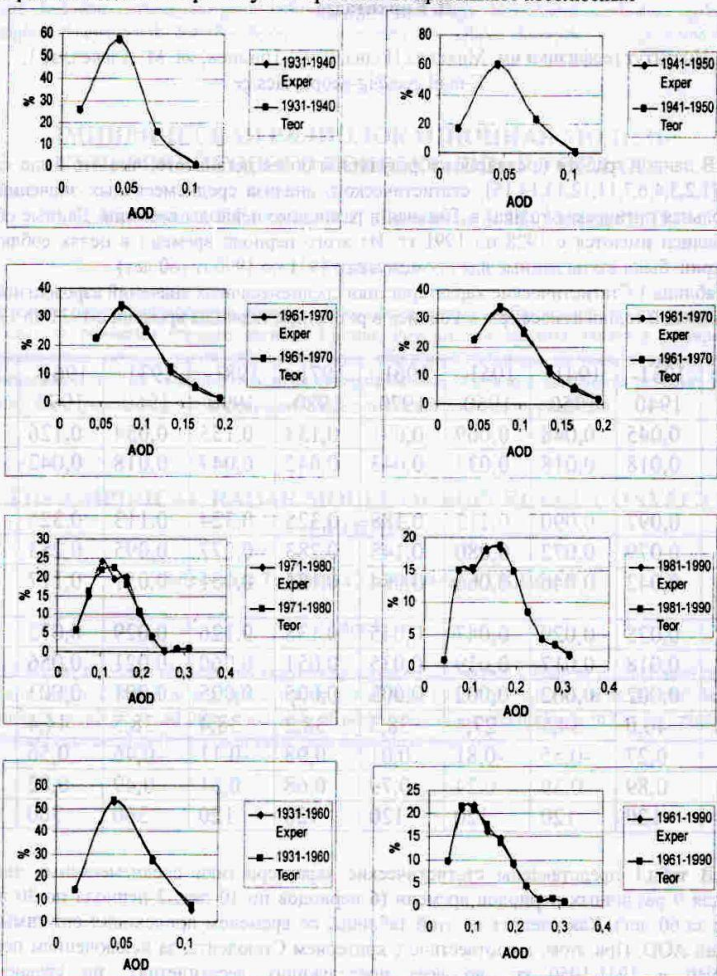
Таблица 1 Статистические характеристики среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси в различные периоды времени с 1931 по 1990г

Параметр	1931-1940	1941-1950	1951-1960	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1931-1960	1961-1990	1931-1990
Mean	0,045	0,048	0,069	0,091	0,133	0,155	0,054	0,126	0,090
Min	0,018	0,018	0,033	0,043	0,042	0,047	0,018	0,042	0,018
Max	0,097	0,090	0,113	0,188	0,325	0,324	0,113	0,325	0,325
Interv	0,079	0,072	0,080	0,145	0,283	0,277	0,095	0,283	0,307
Median	0,042	0,046	0,066	0,084	0,124	0,151	0,051	0,117	0,074
Mode	0,028	0,029	0,047	0,045	0,138	0,126	0,029	0,072	0,045
St Dev	0,018	0,017	0,019	0,035	0,051	0,060	0,021	0,056	0,056
σ_m	0,002	0,002	0,002	0,003	0,005	0,005	0,001	0,003	0,002
C_v (%)	40,0	34,5	27,4	38,3	38,2	38,4	38,5	44,4	61,8
A_s	0,27	-0,55	-0,81	0,01	0,98	-0,11	-0,46	0,56	1,55
K	0,89	0,39	0,24	0,79	0,68	0,51	0,49	0,82	1,29
Count	120	120	120	120	120	120	360	360	720

В табл.1 представлены статистические характеристики среднемесячных значений AOD для 9 различных периодов времени (6 периодов по 10 лет, 2 периода по 30 лет и 1 период за 60 лет). Как следует из этой таблицы, со временем происходил ощутимый рост значений AOD. При этом, в соответствие с критерием Стьюдента, за исключением периодов 1931-1940 и 1941-1950 гг., во всех последующих десятилетиях, по сравнению с предыдущими, происходило увеличение значений AOD. Минимальное значение AOD менялось от 0,018 в 1931-1950 гг до 0,047 в 1981-1990 гг, максимальное – от 0,090 в 1941-1950 гг до 0,325 в 1971-1980 гг, вариационный размах от 0,072 в 1941-1950 гг до 0,283 в

1971-1980 гг, медиана от 0,042 в 1931-1940 гг до 0,151 в 1981-1990 гг, мода от 0,028 в 1931-1940 гг до 0,138 в 1971-1980 гг, стандартное отклонение от 0,017 в 1941-1950 гг до 0,060 в 1981-1990 гг, стандартная ошибка от 0,001 до 0,005 в зависимости от периода осреднения, коэффициент вариации от 27,4% в 1951-1960 гг до 40% в 1931-1940 гг.

Коэффициент асимметрии меняется от 0,01 в 1961-1970 гг до 1,55 в 1931-1990 гг, коэффициент эксцесса - от 0,24 в 1951-1960 гг до 1,29 в 1931-1990 гг. Теоретические значения стандартного отклонения коэффициента асимметрии для 10, 30 и 60 - летних среднемесячных рядов наблюдений соответственно составляют 0,22; 0,13 и 0,09. То же самое для коэффициента эксцесса - соответственно 0,45; 0,26 и 0,18. Таким образом, как видно из табл. 1, теоретические значения коэффициентов стандартных отклонений эксцесса и асимметрии ни в одном из промежутков времени не превышают абсолютных



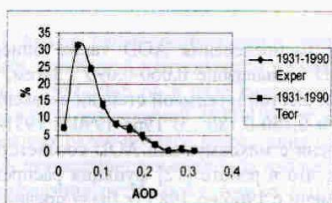


Рис 1. Функции распределения среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в г. Тбилиси. Экспериментальные и расчётные значения.

Рис. 1. значений A_2 и K . Это значит, что функции распределения AOD не являются нормальными для всех указанных выше 9 периодов времени.

Последнее наглядно иллюстрируется на рис.1, на котором представлены экспериментальные и теоретические кривые функций распределения AOD для указанных выше 9 промежутков времени. Для лучшей сравнимости функций распределения AOD, в различные промежутки времени для них был выбран один и тот же шаг – 0,030. Соответствующие математические выражения для этих функций приведены в табл.2. Сравнение их теоретических и экспериментальных значений проводилось с использованием критерия согласия хи-квадрат. Достоверность согласия между расчетными и экспериментальными значениями получилась не хуже 75%. Это хорошо видно из рисунков, на которых в большинстве случаев теоретические и экспериментальные кривые практически сливаются друг с другом.

В различные периоды времени функции распределения среднемесячных значений AOD имеют один и тот же вид – положительно асимметричный (рис. 1), хотя математические выражения этих функций различны (таб.2). Так, в 1931-1940, 1941-1950 и 1951-1960 гг эти функции имеют экспоненциальный вид с показателем экспоненты в виде полинома второй степени функцией с максимумами AOD, соответственно, по десятилетиям в диапазонах 0,030-0,060; 0,030-0,060; и 0,060-0,090. В целом же за этот период времени (1931-1961 гг) функция распределения AOD описывается измененной гамма-функцией с максимумом AOD в диапазоне 0,030-0,060.

Таблица 2. Функции распределения среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси в различные периоды времени с 1931 по 1990 гг. Шаг $\tau_a = 0,030$

Годы	Функция распределения	Диапазон τ_a	P(α) не хуже
1931-1940	$P(\tau_a) = \exp(2,069263 + 96,23741 \tau_a - 1159,66 \tau_a^2)$	0.015-0.105	90%
1941-1950	$P(\tau_a) = \exp(1,329293 + 117,3471\tau_a - 1241,88 \tau_a^2)$	0.015-0.105	75%
1951-1960	$P(\tau_a) = \exp(1,342546 + 82,45449 \tau_a - 664,08\tau_a^2)$	0.045-0.135	90%
1961-1970	$P(\tau_a) = (1,71E+08) \tau_a^{4,262} \exp(-58,56797 \tau_a)$	0.045-0.195	95%
1971-1980	$P(\tau_a) = -1190748 \tau_a^6 + 859537,1\tau_a^5 - 167367\tau_a^4 + 1028,357\tau_a^3 - 115,949\tau_a^2 + 441,6443 \tau_a - 13,5109$	0.045-0.315	95%
1981-1990	$P(\tau_a) = -61594266 \tau_a^7 - (8,8E+07) \tau_a^6 + 51367133 \tau_a^5 - (1,6E+07) \tau_a^4 + 2715856 \tau_a^3 - 262539 \tau_a^2 + 13210,07 \tau_a - 253,653$	0.045-0.315	99%
1931-1960	$P(\tau_a) = (1,02E+08) \tau_a^{3,47} \exp(-82,25756\tau_a)$	0.015-0.105	75
1961-1990	$P(\tau_a) = -5001143 \tau_a^6 + 5591754 \tau_a^5 - 2502406 \tau_a^4 + 576481,7 \tau_a^3 - 72692,8 \tau_a^2 + 4678,202 \tau_a - 96,9088$	0.045-0.315	99%
1931-1990	$P(\tau_a) = -6458059\tau_a^6 + 7231582 \tau_a^5 - 3188204 \tau_a^4 + 697626,2 \tau_a^3 - 77601,6 \tau_a^2 + 3814,144 \tau_a - 34,8868$	0.015-0.315	85%

В период с 1961 по 1970 гг. функция распределения AOD также описывается измененной гамма-функцией с максимумом AOD в диапазоне 0,060-0,090 . Затем, в 1971-1980 и 1981-1990 гг., соответственно, полиномами шестой и седьмой степени с максимумами AOD, соответственно, в диапазонах 0,090-0,120 и 0,150-0,180 . В 1961-1990 и 1931-1990 гг эти функции имеют вид полиномов шестой степени с максимумами AOD соответственно в диапазонах 0,090-0,120 и 0,030-0,060 . Отметим, что в работе [12] функция распределения среднемесячных значений AOD для периода времени с 1966 по 1985 гг была представлена в виде измененной гамма-функции. В целом эту функцию можно использовать и для всех 9 указанных выше (рис.1, табл.2) промежутков времени. Однако, как показал анализ с использованием критерия хи-квадрат, функции распределения, представленные в табл. 2, дают лучшее согласие с экспериментальными данными.

Значительные временные изменения уровня загрязненности атмосферы в Тбилиси свидетельствуют о наличии автокоррелированности в рядах наблюдений за аэрозольной оптической толщиной атмосферы. В предыдущих исследованиях подобный анализ не проводился, хотя эти исследования имеют важное значение для определения наличия трендов в рядах наблюдений AOD , уточнения доверительного интервала их средних значений с поправкой на автокорреляцию и др.

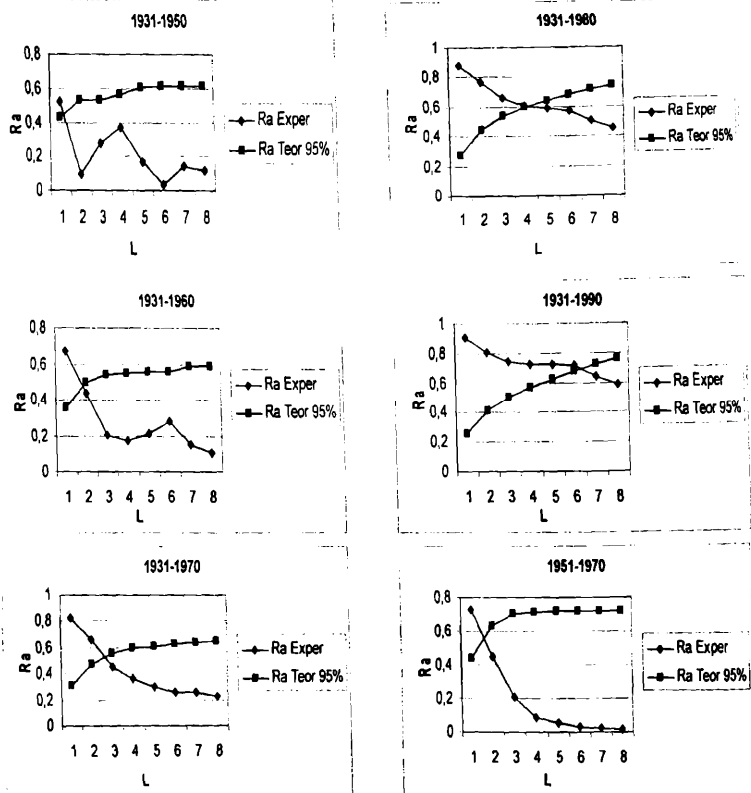


Рис.2. Автокорреляционная функция среднегодовых значений аэрозольной оптической толщи атмосферы вТбилиси в различные периоды наблюдений. L-лаг в годах

Анализ рядов среднегодовых значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси различной длительности на наличие в них автокорреляции показал следующее. В период с 1931-1945 гг. в ряде среднегодовых значений AOD автокорреляция отсутствует. Затем, в ряде наблюдений 1931-1950 гг автокорреляция появляется и присутствует во всех дальнейших рядах по мере возрастания годов (1931-1950 гг, 1931-1960 гг, ..., 1931-1990 гг.). Внутри двадцатилетних периодов наблюдений: 1931-1950, гг. 1951-1970 гг , 1971-1990 гг. – автокорреляция отсутствует только в последнем из них (1971-1990 гг). Примеры этих автокорреляционных функций представлены на рис.2. На этих же рисунках приведены теоретические значения автокорреляционных функций с уровнем достоверности 95%. Автокорреляция имеет место, если расчетное значение R_a выше теоретически возможного.

Как следует из рис.2 по мере роста длительности ряда усиливается и автокоррелированность в них среднегодовых значений AOD. Так, если в периоды времени 1931-1950 гг. и 1931-1960 гг. автокорреляция обнаруживалась только в первом лаге (лаг равен одному году), то в 1931-1970 гг, 1931-1980гг. и 1931-1990 гг.. автокорреляция соответственно обнаруживалась в первых двух, четырех и шести лагах. В период 1951-1970 гг автокорреляция в ряде наблюдений за среднегодовым значением AOD имела в первом лаге.

Во втором тридцатилетнем ряде наблюдений 1961-1990 гг. также, как и в ряде 1931-1960 гг. автокорреляция наблюдалась в первом лаге. В шести последовательных десятилетних рядах наблюдений за среднегодовыми значениями AOD автокорреляция имела место только в период 1961-1970 гг (в первом лаге). Результаты анализа рядов наблюдений на автокоррелированность позволили внести поправки в значения доверительных интервалов для среднегодовых величин AOD в Тбилиси в различные промежутки времени [146], данные о которых представлены в табл. 3.

Табл. 3. Средние значения аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси и их доверительные интервалы без учета ($CONF_1$) и с учетом ($CONF_2$) автокорреляции в рядах наблюдений для 9 различных периодов времени

Годы	Mean	St Dev	$CONF_1(+/-)$ 95%	R_a $L = 1$	$CONF_2(+/-)$ 95%
1931-1940	0,045	0,0147	0,010	0	0,010
1941-1950	0,048	0,0124	0,008	0	0,008
1951-1960	0,069	0,0099	0,006	0	0,006
1961-1970	0,091	0,0214	0,014	0,72	0,035
1971-1980	0,133	0,0159	0,010	0	0,010
1981-1990	0,155	0,0241	0,016	0	0,016
1931-1960	0,054	0,0163	0,006	0,68	0,013
1961-1990	0,126	0,0338	0,012	0,75	0,032
1931-1990	0,090	0,0451	0,011	0,905	0,051

Как следует из табл.3, наличие автокорреляции в рядах наблюдений оказывает существенное влияние на значение доверительного интервала для средних годовых значений AOD. Так, в 1961-1970 гг доверительный интервал для среднегодового значения AOD, равного 0,091, без учета автокорреляции составляет $\pm 0,014$, а с учетом автокорреляции - $\pm 0,035$. Те же значения, соответственно, для 1931-1960гг., 1961-1990гг. и 1931-1990гг. составляют: без учета автокорреляции $0,054 \pm 0,006$, $0,126 \pm 0,012$ и $0,090 \pm 0,011$, а с учетом автокорреляции - $0,054 \pm 0,013$, $0,126 \pm 0,032$ и $0,090 \pm 0,051$. Отметим, что в случае 99% уровня достоверности диапазон изменения доверительных интервалов следует увеличить в 1,3 раза. Таким образом, при изучении подобного указанного выше ряда наблюдений проведение анализа его автокоррелированности весьма существенно. Поэтому в дальнейшем

предусмотрено продолжение этих исследований для среднемесячных, среднесезонных и среднегодовых рядов аэрозольной оптической толщи атмосферы как для Тбилиси, так и других пунктов Грузии с длительным рядом наблюдений за AOD (Телави, Цалка, Анасеули, Сенаки, Сухуми).

В заключение отметим, что усиление автокоррелированности в ряде наблюдений среднегодовых значений AOD, по мере увеличения числа лет, в ряде хорошо согласуется с обнаруженным ранее фактом линейного роста уровня загрязненности атмосферы в Тбилиси с 1928 до середины шестидесятых годов и затем его экспоненциального роста до середины восьмидесятых годов прошлого столетия [2,7].

Литература

1. ამირანაშვილი ვ. – ატმოსფერული აეროზოლების გავლენა მზის პირდაპირ რადიაციაზე საქართველოში, დისერტაცია ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ. ხარ. მოსაპ., თბილისი, 1998, 1-142.
2. ბეროშვილი ლ. – ატმოსფეროს გაჭუჭყიანების თავისებურებანი თბილისში, დისერტაცია ვეოგრაფიი მეცნ. კანდ. ხარ. მოსაპ., თბილისი, 1999, 1-129.
3. თავართქილაძე კ., ბეგალიშვილი ნ., ხარჩილავა ჯ., მუმლაძე დ., ამირანაშვილი ა., ეჩნაძე ჯ., შენგელია ი., ამირანაშვილი ვ. – ჰაერის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. ჰაერის განსაზღვრული ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმი და მისი ეკალებადობა, პიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, მონოგრაფია, 1-100
4. 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, 1-128. (in press).
5. Amiranashvili A.G., Amiranashvili V.A., Kirkitadze D.D, Tavartkiladze K.A. - Some results of investigation of variations of the atmospheric aerosol optical depth in Tbilisi , Proc. 16th International Conference on Nucleation&Atmospheric Aerosols, Kyoto, Japan, 26-30 July 2004, 416-419 .
6. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Tavartkiladze K., Sajaia E. – Some peculiarities of atmospheric pollution in Georgia, Bull. of the National Climate Res. Centre, Tbilisi, No 5(E), 1997, 41-47.
7. Борошвили Л.И. – Особенности загрязнения атмосферы над Тбилиси, Сообщ. АН ГССР, 1988, т. 132, No 3, 541 – 543.
8. Борошвили Л.И., Таваркиладзе К.А. – О внутригодовых вариациях загрязнения атмосферы над Тбилиси, Сообщ. АН ГССР, 1989, т. 136, No 1, 81 – 84.
9. Киркитадзе Д.Д. – Некоторые характеристики аэрозольного загрязнения атмосферы в Тбилиси, депонировано, 2004.
10. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. – Климатологическая обработка метеорологической информации, Л., Гидрометеониздат, 1978, 1-296.
11. Таваркиладзе К.А. – Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы, Тбилиси, Мецნიერება, 1989, 1-203.
12. Таваркиладзе К.А., Борошвили Л.И. – Статистическая структура атмосферного загрязнения над Тбилиси, Сообщ. АН ГССР, 1990, т. 139, No 3, 493 – 496.
13. Таваркиладзе К.А., Саджая Э.В. –Атмосферное загрязнение над Колхидской низменностью, Сообщ. АН ГССР, 1990, т. 124, No 3, 549 – 552.
14. Таваркиладзе К.А., Саджая Э.В. – Некоторые особенности загрязнения атмосферы над Грузией, Сообщ. АН ГССР, 1990, т. 140, No 1, 77 – 80.
15. Таваркиладзе К. А – Влияние водяного пара на прозрачность безоблачной атмосферы, Метеорология и гидрология, 1982. No 11, 52-59.



ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სისქის ძირითადი სტატისტიკური მახასიათებლები ქ. თბილისში

დ. კირკიტაძე

რეზიუმე

წარმოდგენილია ქ. თბილისში ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სისქის (AOD) საშუალოთვიური მნიშვნელობების სტატისტიკური მახასიათებლების ანალიზი დროის სხვადასხვა პერიოდისათვის.

ანალიზმა აჩვენა, რომ ყველა პერიოდისთვის ასიმეტრიის და ექსცესის კოეფიციენტების სტანდარტული გადახრის თეორიული მნიშვნელობები არ აღემატება

A_s და K -ს აბსოლუტურ მნიშვნელობებს, რაც იმას ნიშნავს, რომ AOD-ს განაწილების ფუნქცია არ არის ნორმალური.

ნაჩვენებია, რომ AOD -ს განაწილების ფუნქცია შეიძლება აღიწეროს შეცვლილი გამა-ფუნქციით.

Основные статистические характеристики аэрозольной оптической толщи атмосферы в г. Тбилиси

Д. Киркитадзе

Реферат

В работе предложен детальный статистический анализ среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы (AOD) в Тбилиси для различных периодов времени. В результате анализа получено, что ни в одном из промежутков времени теоретические значения стандартных отклонений коэффициентов асимметрии и эксцесса не превышают абсолютных значений A_s и K это значит, что функция распределения AOD не является нормальной для всех указанных 9 периодов времени.

Показано, что функция распределения AOD описывается измененной гамма-функцией.

Main statistical characteristics of optical thickness of the atmospheric aerosols in Tbilisi

D. Kirkitadze

Abstract

Analysis of statistical characteristics of monthly averaged values of optical thickness of the atmospheric aerosols (AOD) in Tbilisi for different time periods is proposed.

Analysis has shown that for all the periods theoretical values of standard inclination of asymmetry and excess coefficients do not exceed absolute values of A_s and K . This means, that AOD distribution function is abnormal.

It is shown, that AOD distribution function can be described by the modified gamma function.



ВНУТРИГОДОВОЙ ХОД АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В Г.ТБИЛИСИ

Д. Киркитадзе

Институт геофизики им. Михаила Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М. Алексидзе 1,
 E-mail geo@ig-geophysics.ge

В ранее проведенных исследованиях внутригодового хода среднемесячных и сезонных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы [1,2,3] в частности было получено, что максимальные значения AOD отмечаются в летний период года (июль), а минимальные – в зимний (декабрь, январь). При этом было показано, что вместе с ростом со временем аэрозольного загрязнения атмосферы, указанная закономерность сохранялась для различных периодов осреднения (в частности в работах [1,3] эти периоды составляли 1928-1950, 1951-1970, 1971-1990). В дальнейшем возник вопрос исследования устойчивости во времени внутригодового хода AOD и, соответственно, нахождения параметра устойчивости, если такое будет иметь место.

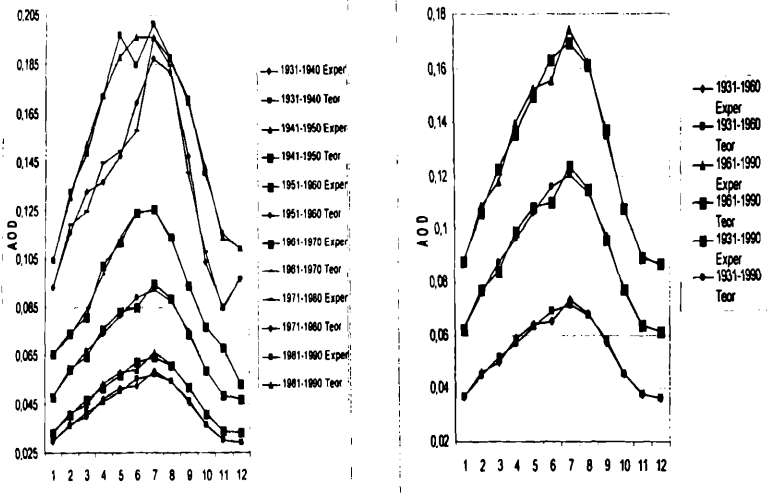


Рис.1. Внутригодовой ход аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси в различные периоды времени. Экспериментальные и расчетные значения.

На рис.1 представлен внутригодовой ход экспериментальных и расчетных среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси, осредненный по шести десятилетним периодам с 1931 по 1990 гг., двум тридцатилетним – 1931-1960 и 1961-1990, а

также полного периода времени (1931-1990). В верхней части табл. 1 представлены соответствующие коэффициенты уравнения регрессии. Как следует из рис. 1 и табл. 1 совпадение экспериментальных и расчетных значений AOD достаточно хорошее. Для всех девяти указанных периодов времени внутригодовой ход среднемесячных значений AOD вполне удовлетворительно описывается полиномом седьмой степени с величинами коэффициентов детерминации от 0,9706 до 0,9955, неразличимых друг от друга на уровне значимости $\alpha = 0,05$. Таким образом, внутригодовой ход среднемесячных значений AOD, вне зависимости от периодов осреднения, имеет одну и ту же закономерность, имеющую вид полинома седьмой степени.

Таблица 1 Коэффициенты уравнения регрессии для внутригодового хода осредненных по месяцам значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси в различные периоды времени с 1931 по 1990 гг. X – месяцы, 1...12.

Годы	1931-1940	1941-1950	1951-1960	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1931-1960	1961-1990	1931-1990
$\tau_a = aX^7 + bX^6 + cX^5 + dX^4 + eX^3 + fX^2 + gX + h$									
R^2	0,9859	0,9859	0,9868	0,9955	0,9707	0,9706	0,9863	0,9867	0,9866
a	-3,14E-07	-3,50E-07	-4,85E-07	-5,04E-07	-2,70E-06	4,96E-07	-3,83E-07	-9,03E-07	-6,43E-07
b	1,38E-05	1,54E-05	2,13E-05	1,89E-05	0,000121	-2,12E-05	1,68E-05	3,96E-05	2,82E-05
c	-0,00024	-0,00026	-0,00036	-0,00027	-0,00214	0,000373	-0,00029	-0,00068	-0,00048
d	0,002034	0,002253	0,003085	0,001749	0,019027	-0,00343	0,002457	0,005782	0,00412
e	-0,00927	-0,01024	-0,01385	-0,00589	-0,08971	0,017315	-0,01112	-0,0261	-0,01861
f	0,021952	0,024115	0,031891	0,012034	0,218304	-0,04827	0,025986	0,060688	0,043337
g	-0,01869	-0,0201	-0,0247	-0,00652	-0,2302	0,091088	-0,02116	-0,04854	-0,03485
h	0,033924	0,037564	0,051903	0,064467	0,177791	0,047442	0,04113	0,096567	0,068848
То же, нормировано на июль месяц									
a	-0,00053	-0,00053	-0,00051	-0,0004	-0,00138	0,000247	-0,00052	-0,00052	-0,00052
b	0,023487	0,023172	0,022424	0,015064	0,062015	-0,01055	0,022934	0,022763	0,022813
c	-0,40366	-0,39762	-0,38345	-0,21181	-1,09685	0,185224	-0,39313	-0,38997	-0,39091
d	3,458413	3,398367	3,254561	1,391748	9,737446	-1,70528	3,352428	3,32096	3,330283
e	-15,7713	-15,4449	-14,6056	-4,68911	-45,9094	8,605667	-15,1703	-14,9888	-15,0426
f	37,33358	36,37229	33,64021	9,573208	111,7215	-23,9922	35,45152	34,85832	35,03408
g	-31,7834	-30,3202	-26,052	-5,19059	-117,807	45,27251	-28,8714	-27,8827	-28,1756
h	57,69429	56,65707	54,75003	51,28613	90,98818	23,57973	56,11228	55,46621	55,65763

Рис.1 наглядно демонстрирует монотонный рост значений AOD от января до июля, затем уменьшение до декабря. Рассмотрим вопрос различия между средними значениями аэрозольной оптической толщи атмосферы в соседние месяцы и сезоны года в различные периоды времени. Для этого обратимся к табл.2 и 3, в которых представлены статистические характеристики среднемесячных и среднесезонных значений AOD в три периода времени: 1931-1960, 1961-1990 и 1931-1990 гг.

Анализ данных, представленных в этих таблицах, показывает, что для всех указанных выше трех периодов осреднения соседние среднесезонные значения AOD не равны друг другу (уровень значимости по критерию Стьюдента не хуже 0,1). Что касается среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы, то для всех трех периодов осреднения они не равны для следующих пар месяцев: январь-февраль, март-апрель, июнь-июль, август-сентябрь, сентябрь-октябрь, октябрь-ноябрь (уровень значимости

по критерию Стьюдента не хуже 0,15) и равны для следующих пар месяцев: февраль-март, апрель-май, май-июнь, июль-август, ноябрь-декабрь, декабрь-январь. Таким образом, июльский максимум AOD хорошо выражен по отношению к соседним июньским значениям AOD, и в то же время незначимо отличается от августовских.

Таблица 2 Статистические характеристики аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси в различные месяцы года в 1931- 1960, 1961-1990 и 1931- 1990 гг

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1931-1960												
Mean	0,037	0,046	0,050	0,059	0,065	0,066	0,074	0,069	0,058	0,046	0,038	0,037
Min	0,018	0,022	0,024	0,029	0,032	0,032	0,036	0,033	0,028	0,022	0,019	0,018
Max	0,057	0,071	0,077	0,091	0,100	0,101	0,113	0,106	0,088	0,071	0,058	0,056
Interv	0,039	0,049	0,053	0,062	0,068	0,069	0,077	0,073	0,060	0,049	0,039	0,038
Median	0,039	0,049	0,053	0,063	0,069	0,070	0,078	0,073	0,061	0,049	0,040	0,039
Mode	0,028	0,035	0,039	0,047	0,051	0,052	0,058	0,054	0,045	0,036	0,030	0,029
St Dev	0,011	0,014	0,015	0,018	0,020	0,020	0,022	0,021	0,017	0,014	0,011	0,011
σ_m	0,0021	0,0026	0,0028	0,0033	0,0036	0,0037	0,0041	0,0038	0,0032	0,0026	0,0021	0,0020
C_v (%)	30,4	30,5	30,5	30,2	30,1	30,2	30,2	30,3	30,1	30,5	30,0	30,2
A₁	-0,04	-0,07	-0,06	-0,04	-0,04	-0,06	-0,06	-0,06	-0,05	-0,05	-0,05	-0,06
K	-1,14	-1,13	-1,14	-1,11	-1,13	-1,12	-1,14	-1,10	-1,12	-1,12	-1,18	-1,15
Count	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
1961-1990												
Mean	0,087	0,109	0,118	0,139	0,153	0,156	0,174	0,162	0,135	0,109	0,090	0,087
Min	0,043	0,042	0,061	0,072	0,079	0,080	0,090	0,084	0,070	0,050	0,046	0,043
Max	0,199	0,325	0,316	0,324	0,294	0,250	0,290	0,244	0,260	0,215	0,192	0,197
Interv	0,156	0,283	0,255	0,252	0,215	0,170	0,200	0,160	0,190	0,165	0,146	0,154
Median	0,078	0,092	0,109	0,133	0,152	0,153	0,174	0,167	0,128	0,104	0,080	0,080
Mode	0,046	0,056	0,061	0,072	0,124	0,080	0,090	0,084	0,070	0,056	0,046	0,045
St Dev	0,039	0,060	0,058	0,051	0,052	0,048	0,054	0,047	0,046	0,043	0,039	0,039
σ_m	0,0071	0,0109	0,0106	0,0094	0,0095	0,0088	0,0098	0,0086	0,0083	0,0078	0,0071	0,0071
C_v (%)	44,7	54,9	49,3	36,9	34,1	30,8	30,9	28,9	33,8	39,5	43,2	45,0
A₁	1,26	2,03	2,12	1,53	0,99	0,23	0,19	-0,18	0,58	0,86	1,00	1,20
K	1,45	5,07	5,28	4,40	1,21	-0,48	-0,47	-0,94	0,35	0,36	0,49	1,22
Count	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
1931-1990												
Mean	0,062	0,078	0,084	0,099	0,109	0,111	0,124	0,116	0,096	0,077	0,064	0,062
Min	0,018	0,022	0,024	0,029	0,032	0,032	0,036	0,033	0,028	0,022	0,019	0,018
Max	0,199	0,325	0,316	0,324	0,294	0,25	0,29	0,244	0,26	0,215	0,192	0,197
Interv	0,181	0,303	0,292	0,295	0,262	0,218	0,254	0,211	0,232	0,193	0,173	0,179
Median	0,049	0,061	0,066	0,081	0,088	0,086	0,101	0,094	0,075	0,060	0,050	0,048

Mode	0,028	0,035	0,061	0,047	0,051	0,052	0,058	0,054	0,075	0,036	0,046	0,045
St Dev	0,038	0,053	0,054	0,056	0,059	0,058	0,065	0,059	0,052	0,045	0,038	0,038
σ_m	0,0049	0,0069	0,0070	0,0072	0,0076	0,0075	0,0084	0,0076	0,0067	0,0058	0,0049	0,0049
C_v (%)	61,1	68,7	64,5	55,9	54,1	52,2	52,3	51,1	53,9	57,6	60,0	61,4
A_s	1,61	2,41	2,25	1,40	1,08	0,73	0,72	0,56	0,94	1,24	1,43	1,59
K	2,82	7,71	6,92	3,08	1,07	-0,38	-0,41	-0,91	0,38	1,24	1,84	2,65
Count	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60	60

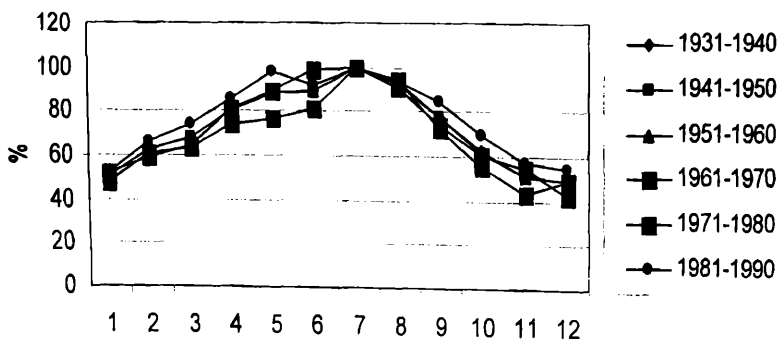
Таблица 3 Статистические характеристики аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси в различные сезоны года в 1931- 1960, 1961-1990 и 1931- 1990 гг

	Зима	Весна	Лето	Осень	Тепл	Хол	Год
1931- 1960							
Mean	0,040	0,058	0,070	0,047	0,065	0,043	0,054
Min	0,019	0,028	0,034	0,023	0,032	0,021	0,026
Max	0,061	0,089	0,107	0,072	0,100	0,065	0,082
Interv	0,042	0,061	0,073	0,049	0,068	0,045	0,056
Median	0,042	0,061	0,074	0,050	0,069	0,045	0,057
Mode	0,031	0,046	0,055	0,037	0,051	0,033	0,042
St Dev	0,012	0,018	0,021	0,014	0,020	0,013	0,016
σ_m	0,0022	0,0032	0,0039	0,0026	0,0036	0,0024	0,0030
C_v (%)	30,4	30,2	30,2	30,2	30,2	30,3	30,2
A_s	-0,06	-0,05	-0,06	-0,05	-0,05	-0,06	-0,05
K	-1,14	-1,13	-1,12	-1,13	-1,12	-1,14	-1,13
Count	30	30	30	30	30	30	30
1961-1990							
Mean	0,094	0,137	0,164	0,111	0,153	0,100	0,126
Min	0,049	0,071	0,085	0,057	0,079	0,052	0,065
Max	0,171	0,294	0,258	0,200	0,213	0,185	0,198
Interv	0,123	0,223	0,173	0,142	0,134	0,134	0,133
Median	0,090	0,134	0,168	0,104	0,157	0,099	0,128
Mode	0,049	0,071	0,085	0,057	0,079	0,052	0,065
St Dev	0,032	0,046	0,044	0,036	0,039	0,031	0,034
σ_m	0,0059	0,0084	0,0080	0,0066	0,0072	0,0056	0,0062
C_v (%)	34,4	33,5	26,6	32,4	25,6	31,0	26,7
A_s	0,76	1,37	-0,11	0,43	-0,36	0,64	-0,12
K	0,33	3,77	-0,21	-0,28	-0,50	0,97	-0,28
Count	30	30	30	30	30	30	30
1931- 1990							
Mean	0,067	0,098	0,117	0,079	0,109	0,071	0,090
Min	0,019	0,028	0,034	0,023	0,032	0,021	0,026
Max	0,171	0,294	0,258	0,200	0,213	0,185	0,198
Interv	0,152	0,265	0,224	0,177	0,181	0,165	0,172
Median	0,055	0,079	0,095	0,063	0,088	0,058	0,073

Mode	0,031	0,046	0,055	0,037	0,051	0,033	0,042
St Dev	0,037	0,052	0,058	0,042	0,054	0,037	0,045
σ_m	0,0047	0,0068	0,0075	0,0054	0,0070	0,0048	0,0058
C_v (%)	54,4	53,8	49,9	53,1	49,4	52,3	50,0
A_s	1,02	1,18	0,50	0,84	0,43	0,84	0,50
K	0,62	2,03	-0,84	-0,05	-1,08	0,29	-0,86
Count	60	60	60	60	60	60	60

Анализ табл.2 и 3 также показывает, что для внутригодового хода аэрозольной оптической толщи атмосферы значения коэффициентов вариации среднемесячных и среднесезонных значений AOD в период с 1931 по 1960 гг практически одинаковы (C_v меняется от 30,0 % до 30,5 %). В 1961-1990 гг для внутригодового хода среднемесячных значений аэрозольной оптической толщи (табл. 2) значимо отличаются друг от друга только величина C_v в феврале (C_v = 54,9%) от величин C_v в июне, июле и августе (соответственно C_v = 30,8 %, 30,9% и 28,9%). Что касается величин C_v для среднесезонного хода AOD в 1961-1990 гг (табл. 3), то их значения отличаются друг от друга незначимо и находятся в диапазоне от 25,6% до 34,4%.

Наконец, сопоставление данных о величинах коэффициентов вариации для среднемесячных и среднесезонных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в 1931-1960 и 1961-1990 гг показывает, что для соответствующих месяцев и сезонов года, за исключением февраля, разница между коэффициентами вариации в указанные периоды времени незначительная. Таким образом, значительный рост уровня аэрозольного загрязнения атмосферы не оказал существенного влияния на величины коэффициентов вариации для соответствующих среднемесячных и среднесезонных значений AOD 1961-1990 гг. по сравнению с 1931-1960 гг. В то же время в 1961-1990 гг была несколько нарушена однородность внутригодового хода C_v для среднемесячных значений AOD, чего не имело места в период с 1931 по 1960 гг..



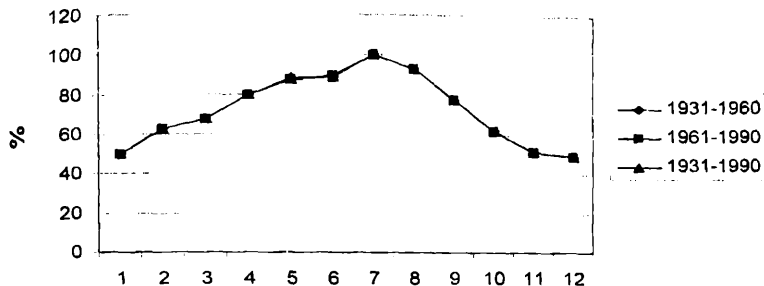


Рис.2. Внутригодовой ход аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси, нормированной на ее значение в июле месяце. Экспериментальные значения.

В заключение рассмотрим вопрос нахождения устойчивых во времени параметров аэрозольного загрязнения атмосферы. Вопрос заключается в том, что несмотря на значительную изменчивость во времени какой-либо исследуемой характеристики, часто находятся константы, оказывающими, в последующем, весьма полезными для различного рода анализа экспериментальных данных. В частности, одна из таких задач была решена в [4, 5], где было показано, что вертикальное распределение среднегодовых значений аэрозольной оптической толщи атмосферы для относительно мало загрязненных районов Грузии, нормированных на значения AOD на высоте 100 м над ур. моря, имеет устойчивый во времени характер, по крайней мере для пятилетнего периода осреднения. В дальнейшем это позволило построить карты распределения AOD для территории Грузии по семи пятилетним периодам времени с 1956 по 1990 гг.

Сравнение рис.1 и 2 наглядно демонстрирует существенную разницу во внутригодовом ходе нормированных и ненормированных среднемесячных значений AOD. Если для ненормированных значений AOD (рис.1) на фоне непрерывного роста со временем уровня загрязненности атмосферы во внутригодовом ходе является устойчивым лишь вид месячного хода (полином седьмой степени), то в случае нормированных значений AOD (рис.2) внутригодовой ход аэрозольной оптической толщи атмосферы имеет существенно более устойчивый во времени характер.

Более детальный анализ данных, приведенных на рис. 2, показывает следующее. Для всех шести десятилетних периодов времени нормированные значения AOD с января по апрель, в июне и августе в соответствии с критерием Стьюдента, статистически неразличимы друг от друга. Незначительные нарушения устойчивости во времени нормированных значений AOD отмечаются в мае (нормированное AOD в 1981-1990 гг на 28% больше, чем AOD в 1971-1980 гг с $\alpha = 0,05$, и AOD в 1971-1980 гг на 15% меньше чем AOD в 1951-1960 гг, с $\alpha = 0,15$; для остальных периодов эти значения AOD равны), в сентябре (нормированное AOD в 1981-1990 гг на 18% больше чем AOD в 1971-1980 гг с $\alpha = 0,15$; для остальных периодов эти значения AOD различаются незначимо), в октябре (нормированное AOD в 1981-1990 гг на 26% больше чем AOD в 1971-1980 гг с $\alpha = 0,10$; для остальных периодов эти значения AOD равны), в ноябре (нормированное AOD в 1981-1990 гг на 34% больше чем AOD в 1971-1980 гг с $\alpha = 0,05$; для остальных периодов эти значения AOD различаются незначимо) и в декабре (нормированное AOD в 1981-1990 гг на 28% больше чем AOD в 1961-1970 гг с $\alpha = 0,1$; для остальных периодов эти значения AOD равны). Таким образом, в целом, внутригодовой ход аэрозольной оптической толщи атмосферы, нормированный на июльское значение величин AOD достаточно устойчив во



времени. Математически этот ход, как и для ненормированных значений AOD, хорошо описывается полиномом седьмой степени (нижняя часть табл. 1).

Что касается осреднения по тридцатилетним и шестидесятилетним периодам времени, то в данном случае (рис.2) внутригодовой ход нормированных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы имеет вполне устойчивый характер. Данные осреднения настолько совпадают друг с другом, что три кривые на рис. 2 практически сливаются в одну. Сравнение же осредненных за период с 1931-1990 гг нормированных на июль значений AOD с теми же величинами, осредненными по шести десятилетним периодам, показало незначимое различие между ними для всех периодов и месяцев. Иными словами, внутригодовой ход нормированного на июль, осредненного за период 1931-1990 гг значений AOD устойчив во времени и, соответственно, удовлетворительно описывает внутригодовой ход нормированных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы для разных периодов времени.

Важно отметить, что при нормировании на среднегодовые значения AOD практически получаются аналогичные результаты. Ниже, в табл.4 представлены данные о нормированных на июльское и среднегодовое значения аэрозольной оптической толщи атмосферы для периода 1931-1990 гг.

Таблица 4. Внутригодовой ход осредненных за период 1931-1990 гг значений аэрозольной оптической толщи атмосферы в Тбилиси, нормированных на июльское и среднегодовое величины AOD

Месяцы	Нормировано на AOD в июле		Нормировано на среднегодовое значение AOD	
	Mean (%)	St Dev	Mean (%)	St Dev
1	50,2	42,2	69,1	30,7
2	62,5	59,1	86,0	43,0
3	67,8	60,2	93,2	43,7
4	80,1	61,6	110,2	44,8
5	87,8	65,4	120,9	47,5
6	89,3	64,2	122,9	46,7
7	100	71,9	137,6	52,3
8	93,1	65,5	128,2	47,6
9	77,6	57,6	106,8	41,9
10	62,3	49,4	85,7	35,9
11	51,5	42,5	70,8	30,9
12	49,7	42,0	68,4	30,5

Результаты, приведенные в табл. 4 могут иметь практическое применение для восстановления пропущенных рядов наблюдений. Так, например, если каким-либо способом (использование данных зарубежных станций и др.) удастся восстановить среднегодовые значения AOD в Тбилиси в период с 1992 по 2006 гг, то можно будет также с использованием данных табл. 4 восстановить и среднемесячные значения AOD. Данные табл. 4 можно также использовать для ориентировочной оценки внутригодового хода AOD, если эти имеются лишь для некоторых месяцев и др. Что касается эмпирических формул для расчета внутригодового хода нормированных и ненормированных значений AOD (табл. 1), то они, например, могут быть весьма полезны для внутримесячной интерполяции величин AOD и др.

Наконец обратимся к табл. 5, в которой представлены данные о соотношениях между среднесезонными и среднегодовыми значениями аэрозольной оптической толщи атмосферы в 1931-1960, 1961-1990 и 1931-1990 гг.

Таблица 5. Соотношение между среднесезонными и годовыми значениями аэрозольной оптической толщи атмосферы в три периода времени (%)

Время года	1931-1960	1961-1990	1931-1990
Зима	74,3	74,8	74,7
Весна	107,9	108,5	108,3
Лето	129,3	130,1	129,8
Осень	87,6	88,1	88,0
Теплый период	120,9	121,6	121,4
Холодный период	78,7	79,2	79,1
Год	100	100	100

Как и рис. 2 для нормированных среднемесячных величин аэрозольной оптической толщи атмосферы, так и табл.5 наглядно демонстрирует полную устойчивость во времени соотношений между среднесезонными и среднегодовыми значениями AOD, несмотря на автокоррелированность в рядах наблюдений последних.

Литература

1. ამირანაშვილი ვ. - ატმოსფერული აეროზოლების გავლენა მზის პირდაპირ რადიაციაზე საქართველოში, დისერტაცია ფიზ.-მათ. მეცნ. კანდ. ხარ. მოსაპ., თბილისი, 1998, 1-142.
2. ბეროშვილი ლ. - ატმოსფეროს გატუქვიანების თავისებურებანი თბილისში, დისერტაცია გეოგრაფიის მეცნ. კანდ. ხარ. მოსაპ., თბილისი, 1999, 1-129.
3. 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, 1-128. .
4. თავართქილაძე კ., ბეგალიშვილი ნ., ხარჩილავე ჯ., მუმლაძე დ., ამირანაშვილი ა., ვაჩნაძე ჯ., შენგელია ი., ამირანაშვილი ვ. - ჰაეის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. ჰაეის განსაზღვრული ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმი და მისი ცვალებადობა, ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, მონოგრაფია, 1-100
5. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Tavartkiladze K. - Dynamics of the aerosol pollution of the atmosphere in Georgia in 1956-1990, J.Aerosol Sci, Pergamon, vol.30, Suppl.1, 1999, S667-S668.

ატმოსფერული აეროზოლების ოპტიკური სისქის შიდაწლიური ცვალებადობა ქ. თბილისში

დ. კირიტიაძე

რეზიუმე

წარმოდგენილია ატმოსფეროში აეროზოლების ოპტიკური სისქის (AOD) საშუალოთვიური მნიშვნელობების შიდაწლიური სელა დროის სხვადასხვა პერიოდისთვის (1931 - 1990 წწ). ნაჩვენებია, რომ AOD საშუალოთვიური მნიშვნელობების შიდაწლიური სელა, გასაშუალოების პერიოდზე დამოუკიდებლად, გამოისახება მეშვიდე ხარისხის პოლინომით.

ჩატარებულია AOD - ს შიდაწლიური სელის დროში მდგრადობის საკითხის გამოკვლევა და აღნიშნული მდგრადობის პარამეტრის დადგენა.

Д. Киркитадзе

Реферат

Проведено исследование внутригодового хода среднемесячных и сезонных значений аэрозольной оптической толщи атмосферы (AOD) для различных периодов времени (1931-1990гг). Показано, что внутригодовой ход среднемесячных значений AOD, вне зависимости от периодов осреднения, имеет одну и ту же закономерность, имеющую вид полинома седьмой степени. Рассмотрен вопрос нахождения устойчивых во времени параметров внутригодового хода AOD и аэрозольного загрязнения атмосферы.

Inter-annual variability of optical thickness of the atmospheric aerosols in Tbilisi

D. Kirkitadze

Abstract

Inter-annual course of monthly averaged values of optical thickness of the atmospheric aerosols (AOD) in the different time period (1931-1990) is proposed. It has been shown, that monthly averaged values inter-annual course of AOD, independent from averaging period, is expressed by 7th order polynomial.

At inter-annual course investigation of the stability and the parameters of mentioned stability is carried out.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА ПРИ РАЗНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЯХ В ДВУХ РАЗЛИЧНЫХ – ЭКОЛОГИЧЕСКИ ЧИСТОЙ И ЗАГРЯЗНЁННОЙ ТОЧКАХ Г. ТБИЛИСИ

Харчилава Дж.Ф.

Институт геофизики им. М. Нодиа

Вступление

Основная масса озона в атмосфере сосредоточена в стратосфере с максимумом на высоте 20 – 25 км над уровнем моря. В тропосфере содержится примерно 8 – 15 процентов всего озона. Концентрация озона в тропосфере может возрасти в результате природных процессов: во время прорыва тропопаузы; во время грозových процессов; при выходе озона из литосферы через линии разломов; при воздействии солнечной радиации на газы метановой группы (метан, изопрен, терпен и др.). Рост концентрации озона в тропосфере имеет место также при фотохимических реакциях с антропогенными загрязнениями.

Интенсивное развитие промышленности, транспорта, минерализация почвы и т.п., вызывают интенсивное загрязнение различными газами и аэрозолями. Всё это создаёт условия для уменьшения стратосферного озона и роста тропосферного. Во время смоговой ситуации в тропосфере, при наличии солнечной радиации, концентрация озона может достичь и даже превзойти стратосферный максимум концентрации озона. При этом, рост концентрации приземного озона, благодаря его оптическим свойствам, может вызвать рост температуры в тропосфере, благодаря поглощению озоном инфракрасного излучения и выделения тепла при окислении озоном газов и аэрозолей. Положительный тренд тропосферного озона уже зафиксирован учёными в ряде районов Европы, Азии и Америки [6, 7, 8], отметившим предполагаемый вклад тропосферного озона в «тепличном эффекте».

Вариации концентрация приземного озона (КПО) связаны с различными метеорологическими параметрами. Этому вопросу посвящен целый ряд трудов зарубежных учёных, в том числе и в странах постсоветского пространства. В работе [9] показана тесная связь между КПО и потенциальной температурой мокрого термометра, коэффициент корреляции – 0,95. Согласно [5], у КПО самая высокая корреляционная связь с солнечной радиацией, дождь и скорость ветра слабо связаны с изменчивостью озона, однако направление ветра играет значительную роль в изменчивости КПО. При высокой влажности КПО уменьшается [2]. Связь между КПО и метеопараметрами исследовали и другие авторы [1, 3, 4, 10].

Предельно допустимая концентрация (ПДК) озона для человека при одновременном воздействии составляет 125 мкг/м^3 , в течение суток – 28 мкг/м^3 . Для растений ПДК составляет 60 мкг/м^3 при 4 часовом воздействии, а для животных – 70 мкг/м^3 также при 4 часовом воздействии.

Целью данной работы является исследование изменчивости концентрации приземного озона при разных погодных условиях в двух различных – экологически чистой и загрязнённой точках г. Тбилиси. Экологически сравнительно чистым районом выбрано Делиси. Измерения проводились на территории отдела космических лучей Института геофизики, по адресу: улица Нуцубидзе, 77. Сравнительно загрязнённой будем считать территорию Академгородка, где на десятом этаже здания Института геофизики проводились регулярные измерения. Параллельные измерения проводились одновременно с июля 2003 года по ноябрь 2005 года. Для изучения влияния погоды на КПО были

выделены следующие типы погоды: 1 – полностью или преимущественно безоблачное небо, штиль; 2 – полностью или преимущественно закрытое облаками небо, штиль; 3 – полностью или преимущественно безоблачное небо, северо-западный ветер; 4 – полностью или преимущественно закрытое облаками небо, северо-западный ветер; 5 – преимущественно или полностью безоблачное небо, юго-восточный ветер; 6 – полностью или преимущественно закрытое облаками небо, юго-восточный ветер; 7 – дождь (обложной), дождь, туман. При выборе этих типов погоды было принято во внимание то обстоятельство, что в Тбилиси господствующими направления ветра являются северо-западный и юго-восточный. Наблюдения за погодой и КПО в Академгородке проводились ежедневно, с 10 до 17 часов ежедневно, кроме субботы и воскресенья, а в Делиси иногда и в эти дни.

Результаты анализа изменчивости КПО для обоих пунктов приведены в таблицах 1 и 2 и на рисунках 1 – 3. В первом столбце таблиц указан номер процесса (1 – 7), во втором – вид процесса (погоды), в третьем столбце представлены средние значения КПО за время наблюдения (10 – 17 часов), а также средние, максимальные и минимальные значения КПО для каждого процесса. Под каждым среднечасовым значением КПО в скобках дано количество дней наблюдений.

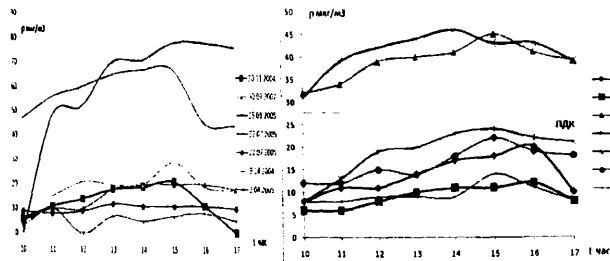


Рис. 1. Изменчивость КПО в Делиси в отдельные дни (слева) и средние значения при разных типах погоды (справа).

1. Исследование изменчивости концентрации приземного озона при разных погодных условиях в экологически сравнительно чистой точке г. Тбилиси.

В течение дня в Делиси самые низкие значения КПО наблюдались во время второго и седьмого типов погоды, а самые высокие – во время погоды третьего и четвертого типов (таблица 1). Из таблицы 1 видно также, что в Делиси главную роль в росте КПО играет северо-западный ветер. Что же касается юго-восточного ветра, то он также вызывает рост КПО, но в меньшей степени. Причиной этого считаем то, что при северо-западном ветре атмосфера в Делиси очень чистая и расход озона, перенесенного из стратосферы благодаря турбулентности воздуха, незначителен. Во время же юго-восточного ветра, расход перенесенного из стратосферы озона идёт значительно интенсивнее. В Делиси, во время погоды 1-го типа, благодаря чистоте воздуха, фотохимический озон на поверхности земли не образуется. Во время погоды 2-го типа, диффузионно перенесенный из стратосферы озон расходуется из-за высокой влажности воздуха. Во время 3-го и 4-го типов погоды, количество перенесенного из стратосферы ветром озона превышает то, которое расходуется при прохождении облачного слоя. Во время 5-го и 6-го типов погоды, озон также переносится турбулентностью из стратосферы, однако юго-восточные ветры вызывают загрязнение атмосферы и, следовательно, уменьшение концентрации озона.

Изменчивость КПО в Делиси во время различных типов погоды, хорошо видна на рис.1, где показана изменчивость КПО в различные дни. Хорошо видны высокие значения КПО во время погоды 3-го и 4-го типов, и низкие значения во время погоды 5-го и 7-го типов. Таблица 1 графически представлена на рис. 1. На рис. 3 представлена изменчивость средних, минимальных и максимальных значений КПО при различных типах погоды. На рисунке видно, что во время процессов 3-го и 4-го типов, средние, минимальные и максимальные значения КПО превышают ПДК. Имея прогноз погоды, с помощью графиков на рис 1, можно прогнозировать значения КПО для интервала времени 10 – 17 часов для района Делиси. С помощью графиков на рис.3, можно определить в условиях данной погоды средние, минимальные и максимальные значения КПО для территории Делиси.

Таблица 1

Изменчивость концентрации приземного озона в Тбилиси (Делиси) в условиях различной погоды (для периода июль 2003 – ноябрь 2005 гг.)

№ погоды	Тип погоды	Изменчивость во времени среднего значения КПО										
		10	11	12	13	14	15	16	17	Ср	Мак	Мин
1	полностью или преимущественно безоблачное небо, штиль	8 (34)	11 (30)	11 (24)	14 (22)	17 (19)	18 (20)	20 (19)	10 (18)	14	20	8
2	полностью или преимущественно закрытое облаками небо, штиль	6 (38)	6 (42)	8 (54)	10 (49)	11 (40)	11 (34)	12 (42)	8 (41)	9	12	6
3	полностью или преимущественно безоблачное небо, северо-западный ветер	32 (11)	34 (19)	39 (21)	40 (25)	41 (21)	45 (24)	41 (20)	39 (23)	39	45	32
4	полностью или преимущественно закрытое облаками небо, северо-западный ветер	31 (21)	39 (23)	42 (24)	44 (31)	46 (32)	43 (34)	43 (38)	39 (39)	41	46	31
5	преимущественно или полностью безоблачное небо, юго-восточный ветер	8 (6)	13 (9)	19 (15)	20 (20)	23 (25)	24 (24)	22 (24)	21 (26)	19	24	8
6	преимущественно или полностью безоблачное небо, юго-восточный вете	12 (10)	12 (16)	15 (21)	14 (23)	18 (20)	22 (25)	19 (25)	18 (25)	16	22	12
7	дождь (обложной), дождь туман	8 (17)	8 (17)	9 (16)	9 (13)	9 (14)	14 (13)	11 (17)	8 (19)	10	14	8

2. Исследование изменчивости концентрации приземного озона при разных погодных условиях сравнительно загрязнённого района – Академгородка.

Согласно таблице 2, в течение дня в Академгородке, самое низкое значение КПО наблюдается во время погоды 2-го и 7-го типов, а самая высокая – во время погоды 1-го, 3-го и 5-го типов. Во время погоды первого типа, атмосфера Академгородка настолько загрязнена, что здесь идёт образование фотохимического озона. Во время погоды 2-го типа, уровень загрязнённости атмосферы высок, однако из-за облачности фотохимический озон не образуется, более того, это загрязнение вызывает расход озона, вынесенного диффузией из верхних слоёв атмосферы. Во время погоды 3-го типа, атмосфера чистая и перенесённый ветром озон не расходуется и наблюдается его высокая концентрация. Во время погоды 4-го типа облачность и высокая влажность вызывают расход перенесённого турбулентностью озона, вследствие чего наблюдается его низкая концентрация. Во время погоды 5-го типа озон переносится юго-восточным ветром из верхних слоёв и, кроме того, образуется при воздействии на загрязнённую атмосферу солнечной радиации. Благодаря обоим этим процессам во время погоды 5-го типа наблюдаются высокие значения КПО. Во время погоды 6-го типа озон, перенесённый турбулентностью, расходуется из-за высокой влажности воздуха, а пополнение его фотохимическими реакциями не происходит из-за недостатка солнечной радиации.

Во время погоды 7-го типа в атмосфере высокая влажность, которая вызывает расход озона, перенесённого из верхних слоёв, вследствие чего значения КПО низкие.

Таблица 2

Изменчивость концентрации приземного озона в Тбилиси (Академгородок) в условиях различной погоды (для периода июль 2003 – ноябрь 2005 гг.)

№ погоды	Тип погоды	Изменчивость во времени среднего значения КПО										
		10	11	12	13	14	15	16	17	Ср	Мак	Мин
1	полностью или преимущественно безоблачное небо, штиль	19 (58)	28 (90)	26 (95)	40 (86)	44 (79)	49 (74)	43 (70)	43 (51)	36	49	19
2	полностью или преимущественно закрытое облаками небо, штиль	7 (59)	11 (92)	9 (83)	19 (82)	22 (72)	23 (60)	18 (59)	16 (48)	16	23	7
3	полностью или преимущественно безоблачное небо, северо-западный ветер	34 (28)	39 (74)	42 (100)	46 (108)	49 (112)	50 (114)	49 (110)	47 (93)	44	50	34
4	полностью или преимущественно закрытое облаками небо, северо-западный ветер	19 (19)	26 (41)	31 (52)	35 (61)	39 (65)	38 (72)	38 (65)	34 (57)	32	39	19
5	преимущественно или полностью безоблачное небо, юго-восточный ветер	26 (15)	34 (34)	43 (47)	47 (59)	47 (65)	49 (67)	46 (70)	41 (67)	42	49	26
6	преимущественно или полностью безоблачное небо, юго-восточный ветер	16 (22)	21 (49)	29 (58)	31 (65)	33 (70)	34 (69)	35 (70)	30 (66)	29	35	16
7	дождь (обложной), дождь туман	4 (28)	8 (65)	9 (59)	10 (49)	10 (44)	12 (44)	11 (46)	9 (42)	9	12	4

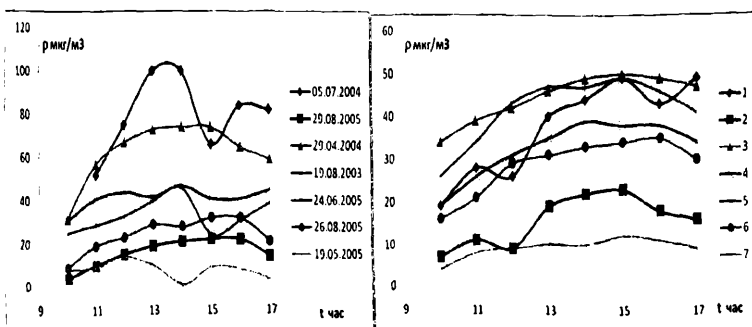


Рис.2. Изменчивость КПО в Академгородке в отдельные дни (слева) и средние значения при разных типах погоды (справа)

Изменчивость КПО в воздухе Академгородка для отдельных дней при различных типах погоды дана на рис. 2. Самая высокая концентрация озона наблюдалась во время погоды 1-го типа 5 июля 2004 года. В этот день атмосфера была очень загрязнённой (смоговая ситуация). Во время погоды 2-го типа, вследствие сильной загрязнённости атмосферы, происходит расход озона, перенесённого диффузией из верхних слоёв, вследствие чего значение КПО низкое. Во время погоды 3-го типа воздух Академгородка богат озоном, перенесённым турбулентностью (ветром), а расход его незначителен вследствие чистоты атмосферы. При погоде 4-го типа из верхних слоёв также переносится озон, однако он расходуется вследствие высокой влажности. Во время погоды 5-го типа КПО высокая, вследствие совместного действия турбулентного переноса и фотохимических реакций. При погоде 6-го типа образование озона вследствие облачности не происходит, а перенесённый турбулентностью расходуется вследствие высокой влажности и загрязнённости атмосферы. Во время погоды 7-го типа влажность воздуха высокая, поэтому КПО низкая.

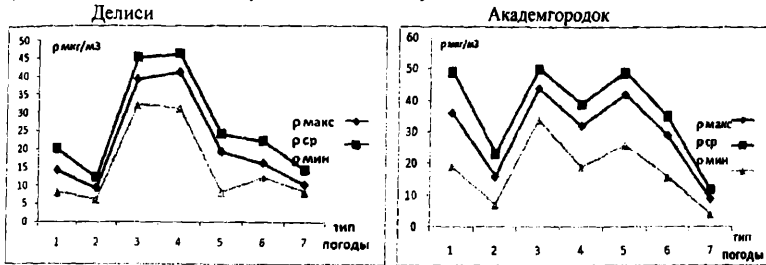


Рис.3. Значения КПО для разных типов погоды

На рис.2 дано графическое представление данных в таблице 2 дневной изменчивости средних значений КПО для территории Академгородка. На рис.3 представлены средние, максимальные и минимальные значения КПО для разных типов погоды. Зная прогноз погоды для г. Тбилиси, с помощью графиков на рис.3 для интервала времени 10 – 17 часов возможно предсказывать уровень КПО для территории Академгородка.

3. Особенности изменчивости концентрации приземного озона в условиях чистой (Делиси) и загрязнённой (Академгородок) атмосферы г. Тбилиси.

Сравнение изменчивости КПО в двух – экологически чистом и загрязнённом районах г.Тбилиси (табл. 1 и 2; рис. 1 - 6) показало особенности изменчивости КПО во взаимосвязи с чистотой атмосферы. В частности, воздух в Делиси чище по сравнению с Академгородком, поэтому во время погоды 1-го типа, когда в Академгородке происходят фотохимические реакции образования смогового озона, в Делиси этот процесс не наблюдается, вследствие низкой концентрации в воздухе газов, необходимых для протекания фотохимических реакций. Во время второго типа КПО в Академгородке выше, чем в Делиси. Возможно в это время, из-за высокого уровня загрязнённости воздуха в Академгородке в солнечные интервалы дня происходит образование озона. Аналогичная картина должна иметь место и во время погоды 5-го и 6-го типов. Во время погоды 4-го типа КПО в Делиси более высокая. Во время этого процесса в обоих районах чистая атмосфера и смоговый озон не образуется, однако, ввиду того, что атмосфера в Академгородке значительно более загрязнена, чем в Делиси, перенесённый ветром озон там расходуется интенсивнее. Во время погоды 7-го типа, в обоих районах примерно одинаковые условия (высокая влажность), поэтому КПО в обоих районах примерно одинакова.

Заключение

Проведённые в экологически чистом (Делиси) и загрязнённом (Академгородок) районах измерения КПО показали, что ни в одном из перечисленных типов погоды смоговый озон в Делиси не образуется. Самая высокая концентрация приземного озона наблюдается во время северо-западного ветра (погоды типов 3 и 4), а самая низкая - во время погоды 7-го типа. В Академгородке самая высокая концентрация озона наблюдается во время погоды 1-го и 5-го типов, когда имеет место образование смогового (при фотохимических реакциях) озона. В Академгородке высокая

კონცენტრაცია ოზონი იკვირება ასევე ვა დროს სავა-სავადად ვა დროს (ვა დროს 3-ვა და 4-ვა დროს), ა ნაკაკი კონცენტრაცია - ვა დროს ვა დროს 7-ვა დროს.

კონცენტრაცია ოზონი იკვირება ასევე ვა დროს სავა-სავადად ვა დროს (ვა დროს 3-ვა და 4-ვა დროს), ა ნაკაკი კონცენტრაცია - ვა დროს ვა დროს 7-ვა დროს.

ლიტერატურა

1. ბორისვა ვ.ვ., ივლვა ჯ.ს., სირთა ვ.გ., ვროსა ვარიაციი კონცენტრაციი ოზონა ვა კრივონოვ ვა დროს ატმოსფეროვ. - ვსოკოვანი სიმპოზიუმი კონცენტრაციი ოზონა: თვ. დოკლ.- ჯ., 15-17 მაი 1985, ს. 44-45.
2. ბრიტავ ა.ს., ფარაპანოვა გ.პ. კონცენტრაციი ოზონა ვა დროს და დროს სავა-სავადად. - II ვსოკოვანი სიმპოზიუმი კონცენტრაციი ოზონა: თვ. დოკლ., - რუისპირი, 17-21 ოკტობრი 1978, ს. 11
3. ხარჩილავა დ.ფ. ობ იკვირება კონცენტრაციი ოზონა ვა დროს კრივონოვ ვა დროს სავა-სავადად ვა დროს სავა-სავადად. - I რესპუბლიკანიკი სავა-სავადად კონცენტრაციი ოზონა: თვ. დოკლ., - თბილსი, 2-4 იუნი, 1983, ს. 28
4. ხარჩილავა დ.ფ., კარცივადაცე ა.ი., ამირანიშვილი ა.გ., გვირიშვილი თ.გ., დინჩარადაცე ა.ხ., მუხრანილი ი.ა., ციციკიშვილი მ.ს. ობ ნაკაკი კონცენტრაციი ოზონა ვა დროს კრივონოვ ვა დროს სავა-სავადად. - ვსოკოვანი სიმპოზიუმი კონცენტრაციი ოზონა: თვ. დოკლ.- ჯ., 15-17 მაი, 1985, ს. 42
5. Cvitas V.T. Photochemical ozone concentrations in lower atmosphere of Zagreb with meteorological variables. St.- Reinhalt-Luft, 1979, vol. 39, № 3, p.92-95.
6. Elichegara Christion Problemes lies a l ozone tropospherique effect de serre pluies acides etc-Pollutatmos. 1990, 32 No.128, p. 427-430.
7. Janach Walter E. Surface ozone trand details seasonal variation and interpretation. J. Geophys. Res. D. 1989-94 No.128, p. 427-430.
8. Kley Diter. Ozon als klimafaktor. - AGF Forschungsten Fusion. 1989. No.2, p.8-9.
9. Mukammal E.J., Neumann H.H., Gillespie T.J. Meteorological conditions associated with ozone in south-western Ontario, Canada. - Atmos. Environ., 1982, 16, No. 9, p.2095-2106.
10. Warmbt W. Luftchemische Untersuchungen des bodennahen ozons 1952-1961, Akademie-verlag, Berlin, a.v.x, N 72, s. 92.

თბილსის ორ ეკოლოგიურად სუფთა და გაზუფიკირებული გარემოვ
მიწისპირა კავრში ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობის გამოკვლევა
სხვადასხვა ამინდის პირობებში

ხარჩილავა ვ.

რეზიუმე

თბილსის ორ ეკოლოგიურად სუფთა (დელისი) და გაზუფიკირებული (აკადემიკალიკი) უბანში გამოკვლეულია მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის (მოკ) ცვალებადობის ხასიათი სხვადასხვა ტიპის ამინდის პირობებში. დადგენილ იქნა, რომ თუ ცნობილი იქნება ამინდის პროგნოზი თბილსისათვის, მაშინ შეიძლება ვიწინასწარმეტყველოთ მოკ-ის სიდიდე კალიკის განხილულ უბნებში. მას კი დიდი პრაქტიკული მნიშვნელობა აქვს, რამდენადაც კავრში ოზონის სიჭარბე ან დეფიციტი მავნე ბიოსფეროსა და გარემოსთვის.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА
ПРИ РАЗНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЯХ В ДВУХ РАЗЛИЧНЫХ – ЭКОЛОГИЧЕСКИ
ЧИСТОЙ И ЗАГРЯЗНЁННОЙ ТОЧКАХ Г. ТБИЛИСИ**

Харчилава Дж.Ф.

Абстракт

В двух районах г. Тбилиси - экологически чистом (Делиси) и загрязнённом (Академгородок) исследована изменчивость концентрации приземного озона (КПО) в условиях различных типов погоды. Установлено, что если известен прогноз погоды для Тбилиси, то можно предсказать величину КПО для указанных районов. Это имеет большое практическое значение, т.к. и избыток и недостаток озона вреден для биосферы и окружающей среды.

**INVESTIGATION OF CHANGING SURFACE OZONE CONCENTRATION UNDER
DIFFERENT WEATHER CONDITIONS IN TWO DIFFERENT - ECOLOGICAL PURE AND
POLLUTED POINTS IN TBILISI.**

Kharchilava J.

Abstract

In two districts in Tbilisi – ecological pure (Delisi) and polluted (Akademgorodok) changing of surface ozone concentration under different weather conditions has been investigated. It was established, if weather forecast is known for Tbilisi it's possible to predict SOC value for indicated districts. It's important, as so redundancy and deficiency in ozone is unhealthy for biosphere and environment.



ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ГОРОДСКИХ И СЕЛЬСКИХ УСЛОВИЯХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СЕЗОНА И ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ

Харчилава Дж.Ф.

Институт геофизики им. М.Нодиа

Согласно современным представлениям, Земля окружена озоновым слоем, толщина которого составляет в среднем около 3 мм (эта толщина соответствует температуре 0°C и давлению 760 мм рт. столба). Толщина слоя может меняться в пределах от 1.5 до 4.5 мм в зависимости от места, сезона и метеорологических условий. Концентрация озона меняется в зависимости от широты и метеорологических условий.

Атмосферный озон (O_3) возникает вследствие диссоциации молекулярного кислорода (O_2) при поглощении им коротковолнового излучения короче 200 нм и последующей рекомбинации с атомарным кислородом (O). Соотношение между атомарным кислородом и молекулярным с высотой растёт и наилучшие условия для возникновения озона создаются на высоте порядка 50 км над поверхностью Земли. Одновременно с возникновением, происходит и процесс разложения озона – а это в основном происходит при поглощении озоном той части ультрафиолетового излучения (максимум – 255 нм), которая не проникает ниже уровня 20 км. Озон быстро расходуется при взаимодействии с парами воды и атмосферными аэрозолями, в результате чего ближе к поверхности Земли содержание озона в воздухе падает и оптимальная высота, на которой фиксируется максимальная концентрация озона, составляет в среднем 20 – 22 км.

Содержание озона в атмосфере, по сравнению с основными газовыми составляющими, очень незначительно (приведённая толщина слоёв азота и кислорода составляет соответственно 6200 и 1560 м). Несмотря на это, значение озона трудно переоценить. В частности, озон ограничивает доступ коротковолновой части спектра Солнечного излучения к поверхности Земли и полностью поглощает Солнечное излучение короче 290 нм, которое могло привести к уничтожению всего живого на планете. Биологически активное излучение Солнца в диапазоне 290 – 330 нм отфильтровывается озоном.

Озон также обладает способностью поглощать излучение в инфракрасной области спектра (с максимумом 9.5 мкм), которое близко к максимуму излучения Земли. Вследствие этого, примерно 20% излучения Земли поглощается озоновым слоем. Это оптическое свойство озона и определяет активную роль озона в радиационном балансе и определяет тепловой режим стратосферы на высотах 30 – 60 км [7].

За миллионы лет развития, жизнь на Земле приспособилась к определённому уровню озона в атмосфере. Однако, во второй половине двадцатого века обнаружилось, что определённые области человеческой деятельности могут вызвать загрязнение стратосферы и, вследствие этого, значительное сокращение содержания озона.

Содержание озона в атмосфере и его вертикальное распределение тесно связано с метеорологическими параметрами. В частности, при вторжении «холодного» фронта, приближении «струйного» течения, при нисходящих потоках, во время сильных ветров и гроз в атмосфере возрастает количество озона, а при «тёпрых» фронтах, при восходящих потоках, при задерживающих слоях вертикального перемещения воздуха, загрязнение воздуха аэрозолями вызывает уменьшение количества озона в атмосфере. Эти данные об озоне можно применить для прогнозирования погоды [1. 2. 3].

Кроме вышеперечисленных причин, озон в атмосфере образуется и распадается в результате химических реакций между различными малыми газовыми примесями. Поэтому процессы его образования и распада определяются их концентрациями. Большое влияние на распад озона оказывают реакции с соединениями, содержащими водород, азот и хлор. Особо надо отметить тот факт, что в результате деятельности человечества, в последние десятилетия резко возросло количество выбросов в атмосферу таких веществ, которые в большом количестве содержат вышеупомянутые соединения. Из антропогенных веществ, самыми опасными для распада озонового слоя являются окись и двуокись азота (которые попадают в атмосферу в результате действия авиации и применения азотных удобрений); соединения хлора, основным поставщиком которого являются фреоны, широко применяемые в холодильном деле и в аэрозольных упаковках.

В тропосфере концентрация озона низкая и составляет примерно 8 – 16 % от общего содержания озона. Несмотря на это, изучение тропосферного озона представляет значительный практический и научный интерес, т.к. он представляет составную часть той среды, в которой живёт человек и развивается жизнь. Согласно современным данным, тропосферный озон в основном перетекает из стратосферы (где он образуется в результате воздействия Солнечной радиации). Во второй половине минувшего века выяснилось, что в тропосфере существуют также другие источники образования озона. В частности, развитие промышленности и автотранспорта в городах вызывает особенно сильное загрязнение атмосферы, в котором принимает участие и озон. Установлено, что в выхлопных газах при воздействии солнечного излучения происходят разнообразные фотохимические реакции, в процессе которых происходит образование озона. При определённых условиях в крупных городах образуется так называемый фотохимический смог – густой дым, в котором концентрация озона при наличии солнечной радиации составляет 1 мг/м^3 . Если в чистой атмосфере при яркой солнечной погоде концентрация приземного озона (КПО) составляет в среднем $30 - 40 \text{ мкг/м}^3$, то во время смога величина КПО возрастает примерно в 30 раз, что является опасной для жизни. Такая концентрация повреждает дыхательные органы и глаза человека, наносит значительный ущерб растительности и животному миру, оказывает вредное воздействие на промышленность – вызывает коррозию, разрушает резиновые изделия и т.п. Впервые такие смоги были замечены в США, в Лос-Анжелесе, а в настоящее время отмечаются и во многих других городах Европы и Азии [4, 5, 6]. В нормальных условиях сравнительно высокая концентрация озона наблюдается в наземных слоях, а в неиндустриальных районах, при определённых метеорологических условиях (грозовая деятельность, холодные полярные «фронты», сильные ветры). Такая высокая концентрация озона отрицательно действует почти на все сельскохозяйственные культуры, особенно в период вегетации и вызывает резкое падение урожайности. К примеру, во Флориде (США) установили, что повышенная концентрация озона во время грозовых процессов причиняет значительный ущерб сигарным сортам табака и плантациям других культур (пшеница, томаты и т.д.). С целью предотвращения ущерба подбирали такие сорта растений, период вегетации которых приходился на сроки до или после сезона гроз.

Для живых организмов вредна не только высокая концентрация озона, но и низкая. Дело в том, что озон обладает выраженными дезинфицирующими свойствами (уничтожает бактерии), поэтому, во время низкой его концентрации в воздухе, проявляются различные заболевания, как у людей, так и у растений и животных. Концентрация ниже нормальной встречается в тропосфере в условиях существования температурной инверсии, когда вертикальные обменные процессы в воздухе ослаблены или полностью прекращены. В таких условиях перенос озона из стратосферы в нижние слои атмосферы не происходит. Его концентрация резко падает и иногда даже достигает нулевого значения.

Получение озона можно и искусственным путём: при помощи электрических разрядов, облучением ультрафиолетом, лазерным излучением и химическими реакциями. Искусственный озон применяется в медицине, промышленности (металлургия), в водоснабжении (для дезинфекции питьевой воды), в сельском хозяйстве (для сохранения продуктов) и т.д.

Изучение отдельных вопросов, связанных с озоном, в Институте геофизики АН ГССР началось с 1964 года и продолжается до настоящего времени.

Целью данной работы является установление характера изменчивости КПО в двух районах г. Тбилиси (Делиси и Академгородок) и в селе Руиспири (Телавский район) в разные сезоны и в условиях различной погоды. Измерение КПО проводилось в Академгородке (на десятом этаже здания Института геофизики), в Делиси (на шестом этаже здания на территории отдела космических лучей) и в селе Руиспири, на территории экспериментального полигона Института геофизики, на втором этаже. Измерения проводились в период 2003 – 2006 годов.



На этих трёх пунктах было проведено исследование изменчивости КПО в разные сезоны и в условиях семи типов погоды. Типы погоды следующие: 1 – полностью или преимущественно безоблачное небо, штиль; 2 - полностью или преимущественно закрытое облаками небо, штиль; 3 - полностью или преимущественно безоблачное небо, северо-западный ветер; 4 - полностью или преимущественно закрытое облаками небо, северо-западный ветер; 5 - преимущественно или полностью безоблачное небо, юго-восточный ветер; 6 - полностью или преимущественно закрытое облаками небо, юго-восточный ветер; 7 – полная облачность, дождь (обложной), туман, снег, штиль или слабый ветерок. Были изучены изменения КПО всех типов погоды в разные сезоны года (весна, лето, осень, зима).

На рис. 1 представлено изменение КПО во время всех четырёх сезонов для всех семи типов погоды для Тбилиси (Делиси). Как видно из этого рисунка, наибольшие значения КПО в Делиси наблюдаются весной, а самые низкие значения – осенью. Из этого рисунка видно также, что во время ясной, безоблачной погоды, КПО всегда выше, чем во время облачной погоды. Наибольшее значение КПО наблюдалось весной во время погоды третьего типа, когда среднее значение КПО достигает величины 50 $\text{мкг}/\text{м}^3$. Самое низкое значение КПО наблюдалось во время погоды второго типа и составляет величину порядка 4 $\text{мкг}/\text{м}^3$.

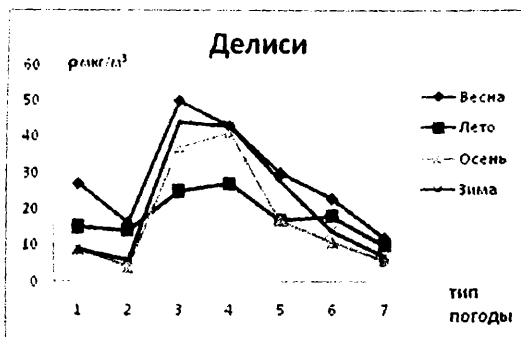


Рис.1 Изменение КПО для Тбилиси (Делиси)

На рис.2 представлено изменение КПО во время всех четырёх сезонов для всех семи типов погоды для Тбилиси (Академгородок). Из этого рисунка видно, что во время всех семи типов погоды, наибольшее значение КПО наблюдается весной, а минимальные значения – осенью. Весной наибольшее значение КПО наблюдается во время погоды первого типа и составляет величину порядка 58 $\text{мкг}/\text{м}^3$, а наименьшее значение наблюдается во время погоды седьмого типа осенью и составляет 4 $\text{мкг}/\text{м}^3$.



Рис.2 Изменение КПО для Тбилиси (Академгородок)

На рис. 3 представлено изменение КПО во время всех четырёх сезонов для всех семи типов погоды для села Руиспири. Из этого рисунка также следует, что для всех семи типов погоды, наибольшее значение КПО наблюдается весной, а минимальные значения – осенью. Весной наибольшее значение КПО наблюдается во время погоды третьего типа и составляет величину порядка 73 мкг/м³, а наименьшее значение наблюдается во время погоды седьмого типа осенью и составляет 24 мкг/м³.

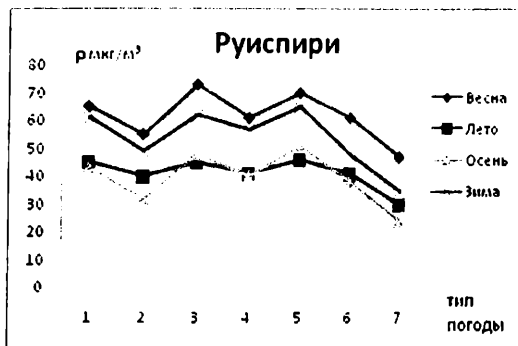


Рис.3 Изменение КПО для села Руиспири

Сравнение рис.1 и рис.2 с графиками на рис. 3 показало, что весной для всех семи типов погоды, значение КПО в Руиспири выше, чем в Тбилиси (и Делиси, и Академгородок). Это объясняется тем, что воздух в Руиспири для всех семи типов погоды чище, чем в Тбилиси и поэтому озон, перенесённый турбулентностью из стратосферы и образовавшийся во время грозных процессов, тратится здесь менее интенсивно, чем в городе. В Тбилиси (Академгородок) в летний сезон для всех типов погоды величина КПО больше, чем в Делиси или Руиспири, что указывает на то, что в Академгородке в летний период происходит образование озона в результате фотохимических реакций ввиду высокого уровня загрязнённости воздуха.

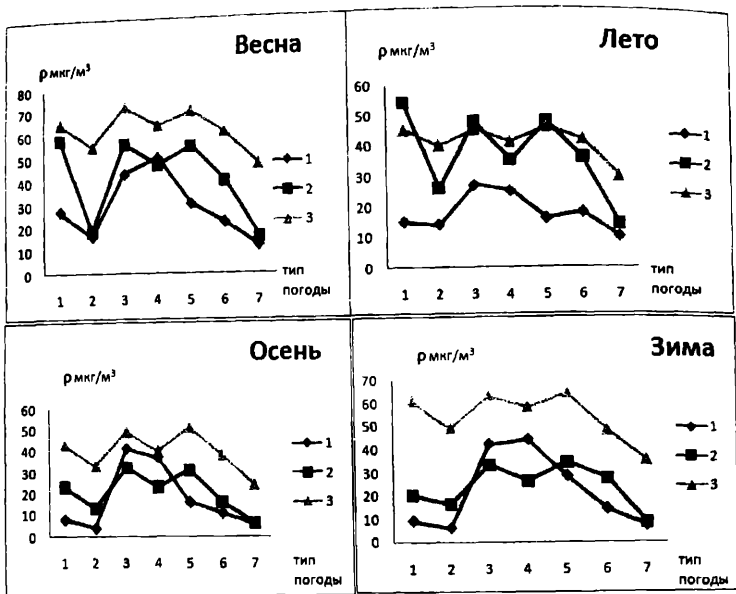
Высокое значение КПО в весенний период в Делиси и Руиспири наблюдается во время погоды третьего типа, когда озон интенсивно перекачивается турбулентностью из верхних слоёв. В Академгородке высокое значение КПО наблюдается во время погоды первого типа, когда в приземном слое наблюдается интенсивное образование озона посредством фотохимических реакций. Кроме этого, весной в Академгородке наблюдается высокое значение КПО во время погоды третьего и пятого типов, когда концентрация растёт в результате турбулентного переноса озона из верхних слоёв. Из рис. 2 видно, что во время погоды первого и второго типов, разница величин КПО довольно значительна, что обусловлено тем, что во время погоды первого типа в Академгородке происходит образование озона посредством фотохимических реакций, тогда, как во время погоды второго типа происходит интенсивный распад из-за высокой влажности и высокой загрязнённости воздуха.

В летний сезон величина КПО в Делиси и Руиспири намного ниже, чем в Академгородке, что обусловлено как турбулентным переносом, так и фотохимическими реакциями на фоне высокой загрязнённости воздуха.

Величина КПО в Руиспири осенью, почти для всех типов погоды выше, чем в Академгородке и Делиси, что обусловлено тем, что воздух в Руиспири намного чище, чем в Тбилиси и расход перенесённого турбулентностью озона намного меньше, чем в приземном слое в Тбилиси. В Тбилиси, в Академгородке озон фотохимическим путём не образуется из-за низкого уровня Солнечной радиации, а в результате высокого уровня загрязнённости воздуха происходит его интенсивный распад.

В зимний период в Тбилиси (Делиси, Академгородок) почти для всех семи типов погоды величина КПО ниже, чем в Руиспири, что обусловлено большим уровнем загрязнённости воздуха и низким уровнем солнечной радиации.





На рис.4 представлена изменчивость величины КПО в Тбилиси (Делиси и Академгородок) и Руиспири весной для всех семи типов погоды. Как видно из этого рисунка, наибольший уровень концентрации приземного озона для всех семи типов погоды наблюдается в Руиспири, а наименьший – в Делиси. Весной турбулентный перенос озона из высоких слоёв значителен. Вследствие того, что воздух в Руиспири чище, чем в Тбилиси, расход озона там меньше. В Академгородке, во время погоды первого типа, величина КПО примерно в два раза ниже, чем в Делиси. Причиной этого считаем образование озона в результате фотохимических реакций на фоне смогового загрязнения воздуха. Во время погоды второго типа, в Делиси и Академгородке КПО низкая и величина их почти одинакова. В это время, из-за недостаточности солнечной радиации, образование озона в результате фотохимических реакций не происходит. Во время погоды третьего и пятого типов величина КПО в Академгородке опять выше благодаря фотохимическому озону.

Зимой, во время погоды первого, третьего и пятого типов, величина КПО в Академгородке выше, чем в Руиспири и Делиси. Основной причиной этого является образование фотохимического озона в Академгородке. Величина КПО в Делиси намного ниже, чем в Руиспири, так как в Делиси приземный воздух намного более загрязнён и расход озона там происходит интенсивнее. Образование фотохимического озона в Делиси не происходит ввиду низкого уровня загрязнённости воздуха.

Осенью наибольшая концентрация озона наблюдается в Руиспири, т.к. воздух там чище, чем в Делиси и Академгородке, вследствие чего расход озона ниже. Также во время погоды третьего и четвёртого типов величина КПО в Делиси выше, чем в Академгородке, так как уровень загрязнённости воздуха в Делиси ниже, чем в Академгородке, а там фотохимический озон не образуется ввиду недостатка солнечной радиации.

На рис 4 представлена также изменчивость величины КПО во всех трёх пунктах в зимний период для всех семи типов погоды. Как видно из этого рисунка, величина КПО в Делиси и Академгородке, вследствие высокого уровня загрязнения и недостаточного уровня солнечной радиации, значительно меньше, чем в Руиспири для всех семи типов погоды. Аналогично осени, зимой, во время погоды третьего и четвёртого типов, величина КПО в Делиси выше, чем в Академгородке.

Из рис.4 видно также, что зимой и осенью для первого, второго, пятого и шестого типов погоды уровень КПО в Академгородке выше, чем в Делиси. Возможно, это вызвано образованием фотохимического озона в Академгородке, на фоне высокого уровня загрязнённости воздуха.

Из рассмотрения вышеуказанных рисунков видно, что во время ясной безоблачной погоды (первый, третий и пятый типы погоды), уровень КПО во всех трёх пунктах выше, чем во время облачной погоды (погоды второго, четвёртого, шестого и седьмого типов).

Исходя из вышесказанного, можно сделать следующее заключение:

1. в изменчивости КПО главными факторами являются уровень загрязнённости атмосферы, влажность воздуха и уровень солнечной радиации;
2. из рассмотренных трёх пунктов самым загрязнённым является слой приземного воздуха в Академгородке, а самым чистым – в Руисири;
3. образование озона фотохимическими реакциями происходит только в слое приземного воздуха на территории Академгородка.

Литература

1. Гушин Г.П. Озон и аэросиноптические условия в атмосфере. – Л.: Гидрометеиздат, 1964, 341 с.
2. Харчилава Дж.Ф. Об изменениях содержания озона в приземном слое в Тбилиси в связи с некоторыми метеорологическими процессами. – I Республиканская научно-техническая конференция в области охраны окружающей среды: Тез. докл. – Тбилиси, 2-4 июня 1983, с.28.
3. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. – Л.: Гидрометеиздат, 1973, 291 с.
4. Elichegarrá Christian. Problemas lies a l ozone tropospherique effect de sette pluies acides etc-pollutatmos, 1990. 32. № 128, p. 427-430.
5. Janach Walter E. Surface ozone trand details seasonal variation and interpretation. S. Geophys. Res. D. 1989 – 94 №15. p.18289–18295.
6. Rley Diter. Ozon als klimafaktor. - AGF Forschungsten Fusion. 1989. №2 p. 8-9.
7. Manabe S., Stickler. Atmos. Sci. 1964, 21, № 4. p. 361.

მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობა ძალბა და სოფელში სხვადასხვა ამინდის და სეზონის პირობებში

ხარჩილავა ჯ.

რეზიუმე

ჩატარებულია მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობის გამოკვლევა ქალაქის და სოფლის მიწისპირა პერში სხვადასხვა ამინდის და სეზონის პირობებში. დადგინდა, რომ მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობაში მთავარი ფაქტორებია ატმოსფეროს გაჯუჭვიანების დონე, პერის სინოტივე და მზის რადიაციის სიდიდე. ყველაზე ძლიერად გაჯუჭვიანებულია აკადემქალაქის პერი, ხოლო ყველაზე სუფთა რუისპირში. ფოტოქიმიური ოზონი წარმოიქმნება მხოლოდ აკადემქალაქში გაზაფხულზე და ზაფხულში რუისპირში, მაღალი კონცენტრაციის ოზონი გაზაფხულზე და ზამთარში. მოდრულული ამინდის დროს ყველაზე მაღალი კონცენტრაციის ოზონი დაიკვირება რუისპირში გაზაფხულზე, ხოლო ყველაზე დაბალი აკადემქალაქში.



ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ГОРОДСКИХ И СЕЛЬСКИХ УСЛОВИЯХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СЕЗОНА И ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ

Харчилава Дж.Ф.

Реферат

Проведено исследование изменчивости концентрации приземного озона (КПО) в приземном воздухе в городе и в сельской местности при разных погодных условиях в разные сезоны. Установлено, что основными факторами являются: уровень загрязнённости атмосферы, влажность воздуха и уровень солнечной радиации. Самый загрязнённый воздух в Академгородке, а самый чистый – в Руиспири. Фотохимический озон образуется только на территории Академгородка и только в весенний и летний сезоны. В Руиспири сравнительно высокая концентрация озона наблюдается весной и зимой. При облачности самая высокая концентрация озона наблюдается в Руиспири весной, а самая низкая в Академгородке

CHANGING SURFACE OZONE CONCENTRATION IN CITY AND COUNTRY IN DEPENDENCE ON SEASON AND WEATHER CONDITIONS

Kharchilava J.

Abstract

Investigation of ground ozone at the surface air in the city and country under different weather conditions for different seasons has been carried out. It has been established that the main factors are: atmosphere pollution's level, air humidity and level of solar radiation. The most polluted air is in Akademgorodok, the most pure air is in Ruispiri. Photochemical ozone is formed only at the territory of Akademgorodok and only in spring and summer seasons. In Ruispiri relatively high ozone concentration is watched in spring and winter. In cloudiness the most high ozone concentration is watched in Ruispiri in spring, but the most low in Akademgorodok.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ТВЕРДОГО АЭРОЗОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ г. ТБИЛИСИ

Чаibriшвили Н. Г.

Институт геофизики им. Михаила Нодиа 0193 Тбилиси ул. М. Алексидзе.

Email: admin@ig.acnet.ge

Данные различных исследовательских центров по динамике глобального потепления показывают, что за прошедшие сто лет температура на нашей планете повысилась. В целом за XX век средняя глобальная температура приземного воздуха на Земле увеличилась на 1°C [1, 2].

В больших городах и, в целом, на Земле повышение температуры согласуется с гипотезой о наличии парникового эффекта, обусловленного существенным увеличением в атмосфере концентрации таких парниковых газов антропогенного происхождения, как диоксид углерода (CO_2), монооксид углерода (CO), метан (CH_4), оксид азота (N_2O), фторхлоруглероды (CFCl_3 , CF_2Cl) и др. [3,4].

Оказалось, что кроме парниковых газов в парниковом эффекте и формирований климата на Земле (особенно в больших городах, где имеется огромное количество автотранспорта и развитая энергетика), определённую роль играют такие компоненты атмосферного твёрдого аэрозоля как: “чёрный углерод” – сажа и соединения серы – SO_2 , CS_2 и H_2S [5,6,7,8].

Цель данной работы – разработка методики для определения количественного содержания твёрдого аэрозоля, Δm в приземном слое атмосферы г. Тбилиси.

Определение количественного содержания твёрдого аэрозоля в атмосфере можно осуществлять несколькими способами [6,7]. Общее для этих способов является то, что атмосферный аэрозоль предварительно собирается на подложки – фильтры. Фильтры могут быть пористые (нуклеопорные, волокнистые-кварцевые или стеклянные) – прозрачные для света в той или иной области спектра.

Для сбора аэрозоля на фильтр нами была изготовлена установка – ротометр. При его изготовлении были учтены те требования, которые необходимы для того, чтобы система работала на линейном участке измерительной системы.

В качестве фильтра применяли волокнистый аналитический аэрозольный фильтр типа АФА-ВП-20, который предназначен для весового анализа, прозрачен в видимой области спектра, гидрофобен и коэффициент захвата для частиц размером 0,5 мкм равняется 0,95.

Сбор аэрозольных проб проводился на территории экспериментальной базы термобарокамеры Института геофизики им. М. Нодиа. Время прососа воздуха ротометром, в зависимости от уровня почернения фильтра, менялось от 30 до 90 минут.

Массовую концентрацию атмосферного твёрдого аэрозоля определяли методом взвешивания, как $\Delta m = m - m_0$, где m_0 и m масса фильтра, соответственно до и после сбора пробы. Для взвешивания применяли аналитические весы марки АDB-200 (цена деления оптической шкалы 0.1 мг). Общая погрешность определения массовой концентрации твёрдого аэрозоля не превышает 20%.

Наши предварительные измерения и их анализ показали, что при определении массовой концентрации атмосферного твёрдого аэрозоля, Δm , необходимо учесть такие метеорологические факторы, как скорость ветра, осадки и образование смога над городом. При ветреной погоде, когда скорость ветра равнялась 5-8 м/сек, в зависимости от степени почернения фильтра, приходилось в 2-3 раза увеличивать время экспозиции фильтра. При этом, по сравнению с безветренной погодой, значение концентрации атмосферного твёрдого аэрозоля Δm уменьшалось в 2-3 раза. Такой же



эффект имел место и в том случае, когда пробы аэрозоля брались до или после выпадения жидких осадков. И наоборот, образование смога над городом сопровождалось увеличением Δt в 1,5-2 раза.

Более или менее устойчивые значения Δt фиксировались в случаях отсутствия ветра и осадков.

Таким образом, для установления фоновых значений Δt в случае рассматриваемых месяцев, анализировались результаты измерений, которые соответствовали погоде без ветра и осадков. При этом, среднее значение $\Delta t = 1,8$ мг/куб.м., а стандартное отклонение равнялось 0,30.

На рис. 1 и 2 представлены графики зависимости во времени массовой концентрации твердого аэрозоля в приземном слое атмосферы г. Тбилиси.

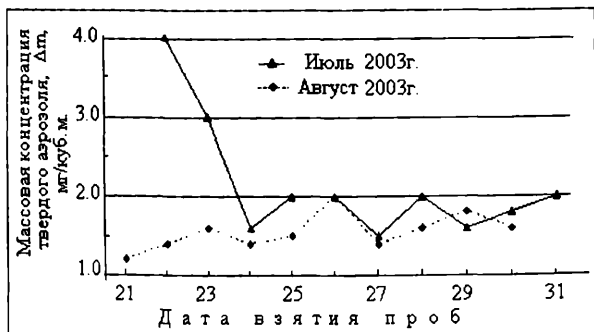


Рис. 1. Изменение во времени массовой концентрации твёрдого аэрозоля.



Рис. 2. Изменение во времени массовой концентрации твёрдого аэрозоля.

Из анализа представленных кривых следует, что в июле-августе месяцах 2003-2004 гг. кроме трех проб, значения Δt меняются монотонно в интервале 1,2 – 2,4 мг/куб.м.

Среди экспериментальных данных имеются три пробы, соответствующие дням 22 и 23 августа 2003 г и 24 того же месяца 2004 г., значения Δt (4,0; 3,0 и 3,4 мг/куб.м.) приблизительно в 1,5-2 раза превышают их средние значения для остальных 37 проб. В течение этих трех дней визуально хорошо просматривалось образование смога над городом Тбилиси.

На основании анализа 40 проб можно заключить, что в течение июля-августа 2003-2004 гг. в приземном слое атмосферы города Тбилиси для минимального, максимального и среднего значений атмосферного твердого аэрозоля Δt были зафиксированы следующие величины: в случае ясного неба, безветренной погоды, отсутствия осадков и смога: $\Delta t_{\min} = 1,2$ мг/куб.м., $\Delta t_{\max} = 2,4$ мг/куб.м.,

$\overline{\Delta m} = 1,8$ მგ/კუბ.მ., а для случая смога: $\Delta m_{\min} = 3,0$ мг/куб.м., $\Delta m_{\max} = 4,0$ мг/куб.м.и $\overline{\Delta m} = 3,4$ мг/куб.м.

Следует отметить, что для идентификации “чёрного углерода” – сажи в пробе необходимы дополнительные исследования.

В заключение автор выражает искреннюю благодарность Амиранашвили А.Г. за помощь и интерес к работе.

Литერატურა

1. Дясоунс Ф.Д., Уигли Т.М.Л. – Тенденция глобального потепления. В мире науки, №10. М.: “Мир”, 1990, сс. 62-70.
2. Сергеев А.- Глобальное потепление или Высокий градус политики. Вокруг света, №7 (2790). М.: “Вокруг света”, 2006, сс. 56-70.
3. Шашков А.А. – Интегральные спектроскопические методики определения C_2O , CO , CH_4 , N_2O : Порядок проведения измерений и алгоритм обработки. Вопросы инфракрасной спектроскопии атмосферы. Ленинград, 1986, вып. 496, сс. 23-41.
4. Одишария М.А., Чиабришвили Н.Г., Каландадзе Т.М., Киркитадзе Д.Д. – Спектры поглощения атмосферных парниковых газов (CH_4 , N_2O , CO). Академия Наук Грузии, Труды института геофизики, т. LVIII, 2003, сс. 192-195.
5. Cundel L.A., Bod R.L., Rosen H., Novakov T. – The relationship between attenuation and black carbon concentration for ambient and source particles. Sci. Total Envir, vol. 16, N1, 1984, pp. 197-202.
6. Wolff G.T., Climach R.L. – Particulate carbon atmospheric life cycle. Plenum Press, New-York-London, 1982, pp. 78-81.
7. Копейкин В.М. – Анализ содержания сажи в аэрозоле. Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы. АН СССР, ИФА, Препринт №1, М., 1991, сс. 59-64.
8. Амиранашвили А.Г., Амиранашвили В.А., Киркитадзе Д.Д., Чиабришвили Н.Г., Чочишвили К.М. – К вопросу об образовании вторичных аэрозолей в атмосфере. Труды Института геофизики им. М. Нodia, т. LVIII, 2003, сс. 119-126.

ქ. თბილისში ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მყარი აეროზოლის მასური კონცენტრაციის განსაზღვრა

ჭიბრიჭვილი ნ. ზ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია ქ. თბილისში ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში არსებული მყარი აეროზოლის მასური კონცენტრაციის (Δm მგ/კუბ.მ) კელკვის ექსპერიმენტული მონაცემები.

ნაჩვენებია, რომ მყარი აეროზოლის მასური კონცენტრაციის მინიმალური (Δm_{\min}), მაქსიმალური (Δm_{\max}) და საშუალო ($\overline{\Delta m}$) მნიშვნელობები შესაბამისად, ტოლია: 1,2 მგ/კუბ.მ, 2,4 მგ/კუბ.მ. და 1,8 მგ/კუბ.მ.



ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ТВЕРДОГО АЭРОЗОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ г. ТБИЛИСИ

Чиabriшвили Н.Г.

Реферат

Изложены экспериментальные данные по определению массовой концентрации (Δm мг/куб.м) твердого аэрозоля в приземном слое атмосферы г. Тбилиси.

Показано, что минимальное (Δm_{\min}), максимальное (Δm_{\max}) и среднее ($\overline{\Delta m}$) значения массовой концентрации твердого аэрозоля соответственно равны: 1,2 мг /куб.м., 2,4 мг /куб.м и 1,8 мг/куб.м.

DEFINITION OF THE FIRM AEROSOL WEIGHT CONCENTRATION IN SURFACE AIR LAYER

Chiabrishvili N.

Abstract

Experimental data on research of weight concentration of firm aerosol (Δm) in Tbilisi surface air layer are obtained.

It is shown that minimum (Δm_{\min}), maximum (Δm_{\max}) and average ($\overline{\Delta m}$) values of the firm aerosol concentrations are equal to: 1.2 mg/m³, 2.4 mg/m³ and 1.8 mg/m³, respectively.



КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИЕЙ ТВЕРДОГО АЭРОЗОЛЯ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТЬЮ ВОЗДУХА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ г. ТБИЛИСИ

Чаibriшвили Н. Г.

Институт геофизики им. Михаила Нодиа 0193 Тбилиси ул. М. Алексидзе. .

Email: admin@ig.acnet.ge

Известно, что с целью изучения сложных метеорологических процессов в атмосфере Земли, связанных с глобальным потеплением (увеличением температуры над сушей и океанами) и изменением климата, на метеорологических станциях различных стран мира ведутся систематические наблюдения за температурой, влажностью, ветром, атмосферным давлением, озонным слоем и другими параметрами атмосферы.

В течение последних десятилетий, в больших городах мира, где сосредоточено огромное количество автотранспорта, развита промышленность, сформировался особый микроклимат, существенно отличающийся от климата окружающих областей. В больших городах, особенно зимой, температура воздуха превосходит температуру окружающих областей в среднем на 5°C [1].

В работе [2] отмечалось, что кроме парниковых газов в парниковом эффекте и формировании климата на Земле, "черный углерод" – сажа (остаточный углерод – С) по количественному содержанию (особенно в больших городах) является главным компонентом атмосферного твердого аэрозоля. Сажа образуется в результате сгорания любого органического топлива (нефтепродуктов, природного газа, каменного угля и т. д.) и после эмиссии с поверхности Земли попадает в атмосферу.

В научной литературе первые сообщения по изучению сажи принадлежат исследовательской группе Национальной лаборатории им. Лоуренса Беркли США (под руководством Т. Новакова) с 70-х годов прошлого века [2]. В 1974 г этой группой было показано, что в приземном слое атмосферы из общего количества аэрозолей 50% приходится на углеродсодержащих частиц, а из этих 50% не менее 80% составляет сажа. Результаты экспериментальных данных, опубликованных в работе [2] в дальнейшем подтвердились в работах [3,4].

Следует отметить, что в 1984 г сотрудниками лаборатории им. Лоуренса Беркли США был изготовлен прибор, позволивший непосредственно в приземном слое атмосферы измерять концентрацию сажевых частиц [5].

Методика взятия проб и определение массовой концентрации твердого аэрозоля в приземном слое атмосферы г. Тбилиси подробно описана в работе [6]. Отметим лишь то, что одновременно со взятием проб твердого аэрозоля велись измерения скорости ветра, температуры и относительной влажности приземного воздуха. В настоящей статье использовались только такие результаты измерений, которые соответствовали погоде без ветра, осадков и смога (общее количество проанализированных проб около - 60). Изучение распределения плотности вероятностей использованной нами выборки показало, что оно очень близко к симметричному.

Зависимость массовой концентрации твердого аэрозоля Δm от относительной влажности приземного воздуха f представлена на рисунке.

Полученная зависимость между Δm и f хорошо аппроксимируется полиномом третьей степени вида:

$$\Delta m = 0.0002 f^3 - 0.0286 f^2 + 1.3674 f - 19.564$$

Коэффициент надежности аппроксимации $R^2 = 0.324$ (достоверность не хуже 99%).



Вычисленное значение индекса корреляции между Δm и f для данной статистики равняется 0,57. Естественно, при наличии более 60 проб экспериментальных данных, надежность аппроксимации могла бы превосходить 0,324.

Из анализа представленной кривой следует, что для относительной влажности, примерно до 56%, массовая концентрация твердого аэрозоля Δm почти не зависит от относительной влажности приземного воздуха f . Увеличение массовой концентрации твердого аэрозоля уже заметно при относительной влажности около 57%. Следует обратить внимание на то, что выше значения $f=59\%$ Δm , как правило, превосходит 2 мг/куб.м и в среднем равняется 2,13 мг/куб.м со стандартным отклонением 0,42, тогда как ниже указанного значения относительной влажности среднее значение $\Delta m=1,80$ мг/куб.м при стандартном отклонении 0,30.



Рис. Зависимость массовой концентрации атмосферного твердого аэрозоля Δm от относительной влажности приземного воздуха f

В работе [7] в лабораторных условиях моделирование процесса адсорбции паров воды частицами сажи была осуществлена двумя способами: спектроскопией комбинационного рассеяния и прямым изучением изотерм при адсорбции паров воды на исследуемом образце сажи.

В вышеупомянутом эксперименте при спектроскопии комбинационного рассеяния наличие двух пиков в спектре, соответствующих длинам волн 1347 и 1595 см⁻¹, авторами объясняется присутствием щелевидных пор на поверхности частиц сажи.

В этом же эксперименте при изучении изотерм сажевых частиц в качестве углеродсодержащего материала был выбран графит. Совместный анализ изотерм сажевой пробы и графита показал, что графит характеризуется крайне низкой адсорбцией воды, тогда как при давлении водяного пара, соответствующего состоянию насыщения, количество адсорбируемых молекул H₂O увеличивается примерно в 35 раз. На основе вышесказанного авторы приходят к заключению, что сажа способна адсорбировать молекулы воды в значительном количестве.

В нашем случае увеличение массовой концентрации твердого аэрозоля Δm в приземном слое атмосферы г. Тбилиси при значениях относительной влажности выше 57%, можно объяснить в основном высокой гидрофильностью атмосферных сажевых частиц.

Литература

1. Сергеев А. – Глобальное потепление или Высокий градус политики. Вокруг света, №7 (2790), М., “Вокруг света” 2006, сс. 56-70.



2. Novakov T., Chang S.G., Harker A.B. – Sulfates as Pollution Particulates Catalytic Formation on Carbon (Soot) Particles. Science, vol. 186, 1974, pp. 259-261.
3. Копейкин В.М. – Анализ содержания сажи в аэрозоле. Контроль состояния воздушного бассейна г. Москвы. АН СССР, ИФА. препринт №1, М., 1991, сс. 59-64.
4. Емиленко А.С., Копейкин В.М., Ван Ген Чен. – Некоторые сезонные особенности уровней загрязнения аэрозолем в городе Пекине. Международная аэрозольная конференция, посвященная памяти профессора Сутугина А.Г. Москва, 26-30 июля, 2000 г. Труды конференции, М., 2000, сс. 48-56.
5. Hansen A., Rosel H., Novakov T. – The Aethalometer – An Instrument for the Real-Time Measurement of Optical Absorption by Aerosol Particles. The Science of the Total Environment, vol. 36, 1984, pp. 191-196.
6. Чиабришвили Н.Г. – Определение массовой концентрации твердого аэрозоля в приземном слое атмосферы г. Тбилиси. Публикуется в настоящем сборнике.
7. Персианицева Н.М., Поновичева А.В., Старик А.М., Трухин М.Е., Шония М.К. – О гидрофильности сажевых частиц, образующихся в камере сгорания реактивного двигателя. ЖТФ, т. 26, вып. 8, 2000, сс. 50-56.

ქ. თბილისში ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მყარი
აპროქსიმაციის მასურ კონცენტრაციასა და ჰაერის ფარდობით
ტენიანობას შორის კორელაციური დამოკიდებულება

ჭიაბრიშვილი ნ. გ.

რეზიუმე

ექსპერიმენტული მონაცემების ანალიზის საფუძველზე დადგენილია ქ. თბილისის ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში მყარი აეროზოლის მასურ კონცენტრაციასა და ჰაერის ფარდობით ტენიანობას შორის კორელაციური კავშირის ანალიზური სახე, მიღებული შედეგები მოცემულია გრაფიკის სახით, გამოთვლილია აპროქსიმაციის საიმედობის კოეფიციენტი და კორელაციის ინდექსი.

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИЕЙ ТВЕРДОГО АЭРОЗОЛЯ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТЬЮ ВОЗДУХА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ Г. ТБИЛИСИ

Чиабришвили Н. Г.

Реферат

На основе анализа экспериментальных данных установлена аналитическая зависимость между массовой концентрацией твердого аэрозоля в приземном слое атмосферы г. Тбилиси и относительной влажностью воздуха. Результаты измерений представлены в графическом виде. Найдены соответствующие постоянные коэффициенты уравнения кривой, величина надежности аппроксимации и индекс корреляции.



**CORRELATION DEPENDENCE BETWEEN THE MASS
CONCENTRATION OF HARD AEROSOL AND RELATIVE
HUMIDITY OF AIR IN TBILISI SURFACE AIR LAYER**

Chiabrishvili N.

Abstract

Basis on the analysis of experimental dates the analytical dependence between the mass concentration of a hard aerosol and relative humidity of air in the Tbilisi surface air layer is retrieved. Results of experimental measurement are given in a graphical form. Respective correlation index and value of approximating reliability are obtained



ОБРАБОТКА УГЛЕРОДНЫХ АДСОРБЕНТОВ МЕТОДОМ МЕХАНОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИИ С ЦЕЛЬЮ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ТЁПЛЫЕ ТУМАНЫ

Чочишвили К.М.

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

Углеродные адсорбенты, так называемые активные угли, широко применяются в различных областях. Наиболее распространённое сырьё для их получения – ископаемые угли, главным образом неспекающиеся и слабоспекающиеся, на основе которых получают как дешёвые зернистые адсорбенты одноразового действия, так и более дорогие гранулированные активные угли с высокой прочностью и развитой системой микропор. В последнем случае необходимо добавление дефицитного и дорогостоящего связующего вещества, что в значительной степени сдерживает дальнейшее развитие производства гранулированных адсорбентов.

Опыт работы сотрудников ИГП (Россия) по гранулированию ископаемых углей и других материалов, послужил основой для разработки процесса гранулирования спекающихся углей с целью получения гранул-адсорбентов сферической формы небольшого размера (0,5–0,4 мм) {1}. Следует отметить, что на основе работ {2, 3} была разработана технология и методика получения мелкодисперсного адсорбента для наших целей.

Надо отметить, что параллельно проводилась работа для нахождения более легко доступных и дешёвых материалов. Таковыми оказались: ткибульские угли, цеолиты, липтобиолиты, каменные угли разных марок и т.д. Самыми подходящими для наших целей оказались липтобиолиты и ткибульские угли, вследствие чего было решено изучать в первую очередь их свойства, а затем остальные из вышеперечисленных минералов.

Характеристика ткибульских углей

Минеральное вещество состоит главным образом из тонкодисперсной глины. Встречаются также включения кальцита, сидерита, пирита, обломки кварца и слюды. Основными петрографическими типами в Ткибули-Шаорском месторождении являются клареновые, дюреновые, кsilовитреновые угли и смоляные липтобиолиты.

Табл.1

Тип угля	Технический анализ, %			Элементарный анализ, %			Пластометрические показатели, мм		
	W ^a	A ^c	A ^t	A ^t	C ^t	N ^t	(O+S) ^t	X	Y
Ткибульский гумусовый уголь	6.5	14.35	39.15	5.51	79.25	1.65	13.59	54	7
Смоляной липтобиолит (обогащенный)	5.7	8.74	81.29	8.33	80.05	1.86	9.11	-	-

Эксперименты по определению влияния условий измельчения на химические свойства проводились, помимо гумусового угля, и на Ткибульском смоляном липтобиолите, обладающем



более выраженной полимерной структурой. В таблице 1 приводятся усреднённые значения показателей, характеризующих уголь, используемый в наших экспериментах.

Измельчение проводилось в мельницах двух типов, различающихся интенсивностью измельчения. Конструкция мельниц предусматривает возможность проведения измельчения в определённой газовой среде, подачи этого газа в зону дробления непосредственно в процессе измельчения и регулирования в этой зоне температуры в пределах 20 – 350°C и давления в пределах 1 – 7 атм.

В основу первой конструкции, изображённой на рис. 1, положен принцип шаровой мельницы. Конструкция второй мельницы (ножевой мельницы) предусматривает более интенсивное измельчение, поэтому её использовали для изучения редких минералов.

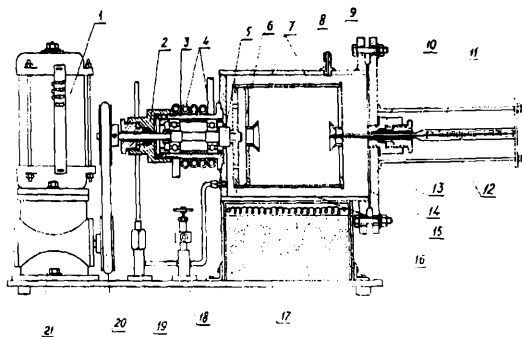


Рис.1. Измельчительное устройство, основанное на принципе шаровой мельницы

1 – электродвигатель; 2 – корпус сальника оси; 3 – обойма подшипников; 4 – медные трубы водяного охлаждения; 5 – ось; 6 – внутренняя ограничительная перегородка; 7 – ограничитель; 8 – наружный корпус; 9 – штуцер для подачи газа; 10 – сальник термометра; 11 – термометр; 12 – устройство крепления термометра; 13 – наружная крышка; 14 – съёмная крышка рабочей камеры; 15 – рабочая камера; 16 – нагревательная спираль; 17 – теплоизоляция; 18 – вентиль для выпуска газа; 19 – штуцер для подсоединения манометра к камере; 20 – привод вращения оси и камеры; 21 – редуктор.

В отдельных экспериментах нами использовались также обычная (фарфоровая) шаровая мельница и стандартная вибромельница типа М-10.

Измельчённый уголь представляет собой полидисперсную систему. Для характеристики таких систем использовали величину удельной поверхности и распределение частиц по их размерам (функцию распределения). Определение этих характеристик проводилось микроскопическим методом. Применение для этой цели других методов (газовой адсорбции, газопроницаемости, сорбции, седиментационного анализа) в нашем случае приводит к неоднозначности полученных данных, так как результаты измерений в таком случае будут зависеть от структуры и свойств поверхности зёрен измельчённого угля, их формы и способности агрегатироваться, зависящих. в свою очередь, от условий измельчения угля и его влажности.

По полученному распределению угольных частиц по размерам, можно определить удельную поверхность. Предлагаемые различными авторами формулы для такого определения предполагают шарообразную форму частиц полидисперсной системы и отличаются друг от друга различными методами усреднения геометрических диаметров [4, 5, 6].

При подготовке измельчённого угля к микроскопическому исследованию, мы постарались избежать разрушения его отдельных зёрен. С этой целью была применена следующая методика: на предметное стекло наносится капля «растворителя», в качестве которого использовалось довольно вязкое кедровое масло, обычно применяемое в иммерсионной микроскопии, в которое насыпается весьма небольшое количество измельчённого угля. Через 20 – 30 секунд угольные частицы с поверхности капли опускаются на её дно, после чего на предметное стекло с каплей накладывается второе стекло



и оба стекла прижимаются друг к другу. В результате прижима и лёгкого растирания, капля «растворителя», а вместе с ней и пробы угля, расплзается и занимает между стёклами определённую область, где легко может быть подвергнута исследованию. Отбор такой пробы для исследования производился после тщательного перемешивания нескольких, более крупных (количественно) проб, отобранных в разных местах общей массы измельчённого угля. Для исследования применялся биологический микроскоп с общим увеличением $\times 120$. Наблюдение велось в проходящем неполяризованном свете с применением электрического осветителя. Для регистрации применялась микрофотонасадка. С каждой пробы проводилось по пять фотоснимков, счёт вёлся по каждому из кадров, затем данные усреднялись. На рис.2 приведена одна из таких фотографий, соответствующая порошку угля, измельчённого в шаровой мельнице в течение 45 минут в воздушной среде при температуре 150 °С. На этом же рисунке изображён эталон, каждое деление которого соответствует 10 микронам.

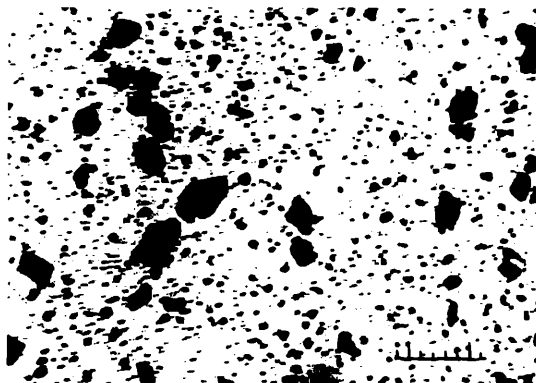


Рис.2 Микрофотография пробы угля, измельчённого в шаровой мельнице.

По фотографиям подсчитывалось среднее число частиц, приходящееся на каждый из следующих интервалов размеров: 1-5, 5-10, 10-20, 20-35, 35-50, 50-75, 75-100, 100-160 микрон. Принадлежность к тому или иному интервалу размеров определялась в соответствие с предложением Бурусвами [7] по линейным размерам, измеряемым для всех частиц в одном и том же направлении. Возможность получения достоверных функций распределения при оценке размеров отдельных частиц таким способом, показана в работе В.А.Евграфова [8]. Зная средний диаметр частиц, за величину которого принимается среднее арифметическое между показателями границ интервалов, можно подсчитать объём каждой из частиц, а затем распределить общий вес измельчённого угля пропорционально этим объёмам по каждому интервалу. Взяв эти же количества в виде процентных отношений, можно получить функции распределения $F = \Delta m / m \cdot \Delta d$ в зависимости от диаметра частиц. В таблице 2 приводится пример такого расчёта, соответствующего дисперсной системе, представленной на рис.2. Функция распределения этой системы дана на рис. 3-6.

Таблица 2

Пример расчёта для построения функции распределения

	Размер частиц, мкм						
	1-5	5-10	10-20	20-35	35-50	50-75	75-100
Среднее число частиц в каждом интервале	1430	139	23.5	14.5	2.0	0.5	-
Средний диаметр частицы d	3.0	7.5	15	27.5	42.5	62.5	87.5
$d^3 \cdot 10^{-3}$	0.027	0.421	3.4	20.7	76.7	244	670
$d^3 n \cdot 10^{-3}$	39	58	80	76.7	152	122	-
Процентное содержание каждой фракции, %	6.0	8.9	12.3	30.7	23.4	19.7	

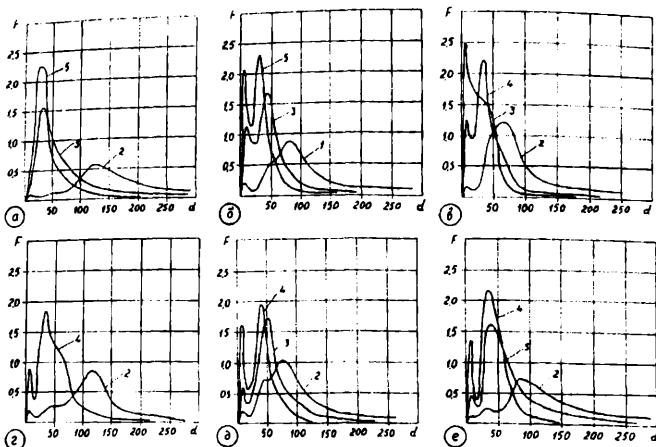


Рис. 3-6. Функция распределения частиц угля, измельчённого в следующих условиях: а – воздух, 20°С; б – воздух, 120 °С; в – воздух 250°С; г – сухой уголь ($W^*=1.1\%$), воздух, 20°С; д – аргон, 20°С; е – аргон, 5 атм, 20°С.

Величина удельной поверхности (d_{Σ}^2/r) определяется по формуле (1). При этом принимается, что удельные веса частиц, относящихся к различным фракциям, примерно одинаковы:

$$S = 6m \cdot \pi \cdot \Sigma n_i \cdot d_i^2 / \pi \cdot \Sigma n_i \cdot d_i^3 = 6m \cdot \Sigma n_i \cdot d_i^2 / \Sigma n_i \cdot d_i^3$$

Где m – количество угля в граммах (в нашем случае $m=1$);

γ – удельный вес угля;

n_i – количество частиц в каждом интервале, определяемое непосредственно по фотографиям измельчённого угля;

d_i – средний диаметр частиц каждого интервала.

Разумеется, полученные по этой формуле величины S не отражают истинных значений удельных поверхностей. В действительности, угольные зёрна обладают значительно большей величиной поверхности за счёт неправильной формы, наличия микротрещин и вскрываемых при дроблении микропор. Однако, полученные значения S могут быть с успехом применены при изучении измельчаемости угля и зависимости её от условий измельчения, т.к. они непосредственно характеризуют изменение величины угольных зёрен.

Для характеристики полученных угольных порошков могут быть использованы также факторы формы частиц измельчённого угля или его отдельных фракций, но мы не проводили таких расчётов, однако полученные фракции распределения и другие данные микроскопического исследования позволяют получить значения факторов формы и в большинстве из указанных выше случаев. Для применения угля в наших экспериментах главным фактором оказалось измельчение. От этой операции, существенным образом, зависят свойства вырабатываемых из угля продуктов. Путём измельчения угля и перемешивания образовавшихся фракций достигается усреднение его вещественного состава к качественному выравниванию шихты и получение угля в виде однородной массы. Изменение степени измельчения угля не только усредняет механические свойства, но и заметно влияет на реакционную способность, т.к. увеличивается удельная поверхность.

Известно, что механическое воздействие на высокомолекулярные вещества приводит к изменению их химической структуры, молекулярного веса, образованию свободных радикалов,

вызывает изменение конформации молекул. С другой стороны, при диспергировании, наряду с увеличением их удельной поверхности, происходит аморфизация, увеличение свободной энергии, образование свободных радикалов. Установлено, что в процессе измельчения происходит измельчение почти всех физико-химических свойств этих веществ. Причины, вызывающие изменение свойств в результате механического диспергирования, делятся на три группы: 1. Уменьшение размеров частиц, увеличение кривизны поверхности, а следовательно, и увеличение истинной удельной поверхности.

2. Механическое нарушение кристаллической кривизны поверхностных слоёв твёрдых тел и повышение свободной энергии.

3. Обнажение новых поверхностей, сопровождающееся образованием свободных радикалов. Такие явления были обнаружены при виброизмельчении высокополимерных веществ: кварца, графита, сажи и т.д.

Механическая обработка твёрдых тел повышает активность их поверхности, что приводит к возрастанию адсорбционной и реакционной способности.

Литература

1. Кричко А.А., Лебедев В.В., Фарберов И.Л. Нетопливное использование углей. М., Недра. 1978
2. Джаларидзе П.Н., Дракин Л.А. Теоретические предпосылки к разработке новой техники коксования. Тбилиси, Изд. АН ГССР, 1957
3. Чочишвили К.М., Джиджеишвили Н.Ш., Дгебуадзе М.К. Углеродные адсорбенты на основе газовых и слабоспекающихся углей Ткибульского месторождения
4. Гитыхнов Г.С. О вычислении суммарной поверхности частиц мелкой фракции. Заводская лаборатория 29, №5, 584, 1963
5. Гун-Юн-Лай, У-Цзинь-Цей. Расчёт удельной поверхности минеральных порошков на основании их гранулометрического состава. Научный журнал Политехнического Ин-та Тун-Цзы, №2, 81, 1957
6. Wise M.E. Converting a number distribution of particle size into one for volume of surface area. Philips Res. Repts, 9, №3? 231, 1954
7. Guruswamy S. Size and shape of broken coal. J. Scient and Industr. Res. B. 12, 91, 1958
8. Евграфов В.А. Вероятностная оценка структуры дисперсной среды, ИФЖ, 7, №10, 121, 1964.

თბილ ნისლეზზე ზემოქმედების მიზნით ნახშირბალოვანი ადსორბენტის
დაამუშავება მძანროძიშიური აქტივაციის მეთოდით.

ჩონიშვილი ქ.

რეზიუმე

თბილ ნისლეზზე ზემოქმედების მიზნით დამუშავებული იქნა ტექნოლოგია და მეთოდია წერილდისპერსული ნახშირბალოვანი ადსორბენტის მასალეზად შექანოქიშიური აქტივაციის გზით. დაწერილმანება სწარმოებდა სხეადასხეა ინტენსივობის ორი ტიპის წისქვილში. გამოყენებული იყო აგრეთვე ჩეკულეზბივი ფაიფურის ბურთულეზიანი წისქვილი და ვიზრო წისქვილი M-10 ტიპის.

ОБРАБОТКА УГЛЕРОДНЫХ АДСОРБЕНТОВ МЕТОДОМ МЕХАНОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИИ С ЦЕЛЮ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ТЁПЛЫЕ ТУМАНЫ

Чочишвили К.М.

Реферат

С целью воздействия на тёплые туманы, была разработана технология и методика получения мелкодисперсного углеродного адсорбента с помощью механохимической активации. Измельчение проводилось в мельницах двух типов; использовались также обычная фарфоровая шаровая мельница и вибрмельница типа М-10.

CARBONIC ADSORBENT PROCESSING BY METHOD OF MECHANIC CHEMICAL ACTIVATION WITH PURPOSE OF EFFECTING ON WARM FOGS

Chochishvili Q.

Abstract

To effect on warm fogs, technology and methodology of getting of fine-dispersed carbonic adsorbent have been developed using mechanic chemical activation. Decomposition was carried out in two type mills, was used usual kaolin sphere mill and vibromill M-10.



ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ МОЛЕКУЛ ФТАЛЕВЫХ КИСЛОТ НА ИХ АДСОРБЦИОННЫЕ СВОЙСТВА

Чочишвили К. М.

Институт геофизики им М. Нодиа

После изучения строения и физико-химических свойств указанных кислот на дериватографе и анализа полученных данных термогравиметрического исследования, появилась идея испытать эти кислоты в качестве адсорбентов для воздействия на тёплые туманы. В первую очередь были проанализированы теоретические основы вопроса. Согласно молекулярной теории адсорбции газов на неспецифических адсорбентах, она должна давать ответы на вопросы: почему данное вещество на одном твёрдом теле адсорбируется лучше (хуже), чем на другом, и почему на одном и том же твёрдом теле одно вещество адсорбируется сильнее (слабее), чем другое. Ответ на эти вопросы может дать только теория, основанная на рассмотрении элементарного акта (теория на молекулярном уровне). Только эта теория адсорбции способна описать те физико-химические свойства адсорбата и адсорбента, которые определяют адсорбцию и также могут дать уравнения, связывающие термодинамические характеристики адсорбции с этими физико-химическими свойствами [1, 2, 3].




До недавнего времени считалось, что при Ван-дер-Ваальсовой адсорбции энергия взаимодействия между данным веществом и адсорбентами разной природы не очень различается. Предполагалось, что химическая природа поверхности адсорбента для физической адсорбции не существенна, и величина адсорбции данного вещества на единицу поверхности любого адсорбента является одной и той же.

Однако, в последующем был накоплен большой экспериментальный материал [4], указывающий на то, что изменение химической природы поверхности адсорбента путём проведения химических реакций приводит к изменению адсорбционной активности веществ. Поэтому естественно, что при частичном или полном замещении поверхностных гидроксильных групп силикагеля органическими радикалами или атомами фтора, адсорбция паров как полярных, так и неполярных веществ, уменьшается. Полоса свободных гидроксильных групп адсорбции на таких модифицированных веществах изменяется так, как и при адсорбции на обычных, немодифицированных силикагельных адсорбентах. При модифицировании использовались различные органические и неорганические вещества. В нашем случае – SiO_2 , аморфный уголь и другие.

Установили также, что наиболее сильно это уменьшение выражено для паров воды, спиртов и других органических веществ, имеющих гидроксильные группы.

В связи с тем, что электронная d-оболочка кремния не заполнена, распределение электронной плотности в гидроксильных группах поверхности силикагеля таково, что в них отрицательный заряд сильно смещён к атому кислорода, а атом водорода частично протонизирован и образует протонный кислотный центр [5, 6]. Это обстоятельство обеспечивает специфическое взаимодействие поверхности кремнезёма со связями или звеньями молекул, обладающих сосредоточенной на периферии электронной плотностью.

Исследование в течение многих лет органических льдообразующих веществ [7] дало возможность установления характера влияния пространственной структуры их молекул. Физико-химические характеристики этих бензолдикарбоновых кислот приведены в таблице:

Кислота	Формула	Внешний вид и плотность	Растворимость в граммах на 100 мл	
			Воды	Этанола
1. Ортофталевая или фталевая 1,2-бензолдикарбоновая кислота	$C_6H_4(COOH)_2$ 	Бесцветные ромбические кристаллы из воды; 1,593	0,54 ¹⁴	11,69 ¹⁸
2. Метафталевая или изофталевая 1,3-бензолдикарбоновая кислота	$C_6H_4(COOH)_2$ 	Бесцветные иглы из горячей воды и спирта	0,013 ²⁵ 0,22 в горячей воде	растворима
3. Парафталевая или терефталевая 1,4-бензолдикарбоновая кислота	$C_6H_4(COOH)_2$ 	Иглы или аморфные кристаллы; 1,51	0,016	труднорастворима

Нами была предпринята попытка изучения изомеров с различной пространственной симметрией расположения в молекулах функциональных радикалов, способных образовывать водородные связи. Была проведена большая серия экспериментов, которая дала положительный результат: молекулы, в которых такие радикалы располагаются более симметрично, являются и более активными. Детально были изучены изомеры фталевой кислоты, которые различаются степенью симметрии расположения радикалов COOH в бензольном кольце молекулы.

Интересно то, что активность возрастала при переходе от фталевой кислоты к изофталевой и была максимальной у терефталевой кислоты. Сравнение полученных данных показывает, что проведённые нами эксперименты ещё раз подтвердили предположение Фукуты и других авторов [8, 9]. Такое поведение этих изомеров послужило поводом для исследования с целью получения дополнительных сведений. Так как основная задача данной работы заключалась в изучении адсорбционной способности изомеров фталевой кислоты, имея данные о строении и термогравиметрических параметрах этих кислот, решили испытывать их как адсорбенты при воздействии на тёплые туманы. Исследование велось в малой облачной камере объёмом 125 м³, в двух направлениях – как в химически чистом, так и в модифицированном виде. Модифицирование производилось разными химическими веществами. Реагенты исследовались в порошкообразном виде, т.к. они не поддавались возгонке. Согласно литературным данным, они разлагаются и, как показали теоретические расчёты, при разложении они переходят в другие вещества, теряя при этом значительную часть своего веса, что было экспериментально подтверждено нами [10].

В последнее время для исследования органических и неорганических твёрдых веществ, широко используют термогравиметрический метод с применением дериватографа системы Ф. Паулик, Дж. Паулие и Л. Эрдей [11]. Он даёт возможность получить дополнительные данные для характеристики веществ при химических превращениях. Как указывалось выше, были исследованы образцы, получены ожидаемые результаты и сняты дериватограммы, приведённые на рис.1 (а, б, в) соответственно. Характер этих веществ описывается тремя кривыми:

ДТА – дифференциально-термогравиметрической, ТГ – термогравиметрической, Т – температурной.

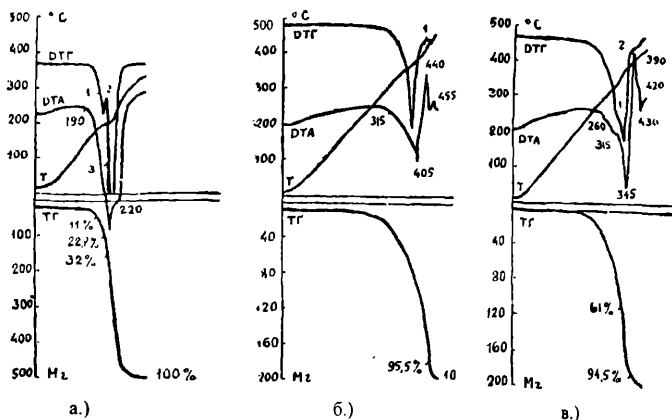


рис. 1

При рассмотрении этих кривых видно, что переход вещества в аэрозольную форму сопровождается двумя эндозффектами и протекает ступенчато, но следует отметить, что при нагреве терефталевой кислоты, в отличие от других кислот, основная масса – примерно 95,5% возгоняется в одну стадию, в то время как возгонка изофталевой и фталевой кислот протекает в несколько стадий. Этот факт ещё раз показывает зависимость адсорбционной способности от строения вещества. Разница в строении молекул этих веществ выявлялась не только в их адсорбционной способности, но и в их термической диссоциации.

Дериватографический анализ терефталевой кислоты показывает, что по своим свойствам она значительно отличается от других изомеров, что наглядно проявляется при её воздействии на тёплый туман.

На основе накопленных данных о связи адсорбционной способности органических веществ с их другими характеристиками, можно сделать вывод, что нужно отдать предпочтение веществам, молекулы которых имеют симметрично расположенные группы атомов с разными химическими связями.

На основе этих результатов были отобраны подходящие вещества из разных классов (неорганические, органические, минералы и т.д.), испытание которых планируется в ближайшее время.

Литература

1. Пошкус Д.П. Молекулярная теория адсорбции газов на неспецифических адсорбентах. Основные проблемы физической адсорбции. «Наука», Москва, 1988.
2. Steele W. A., Ross M. J. Chem. Phys., 35, 850, 1981
3. Steele W. Adv. Chem. Ser., 33, 269, 1981
4. Неймарк И. Е. Природа адсорбции на модифицированных кремнезёмах. Институт физической химии Укр.ССР им. А. В. Присаржевского, 1980
5. Киселёв А. В. Сб. «Газовая хроматография», Дзержинск, Изд-во Дзерж. Филлала ОКБ 11, 1986, стр.15
6. Basila M.R. J. Chem. Phys. 35, 1151, 1981
7. Чочишвили К.М. Связь льдообразующей активности фталевых кислот с их изомерной структурой. Труды ЦАО, вып. 104, 1976, Гидрометеоиздат, Москва, 1976
8. Fukuta N. Experimental studies of Organic Ice Nuclei. J. Atmos. Soc. Japan, 1966, 23 (2), ser.11
9. Komabayasi M. and Ikebe. Organic ice nuclei: ses-forming Properties of some Aromatic Compounds. J. Soc. Japan, ser.11, 1961 33 (2), p (82-95)

10. Чочишвили К.М., Мдивани В.М. Изучение физико-химических свойств некоторых органических льдообразующих веществ. Сб. Физика облаков и активных воздействий. Тр. Института геофизики АН ГССР, т. XL, 1977
11. Erdely L., Paulik J., Paulik S. Acta Chem. Hung. 10, 6

ფტალმჟავების მოლეკულების სივრცობრივი სტრუქტურის გავლენა მათ ადსორბციურ თვისებებზე

ჩოჩიშვილი ქ.

რეზიუმე

წყლის ორთქლთან ადსორბციის მექანიზმის შესახებ ინფორმაციის მისაღებად ტერეფტალმჟავის და მისი იზომერების ორთოფტალმჟავის და იზოფტალმჟავის მოლეკულების აღნაგობა იყო გამოკვლეული. ყველაზე დიდი აქტიურობით გამოირჩევა ტერეფტალმჟავა, რომელიც სიმეტრიული მოლეკულებით ხასიათდება. მისმა დერივატოგრაფიულმა ანალიზმა გაჩვენა, რომ თავისი თვისებებით იგი მკვეთრად განირჩევა სხვა იზომერებისაგან. კეთდება დასკვნა, რომ ყინულწარმოქმნელი რეაგენტების შესაქმნელად უპირატესობა უნდა მიეცეს ნივთიერებებს, რომელთა მოლეკულებს აქვთ სიმეტრიულად განლაგებული ატომები ან ატომთა ჯგუფები სხვადასხვა ქიმიური ბმებით.

ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ МОЛЕКУЛ ФТАЛЕВЫХ КИСЛОТ НА ИХ АДсорбЦИОННЫЕ СВОЙСТВА

Чочишвили К. М.

Реферат

Было исследовано строение молекул терефталевой кислоты и её изомеров – ортофталевой и изофталевой кислот для получения информации о механизме адсорбции с парами воды. Наиболее активной является терефталевая кислота, которая характеризуется симметричными молекулами. Дериватографический анализ терефталевой кислоты показал, что по своим свойствам она сильно отличается от других изомеров. Делается заключение, что для создания льдообразующих реагентов предпочтение надо отдавать веществам, молекулы которых имеют симметрично расположенные атомы или группы атомов с разными химическими связями.

INFLUENCE OF MOLECULE'S SPACE STRUCTURE OF PHATALIC ACIDS ON THEIR ADSORBENT PROPERTIES

Chochishvili Q.

Abstract

To get information about adsorption with water vapor mechanism, molecule structure of terephthalic acid and their isomers – orthophthalic and isophthalic acids have been investigated. The most active is a terephthalic acid, which is characterized by symmetric molecules. Derivatographic analysis of terephthalic acid has shown that by it differs significantly from other isomers by properties. We came to conclusion for creation ice-form agents substances with symmetric situated atoms in the molecules with different chemical connections are more preferred.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1984-2003 ГГ.

Чихладзе В.А.

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

Тропосферный озон увеличился и, в целом, продолжает непрерывно увеличиваться в определённых регионах мира вследствие эмиссии антропогенных предшественников озона. Однако, в разные периоды времени и в разных регионах мира скорости этого увеличения различны. Так, значительное увеличение количества приземного озона наблюдалось в Цугшпитце (Германия) (3000 м н.у.м.), где рост составлял 1,5% в год. Однако, за период 1970-ых и 1980-ых годов, в первые 5 лет рост составил 3,06% в год, тогда, как в последние 5 лет этот рост составил всего 0,63 % в год. По результатам озонзондирования на станции в Хознпайссенберге в нижней и средней тропосфере наблюдался рост в течение 1970-ых годов и в начале 1980-ых годов, а с середины 1980-ых годов и в 1990-ые годы – незначительный рост. На горе Уайтфэйс в штате Нью-Йорк, где средний рост озона зафиксирован на уровне 0,45% в год, в последнее время наблюдается незначительное уменьшение. Согласно данным станций мониторинга озона, в неурбанизированных районах США наблюдался незначительный тренд озона в 1980 – 1995 –ые годы [12], а озонзондирующие станции не показывают увеличения озона с 1980-ых годов. Во всех остальных отдалённых наземных станциях в Северном полушарии, кроме станции Мауна-Лоа, Гавайи, где продолжается незначительное увеличение, примерно в 0,35% в год, с начала 1980-ых рост не наблюдался. Такое же незначительное увеличение наблюдается в Южном полушарии на станциях мыс Пойнт в Южной Африке и мыс Грим в Австралии, а на Самоа он отрицателен.

На станции Аркона КПО выросла с 30 мкг/м³ (1955г) до 50 мкг/м³ (1980 г.), т.е. рост составил 0,9 мкг/м³ за год или примерно 3,9 % в год. Этот тренд дан с вероятностью P=95%. Наблюдённый максимум зафиксированных значений КПО составил >100 мкг/м³ и >160 мкг/м³ на всех станциях. По предположению автора, повышение КПО происходило вследствие фотохимического образования озона в тропосфере на месте из-за наличия большого количества CO₂, метана и других углеводородов в присутствии окислов азота (NO_x = NO₂ + NO), что по мнению автора является следствием роста антропогенного загрязнения атмосферы, в первую очередь автотранспортом [18].

Значительный рост тропосферного озона, равного 5 – 25 % в десятилетие, наблюдался в 1970 – 1996 годах над Европой (Хознпайссенберг, Пайерн, Уккл) и распространялся до уровня 300 мб над поверхностью. Бойков и Фиолетов [11], проанализировав тренд относительно местоположения тропопаузы, пришли к выводу, что рост над Хознпайссенбергом значителен на высоте 1 км над тропопаузой (здесь он локализуется на уровне между 200 и 250 мб). Данные по Японии показывают незначительное увеличение озона в 1970 – 1996 годах на уровне 5 – 15 % в десятилетие, основной - на уровне примерно 500 мб, только Кагошима даёт увеличение на 300 мб, что очевидно связано с тем, что она находится в субтропическом районе. Это не является очевидным для такого же увеличения над Северной Америкой, как это представлено в ВМО [19].

На востоке США (острова Валлопс) рост достигает всего 5% в десятилетие. Также не наблюдался рост в Канаде в 1970 – 1996 годах, здесь скорее идёт сокращение, тем не менее, канадские данные отличаются качеством [20]. Анализ проведён только для трёх станций, отобранных по качеству записи. Данные были использованы для программы WOUDC. Там наблюдаются большие вариации тренда в период 1980 – 1996 годов, по сравнению с периодом 1970 – 1996 годов в Европе. На станции Уккле нет значительного тренда, ещё меньший отрицательный тренд в Хознпайссенберге в средней тропосфере в 1980 – 1996 годах, только в Пайерне имеется положительный тренд до 10% в десятилетие. Имеются полные записи по тропосферным данным для Пайерна в 1980-ых годах [20]. Тренд в последнее время незначителен, так как основной рост озона приходится на период до 1985 года и величина озона с тех пор значительно не прибавилась. Две японские станции имеют рост 5 – 15 % в десятилетие, но это не является главным, так как станция в Татено, у которой самые качественные записи, не показывает роста.

Канадские станции показывают уменьшение на 2 – 8 % в десятилетие и они более надёжны, чем результаты 1970 – 1996 годов, потому что электрохимические ячейки зондов были использованы после 1980 –го года. Прежние данные канадских станций, использовавших электрохимические ячейки, показывают уменьшение [13; 15; 16]. Станция на острове Валлопс в США показывает незначительный положительный тренд, а в Боулдере имеет место понижение в средней тропосфере с 1980 –х годов примерно на 5% в десятилетие. Нет значительного тренда в Хило (Гавайи), примерно с 1982 года и в Лаудере, Новая Зеландия, с 1984 –го года. Олтманс и др. [15] обнаружили незначительный тренд в Хознпайссенберге, Боулдере, острове Валлопс, в Татено и Хило в 1979 – 1995 годах для средней тропосферы и это соответствует результатам других исследований, тогда как Бодекер и др [10] не обнаружили значительного тренда для Лаудера.

Согласно программам UNEP/WMO, было проведено исследование об исторических и современных измерениях озона в отдалённых районах Земли. Тренд тропосферного озона имеет региональный характер и особенно хорошо это прослеживается на обширной информации о количестве озона в Европе. Маренго и др. [14] проанализировали шёнбенковские измерения во Франции, в Пик до Миди с 1874 по 1909 годы. Концентрация озона была стабильной в течение первых 20 лет, примерно на уровне 10 ppv, после этого она росла в течение следующих 15 лет примерно на 1,6% в год. Примерно такое же значение в 10 ppv получены на станции Монскори в пригороде Парижа по данным наблюдений за 1876 – 1911 –ые годы количественным методом [17], несмотря на большое различие в высотах (Пик до Миди находится на высоте порядка 3000 метров), то есть отсутствует высотный градиент. Проведя анализ данных по этим двум станциям, а также данных спорадических измерений по высокогорным станциям Европы за период 1933 - 1980 –ых годов, Маренго и др. [14] установили, что рост озона в течение 100 лет составил в среднем 1,6% в год. Современные измерения на Пик до Миди дали примерно постоянные значения озона в период 1990 – 1993 годы. Олтманс и др. [15] сообщают о тренде озона в отдалённых районах, информация о количестве озона получена с помощью специально отобранных озонметрических станций с применением качественных технологий измерений.

В Грузии, как и в других странах мира, в последние годы отмечается положительный тренд концентрации приземного озона. Двадцатилетний ряд непрерывных наблюдений за КПО в Тбилиси дал возможность провести более детальный анализ изменчивости КПО в Тбилиси по сравнению с ранними исследованиями [1; 2; 3; 4; 5; 9; 10], а именно осуществить, как это принято в статистических исследованиях нестационарных процессов, выделение трендов и случайных составляющих из рядов наблюдений за КПО различного масштаба осреднения [7; 8]. Наличие автокорреляции является одним из признаков существования в рядах наблюдений трендов. На данном этапе исследований мы ограничились исследованиями временной регрессивной зависимости для среднемесячных значений КПО в Тбилиси в период с 1984 по 2003 гг, и анализом трендов для средних сезонных, полугодовых и годовых значений КПО для того же периода времени.

В Тбилиси в период с 1984 по 2003 гг (на 15 час.) до 1997-1998 гг происходил непрерывный рост КПО, после чего значения КПО стали несколько уменьшаться. Подобная изменчивость среднемесячных значений КПО хорошо прослеживается (за исключением летних месяцев) и на рис. 1 в качестве иллюстрации показана изменчивость среднемесячных значений концентрации приземного озона в Тбилиси в зимний сезон с 1984 по 2003 гг (на 15 часов), на которых изображены кривые временного хода КПО для каждого из зимних месяцев с фактическими данными и соответствующими им линиями регрессии. Коэффициенты уравнений регрессии, связывающих среднемесячные КПО со временем, представлены в таблице 1. В этой же таблице представлены значения коэффициентов детерминации, минимальная величина которого, в соответствие с критерием Фишера, для 20-летнего ряда наблюдений с уровнем значимости $\alpha = 0,05$ и $\alpha = 0,01$, соответственно, составляет 0,197 и 0,315.

Изменчивость среднемесячных значений концентрации приземного озона в Тбилиси в зимний сезон с 1984 по 2003 гг (на 15 час)

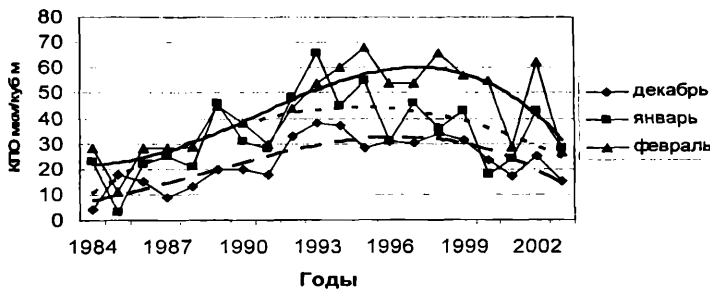


рис.1. Линии регрессии: декабрь - _____, январь - -----, февраль - - - - -

Таблица 1. Коэффициенты уравнений регрессии для временного хода среднемесячных значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 гг (на 15 час.)

$$\text{КПО} = d \cdot x^3 + c \cdot x^2 + b \cdot x + a, \quad (x = 1 \dots 20, \text{годы})$$

Месяц	d	c	b	a	R ²
Январь	0,0044	-0,432	8,1064	1,33	0,457
Февраль	-0,0325	0,7334	-1,1857	22,28	0,688
Март	-0,0497	1,109	-2,1284	32,7	0,757
Апрель	-0,0326	0,8313	-3,686	54,26	0,317
Май	-0,0358	1,0867	-8,104	68,64	0,389
Июнь			0,3073	53,5	0,0689
Июль			0,2761	51,96	0,0223
Август			0,3469	47,58	0,0385
Сентябрь	-0,0051	-0,0083	2,4106	35,2	0,337
Октябрь	-0,0332	0,9256	-5,637	39,82	0,474
Ноябрь	-0,0216	0,3567	1,9125	9,92	0,65
Декабрь	-0,0138	0,2206	1,52	5,91	0,73

Как следует из этой таблицы, за исключением летних месяцев, временной ход среднемесячных значений КПО для всех остальных 9 месяцев года в период с 1984 по 2003

гг достаточно удовлетворительно (α не хуже 0,01) описывается полиномом третьей степени. Для этих месяцев в линиях регрессии хорошо прослеживается рост среднемесячных значений КПО в первые 14-15 лет исследуемого периода, а затем спад в течение 5-6 последующих лет. Что касается летних месяцев, то в данном случае временная зависимость среднемесячных значений КПО выражена достаточно слабо.

Рассмотрим изменчивость внутригодичного хода КПО в Тбилиси в различные периоды времени. На рис. 2 и 3 представлены кривые этого внутригодичного хода для следующих периодов осреднения: 1984-1991 (время существования Советского Союза), 1992-2003 гг (постсоветский период), 1984-2003 гг (весь период) – рис. 2; 1984-1988 гг, 1989-1993 гг, 1994-1998 гг, 1984-2003 гг – рис. 3. Как следует из этих рисунков, максимум КПО в его внутригодичном ходе с течением времени постепенно перемещался от мая-июня к марту и обратно. В 1984-1988 гг максимум КПО в среднем отмечался в мае-июне (54,8 и 55,2 мкг/м³ соответственно), в 1989-1993 гг – в марте-апреле (60,6 и 60 мкг/м³ соответственно), в 1994-1998 гг в марте (84 мкг/м³), в 1999-2003 гг – в апреле-мае (по 63 мкг/м³), за весь период наблюдений с 1984 по 2003 гг – в апреле (63 мкг/м³), в советский период – 1984-1991 гг – в июне (53,4 мкг/м³), в постсоветский период – 1992-2003 гг – в марте (71,9 мкг/м³). Минимальные концентрации приземного озона во внутригодичном его ходе для всех периодов осреднения наблюдались в декабре и менялись в пределах от 11,2 до 32,1 мкг/м³.

Внутригодичной ход средних месячных значений концентрации приземного озона в Тбилиси в три периода времени в 1984-2003 гг (на 15 час)

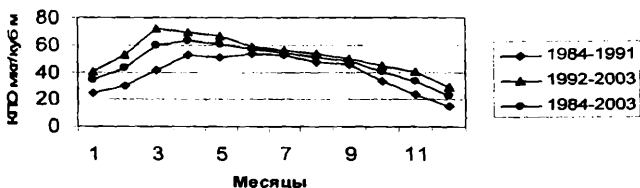


рис. 2

Внутригодичной ход средних месячных значений концентрации приземного озона в Тбилиси в пять периодов времени в 1984-2003 гг (на 15 час)

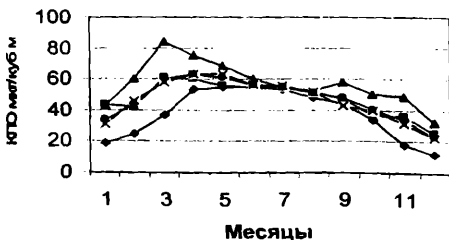


рис.3

Отметим, что подобное перемещение максимума КПО во внутрigoдовом ходе отмечается также для ряда Европейских станций [6].

Таблица 2 Внутрigoдовой ход среднемесячных значений КПО в Тбилиси, осредненный в два периода времени - 1992-2003 гг и 1984-1991 гг (мкг/м³)

Пер.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1992-2003	40,2	52,4	71,9	69,8	67,1	59,0	56,2	53,6	49,9	45,1	40,4	28,6
StDev	13,5	13,1	18,1	18,9	7,6	7,4	9,8	8,3	9,1	11,8	11,9	7,2
1984-1991	24,9	29,6	41,8	52,8	51,0	53,4	52,9	47,6	45,4	33,0	23,4	14,6
StDev	11,9	9,7	12,0	9,1	9,4	4,7	12,9	12,9	9,4	6,7	12,9	5,7
Разность	15,4	22,8	30,2	17,0	16,1	5,6	3,3	6,0	4,5	12,1	17,0	14,0
α по крит. t	0,02	0,00 01	0,00 01	0,02	0,00 2	0,05	незнач има	0,3	0,35	0,01	0,01	0,00 1

Из рис.1 и 2 также хорошо прослеживается динамика изменчивости внутрigoдового хода КПО с течением времени. Наибольший рост КПО приходится на зимние, весенние и осенние месяцы. Летом этот рост незначительный или незначимый. Для примера в таблице 2 представлены данные о внутрigoдовом ходе КПО в Тбилиси в советское время и в постсоветский период. Как следует из этой таблицы, наибольший рост КПО произошел в марте и феврале. С июня по сентябрь рост КПО незначительный или, в соответствие с критерием Стьюдента, незначимый.

Рассмотрим изменчивость средних КПО за сезон, полугодия и год в период с 1984 по 2003 гг. На данном этапе исследований ограничимся выделением тренда и случайной составляющей из указанных рядов наблюдений в соответствие со стандартными методами. Результаты этого анализа представлены на рис. 5 и в таблицах 3 и 4. Отметим, что подбор функций для тренда КПО осуществлялся путем одновременного анализа коэффициента детерминации R^2 , определяющего близость этой функции эмпирическим данным, и критерия Дарбина-Уотсона K_{dw} для остатков и определяющего степень случайности последних. Чтобы остатки не принимали отрицательных значений, к их значениям добавлялась абсолютная величина максимального отрицательного значения остатков. Соответственно от значений линии тренда эта величина вычиталась. Таким образом, минимальное значение остатков (или случайной составляющей) равно нулю. Линия же тренда сдвинута по оси ординат вниз на величину абсолютного значения максимальной отрицательной величины остатков. В целом сумма величин остатков и линии тренда в каждой точке наблюдения дает измеренное значение КПО.

В реальной атмосфере кроме тренда и случайной составляющей имеется еще и фоновая составляющая, которая должна быть постоянной во времени. К сожалению величина ее пока неизвестна. Поэтому, эта величина автоматически входит в тренд, так как минимум случайной составляющей по нашему определению равен нулю. Таким образом, в дальнейшем, под линией тренда будет подразумеваться сумма антропогенной и фоновой составляющих КПО. То есть, в дальнейшем, для простоты изложения будем употреблять термины - линия тренда, или - антропогенная составляющая КПО.

Тренды средних КПО зимой, весной, осенью, в теплое и холодное полугодия, и за год, также как и для временного хода среднемесячных значений КПО, за исключением летнего сезона, вполне удовлетворительно описываются полиномами третьей степени (таблица 3), что наглядно видно на примере рис. 5. Для всех случаев выделения тренда имеется достаточно высокий коэффициент детерминации (R^2 меняется от 0,416 до 0,82 при минимально значимой величине равной 0,315 с уровнем значимости $\alpha = 0,01$) и критерий Дарбина-Уотсона, указывающий отсутствие автокорреляции в остатках (K_{dw} меняется от



1,76 до 2,6 при допустимом с уровнем значимости $\alpha = 0,05$ диапазоне, составляющем 1,41-2,6). Что касается летнего сезона, то здесь тренда практически нет и можно говорить лишь о слабой незначимой тенденции роста КПО.

Таблица 3

Коэффициенты уравнений регрессии и линий тренда для временного хода среднесезонных, полугодовых и годовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 гг (на 15 час.)

Параметр	Зима	Весна	Лето	Осень	Теплый период	Холодный период	Год
R^2	0,692	0,637	0,064	0,674	0,416	0,82	0,743
Примечание	Минимальная величина коэффициента детерминации R^2 для 20-летнего ряда наблюдений с уровнем значимости $\alpha = 0,05$ составляет 0,197						
K_{dw}	2,21	2,60	1,78	2,12	1,76	2,24	1,95
Примечание	Диапазон изменения величины критерия Дарбина-Уотсона K_{dw} для 20-летнего ряда наблюдений с уровнем значимости $\alpha = 0,05$ находится в пределах 1,41-2,6.						
Коэффициенты уравнения регрессии вида: $KPO = d*x^3 + c*x^2 + b*x + a$, ($x = 1.....20$, годы)							
d	-0,014	-0,038		-0,019	-0,015	-0,024	-0,020
c	0,164	0,983		0,409	0,383	0,486	0,436
b	2,898	-4,431	0,310	-0,341	-1,710	0,390	-0,692
a	9,78	51,55	51,05	28,29	51,74	18,78	35,46
a - для линии тренда	-2,17	34,77	35,14	12,84	41,69	7,22	26,50
Доверительный интервал для коэффициентов уравнения регрессии CONF 95% (+/-)							
d	0,024	0,030		0,019	0,019	0,018	0,016
c	0,756	0,963		0,609	0,606	0,590	0,512
b	6,921	8,818	0,588	5,578	5,547	5,399	4,689
a	17,20	21,91	7,04	13,86	13,79	13,42	11,65
Нижний уровень доверительного интервала для коэффициентов уравнения регрессии CONF_L							
d	-0,037	-0,069		-0,038	-0,034	-0,043	-0,036
c	-0,592	0,020		-0,201	-0,223	-0,104	-0,076
b	-4,023	-13,248	-0,278	-5,919	-7,258	-5,009	-5,381
a	-7,42	29,63	44,01	14,43	37,95	5,36	23,81
Верхний уровень доверительного интервала для коэффициентов уравнения регрессии CONF_U							
d	0,010	-0,008		0,000	0,004	-0,006	-0,004
c	0,920	1,946		1,018	0,989	1,076	0,948
b	9,820	4,387	0,897	5,237	3,837	5,789	3,997
a	26,98	73,46	58,09	42,15	65,52	32,20	47,12

В качестве примера рассмотрим подробнее рис. 5 и 6. На рис. 5 представлена линия тренда и случайной составляющей среднего значения КПО за год. Минимум антропогенной составляющей КПО наблюдался в 1984 г. и составлял 26,2 мкг/м³, максимум – в 1997 г., - 48,2 мкг/м³, амплитуда – 22 мкг/м³, средняя скорость роста за указанный промежуток

времени составила примерно $1,7 \text{ мкг/м}^3$ в год, в 2003 г. антропогенная составляющая КПО составила $29,5 \text{ мкг/м}^3$.

На рис. 6 представлена линия тренда и случайной составляющей соотношения между средними значениями КПО в теплое и холодное полугодие. Минимум антропогенной составляющей этого соотношения наблюдался в 1996 г. и составлял 68,8%. В 1984 г. это соотношение составляло 208,2%, а в 2003 г – 141,8%.

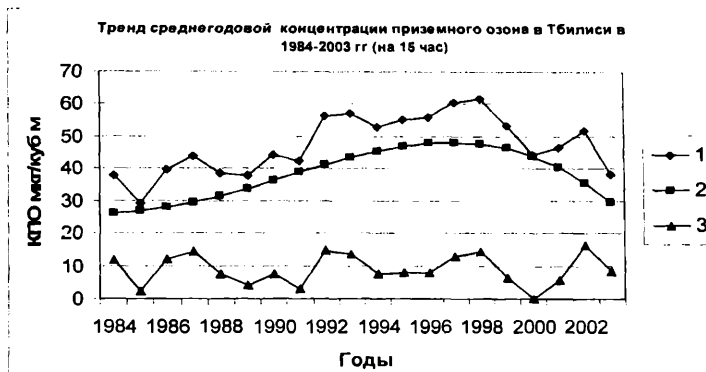


Рис. 5. 1 - Наблюденные значения, 2 - линия тренда, 3 - случайная и осциллирующая составляющая



Рис 6. 1 – средняя КПО в тёплое полугодие, 2 – соотношение КПО, 3 - средняя КПО в холодное полугодие.

Таким образом, за истекший 20-летний период в период с 1984 до 1996-1998 гг происходил интенсивный рост антропогенной составляющей КПО для всех сезонов года (кроме лета), периодов года и за год в целом. В последующие годы значения КПО стали убывать. Наибольшая скорость роста антропогенной составляющей КПО от минимальных значений до максимальных происходила зимой, весной и в холодный период года

(соответственно 2,7; 2,8 и 2,4 мкг/м³ в год). Осенью, теплый период года и, в целом, за год скорость этого роста ниже и соответственно составляла 1,7; 1,1 и 1,7 мкг/м³ в год.

Различная скорость роста антропогенной составляющей КПО в различные периоды года обусловила уменьшение со временем соотношения между этими составляющими в теплый и холодный периоды года с 208,2 % в 1984 г до 68,8% в 1996 г.

Таким образом, в различных регионах и в различное время скорость роста тропосферного (в том числе и приземного) озона различна. По нашим данным, скорость роста среднегодовой антропогенной составляющей КПО по отношению к ее минимальному значению в период с 1984 по 1997 гг составляла 6,5 % в год, а по отношению к среднему – 4,5 % в год. Этот рост выше, чем в указанных выше регионах, но и периоды наблюдений различны. Учитывая, что в последнее время идет некоторый спад КПО, о долговременных тенденциях ее изменчивости в Тбилиси пока говорить рано.

Таблица 4. Статистические характеристики осредненных за различные промежутки времени среднесезонных, полугодовых и годовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси в период с 1984 по 2003 гг (мкг/м³, данные на 15 час.). 1 – измеренные значения, 2 – антропогенная и фоновая составляющая, 3 – случайная составляющая, 4 – доля случайной составляющей от измеренных значений (%).

Характ.	Сезон	Парам	Mean						St Dev							
			1984 1988	1989 1993	1994 1998	1998 2003	1984 1991	1992 2003	1984 2003	1988	1989 1993	1994 1998	1998 2003	1984 1991	1992 2003	1984 2003
Зима	1	1	18,5	37,3	45,0	33,2	23,0	40,4	33,5	4,54	10,7	4,38	10,1	7,85	9,56	13,3
	2	2	7,7	24,1	32,3	21,8	12,8	27,3	21,5	5,48	4,5	0,74	7,35	8,36	6,72	10,4
	3	3	10,9	13,3	12,5	11,2	10,3	13,1	12,0	4,73	8,99	4,50	9,57	6,13	7,28	6,63
	4	4	59,0	35,6	27,8	33,6	44,7	32,3	35,7							
Весна	1	1	48,3	58,9	76,0	61,4	48,5	69,6	61,2	8,68	14,5	7,31	12,9	7,11	11,6	12,7
	2	2	30,6	42,6	57,7	46,8	33,7	51,6	44,4	1,28	5,97	2,53	10,6	4,80	8,55	8,84
	3	3	17,8	16,4	18,1	14,8	15,0	18,0	16,8	8,00	10,5	5,50	12,0	8,01	9,24	8,42
	4	4	36,9	27,8	23,8	24,1	30,9	25,8	27,4							
Лето	1	1	52,3	54,2	55,9	54,6	51,3	56,3	54,3	6,72	10,9	5,03	7,46	8,45	6,05	8,22
	2	2	36,1	37,6	39,2	40,7	36,5	39,6	38,4	0,49	0,49	0,49	0,49	0,76	1,12	1,03
	3	3	16,3	16,6	16,6	14,1	14,8	16,6	15,9	6,59	10,6	4,48	7,22	8,46	6,18	8,00
	4	4	31,2	30,6	29,7	25,8	28,9	29,5	29,3							
Осень	1	1	32,1	39,9	52,4	38,2	33,9	45,1	40,6	5,90	6,16	5,65	8,42	6,11	9,19	7,25
	2	2	15,4	26,2	34,2	24,9	18,6	29,6	25,2	2,45	3,82	0,91	7,24	4,91	6,28	7,09
	3	3	16,9	13,9	18,0	13,3	15,4	15,5	15,5	4,08	3,91	5,01	8,18	4,56	6,24	3,98
	4	4	52,3	34,5	34,3	34,9	45,4	34,3	38,0							
Теплый период	1	1	51,6	54,3	61,6	55,6	50,5	59,3	55,8	6,32	9,46	5,85	3,89	6,23	5,58	7,40
	2	2	40,1	44,9	51,0	47,2	41,3	48,8	45,8	0,51	2,38	1,07	3,99	1,92	3,20	3,53
	3	3	11,5	9,3	10,8	8,6	9,2	10,6	10,0	6,08	7,22	5,22	4,34	6,24	5,08	6,13
	4	4	22,3	17,1	17,5	15,5	18,0	18,0	18,0							
Холодный период	1	1	24,0	40,9	53,1	38,1	27,9	46,5	39,0	5,17	10,1	2,64	8,93	7,18	9,48	12,2
	2	2	12,2	28,8	40,1	28,2	17,4	34,1	27,4	4,09	5,40	1,30	9,36	7,54	8,05	10,5
	3	3	11,4	12,0	12,9	10,0	10,4	12,3	11,6	4,11	7,26	1,70	7,48	5,36	5,39	5,29
	4	4	47,3	29,4	24,3	26,2	37,5	26,5	29,6							
Год	1	1	37,8	47,6	57,3	46,8	39,2	52,9	47,4	5,43	8,65	3,77	6,09	4,88	6,85	8,67
	2	2	28,3	38,7	47,3	39,2	31,3	43,1	38,4	2,15	3,85	1,13	6,75	4,62	5,67	6,90
	3	3	9,7	8,7	10,1	7,4	7,9	9,7	9,0	4,84	5,27	3,12	5,91	4,55	4,73	4,58
	4	4	25,6	18,3	17,7	15,8	20,3	18,3	18,9							

Обратимся к таблице 4, в которой представлены статистические характеристики усредненных за различные промежутки времени среднесезонных, полугодовых и годовых значений измеренных концентраций приземного озона, а также ее антропогенной и случайной составляющих в Тбилиси в период с 1984 по 2003 гг. Следует отметить, что за все указанные периоды усреднения вариации случайной составляющей КПО незначительны.

Так, в среднем по пятилеткам, в зимний сезон изменчивость случайной составляющей КПО происходит в диапазоне 3,3-10,9 мкг/м³, весной от 18,1 до 14,8 мкг/м³, летом в пределах 16,6-14,1 мкг/м³, осенью от 18,0 до 13,3 мкг/м³, в теплое полугодие в пределах 11,5-8,6 мкг/м³, в холодное полугодие - 12,9-10,0 мкг/м³, в среднем в год от 10,1 до 7,4 мкг/м³.

В среднем в период с 1984 по 2003 гг случайная составляющая КПО составляла: зимой - 12 мкг/м³, весной - 16,8 мкг/м³, летом - 15,9 мкг/м³, осенью - 15,5 мкг/м³, в теплое полугодие - 10 мкг/м³, в холодное полугодие - 11,6 мкг/м³, в среднем в год - 9 мкг/м³. За этот же период времени антропогенная составляющая КПО составляла: зимой - 21,1 мкг/м³, весной - 44,4 мкг/м³, летом - 38,4 мкг/м³, осенью - 25,2 мкг/м³, в теплое полугодие - 45,8 мкг/м³, в холодное полугодие - 27,4 мкг/м³, в среднем в год - 38,4 мкг/м³.

При примерно равных значениях случайной составляющей КПО ее антропогенная составляющая в 1984-1991 гг и в 1992-2003 гг., соответственно, составляла: зимой - 12,8 и 27,3 мкг/м³, весной - 33,7 и 51,6 мкг/м³, летом - 14,8 и 16,6 мкг/м³ (практически не изменилась), осенью - 18,6 и 29,6 мкг/м³, в теплое полугодие - 41,3 и 48,8 мкг/м³, в холодное полугодие - 17,4 и 34,1 мкг/м³, в среднем в год - 31,3 и 43,1 мкг/м³.

В период с 1984 по 2003 гг в среднем доля случайной составляющей КПО от измеренных значений, соответственно, составляла: зимой - 35,7%, весной - 27,4%, летом - 29,3 %, осенью - 38%, в теплое полугодие - 18%, в холодное полугодие - 29,6%, в среднем в год - 18,9%. В 1984-1991 гг и в 1992-2003 гг эти доли, соответственно, составляли: зимой - 44,7 и 32,3 %, весной - 30,9 и 25,8 %, летом - 28,9 и 29,5 % (практически неизменность), осенью - 45,4 и 34,3%, в теплое полугодие - 18 и 18 %, в холодное полугодие - 37,5 и 26,5%, в среднем в год - 20,3 и 18,3%.

Эти данные наглядно демонстрируют роль фотохимических процессов в образовании приземного озона в Тбилиси - в теплое полугодие доля случайной составляющей КПО от ее суммарной концентрации значительно ниже, чем в холодное. При этом интересно отметить, что за два указанных промежутка времени (советский и постсоветский периоды) в последний период зимой, весной, осенью и в холодное полугодие доли случайной составляющей КПО от ее суммарного значения заметно уменьшились. По всей вероятности в постсоветское время в указанные сезоны и периоды года в условиях не высокого уровнем солнечной радиации и слабым турбулентным перемешиванием возросла роль фотохимических процессов в образовании озона из-за его меньшего расхода на образование вторичных аэрозолей из окислов азота и серы и окисления антропогенных частиц пыли, содержание которых в воздухе уменьшилось в результате спада промышленного производства. В лений период и в теплое полугодие эти процессы могут нивелироваться повышенной турбулентностью, рассеивающей образовавшийся озон. Хотя могут быть и иные причины этих эффектов, детальный анализ которых - предмет наших дальнейших натуральных и модельных исследований.

Литература

1. თავართქილაძე კ., ბუგალიშვილი ნ., ხარჩილავა ჯ., მუმლაძე დ., ამირანაშვილი ა., ვახნაძე ჯ., შუხგელია ი., ამირანაშვილი ე. - ჰაეის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. ჰაეის განმსაზღვრელი ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმი და მისი ცვალებადობა, პირობმეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, მონოგრაფია, 1-100 (გადაცემულია დასაბუჯად).

2. ხარჩილავა ჯ., ლოქავაშვილი მ. - ტროპოსფერული ოზონის ვარიაციები საქართველოში, სამეცნიერო სესია "კავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში", თბილისი, მეცნიერება, 1998, 21-23.
3. Amiranashvili A.G. – National Report on ongoing and planned ozone research and monitoring and on calibration and archiving of measurements in Georgia, Report of the 5th meeting of the ozone research managers of the parties to the Vienna Convention for the protection of the ozone layer, Geneva, March 25-27, 2002, 12. 83-85.
4. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Gzirishvili T., Gunia G.,Intskirveli L., Kharchilava J.- Variations of the Weight Concentrations of Dust,Nitrogen Oxides,Sulphur Dioxide and Ozone in the Surface Air in Tbilisi., Proc.15th Int.Conf. on Nucleation and Atmospheric Aerosols, Rolla, Missouri, USA, 2000, August, 6-11,AIP, Conference Proc.,vol.535, Melville, New York, 2000, 793-795.
5. 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, 1-128, (in press).
6. Girgzdene R., Girgzdis A.– The Estimation of the Ozone Level in the Health-Resort and Recreation Areas of Lithuania During 1989-2002, Сб. докл. 3-ей Межд. конф “Состояние и охрана воздушного бассейна и водно-минеральных ресурсов курортно-рекреационных регионов”, Кисловодск, 11-24 апреля 2003, 20-21.
7. Ферстер Э., Реиц Б. – Методы корреляционного и регрессионного анализа, М., Финансы и статистика, 1983, 1-303.
8. Харчилава Д.Ф., Амиранашвили А.Г. – Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии, Результаты исследований по международным геофизическим проектам, Москва, МГК, 1988, 1-114.
9. Харчилава, Дж.Ф., Амиранашвили А.Г., Локапишвили М.Г. - Временная вариация концентрации приземного озона в городской и сельской местности , Тр. Симпозиума «Взаимосвязь региональных и глобальных процессов в атмосфере и гидросфере, 15 – 18 ноября 1988, г. Тбилиси , Тбилиси, Мецниერება, 1988.
10. Bodeker G.E., Boyd I.S. and Matthews W.A. - Trends and variability in vertical ozone and temperature profiles measured by ozonozondes at Lauder, New Zealand, J. Geophys. Res., 1998 , (submitted).
11. Bojkov, R.D. , Fioletov F. - Changes of the lower stratospheric ozone over Europe and Canada, J. Geophys. Res., 102, 1997, 1337 – 1347.
12. Fiore A.M., Jacob D.J., Logan J.A. , Yin J.A. - Long-term trends in ground level ozone over the contiguous United States: 1980 – 1995, J. Geophys. Res., 102, 1998 ,1471 – 1480.
13. Logan, J.A.- Trends in the vertical distribution of ozone: An anlysis of ozone sonde data, J. Geophys. Res., 99, 1994, 25553 – 25585.
14. Marengo, A. Gouget H., Nedelec P., Pages J.P. , Karcher F. - Evidence of a long-term increase in tropospheric ozone from Pic du Midi data series, Consequences: Positive Radiative forsing, J. Geophys. Res., 99, 1994, 16617 – 16632. .
15. Oltmans S.J., Lefohn A.S., Scheel H.E., Harris J.M., Levy H., Galbally I.E., Brunke E.G., Mtytr C.P., Lathrop J.A., Johnson B.J., Shadwick D.S., Cuevas E., Schmidlin F.J., Tarasick D.W., Claude H., Kerr J.B., Uchino O., Mohnen V. - Trends of ozone in the troposphere, Geophys. Res. Lett., 125, 1998, 139 – 142.
16. Tarasick, D.W., Wardle D.I., Kerr J.B., Bellefleur J.J., Davis J. - Tropospheric ozone trends over Canada: 1980 – 1993, Geophys. Res. Lett., 22, 1995 , 409 – 412.
17. Volz A., Kley - Evaluation of the Montsouris series of ozone measurements made in the nineteenth century, Nature, 332, 1988, 240 – 242.
18. Warmbt W. - Results of long-term measurements of near-surface ozone in the GDR . A contribution to actual problems on tropospheric ozone. Рабочее совещание по исследованию атмосферного озона (Тбилиси, 23 – 27 ноября 1981 г.), Тбилиси, Мецниერება, 1982.

19. WMO (World Meteorological Organization), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1994, Global Ozone Research and Monitoring Project , Report No 37, Geneva, 1995.
20. WMO (World Meteorological Organization), Global Ozone Research and Monitoring Project , Report No. 43, Geneva, 1998.

ქ. თბილისში 1984-2003 წლებში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის ცვალებადობის ანალიზი

ვ. ჩიხლაძე

რეზიუმე

ჩატარებულია ქ. თბილისში 1984-2003 წლებში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო თვიური მნიშვნელობების ცვალებადობის დროითი რეგრესიული დამოკიდებულების გამოკვლევა. გამოყოფილია და გაანალიზებულია მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო წლიური, ნახევარწლიური, და სესონური მნიშვნელობების ტრენდები.

Анализ изменчивости концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 г

Чихладзе В.А.

Реферат

Проведены исследования временной регрессивной зависимости для среднемесячных значений КПО в Тбилиси в период с 1984 по 2003 гг. Выделены и проанализированы тренды для средних сезонных, полугодовых и годовых значений КПО для того же периода времени.

Investigation of variability of surface ozone concentration in Tbilisi in 1984-2003

V. Chikhladze

Abstract

Temporal regression dependence of monthly mean values of surface ozone concentration (SOC) in Tbilisi, 1984-2003, have been carried out. Seasonal, semi annual and annual trends of SOC have been revealed.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕГОДОВЫХ, ПОЛУГОДОВЫХ, СЕЗОННЫХ И МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1984-2003 ГГ

Чихладзе В.А.

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

Рядом авторов ранее были проведены довольно подробные исследования долговременных вариаций среднесезонных, сезонных, полугодовых и годовых значений концентрации приземного озона в Тбилиси [2, 3, 4, 5, 6, 8, 9, 10]. Тем не менее, остался целый ряд задач, решение которых и предлагается ниже [1, 7, 11].

Связь среднесезонных суточных данных концентрации приземного озона с данными за 15 часов

В силу разных причин, в основном связанных с экономическими, в постсоветский период измерения концентрации озона в Тбилиси в основном проводились в рабочие дни, в дневные часы. При этом наибольшее число всех наблюдений приходится на интервал времени от 13 до 16 часов. Поэтому при исследованиях долговременных вариаций КПО весьма важен вопрос репрезентативности данных за дневные часы для характеристики данных за другие промежутки времени, и в особенности, для суточных данных.

Для решения этого вопроса были проанализированы данные среднесезонных значений максимальной концентрации приземного озона за 15 час. и за сутки (всего 90 месяцев, в том числе 43 за теплое полугодие, 47 – за холодное) для периода с 1980 по 1991 гг., когда такие измерения проводились в основном круглосуточно. Статистические характеристики этих значений КПО представлены в таблице 1.

Таблица 1. Статистические характеристики среднесезонных значений концентрации приземного озона в Тбилиси, осредненных по данным за 15 часов и сутки, и корреляционные соотношения между ними за год, в теплое и холодное полугодие. КПО – мкг/м^3 . Результаты измерений 1980-1991 гг.

Период Параметры	Год		Теплое полугодие		Холодное полугодие	
	КПО (15 час.)	КПО (сутки)	КПО (15 час.)	КПО (сутки)	КПО (15 час.)	КПО (сутки)
Mean	38,9	29,6	50,0	38,5	28,7	21,5
Min	3	2	27	23	3	2
Max	69	54	69	54	62	51
Interv	66	52	42	31	59	49
Median	40	30	50	39	28	20
Mode	48	38	48	38	31	9
St Dev	16,08	12,51	10,30	8,10	13,44	10,09
σ_m	1,70	1,32	1,57	1,24	1,96	1,47

C_v (%)	41,4	42,2	20,6	21,0	46,9	46,9
A_s	-0,18	-0,07	-0,18	-0,19	0,35	0,63
K	-0,78	-0,92	-0,50	-0,55	-0,18	0,28
Count	90	90	43	43	47	47
CONF 95% (+/-)	3,3	2,6	3,1	2,4	3,8	2,9
CONF_L	35,6	27,0	47,0	36,1	24,8	18,6
CONF_U	42,2	32,2	53,1	40,9	32,5	24,4
CONF 99% (+/-)	4,4	3,4	4,0	3,2	5,1	3,8
CONF_L	34,5	26,2	46,0	35,3	23,6	17,7
CONF_U	43,3	33,0	54,1	41,7	33,7	25,3
КПО (15ч.)/КПО(сут.)	1,31		1,30		1,33	
Коэффициенты уравнений линейной регрессии						
КПО(сутки) = а*КПО (15 час.) + b						
R²	0,856		0,705		0,769	
R	0,93		0,84		0,88	
A	0,72		0,66		0,66	
CONF 95% (+/-)	0,06		0,13		0,11	
CONF_L	0,66		0,53		0,55	
CONF_U	0,78		0,80		0,77	
B	1,64		5,44		2,63	
CONF 95% (+/-)	2,63		6,88		3,43	
CONF_L	-0,99		-1,44		-0,79	
CONF_U	4,26		12,32		6,06	

Как следует из указанной таблицы, в среднем за год, а также в теплое и холодное полугодия, соотношения между среднемесячными КПО за 15 час. и за сутки имеют практически одно и то же значение, примерно 1,3. Коэффициенты линейной корреляции между КПО (15 ч.) и КПО (сут.) достаточно высоки. Соответствующие значения коэффициентов линейной регрессии между КПО (15 ч.) и КПО (сут.) представлены в нижней части таблицы 1.

Как следует из указанной таблицы и рисунка, разброс данных среднемесячных значений КПО (сут.) от КПО (15 ч.) в уравнениях регрессии не очень значителен и для коэффициента, **a** при доверительном интервале 95%, соответственно за год, теплое и холодное полугодие составляют 8,3%, 19,7% и 16,7%.

Таким образом, среднемесячные данные КПО за 15 час. вполне репрезентативны для характеристики среднемесячных суточных значений КПО. В последующем весь анализ среднемесячных, сезонных, полугодовых и годовых значений КПО в период с 1984 по 2003 гг., представленный в этой статье, проведен для данных за 15 часов.

Линейный корреляционный анализ данных о концентрации приземного озона различных масштабов осреднения друг с другом

При решении различного рода задач (например, восстановление пропущенных рядов наблюдений) имеет важное значение исследование характера корреляционных связей между изучаемыми параметрами различного масштаба осреднения (месячные, сезонные и т.д.). Двадцатилетний ряд наблюдений за концентрацией приземного озона уже позволяет сделать подобный анализ для выявления корреляционных и регрессионных связей между значениями КПО, осредненными за месяц, сезон, полугодие и год.

В таблице 2 представлены значения коэффициентов линейной корреляции между среднемесячными, сезонными, полугодовыми и годовыми величинами КПО в Тбилиси в 1984 - 2003. Отметим, что для 20-летнего ряда наблюдений минимально значимые (с достоверностью 90% и 95%) величины коэффициентов корреляции составляют

Диапазон изменения коэффициента корреляции между значениями КПО в январе и величинами КПО для других месяцев, сезонов, периодов года и года составляет 0,55 - 0,84 (таблица 3.2). Проведем сопоставление значений коэффициентов корреляции по мере их возрастания в соответствии с Z критерием Фишера с уровнем значимости $\alpha=0,2$. Для 20-летнего ряда наблюдений величины указанных коэффициентов корреляции R мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их значений : 0,35-0,60 (январь - апрель, май, сентябрь, октябрь, ноябрь, осень, теплый период); 0,61-0,80 (январь - февраль, март, декабрь, весна, холодный период, год) и 0,90 (январь - зима). Таким образом, в данном случае имеется три значимых диапазона для указанных значений R при их общем количестве 14. Четыре значения R – незначимы.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между значениями КПО в апреле и величинами КПО для других месяцев, сезонов, периодов года и года составляет 0,50-0,83. В соответствии с указанным выше критерием величины указанных коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их значений : 0,50-0,75 (апрель - январь, февраль, март, май, сентябрь, октябрь, декабрь, зима, холодное полугодие, год) ; 0,76-0,85 (апрель - весна, теплый период, холодный период, год) . В данном случае имеется два значимых диапазона для указанных значений коэффициентов корреляции при их общем количестве 13. В пяти случаях – незначимые величины R.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между значениями КПО в июле и величинами КПО для других месяцев, сезонов, периодов года и года составляет 0,35-0,92. Величины R мало различаются друг от друга в следующих диапазонах : 0,35-0,60 (июль - сентябрь, октябрь, осень, теплый период, год; 0,61-0,80 (июль - август) и 0,92 (июль - лето) и 0,97. В этом случае имеется три значимых диапазона для указанных значений R при общем их количестве 7. Количество незначимых коэффициентов корреляции составляет 11.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между значениями КПО в октябре и величинами КПО для других месяцев, сезонов, периодов года и года составляет 36-0,86. Значения указанных коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин: 0,35 - 0,60 (октябрь - январь, февраль, май, июль, август, ноябрь, декабрь, зима, лето); 0,61 - 0,80 (октябрь - март, апрель, сентябрь, весна, теплый период, холодный период, год); 0,81 - 0,90 (октябрь - осень). В данном случае также имеется три значимых диапазона для R при общем их количестве 17. Лишь в одном случае коэффициент корреляции ниже минимально значимого.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в зимний сезон и величинами КПО для месяцев, других сезонов, периодов года и года составляет 0,48 - 0,94. Указанные коэффициенты корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин: 0,45 - 0,70 (зима - апрель, май, сентябрь, октябрь, ноябрь, осень, теплое полугодие); 0,71 - 0,85 (зима -март, весна); 0,86 - 0,90 (зима - январь, декабрь, год) и 0,91 - 0,95 (зима - февраль, холодное полугодие). В данном случае имеется четыре значимых диапазона R при общем их количестве 14. В четырех случаях корреляция отсутствует.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в весенний сезон и величинами КПО для месяцев, других сезонов, периодов года и года составляет 0,50-0,93. Значения указанных коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин : 0,50 - 0,75 (весна-январь, сентябрь, октябрь, ноябрь, декабрь); 0,76-0,85 (весна -апрель, май, зима, осень, теплый период); 0,86 - 0,90 (весна - февраль, март, холодное полугодие) и 0,91-0,95 (весна - год). В данном случае также имеется четыре значимых диапазона для указанных значений R при общем их количестве 14. В четырех случаях корреляция незначимая.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в летний сезон и величинами КПО для месяцев, других сезонов, периодов года и года составляет 0,42-0,92. Значения этих коэффициентов корреляции мало различаются друг от

друга в следующих диапазонах: 0,40 - 0,65 (лето – июнь, сентябрь, октябрь, осень, год) ; 0,66-0,80 (лето – теплый период, холодный период, год); 0,81 – 0,90 (лето – август) и 0,91- 0,95 (лето - июль). В данном случае имеется четыре значимых диапазона для указанных значений R при общем их количестве 8. В 10 случаях R ниже значимых величин.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в осенний сезон и величинами КПО для месяцев, других сезонов, периодов года и года составляет 0,40-0,90. Значения указанных коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин: 0,40- 0,65 (осень – январь, апрель, май, июль, август, лето); 0,66 - 0,80 (осень – февраль, сентябрь, декабрь, зима, весна, теплое полугодие); 0,81 – 0,90 (осень – март, октябрь, ноябрь, холодный период, год) В данном случае имеется три значимых диапазона для указанных значений R при общем их количестве 17. Лишь в одном случае корреляция отсутствует.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в теплое полугодие и величинами КПО для месяцев, сезонов, холодного полугодия и года составляет 0,39 - 0,86. Значения коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин: 0,35 - 0,60 (теплое полугодие – январь, февраль, июнь, июль, ноябрь, декабрь, зима); 0,61-0,80 (теплое полугодие – март, апрель, май, август, сентябрь, октябрь, лето, осень, холодный период); 0,81 – 0,90 (теплое полугодие – весна, год) . В данном случае также имеется три значимых диапазона для указанных значений R при общем максимальном их количестве 18.

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в холодное полугодие и величинами КПО для месяцев, сезонов, теплого полугодия и года составляет 0,56-0,96. Значения указанных коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин: 0,55 - 0,75 (холодное полугодие – апрель, май, сентябрь, октябрь, теплое полугодие); 0,76 - 0,85 (холодное полугодие – январь, ноябрь); 0,86 – 0,90 (холодное полугодие – февраль, декабрь, весна, осень) и 0,91- 0,96 (холодное полугодие – март, зима, год). В данном случае имеется четыре значимых диапазона для указанных значений R при общем их количестве 14. В четырех случаях корреляция незначима.

Таблица 3 Коэффициенты уравнений линейной регрессии среднемесячных, сезонных и полугодовых значений концентрации приземного озона с их годовыми значениями в Тбилиси в период с 1984 по 2003 гг по данным на 15 час.

$$\text{КПО (год)} = b \cdot \text{КПО(месяц, сезон, полугодие)} + a$$

Месяц, сезон	b	CONF	CONF	a	CONF	CONF
		68 % (+/-)	95% (+/-)		68 % (+/-)	95% (+/-)
1	0,448	0,102	0,209	32,06	3,76	7,73
2	0,466	0,074	0,152	27,16	3,43	7,04
3	0,382	0,041	0,085	24,52	2,63	5,41
4	0,387	0,083	0,170	22,97	5,40	11,08
5	0,535	0,142	0,291	14,95	8,72	17,92
6	0,466	0,296	0,608	20,91	16,93	34,77
7	0,284	0,189	0,388	31,74	10,57	21,71
8	0,336	0,194	0,398	30,17	10,10	20,76
9	0,637	0,179	0,368	16,70	8,77	18,02
10	0,621	0,115	0,236	22,34	4,80	9,87
11	0,465	0,098	0,202	31,72	3,59	7,38
12	0,765	0,135	0,277	29,77	3,35	6,88
Зима	0,642	0,089	0,183	25,87	3,16	6,49
Весна	0,591	0,054	0,111	11,21	3,40	6,99

Лето	0,569	0,270	0,554	16,46	14,76	30,32
Осень	0,852	0,099	0,204	12,74	4,15	8,52
Теплое полугодие	1,108	0,152	0,311	-14,51	8,53	17,53
Холодное полугодие	0,694	0,051	0,106	20,27	2,10	4,32

Диапазон изменения коэффициента корреляции между средними значениями КПО в год и величинами КПО для месяцев, сезонов, теплого и холодного полугодия составляет 0,35-0,96. Значения указанных коэффициентов корреляции мало различаются друг от друга в следующих диапазонах их величин: 0,35 - 0,60 (год - июнь, июль, август, лето); 0,61 - 0,80 (год - январь, апрель, май, сентябрь, октябрь, ноябрь); 0,81 - 0,90 (год - февраль, декабрь, зима, осень, теплый период) и 0,91 - 0,96 (год - март, весна, холодный период). В данном случае также имеется четыре значимых диапазона для указанных значений R при их общем максимальном количестве 18.

Таким образом, лучше всего коррелируют средние значения КПО за теплое полугодие и за год со всеми остальными средними концентрациями приземного озона (для всех 18 пар R его величины значимы). Хуже всего коррелируют средние значения КПО за июль и летний сезон со всеми остальными средними концентрациями приземного озона (соответственно всего лишь 7 и 8 пар значимых величин R).

В таблице 3 представлены соответствующие коэффициенты уравнений линейной регрессии средних месячных, сезонных и полугодовых значений КПО с их среднегодовыми величинами. Аналогичные расчеты несложно провести и для других пар значений.

Данные таблицы 3 можно использовать для примерной оценки среднегодовых значений концентрации приземного озона, если имеются данные о КПО лишь для отдельных месяцев или сезонов года.

Литература

1. ამირანაშვილი ა., ამირანაშვილი ვ., დავითულიანი, ნოდია ა., ხარჩილავა ჯ., ჩიხლაძე ვ., ჭელიძე ლ. - ქ. თბილისის ატმოსფეროს ფოტოქიმიური სმოგი და მისი გავლენა ადამიანების ჯანმრთელობაზე, ქ. თბილისის ეკოლოგიური პრობლემები, ქ. თბილისის მერიის გარემოს დაცვისა და ბუნებრივი რესურსების რეგულირების კომიტეტი, თბილისი, 2002, 147-152.
2. თავართქილაძე კ., ბეგალიშვილი ნ., ხარჩილავა ჯ., მუშლაძე დ., ამირანაშვილი ა., ვაჩნაძე ჯ., შენგელია ი., ამირანაშვილი ვ. - ჰაერის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. ჰაერის განმსაზღვრელი ზოგიერთი პარამეტრის რეჟიმი და მისი ცვალებადობა, პიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი, მონოგრაფია, 1-100 (გადაცემულია დასაბუჯდად).
3. ხარჩილავა ჯ., ლოჭავიშვილი მ. - ტროპოსფერული ოზონის ვარიაციები საქართველოში, თბილისი, მეცნიერება, 1998, 21-23.
4. Amiranashvili A.G. - National Report on ongoing and planned ozone research and monitoring and on calibration and archiving of measurements in Georgia, Report of the 5th meeting of the ozone research managers of the parties to the Vienna Convention for the protection of the ozone layer, Geneva, March 25-27, 2002, 12, 83-85.
5. Amiranashvili A., Amiranashvili V., Gzirishvili T., Gunia G., Intskirveli L., Kharchilava J. - Variations of the Weight Concentrations of Dust, Nitrogen Oxides, Sulphur Dioxide and Ozone in the Surface Air in Tbilisi., Proc. 15th Int. Conf. on Nucleation and Atmospheric Aerosols, Rolla, Missouri, USA, 2000, August, 6-11, AIP, Conference Proc., vol. 535, Melville, New York, 2000, 793-795.

6. 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, 1-128, (in press).
7. Amiranashvili A.G., Chikhladze V.A., Kharchilava J.F., Buachidze N.S., Intskirveli L.N. - Variations of the weight concentrations of dust, nitrogen oxides, sulphur dioxide and ozone in the surface air in Tbilisi in 1981-2003 , Proc. 16th International Conference on Nucleation&Atmospheric Aerosols, Kyoto, Japan, 26-30 July 2004, 678-681.
8. Харчилава Д.Ф., Амиранашвили А.Г. – Исследование вариаций атмосферного озона в Грузии, Результаты исследований по международным геофизическим проектам, Москва, МГК, 1988, 1-114.
9. Харчилава, Дж.Ф., Амиранашвили А.Г., Локапишвили М.Г. - Временная вариация концентрации приземного озона в городской и сельской местности , Тр. Симпозиума «Взаимосвязь региональных и глобальных процессов в атмосфере и гидросфере, 15 – 18 ноября 1988, г. Тбилиси , Тбилиси, Мешниереба, 1988.
10. Харчилава Дж.Ф., Амиранашвили А.Г., Чихладзе В.А. - Некоторые результаты исследований концентрации приземного озона в Руиспири и Тбилиси в 2002 году, Сб. докл. 3-ей Межд. конф “Состояние и охрана воздушного бассейна и водно-минеральных ресурсов курортно-рекреационных регионов”, Кисловодск, 21-24 апреля 2003, 37 – 38.
11. Чихладзе В.А. - Результаты исследований вариаций концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 гг, Труды Института геофизики АН Грузии, том 58, 2003 .

ქ. თბილისში 1984-2003 წლებში მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო წლიური, ნახევარწლიური, სეზონური და თვიური მნიშვნელობების ცვალებადობა

ვ. ჩიხლაძე

რეზიუმე

ნაჩვენებია, რომ მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო თვიური 15 საათიანი მონაცემები საეხსებო რეპრეზენტატიულია მოკის საშუალო თვიური დღეღამური მნიშვნელობების დასახასიათებლად. ერთი მეორესთან სხვადასხვა მასშტაბის გასაშუალების მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის შესახებ მონაცემების წრფივი კორელაციური ანალიზი საშუალებას იძლევა მიწისპირა ოზონის კონცენტრაციის საშუალო წლიური მნიშვნელობების მიახლოებით შეფასებისათვის, თუ გაგვაჩნია მხოლოდ წლის ცალკეული თვეების ან სეზონების მონაცემები მოკის შესახებ.

Изменчивость среднегодовых, полугодовых, сезонных и месячных значений концентрации приземного озона в Тбилиси в 1984-2003 гг

Чихладзе В.А.

Реферат

Показано, что среднемесячные данные КПО за 15 час. вполне репрезентативны для характеристики среднемесячных суточных значений КПО. Линейный корреляционный анализ данных о концентрации приземного озона различных масштабов осреднения друг с другом даёт возможность примерной оценки среднегодовых значений концентрации приземного озона, если имеются данные о КПО лишь для отдельных месяцев или сезонов года.

Investigation of seasonal, semi-annual and annual variability of surface ozone concentration in Tbilisi in 1984-2003

V. Chikhladze

Abstract

It was shown that monthly mean values data sets of surface ozone concentration (SOC) measured at 15.00, are useful to characterize monthly mean daily values of SOC. Linear correlation analysis of SOC on different scales provides possibility to assess variation of annual values of SOC, even in case of complete seasonal monthly SOC data.

НЕКОТОРЫЕ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КУОРТА ЦХАЛТУБО

¹Тархан-Моурави И.Д., ¹Саакашвили Н.М., ¹Табидзе М.Ш.,
¹Какулия Н.А., ¹Квиникадзе И.З., ¹Хелашвили Э.И., ¹Тархнишвили Н.Б.,
²Амиранашвили А.Г., ²Киркитадзе Д.Д., ²Тархнишвили А.Г., ²Чихладзе В.А.

¹Научно-практический центр по курортологии, физиотерапии,
реабилитации и лечебному туризму, 0105, Тбилиси, ул. В.Горгасали,9,

²Институт геофизики им. М. Нодиа, 0193, Тбилиси, ул. М.Алексидзе, 1,
Avto_Amiranashvili@Excite.com

Цхалтубо является одним из старейших бальнеологических курортов не только Грузии, но и всего мира. Курорт расположен в долине реки Цхалтубос-Цкали (левый приток реки Гумисцкали), на высоте 95 – 150 м над уровнем моря. С северо-востока к городу подступают отроги Самгуральского хребта (Система Большого Кавказиони), а с юга – открытая к Чёрному морю Колхидская низменность. Раскинувшиеся вокруг курорта холмы покрыты богатой субтропической растительностью, вечнозелёным кустарником и лиственным лесом (дуб, бук, вяз) [1].

Цхалтубо характеризуется влажным субтропическим климатом. Зима очень мягкая и малоснежная (средняя температура января составляет 5.3 °С). Лето очень тёплое (средняя температура августа составляет 23.8 °С). Среднегодовая температура составляет 14.6 °С.



Рис. 1

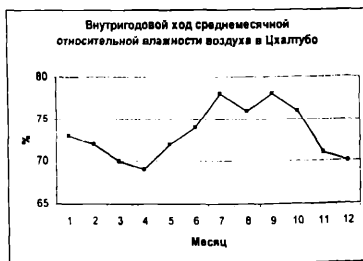


Рис. 2

Среднемесячная упругость водяных паров в атмосферном воздухе максимальна в июле (22.2 мб), а минимальна – в январе (6.4 мб). Среднегодовая упругость водяных паров в атмосферном воздухе составляет 12,9 мб. Среднемесячная относительная влажность атмосферного воздуха на курорте Цхалтубо максимальна в июле и августе (78 %), минимальна в апреле (69 %). Среднегодовая относительная влажность атмосферного воздуха составляет 73 % [2, 3]. В качестве иллюстрации на рис.1 и рис.2 представлен внутригодовой ход среднемесячных значений температуры и относительной влажности воздуха в Цхалтубо.

Цхалтубо отличается низкой ветреностью (рис.3). В холодный период года господствуют северо-восточные и восточные ветры, а в тёплый период года – западные ветры. Число дней с сильным ветром в течение года не превышает 13. Сильные ветры бывают в основном в марте и

апреле [4]. Среднегодовое значение атмосферного давления составляет 1008,8 мм рт. столба. Курорт характеризуется частой облачностью, особенно в феврале и марте. В то же время, Цхалтубо характеризуется малым числом дней с туманом.

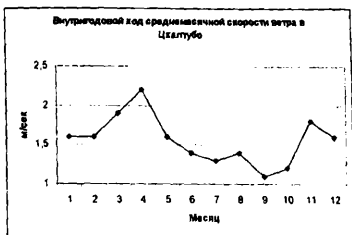


Рис. 3

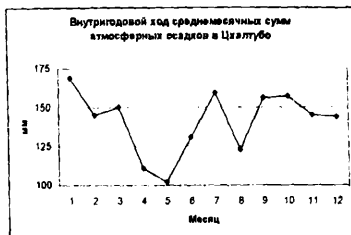


Рис. 4

Количество осадков (рис. 4) в среднем за год составляет 1692 мм. Большая часть осадков приходится на холодный период (IX – III месяцы) часть весной и в начале лета (IV – VI месяцы). Максимальное количество осадков приходится на январь (169 мм), а минимальное на май (102 мм). В холодный период года осадки выпадают в виде снега. Из общего количества осадков (жидкие, твёрдые и смешанные) на твёрдую фазу приходится всего 7 %. Выпадение первого снега, обычно, ожидается в январе. Снежный покров неустойчив и его таяние бывает в феврале. Толщина снежного покрова редко достигает 10 см и более [3].

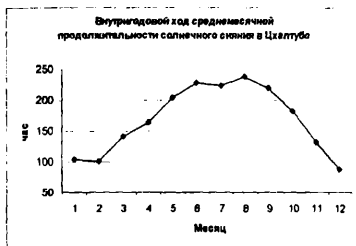


Рис. 5

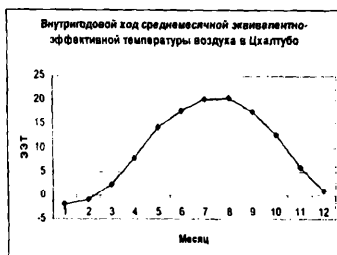


Рис. 6

Климат Цхалтубо отличается обилием солнечных дней (рис. 5). Отсутствие солнечных дней обычно имеет место в холодный период года и в начале весны. Продолжительность солнечного сияния в Цхалтубо в течение года в среднем составляет 2032 часов. Активность солнечного сияния, как в абсолютном выражении, так и в процентах, максимальна в августе (соответственно 239 час. и 11.8 %), а минимальна в декабре (89 час. и 4.4 %) [5].

Для оценки биоклиматических характеристик местности и в гигиенической практике часто используется метод эквивалентно-эффективных температур (ЭЭТ). ЭЭТ – это сочетание одновременно наблюдаемых температуры, относительной влажности воздуха и скорости ветра, выраженное условным значением температуры, которое создает то же теплоощущение (тот же тепловой эффект), что и неподвижный воздух при 100% относительной влажности и определенной температуре [6-8].

Существуют две шкалы ЭЭТ. Основная 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 °С – холодно, 9-16 °С – умеренно холодно, 17-22 °С – комфортно, 23-27 °С – тепло, более 27 °С – жарко [6-8].

На рис. 6 представлен внутригодовой ход среднемесячных значений ЭЭТ в Цхалтубо. Как следует из этого рисунка, в январе, феврале, марте, апреле, ноябре и декабре среднемесячные значения ЭЭТ в Цхалтубо соответствуют градации холодно. В мае и октябре значения ЭЭТ соответствуют градации умеренно холодно. С июня по сентябрь самый благоприятный сезон – ЭЭТ соответствуют градации комфортно.

При штиле и корригирующих устройствах, снимающих влияние ветра, теплоощущение человека при тех же температурах и относительной влажности воздуха, выражающиеся в эффективных температурах, несколько меняется. В данном случае значения ЭЭТ в Цхалтубо, соответствующие градации холодно, наблюдаются в январе, феврале и декабре; градации умеренно холодно – в марте, апреле, октябре и ноябре; градации комфортно – с мая по сентябрь. То есть, в местах с корригирующими устройствами, по сравнению с местами, где есть ветер, продолжительность «комфортных» месяцев увеличивается с четырех до пяти, тогда как продолжительность «холодных» месяцев уменьшается с шести до трех за счет роста месяцев с градацией умеренно холодно с двух до четырех. Таким образом, ветер оказывает достаточно существенное влияние на степень теплоощущения человека в условиях Цхалтубо.

В Цхалтубском районе имеются карстовые пещеры, которые можно применять для спелеотерапии [9-15]. Ниже приводится краткая биоклиматическая и радиационная характеристика пещер «Тетри Мгвиме» и «Сатаплиа». Микроклимат этих пещер отличается выраженная стабильность в течение года.

Карстовая пещера «Тетри Мгвиме» расположена в северной части Цхалтубо, на расстоянии 1 км от центра курорта и начинается 5-метровым колодезем. Со дна колодца узкий лаз выводит в коридор длиной 100 м, при ширине 5 – 20 м и высоте 3 – 5 м.

Температура воздуха в пещере колеблется в течение года в пределах (12 – 14) °С, относительная влажность – (98 – 100)%, упругость водяных паров в воздухе – (13,7 – 16) мб. В воздухе содержится повышенное количество углекислоты (0,4 – 0,7 об.%).

Высокодисперсный пещерный спелеоаэрозоль содержит ионы кальция (0,02 – 0,03 мг/м³), магния (0,06 – 0,07 мг/м³) и гидрокарбоната (0,07 – 0,08 мг/м³). Движение воздуха в пещере не ощущается. В 1 м³ воздуха обнаружено до 500 непатогенных микробов.

Внутри «Тетри Мгвиме» эквивалентные дозы ионизирующей радиации составляют: гамма-излучение - (100 – 170) нЗв/час; гамма- и бета-излучений - (110 – 180) нЗв/час; альфа-, бета- и гамма-излучений - (130 – 190) нЗв/час.

Карстовая пещера «Сатаплиа» образовалась в нижнемеловых известняках и расположена в 7 км от Цхалтубо, на горе *Сангуралис Сери*. Пещера горизонтальная и состоит из нескольких залов. Длина пещеры с ответвлениями – 300 м. Пещера сквозная.

Суточные и сезонные изменения температуры воздуха от входа в глубь пещеры постепенно сглаживаются и в центральной части наблюдается почти постоянная температура (14 – 15) °С, с суточными колебаниями в пределах 0,3 °С – 0,5 °С и годовыми – 1 °С – 2 °С. Незначительным колебанием характеризуется и влажность воздуха. Упругость водяного пара и относительная влажность у входа зависят от погодных условий наружного воздуха, но через несколько десятков метров, величины этих показателей становятся почти постоянными. Относительная влажность в центральной части пещеры колеблется в пределах 95% - 98%, а упругость водяных паров в воздухе – 16мб – 16,7 мб.

В пещерном воздухе содержится 0,2 об.% – 0,4 об.% углекислоты. Высокодисперсный спелеоаэрозоль содержит ионы кальция (0,02 мг/м³ – 0,03 мг/м³), магния (0,04 мг/м³ – 0,06 мг/м³) и гидрокарбоната (0,05 мг/м³ – 0,07 мг/м³). В пещере почти всегда наблюдаются очень слабые ветры (0,2 м/сек – 0,3 м/сек). При сильных ветрах снаружи, в пещере скорость движения воздуха либо не меняется, либо усиливается незначительно (до 0,6 – 0,7 м/сек). В 1 м³ воздуха обнаружено до 800 непатогенных микробов.

Внутри пещеры эквивалентные дозы ионизирующей радиации составляют: гамма-излучение - (100 – 170) нЗв/час; гамма- и бета-излучений - (110 – 180) нЗв/час; альфа-, бета- и гамма-излучений - (110 – 190) нЗв/час.

Работа выполнена при поддержке Департамента по туризму Грузии.

ლიტერატურა

1. Вадачкорია М.К., Ушверидзе Г.А., Джалишвили В.Г. – Курорты Грузии, Тбилиси, изд. “Сабчота Сакарთველო”, 1987, 382 с.
2. Справочник по климату СССР, вып. 14, часть 2. Температура воздуха и почвы, Л., Гидрометеиздат, 1967, 375 с.
3. Справочник по климату СССР, вып. 14, часть 4. Влажность воздуха, атмосферные осадки, снежный покров, Л., Гидрометеиздат, 1970, 387 с.
4. Справочник по климату СССР, вып. 14, часть 3, ветер, Л., Гидрометеиздат, 1968, 425 с.
5. Справочник по климату СССР, вып. 14, часть 1. Солнечная радиация, радиационный баланс и солнечное сияние, Л., Гидрометеиздат, 1968, 72 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.
8. Климат Тбилиси, под. ред. Сванидзе Г.Г. и Папинашвили Л.К., Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 1992, 230 с.
9. Тинтилозов З.К. – Карстовые пещеры Грузии (морфологический анализ), Тбилиси, Мецниереба, 1976, 275 с.
10. თარხან-მოურავი ი. – სპელეოლოგია, თბილისი, თბილისის უნივერსიტეტის გამომცემლობა, 2000, 88 გვ.
11. Хатишвили Н.М., Тархнишвили И.Д., Павлишвили И.С. – Спелеотерапия некоторых заболеваний дыхательной, сердечно-сосудистой и нервной систем в условиях карстовой пещеры. Принципы и методы профилактики и терапии нефармакологическими средствами, материалы симпозиума, Цхалтубо, 1983, с. 75-76.
12. Хатишвили Н.М., Тархнишвили И.Д., Ушверидзе Г.А. – Лечение артериальной гипертонии в условиях карстовой пещеры (Методические рекомендации), Тбилиси, 1984, 10 с.
13. Тархнишвили И.Д. – Влияние микроклимата карстовой пещеры на больных хроническими неспецифическими заболеваниями легких. X Международный спелеологический конгресс, Сборник докладов, Т.П., Будапешт, 1989, с. 423-425.
14. Габриадзе Т.А., Тархнишвили И.Д., Чичинадзе Н.А. и др. – Воздействие климата карстовой пещеры «Тетри Мгвимე» на течение хронической пневмонии, Кутаисის სამედიცინო ჟურნალი, № 1, 1998, с. 27-28.
15. Тархнишвили И.Д. – Лечение больных бронхиальной астмой в условиях карстовой пещеры «Тетри Мгвимე» (в р-не Цхалтубо). Курортные и физиотерапевтические факторы в лечении и профилактике заболеваний, Материалы IV съезда курортологов и физиотерапевтов Грузии, Т.1, Тбилиси, 1975, с. 422-428.

კურორტ წყალტუბოს ზოგიერთი მიკროკლიმატური მახასიათებლები

თარხან მოურავი ი., სააკაშვილი ნ., ტაბიძე მ.,
კაკულია ნ., კვინიკაძე ი., ხელაშვილი ე., თარხნიშვილი ნ.,
ამირანაშვილი ა., კირკიტაძე დ., თარხნიშვილი ა., ჩიხლაძე ვ.

რეზიუმე

წარმოდგენილია მონაცემები კურორტ წყალტუბოს ზოგიერთ მიკროკლიმატურ მახასიათებლის შესახებ (ძირითადი მეტეოროლოგიური პარამეტრების და ექვივალენტურ-ეკვქტური ტემპერატურის საშუალო წლიური მონაცემების შიდაწლიური რეჟიმი). მოყვანილია მღვიმეების "თეთრი მღვიმე" და "საფაფლია" გამოკვლევის შედეგად მიღებული ბიოკლიმატური და რადიაციული მახასიათებლები.

НЕКОТОРЫЕ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КУОРТА ЦХАЛТУБО

**Тархан-Моурави И.Д., Саакашвили Н. М., Табидзе М.Ш.,
Какулия Н.А., Квиникадзе И.З., Хелашвили Э.И., Тархнишвили Н.Б.,
Амиранашвили А.Г., Киркитадзе Д.Д., Тархнишвили А.Г., Чихладзе В.А.**

Реферат

Представлены данные о некоторых микроклиматических характеристиках курорта Цхалтубо (внутригодовой режим среднемесячных значений основных метеорологических параметров, эквивалентно-эффективной температуры). Приведены результаты исследования биоклиматических и радиационных характеристик пещер «Тетри Мгвиме» и «Сатаплиа».

SOME MICROCLIMATIC CHARACTERISTIC OF HEALTH RESORT TSKALTUBO

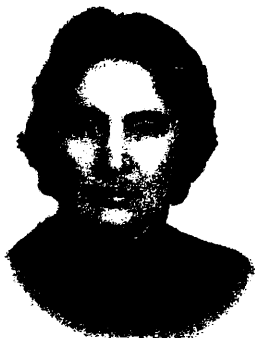
**Tarkhan-Mouravi I., Saakashvili N., Tabidze M.,
Kakulia N., Kvinikadze I., Khelashvili E., Tarkhnishvili N.,
Amiranashvili A., Kirkitadze D., Tarkhnishvili A., Chikhladze V.**

Abstract

The data about some microclimatic characteristics of health resort Tskaltubo (intra-annual regime of the average monthly values of the basic meteorological parameters, equivalent- effective temperature) are represented. The results of study of bioclimatic and radiation characteristics of caves "Tetri Mgvime " and " Staplia " are presented.

ПАМЯТИ КОЛЛЕГ ЭЛЕОНОРА АЛЕКСАНДРОВНА ДЖИБЛАДЗЕ

(1928 – 2005)



80 лет исполнилось со дня рождения доктора физико-математических наук, профессора Элеоноры Александровны Джибладзе - славного представителя грузинской геофизической школы.

Э.А. Джибладзе родилась 17 июня 1928 года в с. Ганахлаба Чохатаурского района в семье служащего. В 1945 году с отличием окончила Тбилисскую №5 среднюю женскую школу, а в 1950 году – физико-математический факультет Тбилисского государственного университета с квалификацией геофизика.

Э.А. Джибладзе в 1951-54гг. в Институте геофизики прошла курс аспирантуры под руководством известного ученого чл.-корр. АН СССР Е.Ф. Саваренского и в 1955 году в Москве, в Институте физики Земли им. О.Ю. Шмидта АН СССР успешно защитила кандидатскую диссертацию на тему: «Сейсмичность Большого Кавказа».

С 1955 года Э.А. Джибладзе – сотрудник отдела региональной сейсмологии Института геофизики АН ГССР. В начале трудового пути она руководила первичной обработкой сейсмограмм и составлением сводного бюллетеня землетрясений Кавказского региона.

Научные интересы Э.А. Джибладзе развивались в двух направлениях: количественная оценка сейсмической опасности и сеймотектонические движения. Ее труды легли в основу изучения сейсмического районирования и сейсмической опасности Кавказа. Она принимала участие в создании новой методики сейсмического районирования, она автор карты сейсмического районирования территории Грузии, которая является нормативным документом в деле строительства гражданских и промышленных объектов в нашей республике.

В 1977 году Э.А. Джибладзе защитила диссертацию на соискание ученой степени доктора физико-математических наук на тему: «Энергия землетрясений, сейсмическая опасность и сеймотектонические движения Кавказа». Она стала первой на Кавказе женщиной – доктором наук в геофизической науке. В 1980 году в Москве докторская диссертация была издана монографией. Редактором монографии и консультантом докторской диссертации был выдающийся сейсмолог чл.-корр. АН СССР Ю.В. Ризниченко.

В 1997 году Э.А. Джибладзе было присвоено звание профессора.

Проф. Э.А. Джибладзе в 1990-1993 гг. занимала должность главного научного сотрудника отдела региональной сейсмологии, в 1993-1995 годах была заведующим этим отделом, в 1995-2005гг. ведущим научным сотрудником Института, с 2005 года главным научным консультантом Института геофизики.

Проф. Э.А. Джибладзе была автором около 100 научных работ, в том числе 6 монографий. Под ее научным руководством защищено 6 кандидатских диссертаций.

В последнее время проф. Э.А. Джибладзе активно участвовала в изучении проблем, выдвинутых Международной сейсмологической ассоциацией, в частности, в оценке сейсмической опасности Кавказского Международного полигона.

Тяжелая болезнь подорвала здоровье этой сильной духом женщины, неутомимой, неспокойной, обладающей огромной энергией личности. Проф. Э.А. Джибладзе скончалась 1 июня 2005 года.

Светлая память об обаятельной, интеллигентной, заботливой женщине, патриотки своей Родины, известной ученой навсегда останется среди тех, кто ее хорошо знал.

АРЧИЛ МИХАЙЛОВИЧ ОКУДЖАВА

(1928 – 2008)



В 2008 году исполнилось 80 лет со дня рождения доктора наук, руководителя лаборатории моделирования атмосферных процессов Института геофизики им. М.З. Нодиа Арчила Михайловича Окуджава.

А. М. Окуджава был ведущим специалистом в изучении атмосферных явлений, в деле разработки методов искусственного воздействия на атмосферные процессы.

А. Н. Окуджава родился 6 января 1928 года в г. Тбилиси в семье известного общественного деятеля Михаила Окуджава и врача Нино Модебадзе. А.М. Окуджава воспитывался в семье тети Людмилы, так как его родители были репрессированы в 1937 году. В 1956 году они получили реабилитацию.

А. М. Окуджава в 1949 году окончил физико-математический факультет Тбилисского государственного университета по специальности «теоретическая физика». С 1950 года он сотрудник отдела физики атмосферы Института геофизики АН Грузии.

В 1969 году А.М.Окуджава защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. С 1971 года он заведует лабораторией моделирования атмосферных процессов.

Научные работы А.М.Окуджавы посвящены лабораторному моделированию микрофизических и электрических процессов, протекающих в конвективных облаках при их естественном развитии и искусственном воздействии. А.М.Окуджава принадлежит большая заслуга в создании одного из значительных лабораторных комплексов Института – термобарокамеры и ее оснащения установками, измерительными устройствами, соответствующими современным стандартам. А.М.Окуджава был одним из руководителей и основных исполнителей цикла работ Института геофизики АН ГССР в области искусственного воздействия на облака, которая в 1969 году была отмечена Государственной премией СССР по науке и технике.

А.М. Окуджава проведен ряд теоретических работ, среди которых большое значение имеет решение нелинейной задачи Стефана для композитной среды. Разработке этой задачи посвящена его кандидатская работа. А.М.Окуджава автор нескольких десятков научных трудов, трех изобретений, имеет серебряную медаль ВДНХ СССР за участие в разработке научной тематики в области физики облаков.

Необходимо отметить и плодотворную педагогическую деятельность А.М.Окуджавы. С 1980 года он вел курс физики атмосферы на физическом факультете ТГУ.

А.М.Окуджава скончался 19 июня 2008 года.

Светлая память об этой замечательной личности, человеке, имеющем блестящие способности к математическим наукам, всесторонне образованном, прекрасном друге навсегда останется среди его друзей и коллег.

ЛУЛИ ХАЙМОВИЧ ШАТАШВИЛИ

(1928 – 2000)



80 лет исполнилось со дня рождения доктора физико-математических наук, профессора Лули Хаймовича Шаташвили.

Профессор Л.Х. Шаташвили был крупным специалистом в области физики межпланетного пространства и космических лучей. Ему принадлежат фундаментальные работы по теории квазипериодических вариаций интенсивности космических лучей, которые привели к осознанию доминирующей роли асимметричного солнечного ветра в формировании 27-дневных вариаций заряженных частиц космического излучения.

Л.Х. Шаташвили родился 5 августа 1928 года в поселке Сачхере в семье служащего.

Л.Х. Шаташвили в 1947 году окончил 9 среднюю мужскую школу в г. Тбилиси. В 1952 году с отличием окончил физический факультет Тбилисского государственного университета по специальности “физика”. Одновременно работал в музыкальной школе педагогом по классу фортепиано. С 1952 года работал на станции космических лучей при Гидрометслужбе, которая в 1956 году была передана Институту геофизики.

С 1956 года до последних дней профессор Л. Х. Шаташвили работал в Институте геофизики им. М. Нодиа сначала младшим, затем старшим научным сотрудником, прошел курс аспирантуры и в 1962 году защитил кандидатскую диссертацию на тему: “27-дневные вариации космических лучей”, а в 1977 году защитил докторскую диссертацию на тему: “Квазипериодические вариации интенсивности и анизотропии космических лучей”.

В 1971 году проф. Л. Х. Шаташвили был назначен руководителем лаборатории космических лучей высоких энергий, а с 1997 года - руководителем отдела космических лучей.

Труды профессора Л. Х. Шаташвили о 27-дневных вариациях признаны, как классические и внесены во все известные монографии. Он автор около 200 научных трудов, в том числе четырех монографий.

Правительством Грузии проф. Л.Х. Шаташвили в 1998 году был награжден орденом Чести Грузии за личный вклад, внесенный в основании грузинской космофизической школы, за плодотворную научную деятельность и за большие заслуги в развитии грузинско-еврейских отношений.

Профессор Л.Х. Шаташвили был членом многих проблемных советов АН России, членом географического общества США. Он несколько раз был участником грантов: Европейского Международного, Физического общества США, Сороса, Интаса и др.

Профессор Л.Х.Шаташвили трагически погиб в автомобильной катастрофе 6 марта 2000 года.

Вечная память о нем всегда будет жить среди его друзей, сотрудников, учеников.

СОДЕРЖАНИЕ

К 75-ОЙ ГОДОВЩИНЕ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ ИМ. М. З. НОДИА.....	3
АКАДЕМИК БЕНЕДИКТ БАЛАВАДЗЕ	8
ПОЗДРАВЛЯЕМ ЮБИЛЯРОВ ИНСТИТУТА ГЕОФИЗИКИ	9
ВАХТАНГ АБАШИДЗЕ	9
ДАВИД СИХАРУЛИДЗЕ.....	10
Э.Д. Церетели, Т.Л. Челидзе, Ш.А. Адамиа, О.Ш. Варазанашвили, Н.С. Церетели КРУПНЫЕ ОПОЛЗНЕВО-ГРАВИТАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ, КАК ПОДТВЕРЖДАЮЩИЙ ФЕНОМЕН АРЕАЛА ВОЗМОЖНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО КAVКАЗА).....	11
Гегечкори Т. Ш., Гоциридзе В. Л., Гогоуадзе Н. Т., Дзоценидзе Г. Г., Джебрашвили Т.В. НОРМАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ВОЛН РЕЛЕЯ И СТОНЛИ ЧЕРЕЗ ЩЕЛЬ	24
Месхия В.Ш., Аманаташвили Я.Т., Сакварелидзе Е.А. ОБ ОДНОМ СПОСОБЕ НАКОПЛЕНИЯ ТОМОГРАФИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ПРИ ЕЕ РЕШЕНИИ МЕТОДОМ НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ	30
Капанадзе Д. В. ОДИН ПРИЗНАК ЕДИНСТВЕННОСТИ РЕШЕНИЯ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ ТЕОРИИ ПОТЕНЦИАЛА	36
Капанадзе Д.В., Миндели П.Ш., Гванцеладзе Т.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г. О СИНГУЛЯРНЫХ ЭКВИВАЛЕНТНЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯХ ДЛЯ ПРОИЗВОЛЬНОГО МНОГОУГОЛЬНИКА.....	42
Миндели П.Ш., Гонгадзе С.А., Гванцеладзе Т.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г., Кириа Д.К., Капанадзе Д.В. ТРАНСФОРМАЦИЯ АНОМАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ГЛУБИНЫМ СТРОЕНИЕМ .	48
Абашидзе В. Г., Челидзе Т. Л., Цагурия Т. А., Кобахидзе Т. В., Чиаурели Г. Г. РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕФОРМОГРАФИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ЗОНЕ ПРАВОБЕРЕЖНОГО РАЗЛОМА НА ТЕРРИТОРИИ АРОЧНОЙ ПЛОТИНЫ ИНГУРСКОЙ ГЭС	54
Китовани Д.Ш., Ревазишвили А.Л. МОДИФИЦИРОВАННЫЙ МЕТОД t_0	60

Джаши Г.Г., Гамкрелидзе Н.Р., Гонгадзе С.А., Чичинадзе В.К., Миндели П.Ш, Кириа Д.К. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ МЕТОДОМ СЕЙСМОСТРАТИГРАФИИ	63
Гамкрелидзе Н.Р., Челидзе Т.Л., Гонгадзе С.А., Чичинадзе В.К., Джаши Г.Г., Миндели П.Ш., Кириа Д.К., Гванцеладзе Т.А. ГЛУБИННОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПРОФИЛЯ ЛИСИ-ДУШЕТИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	68
Джаши Г. Г., Одилавадзе Д.Т., Зардалишвили Т.О., Амилахвари З.Л., Геладзе Г. Г., Ревазишвили А.Л. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ЭЛЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ПРОВЕДЁННЫХ В РАЙОНЕ С.ГОНЕБИСКАРИ	74
Одилавадзе Д.Т., Аманаташвили И.Т., Тутберидзе Н.П. ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОЙ СВЯЗИ МЕЖДУ ИЗМЕНЕНИЯМИ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОГО ПОЛЯ И АКТИВАЦИЕЙ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПРИНЦИПА МАКСИМАЛЬНОГО ПРАВДОПОДОБИЯ	81
Г. Г. Геладзе ЛАБОРАТОРНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗРЕЗА ПО ПРОФИЛЮ ВОЛГОГРАД – НАХИЧЕВАНЬ	89
Сакварелидзе Е.А, Глонти Л.Е., Меликадзе Г.И., Кобзев Г.Н. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НА ПРИМЕРЕ ЛИСИ- САБУРТАЛИНСКОГО УЧАСТКА РАЙОНА ТБИЛИССКИХ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД	92
Н.С. Хведелидзе, З.А. Кереселидзе, Г.Г. Беришвили, М.Г. Гиоргадзе ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ МАГНИТНОЙ АНОМАЛИИ ЦКАЛЦМИНДА-УРЕКИ	98
Хантадзе А.Г., Кереселидзе З.А., Геладзе Г.Г., Габисония И.А. МОДЕЛЬ НЕОДНОРОДНОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩЕГО ПЛАСТА	106
Гвелесиани А. И., Хантадзе А. Г., Джандиери Г. В. ИССЛЕДОВАНИЕ ДИФФУЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ИОНОСФЕРЕ .	112
Чхетия А.М., Сологашвили Дж.З., ¹ Гогочури Д.Б. КИНЕМАТИКА МИГРАЦИИ ГЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ, ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ	149
Чхетия А.М., Гогочури Д.Б. ДРЕЙФ ПРОЕКЦИИ ГЕОМАГНИТНОЙ ОСИ-ВДОЛЬ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ, В МЕРИДИОНАЛЬНОЙ И ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ПЛОСКОСТЯХ ЗЕМЛИ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 400 ЛЕТ	157

Хазарадзе Н.Г., Бакрадзе Т.И., Ванишвили Г.К. СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ И АНОМАЛЬНЫЙ РОСТ ЖЕСТКОЙ КОМПОНЕНТЫ КОСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ	165
Хазарадзе Н.Г., Гогоуа Р.И., Гвелесиани А.И., Бакрадзе Т.С., Ванишвили Г.К., Туския И.И. О ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ СОЛНЕЧНО-СУТОЧНЫХ ВАРИ- АЦИЙ С ПОМОЩЬЮ НЕЙТРОННОГО СУПЕРМОНИТОРА КОСМОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ им. В. КОЙАВА	169
Сурмава А. А, Тугуши Н. К., Шавлиашвили Л. У., Инцкирвели Л. Н., Кухалашвили В. Г. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УМЕНЬШЕНИЯ СОЛЁНОСТИ СОЛОНЦОВОЙ ПОЧВЫ	172
Сурмава А. А., Кварацхелия Д. У., Кухалашвили В. Г. О ВОЗМОЖНЫХ ТРАЕКТОРИЯХ ОБЛАКОВ ЗАГРЯЗНЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА	179
Амиранашвили А.Г. Матиашвили Т.Г., Нодия А.Г., Нодия Х.А., Харчилава Д.Ф., Хунджуа А.Е., Хуродзе Т.В., Чихладзе В.А. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА КАК ФАКТОРА ЧИСТОТЫ АТМОСФЕРЫ	186
Амиранашвили А.Г. Матиашвили Т.Г., Нодия А.Г., Хунджуа А.Е., Чихладзе В.А. СВЯЗЬ ПОЧВЕННОГО РАДОНА И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ВОЗДУХА С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ	195
Амиранашвили А.Г., Блиадзе Т.Г., Нодия А.Г., Хуродзе Т.В. ОЦЕНКА РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ДАННЫХ РАДИОЛОКАЦИОН- НЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГРАДОВЫМИ ОБЛАКАМИ В КАХЕТИ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ ПО УРОВНЮ ГРАДООПАСНОСТИ	202
Амиранашвили А.Г., Ломинадзе Г.Дж., Меликадзе Г. И., Цикаришвили К.Д., Чихладзе В.А. АЭРОИОНИЗАЦИОННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАДИАЦИОННАЯ ОБСТАНОВКА В ЦХАЛТУБСКОЙ ПЕЩЕРЕ	206
Амиранашвили А.Г., Челидзе Т.Л., Меликадзе Г.И., Треков И.Ю., Тодадзе М.Ш., Чанкветадзе А.Ш., Челидзе Л.Т. ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ СОДЕР- ЖАНИЯ РАДОНА В ПОЧВЕ И ВОДЕ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ	213
Блиадзе Т.Г. СКОРОСТЬ РОСТА ГРАДИН ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ВОДНОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЕ ИСКУССТВЕННОЙ ОБЛАЧНОЙ СРЕДЫ	219

Блиадзе Т.Г. ФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАДИН ПРИ РАЗЛИЧНЫХ РЕЖИМАХ ИХ РОСТА	223
Салуквадзе Т., Хелая Э., Салуквадзе М. ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ ВОЗДУХА НА ОБЩУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ	230
Салуквадзе Т.Г., Хелая Е.И., Капанадзе Н.И., Салуквадзе М.Т., Киладзе Р. И. ИССЛЕДОВАНИЯ $Z - I$ ОТНОШЕНИЙ ДЛЯ ЖИДКИХ КОНВЕКТИВНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ	234
Салуквадзе Т.Г., Хелая Е.И., Киладзе Р. И. РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОДНОЯЧЕЙКОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА КАХЕТИНСКОГО РЕГИОНА ГРУЗИИ .	237
Салуквадзе Т.Г., Хелая Э.И., Балавадзе А.Ш., Киладзе Р. И. ЭМПИРИЧЕСКАЯ РАДИОЛОКАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ СУПЕРЯЧЕЙ- КОВОГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА	242
Д. Киркитадзе ОСНОВНЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЭРО- ЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В Г. ТБИЛИСИ ..	247
Д. Киркитадзе ВНУТРИГОДОВОЙ ХОД АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ В Г.ТБИЛИСИ	254
Харчилава Дж.Ф. ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМ- НОГО ОЗОНА ПРИ РАЗНЫХ ПОГОДНЫХ УСЛОВИЯХ В ДВУХ РАЗЛИЧНЫХ – ЭКОЛОГИЧЕСКИ ЧИСТОЙ И ЗАГРЯЗНЁННОЙ ТОЧКАХ Г. ТБИЛИСИ	263
Харчилава Дж.Ф. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ГОРОДСКИХ И СЕЛЬСКИХ УСЛОВИЯХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СЕЗОНА И ПОГОДНЫХ УСЛОВИЙ	270
Чаibriшвили Н. Г. ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ТВЕРДОГО АЭРОЗОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ г. ТБИЛИСИ	277
Чаibriшвили Н. Г. КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИЕЙ ТВЕРДОГО АЭРОЗОЛЯ И ОТНОСИТЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТЬЮ ВОЗДУХА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ г. ТБИЛИСИ	281
Чочишвили К.М. ОБРАБОТКА УГЛЕРОДНЫХ АДсорбентов МЕТОДОМ	

МЕХАНОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИИ С ЦЕЛЬЮ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ТЁПЛЫЕ ТУМАНЫ	285
Чочишвили К.М. ВЛИЯНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ МОЛЕКУЛ ФТАЛЕ- ВЫХ КИСЛОТ НА ИХ АДсорбЦИОННЫЕ СВОЙСТВА	291
Чихладзе В.А. АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1984-2003 ГГ	295
Чихладзе В.А. ИЗМЕНЧИВОСТЬ СРЕДНЕГОДОВЫХ, ПОЛУГОДОВЫХ, СЕЗОН- НЫХ И МЕСЯЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА В ТБИЛИСИ В 1984-2003 ГГ	306
Тархан-Моурavi И.Д., Саакашвили Н. М., Табидзе М.Ш., Какулия Н.А., Квиникадзе И.З., Хелашвили Э.И., Тархнишвили Н.Б., Амиранашвили А.Г., Киркитадзе Д.Д., Тархнишвили А.Г., Чихладзе В.А. НЕКОТОРЫЕ МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ КУРОРТА ЦХАЛТУБО	314
ПАМЯТИ КОЛЛЕГ	319
ЭЛЕОНОРА АЛЕКСАНДРОВНА ДЖИБЛАДЗЕ	319
АРЧИЛ МИХАЙЛОВИЧ ОКУДЖАВА	320
ЛУЛИ ХАЙМОВИЧ ШАТАШВИЛИ	321

იბეჭდება მიხეილ ნოდიას გეოფიზიკის ინსტიტუტის სამეცნიერო საბჭოს
გადაწყვეტილებით

ტირაჟი 100 ც.

მასალები მომზადებულია მიხეილ ნოდიას 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