

ИНСТИТУТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ ГРУЗИИ
ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
GEORGIAN INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY

Н.А.Бегалишвили, К.А.Таварткиладзе, Д.И.Вачнадзе
ნ.ბეგალიშვილი, კ.თავართქილაძე, დ.ვანადზე
N.Begalishvili, K.Tavartkiladze, J.Vachnadze

СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ГРУЗИИ.
ВЕКОВОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМО-
СФЕРЫ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ВЛАГООБОРОТ

ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. ატ-
მოსფეროს ტენშემცველობის საუკუნოვანი ცვლილე-
ბა და მისი გავლენა წყალბრუნვაზე

CONTEMPORARY CLIMATE CHANGE IN GEORGIA.
CENTENNIAL VARIATION OF ATMOSPHERIC WATER
CONTENT AND ITS IMPACT ON WATER CYCLE

ТБИЛИСИ - თბილისი – TBILISI
2 0 0 7

ИНСТИТУТ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ ГРУЗИИ

**СОВРЕМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ГРУЗИИ.
ВЕКОВОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМО-
СФЕРЫ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ВЛАГООБОРОТ**

ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი

ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში. ატ-
მოსფეროს ტენუემცველობის საუკუნოვანი ცვლილება
და მისი გავლენა წყალბრუნვაზე

GEORGIAN INSTITUTE OF HYDROMETEOROLOGY

**CONTEMPORARY CLIMATE CHANGE IN GEORGIA.
CENTENNIAL VARIATION OF ATMOSPHERIC WATER
CONTENT AND ITS IMPACT ON WATER CYCLE**

Редактор: Доктор геогр.наук Б.Ш.Бериташвили
Рецензенты: Доктор геогр.наук Р.Д.Самукашвили
Доктор физ.-мат.наук, проф.З.В.Хведелидзе

რედაქტორი: გეოგრ.მეცნ.დოქტორი ბ.ბერიტაშვილი
რეცენზენტები: გეოგრ.მეცნ.დოქტორი რ.სამუკაშვილი
ფიზ.-მათ.მეცნ.დოქტორი, პროფ. ზ.ხვედელიძე

Editor: Dr. Sci. in Geography B.Beritashvili
Reviewers: Dr. Sci. in Geography R.Samukashvili
Dr. Sci. in Physics and Mathematics, Prof. Z.Khvedelidze

**ТБИЛИСИ - თბილისი – TBILISI
2007**

Редакционная коллегия
Бегалишвили Н.А.
(Главный редактор)
Бериташвили Б.Ш.
(зам.гл.редактора)
Гачечиладзе Г.А.
Кереселидзе Д.Н.
Цинцадзе Т.Н.
(Менеджер и технический редактор)

სარედაქციო კოლეგია
ნ.ბეგალიშვილი
(მთავარი რედაქტორი)
ბ.ბერიტაშვილი
(რედაქტორის მოადგილე)
გ.გაჩეჩილაძე
დ.კერესელიძე
თ.ცინცაძე
(მენეჯერი და ტექნიკური რედაქტორი)

Editor Board
N.Begalishvili
(Editor in Chief)
B.Beritashvili
(Deputy Ed.-in-Chief)
G.Gachechiladze
D.Kereselidze
T.Tsintsadze
(Meneger end Technological Chief)

Институт Гидрометеорологии Грузии. 0112,Тбилиси-12, пр.Д. Агмашенебели 150^ა, Тел.(+995 32) 95-10-47, 95-20-28, Факс (+995 32) 95-11-60, E-mail: nb@gw.acnet.ge. WEB SITE: www.acnet.ge/hydromet/

ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტის გამომცემლობა. 0112,თბილისი-12,დავით აღმაშენებლის გამზირი 150^ა,ტელ: 95-10-47, 95-20-28, ფაქსი 95-11-60. ელ.ფოსტა: nb@gw.acnet.ge. WEB SITE: www.acnet.ge/hydromet/

Georgia,David Agmashenebeli Ave. 150 ^a, Tbilisi, 0112, Institute of Hydrometeorology of Georgia. Tel.(+995) 951047, 952028. Fax.(+995) 951160. E-mail: nb@gw.acnet.ge. WEB SITE: www.acnet.ge/hydromet/

Приведены результаты исследования режима приземного поля влажности (упругости водяного пара, относительной влажности) и его вековых изменений на территории Грузии.

Рассмотрены некоторые особенности климата свободной атмосферы. В частности, приведены результаты исследования распределения давления, температуры, запасов воды в тропосфере и их изменений.

С учетом неоднородной реакции регионального климата на глобальное потепление для двух водосборных бассейнов, расположенных в областях векового похолодания (р.Супса, Западная Грузия) и потепления (р.Храми, Восточная Грузия), изучены особенности изменения климатообразующих элементов и характеристик влагооборота (температур воздуха и поверхности почвы, упругости водяного пара и относительной влажности, атмосферных осадков, стока рек).

Предназначена для метеорологов и гидрологов, работающих в области формирования климата горных регионов, его реакции на глобальное потепление, влияния климатических изменений на сток рек.

უკ 551.500:551.482.215

წარმოდგენილია საქართველოს ტერიტორიაზე სინოტივის მიწისპირა ველის (წყლის ორთქლის დრეკადობის, ფარდობითი ტენიანობის) რეჟიმის და მისი საუკუნოვანი ცვლილებების გამოკვლევის შედეგები.

განხილულია თავისუფალი ატმოსფეროს ჰაერის ზოგიერთი თავისებურებანი. კერძოდ, მოცემულია ტროპოსფეროში წნევის, ტემპერატურისა და წყლის მარაგის განაწილების გამოკვლევის შედეგები.

გლობალურ დათბობაზე რეგიონალური კლიმატის არაერთგვაროვანი რეაქციის გათვალისწინებით, ორი წყალშემკრები აუზისათვის, რომლებიც განლაგებული არიან საუკუნოვანი აცივების (მდ. სუფსა, დასავლეთ საქართველო) და დათბობის (მდ.ხრამი, აღმოსავლეთ საქართველო) არეებში, შესწავლილია კლიმატწარმოქმნელი ელემენტებისა და წყალბრუნვის მახასიათებლების (ჰაერის და ნიადაგის ტემპერატურების, წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი ტენიანობის, ატმოსფერული ნალექების, მდინარეთა ჩამონადენის) ცვლილებათა თავისებურებანი.

განკუთვნილია მეტეოროლოგებისა და ჰიდროლოგებისათვის, რომლებიც მუშაობენ მთიანი რეგიონების კლიმატის ფორმირების, გლობალურ დათბობაზე მისი რეაქციის, მდინარეთა ჩამონადენზე კლიმატურ ცვლილებათა გავლენის დარგში.

Results of the investigation of surface field of humidity (water vapor density, relative humidity) regime and its secular variations on the territory of Georgia are presented.

Some peculiarities of the free atmosphere are discussed. In particular, the results of the survey of the distribution of pressure, temperature, water contents in the troposphere and their variations are given.

Considering the non-uniform reaction of regional climate on the global warming for two watersheds, located in the areas of secular cooling (R.Supsa, Western Georgia) and warming (R. Khrami, Eastern Georgia), specific aspects of changes in climate-forming components and characteristics of water-cycle (temperatures of air and soil surface, water vapor density and relative humidity, precipitation, river discharge) are examined.

The monograph is intended for the experts in Meteorology and Hydrology, which are working in the field of the formation of climate of mountain regions, their reaction to global warming, the impact of global warming on water runoff.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	9
Глава 1. ВЕКОВОЕ ИЗМЕНЕНИЕ ВЛАГОСОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРЫ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ ГРУЗИИ.....	13
§1.1. Создание базы данных наблюдений над приземным полем влажности.....	13
§1.2. Восстановление климатической однородности рядов наблюдений и приведение их к одному периоду.....	22
§1.3. Особенности распределения упругости водяного пара в приземном слое атмосферы.....	25
§1.4. Вековое изменение упругости водяного пара	30
§1.5. Особенности распределения относительной влажности в приземном слое атмосферы.....	43
§1.6. Вековое изменение относительной влажности.....	49
Глава 2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТА СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЫ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ ГРУЗИИ	57
§2.1. Исследование режима основных метеорологических элементов в свободной атмосфере и их изменений	58
§2.2. О закономерностях вертикального распределения основных метеорологических элементов в свободной атмосфере	61
§2.3. Характерные особенности распределения давления, температуры и запасов воды в тропосфере	73
Глава 3. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ВЛАГООБОРОТ В УСЛОВИЯХ ГРУЗИИ.....	81
§3.1. Особенности изменения некоторых климатообразующих элементов (температур воздуха и поверхности почвы, относительной влажности и упругости водяного пара) в областях похолодания и потепления.....	82
§3.2. Исследование зависимости между параметрами атмосферных осадков и стока рек в областях похолодания и потепления.....	90
ЛИТЕРАТУРА.....	111

შინაარსი

	შინაარსი.....	9
თავი 1.	ატმოსფეროს ტენზომეტრობის საშუალოვანი ცვლილება საქართველოს ტერიტორიაზე.....	13
§1.1.	სინოტივის მიწისპირა ველზე დაკვირვების მონაცემთა ბაზის შექმნა.....	13
§1.2.	დაკვირვებათა რიგების კლიმატური ერთგვაროვნობის აღდგენა და მათი ერთ პერიოდზე მიყვანა.....	22
§1.3.	ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში წყლის ორთქლის დრეკადობის განაწილების თავისებურებანი.....	25
§1.4.	წყლის ორთქლის დრეკადობის საუკუნოვანი ცვლილება.....	30
§1.5.	ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში ფარდობითი სინოტივის განაწილების თავისებურებანი.....	43
§1.6.	ფარდობითი სინოტივის საუკუნოვანი ცვლილება.....	49
თავი 2.	თავისუფალი ატმოსფეროს ჰავის ზოგიერთი თავისებურება საქართველოს ტერიტორიაზე.....	57
§2.1.	თავისუფალ ატმოსფეროში ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების და მათი ცვლილებების რეჟიმის გამოკვლევა.....	58
§2.2.	თავისუფალ ატმოსფეროში ძირითადი მეტეოროლოგიური ელემენტების ვერტიკალური განაწილების კანონზომიერებების შესახებ.....	61
§2.3.	ტროპოსფეროში წნევის, ტემპერატურისა და წყლის მარაგის განაწილების დამახასიათებელი თავისებურებანი.....	73
თავი 3.	ჰავის ცვლილების ბავლინა წყალბრუნვაზე საქართველოს პირობებში.....	81
§3.1.	ზოგიერთი კლიმატწარმოქმნელი ელემენტების (ჰაერის და ნიადაგის ტემპერატურების, წყლის ორთქლის დრეკადობისა და ფარდობითი სინოტივის) ცვლილების თავისებურებანი აცივების და დათბობის არეებში	82
§3.2.	ატმოსფერულ ნალექებისა და მდინარეთა ჩამონადენის პარამეტრებს შორის დამოკიდებულების გამოკვლევა აცივების და დათბობის არეებში.....	90
	ლიტერატურა.....	111

CONTENTS

	INTRODUCTION.....	9
Chapter 1	SECULAR VARIATION OF ATMOSPHERIC WATER CONTENT OVER THE TERRITORY OF GEORGIA.....	13
§1.1.	Creation of observational database on the surface field of hu- midity.....	13
§1.2.	Reconstruction of climatic homogeneity of observational series and their reduction to one period.....	22
§1.3.	Specific features of water vapor density distribution in the sur- face layer of the atmosphere.....	25
§1.4.	Secular variation of water vapor density.....	30
§1.5.	Peculiarities of relative humidity distribution in the surface lay- er of the atmosphere.....	43
§1.6.	Secular variation of relative humidity.....	49
Chapter 2	SOME PARTICULAR FEATURES OF THE FREE ATMOS- PHERE CLIMATE OVER THE TERRITORY OF GEOR- GIA.....	57
§2.1.	Study of the regime of basic meteorological elements in the free atmosphere and their variations.....	58
§2.2.	On the lows of vertical distribution of basic meteorological ele- ments in the free atmosphere.....	61
§2.3.	Characteristic features of the distribution of pressure, tempera- ture and stock of water in the troposphere.....	73
Chapter 3	IMPACT OF CLIMATE CHANGE ON THE WATER CYCLE IN THE CONDITIONS OF GEORGIA.....	81
§3.1.	Particular aspects of variability of some climate-forming ele- ments (temperature of air and soil surface, relative humidity and water vapor density) in areas of cooling and warming.....	82
§3.2.	Study of the dependency between the parameters of atmospheric precipitation and river discharge in areas of cooling and warm- ing.....	90
	LITERATURE.....	111

Посвящается светлой памяти
академика Гиви Гедеоновича Сванидзе

ქდღუნება აკადემიკოს გივი სვანიძის
ნათელ ხსოვნას

Is devote of blessed memory of
Academician Givi Svanidze

Введение

Приток солнечного излучения в атмосфере и радиационные процессы в ней определяют формирование климата и его изменений. Перенос и преобразование радиационных потоков в атмосфере зависят от содержания и свойств водяного пара, углекислого газа, озона, аэрозолей и других примесей в атмосфере.

Распределение водяного пара в атмосфере, его фазовые превращения, влагооборот играют огромную роль в формировании погоды и климата, в особенности гидрологического режима. Водяной пар существенно действует на тепловые свойства атмосферы и подстилающей поверхности. Он сильно поглощает длинноволновую радиацию, а затем сам является источником излучаемой энергии, часть которой направлена к земной поверхности. Это уменьшает ночное выхолаживание нижних слоев атмосферы и подстилающей поверхности. Определённое количество теплового излучения идёт на испарение воды, способствующее увеличению запасов влаги в атмосфере. В процессе формирования облаков часть водяного пара расходуется на конденсацию воды. Выделяемое при этом тепло переходит в атмосферу. Закономерности влияния водяного пара на перенос излучения в атмосфере достаточно хорошо изучены. Известен, также, спектр поглощения водяного пара. Однако содержание водяного пара в атмосфере весьма изменчиво и требует специальных исследований с учётом физико-географических особенностей территории Грузии.

Влияние облачности на изменение радиации проявляется в уменьшении количества энергии, поступающей к подстилающей поверхности, в изменении пространственного распределения поглощательной и излучательной способности атмосферы. В настоящее время ещё недостаточно известно о влиянии облаков на систему “атмосфера-подстилающая поверхность” вследствие малоизученности радиационных свойств самих облаков, а также изменчивости полей облачности.

Углекислый газ существенно поглощает тепловую энергию и способствует формированию “парникового” эффекта.

По теоретическим оценкам возможное удвоение существующего в настоящее время содержания CO_2 в атмосфере может повысить среднюю глобальную приземную температуру на несколько градусов. Влияние озона на температуру приземного слоя атмосферы и тропосферы также недостаточно изучено. Согласно некоторым оценкам его действие может быть сравнимо с влиянием углекислого газа.

Атмосферный аэрозоль, являясь одним из главных факторов, определяющих перенос излучения в атмосфере, оказывает существенное влияние на климат и его изменение. Теория переноса излучения в атмосфере позволяет учесть влияние аэрозоля на радиационный режим. Однако недостаточным являются сведения о параметрах микроструктуры, химическом составе, оптических свойствах и распределении в атмосфере аэрозольных частиц. Поскольку результаты измерений обнаруживают сильную изменчивость характеристик CO_2 , влажности, облачности, озона и атмосферного аэрозоля, то первостепенное значение приобретают региональные исследования пространственно-временного распределения этих элементов с целью их учёта в процессах изменения климата в Грузии.

Изменение климата в значительной мере сказывается на функционировании различных отраслей экономики. В последние десятилетия масштабы хозяйственной деятельности человека резко возросли. Зависящая от изменения климатических условий, она сама начала оказывать возрастающее влияние на окружающую среду и климат [1-14 и др.]. Известно, что основными факторами антропогенного воздействия на климат являются изменение состава атмосферы, включая изменение содержания в ней водяного пара, тепловые выбросы и изменение физических свойств подстилающей поверхности. Эти процессы способствуют возникновению локальных и региональных возмущений, которые могут приводить не только к региональным, но и глобальным изменениям климата.

Цикл влагооборота в системе “атмосфера-подстилающая поверхность” включают превращения водяного пара по схеме: запас влаги в атмосфере-облачность-осадки-испарение-сток. В уравнение баланса влаги в системе должны входить следующие физические факторы: количество выпавших осадков и их фазовое состояние (жидкие осадки, снег), испарение, влагоемкость почвы, фильтрация и поверхностный сток. Так как облачность, осадки и испарение существенно

зависят от режима температуры и влажности в атмосфере, то факторы естественного и антропогенного характера, влияющие на изменения этого режима, оказывают влияние и на влагооборот. Поэтому в результате изменения климата может произойти перераспределение влаги между различными компонентами водного баланса. В связи с этим представляет значительный интерес изучение возможного влияния изменений температуры и запаса влаги в атмосфере на водный баланс и формирование стока в Грузии.

При общем современном потеплении глобального климата, существуют локальные регионы, в которых изменение имеет обратное направление, т.е. наблюдается похолодание. К таким регионам относится территория Грузии, где потепление климата, имеющее место в восточной ее части, меняется похолоданием к западу [46].

Изучение влияния изменения климата на устойчивость окружающей среды и сохранения экологического равновесия биосферы, в настоящее время, является важнейшей проблемой, объединяющей многие задачи разных отраслей науки. Среди этих задач одним из важным является определение устойчивости циклического процесса влагооборота в системе «атмосфера-поверхность суши» и влияние на него изменения климата. Определение устойчивости упомянутого цикла, состоящего из испарения, выпадения осадков, инфильтрации и стока с суши в водоёмы, зависит от совокупности ряда климатических, аэрологических и гидрологических процессов.

Существование богатого эмпирического материала наблюдений над гидрометеорологическими процессами и выявление особенностей изменения климата на территории Грузии позволяют, хотя бы в первом приближении, рассмотреть упомянутую задачу.

Решению этой задачи посвящается настоящая работа, целью которой является изучение влияния изменения климата на процесс влагооборота в двух водосборных бассейнах Грузии, один из которых расположен в зоне потепления (бассейн р. Храми), а другой в зоне умеренного похолодания (бассейн р. Супса).

Для этого стало необходимым исследование ряда климатологических, аэрологических и гидрологических процессов, которые, наряду с их учетом при решении поставленной задачи, изучение каждого из них в отдельности имеет самостоятельное теоретическое и практическое значение. Поэтому, не ограничиваясь упомянутыми двумя районами, выполнены исследования, результаты которых характеризуют всю территорию Грузии.

Среди рассмотренных вопросов следует выделить следующие:

1. Построение полей упругости водяного пара, относительной и абсолютной влажности в приземном слое атмосферы на территории Грузии и исследование их изменчивости во времени.
2. Определение запаса воды в свободной атмосфере над территорией Грузии.
3. Выявление закономерностей вертикального распределения влажности, температуры и давления в свободной атмосфере над территорией Грузии и их изменчивости во времени.

При изучении этих вопросов, особенно касающихся влагосодержания атмосферы, наряду с имеющимся обширным эмпирическим материалом, были использованы представленные в литературных источниках результаты исследований, полученных в разное время другими авторами.

Режим основных элементов приземного поля влажности (упругость водяного пара, относительная влажность, дефицит влажности и др.) освещен в основном в работах Р.Кордзахия [10,11], выполненных в 60-70-х годах прошлого столетия. Режим климата, в частности, влажности в свободной атмосфере впервые рассмотрен в монографии И.Кварацхелия [14]. В ней представлены результаты аэрологических исследований, проведенных в 40-50-х годах на основе самолётного, радио- и базисного шаропилотного зондирования атмосферы. Вопросы распределения влажности в свободной атмосфере над Грузией были изучены К.Таварткиладзе, Г.Кулджанишвили, с привлечением материалов аэрологических измерений 60-70-х годов. Некоторые методические вопросы, связанные с изучением влажности в атмосфере и обработкой данных радиозондирования рассмотрены в [6]. В связи с постановкой задачи исследования изменения климата в Грузии и разработкой соответствующей энерго-балансовой модели, все материалы наблюдений и результаты научных обобщений, вошедшие в цитируемые работы, могут быть использованы для дальнейшего изучения распределения влажности в атмосфере. Естественно, необходимо было привлечь новую информацию, полученную в 80-90-х годах в результате радиозондирования атмосферы и измерений на метеорологической сети, для выявления и анализа вековых изменений поля влажности на территории Грузии. Заметим, что эта задача впервые включена в проблематику исследований регионального климата и для её решения применены методы теории вероятности и математической статистики, теории случайных функции, компьютерная технология

обработки материалов наблюдений, построения графиков и картосхем.

О большом интересе к данной тематике свидетельствует появление за последние годы монографий [46-49], работ К.Таварткиладзе и И.Шенгелия в сборнике трудов Института Географии [50÷52]. Можно отметить цикл работ, опубликованные в сборниках трудов Института Гидрометеорологии, которые посвящены актуальным вопросам термического состояния свободной атмосферы [53-55], некоторым особенностям изменения влагосодержания в приземном слое атмосферы [56-58], а также реакции стока рек Грузии на изменение климата [59-63] и др.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить сотрудников и аспирантов Института Гидрометеорологии Нино Бегалишвили, Нану Небиеридзе и Лали Курашвили, принимавших участие в исследованиях, результаты которых легли в основу данной монографии, а также были скрупулезно рассмотрены в ходе успешной защиты их кандидатских диссертаций. Авторы выражают благодарность, также, сотрудникам института Нарине Арутюнян и Анне Гиоргишвили, взявших на себя тяжелый труд набора и редактирования текста, оформления иллюстраций.

Глава 1. Вековое изменение влагосодержания атмосферы в Грузии

§1.1. Создание базы данных приземного поля влажности

Для создания базы данных (БД) упругости водяного пара (УВП) и относительной влажности (ОВ) в приземном слое атмосферы на территории Грузии были решены следующие основные задачи:

1. Сбор данных наблюдений для 90 станций и постов существующей метеорологической сети, соответствующих 90-летнему периоду (1906-1995гг); составление и введение в память персонального компьютера эмпирических рядов среднемесячных значений рассмотренных элементов.
2. Первичный статистический анализ среднемесячных данных, включающий обнаружение и возможное исправление наиболее

высоких “выбросов” в рядах наблюдений, путем повторной сверки данных с опубликованными материалами [1-3], привлечения данных суточных наблюдений по срокам для проверки этих “выбросов”.

3. Проверка климатологической однородности рядов элементов поля влажности и в случаях нарушения однородности её устранение по специально разработанной методике.
4. Восстановление пропущенных значений элементов в рядах наблюдений, а также приведение неполных рядов к одному и тому же 90-летнему периоду (1906-1995гг) на основе метода естественных разложений поля влажности по базисным ортогональным векторам [4-6].

Как известно любое климатологическое исследование должно начинаться анализом эмпирических рядов наблюдений на предмет определения их однородности (неоднородности). Различают климатологическую и статистическую однородность рядов [7,8].

Климатологически однородным считается такой ряд, колебание характеристик которого происходит в соответствии с естественной изменчивостью метеорологических процессов в данном регионе. Нарушение климатологической однородности может произойти из-за переноса метеостанции на другое место, из-за строительства новых объектов вокруг пункта наблюдений, посадки или разрастания существующих древесных насаждений вблизи метеоплощадки. Естественно, в этом случае нарушение однородности фиксируется лишь для данного пункта метеосети. Нарушение однородности может произойти, также, в связи с изменением методики измерения, типа приборов. В этом случае неоднородность проявляется при анализе рядов всей сети пунктов. Статистически однородный ряд метеорологических элементов это такой ряд, все члены которого принадлежат к одной и той же генеральной совокупности при заданном уровне значимости изменчивости элементов. Таким образом, если две части ряда объемами m и n представляют собой две независимые выборки из генеральных совокупностей с законами распределения $F_1\{x\}$ и $F_2\{x\}$ и $F_1\{x\} \equiv F_2\{x\}$, то рассматриваемый ряд статистически однороден.

Проверка тождества функций распределения может быть осуществлена с применением различных статистических тестов, напри-

мер критерия Стьюдента для нормальных рядов, метода отношения правдоподобия и др.

Проверка статистической неоднородности требует большой осторожности, поскольку она может возникнуть и в результате изменения регионального климата. Поэтому, перед устранением статистической неоднородности необходимо установить причину и время нарушения однородности и увязать её с изменением нормы во времени.

Статистически однородный ряд всегда является климатологически однородным. Климатическая однородность ряда еще не означает его статистическую однородность. Она говорит лишь о том, что климатические характеристики, полученные в результате обработки рядов наблюдений, могут быть сравнимы с характеристиками соседних пунктов, если они имеют климатически однородные ряды за один и тот же период времени.

Выявление статистической неоднородности позволяет судить о тенденциях изменения климата в регионе, в данном случае о вековых изменениях приземного поля влажности на территории Грузии. Для решения поставленной задачи были рассмотрены два фактора, которые могли обусловить возникновение климатологической неоднородности рядов: перенос метеоплощадки и изменение сроков наблюдений.

В первом случае вопрос специально исследовался лишь в том случае, если после некоторого момента времени отмечалось заметное ухудшение корреляционных связей между эмпирическими рядами данного пункта и соседних пунктов. Например, при изучении приземного поля влажности такое нарушение связей вследствие переноса метеоплощадки было отмечено для пунктов Гори (1962) и Тбилиси (1966). В случае анализа данных метеостанции Гори обнаруженная климатологическая неоднородность была исправлена введением весовых коэффициентов, которые определялись отношением среднемесячных данных для двух временных рядов 1906-1961 и 1962-1995 гг. Причем коррективы были внесены в более короткий временной ряд. Аналогичное устранение климатологической неоднородности было проведено для станции Тбилиси, где данные метеоплощадки в Дигоми за 1966-1995 гг. были приведены к данным метеоплощадки ГМО за период 1906-1965 гг. В целом задача обнаружения климатологической неоднородности, возникающей из-за переноса метеоплощадки, была решена с учётом результатов работ по созданию БД приземного поля

температуры, так как сбор характеристик поля влажности был осуществлен для метеосети, состоящей из тех же 90 станций и постов, которые рассмотрены в публикации [46].

В связи с устранением климатологической неоднородности, возникающей при изменении сроков наблюдений, отметим, что в изучаемый 90-летний период оно происходило трижды: 1906-1935 гг. наблюдения велись 3 раза в сутки, в 1936-1965 гг. – 4 раза, с 1966 года оно ведется 8 раз в сутки. Поэтому специально было изучено действие этого фактора на возможное нарушение климатологической однородности рядов среднемесячных и среднегодовых значений УВП и ОВ. Для этого привлекались данные о суточном ходе этих элементов на конкретных станциях. Для примера на рис 1.1.1 и 1.1.2 приведены графики, отражающие суточный ход соответственно УВП и ОВ для станции Тбилиси (ГМО) за период 1906-1965 гг. по данным трёх и четырёхсрочных наблюдений. Это период, когда действие антропогенных механизмов на климат можно считать незначительным. Обобщая данные выполненного анализа по всей сети, а также привлекая к анализу сведения представленные в ряде работ [3,10,11], можно считать подтвержденным факт существования слабо выраженного суточного хода УВП для годовых значений в холодный и переходящие периоды.

По всем рассмотренным данным небольшой максимум наблюдается днем (13-15ч местное среднесолнечное время), а минимум перед восходом солнца (7ч). Суточная амплитуда зимой мала и на всей территории Грузии колеблется в пределах от 0.1 до 1.5 мб. Суточный ход наиболее заметен летом. В равнинных районах, удаленных от моря, а также в предгорных районах и долинах, в результате вертикального турбулентного обмена, минимум УВП наблюдается в дневное время (13ч), максимум в ночные или утренние часы (1 или 7ч). В прибрежных районах (Аджария, Абхазия) на суточный ход оказывают влияние бризы. Здесь максимум отмечается в дневные или вечерние часы (13 или 19ч), минимум в ночные или утренние (1 или 7ч). Аналогичный суточный ход фиксируется в некоторых предгорных и горных районах, где содержание водяного пара в атмосфере, а следовательно УВП возрастает в результате его переноса вдоль склонов потоками воздуха.

В большинстве предгорных и горных районов максимум УВП наблюдается в 19, а минимум в 1 или 7ч. В высокогорных районах Большого Кавказа (Гудаури, Казбеги) максимум УВП отмечается в

дневное время (13ч), минимум утром (7ч). Суточная амплитуда в июле на большей части территории составляет 1.0-2.0мб.

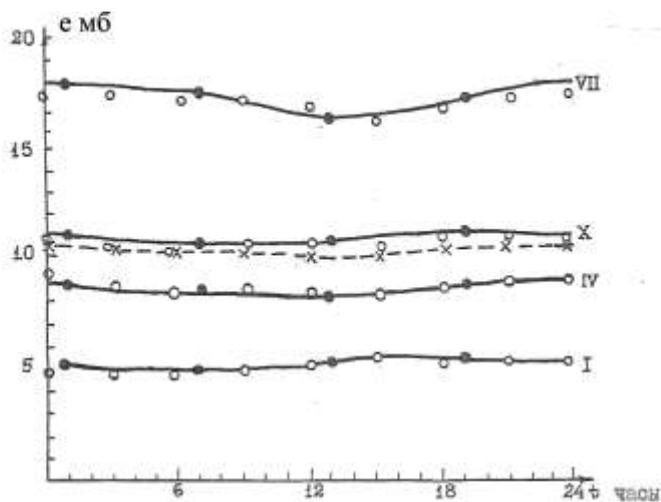


Рис.1.1.1. Суточный ход упругости водяного пара в гидрометобсерватории Тбилиси по месяцам: I – январь; IV – апрель; VII – июль; X – октябрь и по среднегодовым данным (пунктирная кривая). • - данные 3-х и 4-х срочных наблюдений (1906–1965 гг.); x, o – данные 8-ми срочных наблюдений (1966–1980 гг.)

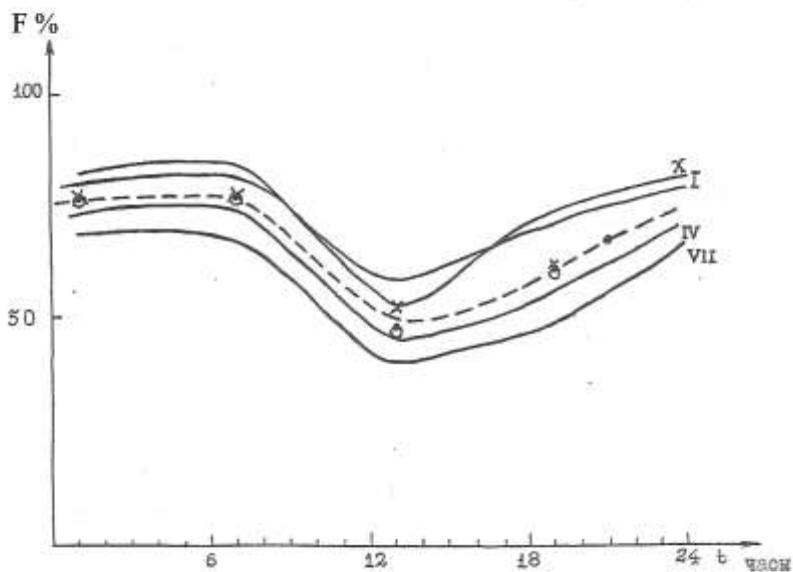


Рис.1.1.2. Суточный ход относительной влажности в гидрометобсерватории Тбилиси по месяцам (усл. обозначения см. на рис. 1.1.1.)

ОВ характеризуется суточным ходом, обратным ходом температуры и УВП. Суточный ход ОВ в различных районах Грузии выражен по-разному. В прибрежных районах он несколько сглажен, так как ОВ в утренние и вечерние сроки наблюдений мало меняется, оставаясь в течение года сравнительно высокой. По мере удаления от моря в глубь Колхидской низменности суточный ход ОВ возрастает за счет уменьшения её величины в середине дня. В предгорных и горных районах западной части Большого Кавказа суточный ход выражен достаточно четко, а в высокогорной зоне он вновь сглаживается. Наиболее четко суточный ход ОВ выражен на равнинной территории Восточной Грузии, включая предгорные и отдельные горные районы, а в высокогорной зоне он постепенно сглаживается.

В распределении по сезонам суточный ход ОВ наиболее резко выражен летом. В это время года максимум ОВ почти на всей территории Грузии наблюдается между 3 и 5 ч. утра, за исключением высокогорных районов Большого Кавказа, где он имеет место от 20 до 22 ч. вечера. Минимум влажности на всей территории отмечается между 13 и 15 ч.

Суточная амплитуда ОВ в летний период наименьших значений достигает в прибрежных районах и колеблется в пределах 10-20%. Такие же значения характеризуют амплитуду в высокогорных районах Большого Кавказа и в центральной части Джавахетского плато. Несколько больше, порядка 25-30%, суточная амплитуда наблюдается в большинстве районов Южно-Грузинского нагорья и Триалетского хребта, а также в предгорьях Большого Кавказа. Во внутренних районах Колхидской низменности, в Картлийской равнине и в долине р. Алазани суточная амплитуда увеличивается до 30-40%, достигая максимального значения (свыше 40%) в степных районах Восточной Грузии (Шираки).

В зимний период суточный ход ОВ воздуха имеет наиболее сглаженный ход. Суточная амплитуда в высокогорных районах Большого Кавказа в январе не превышает 5-8%. В прибрежных и низменных районах, в Центральной и Восточной частях Большого Кавказа, а также на территории Южно-Грузинского нагорья она несколько увеличивается, колеблясь в пределах 10-20%. Наибольших значений, порядка 25-30%, суточная амплитуда ОВ в зимний период достигает на Нижнекартлийской равнине и в степных районах Восточной Грузии.

Весной (март, апрель) суточные амплитуды несколько увеличиваются по сравнению с зимними месяцами, а осенью (октябрь, ноябрь) они уменьшаются по сравнению с летним периодом.

Исходя из вышеизложенного, возникновение климатологической неоднородности при переходе от трёх и четырехсрочных наблюдений к восьмисрочным больше всего следует ожидать в рядах УВП и ОВ теплого периода года, характерных для равнинных станций на территориях как Западной, так и Восточной Грузии. Используя графики, приведенные на рис.1.1.1 и 1.1.2, путем сравнения среднемесячных и среднегодовых значений УВП и ОВ, вычисленных для трёх, четырёх и восьмисрочных наблюдений, можно определить те поправки, которые должны быть внесены в данные трёх и четырёхсрочных наблюдений. Качественный анализ суточного хода УВП (рис. 1.1.1) показывает, что данные восьмисрочных наблюдений (1966-1980) находятся довольно близко к графикам, построенным по данным трёх и четырёхсрочных наблюдений (1906-1965). В отдельные годы небольшие отклонения от графиков, построенных путем усреднения данных за весь период, характерны также и для значений ОВ (см. суточный ход за 1936-1965гг на рис. 1.1.2). При дальнейшем количественном анализе данные восьмисрочных наблюдений влажности воздуха будут приняты как базисные для определения погрешностей, характеризующих трёх и четырёхсрочные. Прежде, чем выполнить численный расчёт этих погрешностей постараемся теоретически оценить их порядок.

Обозначим наблюденное значение метеоэлемента через a_{ijkl} , где индексы описывают: i - годы ($1 \leq i \leq N_1$); j - месяцы ($1 \leq j \leq N_2$); k -сутки ($1 \leq k \leq N_3$); l -сроки наблюдения ($1 \leq l \leq N_4$). Максимальными значениями индексов могут быть: $N_1 = 10, 20, 30, 40$ лет; $N_2 = 1, 3, 6, 12$ месяцев; $N_3 = 30, 31$ суток; $N_4 = 3, 4, 8$ сроков наблюдений. Путём суммирования данных срочных наблюдений можно вычислить среднесуточное по 8 срокам

$$b_{ijk} = \frac{1}{8} \sum_{l=1}^8 a_{ijkl} \quad , \quad (1.1.1)$$

по 4 или 3 срокам

$$a_{ijk} = \frac{1}{4} \sum_{l=1}^4 a_{ijkl} \quad \text{или} \quad a_{ijk} = \frac{1}{3} \sum_{l=1}^3 a_{ijkl} \quad . \quad (1.1.2)$$

Тогда задачу определения расхождений между восьми и трёх или четырёхсрочными наблюдениями можно сформулировать как оценку погрешности Δa_{ijk} , входящую в равенство

$$b_{ijk} = a_{ijk} + \Delta a_{ijk}. \quad (1.1.3)$$

1. Вычислим среднемесячное значение элемента для определённого периода. Имеем

$$\begin{aligned} b_j &= \frac{1}{N_1} \cdot \frac{1}{N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} (a_{ijk} + \Delta a_{ijk}) = \\ &= \frac{1}{N_1 N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} a_{ijk} + \frac{1}{N_1 N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} \Delta a_{ijk} \end{aligned} \quad (1.1.4)$$

Таким образом, расхождение (погрешность) для среднемесячного значения метеоэлемента составит величину

$$\Delta b_j = \frac{1}{N_1 N_3} \sum_i^{N_1} \sum_k^{N_3} \Delta a_{ijk} \quad (1.1.5)$$

Если примем, что для любого i и k Δa_{ijk} принимает примерно одно и то же значение, тогда

$$\Delta b_j \approx \frac{1}{N_1 N_3} \cdot N_1 N_3 \Delta a_{ijk}, \quad (1.1.6)$$

т.е.

$$\Delta b_j \approx \Delta a_{ijk}.$$

Таким образом, погрешность среднемесячного значения элемента для определённого периода того же порядка, что и среднесуточная погрешность.

2. Вычислим среднегодовое значение метеоэлемента для определённого периода. Аналогичным суммированием можно показать, что

$$\Delta b \approx \frac{1}{N_1 N_2 N_3} \sum_{i=1}^{N_1} \sum_{j=1}^{N_2} \sum_{k=1}^{N_3} \Delta a_{ijk} \approx \frac{1}{N_1 N_2 N_3} N_1 N_2 N_3 \Delta a_{ijk}. \quad (1.1.7)$$

Т.е. в этом случае расхождение среднегодового значения элемента того же порядка, что и среднесуточная погрешность.

$$\Delta b \approx \Delta a_{ijk}.$$

На основе эмпирических данных получим величины расхождений. На рисунках 1.1.3, 1.1.4, 1.1.5, и 1.1.6 представлены графики, характеризующие суточный ход УВП и ОВ для станций Тбилиси и Самтредия. Базисные кривые отображают данные восьмисрочных наблюдений (1966-1980). Точками (также крестиками и кружочками) представлены данные трёх- и четырёхсрочных наблюдений (1906-1965).

При переходе от четырёхсрочных наблюдений (1936-1965) к восьмисрочным (1966-1980) максимальная погрешность отмечена в январе и она равна: 0.3 мб (Тбилиси) и 0.5 мб (Самтредия). Это составляет соответственно 6 и 8%. Период восьмисрочных наблюдений совпадает со значительным индустриальным развитием страны. Результаты сравнения трёх- и четырёхсрочных наблюдений с восьмисрочными для этого периода убеждают, что максимальные погрешности в определении среднемесячных и среднегодовых значений уменьшаются до 1-2% и составляют 0.1-0.3 мб. Так как эти расхождения не превышают погрешностей измерения УВП в отдельные сроки, можно принять, что ряды наблюдений являются климатологически однородными.

Численные значения расхождений для ОВ, возникающие в результате изменения сроков наблюдений, составляют 3.8% (Тбилиси, июль) и 3.3% (Самтредия, апрель). Относительные погрешности при этом равны соответственно 5 и 6%. Таким образом, и в случае проверки рядов ОВ можно считать их климатологически однородными, так как расхождения меньше точности измерения величин элемента в отдельные сроки (в интервале значений ОВ от 30 до 100% погрешность измерения составляет $\pm 15\%$ [12]).

§ 1.2. Восстановление климатологической однородности рядов наблюдений и приведение их к одному периоду

На второй стадии исследований климатологической однородности рядов наблюдений необходимо осуществить восстановление пропущенных значений элементов поля влажности, которые отсутствуют в Гидрометфонде и в официально изданных бюллетенях и справочниках. Эта задача решается в два этапа. На первом этапе следует восстановить пропущенные средние месячные величины, если их последовательность не превышает 3-х. На втором этапе необходимо рассчитать среднегодовые значения элемента, когда последовательное их отсутствие превышает 3 месяца. Второй этап основан на использовании разложения по естественным ортогональным векторам корреляционной матрицы приземного поля влажности. Эта методика полностью изложена в работе [46], в которой она применялась для восстановления недостающих величин в рядах наблюдений приземной температуры воздуха и приведения их к одному и тому же 90-летнему периоду (1906-1995гг).

Восстановление пропущенного среднемесячного значения УВП (ОВ) i -го года j -го месяца (e_{ij}), если количество последовательно пропущенных месяцев не превышало трёх, осуществлялось с использованием следующего простого выражения:

$$e_{ij} = \bar{e}_j \cdot \frac{e_{ij-1} + e_{ij+1}}{e_{j-1} + e_{j+1}}, \quad (1.2.1)$$

где

$$\bar{e}_j = \frac{1}{n-1} \left\{ \sum_{k=1}^{i-1} e_{kj} + \sum_{k=i+1}^n e_{kj} \right\},$$
$$\bar{e}_{j\pm 1} = \frac{1}{n-1} \left\{ \sum_{k=1}^{i-1} e_{kj\pm 1} + \sum_{k=i+1}^n e_{kj\pm 1} \right\},$$

n -количество лет. Нетрудно понять, что когда $j=1$ или 12, т.е. для января или декабря, $j-1$ и $j+1$ соответственно представляет декабрь предыдущего или январь последующего года.

Формула (1.2.1) является приближенной, но она не может оказать заметное влияние на определение среднегодовых величин. С другой стороны ее применение позволяет увеличить количество используемых лет, что является весьма важным для второго этапа, т.е. вос-

становления пропущенного года (или годов) и приведения короткопериодического ряда наблюдений к длинному периоду.

Второй этап восстановления данных и приведения рядов наблюдений к одному периоду, осуществлялся составлением матриц по среднегодовым (синхронным) данным УВП и ОВ для нескольких близкорасположенных пунктов наблюдений

$$\left(e_{ij} \right), \quad (1.2.2)$$

где $i=1,2,\dots,n$ количество лет с фактическими данными, а $j=1,2,\dots,m$ количество пунктов наблюдений ($m < n$).

Из (1.2.2) определяется автокорреляционная (R_{ij}) и нормированная корреляционная матрица (r_{ij}) и рассчитываются собственные числа (λ_i) этой матрицы. Собственные числа позволяют определить точность восстановления, в зависимости от используемого числа пунктов. Например, если восстановление осуществляется с помощью одного пункта наблюдений, имеющего высокую корреляционную связь с данным пунктом, то точность определяется отношением

$$\lambda_1 / \sum_{i=1}^m \lambda_i, \quad (1.2.3)$$

где λ_1 – собственное число, относящееся к пункту наблюдений, вариации которого лучше других коррелируются с данным пунктом.

Восстановление среднегодового значения УВП (ОВ) j -го года в пункте p по синхронным данным пункта q , осуществляется формулой

$$e_{pj} = \bar{e}_p - \frac{R_{pq}}{R_{qq}} (\bar{e}_q - e_{qj}), \quad (1.2.4)$$

где R_{pq} – коэффициент корреляций между пунктами p и q , а R_{qq} – дисперсия среднегодовых УВП (ОВ) в пункте q .

Приведем примеры восстановления УВП с помощью одного пункта наблюдений, в условиях сравнительно высоких и низких корреляционных связей между ними.

Расположенные близко друг к другу два пункта наблюдений Анасеули и Шрома имеют одновременные данные УВП за 26-летний период (1937-62гг.). Восстановим среднегодовые значения УВП

Шрома за период 1953-62гг. по данным Анасеули и сравним их с фактическими данными. Нормированный коэффициент корреляции между этими пунктами по 16-летним данным (1937-52гг.) составляет 0.97. Коэффициент корреляции $R_{pq}=0.220$, а дисперсия $R_{qq}=0.206$. Предварительная оценка точности восстановления, рассчитанная по отношению (1.2.3), составляет около 98%. Восстановление 10-летнего периода была осуществлено по формуле (1.2.4).

Если сравнить восстановленные и фактические УВП для пункта наблюдений Шрома за 1953-62гг., разности между ними в отдельные годы меняются в диапазоне от -1.7% до $+2.1\%$, а средняя разность составляет 0.87% .

Можно привести пример, когда корреляционная связь между пунктами наблюдений невысока. Нормированный коэффициент корреляций между значениями УВП в Зугдиди и Лентехи составляет 0.65. Они имеют синхронные данные наблюдений за 44 года (1944-1987гг.). Если использовать 30-летний материал наблюдений (1944-1973гг) и определить УВП в Лентехи за 1974-1987гг, то получим, что $R_{pq}=0.125$, и $R_{qq}=0.212$. Точность восстановления в этом случае, тем не менее, составила около 96%, а максимальная разность между рассчитанными и фактическими значениями УВП не превышает 4.1%.

Следует отметить, что в случае восстановления недостающих элементов УВП приземного поля влажности средняя ошибка больше, чем погрешность восстановления в поле температуры [56]. В свою очередь средняя точность восстановления в поле ОВ меньше погрешности, возникающей при расчётах недостающих величин в поле УВП. Это можно объяснить тем, что температура является более консервативной характеристикой, чем влажность, ошибки измерения температуры меньше погрешностей измерения влажности, структура поля температуры является более однородной, чем поля влажности. В свою очередь ОВ, зависящая не только от значения УВП, но и таких параметров атмосферы, как температура и ветер, в условиях сложного рельефа претерпевает большие изменения, что является причиной сравнительно низких корреляционных связей между данными пунктов наблюдений. В конечном итоге это приводит к формированию соответствующей структуры корреляционной матрицы и определяет возрастающие ошибки её разложения.

§ 1.3. Особенности распределения упругости водяного пара в приземном слое атмосферы на территории Грузии

БД, созданный для приземного поля влажности, позволил в первую очередь выполнить исследования режимного характера и получить во многих случаях совершенно новые картосхемы, представляющие годовые, сезонные и месячные распределения УВП и ОВ на территории Грузии. С этой целью специально была решена задача выявления связи элементов поля влажности с высотой пункта наблюдения над уровнем моря. Полученные аналитические выражения, аппроксимирующие вертикальное распределение параметра влажности приземного слоя атмосферы, были использованы при составлении указанных картосхем. Заметим, что эти выражения имеют самостоятельные значения и могут применяться при решении различных задач научного и прикладного характера.

В условиях сильнопересеченного рельефа Грузии, определение непрерывного поля влажности приземного слоя атмосферы, по дискретным данным метеорологической сети, является довольно сложным и требует необходимого изучения связи между параметрами влажности (в данном случае УВП) и высотой пункта наблюдений.

На рис. 1.3.1. нанесены среднегодовые значения УВП, осреднённые за период 1906-1995гг, по данным 90 пунктов метеосети, расположенных на разных высотах от 0 до 3.6 км над уровнем моря. Как видно из рисунка, УВП приземного слоя атмосферы $e(z_0)$, с изменением высоты местности над ур. моря - z_0 уменьшается и это изменение можно аналитически представить экспоненциальным законом, т.е.

$$e(z_0) = x \cdot \exp(-yz_0), \quad (1.3.1)$$

где x и y эмпирические коэффициенты и их можно определить по методу наименьших квадратов.

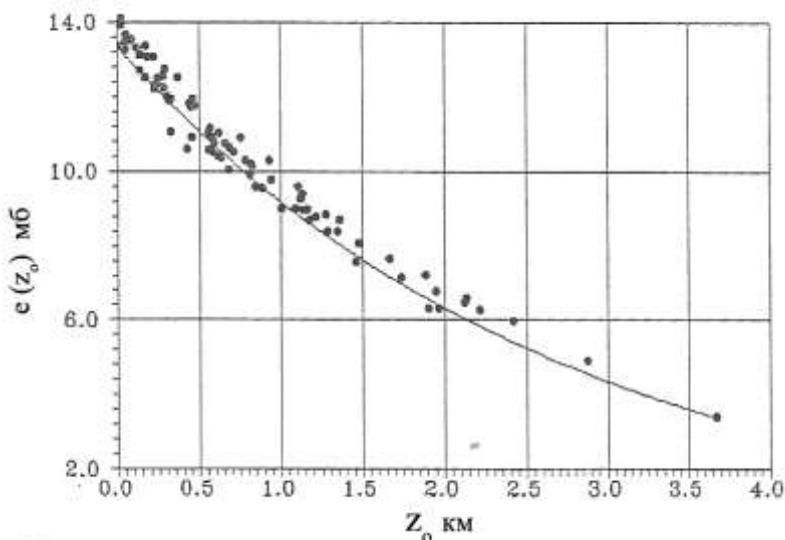


Рис.1.3.1. Связь между УВП и высотой местности над уровнем моря.

Следует отметить, что аналитическое представление зависимости УВП от высоты места пункта наблюдений экспоненциальной формулой типа (1.3.1) возможно с высокой точностью не только для среднегодовых данных, но и для среднемесячных и среднесезонных значений. Это подтверждается данными таблицы 1.3.1, в которой представлены результаты расчёта эмпирических коэффициентов x и y , а также точность аппроксимации по формуле (1.3.1) для отдельных месяцев холодного и теплого полугодия. Как видно из таблицы 1.3.1, наибольшая дисперсия относительно кривой аппроксимации отмечена для летних месяцев (июль, август) и она составляет соответственно 3 и 4.6%. Во всех остальных случаях дисперсия не превышает 2%, что говорит об удовлетворительном представлении эмпирических данных аналитическими выражениями типа 1.3.1.

Используя БД УВП и основываясь на полученных результатах относительно её хода с высотой, были получены новые данные о территориальном распределении УВП.

Таблица 1.3.1

Значения эмпирических коэффициентов x и y при экспоненциальной аппроксимаций зависимости УВП от высоты пункта наблюдения над уровнем моря

Месяцы	x мб	y мб	дисп. мб	дисп. %
I	6.58	-0.446	0.100	2.0
II	6.73	-0.427	0.064	1.3
III	7.89	-0.390	0.051	0.8
IV	10.72	-0.352	0.140	1.7
V	15.06	-0.353	0.241	2.0
VI	18.84	-0.353	0.229	1.6
VII	22.20	-0.339	0.531	3.0
VIII	22.02	-0.355	0.795	4.6
IX	18.39	-0.379	0.341	2.4
X	13.70	-0.397	0.195	1.9
XI	10.03	-0.403	0.132	1.7
XII	7.47	-0.418	0.099	1.8
I÷XII	13.30	-0.372	0.122	1.2
X÷III	8.80	-0.410	0.085	1.3
IV÷IX	17.88	-0.355	0.216	1.5

Как видно на рис.1.3.2, на котором дано годовое распределение УВП, для всей Западной Грузии характерны высокие её значения. Наибольших величин она достигает в прибрежных районах Колхидской низменности –13-14мб. К восточной границе низменности величина упругости понижается до 10-12мб. С повышением местности уменьшение продолжается. В Восточной Грузии наблюдаются меньшие значения УВП, хотя и здесь она достигает достаточно высоких значений. Здесь можно выделить долины рек Куры, Иори и Алазани, где годовые значения упругости составляют 11-12мб. С высотой и здесь величины этого элемента влажности уменьшаются, хотя некоторые авторы [10] отмечают сравнительно меньшие градиенты, чем в Западной Грузии. Характерные для всей территории наименьшие годовые значения УВП зафиксированы в высокогорной зоне большого Кавказа, где на высоте 3000 м и более упругость составляет 3-4мб.

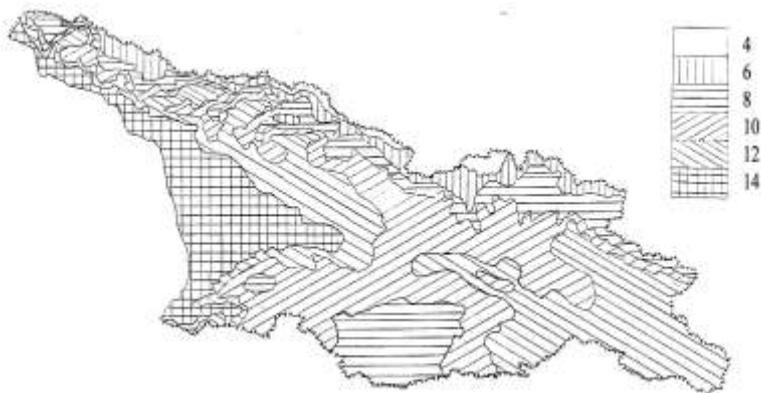


Рис. 1.3.2. Распределение среднегодовых значений УВП.



Рис. 1.3.3. Распределение УВП для января.

Особенности распределения УВП в холодный период года качественно близки к характеру распределения годовых значений, что выражается в сходстве картин изолиний упругости, представленной на рис. 1.3.3. Однако повсеместно значения упругости, соответствующие схожим изолиниям, примерно в 2 раза меньше годовых величин. Зимой содержание водяного пара является максимальным в прибрежных районах Батуми и Пицунды. Здесь она составляет 7-8 мб. На большей территории Колхидской низменности величина упругости равна 6-7 мб. В предгорных и горных районах Западной Грузии она уменьшается до 3-5 мб. В январе наименьшие значения отмечаются в высокогорной зоне Большого Кавказа, где упругость понижается до 1-2 мб.

На большой территории Восточной Грузии УВП колеблется в пределах 4-5 мб. Максимальных величин до 6 мб она опять же достигает в долинах рек Куры и Алазани, соответственно восточнее Тбилиси и Телави. С высотой упругость уменьшается – в предгорных и горных районах составляет 3-4 мб. На территории Джавахетского плато $e=2-3$ мб, а в высокогорной центральной зоне Большого Кавказа $e=1-2$ мб. С марта повсеместно начинается увеличение содержания водяного пара в атмосфере.

Летом границы изменения УВП по территории Грузии соответствуют большим пределам, чем зимой. Как видно из рис. 1.3.4 упругость наибольших значений $e=22-23$ мб достигает в прибрежных районах Колхиды. По мере удаления в глубь низменности она несколько уменьшается до величин 20-21 мб. В предгорных и горных районах Западной Грузии содержание водяного пара продолжает уменьшаться до величин 15-20 мб. В высокогорной зоне Аджаро-Имеретинского хребта оно составляет 11-15 мб, а в центральной части Большого Кавказа 5-10 мб.

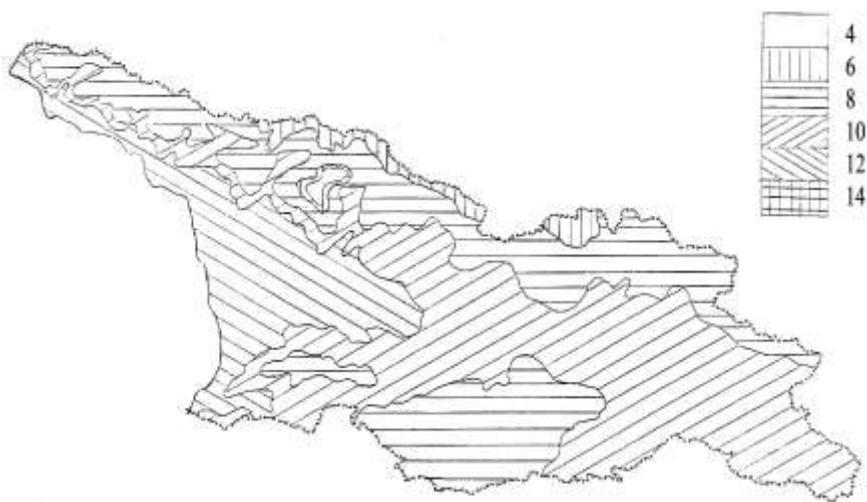


Рис. 1.3.4. Распределение УВП для июля.

§ 1.4. Вековые изменения упругости водяного пара на территории Грузии

В Восточной Грузии максимальное содержание водяного пара летом отмечается на территории Картлийской равнины и Алазанской долины, где оно колеблется в пределах 15-20 мб. В горной части Южной Грузии упругость уменьшается до 11-15 мб. В центральной и восточной предгорной и горной полосе Большого Кавказа УВП колеблется в пределах 10-15 мб, уменьшаясь в высокогорной зоне до минимальных значений 4-5 мб. С сентября по всей территории Грузии наблюдается общее уменьшение УВП. При переходе от сентября к октябрю это уменьшение максимальное и в среднем составляет 3-5 мб.

Постановка и решение задачи изучения вековых изменений УВП в приземном слое атмосферы на территории Грузии является совершенно новой для региональных климатологических исследований. Как было отмечено, эта задача, естественно, увязана с исследованием проблемы изменения климата в Закавказье. В настоящей главе приведены некоторые характерные особенности вековых изменений УВП на территории Грузии, полученные на основе анализа БД этого элемента поля влажности с привлечением методики построения трендов для всех рассмотренных станций и постов метеосети. Линейный тренд или линейная аппроксимация вековых колебаний УВП, характеризующая тенденцию её изменения, определялась значением углового коэффициента a в выражении

$$e=at+b, \quad (1.4.1)$$

где величины a и b вычислялись по методу наименьших квадратов. Размерностью коэффициента a является отношение мб/год. По физическому смыслу величина углового коэффициента a определяет среднюю величину изменения УВП за каждый год рассмотренного периода, а знак – направление этого изменения (увеличение или уменьшение УВП). Для сравнения дополнительно вычислялись, также, значения аномалий УВП

$$\Delta e = \Delta \bar{e}_1 - \Delta \bar{e}_2, \quad (1.4.2)$$

где $\Delta \bar{e}_1$ и $\Delta \bar{e}_2$ - есть средние значения аномалий соответственно в начальный (1906-1935) и конечный (1966-1995) тридцатилетние интервалы рассмотренного периода времени. Размерностью Δe в данном случае является отношение мб/год. Для примера на

рис. 1.4.1 приведены результаты такого сравнения для данных двух станций – Тбилиси и Самтредия, для которых характерными являются соответственно вековые тенденции увеличения УВП. Как видно из представленных на рис. 1.4.1 распределений аномалий УВП по месяцам, оба подхода дают близкие друг к другу результаты. Однако, значения аномалий, вычисленные линейной аппроксимацией, как правило, превышают величины аномалий, рассчитанные согласно (1.4.2). В дальнейшем, рассмотренные в настоящей главе, результаты аномалий УВП основаны на данных линейных трендов (1.4.1), т.к. при расчёте изменении аномалий УВП согласно (1.4.2), вариации среднего 30-летнего периода практически не участвуют.

Карто-схемы пространственного распределения вековых тенденций изменения УВП на территории Грузии представлены на рис. 1.4.2-1.4.6. Эти карто-схемы, полученные с помощью компьютерной обработки характеристик трендов, иллюстрируют распределения годовых аномалий, изменений средних значений за холодный и тёплый периоды года, а также тенденции векового изменения УВП за отдельные месяцы (январь, июль).

Согласно данным годовых значений векового изменения УВП значительное его уменьшение отмечено в двух областях (рис. 1.4.2). В Западной Грузии – это район, включающий станции Диди-Чкони, Самтредия, Цулукидзе, где уменьшение составляет 0.005-0.007 мб/год. В Восточной Грузии – район Сагареджо, где зафиксировано наибольшее по величине уменьшение УВП – 0.01 мб/год. Для всей остальной территории характерно или увеличение, или же постоянство годовых значений УВП. В Западной Грузии выделяются: прибрежные районы (Анасеули,

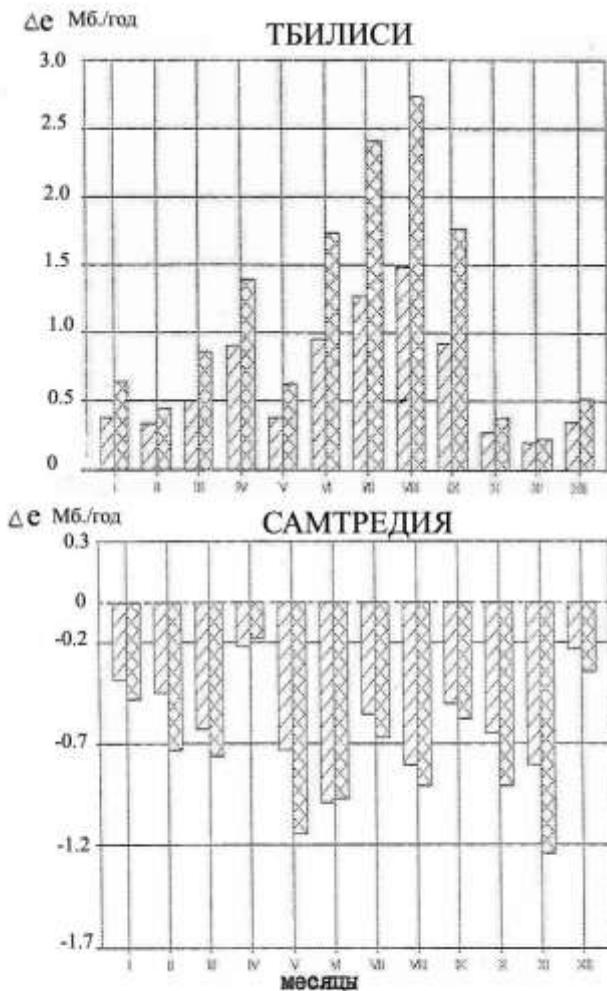


Рис.1.4.1 Распределение по месяцам вековых изменений УВП для Тбилиси и Самтредия.

Принятые обозначения:

- ☒ - данные, полученные линейной аппроксимацией вековых колебаний УВП;
- ☒ - данные представляющие разность 30-летних средних значений УВП.

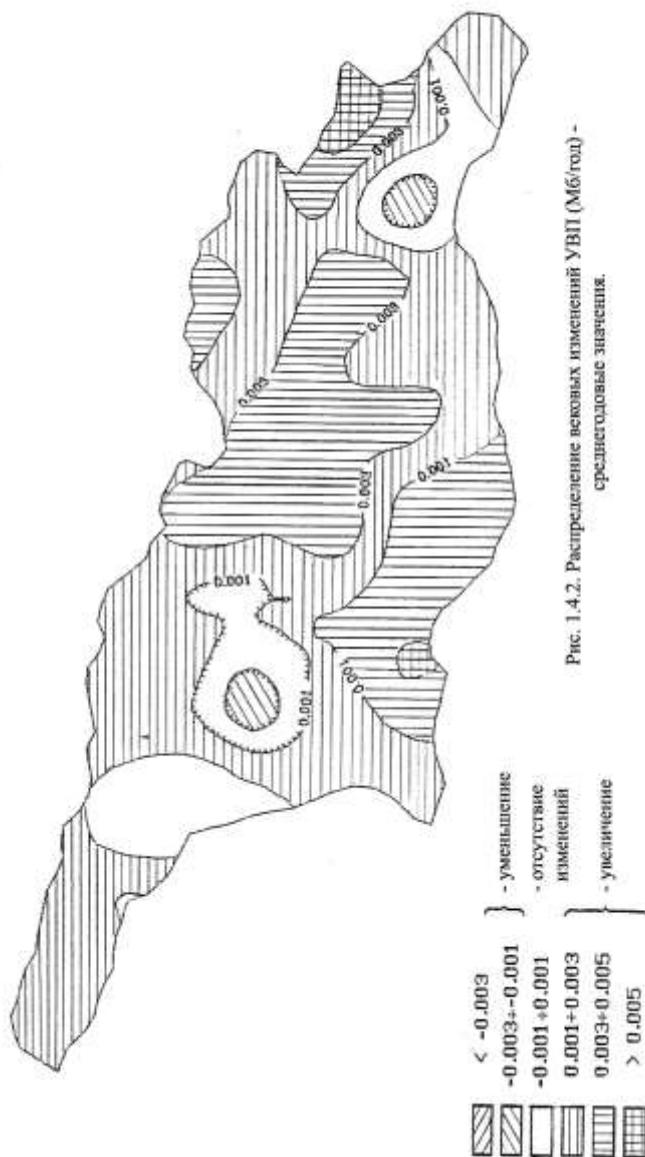


Рис. 1.4.2. Распределение вековых изменений УВП (Мб/год) - среднегодовые значения.

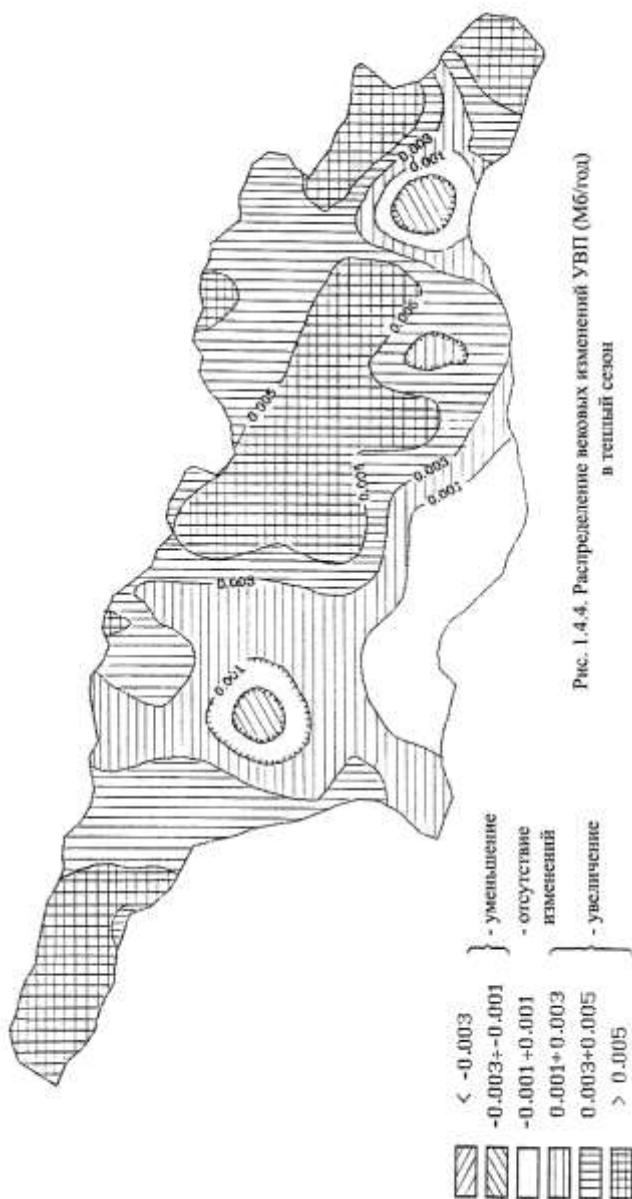


Рис. 1.4.4. Распределение вековых изменений УВП (Мб/год) в теплый сезон

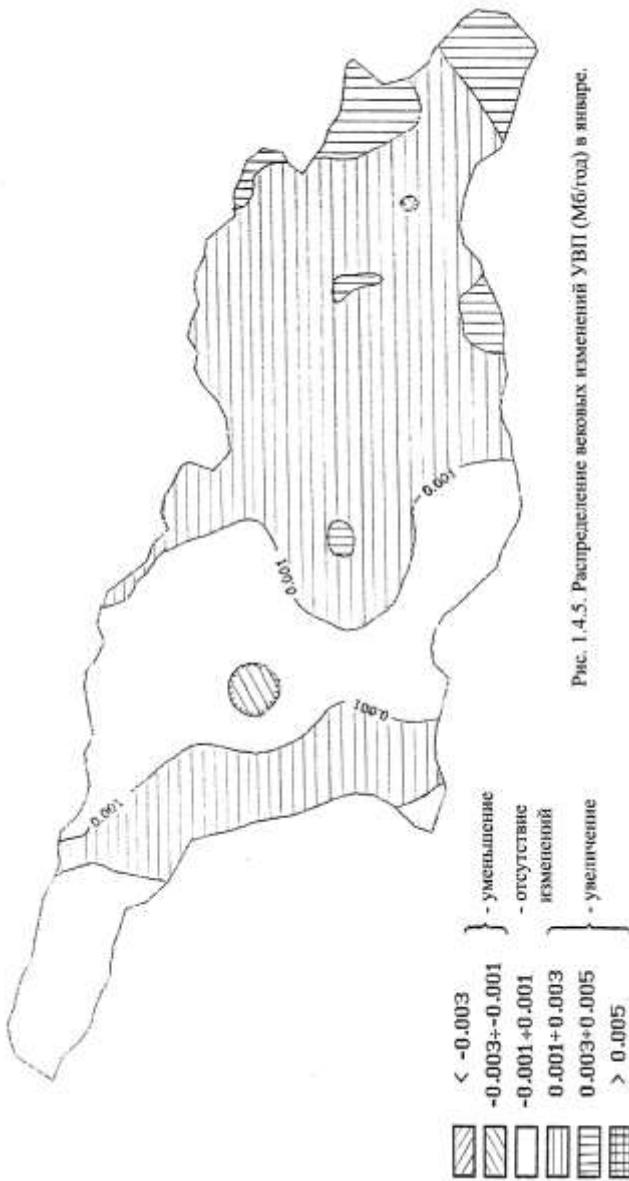


Рис. 1.4.5. Распределение годовых изменений УВП (МБ/год) в январе.

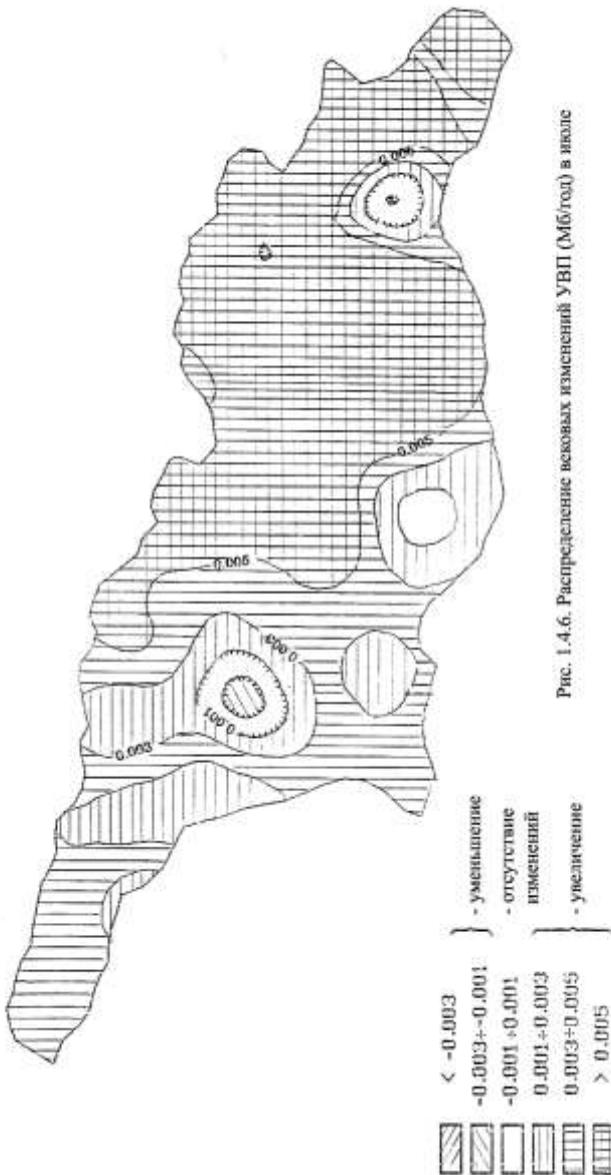


Рис. 1.4.6. Распределение средних изменений УВП (Мб/год) в школе

Хета, Дабла Цихе, Зелёный Мыс, Квезани), где увеличение составляет 0.005-0.007 мб/год; небольшая область на южных отрогах Большого Кавказа в Рача-Лечхуми (Они, Лентехи) – 0.005-0.009 мб/год; район на границе водораздела между Западной и Восточной Грузией (Ципа) – 0.008 мб/год. В Восточной Грузии наибольшие величины векового увеличения УВП составляют: 0.008-0.011 мб/год в области станций Тбилиси, Карсани, Мухрани; 0.005-0.008 мб/год – в Кахети (Телави, Лагодехи, Кварели); 0.008 мб/год – в Джавахети (Цалка).

В холодный период года картина распределения аномалий в основном сохраняется (рис. 1.4.3). Опять заметны две области в Западной (Самтредия) и Восточной (Сагареджо) Грузии, где наблюдается вековое уменьшение с характерными значениями, соответственно, 0.007-0.006 мб/год. Большая часть территории Грузии характеризуется более однородной картиной распределения (по сравнению с годовыми значениями) районов с положительным и нулевым значениями угла наклона тренда. Повсеместно заметно уменьшение величин векового изменения УВП. Для января (рис. 1.4.4) однородность распределения наиболее выражена – можно отметить в основном четыре области, где попеременно наблюдаются постоянство и небольшая положительная тенденция изменений значений УВП. Причём почти для всей территории Восточной Грузии (исключая район Сагареджо) наклон тренда положителен.

В тёплый период года контрасты в распределении аномалий УВП становятся весьма заметными (рис. 1.4.5). Почти вся территория Грузии характеризуется положительными вековыми изменениями содержания водяного пара в атмосфере. Уменьшение УВП сохраняется в тех же областях (Самтредия, Сагареджо). Величина уменьшения для Западной Грузии (Самтредия) составляет 0.007 мб/год, достигая в мае наибольшего значения 0.011 мб/год. В Восточной Грузии (Сагареджо) уменьшение доходит до 0.014 мб/год, составляя в мае значение, равное 0.022 мб/год.

Область с повышенными значениями величин положительных тенденций изменений содержания водяного пара в ат-

мосфере, охватывает в основном Восточную Грузию. В теплый период года в Западной Грузии максимальное вековое увеличение УВП отмечено в районе Они (0.014 мб/год), в Восточной Грузии – в Тбилиси зафиксировано увеличение до 0.018 мб/год. Отмеченные контрасты в распределениях величин вековых изменений соответственно в Западной и Восточной Грузии ещё более выражены в летние месяцы (рис. 1.4.6). По видимому, антропогенное влияние на содержание водяного пара в атмосфере Тбилиси настолько велико, что например в июне – августе вековое увеличение здесь достигает рекордного значения 0.024-0.027 мб/год, т.е. около 3 мб за столетие.

Таким образом, можно указать на факт существования достаточно устойчивой картины распределения вековых тенденций изменения УВП на территории Грузии. Наиболее характерными особенностями этого распределения являются: наличие двух районов соответственно в Западной и Восточной Грузии (станции Самтредия, Сагареджо), где тренд отрицателен; положительный тренд для большей части территории Грузии; более высокие значения вековых изменений УВП в Восточной Грузии по сравнению с величинами, характерными для Западной Грузии; сравнительно однородная картина распределения нулевых и положительных аномалий в холодный период с возрастанием контрастов в теплый период года.

На рис. 1.4.7 и 1.4.8 представлены графики векового изменения УВП по месяцам отдельно для территории Западной и Восточной Грузии, а также для некоторых станций, расположенных на них. В целом для Восточной Грузии характерны положительные аномалии с максимумами в январе, в апреле и в августе. Отрицательный тренд отмечен в мае и в ноябре. Соответственно минимумы наблюдаются в эти же месяцы, а также в феврале – когда аномалии равны нулю.

Для Западной Грузии, наоборот, характерными являются отрицательные отклонения. Положительные максимумы здесь отмечаются в мае и в июле. Минимумы в распределениях аномалий прослеживаются в феврале-марте, в мае и в октябре-ноябре. Данные рис. 1.4.7 подтверждают эти особенности рас-

пределений. Общим для обеих территорий являются резкая смена знака аномалий с положительного на отрицательный в апреле-мае и переход в распределении этих месяцев с максимума на минимум. На следующих рисунках (рис. 1.4.9 и 1.4.10) даны типичные графики векового колебания УВП на территориях Западной и Восточной Грузии в целом, а также на некоторых станциях, расположенных в этих регионах. Здесь же приведены линейные тренды, а также кривые, полученные аппроксимацией полиномом шестой степени. Как это было отмечено выше, в большинстве случаев как для обоих регионов, а также для станций, расположенных на их территориях, наблюдается положительная тенденция векового изменения УВП. Исключение составляет Самтредия (рис. 1.4.10), где четко прослеживается отрицательный наклон линейного тренда.

Δe Мб/год

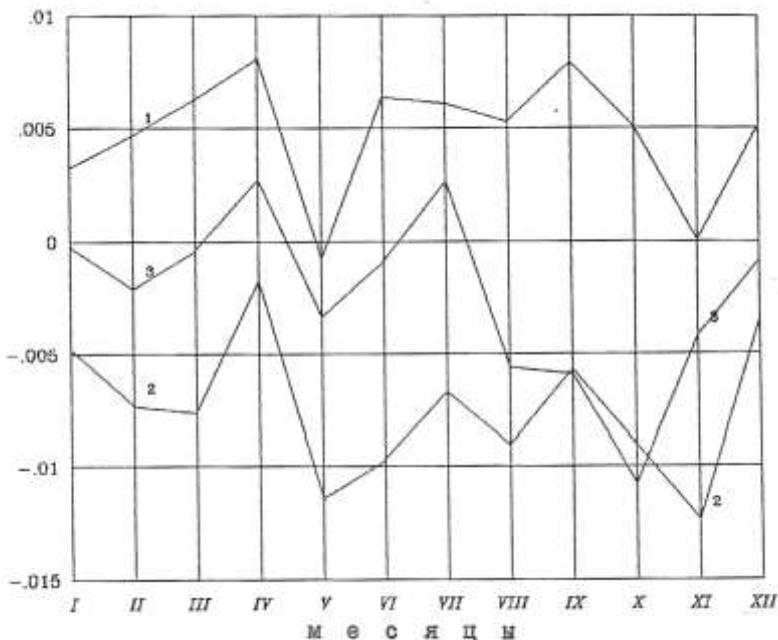


Рис.1.4.7. Распределение по месяцам векового изменения УВП. Принятые обозначения: 1-Анасеули, 2-Самтредия, 3-Западная Грузия.

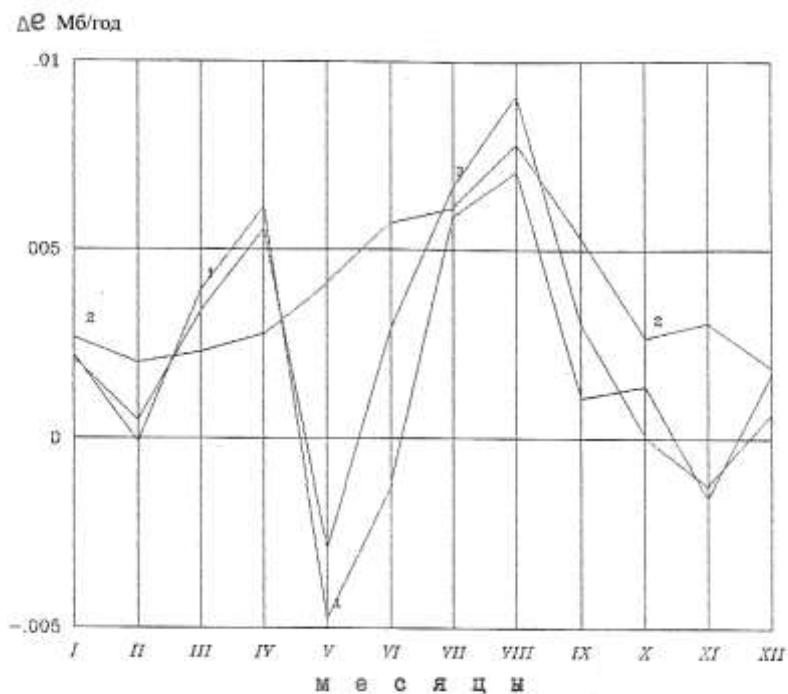


Рис. 1.4.8. Распределение по месяцам векового изменения УВЦ. Принятые обозначения: 1-Дманиси, 2-Казбеги, 3-Восточная Грузия.

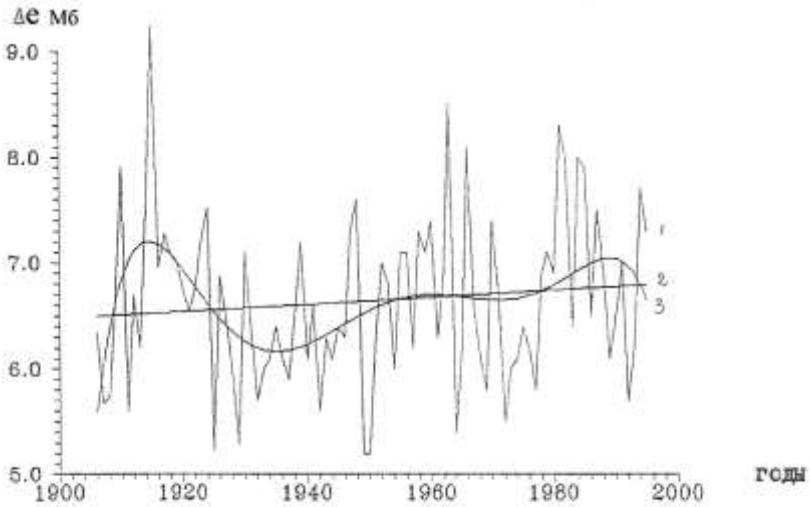


Рис. 1.4.9. Вековое колебание УВП и линейный тренд для ст.Анысеули

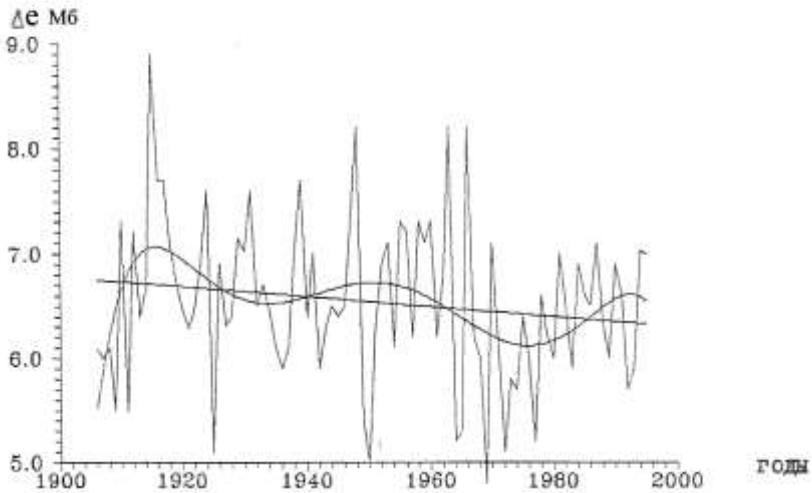


Рис. 1.4.10. Вековое колебание УВП и линейный тренд для ст.Самтредия.

Линейная аппроксимация фактического векового хода того или иного метеорологического элемента позволяет определить нап-

равление и среднюю величину изменения в рассмотренном интервале времени, но не даёт возможность оценить более коротковременные вариации внутри рассмотренного периода. Такая грубая оценка возможна построением трендов по осреднённым за несколько лет данным и, более точно, аппроксимацией данных полиномом высокой степени.

Синхронные вариации влагосодержания приземного слоя атмосферы результат глобального переноса воздушных масс. Что касается того факта, что на двух близко расположенных пунктах наблюдений как Анасеули и Самтрედия, почти со столетним периодом наблюдений, имеет место противоположное направление изменения влагосодержания, указывает на то, что в процессе изменения регионального климата подавляющее значение имеют факторы, образующие микроклиматическое своеобразие. Этот факт подтверждается современными математическими моделями изменения климата.

В заключении укажем, что попытка увязать значения вековых изменений содержания водяного пара Δe в приземном слое атмосферы с высотой расположения над уровнем моря пунктов метеосети дала отрицательный результат.

§ 1.5. Особенности распределения относительной влажности в приземном слое атмосферы на территории Грузии

Относительная влажность (ОВ), которая характеризует степень насыщения воздуха водяным паром, в течение года изменяется в больших пределах. Распределение ОВ определяется не только притоком водяного пара в атмосферу, т.е. упругостью водяного пара (УВП), но и температурным режимом данной территории. В условиях сильно расчлененного рельефа зависимость ОВ от температуры приобретает сложный характер. Кроме высоты над уровнем моря, на ОВ большое влияние оказывают крутизна и экспозиция склонов, а также режим ветра. Особенно влияние ветра ощущается в Западной Грузии, где в случае фёновых явлений в отдельные месяцы и сезоны ОВ резко падает. Этим можно объяснить то обстоятельство, что между значениями ОВ на рассмотренных пунктах метеосети довольно часто не удавалось

выявить удовлетворительные корреляционные связи. По этой же причине не была установлена связь между значениями ОВ и высоты пунктов над уровнем моря (Z_0). Это затруднило составление режимных картосхем для ОВ. Поэтому в этом случае во внимание были приняты местные особенности рельефа и корреляционные связи между значениями ОВ на пунктах метеосети каждого отдельного района.

Так же, как в случае распределения УВП, сведения по режиму ОВ приведены в трудах [3, 10, 11]. Например [3, 10,] даны две картосхемы распределения ОВ в 13 ч для января и июля. Эти картосхемы основаны на данных 1936-1965 годов. В отличие от цитируемых работ, в данном разделе представлены новые картосхемы распределения ОВ в приземном слое атмосферы на территории Грузии, которые получены с использованием БД относительной влажности.

Годовой ход ОВ в западной Грузии характеризуется признаками муссонного климата: минимум наблюдается в зимние месяцы, а максимум летом и осенью. В высокогорье отмечается обратный ход. Минимум наблюдается в летний период, а максимум – зимой. В большинстве районов Восточной Грузии годовой ход ОВ носит континентальный характер, что выражается в существовании 2-х максимумов и 2-х минимумов. Основной максимум наблюдается в конце осени и в начале зимы, а минимум – в летние месяцы. Вторичный максимум отмечается в мае и совпадает с максимумом осадков.

На южных склонах Большого Кавказа и Джавахетского плато в годовом ходе ОВ зафиксирован один максимум (в осенние – зимние месяцы) и один минимум (в летние месяцы). Для высокогорной зоны здесь также характерен обратный ход – летом наблюдается максимум, а в зимние месяцы – минимум. Это явление можно объяснить тем, что летом интенсивная конвекция способствует росту ОВ. Согласно рис. 1.5.1 в прибрежных районах Западной Грузии диапазон среднегодовых значений ОВ составляет 75-80%. В направлении восточных границ Колхидской низменности ОВ уменьшается до 70-75%. На Лихском хребте рост ОВ до 80% вызван адвекцией воздушных масс, как с запада, так и с востока. В высокогорной зоне западной части Большого Кавказа, а также в области наибольших высот Имеретинско-Аджарского хребта наблюдаются максимальные значения ОВ 81-85%.

Низкая ОВ отмечается в степных районах Восточной Грузии. Здесь среднегодовое её значение составляет 66-70%. Во внутренних районах Картли и в Алазанской долине влажность растёт и составляет 71-75%. Относительно высокими значениями ОВ (76-80%) характери -

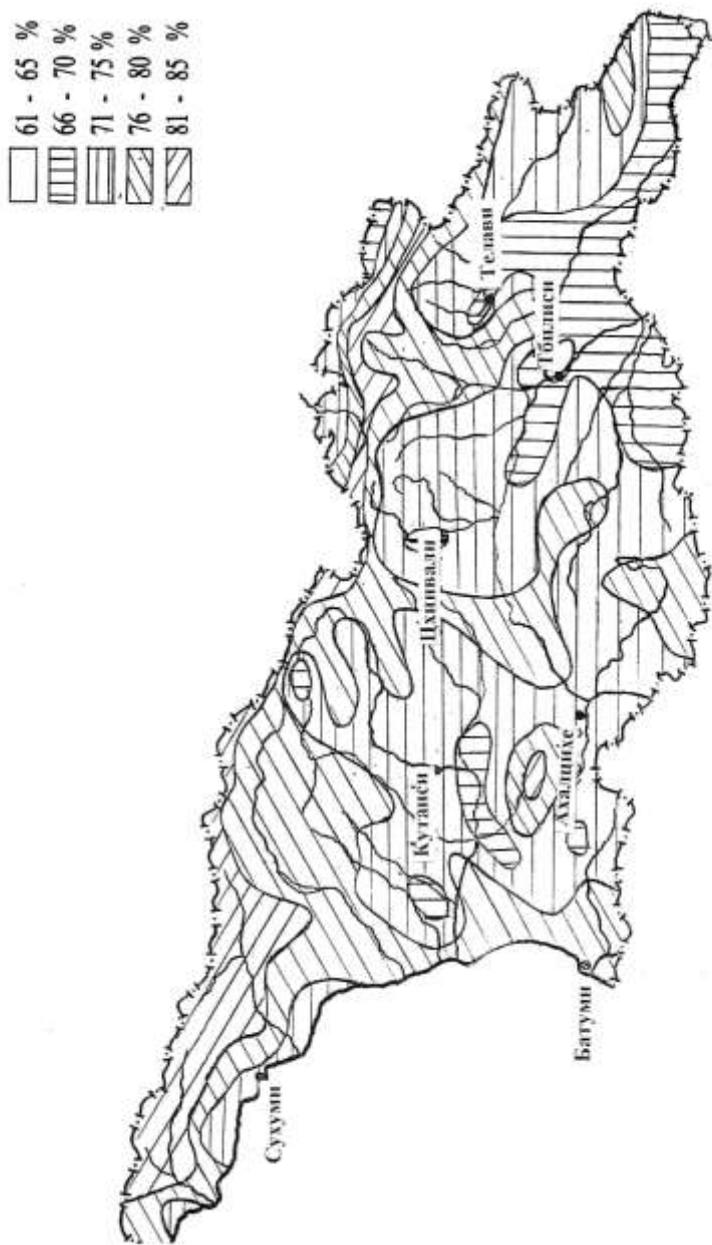


Рис. 1.5.1. Распределение среднегодовых значений относительной влажности.

зуется Боржомско – Бакурианское, верхняя часть Иорского и Алазанского ущелий, а также Джавахетское плато. Так же, как в Западной Грузии, в высокогорной полосе центрального и восточного Большого Кавказа наблюдаются максимальные значения ОВ - 81-85%.

Зимой по всей территории Грузии ОВ распределяется почти равномерно и находится в пределах 70-80% (рис. 1.5.2). В горных районах западного Большого Кавказа, на Триалетском хребте, в наивысшей области Аджаро-имеретинского хребта, в восточной части Джавахетского плато и в верховьях р. Иори наблюдается увеличение ОВ до 81-85%.

Начиная с февраля, вместе с ростом температуры воздуха на большей территории ОВ убывает. Самое интенсивное падение ОВ наблюдается с марта по апрель. В апреле почти на всей территории Грузии ОВ колеблется в пределах величин 65-75%. Её сравнительно повышенные значения (76-80%) в основном наблюдаются в прибрежных районах, в западной и центральной части Большого Кавказа, а максимальные значения - в высокогорной зоне Большого Кавказа (81-85%).

Начиная с апреля, на большей части территории становится заметным рост ОВ, который завершается в июне – июле. Согласно рис. 1.5.3, летом ОВ изменяется в больших пределах. Это вызвано тем, что в это время её максимальное значение (81-85%) наблюдается в Западной Грузии, а минимальное (56-70%) – в большинстве районов Восточной Грузии. Отмечается тенденция общего уменьшения ОВ с запада на восток. Как отмечалось, в прибрежных районах Колхидской низменности, в Аджарии и в Абхазии наблюдаются наибольшие значения ОВ (81-85%). В центральной области Колхидской низменности и в восточной её части, а также в прилегающих предгорных и горных районах ОВ убывает и находится в пределах 71-80%. В западной и центральной зоне Большого Кавказа ОВ вновь возрастает до максимального значения.

В Восточной Грузии наименьшие значения влажности (55-65%) наблюдаются в долинах рек Куры и Иори до границы с Азербайджаном. С ростом высоты местности ОВ увеличивается: в предгорных районах она изменяется в интервале 66-70%, а в горной полосе – в пределах 71-75%.



Рис. 1.5.2. Распределение среднемесячных значений относительной влажности - январь.

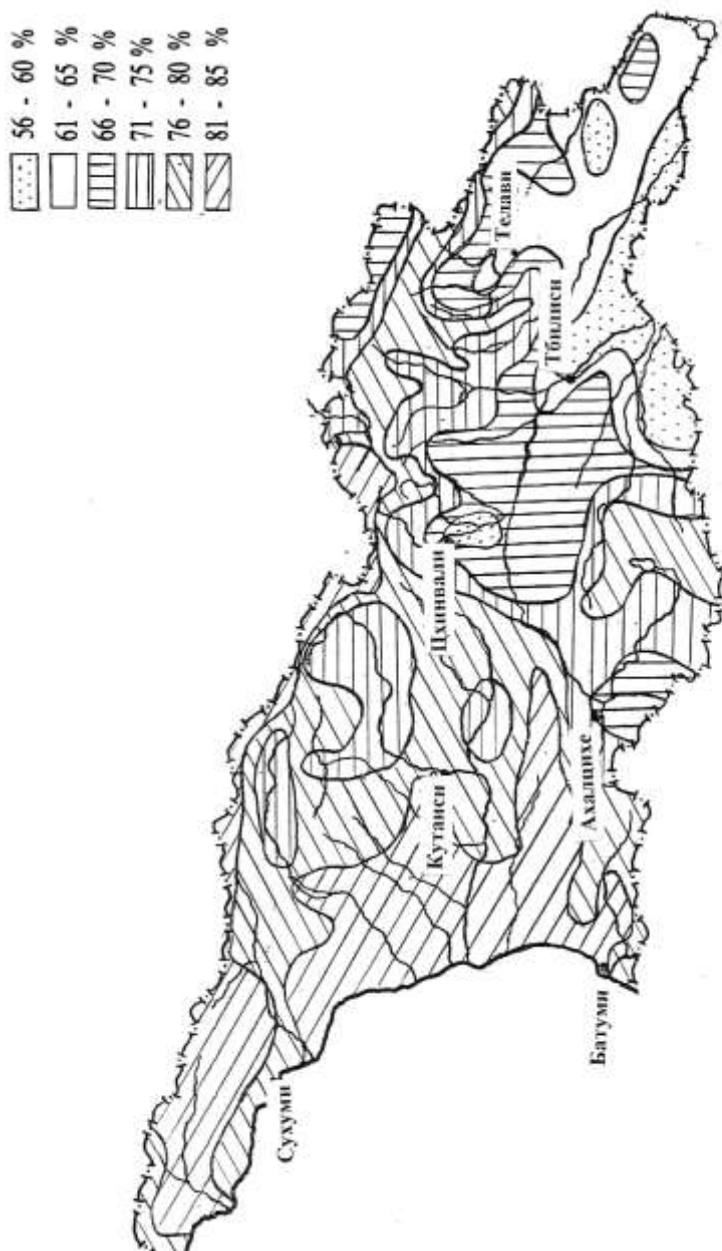


Рис. 1.5.3. Распределение среднемесячных значений относительной влажности – июль.

Осенний период характеризуется однородностью распределения ОВ на всей территории. Например, в октябре почти везде влажность в пределах 71-80%. Её максимальные значения (86-90%) наблюдаются в высокогорной зоне западной части Большого Кавказа, а минимальные в районах, прилегающих к Тбилиси 61-65%.

§ 1.6. Вековое изменение относительной влажности на территории Грузии

На рис.1.6.1-1.6.3 представлены три картосхемы, территориального распределения годовых и месячных (январь, июль) значений векового изменения ОВ.

Большая часть территории Западной Грузии характеризуется положительной тенденцией векового изменения ОВ. Увеличение ОВ в целом для всей территории Западной Грузии прослеживается во все месяцы, в холодный и теплый сезоны, в годовом распределении. Средние значения сезонного и годового увеличения ОВ составляют 1.4-1.5%/100 лет. В январе и июле увеличения ОВ в западной Грузии соответственно равны 2.6 и 2.2%/100 лет. На территории выделяются станции Ципа и Хета с максимальным наклоном положительного тренда. Для Ципа увеличения ОВ равны: годовые – 8.9, в холодном сезоне – 9.1, в теплом сезоне – 8.7 %/100лет. Для Хета увеличения ОВ составляют: годовые – 9.5, в холодный сезон – 11, в теплый сезон – 8. %/100лет. Выделяются, также, небольшая область с отрицательной тенденцией векового изменения ОВ. Как и в случае УВП - это район Самтрედия, где уменьшения ОВ равны: годовое – 3.4, в холодном сезоне – 4.9, в теплом сезоне – 1.9 %/100лет. В январе уменьшение в районе Самтредия равно 6.7%/100лет. В июле область с отрицательной тенденцией несколько смещена к юго-востоку в район Саирме, где уменьшение ОВ составляет – 2.9%/100лет. Все это можно видеть на рис. 1.6.1- 1.6.3, где указанные области четко выделяются. Максимальные значения положительной тенденции изменения ОВ на территории Западной Грузии в январе составляет 8.3 (Поти), 9.9 (Ципа), и 13.8%/100лет (Хета). Максимальные величины для июля равны 7.4 (Карцахи) и 10.4%/100лет (Ципа). В годовом ходе изменения ОВ на территории наблюдаются: два максимума – в декабре-январе (+2.6) и в июле (+2.2); два минимума – в апреле (+0.8) и в октябре (+0.4%/100лет). На рис. 1.6.4 даны значения изменений ОВ по меся -

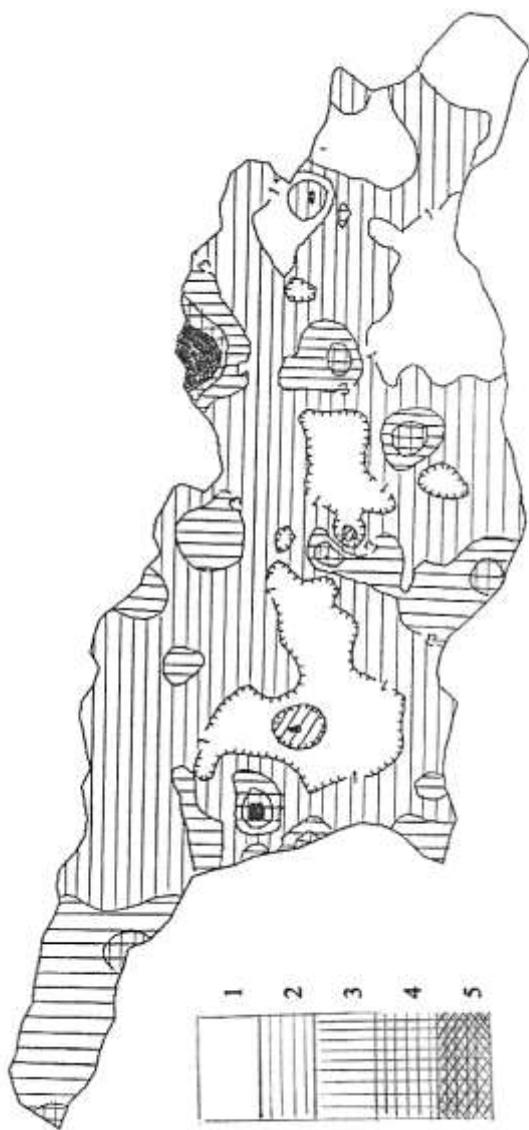


Рис. 1.6.1. Распределение среднегодовых значений векового изменения относительной влажности (%/100 лет)



Рис. 1.6.2. Распределение среднегодовых значений весового изменения относительной влажности (%/100 лет) – январь

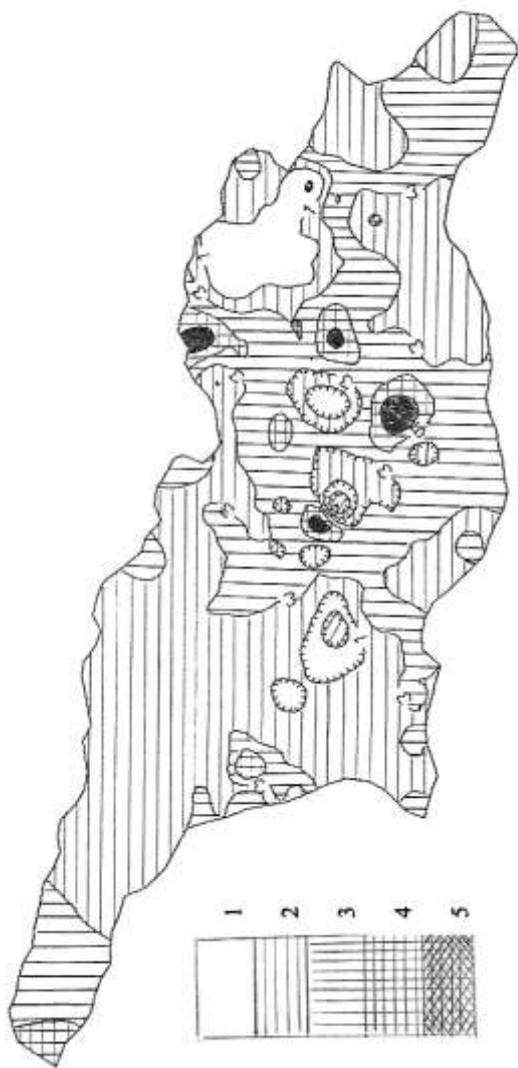


Рис. 1.6.3. Распределение среднегодовых значений векового изменения относительной влажности (%/100 лет) – июль

цам для территории Западной Грузии в целом, а также для станций Хета и Самтрედия, для которых характерны максимальные и минимальные значения.

Большая часть Восточной Грузии характеризуется вековой тенденцией увеличения ОВ. Положительная величина углового коэффициента линейного тренда в холодные и теплые сезоны, а также для годового периода усреднения находится в пределах 1-3%/100лет. На территории выделяются районы станций с максимальными величинами увеличения ОВ в %/100лет: Казбеги (8-13), Мухрани (6-9), Лагодехи (5-6,5) и Цалка (6-8). Здесь в скобках указаны пределы изменения углового коэффициента тренда для сезонов и года (рис. 1.6.1). На рис. 1.6.1 также можно видеть районы станций, характеризующиеся отрицательным наклоном тренда. Это Боржоми с годовым и сезонными пределами уменьшения ОВ от 2.2 до 2.5%/100лет и Напареули 4.4-5.1%/100лет.

Для распределения тенденций в январе характерно расширение областей с отрицательным наклоном тренда (рис. 1.6.2). Это районы станций, где величина уменьшения ОВ в %/100лет составляет: в Боржоми и Шираки -2.1, Сагареджо - 2.5, в Коджори - 2.9, Гардабани - 3.0, Марнеули - 3.2 и Напареули - 5.8. Максимальные увеличения ОВ в %/100лет зафиксированы на станциях Мухрани 7.0, Цалка 7.8, Барисахо - 8.2 и Казбеги - 13.3 (рис. 1.6.2). В целом для территории Восточной Грузии величина положительной тенденций в январе составляет 1.2%/100лет.

В июльских изменениях ОВ в Восточной Грузии доминируют положительные тенденции (рис.1.6.3). В целом для всей территории увеличение составляют 3.3%/100лет. Максимальные величины в %/100лет зафиксированы для станции Казбеги (8.4), Мухрани (8.7), и Цалка (9.2). Сохранена тенденция уменьшения ОВ в районах станций Напареули и Боржоми, где отрицательный наклон тренда составил соответственно величины 2.5 и 3.6%/100лет.

В годовом ходе изменения ОВ на территории Восточной Грузии можно выделить: два максимума - в марте (2.6) и в августе (5.9); два минимума - в декабре (0.1) и в мае (1.3). Все эти величины даны в %/100лет и имеют положительный знак. На рис. 1.6.5 представлен годовой ход изменений ОВ по месяцам для территории в целом, а также для станций Казбеги и Напареули с характерными для них максимальными и минимальными значениями тенденций.

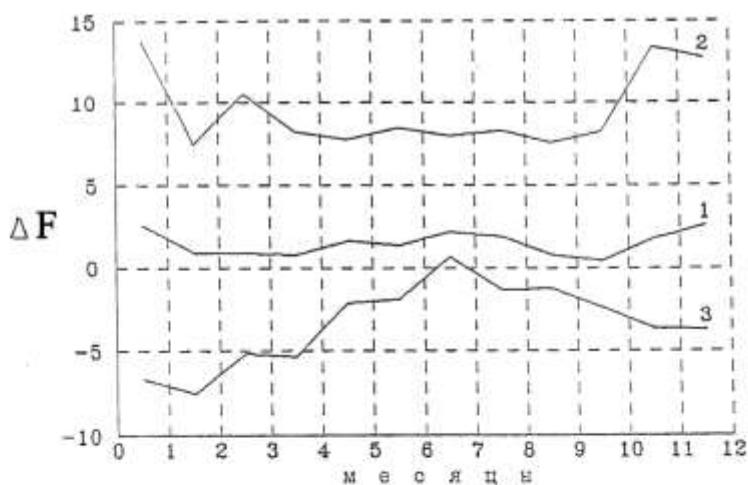


Рис. 1.6.4. Годовой ход изменения ΔF .
1-Западная Грузия, 2-ст.Хета, 3-ст.Самтредия.

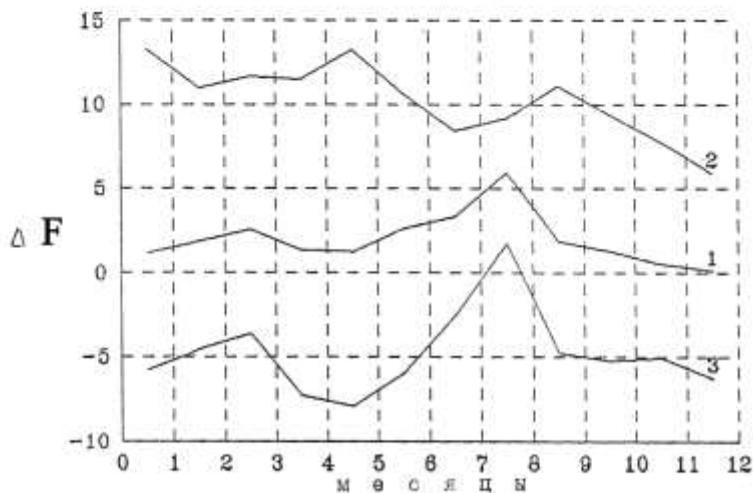


Рис. 1.6.5. Распределение по месяцам векового хода относительной влажности.
1 - Восточная Грузия; 2 - 2 Казбеги в/г; 3 - Навареули.

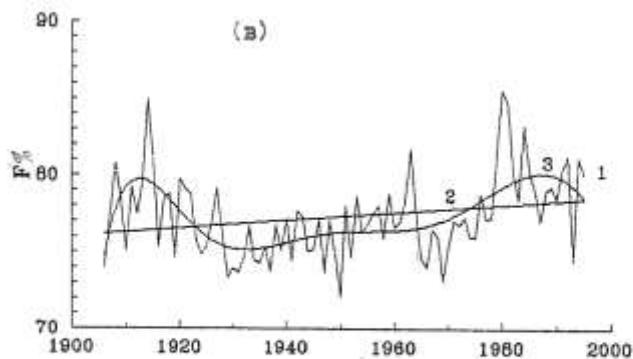
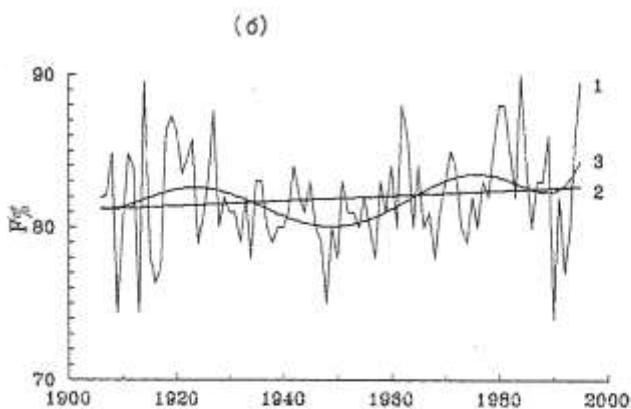
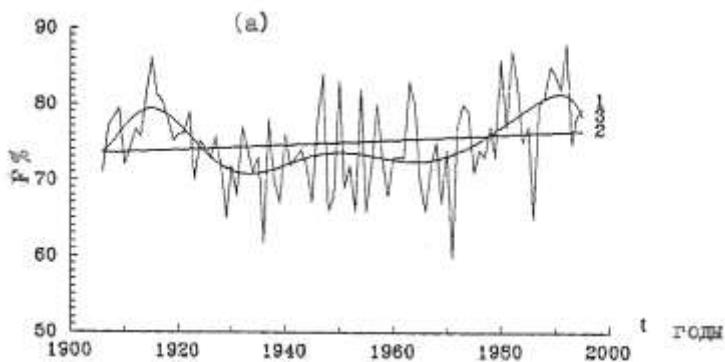


Рис.1.6.6. Вековой ход относительной влажности на ст. Анасеули
 (а – январь; б – июль; в – ср. за год; 1 – фактические значения;
 2 – линейный тренд; 3 – сглаживающая кривая).

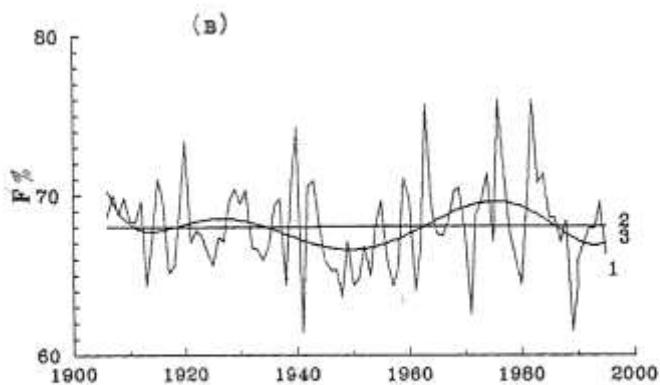
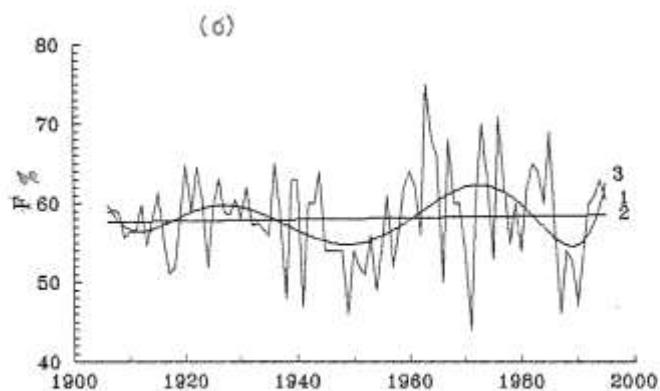
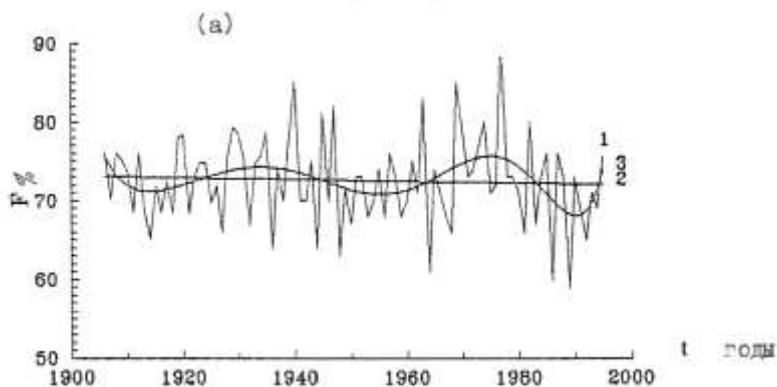


Рис.1.6.7. Вековой ход ОВ на ст. Болшес (усл. обозначения см. рис.6.6.).

На рис. 1.6.6-1.6.7 даны типичные графики: многолетних колебаний значений ОВ; линейный тренд и сглаживающая кривая, аппроксимирующая эти значения полиномом 6-й степени. Западная Грузия представлена станцией Анасеули (рис.1.6.6) а Восточная - Болниси (рис. 1.6.7).

Глава 2. Некоторые особенности климата свободной атмосферы над территорией Грузии

Как известно, атмосфера Земли находится в постоянном движении. Основными факторами, которые определяют закономерности и особенности этого движения, являются: приток солнечной радиации и её преобразования на подстилающей поверхности и в атмосфере, неравномерное распределение температуры и давления на земной поверхности и в толще атмосферы, силы, порождаемые вращением Земли, физические свойства подстилающей поверхности, рельеф и др. Принято, нижний слой, непосредственно прилегающий к поверхности, называть приземным слоем. Выше расположен пограничный слой, а с высоты, примерно, 1000-1500м простирается свободная атмосфера (СА). Часть СА до высот 8-10 км представляет собой тропосферу. Несмотря на сравнительно небольшие вертикальные масштабы тропосферы, происходящие в ней явления, имеют большое влияние на гидрометеорологические процессы, происходящие на поверхности Земли. В тропосфере сосредоточено 75% всей массы атмосферы. Её верхняя граница меняется в зависимости от широты места и сезона года. Здесь происходят основные превращения солнечной энергии, резкие изменения значений метеозлементов, режима облачности и ветра, фазовые переходы водяного пара, изменение погодных условий и др.

Сегодня, когда перед человечеством остро стоит проблема сохранения устойчивого природного равновесия, особое значение приобретают исследования изменения климата Земли и, в частности, регионального климата. Дело в том, что на фоне широкомасштабных изменений глобального климата огромное значение имеет изучение процессов, механизмов и явлений, вызывающих естественные и антропогенные колебания климата в данном регионе. Без такого подхода к проблеме немислимо дальнейшее устойчивое развитие Грузии в политическом, экономическом, социальном и экологическом плане. Поэтому установление роли случайных или направленных изменений в

СА в процессе формирования, сохранения или изменения энергетического баланса Земли являются весьма актуальными научными задачами. Как известно, именно изменения составляющих энергетического баланса могут вызвать колебания климата. Для стабильности климата необходимо сохранение энергетического баланса в климатической системе атмосфера – гидросфера – криосфера – литосфера и сохранения общего энергетического уровня процессов, протекающих в ней. По-видимому, мы являемся свидетелями того, как это хрупкое энергетическое равновесие начинает нарушаться. Причем нарушение могут вызвать и процессы, происходящие в тропосфере. Таким образом, становится очевидным, что изменения климата должно быть тесно связано с изменением режима основных метеорологических элементов в СА, с изменением процессов, протекающих в ней.

Процессы в атмосфере, могут быть достаточно полно описаны с помощью уравнений математической физики. Однако нахождение их решений сопряжено с большими математическими трудностями. Нелинейный характер уравнений в большинстве случаев не позволяет находить их аналитические решения. Более того, даже использование суперсовременных компьютеров и применение численных методов не всегда дают ощутимые результаты при решении сложнейших задач физики атмосферы. В этой ситуации может оказаться весьма полезным построение эмпирико-статистических моделей основных метеорологических элементов, описывающих погодный и климатический режимы и их изменение, рассмотрение энерго-балансовых моделей притока, рассеяния и превращения солнечной радиации в атмосфере, позволяющих изучить основные механизмы и факторы формирования климата и его колебаний.

§2.1. Исследование режима основных метеорологических элементов в свободной атмосфере и его изменений над территорией Грузии

В Закавказье и, в частности, в Грузии систематическое изучение СА началось с момента первых запусков радиозондов (р/з) в Тбилисской геофизической обсерватории в 1935-1937 годах. Они запускались на специальных аэрологических станциях, которые были открыты в Тбилиси, Батуми, Сухуми, Кутаиси и в ряде высокогорных пунктов зондирования. Из-за сложности и дороговизны этих наблюдений

число аэрологических станций не превышало десяти. Для сравнения укажем, что число метеорологических станций в Грузии в этот период достигало 250-300. Несколько позднее было организовано и самолётное зондирование. Результаты первых наблюдений были обобщены в аэроклиматическом справочнике, изданном спустя 20 лет после этих событий. Анализ этого материала позволил И. Кварацхелия изучить основные особенности климата СА над территорией Грузии [13]. В дальнейшем, основные направления и результаты исследования СА в Закавказье были обобщены им в специальной монографии [14]. Вопросы изменения климата и долгосрочные прогнозы в связи с процессами, происходящими в СА, рассмотрены в работах [15, 16]. Грозовым процессам в Закавказье посвящена монография [17]. Результаты исследований электрических явлений в СА над Закавказьем представлены в [18]. Часть работ была посвящена изучению процессов, способствующих формированию и выпадению града в Грузии [19, 20]. Для изыскания эффективных методов борьбы с градом потребовалось детальное исследование вопросов зарождения и роста градовых зародышей, особенностей распределения с высотой температуры и влажности, ядер конденсации и кристаллизации, возникновения и развития восходящих (нисходящих) потоков и др. Аналогичные проблемы стояли при решении задач защиты растений от градобитий. Эти вопросы достаточно полно освещены в специальных трудах и монографиях, например, в [21, 22]. Решение проблемы искусственного стимулирования осадков заставило ученых вновь обратиться к изучению влагосодержания в различных видах облаков [23]. В настоящее время, из-за отсутствия соответствующих финансовых и материально-технических возможностей работы по регулированию осадков приостановлены. Однако вопрос о необходимости продолжить исследования в этом направлении не вызывает сомнений.

В дальнейшем, многие ученые изучали процессы, протекающие в СА в связи с решением ряда конкретных задач, в том числе: о возможных путях проникновения холодных воздушных масс в Закавказье [24, 25]; о причинах возникновения и распространения фендов в Грузии [26, 27]; об изменчивости режима ветра [28-32]; о строении тропопаузы и особенностей струйных течений [33-35]; о содержании водяного пара в СА [36-39]; о метеорологических условиях, препятствующих нормальному полету самолетов [40, 41] и др.

Большая часть работ содержит результаты изучения в СА вертикального строения конкретного метеоэлемента над одним данным пунктом [42-45].

Результаты вышеперечисленных работ вносят весомый вклад в изучение климата СА над Закавказьем. Однако все они выполнены в период, когда масштабы хозяйственной деятельности человека еще не могли оказать существенного влияния на региональные климатические условия. По-видимому, это можно отнести ко всей глобальной климатической системе, в которой существовало устойчивое энергетическое равновесие. В настоящее время достаточно четко установлен и изучен ряд климатических изменений в XX столетии. Например, потепление в начале века с максимумом в 20 - 40-е годы, слабо выраженная тенденция похолодания в следующие 2-3 десятилетия, существующий рост средней глобальной температуры к концу века. Очевидно, что современное и будущее изменение климата обусловлено суммарным воздействием как естественных, так и антропогенных факторов.

Известно, что основными формами антропогенного воздействия на климат являются:

- увеличивающееся количество выбрасываемого в атмосферу углекислого газа и других малых газовых примесей, ответственных за тепловой и влажностный режимы атмосферы;
- антропогенное воздействие на озоновый слой;
- изменение концентрации ядер конденсации и кристаллизации при выбросах антропогенного аэрозоля, что может влиять на распределения в атмосфере температуры, влажности, облачности и осадков;
- изменение характера подстилающей поверхности за счет вырубки лесов, изменения структуры посевов сельскохозяйственных культур, создания водохранилищ, ирригационных комплексов и др.;
- изменение режима влагооборота за счет изъятия и перераспределения части речного стока, изменения режима испарения и др.

Эти процессы способствуют возникновению локальных и региональных возмущений, которые могут находить отклик также в изменении климата СА. При этом следует учесть, что антропогенные климатические изменения происходят на фоне естественных изменений,

которые могут иметь характер колебаний с различным периодом. Это существенно осложняет задачу выделения антропогенных механизмов воздействия на климат в регионе, орографические особенности которого накладывают свой отпечаток на процессы, протекающие в СА.

В связи с вышеизложенным, основными задачами исследований, результаты которых представлены в настоящей главе, являются:

- создание компьютерных баз, имеющихся в Грузии аэрологических данных, характеризующих режим в тропосфере основных метеорологических элементов – давления, температуры, влажности;
- построение эмпирико-статистических моделей полей указанных метеоэлементов в СА на основе исследования закономерностей вертикального их распределения, установления связей значений элементов в приземном слое с их вертикальным распределением в свободной атмосфере;
- изучение особенностей климата СА и тенденцией его изменений;
- оценка содержания влаги в приземном слое и тропосфере, выявление вековых ее изменений.

Для решения поставленных задач привлекались данные аэрологического и самолетного зондирования СА в 40-50-х годах вошедшие в работу [14], аэрологическая информация и результаты исследований режима основных метеоэлементов СА в 60-70-х годов, приведенные в [22], а также данные радиозондирования на станциях Батуми, Сухуми, Тбилиси, Абастумани, характеризующие последние десятилетия XX-го века.

§ 2.2. О закономерностях вертикального распределения основных метеорологических элементов в свободной атмосфере

Для исследования особенностей климата СА и его изменений над территорией Грузии необходимо располагать эмпирико-статистическими моделями полей основных метеорологических элементов - давления, температуры и влажности в тропосфере. С этой целью следует изучить закономерности вертикального их распределения. Достаточно простые аналитические выражения, представляющие распределения метеоэлементов по высоте, позволяют увязать их значения в приземном слое со значениями в СА и выполнять построение

эмпирико-статистических моделей полей давления, температуры и влажности над территорией Грузии. Например, известно, что вертикальный профиль температуры может быть описан с помощью линейного закона

$$t(z) = t_0 - \gamma(z - z_0), \quad (2.2.1)$$

где z_0 и t_0 представляют соответственно высоту над уровнем моря и температуру пункта наблюдения, $t(z)$ - температура в атмосфере на высоте z , γ - влажноадиабатический градиент, величина и знак которого зависят от состояния атмосферы над пунктом. Вертикальное распределение давления достаточно хорошо характеризуется экспоненциальным законом (барометрическая формула)

$$H(z) = H_0 \exp[-h(z - z_0)], \quad (2.2.2)$$

где H_0 - есть давление у поверхности Земли для пункта наблюдения, находящегося на высоте z_0 над уровнем моря, $H(z)$ - давление на высоте z , h - эмпирическая постоянная, также отражающая состояние атмосферы над пунктом.

Вертикальная структура абсолютной влажности может быть представлена формулой Ганна

$$p(z) = p_0 \exp[-c(z - z_0)]. \quad (2.2.3)$$

Распределение удельной влажности в СА А. Хргианом была представлена формулой:

$$q(z) = q_0 \exp[-a(z - z_0) - b(z - z_0)^2], \quad (2.2.4)$$

где $p_0, p(z)$ и $q_0, q(z)$ соответственно значения абсолютной и удельной влажности у поверхности Земли и на высоте z , z_0 - как было указано, высота пункта наблюдения, a, b и c - эмпирические коэффициенты. Для условий Закавказья и, в частности, для Грузии формулы (2.2.3) и (2.2.4) были применены К.Таварткиладзе в [37] для расчетов характеристик поля влажности в СА. Им было установлено, что в горных условиях коэффициенты c и a в выражениях (2.2.3) и (2.2.4) в

свою очередь зависят от высоты местности, поэтому для абсолютной влажности в [37] предложено выражение

$$p(z) = p_0 \exp \left[-(a_1 + a_2 z_0) \cdot (z - z_0) - b(z - z_0)^2 \right], \quad (2.2.5)$$

где числовые значения коэффициентов равны $a_1 = 0,21^1/\text{км}$, $a_2 = 0,15^1/\text{км}^2$ и $b = 0,029^1/\text{км}^2$. Они вычислены на основе материалов одновременного радиозондирования атмосферы для пунктов Тбилиси, Мта-Сабуети, Крестовый Перевал и Орджоникидзе, расположенных на разных высотах над уровнем моря в районе Главного Кавказского хребта. Эти аэрологические измерения проводились в течение летних месяцев 1957г., поэтому числовые значения коэффициентов характерны для конца 50-х годов. В цитируемой работе было также показано, что коэффициенты при z^2 для всех пунктов одинаковые. Дополнительный учет зависимости коэффициента a от высоты местности позволил автору сделать вывод об универсальном характере формулы (2.2.5) (с указанными числовыми значениями эмпирических коэффициентов) для условий Кавказа, о возможности ее применения для всей территории Грузии.

Для решения климатологических задач выражения (2.2.1) - (2.2.5) могут быть использованы и в случае облачной атмосферы. Как было сказано, входящие в них эмпирические коэффициенты γ , h , a , a_1 , a_2 , b , с определяются с помощью данных аэрологического или самолетного зондирования атмосферы, с привлечением метода наименьших квадратов [22].

Для оценки влияния изменения климата на процесс влагооборота в первую очередь необходимы сведения об общем содержании водяного пара (запас воды) в приземном слое и в СА для территории Грузии. Напомним, что общим содержанием водяного пара w г/см² называется его количество, содержащееся в воздушном вертикальном цилиндре с единичным поперечным сечением и высотой от земной поверхности до верхней границы атмосферы. Методики определения общего содержания водяного пара рассмотрены в [6, 22, 36-39]. Запас воды в атмосфере может быть рассчитан, непосредственно используя материалы радиозондирования, например, по формуле трапеции:

$$W = \sum_{i=1}^n \frac{(p_{i-1} + p_i)}{2} (z_i - z_{i-1}) \quad (2.2.6)$$

Здесь p_{i-1} и p_i - есть значения абсолютной влажности на соседних уровнях с высотами соответственно z_{i-1} и z_i , n - количество уровней, включая и земную поверхность. Такая методика применена, например, в [22, 39]. Аналитический способ определения запаса воды в атмосфере предложен в [38], в котором дана следующая формула для W :

$$W = \frac{\pi^{1/2}}{2b^{1/2}} p_0 \exp\left(\frac{a^2}{4b}\right) \left[1 - \Phi\left(\frac{a}{2b^{1/2}}\right)\right]. \quad (2.2.7)$$

Здесь: коэффициенты $a_2 = a_1 + a_2 z_0$, b - это эмпирические постоянные, входящие в выражения (2.2.4), (2.2.5); p_0 - значение абсолютной влажности на земной поверхности;

$$\Phi(x) = \frac{2}{\pi^{1/2}} \int_0^x \exp(-y^2) dy$$

- есть интеграл вероятности ошибок.

Формула (2.2.7) может быть применена для тех пунктов, в которых отсутствуют данные аэрологических измерений, используя входящее в нее значение абсолютной влажности p_0 измеренное на этом пункте. Однако, дополнительно должны быть проведены исследования: влияния наблюдаемого суточного и месячного хода эмпирических коэффициентов a и b на результаты вычисления W ; устойчивости этих коэффициентов относительно зонального принципа расчетов, подтверждающее возможность применения формул (2.2.5) и (2.2.7) для всей территории Грузии; изменения числовых значений коэффициентов в зависимости от периода аэрологических измерений, которые могут возникнуть под влиянием антропогенного фактора.

Для расчетов исходными являлись материалы радиозондирования атмосферы аэрологических станций Батуми, Сухуми, Тбилиси и Абастумани за период 1985-1990 гг., хранимые в Гидрометфонде Грузинского Департамента по гидрометеорологии. Материалы для станций Батуми и Сухуми были объединены в одну группу. В каждую из трех групп входили данные 90 р/з, которые отбирались с таким расчетом, чтобы информация по возможности равномерно распределялась по срокам наблюдений и месяцам. Так как основной целью было изучение особенностей температуры t , давления H и влагосодержания (упругость водяного пара e мб и относительная влажность $f\%$) на разных высотах в СА при различном режиме облачности, то данные в

каждой группе дополнительно были разделены по трем градациям относительно облачности – отсутствие облаков 0 баллов; средняя облачность 4-6 баллов; сплошная облачность -10 баллов. Все необходимые характеристики соответствовали высотам 10-ти изобарических уровней: 0; 0.5; 1.0; 1.5; 2.5; 3.5; 4.5; 5.5; 6.5; 7.5 км.

Рассмотрим суточный ход коэффициентов a , b в формуле (2.2.4) и влияние этого хода на расчет их суточных значений, полученных усреднением по разным срокам. В табл.2.2.1 приведены величины коэффициентов по срокам наблюдений согласно данных 2600 запусков p/z в период 1962-1971 гг. на станциях Тбилиси и Тамды. Эта информация почерпнута из работы [22]. Величины коэффициентов по срокам получены весовым усреднением данных p/z . Оно учитывает вклад в среднее того или иного значения коэффициента, пропорциональный отношению числа запусков, определяющих это значение, к их общему числу. Можно видеть, что четырехсрочное и двухсрочное (за 0 и 12ч или за 06 и 18 ч) усреднение дает близкое друг к другу результат. Поэтому усреднения по двум срокам дают вполне приемлемую числовую оценку коэффициентов a и b . Согласно данным станции Тбилиси для разных периодов наблюдений (1962-1971; 1982-1986) отмечается изменение величины коэффициента a . Например, среднее по 4-м срокам в период 1962-1971 гг. составляет для a величину 0,316 1/км, среднее по 2-м срокам в период 1982-1986гг. - 0,1514 /км. Значения же коэффициента b фактически остаются неизменными для различных периодов наблюдений - 0,0304 и 0,0325¹/км², так и для разных станций (Тбилиси, Тамды) - 0,0304 и 0,0361¹/км² в один и тот же период. Исключение составляют данные по Индийскому океану, согласно которым величины коэффициентов отличаются от их значений для Тбилиси и Тамды.

Отметим, также, незначительное влияние облачности на суточные значения коэффициентов a и b на примере данных ст. Тбилиси в период 1982-1986 гг. Это хорошо прослеживается на гистограмме (рис. 2.2.1 и 2.2.2), представляющей результаты расчетов коэффициентов в отдельные сроки, для разных пунктов, в различные периоды наблюдения и для отличающихся друг от друга состояний небосвода. Это позволяет усреднять значения коэффициентов по градациям облачности.

Рассмотрим среднемесячные величины коэффициентов a и b и их годовой ход. В табл. 2.2.2 и на рис. 2.2.3 приведены сведения об изменении этих коэффициентов по месяцам. Среднемесячные величи-

ны коэффициентов получены весовым усреднением данных 4-х срочных запусков р/з. Как и прежде оно учитывает вклад в среднее того или иного значения коэффициента, пропорциональный отношению числа запусков, определяющих это значение, к общему их количеству. В табл. 2.2.2 для станций Батуми - Сухуми приведены

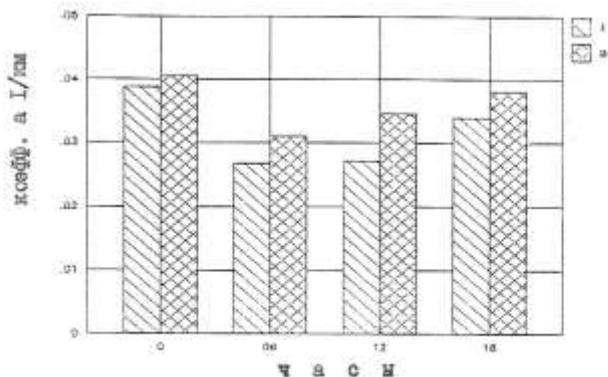


Рис.2.2.1.а. Значения коэффициента «A» за 0; 6; 12 и 18 часов (среднесолнечное время) для безоблачного неба по данным 1962-1971 гг. (1 – Тбилиси; 2 – Батуми).

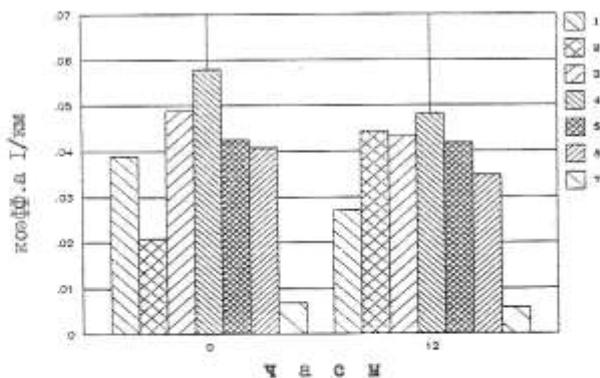


Рис.2.2.1.б. Значения коэффициента «A» за 0; и 12 часов (среднесолнечное время; 1 – Тбилиси, 1962-1971; 2 – Тбилиси, 1982-1986; 3 – Тбилиси, 1982-1986, облачность в баллах G=0; 4-Тбилиси, 1982-1986, G=4 +6; 5-Тбилиси, 1982-1986, G=10; 6- Батуми, 1962-1971, G=0; 7 – Индийский океан (корабль У), 1962-1971, G=0).

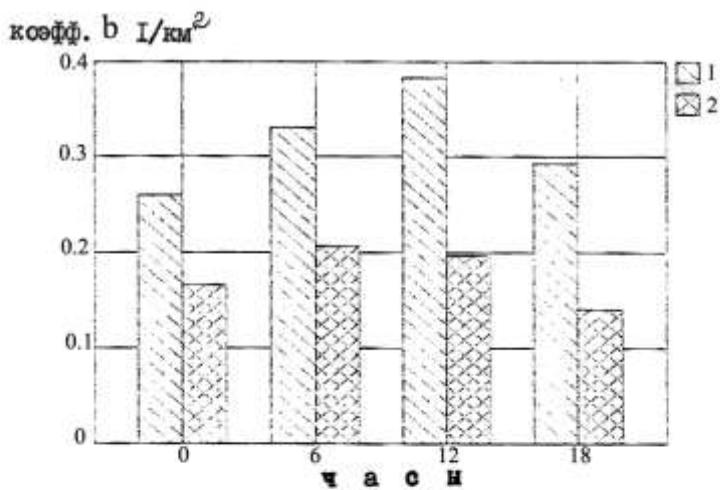


Рис.2.2.2.а. Значения коэффициента « b » (усл. обозначения см. рис. 2.2.1.а)

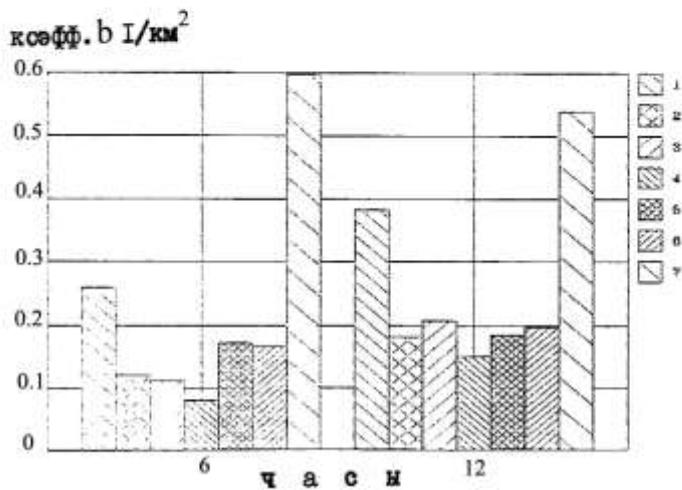


Рис.2.2.2.б. Значения коэффициента « b » (усл. обозначения см. рис. 2.2.1.б)

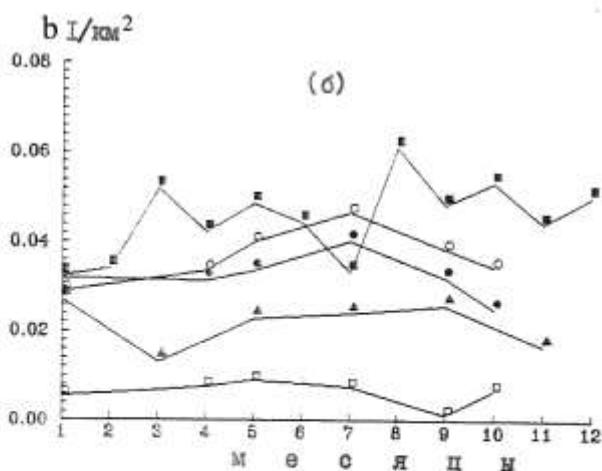
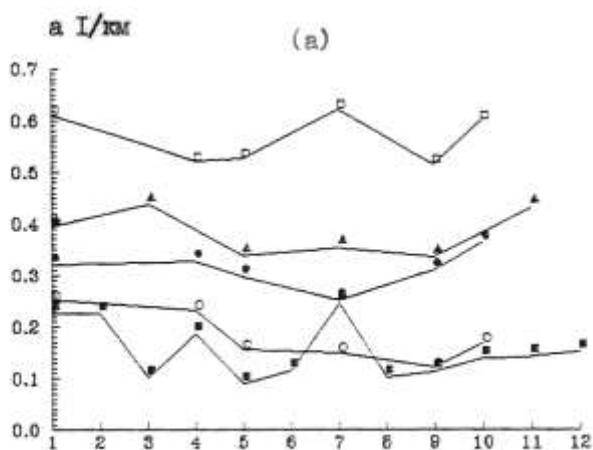


Рис.2.2.3. Изменения коэффициентов а (а) и б (б) по месяцам. Принятые обозначения:
 ● - Тбилиси, 1969-71; ■ - Тбилиси, 1962-86;
 ▲ - Батуми-Сухуми, 1962-86; ○ - Тамали, 1962-71;
 □ - Индийский океан, корабль У, 1962-71.

Таблица 2.2.1.

Суточный ход коэффициентов а и b

коэффициент	сроки наблюдения	Тбилиси					Тамды	Инд. ок.
		Период наблюдений		балл облачности				
		1962-71	1982-86	G ₀ =0	G ₀ =4-6	G ₀ =10	1962-7	1962-7
a 1/км	0	0.260	0.121	0.112	0.080	0.170	0.166	0.596
	06	0.330					0.207	
	12	0.382	0.181	0.207	0.150	0.184	0.197	0.537
	18	0.293					0.141	
b 1/км ²	0	0.0388	0.0208	0.0486	0.0578	0.0423	0.0406	0.0067
	06	0.0268					0.0310	
	12	0.0271	0.0442	0.0430	0.0479	0.0417	0.0347	0.0057
	18	0.0340					0.0381	

Таблица 2.2.2.

Суточный ход коэффициентов а и в

коэффициент	пункт, период	М Е С Я Ц Ы												средн. знач. коэфф.
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
а 1/км	Тбилиси 1962-71	0.320			0.328	0.298		0.252		0.310	0.363			0.287
	Тбилиси 1982-86	0.225	0.225	0.103	0.187	0.090	0.116	0.246	0.103	0.113	0.140	0.143	0.153	0.154
	Бат.Сух. 1982-86	0.394		0.437		0.337		0.354		0.335		0.431		0.381
	Тамды 1962-71	0.251			0.233	0.157		0.151		0.121	0.170			0.166
	Инд.ок. 1962-71	0.610			0.521	0.526		0.622		0.516	0.601			0.522
в 1/км ²	Тбилиси 1962-71	0.0319			0.0314	0.0336		0.0403		0.0321	0.0250			0.0299
	Тбилиси 1982-86	0.0323	0.0340	0.0518	0.0423	0.0487	0.0446	0.0333	0.0612	0.0485	0.0534	0.0443	0.0503	0.0454
	Бат.Сух. 1982-86	0.0270		0.0131		0.0228		0.0239		0.0258		0.0167		0.0216
	Тамды 1962-71	0.0290			0.0337	0.0401		0.0467		0.0386	0.0347			0.0371
	Инд.ок. 1962-71	0.0054			0.0074	0.0088		0.0073		0.0013	0.0068			0.0062

средние за каждые два месяца. Для определений среднемесячных величин весов при расчете среднегодовых значений обоих коэффициентов использованы данные Тбилиси за 1982-1986 гг. (вторая строка в табл. 2.2.2.) Исходя из данных табл. 2.2.2 и рис.2.2.3 можно пренебречь годовым ходом коэффициентов, который слабо выражен и примерно одинаков для станций Тбилиси и Тамды. Это позволяет выполнить годовое усреднение коэффициентов и в последующем анализе рассмотреть среднегодовые их значения. Эти значения приведены в последнем столбце табл.2.2.2, согласно которым для 80-х годов наблюдается уменьшение значения коэффициента a и увеличение коэффициента b для ст. Тбилиси (рис. 2.2.3).

Для расчета общего запаса водяного пара в атмосфере определим числовые значения эмпирических коэффициентов, характеризующих современное состояние распределения влажности в СА. Согласно данным ст. Тбилиси для периода 1982-1986 гг. имеем $a = 0,154^1/\text{км}$ и $b = 0,0454^1/\text{км}^2$. Тогда из формулы (2.2.5) следует

$$a = a_1 + a_2 z_0 \text{ или } 0,154 = a_1 + a_2 z_0.$$

Для Тбилиси $z_0 = 0,5\text{км}$. Учитывая результаты работы [37], согласно которым коэффициент при z^2 в выражении (2.2.5) не изменяется, то можно принять, что $a_2 = 0,15^1/\text{км}^2$. Подставим это значение в последнее равенство, получим уравнение

$$0,154 = a_1 + 0,15 \cdot 0,5,$$

решая которое получим $a_1 = 0,079^1/\text{км}$. Таким образом, для расчета запаса воды в атмосфере можно использовать формулу (2.2.5) в которой

$$a = (0,079 + 0,15z_0)^1 / \text{км}^2 \text{ и } b = 0,0454^1 / \text{км}^2.$$

Абсолютную влажность p_0 г/м³ на земной поверхности вычислим по известному соотношению

$$p_0 = \frac{216,75e_0}{273 + t_0}, \quad (2.2.8)$$

где e_0 и t_0 - соответственно УВП и температура на земной поверхности. Формула, описывающая зависимость запаса воды в атмосфере от высоты над уровнем моря пункта метеосети имеет вид:

$$w(z_0) = w_0 \exp(-m \cdot z_0), \quad (2.2.9)$$

где входящие в нее числовые коэффициенты $w_0 = 3,3/см^2$
 $m = 0,624^1/км$ вычислены методом наименьших квадратов, z_0 дается в км. На рис. 2.2.4 представлен график зависимости $w(z_0)$.

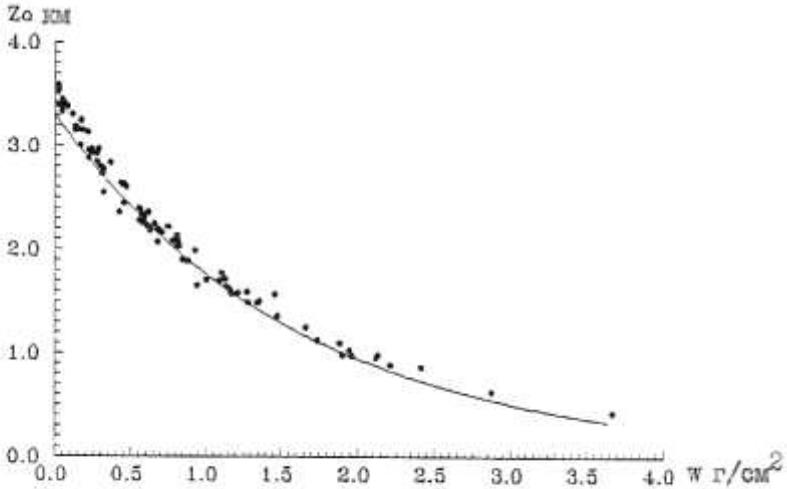


Рис.2.2.4. Зависимость запаса воды в атмосфере от высоты метеостанции над уровнем моря.

Усреднением по всем станциям среднегодовые значения w, t_0, e_0, f_0 , были получены их величины, в среднем характеризующие всю территорию Грузии:

$$w = (2,217 + 0,799)z / см^2,$$

$$t_0 = (10,22 + 4,14)^\circ C,$$

$$e_0 = (10,30 + 2,35)z Па,$$

$$f_0 = (74,30 + 3,70)\%.$$

В заключение укажем на необходимость дополнительных исследований вопроса о правомерности применения одних и тех же числовых значений коэффициентов в выражениях (2.2.3)-(2.2.5) и (2.2.7) для всей территории Грузии. Согласно данных о коэффициентах a, b , вошедших в таблицы 2.2.1 и 2.2.2 для станций Батуми – Сухуми и Абстумани наблюдаются отклонения от линейной зависимости $a(z_0)$,

которая была получена в условиях Главного Кавказского хребта [37]. Это может происходить вследствие:

- Сравнительно высоких погрешностей расчетов. Например, среднеквадратические отклонения для годовых величин коэффициентов a и b и в случае Батуми - Сухуми равны 50-150 %, для Тбилиси 40-80 %, для Абастумани - порядка 50%.
- Недостаточного объема выборки из материалов аэрологического зондирования. Как известно, в каждую группу вошли данные 90 р/з.
- В одну группу были включены данные станций Батуми, Сухуми. В таком случае резкие перемены в атмосфере при вторжениях сильно увлажненных или сухих воздушных масс могли оказать влияние на устойчивость числовых значений коэффициентов.
- Неполного набора данных для ст. Абастумани - в группу вошла информация, соответствующая только двум летним месяцам (июль, август).

Исходя из вышеизложенного, следует продолжить изучение вертикального распределения влагосодержания в СА с привлечением дополнительных данных аэрологического зондирования атмосферы, что позволит уточнить полученные в настоящем разделе результаты по распределению и изменению запаса воды в атмосфере над территорией Грузии.

§ 2.3. Характерные особенности распределения давления, температуры и влажности в свободной атмосфере

На основе обработки исходного аэрологического материала были получены эмпирические распределения основных метеорологических элементов (давление, температура, влагосодержание) по высоте в свободной атмосфере (СА) над указанными пунктами радиозондирования. В результате анализа оказалось, что в пунктах Батуми и Сухуми для летних месяцев вертикальный градиент температуры (γ) составляет $0.5 \div 0.7$ °C/100м (для простоты изложения в дальнейшем приводим без указания размерности). Что касается соответствующей величины среднеквадратического отклонения (σ), то она в основном изменяется в диапазоне $1.0 \div 2.0$ (табл. 2.3.1. и рис. 2.3.1.(а)). Исключение составляет первый, приземной слой, где γ уменьшается до $0.3 \div 0.4$, а σ летом достигает величины от 0.6 до 0.75.

Аналогичные данные для станции Тбилиси приведены на рис. 2.3.1 (б) и табл. 2.3.2. Как и следовало ожидать, для приземного слоя значение γ минимальное и изменяется в пределах $0.0 \div 0.5$. Для этого слоя характерно, также, минимальное значение σ , ($0.5 \div 1.0$). Эти два параметра в приземном слое почти не изменяются по месяцам.

Последующий слой от 1.0 до 1.5 км характеризуется повышенными значениями как γ , так и σ . Изменчивость между сезонами достигает 50% от абсолютной величины (рис. 2.3.2.). Из этих рисунков отчетливо видно, что для других месяцев разность между средними значениями γ и σ практически в пределах точности расчетов.

Что касается аналогичных данных по радиозондам Абастумани, то для первого приземного слоя величина γ и здесь минимальная, не более 0.5, а для других уровней достигает значения 0.6 и 0.65 (табл. 2.3.3). Для этого уровня возросли значения σ , до 5.5, а для других уровней σ в основном колеблется в пределах $1.5 \div 2.5$. Эти данные не противоречат результатам, полученным другими авторами [46-63] и лишней раз подтверждают наличие инверсии температуры в приземном слое.

Данные табл. 2.3.4. позволяют сопоставить значения γ и σ в зависимости от сроков наблюдений. Для станции Батуми и Сухуми в верхних слоях СА ощутимой разности нет, для приземного слоя можно отметить некоторый рост γ и σ днем. Для приземного слоя в Абастумани γ днем достигает значения 0.72, а ночью – всего лишь 0.26.

В зависимости от наличия или отсутствия облачности γ и σ изменяются неоднозначно (табл. 2.3.4). Естественно, что для приземного слоя эта разность более значительна.

Для Батуми и Сухуми с ростом облачности градиент увеличивается от 0.2 (при отсутствии облачности) до 0.55 при сплошной облачности. На этом уровне σ остается максимальным, но в зависимости от режима облачности оно мало меняется. Для станции Тбилиси влияние режима облачности на средние значения γ и σ незначительно. Более заметное изменение этих параметров отмечается на первых двух уровнях. Аналогичная картина прослеживается и для станции Абастумани. С увеличением облачности, γ увеличивается только для первого приземного слоя от 0.3 до 0.6. Для остальных уровней разность практически незначительна.

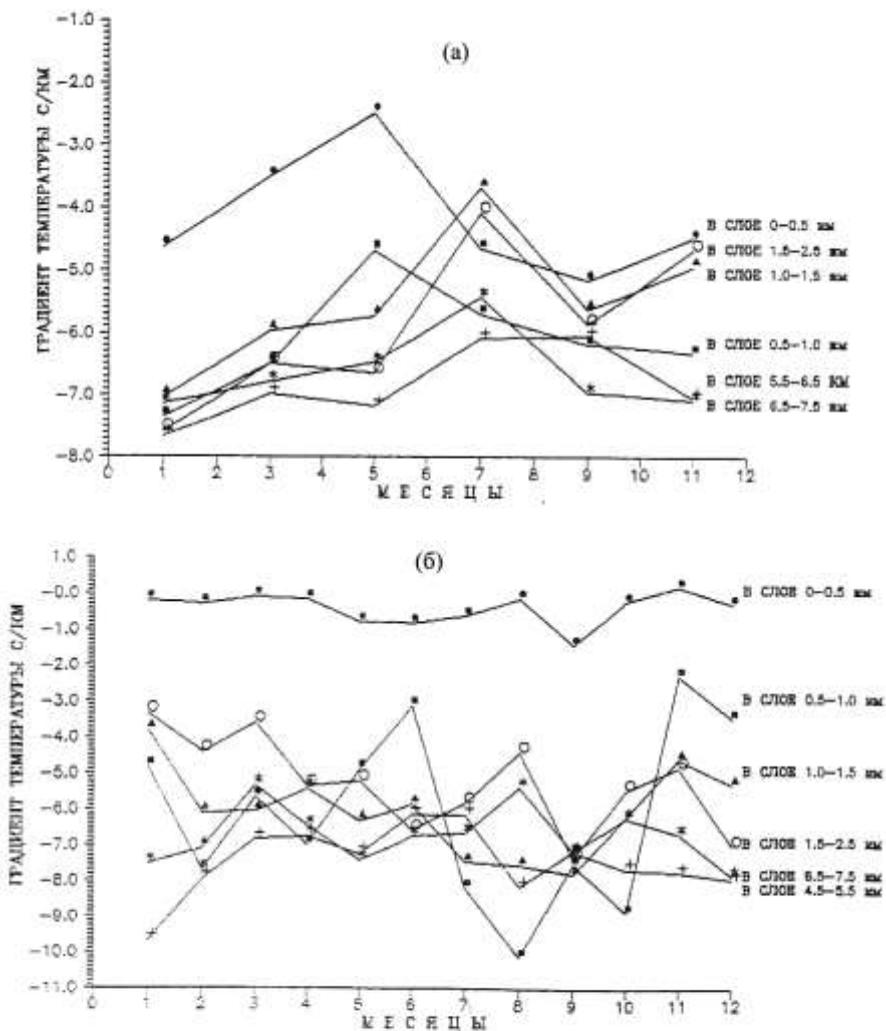


Рис. 2.3.1. Изменение градиента температуры в тропосфере по месяцам в Батуми (а) и Тбилиси (б)

Таблица 2.3.1.

Вертикальное изменение градиента температуры и его среднеквадратического отклонения (град/км) в атмосфере (ст.Батуми)

От – до (км)	среднее		ночь		день		Облачность в баллах					
	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	0		4 -6		10	
0-0.5	-3.49	6.32	.61	5.39	-7.59	4.14	-1.93	4.29	-3.05	4.57	-5.49	3.67
0.5-1.0	-6.05	2.24	-5.65	2.20	-6.45	2.20	-5.73	1.95	-6.29	2.33	-6.14	2.23
1.0-1.5	-5.73	2.15	-5.62	2.14	-5.65	2.16	-5.95	2.31	-6.24	2.06	-5.01	1.75
1.5-2.5	-5.87	2.23	-5.94	2.45	-5.79	1.98	-5.32	2.46	-6.73	1.46	-5.56	2.30
2.5-3.5	-5.92	2.19	-6.23	2.41	-5.61	1.89	-6.28	2.00	-5.92	2.02	-5.55	2.30
3.5-4.5	-6.27	1.96	-5.99	1.88	-6.55	2.00	-6.25	2.20	-5.87	1.73	-6.70	1.70
4.5-5.5	-6.71	1.77	-6.62	1.87	-6.80	1.65	-6.71	1.93	-6.89	1.78	-6.53	1.20
5.5-6.5	-6.85	1.97	-6.91	2.12	-6.79	1.80	-7.00	1.66	-7.00	1.96	-6.55	2.17
6.5-7.5	-6.82	2.27	-6.58	2.30	-7.06	2.22	-7.02	1.78	-6.96	2.53	-6.49	2.22
М Е С Я Ц Ы												
От-до	I - II		III - IV		V - VI		VII - VIII		IX - X		XI - XII	
0-0.5	-4.62	5.52	-3.5	7.38	-2.48	6.07	-4.65	7.1	-5.15	4.96	-4.48	5.32
0.5 - 1.0	-7.35	1.95	-6.5	1.92	-4.68	2.06	-5.7	2.55	-6.18	1.84	-6.32	.88
1.0 - 1.5	-7.03	1.22	-5.97	1.5	-5.73	1.41	-3.68	1.61	-5.62	1.45	-4.93	2.71
1.5-2.5	-7.58	.78	-6.49	1.65	-6.66	1.01	-4.08	1.99	-5.86	1.03	-4.66	2.49
2.5-3.5	-7.28	1.59	-4.34	2.7	-7.12	1.36	-6.08	3.16	-5.37	.97	-5.39	1.53
3.5-4.5	-6.49	1.67	-6.34	1.57	-5.35	1.66	-7.23	2.25	-5.66	2.04	-6.67	1.64
4.5-5.5	-7.65	1.61	-6.98	1.93	-7.18	1.7	-6.09	1.92	-6.05	2.01	-7.04	1.54
5.5-6.5	-8.63	1.56	-7.58	1.75	-7.25	1.96	-5.36	1.65	-5.98	1.56	-6.55	1.99
6.5-7.5	-7.14	2.88	-6.78	1.89	-6.47	2.46	-5.43	2.29	-6.96	1.93	-7.08	2.02

Таблица 2.3.2.

Вертикальное изменение градиента температуры и его среднеквадратического отклонения (град/км) в атмосфере (ст.Тбилиси)

От – до (км)	среднее		ночь		день		Облачность в баллах					
	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	0		4 -6		10	
0 - 0.5	-.34	.72	-.23	.66	-.45	.77	-.25	.75	-.30	.62	-.47	.69
0.5 - 1.0	-5.90	5.41	-2.82	5.31	-8.99	3.36	-4.91	3.80	-5.53	4.50	-7.27	3.69
1.0 - 1.5	-6.19	3.10	-4.45	2.37	-7.94	2.74	-6.49	2.80	-6.68	2.12	-5.41	2.23
1.5 - 2.5	-5.51	2.28	-4.81	1.57	-6.21	2.64	-5.85	1.82	-6.07	2.14	-4.61	2.02
2.5 - 3.5	-5.65	2.45	-5.12	2.15	-6.18	2.61	-5.29	2.65	-5.71	2.22	-5.95	1.92
3.5 - 4.5	-5.91	2.56	-6.33	2.77	-5.48	2.25	-6.13	2.62	-6.23	2.46	-5.36	2.29
4.5 - 5.5	-7.53	2.17	-7.18	2.17	-7.86	2.11	-7.82	1.92	-7.15	1.77	-7.62	2.50
5.5 - 6.5	-6.35	2.46	-6.41	2.21	-6.28	2.69	-5.65	1.74	-7.22	3.04	-6.17	2.02
6.5 - 7.5	-6.70	2.16	-6.41	2.23	-7.00	2.09	-6.60	1.81	-7.03	2.26	-6.46	2.01

МЕСЯЦЫ												
От-до	I		II		III		IV		V		VI	
0 - 0.5	-.2	.23	-.3	.19	.1	.47	-.17	.35	-.8	.78	-.83	1.34
0.5 - 1.0	-4.83	3.81	-7.7	5.61	-5.67	4.58	-7	3.81	-4.9	3.79	-3.13	7.75
1.0 - 1.5	-3.5	2.66	-6.1	3.22	-6.07	2.96	-5.43	2.53	-6.33	2.68	-5.87	1.54
1.5 - 2.5	-3.32	1.43	-4.42	2.39	-3.6	1.05	-5.35	2.72	-5.22	2.5	-6.6	1.22
2.5 - 3.5	-3.63	2.95	-5.1	2.03	-5.6	4.32	-5.97	2.68	-5.95	2.14	-7.38	1.64
3.5 - 4.5	-5.8	1.96	-6.18	2.26	-4.33	1.34	-6.16	1.88	-6.35	1.98	-6.62	3.38
4.5 - 5.5	-9.67	2.56	-7.95	1.36	-6.83	1.25	-6.75	2.23	-7.25	1.41	-6.15	2.12
5.5 - 6.5	-5.73	2.69	-5.98	2.16	-8.75	4.26	-9.03	3.06	-6	1.41	-6.83	1.77
6.5 - 7.5	-7.48	3.03	-7.08	.61	-5.33	2.43	-6.47	2.34	-7.42	2.05	-6.77	1

Продолжение Табл. 2.3.2.

МЕСЯЦЫ												
От-до	VII		VIII		IX		X		XI		XII	
0 - 0.5	-. 63	. 63	-. 17	. 27	-1.43	1.17	-. 23	. 07	. 17	. 41	-. 3	. 36
0.5 - 1.0	-8. 2	4.08	-10.13	1. 8	-7.53	3.26	-8.67	4. 58	-2. 3	6.62	-3.47	5. 3
1.0- 1.5	-7. 47	3. 91	-7. 57	3. 15	-7. 8	2.42	-6. 2	2. 84	-4. 6	2. 68	-5. 3	. 92
1.5 - 2. 5	-5. 83	1. 96	-4. 42	1. 53	-7. 35	2.36	-5.45	1. 31	-4.83	2. 74	-7	1. 64
2. 5 - 3. 5	-5. 73	1. 36	-5. 97	2. 23	-4. 87	2.36	-5.65	1. 72	-6.55	. 9	-4.53	1. 87
3. 5 - 4. 5-	-7. 75	3. 26	-3. 78	2. 14	-6. 73	2.55	-4.95	3. 29	-6.02	. 74	-5.58	2. 21
4. 5 - 5. 5	-6. 15	2. 84	-8. 18	2. 55	-7. 17	1.46	-7.65	1. 5	-7.73	. 66	-7.92	2. 15
5. 5 - 6. 5	-5. 33	1. 6	-5. 16	1. 18	-4. 83	2.19	-7	2. 52	-5.17	1. 34	-7.17	. 62
6. 5 - 7. 5	-6. 67	3.35	-5. 36	2. 37	-7. 17	2.27	-6.22	2. 36	-6.67	1. 49	-7.83	1. 86

Таблица 2.3.3.

Вертикальное изменение градиента температуры и его среднеквадратического отклонения (град/км) в атмосфере (ст.Абастумани)

От – до (км)	среднее		ночь		день		Облачность в баллах					
	ср.	σ	ср.	σ	ср.	σ	0		4-6		10	
0 - 0.5	-4.94	5.47	-2.65	5.65	-7.23	4.19	-3.06	5.06	-5.76	4.69	-6.00	3.99
0.5 - 1.0	-5.35	2.66	-4.41	2.80	-6.30	2.13	-4.19	3.01	-5.75	1.98	-6.12	1.41
1.0 - 1.5	-5.56	3.21	-4.05	3.62	-7.07	1.70	-5.54	2.98	-5.39	2.67	-5.75	1.74
1.5 - 2.5	-5.58	1.56	-5.06	1.46	-6.10	1.49	-6.07	1.33	-5.74	1.17	-4.94	1.30
2.5 - 3.5	-6.03	1.86	-6.42	1.81	-5.64	1.81	-5.64	1.89	-6.12	1.84	-6.32	1.50
3.5 - 4.5	-6.06	1.32	-6.01	1.41	-6.11	1.21	-6.43	1.41	-6.05	1.30	-5.71	1.00
4.5 - 5.5	-5.81	1.26	-5.48	1.30	-6.15	1.14	-6.39	1.05	-5.59	.76	-5.47	1.37
5.5 - 6.5	-6.44	1.23	-6.26	1.15	-6.62	1.27	-6.78	1.22	-6.37	.97	-6.17	1.20
6.5 - 7.5	-6.25	2.28	-5.91	1.67	-6.58	2.71	-6.65	2.74	-5.67	1.85	-6.42	1.53

МЕСЯЦЫ		
От - до	VII	VIII
0 - 0.5	-4.94	5.47
0.5 - 1.0	-5.35	2.66
1.0 - 1.5	-5.56	3.21
1.5 - 2.5	-5.58	1.56
2.5 - 3.5	-6.03	1.86
3.5 - 4.5	-6.06	1.32
4.5 - 5.5	-5.81	1.26
5.5 - 6.5	-6.44	1.23
6.5 - 7.5	-6.25	2.28

Таблица 2.3.4.

Вертикальное изменение градиента температуры и его квадратического отклонения
в атмосфере для различного Z_0 ($Z_0=0$ км Батуми; $Z_0=0,5$ км Тбилиси; $Z_0=1,28$ км Абастумани)

От -до	Среднее																	
	Среднее						Ночь						День					
	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28
0 -0.5	-3.5	-.3	-4.9	6.3	.7	5.5	-.6	-.2	-2.6	5.4	.7	5.6	-7.6	-.5	-7.2	4.1	.8	4.2
0.5 - 1.0	-6.1	-5.9	-5.4	2.2	5.4	2.7	-5.7	-2.8	-4.4	2.2	5.3	2.8	-6.5	-9.0	-6.3	2.2	3.4	2.1
1.0 - 1.5	-5.7	-6.2	-5.6	2.2	3.1	3.2	-5.8	-4.4	-4.0	2.1	2.4	3.6	-5.6	-7.9	-7.1	2.2	2.7	1.7
1.5 - 2.5	-5.9	-5.5	-5.6	2.2	2.3	1.6	-5.9	-4.8	-5.1	2.5	1.6	1.5	-5.8	-6.2	-6.1	2.0	2.6	1.5
2.5 - 3.5	-5.9	-5.7	-6.0	2.2	2.4	1.9	-6.2	-5.1	-6.4	2.4	2.2	1.8	-5.6	-6.2	-5.6	1.9	2.5	1.8
3.5 - 4.5	-6.3	-5.9	-6.1	2.0	2.6	1.3	-6.0	-6.3	-6.0	1.9	2.8	1.4	-6.6	-5.5	-6.1	2.0	2.3	1.2
4.5 - 5.5	-6.7	-7.5	-5.8	1.8	2.2	1.3	-6.6	-7.2	-5.5	1.9	2.2	1.3	-6.8	-7.9	-6.1	1.7	2.1	1.1
5.5 - 6.5	-6.8	-6.3	-6.4	2.0	2.5	1.2	-6.9	-6.4	-6.3	2.1	2.2	1.1	-6.8	-6.3	-6.6	1.2	2.7	1.3
6.5 - 7.5	-6.8	-6.7	-6.2	2.3	2.2	2.3	-6.6	-6.4	-5.9	2.3	2.2	1.7	-7.1	-7.0	-6.6	2.2	2.1	2.7

От -до	Облачность в баллах																	
	0						4 - 6						10					
	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28	0	.5	1.28
0 - 0.5	-1.9	-.3	-3.1	4.	.8	5.1	-3.1	-.3	-5.8	4.6	.6	4.7	-5.5	-.5	-6.0	3.7	.7	4.0
0.5 - 1.0	-5.7	-4.9	-4.2	1.9	3.8	3.0	-6.3	-5.5	-5.7	2.3	4.5	2.0	-6.1	-7.3	-6.1	2.2	3.7	1.4
1.0 - 1.5	-5.9	-6.5	-5.5	2.3	2.8	3.0	-6.2	-6.7	-5.4	2.1	2.1	2.7	-5.0	-5.4	-5.8	1.7	2.2	1.7
1.5 - 2.5	-5.3	-5.9	-6.1	2.5	1.8	1.3	-6.7	-6.1	-5.7	1.5	2.1	1.2	-5.6	-4.6	-4.9	2.3	2.0	1.3
2.5 - 3.5	-6.3	-5.3	-5.6	2.0	2.7	1.9	-5.9	-5.7	-6.1	2.0	2.2	1.8	-5.5	-6.0	-6.3	2.3	1.9	1.5
3.5 - 4.5	-6.2	-6.1	-6.4	2.2	2.6	1.4	-5.9	-6.2	-6.1	1.7	2.5	1.3	-6.7	-5.4	-5.7	1.7	2.3	1.0
4.5 - 5.5	-6.7	-7.8	-6.4	2.0	1.9	1.1	-6.9	-7.2	-5.6	1.8	1.8	.8	-6.5	-7.6	-5.5	1.2	2.5	1.4
5.5 - 6.5	-7.0	-5.6	-6.8	1.7	1.7	1.2	-7.0	-7.2	-6.4	2.0	3.0	1.0	-6.5	-6.2	-6.2	2.2	2.0	1.2
6.5 - 7.5	-7.0	-6.6	-6.7	1.8	1.8	2.7	-7.0	-7.0	-5.7	2.5	2.3	1.8	-6.5	-6.5	-6.4	2.2	2.0	1.5

В результате анализа изменения γ и σ в свободной атмосфере, можно констатировать, что для всех станций характерно уменьшение γ и увеличение σ для приземных слоев атмосферы. Что касается изменения этих параметров для вышележащих слоев, то, начиная с 2-3 км, разности практически не зависят от времени суток, месяца и режима облачности.

Для решения ряда конкретных задач могут представлять интерес изменения γ и σ в зависимости от нижних и верхних (условно) слоев. Соответствующие графики для станций Батуми и Тбилиси представлены на рис. 2.3.3.

Проанализируем, как изменяется запас водяного пара (w) в свободной атмосфере для различных пунктов в Грузии в течение года. Основные результаты поля влажности даны в табл. 2.3.5 ÷ 2.3.7. В этих таблицах приняты следующие обозначения:

w – запас водяного пара;

p – упругость водяного пара;

dp – стандартное отклонение в абсолютных величинах и в %;

a, b, c, h – соответствующие коэффициенты.

Для Батуми минимальное значение w отмечается в январе и соответствует 1.14 г/см^2 (табл. 2.3.5). Максимальные значения в июле и сентябре составляют 3.5 г/см^2 . Увеличение в СА запаса водяного пара летом легко объяснить увеличением температуры воздуха и интенсивностью испарения. По данным р/з Тбилиси табл. 2.3.6 минимальное значение отмечено в феврале и марте – 1.1 г/см^2 . Максимальное значение w в Тбилиси составляет в июле 3.8 г/см^2 . В Абастумани, табл. 2.3.7 в среднем, запас водяного пара летом равен 2.51 г/см^2 . Среднегодовые значения для Батуми и Тбилиси составляют соответственно 2.2 и 2.3 г/см^2 . Что касается среднеквадратического отклонения – то в Батуми и Тбилиси оно в пределах $52 \div 53\%$, что еще раз подтверждает значительные его изменения по месяцам. В Абастумани $\sigma = 20\%$.

Если учесть, что для Абастумани были проанализированы данные только одного сезона (лето), то такое уменьшение является правоммерным. Увеличение среднегодового запаса водяного пара в Абастумани не является признаком повышенного фона увлажнения. Для сравнения можно указать, что соответствующая величина в июле для Батуми и Тбилиси составляет 3.5 и 3.8 г/см^2 соответственно.

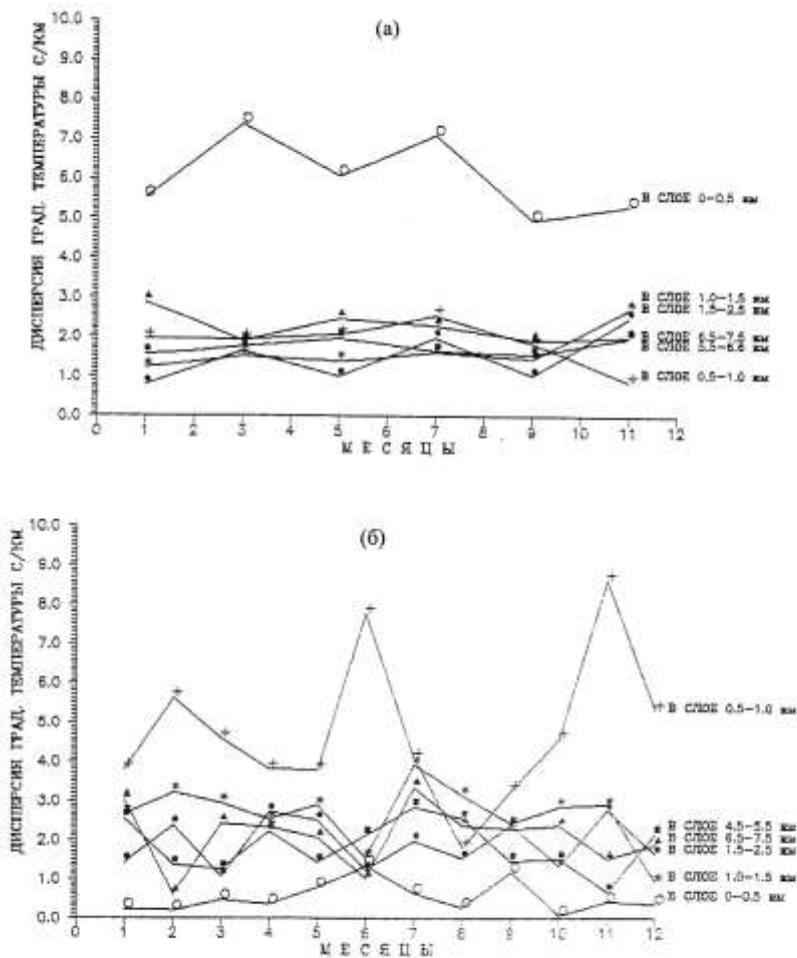


Рис. 2.3.2. Изменение дисперсии градиента температуры в тропосфере над Батуми (а) и Тбилиси (б)

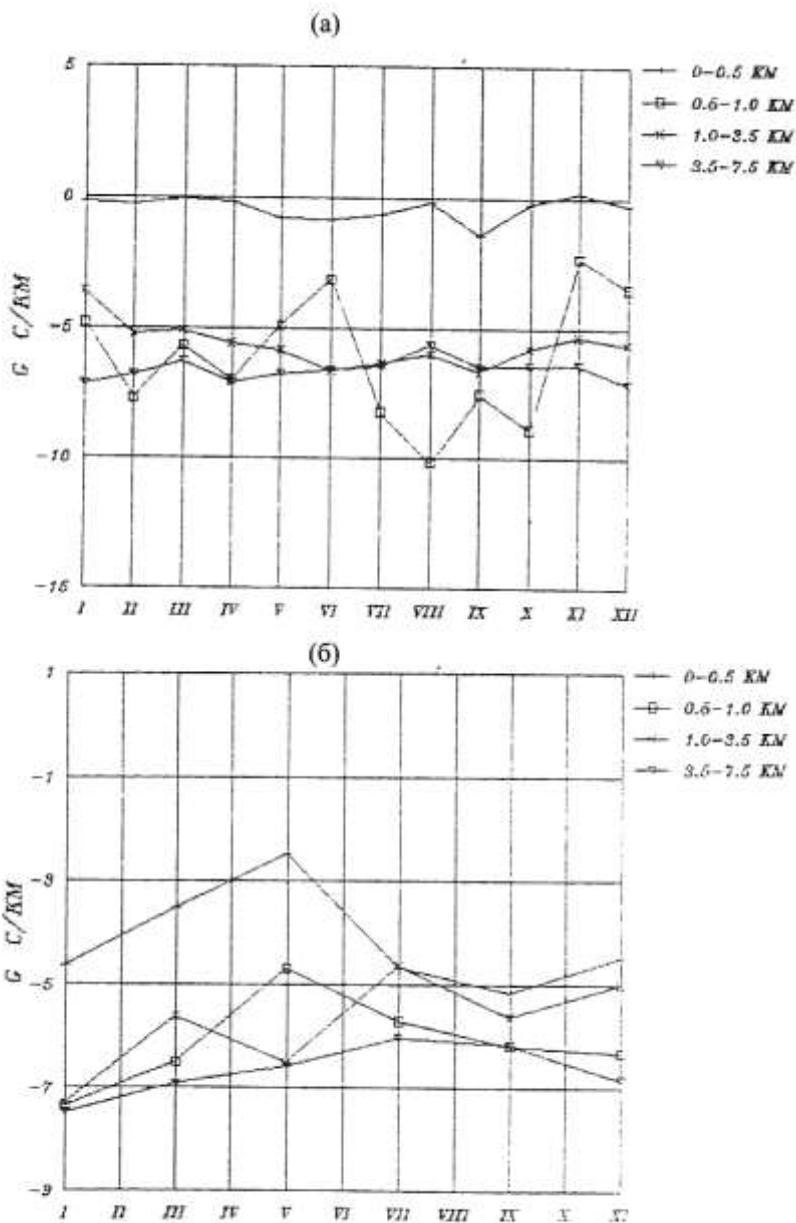


Рис. 2.3.3. Изменение градиента температуры в тропосфере по месяцам над Батуми (а) и Тбилисис (б)

Таблица 2.3.5.

Распределение запасов воды (W) в атмосфере (ст. Батуми)

Параметры	Облачность в баллах											
	Среднее				Ночь				День			
	ср.	0	4 - 6	10	ср.	0	4 - 6	10	ср.	0	4 - 6	10
W	2.20	1.82	2.16	2.62	2.20	1.69	2.13	2.57	2.20	1.76	2.19	2.66
c	0.512	0.536	0.510	0.490	0.491	0.514	0.471	0.466	0.533	0.558	0.549	0.493
dp_1	0.795	0.774	0.728	0.884	0.616	0.795	0.806	0.846	0.775	0.753	0.649	0.922
$dp_1\%$	22.3	2.3	20.8	20.9	23.0	25.0	23.6	20.3	21.7	25.7	17.9	21.6
a	0.398	0.481	0.387	0.320	0.341	0.442	0.306	0.274	0.452	0.521	0.469	0.365
b	0.020	0.009	0.021	0.029	0.025	0.012	0.026	0.036	0.014	0.006	0.013	0.021
dp_2	1.247	1.090	1.230	1.421	1.050	0.877	0.942	1.332	1.444	1.302	1.518	1.511
$dp_2\%$	37.0	38.4	35.6	37.0	30.0	28.4	26.9	34.6	44.0	48.4	44.4	39.4

Параметры	М Е С Я Ц Ы					
	I - II	III - IV	V - VI	VII - VIII	IX - X	XI - XII
W	1.14	1.29	2.52	3.49	3.51	1.97
c	0.554	0.514	0.472	0.496	0.489	0.530
dp_1	0.464	0.463	0.722	1.334	1.129	0.682
$dp_1\%$	22.8	23.0	17.6	22.9	19.6	21.7
a	0.394	0.437	0.337	0.354	0.335	0.431
b	0.027	0.013	0.023	0.024	0.026	0.017
dp_2	0.786	0.866	1.413	1.940	1.748	1.059
$dp_2\%$	41.3	39.5	34.7	34.8	29.7	32.0

Таблица 2.3.6.

Распределение запасов воды (W) в атмосфере (ст. Тбилиси)

Параметры	Облачность в баллах											
	Среднее				Ночь				День			
	ср.	0	4 - 6	10	ср.	0	4 - 6	10	ср.	0	4 - 6	10
W	2.32	2.33	2.60	8.02	2.43	2.25	2.53	2.51	2.21	2.41	2.68	1.54
c	0.430	0.432	0.431	0.487	0.416	0.401	0.424	0.422	0.444	0.464	0.437	0.431
dp_1	1.21	1.25	1.35	1.04	1.27	1.29	1.45	1.07	1.16	1.21	1.26	1.01
$dp_1\%$	30.4	32.0	32.1	27.8	32.8	35.2	35.6	27.5	28.1	88.8	28.7	26.8
a	0.151	0.159	0.116	0.177	0.121	0.112	0.080	0.170	0.181	0.207	0.152	0.164
b	0.047	0.046	0.053	0.048	0.050	0.049	0.058	0.042	0.044	0.043	0.048	0.042
dp_2	0.904	0.883	0.961	0.868	0.850	0.793	0.891	0.867	0.957	0.973	1.031	0.868
$dp_2\%$	23.6	23.9	84.2	22.8	22.5	22.1	23.2	22.1	24.8	25.6	25.2	23.5

Параметры	М Е С Я Ц Ы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
W	1.14	1.07	1.09	1.82	2.33	3.2	3.79	3.15	3.59	2.57	1.6	1.35
c	0.417	0.428	0.415	0.439	0.383	0.382	0.445	0.478	0.402	0.461	0.408	0.454
dp_1	0.43	0.36	0.52	0.83	1.25	1.65	1.94	2.05	1.91	1.47	0.85	0.76
$dp_1\%$	23.7	81.2	28.5	27.1	30.9	29.5	87.4	37.3	30.1	34.2	87.7	32.3
a	0.225	0.825	0.103	0.187	0.09	0.116	0.246	0.103	0.113	0.14	0.143	0.153
b	0.032	0.034	0.052	0.048	0.049	0.045	0.033	0.061	0.049	0.053	0.044	0.050
dp_2	0.439	0.464	0.445	0.73	0.878	1.319	1.529	1.226	1.546	0.964	0.729	0.599
$dp_2\%$	23.6	26.7	26.1	24.4	22.2	23.3	22.2	22.8	24.7	84	23.5	26.2

Таблица 2.3.7.

Распределение запасов воды (W) в атмосфере (ст. Абастумани)

Параметры	Облачность в баллах											
	Среднее				Ночь				День			
	ср.	0	1 - 9	10	ср.	0	1 - 9	10	ср.	0	1 - 9	10
<i>W</i>	2.5	2.4	2.6	2.6	2.4	2.2	2.6	2.5	2.6	2.6	2.5	2.7
<i>c</i>	0.557	0.564	0.552	0.556	0.543	0.530	0.505	0.595	0.571	0.598	0.599	0.517
<i>dp₁</i>	1.30	1.43	1.23	1.25	1.41	1.51	1.31	1.41	1.20	1.34	1.15	1.10
<i>dp₁%</i>	30.8	35.7	28.1	28.6	34.4	41.4	29.2	32.4	27.2	30.0	26.9	24.7
<i>a</i>	0.267	0.293	0.289	0.278	0.250	0.255	0.231	0.264	0.324	0.331	0.348	0.292
<i>b</i>	0.046	.046	0.044	0.047	0.049	0.046	0.046	0.056	0.042	0.045	0.042	..036
<i>dp₂</i>	1.22	1.26	1.20	1.22	1.21	1.21	1.18	1.24	1.24	1.32	1.21	1.20
<i>dp₂%</i>	29.0	31.6	27.5	27.9	29.7	33.2	26.8	29.2	28.3	29.9	28.2	26.7

Таблица 2.3.8.

Распределение запасов воды (W) и давления
в атмосфере для различного Z_0 ($Z_0=0$ км Батуми; $Z_0=0,5$ км Тбилиси; $Z_0=1,28$ км Абастумани)

От -до									
	Среднее			Ночь			День		
	0	0.5	1.28	0	0.5	1.28	0	0.5	1.28
W	2.20	2.32	2.51	2.20	2.43	2.43	2.20	2.21	2.58
$dw\%$	53.3	51.7	20.1	50.3	49.8	20.8	56.2	53.2	19.0
c	0.512	0.43	0.557	0.491	0.416	0.543	0.533	0.444	0.571
$dp_1\%$	22.3	30.4	30.8	23.0	32.8	34.4	21.7	28.1	27.2
a	0.396	0.151	0.287	0.341	0.121	0.250	0.452	0.191	0.354
b	0.020	0.047	0.046	0.025	0.050	0.049	0.014	0.044	0.042
dp_2	37.0	23.6	29.0	30.0	22.5	29.7	44.0	24.6	28.3

От -до	Облачность в баллах								
	0			4 - 6			10		
	0	0.5	1.28	0	0.5	1.28	0	0.5	1.28
W	1.82	2.33	2.36	2.16	2.60	2.57	2.62	2.02	2.59
$dw\%$	56.0	49.2	21.2	52.0	50.1	20.5	46.3	45.3	14.4
c	0.536	0.432	0.564	0.510	0.431	0.552	0.490	0.427	0.556
$dp_1\%$	25.3	32	35.7	20.8	32.1	28.1	20.9	27.2	28.6
a	0.481	0.159	0.293	0.387	0.116	0.289	0.320	0.177	0.278
b	0.009	0.046	0.046	0.021	0.053	0.044	0.029	0.041	0.047
dp_2	38.4	23.9	31.6	35.6	24.2	27.5	37.0	22.8	27.9

Как показывают результаты расчетов, запас водяного пара в атмосфере изменяется в зависимости от режима облачности. При ясном небе в Батуми, в среднем, $W = 1.82$, при наличии облачности $4 \div 6$ баллов возрастает до 2.16, а при сплошной облачности достигает наибольшего значения – 2.62 г/см^2 (табл.2.3.8). Анализ материалов р/з для Тбилиси (табл. 2.3.8.) показал, что при облачности 0, $4 \div 6$ и 10 баллов W соответственно равно 2.33; 2.6 и 2.02 г/см^2 . Что касается результатов измерения W в Абастумани, то по мере увеличения облачности и здесь наблюдается увеличение влагосодержания от 2.36 до 2.59 г/см^2 . Для всех трех станций величины σ для W при различном режиме облачности почти равны - они изменяются в пределах $45 \div 52\%$.

Более детальный анализ позволяет уточнить, что для станции Тбилиси уменьшение W при наличии сплошной облачности в основном происходит из-за ее резкого уменьшения днем – до 1.54 г/см^2 . Для других станций такой большой разности между значениями W днем и ночью в зависимости от режима облачности не отмечается.

Глава 3. Влияние изменения климата на влагооборот в условиях Грузии

В настоящей главе представлены результаты изучения процесса влагообмена и тенденций его изменения для двух бассейнов рек Грузии – Супса и Храми. Оба бассейна, имея примерно равные площади, расположены в южной части Грузии на нагорье Малого Кавказа (рис. 3.1.1).

В течение последнего столетия в бассейне р. Супса наблюдается умеренное похолодание, а в бассейне р. Храми - наоборот, потепление. В связи с выявленным изменением климата исследованы в основном следующие три вопроса: рассмотрены особенности изменения основных климатообразующих элементов - температур подстилающей поверхности и воздуха; упругости водяного пара и относительной влажности в пограничном слое атмосферы; установлены направление и величина изменений атмосферных осадков и стока; построена аналитическая зависимость между изменениями атмосферных осадков и стока, соответственно, в зонах похолодания и потепления.

Для оценки влияния изменения климата на влагооборот использованы фактические длиннопериодные ряды данных гидрометеоро-

рологических станций и постов, расположенных в упомянутых бассейнах.

Климатический режим и его временные изменения непосредственно связаны с энергетическим состоянием подстилающей поверхности и прилегающего к ней пограничного слоя атмосферы. При этом, изменение климата является результатом нестационарности энергетического состояния географической среды. Оно может быть вызвано факторами, способными изменять равновесное (стационарное) состояние приходно-расходной частей радиационного баланса в процессе переноса энергии. Такими факторами, например, могут быть изменения концентрации в атмосфере некоторых примесей, которые способны оказать влияние на преобразование энергии при её распространении в атмосфере, изменение физического состояния подстилающей поверхности, влияющего на её альбедо и др.

§ 3.1. Особенности изменения некоторых климатообразующих элементов (температур воздуха и поверхности почвы, относительной влажности и упругости водяного пара) в областях потепления и похолодания

Нарушение стационарного (равновесного) состояния энергетического уровня среды, т.е. изменение климатического режима, в первую очередь отражается в трансформации полей температуры и влажности в атмосфере. Затем возникают соответствующие изменения в цикле влагообмена в системе "атмосфера-подстилающая поверхность", включающего превращение водяного пара по схеме "влагосодержание - облачность – осадки – испарение - сток".

Современное потепление климата, протекающее на Земле, является результатом нарушения равновесного состояния энергетического баланса в системе "земная поверхность - атмосфера". В частности, из-за увеличения в атмосфере некоторых примесей с малой концентрацией, обладающих способностью поглощать длинноволновое излучение, а также за счёт уменьшения альбедо земной поверхности, постепенно увеличивается доля поглощенной солнечной энергии и повышается температура подстилающей поверхности и воздуха в пограничном слое атмосферы.

- 1- Бахмаро
- 2- Хидистави
- 3- Анисеули
- 4- Кведла Бахви
- 5- Болниси
- 6- Дманиси
- 7- Цалка
- 8- Самцевриси

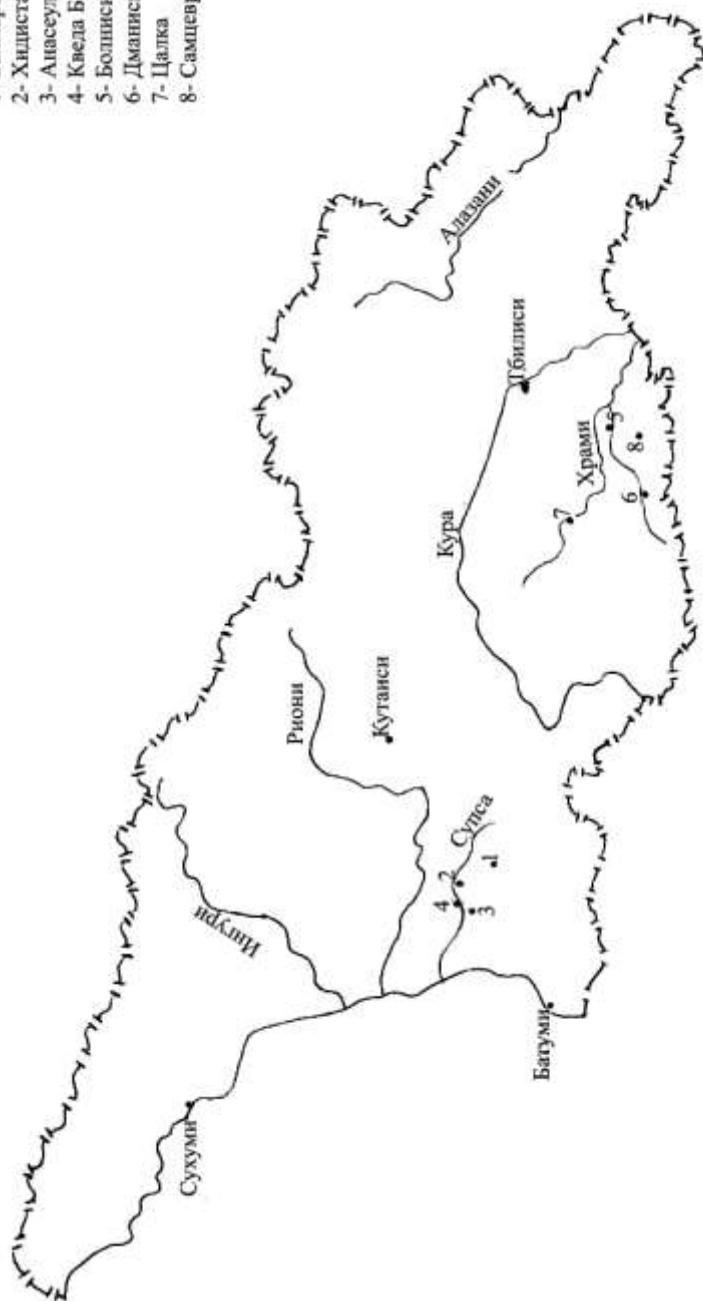


Рис. 3.1.1. Схема расположения пунктов наблюдений в бассейнах рек Храми и Сулса

На фоне глобального потепления климата на земле в отдельных её регионах имеет место довольно интенсивное похолодание, примером сложного характера глобального потепления являются особенности векового изменения климата на территории Грузии [46]. Согласно результатам этих исследований в течение XX века в восточной её части имело место потепление, а в западной – наоборот, наблюдалось похолодание. Такая структура векового изменения температурного поля может иметь серьезные последствия и вызвать непредсказуемые изменения метеорологических и гидрологических процессов в регионе.

Чтобы подтвердить отмеченную реакцию регионального климата на глобальное потепление и дать ему физическое объяснение необходимы более детальные исследования локальных изменений климатических полей, а также механизмов этих изменений, например, на основе эмпирико-статистических и энерго-балансовых моделей изменения климата в регионе.

Основные выводы при оценке изменения климата в бассейне реки Супса сделаны по данным метеостанций Бахмаро, Чохатаури, Хидистави, Анасеули, Шрома; в бассейне реки Храми – по данным метеостанций Болниси, Дманиси, Цалка, Самцвериси и Марнеули.

На территории бассейна р.Супса, из-за непосредственного влияния Чёрного моря формируется обильно и умеренно увлажненный субтропический климат, в основном, с тёплой зимой и прохладным летом. Средняя годовая температура воздуха по территории изменяется в пределах 5-15⁰С, а упругость водяного пара и относительная влажность – соответственно в интервалах 7-13мб и 70-78%.

Территория бассейна р.Храми в основном характеризуется сухим и умеренно увлажненным климатом, с умеренно холодной зимой и теплым продолжительным летом. Средняя годовая температура здесь находится в пределах 6-12⁰С, а влажность воздуха примерно на 10-15%-ов меньше, чем в бассейне р.Супса.

Как было отмечено, рассмотренные бассейны были выбраны по признаку противоположного знака климатических изменений метеорологических элементов. Подробную информацию даёт таблица 3.1.1, в которой приведены величины изменения среднемесячных значений температуры воздуха и поверхности почвы, упругости водяного пара, относительной влажности, полученные путём усреднения данных вышеупомянутых 5 станций в каждом бассейне, в среднем характеризующие климатические тенденции на их территориях.

Величины изменения метеоэлементов установлены с помощью линейной аппроксимации их временных рядов. В частности, при расчёте изменения температуры воздуха, упругости водяного пара и относительной влажности были использованы среднемесячные данные за 90 лет (1906÷1995гг), а для температуры поверхности почвы 56-летние ряды (1936÷1991гг).

Представленные в табл.3.1.1. величины пересчитаны и определяют изменения тех или иных элементов за 100 лет, т.е. они характеризуют в абсолютных единицах величину изменения метеоэлементов за 100 лет с учётом их среднегодовых линейных вариации в рассмотренном 90 или 56-летнем периоде.

Как видно из таблицы 3.1.1., среднее ежегодное уменьшение температуры воздуха на территории водосборного бассейна р. Супса составляет $-0.0022^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Интенсивность уменьшений температуры поверхности почвы за период 1936÷1991гг, в среднем составляет $-0.033^{\circ}\text{C}/\text{год}$, т.е. она уменьшается более чем в 10 раз, по сравнению с температурой воздуха.

Изменение температуры воздуха на территории бассейна р. Храми происходит значительно сильнее, чем в бассейне р. Супса и среднегодовая величина увеличения составляет $0.0058^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Что касается температуры поверхности почвы, то она увеличивается с гораздо меньшей интенсивностью и средний прирост за год составляет 0.0034°C .

Изменение влагосодержания атмосферы в обеих бассейнах происходит примерно одинаково и с малой интенсивностью. В обеих бассейнах увеличивается упругость водяного пара, в среднем на $0.0032\div 0.0034$ мб/год, а относительная влажность на $0.01\div 0.02$ %/год. Следовательно, можно заключить, что упругость водяного пара в обеих бассейнах испытывает незначительное увеличение, а относительная влажность почти не изменяется.

При оценке интенсивности изменений основных метеорологических элементов, определяющих региональный климатический режим и его изменение, были использованы разные периоды (90 и 56 лет). Рассмотрим, как согласуются короткопериодные вариации климата с длинопериодными (90- летними) изменениями. С этой целью были рассчитаны среднемесячные аномалии температуры воздуха для двух пунктов наблюдений Анасеули (бассейн р. Супса) и Дманиси (бассейн р. Храми), по трём периодам: 1906-95; 1936-91 и 1954-91гг.

Таблица 3.1.1. Вековое изменение среднемесячных величин температуры воздуха (t) и поверхности почвы (t₀), упругости водяного пара (e) и относительной влажности (f) в бассейнах рек Супса и Храми за 100 лет

Мет. элем.	Раз-мерн.	Месяцы												Сред.
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Бассейн реки Супса														
t	°С	-0.03	0.12	-0.42	1.10	-0.21	-0.12	0.02	-0.24	-0.35	-0.72	-1.3	-0.52	-0.22
e	Мб.	0.21	0.32	0.47	0.69	-0.07	-0.45	0.46	0.30	0.51	0.33	-0.02	0.44	0.34
f	%	1.55	0.57	0.51	-0.05	1.34	1.24	1.48	1.26	0.27	0.67	0.21	2.31	0.95
t ₀	°С	-6.30	-5.40	-4.30	-1.40	-5.7	-4.40	-1.50	-1.60	0.94	-0.18	-3.70	-5.90	-3.30
Бассейн реки Храми														
t	°С	1.31	0.29	0.14	1.29	1.07	0.55	0.63	-0.14	0.47	0.18	0.34	0.81	0.58
e	Мб.	0.29	0.08	0.46	0.69	-0.31	0.40	0.77	0.97	0.25	0.05	-0.03	0.17	0.32
f	%	1.19	1.47	3.02	1.68	0.77	2.74	4.26	6.08	1.84	2.08	-0.70	-0.39	2.00
t ₀	°С	-2.10	-3.90	-3.00	6.26	-1.30	-0.44	2.63	-5.50	7.09	0.27	-0.46	-1.50	0.34

На рис. 3.1.2, для вышеупомянутых трёх периодов, даны среднемесячные аномалии температуры воздуха по месяцам для Анасеули и Дманиси. Как видно из рисунков, изменения температурного поля по всем периодам, в обоих пунктах наблюдений, идентичны. В Анасеули за исключением апреля, по всем месяцам аномалии отрицательны, а в Болниси – в основном положительны. В последнем периоде в Болниси (1954-91гг) изменение температурного поля становится более интенсивным, чем в 1906-95 и 1936-91 годах, но тенденция изменений сохраняется.

Таким образом, направления изменения климата в последний 90 лет, в обеих бассейнах не меняются, т.е. не зависят от длительности периода, меняется, лишь интенсивность изменений. В частности, изменение температурного поля приземного воздуха, в последнем периоде в обоих бассейнах протекает с большей скоростью, при этом в бассейне р. Супса в сторону похолодания, а в бассейне р. Храми - в сторону потепления.

Обращает на себя внимание тот факт, что аномалии температуры воздуха в апреле в обеих бассейнах, в любых временных интервалах, имеют положительный знак и интенсивность изменений достигает 3-5°C за 100 лет. Этот весьма интересный факт, надо предполагать, связан с изменением времени схода снежного покрова и требует специального изучения.

Весьма своеобразно происходит изменение рассмотренных метеорологических элементов во времени по отдельным месяцам.

На рис. 3.1.3 представлены построенные по данным таблицы 3.1.1. гистограммы изменения метеорологических элементов по месяцам для территории бассейна р. Супса (1) и р. Храми (2).

Рис. 3.1.3 (а) показывает, что процесс похолодания на территории бассейна р. Супса с максимальной интенсивностью имеет место в ноябре и достигает -1.3°C за 100лет. В холодном периоде года процесс похолодания почти не наблюдается, а в апреле, как уже было отмечено, имеет место резкое потепление.

На территории бассейна р. Храми, в основном, во всех месяцах наблюдается потепление, особенно интенсивное (более чем 1°C за 100 лет) в апреле, январе и в мае.

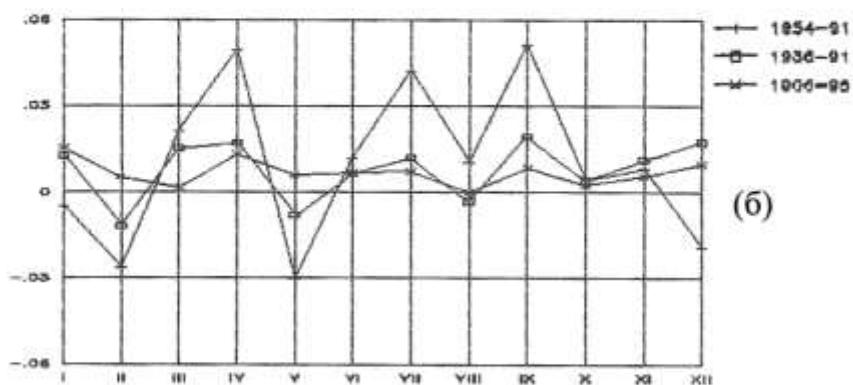
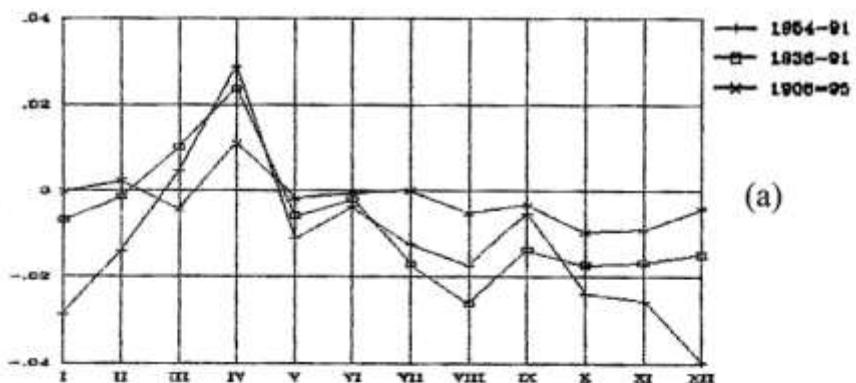


Рис. 3.1.2. Среднемесячные аномалии температуры воздуха за различные периоды для станций Анасеули в бассейне р. Супса (а) и Дманиси в бассейне р. Храми (б).

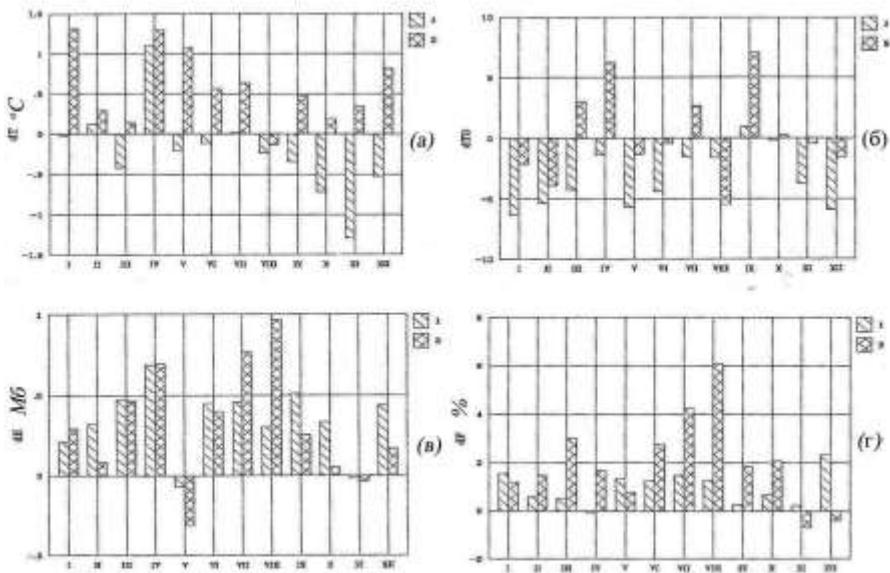


Рис. 3.1.3. Среднемесячные аномалии температуры воздуха (а), температуры поверхности почвы (б), упругости водяного пара (в) и относительной влажности (г) в бассейнах р. Супса (1) и р. Храми (2).

Картина совершенно меняется при рассмотрении изменений температурного поля подстилающей поверхности (рис. 3.1.3 б). По всем месяцам, особенно за холодный период года, в бассейне р. Супса имеет место резкое уменьшение температуры поверхности почвы. В январе величина уменьшений превышает -6°C за 100 лет, а в феврале, мае и декабре приближается к этой величине.

Изменение температурного поля подстилающей поверхности в водосборном бассейне р. Храми также характеризуется тенденцией уменьшения, или близка к нулю. Положительное среднегодовое изменение наблюдается лишь в двух месяцах – в апреле и в сентябре, в которых аномалии температуры достигают больших величин – соответственно 6.3 и 7.1°C за 100 лет.

На рис. 3.1.3. (в) и (г) представлены аномалии упругости водяного пара и относительной влажности. В обоих случаях, по всем месяцам, изменения среднемесячных величин влажности положительны и близки друг к другу. Лишь в мае, в обеих бассейнах наблюдается некоторое уменьшение упругости водяного пара.

Процессы, протекающие в атмосфере, которые определяют погоду и режим климата, за счёт изменений температурного поля и влагосодержания атмосферы, могут испытать значительные вариации. В этом отношении, большой интерес представляет изучение влияния изменения климата на процесс влагооборота, который связан с изменением агрегатного состояния воды на поверхности земли и в атмосфере.

Изучение сложнейшего процесса влагооборота, зависящего от происходящих на суше и в атмосфере многих процессов и факторов, затруднено даже для замкнутой системы, когда общее количество влаги во всех агрегатных ее состояниях на земной поверхности и в атмосфере, является величиной постоянной. В региональных условиях, изучение влагооборота является более сложной задачей, поскольку для отдельного водосбора, общее содержание влаги в атмосфере над бассейном, кроме испарения, зависит от адвективного переноса воздушных масс.

§ 3.2. Исследование зависимости между атмосферными осадками и параметрами стока в областях похолодания и потепления

Оценка влияния изменения климата на процесс влагооборота, рассмотренная в настоящей главе, ограничена изучением этого процесса в двух наиболее близких по физико-географическому состоянию бассейнах, в которых изменение климата происходит в противоположных направлениях. Параметрами, определяющими процесс влагооборота, как известно, являются атмосферные осадки, поверхностные и подземные стоки, испарение. При этом, фактические многолетние данные, по которым можно оценить режимное состояние и изменение параметра в длительных временных интервалах, в гидрометеорологической сети одновременно существуют лишь для значений атмосферных осадков и стока. Поэтому, ниже рассмотрены только эти два параметра.

В водосборных бассейнах р. Супса и р. Храми наблюдения над атмосферными осадками и над поверхностным стоком проводились на 10 станциях и постах. Были выбраны по 4 пункта наблюдений в каждом бассейне, для которых фактические данные по атмосферным

осадкам и стока имелись за сравнительно длительные периоды. В частности, в бассейне р. Супса, для характеристики атмосферных осадков были отобраны данные м/с Бахмаро, Чохатаури, Хидистави и Анасеули, а для поверхностного стока - Бахмаро, Чохатаури, Хидистави и Кведа Бахви. В бассейне р. Храми для изучения атмосферных осадков использованы данные м/с Болниси, Дманиси, Цалка и Самцевриси, а для поверхностного стока – изменения в пунктах Самцевриси, Дагетхачин, Едикилиса и Бейюкчай. Все данные соответствуют 46 летнему периоду с 1941 по 1987 годы. Указанный период является наиболее полноценным, но и здесь как для осадков, так и для стока были периоды с отсутствующими элементами в рядах наблюдений. В таких случаях, используя корреляционные связи между станциями, пропущенные элементы были восстановлены с использованием разложения случайной функции в многомерном пространстве по естественным ортогональным векторам [4,5]. Точность восстановления для осадков составила около 70-80%, а для стока 60-70%.

В таблицах 3.2.1.(а) и (б) даны среднегодовые суммы осадков и величины среднегодового стока, соответствующие среднеквадратические отклонения (в %), а также корреляционная матрица, описывающая связи между станциями. Атмосферные осадки в бассейне р. Супса выпадают почти в три раза больше, чем в бассейне р. Храми, а корреляционные связи между пунктами наблюдений в обоих бассейнах мало отличаются друг от друга. Данные табл. 3.2.1 по поверхностному стоку, по-видимому, не могут убедительно охарактеризовать режим выпавших осадков. Вообще для бассейна р. Храми получены сравнительно высокие корреляционные связи (величина коэффициента корреляции составляет 0.6-0.7) между пунктами наблюдений, чем в других регионах Грузии. Это подтверждается и по данным таблицы 3.2.1 (а) и (б). Из приведенных четырех пунктов наблюдений в трёх пунктах коэффициенты корреляции больше величины 0.6. Только данные Дагетхачин, указывают на низкую корреляционную зависимость со всеми остальными пунктами.

Низкие корреляционные связи получены между пунктами наблюдений в бассейне р. Супса. Причиной этого могут быть разные факторы, связанные в основном с практическим использованием водных ресурсов. Поэтому, полученные результаты временных изменений стока могут быть связаны не только с климатическими вариациями, но в определённой мере и с другими случайными факторами, учесть которых в настоящее время не представляется возможным.

Рассмотрим как изменяются годовые суммы осадков и среднегодовые величины стока в период 1941-87гг в исследуемых бассейнах. На рис. 3.2.1 и 3.2.2 нанесены тренды изменения атмосферных осадков и стока на водосборах по данным соответствующих пунктов наблюдений.

Многолетние колебания среднегодовых величин осадков и стока были аппроксимированы линейным законом, эмпирические коэффициенты которого были рассчитаны по методу наименьших квадратов. На рисунках нанесены тренды, показывающие направление и величину среднего изменения осадков и стока.

В бассейне р. Супса атмосферные осадки по всей территории примерно одинаково уменьшаются. Величина уменьшения колеблется в диапазоне 4-10 мм в год, что составляет 0.2-0.6% от годовой суммы.

Если учесть, что максимальное уменьшение отмечено в Хидистави, а минимальное - в Анасеули, получается, что за 47 лет в бассейне р. Супса атмосферные осадки уменьшились примерно на 250-450 мм. Уменьшение количества осадков на такую величину должно иметь определенные последствия, которые необходимо учесть при планировании развития социально-экономической сферы в районе. Следовательно, для данного водосбора, находящегося в районе похолодания, количество выпадающих атмосферных осадков постепенно уменьшается.

Изменение осадков в бассейне р. Храми происходит менее интенсивно, чем в бассейне р. Супса. В нижней и средней частях наблюдается уменьшение осадков (максимальное уменьшение составляет 0.4% в год). В южной и в восточной части бассейна уменьшение осадков ослабляется и в высокогорной, восточной зоне бассейна тенденция меняет знак, т.е. наблюдается увеличение осадков, примерно на 0.2% за год, что составляет около 60-70 мм за 47 лет.

Таким образом, для рассмотренных бассейнов в районе похолодания количество выпавших осадков значительно уменьшается, а в районе потепления изменения являются менее интенсивными. В частности, в этом случае количество осадков на водосборе либо остается неизменным, либо наблюдается их увеличение.

Таблица 3.2.1. Среднегодовые нормы атмосферных осадков (а,б) и стока (в, г) по данным 1941-1987гг и корреляционные связи между пунктами наблюдений в бассейнах рек Супса (а,в) и Храми (б, г).

Коэффициент корреляции							
	Пункт наблюдений	Годовая сумма осадков (мм)	Ср. квадрат. отклонение	Бахмаро	Чохатаури	Хидистави	Анасеули
а	Бахмаро	1580	18.7	1	0.685	0.861	0.733
	Чохатаури	1877	16.2		1	0.557	0.819
	Хидистави	1553	23.3		1	0.664	
	Анасеули	2189	16.4		1		
				Болниси	Дманиси	Цалка	Самцевриси
б	Болниси	555	22.4	1	0.661	0.686	0.845
	Дманиси	687	18.6		1	0.613	0.755
	Цалка	707	16.9		1	0.686	
	Самцевриси	575	19.0		1		
		Ср.год. сток м ³ /год		Бахмаро	Чохатаури	Хидистави	Кведа Бахви
в	Бахмаро	1.86	26.8	1	0.491	0.418	0.379
	Чохатаури	13.5	18.9		1	0.459	0.416
	Хидистави	15.2	25.2		1	0.531	
	Кведа Бахви	5.8	20.6		1		
				Самцевриси	Дагетхачин	Едикилиса	Беиюкчай
г	Самцевриси	1.6	41.3	1	0.467	0.719	0.628
	Дагетхачин	18.3	21.9		1	0.304	0.388
	Едикилиса	8.3	14.1		1	0.670	
	Беиюкчай	1.2	38.5		1		

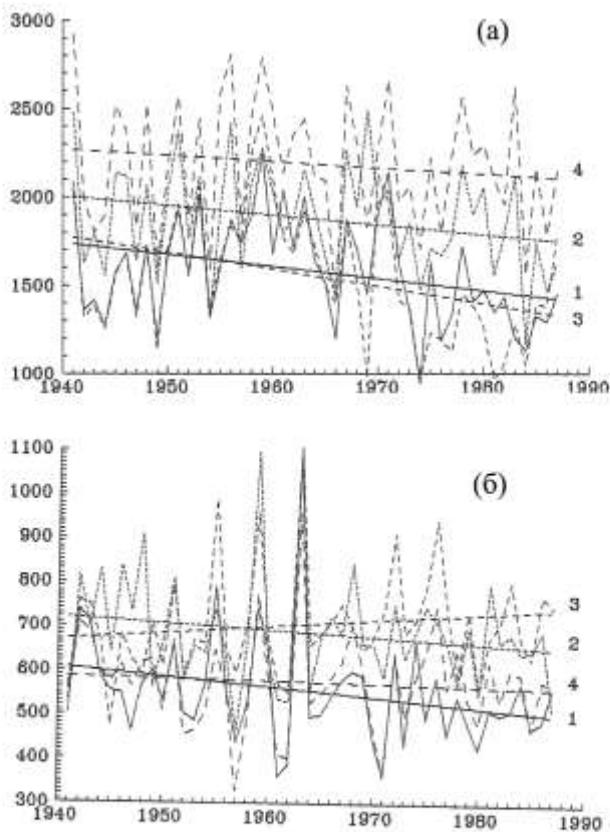


Рис. 3.2.1. Изменение годовых сумм осадков в бассейнах р.Супса (а), 1-Бахмаро, 2-Чохатаури, 3-Хидистави, 4-Анасеули) и р.Храми (б), 1-Болниси, 2-Дманиси, 3-Цалка, 4-Самцеяриси).

Следует отметить, что исследование изменения осадков в целом на территории Грузии было выполнено в работе [9], результаты которой в некоторой степени отличаются от приведенных выше оценок. Дело в том, что в упомянутой работе изменение количества осадков, во первых, оценивается разностью норм в двух соседних 27-летних временных интервалах и, следовательно, полученные значения изменения осадков относятся к указанному периоду и, во вторых,

разность оценивает изменения менее точно, чем линейная аппроксимация.

Большой интерес представляет исследование особенностей внутригодовых изменений параметров, определяющих влагооборот в рассмотренных бассейнах. С этой целью были определены месячные суммы осадков и среднемесячные стоки рек, оценены их изменения во времени. При этом, 47-летние месячные данные каждый раз были рассмотрены как независимые ряды наблюдений и изменения для каждого месяца определялись с помощью линейной аппроксимации и метода наименьших квадратов для расчетов эмпирических коэффициентов.

В таблицах 3.2.2 и 3.2.3 даны нормы месячных сумм атмосферных осадков и среднемесячные величины стока, их изменения за период 1941-1987 гг для вышеупомянутых пунктов наблюдений в каждом из бассейнов.

По данным таблиц построены гистограммы, наглядно иллюстрирующие изменения осадков и стока по месяцам в каждом бассейне, (рис. 3.2.3-3.2.6).

В бассейне р. Супса атмосферные осадки уменьшаются во всех месяцах за исключением апреля, июня и декабря, а в мае изменение осадков не наблюдается. Самое интенсивное уменьшение в пунктах Чохатаури и Анасеули имеет место в ноябре (2.97 мм/год и 2.43 мм/год). В этих пунктах за 47 лет осадки уменьшились соответственно на 120-140 мм, что составляет почти половину нормы этих месяцев.

В Бахмаро и Хидистави максимальное уменьшение количества атмосферных осадков отмечается в марте, и оно настолько сильное, что превышает $2/3$ от нормы, т.е. в относительных единицах уменьшение составляет 70-85%-ов от месячной нормы.

Как было отмечено выше, в апреле изменения температуры в обоих бассейнах, имеют положительную тенденцию, и достигают больших величин. Результаты расчётов изменения атмосферных осадков подтверждают, что апрельское потепление в зоне общего похолодания (в бассейне р. Супса) неслучайный процесс, который имеет свою причину и подтверждается по данным изменения осадков.

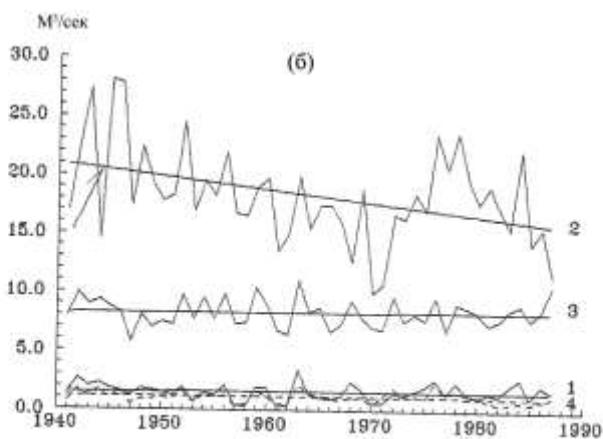
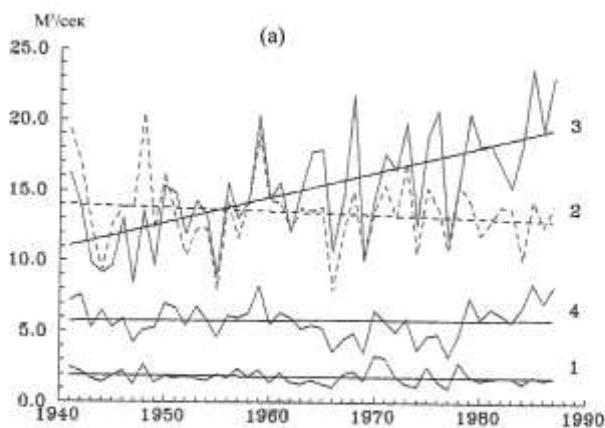


Рис.3.2.2. Изменение среднегодового стока в бассейнах р.Супса (а), 1-Бахмаро, 2-Чохатаури, 3-Хидистави, 4-Кведа Бахви и р.Храми (б), 1-Самцевриси 2-Дагетхачи, 3-Едикилиса, 4-Безюкчай.

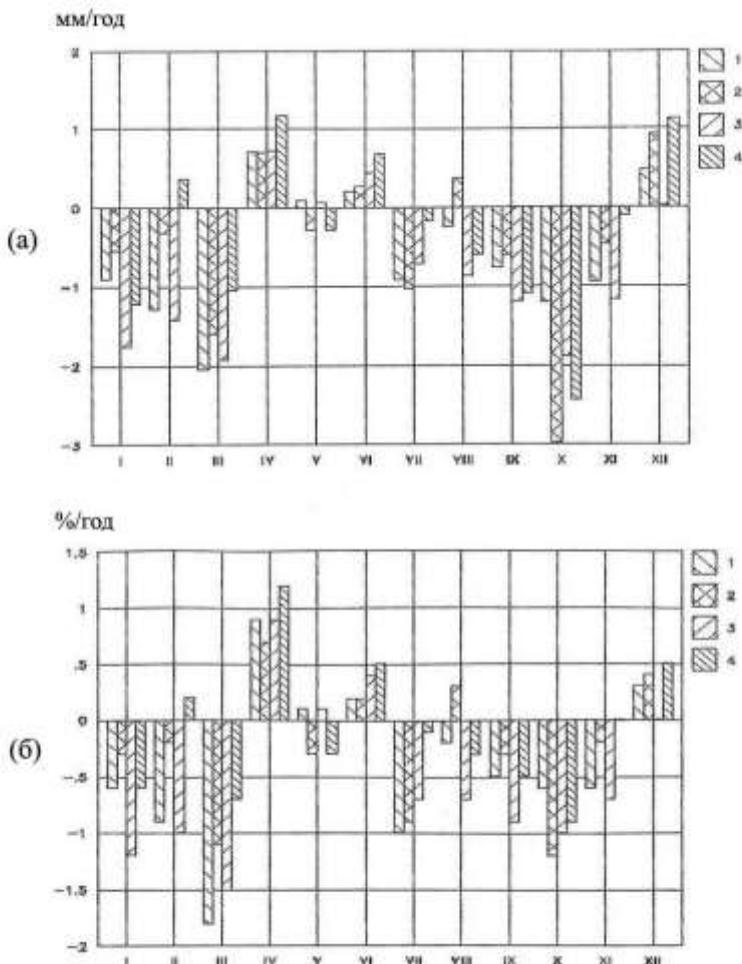


Рис.3.2.3. Изменение месячных сумм осадков на водосборе бассейна р.Супса в абсолютных (а, мм/год) и относительных (б, %/год) единицах (1-Бахмаро; 2-Чохатаури; 3-Хидистави; 4-Анасули).

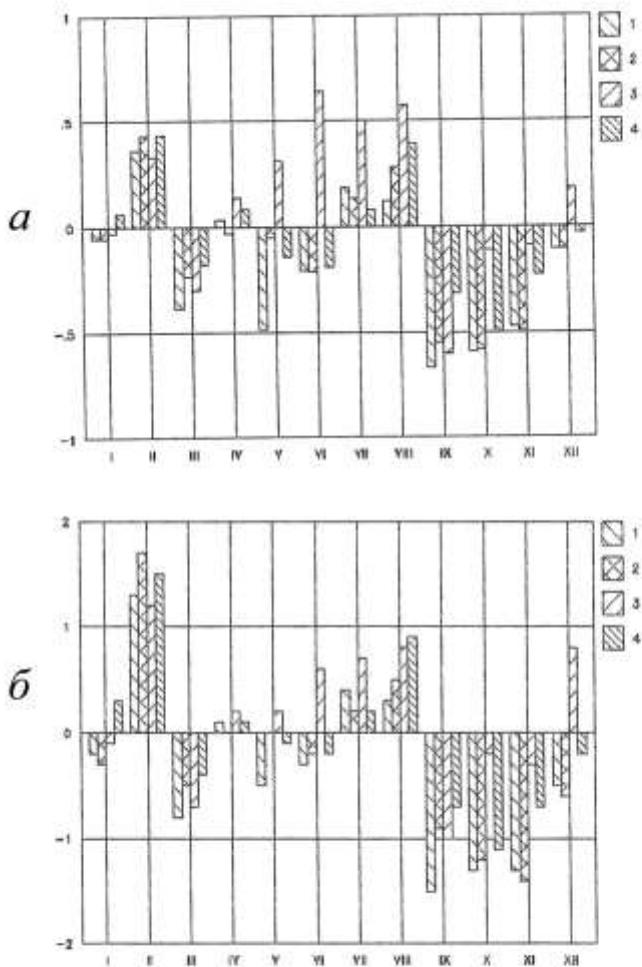


Рис. 3.2.4. Изменение месячных сумм осадков в водосборном бассейне р.Храми в абсолютных (а, мм/год) и относительных (б, %/год) единицах (1-Болниси; 2-Дманиси; 3-Цалка; 4-Самцевриси).

Таблица 3.2.2. Месячные суммы атмосферных осадков и их изменения за период 1941-1987гг. в бассейнах р. Супса (а) и Р. Храми (б); (1-ая строка-среднемесячные и годовые суммы, мм; 2-ая – изменение по месяцам, мм/год; 3-тья -изменение по месяцам в %-ах)

Месяцы Пункты		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. Годовые
Р. Супса														
Бахмаро	а	158.5	143.6	115.7	76.7	93.5	122.7	93.1	107.9	139.3	187.6	168.6	172.6	1580
		-0.903	-1.27	-2.04	0.71	0.103	0.218	-0.909	-0.231	-0.766	-1.21	-0.933	-0.472	-6.75
		-0.6	-0.9	-1.8	0.9	0.1	0.2	-1.0	-0.2	-0.5	-0.6	-0.6	0.3	-0.4
Чохатаури		189.2	166.6	139.7	94.6	79.1	120.6	111.1	136.2	178.2	241.1	200.2	220.0	1877
		-0.538	-0.309	-1.59	0.707	-0.27	0.273	-1.02	0.378	-0.602	-2.97	-0.461	0.924	-5.48
		-0.3	-0.2	-1.1	0.7	-0.3	0.2	-0.9	0.3	-0.3	-1.2	-0.2	0.4	-0.3
Хидистави		141.5	142.7	125.4	77.8	64.5	126.8	103.2	116.8	137.4	192.2	173.1	151.8	1553
		-1.76	-1.41	-1.92	0.732	0.082	0.451	-0.715	-0.861	-1.19	-1.87	-1.16	0.026	-9.60
		-1.2	-1.0	-1.5	0.9	0.1	0.4	-0.7	-0.7	-0.9	-1.0	-0.7	0	-0.6
Анасеули		212.6	189.6	153.9	96.7	83	132.2	137.8	177.6	232.5	280.2	241.9	250.9	2189
		-1.21	0.366	-1.04	1.162	-0.27	0.685	-0.165	-0.602	-1.09	-2.43	-0.099	1.135	-3.55
		-0.6	0.2	-0.7	1.2	-0.3	0.5	-0.1	-0.3	-0.5	-0.9	0	0.5	-0.2

продолжение Табл. 3.2.2.

Месяцы		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
Р.Храми														
Болниси	6	22.7	28.2	46.6	58.6	90.2	77.1	41.9	41.9	45.4	44.8	36.7	20.8	555
		-0.054	0.359	-0.388	0.037	-0.485	0.205	0.183	0.119	-0.668	-0.592	-0.472	-0.104	-2.27
		-0.2	1.3	-0.8	0.1	-0.5	-0.3	0.4	0.3	-1.5	-1.3	-1.3	-0.5	-0.4
Дманиси		19.1	25.9	43.4	73.2	120.4	116	67.8	62	58.5	49.4	34.8	16.9	687.2
		-0.053	0.432	-0.236	-.031	-.052	-.208	0.133	0.283	-0.545	-0.579	-0.491	-0.107	-1.45
		-0.3	1.7	-0.5	0	0	-0.2	0.2	0.5	-0.9	-1.2	-1.4	-0.6	-0.2
Цалка		22.7	27	42.7	69.6	126.5	112.9	68.9	68.3	63.3	50.5	33.1	21.4	707
		-0.032	0.333	-0.299	0.138	0.313	0.642	0.499	0.574	-0.602	-0.112	-0.088	0.18	1.546
		-0.1	1.2	-0.7	0.2	0.2	0.6	0.7	0.8	-1.0	-0.2	-0.3	0.8	0.2
Самцев- риси		21.7	29.8	45.8	61.7	96.9	83.8	45.3	45.2	45.8	47.3	33.2	18.9	575.4
		0.066	0.437	-0.18	0.084	-.138	-0.19	0.079	0.39	-0.317	-0.499	-0.228	-0.03	-525
		0.3	1.5	-0.4	0.1	-0.1	-0.2	0.2	0.9	-0.7	-1.1	-0.7	-0.2	-0.1

Таблица 3.2.3. Среднемесячные величины стока и их изменения за период 1941-1987гг. в бассейнах р.Супса (а) и р.. Храми (б); (1-ая строка -среднемесячные и годовые значения, мм; 2-ая - изменение по месяцам м³/сек/год; 3-тья-изменение по месяцам в %-ах)

Месяцы Посты		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
Р. Супса														
Бахмаро	а	0.67	0.53	0.63	2.28	6.09	4.01	2.08	1.38	1.16	1.36	1.26	0.87	1.86
		0.006	0.005	0.0	-0.007	-0.021	0.004	0.007	0.012	0.001	-0.017	-0.004	-0.001	-0.001
		0.9	0.9	0.0	-0.3	-0.3	0.1	0.3	0.9	0.1	-1.3	-0.3	-0.1	-0.1
Чохатаури		10.49	12.02	15.95	23.65	21.50	12.67	8.27	7.17	8.30	13.75	14.19	13.43	13.45
		0.063	0.052	-0.021	-0.039	-0.107	0.039	0.023	0.020	-0.031	-0.221	-0.076	0.020	-0.023
		0.6	0.4	-0.1	-0.2	-0.5	0.3	0.3	0.3	-0.4	-1.6	-0.5	0.2	-0.2
Хидистави		9.84	12.90	17.52	30.19	26.49	14.89	10.04	9.03	10.97	14.14	14.67	12.23	15.24
		0.178	0.240	0.196	0.271	0.157	0.239	0.202	0.197	0.179	0.025	0.156	0.138	0.181
		1.8	1.9	1.1	0.9	0.6	1.6	2.0	2.2	1.6	0.2	1.1	1.1	1.2
Кведа Бахви		3.75	3.87	4.58	8.01	12.70	8.72	4.77	3.53	4.39	5.72	5.31	4.65	5.83
		0.028	0.010	0.006	0.010	-0.032	-0.014	0.038	0.018	0.007	-0.041	-0.003	0.014	0.003
		0.7	0.3	0.1	0.1	-0.3	-0.2	0.8	0.5	0.2	-0.7	-0.1	0.3	0.1

продолжение Табл. 3.2.2.

Месяцы Посты		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Ср. год.
Р.Храми														
Самцев- риси	б	0.57	0.68	1.75	4.11	3.86	3.08	1.34	0.72	0.76	0.84	0.86	0.61	1.60
		0.005	0.005	0.010	0.001	-0.009	0.007	0.008	0.005	0.001	-0.009	-0.004	0.006	0.002
		0.8	0.8	0.6	0.0	-0.2	0.2	0.6	0.7	0.1	-1.1	-0.5	0.9	0.1
Дагетхачин		16.46	17.02	19.07	26.12	27.94	21.64	15.01	15.30	15.08	14.75	15.89	15.56	18.32
		0.062	0.122	0.114	-0.443	-0.440	-0.160	-0.29	-0.013	-0.087	-0.149	-0.200	-0.089	-0.109
		0.4	0.7	0.6	-1.7	-1.6	-0.7	-0.2	-0.1	-0.6	-1.0	-1.3	-0.6	-0.6
Едикилиса		4.13	4.15	5.68	19.56	22.92	11.75	6.15	5.12	5.01	5.28	5.34	4.58	8.31
		0.004	-0.002	-0.010	0.007	-0.048	0.028	0.017	0.018	0.012	0.002	-0.005	0.010	0.003
		0.1	-0.1	-0.2	0.0	-0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.0	-0.1	0.2	0.0
Бейукчай		0.39	0.47	1.18	2.86	3.01	2.41	0.93	0.58	0.52	0.56	0.59	0.46	1.16
		0.010	0.009	0.009	-0.020	-0.020	-0.001	0.011	0.007	0.003	-0.006	-0.013	0.006	-0.001
		2.5	2.0	0.8	-0.7	-0.7	0.0	1.2	1.1	0.5	-1.0	-2.2	1.3	0.0

Иначе происходят внутригодовые изменения осадков в зоне потепления. На водосборе бассейна р. Храми значительное уменьшение осадков наблюдается в сентябре и в ноябре. В июле и в августе, а также в особенности в феврале, осадки увеличивается. Относительное количество увеличения осадков достигает 60-80% за 47 лет. В некоторые месяцы, в частности в январе-декабре и в апреле-июне, отмечаются лишь случайные отклонения от нормы.

На рис. 3.2.5 и 3.2.6 представлены внутригодовые изменения стока в бассейнах р. Супса (а) и р.Храми (б) по отдельным пунктам наблюдений за период 1941-1987 годов.

Низкие корреляционные связи между пунктами наблюдений по стоку в бассейне р. Супса (табл. 3.2.3), затрудняют оценку влияния климатических изменений на формирование стока. Например, как было отмечено выше, уменьшение стока в верхней зоне водосбора р. Супса, его неизменность в нижней части (Кведа Бахва) и весьма интенсивное увеличение стока между ними (Хидистави) является совершенно непонятным. Наблюдательные пункты Чохатаури, Хидистави и Кведа Бахви расположены в предгорье и на равнине, близко друг к другу. Вариации среднегодовых величин стока в Хидистави, показывающие постепенное и равномерное увеличение, очевидно, исключают влияние какого-либо случайного фактора, связанного с водопотреблением. Рис. 3.2.5. иллюстрирует увеличение стока и уменьшение атмосферных осадков по всем месяцам на всей территории бассейна р. Супса. Следовательно, факт увеличения стока в Хидистави за период 1941-1987гг. требует дополнительного изучения.

В бассейне р. Храми сток в основном не изменяется, его уменьшение наблюдается только в пункте Дагетхачин и за рассмотренный период 1941-1987гг. среднегодовое уменьшение составляет 0.6% от годовой нормы, т.е. около 5-5.5 м³/с за год. Как видно из рис. 3.2.6, максимальное уменьшение стока имеет место в мае и в июне, т.е. при весенних половодьях, несколько слабее оно выражено в октябре и в ноябре.

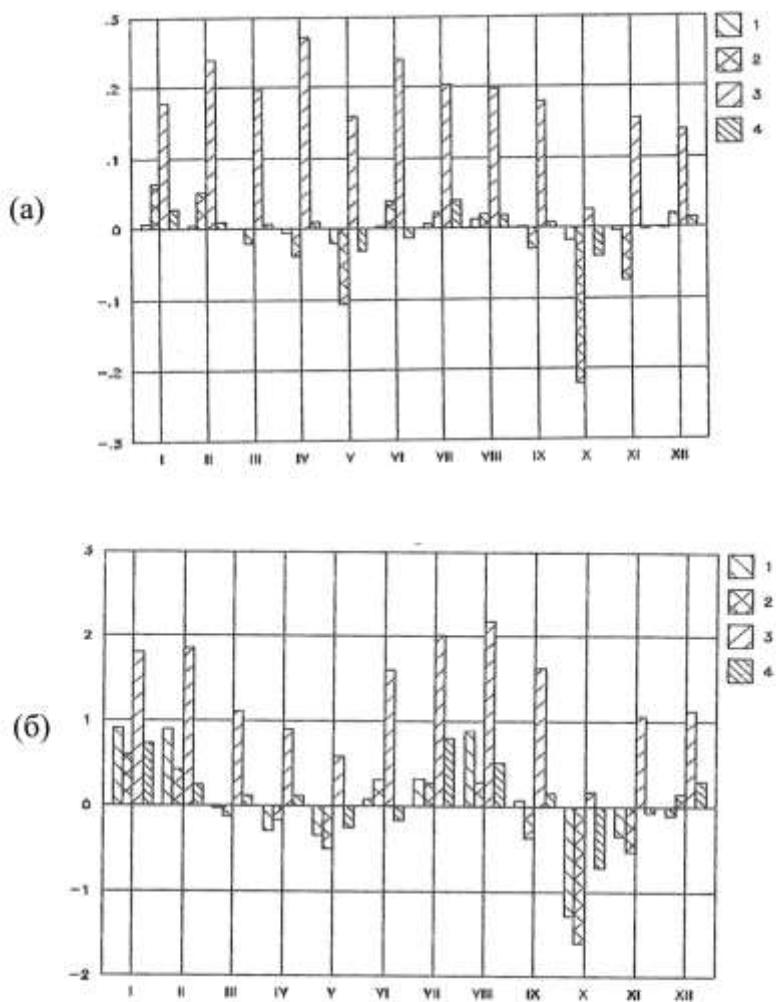


Рис. 3.2.5. Внутригодовые изменения стока на водосборе бассейна р.Супса в абсолютных (а, м³/сек) и относительных (б, %/год) единицах (1-Бахмаро; 2-Чохатаури; 3-Хидистави; 4-Квемо Бахви).

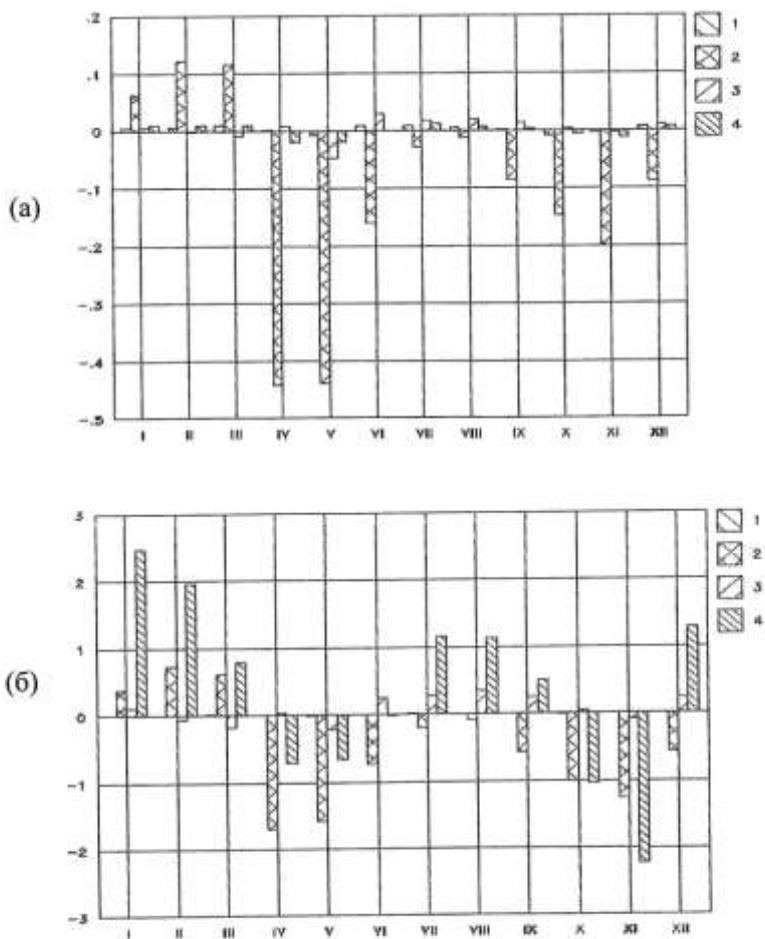


Рис. 3.2.6. Внутригодовые изменения стока на водосборе бассейна р.Храми в абсолютных (а, $m^3/сек$) и относительных (б, $\%/год$) единицах (1-Самцевриси; 2-Дагетхачин; 3-Едикилиса; 4-Бейжчай).

Вообще изменения в режиме осадков определяют вариации стока, но между ними не всегда существует хорошая корреляционная связь. Дело в том, что определенное количество выпавших осадков испаряется и это количество зависит от ряда факторов - температуры и влажности воздуха, скорости ветра, продолжительности солнечного сияния и др. Изменение некоторых из них в условиях климатических

вариаций требует дополнительных исследований. Для рассмотренных бассейнов была предпринята попытка в первом приближении определить аналитические зависимости между выпавшими на водосборе осадками и величиной стока. С этой целью, для каждого бассейна, были выбраны пункты наблюдений (Чохатаури и Самцевриси), в которых имелись наиболее полноценные синхронные данные по осадкам и стоку за период 1941-1987гг. Аналитические зависимости между осадками и стоком были определены по среднемесячным данным.

В таблице 3.2.4. представлены эти данные, осредненные для четырех временных интервалов 1941-52; 1953-64; 1965-76 и 1977-87 годов. В таблице приведены месячные суммы осадков, осредненные в указанных интервалах, т.е. за 132-144 месяца, соответствующие среднемесячные величины стока и их среднеквадратические отклонения в %-ах. Высокие значения среднеквадратичных отклонений обусловлены тем, что как осадки, так и сток по сезонам сильно меняются. В трёх последних столбцах приведены коэффициенты корреляции между месячными суммами осадков и среднемесячным стоком: 1. Значения осадков и стока были взяты в одном и том же месяце; 2. Между стоком и осадками сдвиг во времени составляет 1 месяц; 3. Сток определён на второй месяц после выпадения осадков. Как показывают данные таблицы, при временных сдвигах синхронность в изменениях осадков и стока в обоих бассейнах нарушается, особенно в бассейне р. Супса (Чохатаури). Это подтверждается значениями корреляционных коэффициентов. В том случае, когда значения осадков и стока отображены для одного и того же месяца, в рассмотренном периоде наблюдений величины коэффициента корреляции являются стабильными. Причем во всех временных интервалах они принимают значения: в случае Чохатаури – 0.12-0.92; в случае Самцевриси – 0.59-0.69.

Следовательно, антропогенное воздействие на процесс влагообмена за период 1941-87гг в обоих бассейнах исключается. Неясна причина весьма значительного различия в корреляционных связях между осадками и стоком в бассейнах р. Супса и р. Храми. По-видимому, объяснение надо искать либо в возможном переносе влаги местными воздушными течениями, либо в геологической структуре бассейна. Во всяком случае, фактор, обуславливающий низкую корреляционную связь между осадками и стоком в бассейне р. Супса, постоянно действует и настолько масштабно, что в основном он и определяет вынесение огромного количества выпавших на водосборе осадков за территорию бассейна.

Таблица 3.2.4 Связь атмосферных осадков и стока в бассейнах рек Супса и Храми

Пункт наблюдений	Период наблюдений	Средняя за месяц сумма атмосферных осадков		Среднемесячный сток		Корреляционные связи между среднемесячной суммой атмосферных осадков и стоком		
		мм	σ в %	м ³ /сек	σ в %	Синхронно	сдвиг на 1 месяц	сдвиг на 2 месяца
Чохатаури	1941-1952	156.69	62	13.88	63	0.92	0.44	0.22
	1953-1964	162.21	57	13.20	58	0.59	0.17	0.27
	1965-1976	157.89	62	13.08	55	0.14	0.10	0.09
	1977-1987	144.53	60	13.20	43	0.12	0.02	0.25
Самцевриси	1941-1952	49.32	73	1.73	102	0.67	0.33	-0.11
	1953-1964	46.78	77	1.37	139	0.69	0.49	0.27
	1965-1976	48.72	70	1.55	110	0.59	0.31	-0.05
	1977-1987	46.95	75	1.79	111	0.63	0.45	0.16

Для определения аналитических зависимостей между выпавшими осадками и стоком были использованы данные тех же пунктов наблюдений (Чохатаури, Самцевриси) за период 1941-87гг. Общее множество эмпирических данных определяли пары месячных сумм осадков и соответствующих среднемесячных значений стока. Их общее число для каждого пункта наблюдений составило 564 пары. Из этого множества были образованы 12 подмножеств по признаку увеличения месячных сумм осадков, и были рассчитаны средние значения осадков и стока для каждого подмножества. Результаты расчётов представлены на рис. 3.2.7.

На рисунках нанесены аналитические кривые, рассчитанные по формуле

$$Q=A+B \cdot N+CN^2$$

где Q и N соответственно среднемесячный сток (м³/сек) и месячная сумма (мм) выпавших осадков, а A, B и C-эмпирические коэффициенты, числовые значения которых рассчитаны по методу наименьших квадратов и приведены в таблице 3.2.5.

Таблица 3.2.5

Значение эмпирических коэффициентов A, B и C

Пункты наблюдений	Эмпирические коэффициенты		
	A	B	C
Чохатаури	15.57	-0.041	0.00012
Самцевриси	0.30	0.019	0.00011

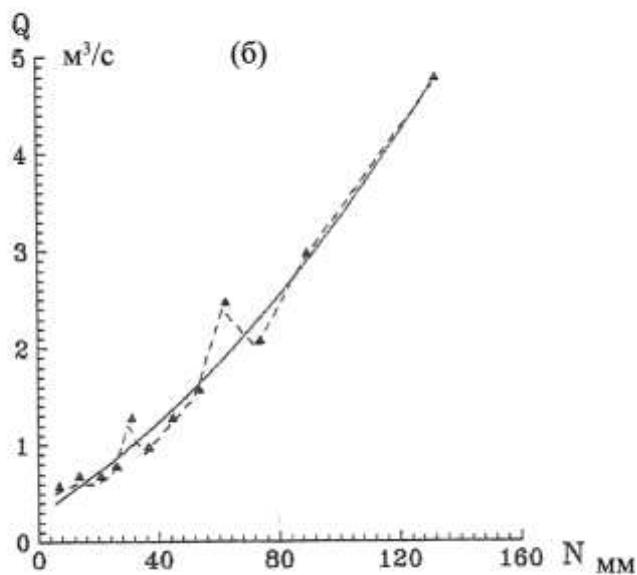
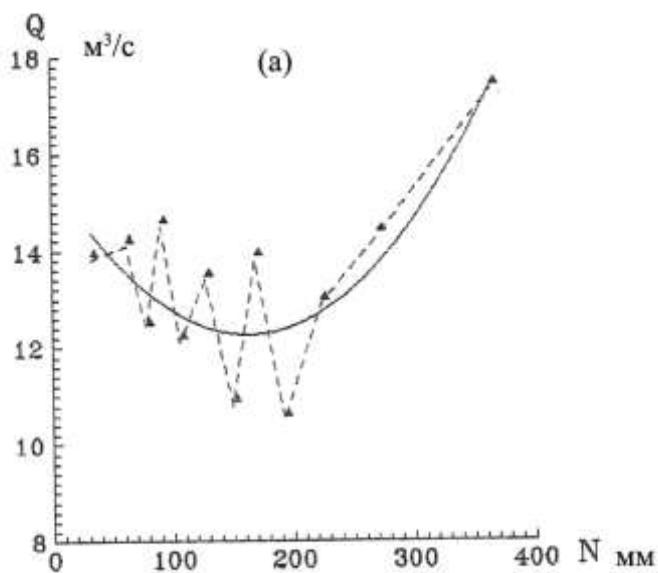


Рис. 3.2.7. Связь между месячными суммами атмосферных осадков и величиной среднемесячного стока по данным Чохатаури (а) и Самцхевиси (б).

Следует отметить, что для Самцевриси величину среднемесячного стока довольно точно можно определить предложенной формулой. Что касается в Чохатаури, точность расчёта в этом случае гораздо ниже, особенно в диапазоне значений сумм осадков 50-150 мм, когда увеличению малых осадков на водосборе соответствует уменьшение стока. Точность расчёта резко увеличивается, когда месячная сумма осадков $N > 150$ мм, т.е. при паводках формула в условиях Чохатаури даёт наиболее близкие к реальности результаты.

Представленные в настоящей главе результаты исследований влияния климатических изменений на влагооборот и, в частности, на вариации стока в условиях Грузии, носят предварительный характер и требуют дальнейших уточнений с привлечением эмпирико-статистических, воднобалансовых и динамических моделей формирования стока.

Литература

1. Климатологический справочник СССР по Грузинской ССР. Метеорологические данные за отдельные годы. Влажность воздуха. Вып. 14, ч. V, Л., Гидрометеиздат, 1961, 380с.
2. Справочник по климату СССР. Груз. ССР. Влажность воздуха. Атмосферные осадки, снежный покров. Вып. 14, ч. IV, Л., Гидрометеиздат, 1970, 426с.
3. Справочник по климату СССР. Груз. ССР. Метеорологические данные за отдельные годы. Влажность воздуха. Вып. 14, ч. V, Л., Гидрометеиздат, 1975, 604с.
4. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Труды ЦИП, Вып. 74, Л., Гидрометеиздат, 1959, с.3-24 .
5. Обухов А.М. О статистических ортогональных разложениях эмпирических функций. Изв. АН СССР, сер. геофиз., Т.13, 1960, с. 432-439.
6. Таварткиладзе К.А. Моделирование аэрозольного ослабления радиации и методы контроля загрязнения атмосферы. Тбилиси, "Мецниереба", 1989, 204с.
7. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. Л., Гидрометеиздат, 1978, 296 с.
8. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В. и др. Климатология., Л., Гидрометеиздат, 1989, 568 с.
9. Алибегова Ж.Д., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура атмосферных осадков в горных районах. Л., Гидрометеиздат, 1980, 136с.
10. Климат и климатические ресурсы Грузии. Л., Гидрометеиздат, 1970, 384с.
11. Климат Тбилиси. Под ред. Сванидзе Г.Г. и Папинашвили Л.К. СПб, Л., Гидрометеиздат, 1992, 230с.
12. Рейдер А.Б., Алексеенко М.И., Бурцев П.Н. и др. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам, Л., Гидрометеиздат, 1976, 432с.
13. Кварацхелия И.Ф. Основные черты климата свободной атмосферы над Грузинской ССР. Труды ТбилНИГМИ, 1962, вып. 10, с.26-70.

14. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Л., Гидрометеоздат, 1964, 248с.
15. Папинашвили К.И. Атмосферные процессы в Закавказье и их связь с макроциркуляционными процессами над Евразией. Л., Гидрометеоздат, 1963, 183с.
16. Гогишвили К.С. Исследование циркуляционных факторов генезиса климата Грузии. Тбилиси, "Мецниереба", 1974.
17. Гуния С.У. Грозовые процессы в условиях Закавказья. Л., Гидрометеоздат, 1960, 155с.
18. Двали Е.Р., Калаиджева Л.Л. Электрические явления в свободной атмосфере над Закавказьем. Труды ЗакНИГМИ, 1974, вып. 57(63), с.153-163.
19. Гигинейшвили В.М. Градобития в Восточной Грузии. Л., Гидрометеоздат, 1960, 123с.
20. Сулаквелидзе Г.К. Ливневые осадки и град. Л., Гидрометеоздат, 1967, 412с.
21. Бартишвили И.Т., Надибаидзе Г.А., Бегалишвили Н.А., Гудушаури Ш.Л. К физическим основам метода ЗакНИГМИ борьбы с градом. Труды ЗакНИГМИ, 1978, вып. 67(73), с.73-82.
22. Давитая Ф.Ф., Таварткиладзе К.А. Проблемы борьбы с градобитием, морозами в субтропиках и некоторыми другими стихийными процессами. Тбилиси, "Мецниереба", 1982, 220с.
23. Сванидзе Г.Г., Бегалишвили Н.А., Ватян М.Р., Карцивадзе А.И., Гудушаури Ш.Л. Методические указания по организации и проведению работ по искусственному увеличению осадков из конвективных облаков с помощью противоголово-вой техники. М., Гидрометеоздат, 1986, 25с.
24. Кварацхелия И.Ф. К вопросу о путях проникновения холодных воздушных масс в Закавказье и непосредственном переносе холодных и теплых воздушных масс с севера на юг через Главный Кавказский хребет.. Труды ВГИ, 1968, вып 11, с.48-54.
25. Кварацхелия И.Ф. О значительных морозах по Западной Грузии, возникающих при вторжении с востока холодных масс воздуха. Труды ЗакНИГМИ, 1973, вып.49(55), с.197-220.

26. Кварацхелия И.Ф. Аэрологические условия возникновения фенів орографического типа в Рионской долине. Труды ЗакНИГМИ, 1969, вып. 33(39), с.158-202.
27. Кварацхелия И.Ф. Об условиях образования антициклонических фенів на территории Грузии. Труды ЗакНИГМИ, 1980, вып. 45(51), с.22-34.
28. Кварацхелия И.Ф. Струйные течения и условия образования резких вертикальных сдвигов скорости ветра в верхней половине тропосферы над Закавказьем. Труды ЗакНИГМИ, 1964, вып. 15(21), с.21-52.
29. Кварацхелия И.Ф., Мамулян М.А. Вертикальные профили скоростей ветра над некоторыми районами Закавказья. Труды ЗакНИГМИ, 1977, вып. 54(60), с.112-124.
30. Мамулян М.А. Режим ветра над Сурамским перевалом. Труды ЗакНИГМИ, 1965, вып. 18(24), с.75-90.
31. Мамулян М.А. Аэроклиматическая характеристика среднего ветра над Тбилиси. Труды ЗакНИГМИ, 1970, с.42-49.
32. Папинашвили Л.К. Режим ветра в свободной атмосфере (п.Тбилиси). Труды ЗакНИГМИ, 1970, вып. 35(41), с.51-69.
33. Кварацхелия И.Ф. К вопросу генезиса слоистой структуры тропопаузы. Труды ТбилНИГМИ, 1959, вып. 5, с.62-90.
34. Кварацхелия И.Ф. Исследование аэросиноптических условий возникновения восточных тропосферных потоков над Закавказьем. Труды ЗакНИГМИ, 1973, вып. 53(59), с.27-39.
35. Папинашвили К.И. Распределение струйных течений в атмосфере над Закавказьем. Труды ТбилНИГМИ, 1959, вып. 4, с.3-17.
36. Таварткиладзе К.А. К вопросу определения запаса воды в атмосфере для районов Закавказья. Труды ЗакНИГМИ, 1963, вып. 14, с.101-106.
37. Таварткиладзе К.А. Некоторые особенности влагосодержания атмосферы в условиях Главного Кавказского хребта. Труды ЗакНИГМИ, 1966, вып. 22, с.46-51.
38. Таварткиладзе К.А. К вычислению содержания водяного пара в атмосфере. Сообщения АН ГСССР, 1966, XIII, №I с.71-73.
39. Кулджанишвили Г.С. Распределение водяного пара над Батуми. Труды ЗакНИГМИ, 1980, вып.74(80), с.120-130.

40. Ломинадзе В.П., Напетваридзе Е.А. Аэросиноптические условия турбулентных течений в атмосфере, вызывающих болтанку самолётов на трассе Сухуми-Тбилиси-Ереван. Труды ТбилНИГМИ, 1959, вып.4, с.112-123.
41. Николаишвили Г.В. Метеорологические условия облечения самолетов в Закавказье. Труды ЗакНИГМИ, 1963, вып.14, с.83-100.
42. Кварацхелия И.Ф. Об особенностях изменения с высотой некоторых метеорологических элементов над Тбилиси. Труды ТбилНИГМИ, 1959, вып. 6, с. 69-77.
43. Николаишвили Г.В. Аэрологическая характеристика облачности над Тбилиси по самолётным подъемам. Труды ТбилНИГМИ, 1957, вып.3, с.133-137.
44. Николаишвили Г.В. Аэрологическая характеристика поля метеорологических элементов над Алазанской долиной. Труды Всес. науч. совещания по активным воздействиям на градовые процессы. Тбилиси, 1964, с.71-84.
45. Николаишвили Г.В. Аэрологическая характеристика режима метеорологических элементов над Батуми. Труды ЗакНИГМИ, 1977, вып.54(60), с.125-136.
46. კ.თავართქილაძე, ე.ელიზბარაშვილი, დ.მუმლაძე, ჯ.ვახნაძე. საქართველოს მიწისპირა ტემპერატურული ველის ცვლილების ემპირიული მოდელი. 1999, თბილისი, 128 გვ.
47. დ.მუმლაძე. საქართველოს კლიმატის თანამედროვე ცვლილება. 1991. თბილისი, მეცნიერება, 128 გვ.
48. კ.თავართქილაძე, ი.შენგელია. ჰავის თანამედროვე ცვლილება საქართველოში; რადიაციული რეჟიმის ცვალებადობა. 1999, თბილისი, მეცნიერება, 150 გვ.
49. მელიზბარაშვილი. საქართველოს ტერიტორიის ტემპერატურის ველი. 1999, თბილისი, 88გვ.
50. კ.თავართქილაძე, ი.შენგელია. ღრუბლიანობის გაელენა ატმოსფეროს მიწისპირულ ტემპერატურაზე. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, №21, 2003, თბილისი, გვ. 31-45.
51. კ.თავართქილაძე, ი.შენგელია. ატმოსფეროში წყლის მარაგის ცვლილების კავშირი საერთო მოდრუბლულობასთან. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, №21, 2003, თბილისი, გვ. 128-133.

52. ი.შენგელია, კ.თავართქილაძე. ციკლური ცვლილებები ტროპოსფეროში. გეოგრაფიის ინსტიტუტის შრომები, №21, 2003, თბილისი, გვ. 5-16.
53. ჯ.ვანხაძე, ლ.ყურაშვილი. თავისუფალი ატმოსფეროს თერმული სტრატეფიკაცია და მისი ცვალებადობა საქართველოში. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 102, 2001, თბილისი, გვ. 117-126.
54. ჯ.ვანხაძე, კ.თავართქილაძე, ლ.ყურაშვილი. თავისუფალი ატმოსფეროს კლიმატის ცვალებადობა. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 103, 2001, თბილისი, გვ. 70-75.
55. რ.სამუკაშვილი. ჰელიოენერგეტიკული რესურსების განაწილების თავისებურებები კავკასიის ტერიტორიაზე. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 102, 2001, თბილისი, გვ. 72-85.
56. ნ.ბეგალიშვილი, კ.თავართქილაძე და სხვ. საქართველოს ტერიტორიაზე ატმოსფეროს მიწისპირა ფენაში სინოტივის ველის კვლევის ზოგიერთი შედეგი. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 101, 1998, თბილისი, გვ. 150-159.
57. ნ.ნებიერიძე. საქართველოს ტერიტორიაზე სინოტივის მიწისპირა ველის ძირითადი მახასიათებლების საუკუნეობრივი ცვლილება. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 102, 2001, თბილისი, გვ. 145-151.
58. ნ.ბეგალიშვილი, კ.თავართქილაძე და სხვ. თბილისის კლიმატის მრავალწლიური ცვლილება და ციკლური რყევადობა. ჰარის სინოტივის მახასიათებლების მრავალწლიური ცვლილება. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 103, 2001, თბილისი, გვ. 58-69.
59. ნ.ნ.ბეგალიშვილი, კ.თავართქილაძე, ნ.ა.ბეგალიშვილი. საქართველოს ზოგიერთ მდინარეთა წყალშემკრებზე მიკროკლიმატის და ჩამონადენის საუკუნეობრივი ცვლილებების შეფასება. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 106, 2001, თბილისი, გვ. 52-61.
60. ნ.ნ.ბეგალიშვილი, კ.თავართქილაძე, ნ.ა.ბეგალიშვილი. მდინარე მტკვრის ჩამონადენის კლიმატურ ცვლილებათა მიმართ მგრძნობიარობის შეფასება ემპირიულ-სტატის-

ტიკური მოდელის საფუძველზე. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 106, 2001, თბილისი, გვ. 160-165.

61. ნ.ნ.ბეგალიშვილი, ვ.ცომაია. საქართველოს გვალვიან რაიონებში მდინარეების ჩამონადენის მოსალოდნელ ცვლილებათა შეფასება. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 107, 2002, თბილისი, გვ. 122-132.

62. ნ.ნ.ბეგალიშვილი, ვ.ცომაია, ნ.ა.ბეგალიშვილი. კლიმატის ცვლილების პირობებში მდინარეული ჩამონადენის ცვლილების შეფასება მათემატიკური მოდელის საფუძველზე. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 107, 2002, თბილისი, გვ. 133-138.

63. ვ.ცომაია, რ.მესხია, თ.სიმონია. დასავლეთ საქართველოში ექსტრემალური ტემპერატურების დროს ნალექებისა და ჩამონადენის რეჟიმი კლიმატის ცვლილების ფონზე. ჰიდრომეტინსტიტუტის შრომები, ტომი 108, 2002, თბილისი, გვ. 139-144.