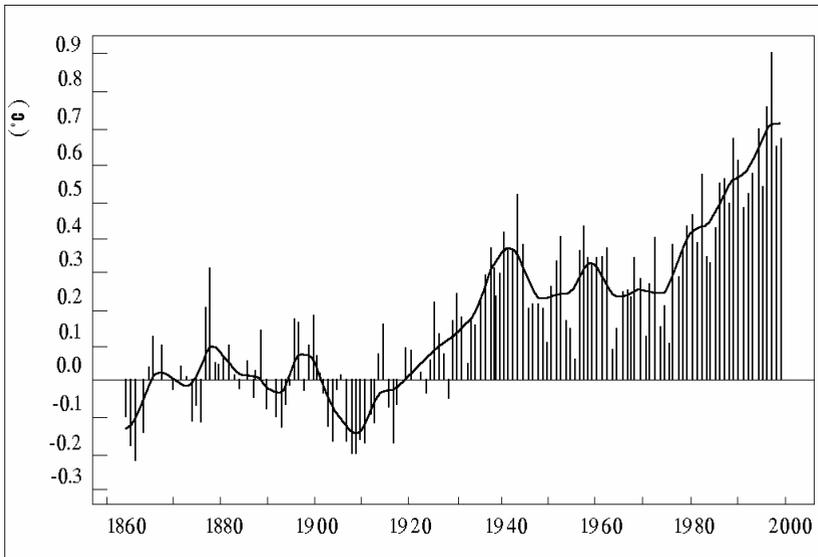


АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИИ
Институт гидрометеорологии

Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КЛИМАТОЛОГИИ
ЛАНДШАФТОВ



Тбилиси
2006



ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
Institute of Hydrometeorology
Институт гидрометеорологии

Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили

**ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КЛИМАТОЛОГИИ
ЛАНДШАФТОВ**

*Посвящается светлой памяти выдающегося географа
современности Николая Левановича Беруцашвили*

**თბილისი – TBILISI - ТБИЛИСИ
2006**

ელიზბარ ელიზბარაშვილი, მარიამ ელიზბარაშვილი

ლანდშაფტების კლიმატოლოგიის
ძირითადი პრობლემები

Elizbar ElizbaraShvili, Mariam.Elizbarashvili

MAIN PROBLEMS OF LANDSCAPE
CLIMATOLOGY

Элизбар Шалвович Элизбарашвили,
Мария Элизбаровна Элизбарашвили

ОСНОВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ
КЛИМАТОЛОГИИ
ЛАНДШАФТОВ



ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
Institute of Hydrometeorology
Институт гидрометеорологии

თბილისი – TBILISI - ТБИЛИСИ
2006

<p>სარედაქციო კოლეგია ნ.ბეგალიშვილი (მთავარი რედაქტორი) ბ.ბერიტაშვილი (რედაქტორის მოადგილე) თ.ცინცაძე (მენეჯერი და ტექნიკური რედაქტორი)</p>	<p>Editorial Board N.Begalishvili (Editor in Chief) B.Beritashvili (Deputy Ed.-in- Chief) T.Tsintsadze (Executive secretary)</p>	<p>Редакционная коллегия Бегалишвили Н.А. (Главный редактор) Бериташвили Б.Ш (зам.гл. редактора) Цинцадзе Т.Н. (отв. секретарь)</p>
--	---	---

ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი.
 0112 თბილისი-12, დავით აღმაშენებლის გამზირი
 150^ა,

E-mail: nb@gw.acnet.ge

Institute of Hydrometeorology.
 150^a David Agmashenebeli ave., Tbilisi, 0112, Georgia,

ტელ
 Tel. (995 32) :951 047,
 Тел. 952 028,

Институт гидрометеорологии
 0112, Тбилиси-12, пр.Д. Агмашенебели 150^а.

ფაქსი
 Fax (995 32) 95-11-60
 Факс

საიდენტიფიკაციო №
 Identification №
 Идентификационный №

202054720

ISBN 99928-885-6-2

©
 ჰიდრომეტეოროლოგიის ინსტიტუტი
 Institute of Hydrometeorology
 Институт гидрометеорологии

2006

УДК 551.5: 911.2

На основе исследований климатических условий формирования, климатического режима, климатических закономерностей функционирования и трансформации природных ландшафтов Кавказа, развито новое научное направление геофизики ландшафтов – климатология ландшафта. Рассмотрены основные проблемы научного направления. Предназначена для научных работников, студентов, аспирантов и докторантов интересующихся проблемами климатологии и ландшафтоведения.

Редакторы: доктор геогр.наук, проф. Н.Л.Беручашвили,
канд. геогр. наук, доц. Т.П.Гордезиани

Рецензенты: президент Академии Экологических Наук
Грузии, доктор биолог.наук, проф.
М.С.Цицкишвили,

доктор геогр.наук С.Г.Сафаров
(Министерство сельского хозяйства Азербайджана)

С о д е р ж а н и е

Предисловие	7
Глава 1. Условия формирования и климатический режим природных ландшафтов	10
1.1. Климатические условия формирования природных ландшафтов	10
1.2. Зональные особенности элементов водного баланса	13
1.3. Климатический режим природных ландшафтов	17
1.4. Климатический режим высокогорных субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов	19
Глава 2. Климатические закономерности функционирования природных ландшафтов	25
2.1. Функциональные процессы в природных ландшафтах	25
2.2. Трансформация солнечной радиации	26
2.3. Особенности влагооборота	33
Глава 3. Климат подстилающей поверхности ландшафта	35
3.1. Теплообмен в системе почва-воздух	35
3.2. Влияние типа почвы на температуру	38
3.3. Влияние морфографических условий на температуру почвы	41
3.4. Распределение температуры в верхних слоях почвы	44
3.5. Почвенно-климатическое районирование территории Грузии	45
Глава 4. Ресурсный потенциал природных ландшафтов	
4.1. Метод оценки ресурсного потенциала ландшафтов	52
4.2. Потенциальные гидроклиматические ресурсы ландшафтов Кавказа	53
4.3. Основные функции природных ландшафтов Кавказа	59
4.4. Ресурсный потенциал геомасс различных групп ландшафтов Кавказа	62

Глава 5. Реакция природных ландшафтов на глобальное потепление	-64
5.1. Тенденции современного изменения климата в различных природных ландшафтах	64
5.2. Особенности изменения климата гумидных ландшафтов	73
5.3. Нестационарная статистическая модель климатического поля температуры	79
Глава 6. Трансформация природных ландшафтов в связи с глобальным потеплением	- 85
6.1. Схема трансформации природных ландшафтов Кавказа	85
6.2. Сценарии трансформации природных ландшафтов Грузии	91
6.3. Вероятность опустынивания степных и полупустынных ландшафтов Восточной Грузии	94
Глава 7. Климатические особенности антропогенных ландшафтов	101
7.1. Климат и микроклимат урбанизированных ландшафтов	101
7.2. Микроклимат водохранилищ	105
Summary	112
Список литературы	-114

Предисловие

Идея тесной связи типов климата с типами географических ландшафтов отражена, прежде всего, в учении о зонах природы А.А.Докучаева(1900). Эта же идея стала основой для Л.С.Берга(1925) при разработке классификации климатов Земного Шара. Л.С.Берг различал климатические зоны в соответствии с одноименными ландшафтными зонами. В географической литературе термин «климат ландшафта» впервые широко был использован И.Блютгеном в монографии «География климатов», опубликованной в Берлине в 1966 году. В настоящее время не вызывают сомнения формулировки «климат леса», «климат степи» , «климат пустыни» или «климат города», «климат водоема» и т.д., в отличии от высказываний «геоморфология ландшафта» или «геоморфология леса» и др., что категорически не корректны. То , что изменения структуры ландшафтной зональности находятся в прямой зависимости от климата, и прежде всего от изменений гидроклиматического режима, со всей определенностью подтверждают и палеоклиматические реконструкции, проведенные А.А.Величко.

Участвуя в формировании того или иного типа ландшафта, климат в то же время формируется под воздействием определенных ландшафтных условий. Так, например, в условиях насаждений климат зависит от альbedo самих насаждений и от их способности поглощать солнечные лучи, а также от того , каким образом растительность влияет на приходящую и уходящую радиации. Благодаря транспирации, происходящей с нижней стороны листьев, в насаждениях высока относительная влажность воздуха. В насаждениях господствует безветрие, что способствует уменьшению испарения. Растительность оказывает влияние и на

механизм проникновения в почву осадков. Интенсивность всех перечисленных процессов зависит от видового состава (лиственный, хвойный, смешанный), густоты и возраста леса.

Таким образом, ландшафт и климат взаимосвязаны. Именно поэтому, в различных ландшафтных условиях одни и те же климатические процессы – трансформация солнечной радиации, влагооборот, изменения климата и т.д., протекают по разному. Исследование этих процессов, в частности, исследование климатических условий формирования, климатического режима, климатических закономерностей функционирования и трансформации природных ландшафтов, реакции природных ландшафтов на глобальное потепление и составляет основную цель нового научного направления геофизики ландшафта – климатологии ландшафта, развивающегося в последние годы в научных статьях авторов, публикующихся, главным образом, в журналах «Известия РАН, серия географическая», «Метеорология и гидрология» и «Почвоведение», благодаря чему результаты исследований прошли серьезную проверку и получили соответствующее подтверждение, и даже развитие. Как отмечал Н.Л.Беручашвили, в рамках геофизики ландшафта уже сформировались многие новые научные направления-радиофизика ландшафта, оптика ландшафта, акустика ландшафта, теплофизика ландшафта, экология ландшафта и т.д.

В данной монографии, перечисленные выше основные задачи климатологии ландшафта рассмотрены главным образом для условий Кавказа, где на площади 440 тыс.кв.км, что составляет около 0,3 % площади суши Земли, представлены большинство климатов и почти 40% типов ландшафтов существующих на Земле. Поэтому полученные

результаты могут быть распространены на аналогичные ландшафты в других районах Земного Шара.

Инициатором постановки многих задач, рассмотренных в монографии, был Н.Л.Беручашвили, который также постоянно знакомился с результатами исследований авторов и давал ценные советы. Несмотря на тяжелую болезнь он сумел прочесть и отредактировать первый вариант рукописи монографии.

В подготовке и обобщении материала для главы 3 на разных этапах принимали участие З.Б.Чавчанидзе, Н.Г.Сулханишвили, Р.В.Маглакелидзе и Ш.Э.Элизбарашвили, о чем свидетельствуют и совместно опубликованные статьи. Последнему принадлежат также карты, составленные на ландшафтной основе в программе ГИС «Мапинфо». Материалы для написания раздела 5.2 были любезно предоставлены Р.Ш.Месхия. Он же является соавтором статьи, опубликованной в журнале « Известия РАН, серия географическая».

Рукопись в целом или отдельные ее разделы прочитали Т.Ф.Урушадзе, Ш.Д.Палавандишвили, Г.С.Метревели и Дж.И.Вачнадзе, чьи замечания были учтены. На завершающем этапе подготовки монографии большой труд над ее совершенствованием потратили рецензенты М.С.Цицкишвили, С.Г.Сафаров и научный редактор Т.П.Гордезиани.

На формирование научных взглядов авторов и развитие основных направлений исследований, представленных в монографии, большое влияние оказали работы А.А.Григорьева, М.И.Будыко, О.А.Дроздова, Н.В.Кобышевой, А.Н.Кренке, М.А.Петросянца и Н.Л.Беручашвили. Авторы искренне благодарны всем перечисленным лицам.

Глава 1. Условия формирования и климатический режим природных ландшафтов

1.1. Климатические условия формирования природных ландшафтов

Одним из главных факторов дифференциации природных ландшафтов Земли является климат. Климатические условия определяют широтную дифференциацию географической оболочки самого высокого уровня. Географические зоны характеризуются определёнными сочетаниями тепла и влаги, и подчиняются периодической системе географической зональности (А.А.Григорьев,М.И.Будыко,1956; Ф.Н.Мильков,1969). В горах проявляется высотная зональность, что также обусловлено в основном климатическими условиями. Однако по настоящее время не существует единой схемы высотной ландшафтной дифференциации, строго основанной на определённых сочетаниях характеристик тепла и увлажнения.

Анализ материалов наблюдений более 70 метеорологических станций, расположенных в различных ландшафтных условиях Кавказа показал что средняя годовая температура воздуха во всех равнинных и холмистых субтропических ландшафтах Кавказа превышает 11⁰С. При годовых суммах осадков менее 350-400мм формируются аридные ландшафты (Г), к ним относятся пустынные и полупустынные подтипы. В диапазоне сумм осадков в среднем от 350 до 500мм формируются субаридные (В) – степные, шибляковые и полупустынные ландшафты. В диапазоне осадков от 500 до 1000мм формируются субгумидные субсредиземноморские (Б) и теплоумеренные (Д) ландшафты. К первому типу ландшафтов относятся переходные к колхидским лесные, собственно субсредиземноморские лесные и переходные к

теплоумеренным лесные и шибляковые подтипы. Второй тип ландшафтов составляют переходные к субтропическим и переходные к умеренным лесные подтипы. При осадках более 1000 мм формируются субтропические гумидные ландшафты (А). К ним относятся колхидские и гирканские лесные подтипы.

Широкий спектр равнинных и среднегорных ландшафтов формируется в условиях среднегодовой температуры 7-11⁰С. К ним относятся равнинные и холмистые теплоумеренные и умеренные субгумидные (Е), субаридные (Ж) и аридные (З) ландшафты. Субгумидные ландшафты представлены лугостепными, луговыми, кустарниковыми и лесостепными подтипами, субаридные ландшафты – степными подтипами, а аридные ландшафты – пустынями и полупустынями. Последний подтип ландшафта формируется при годовых осадках менее 350 мм.

В этом же интервале среднегодовых температур формируются горные теплоумеренные гумидные (Н), горные умеренные гумидные (О), субгумидные (П) и субаридные (Р) ландшафты. Теплоумеренные гумидные ландшафты представлены колхидским и гирканским лесом, а также переходными к субгумидным нижнегорно-лесными подтипами. Умеренные гумидные ландшафты представлены ниже и среднегорнолесными подтипами ландшафтов.

Субгумидные ландшафты представлены широким спектром подтипов ландшафтов – шибляковые, редколесные, лугостепные, горно-котловинные с дубовыми лесами, лугостепьями, степьями, лесокустарниковые, луговые и др. ландшафты. Субаридные ландшафты имеют в основном лугостепной, луговой и степной характер. В них средняя годовая температура воздуха может достичь 13 – 14⁰С. Во всех перечисленных ландшафтах годовые суммы осадков изменяются, в основном, в пределах 400-1000 мм. В

субаридных ландшафтах нижний предел осадков составляет 350 мм, а в гумидных осадки возрастают до 2000 мм.

Горные умеренные аридные ландшафты (С) формируются почти в таких же климатических условиях, в каких равнинные и холмистые субтропические аридные (Г) ландшафты – средняя годовая температура воздуха более 11 °С, а годовые суммы осадков менее 350-400 мм.

В горных холодноумеренных ландшафтах (Т) средняя годовая температура воздуха составляет 3-7 °С. Причём, в условиях температур 5-7 °С формируется среднегорный темнохвойный лесной подтип (Т₁), а при температуре 3-5 °С – верхнегорный лесной сосновый и берёзовый подтип ландшафтов (Т₂). Годовая сумма осадков колеблется в пределах от 600-700 мм до 2000мм.

В условиях среднегодовых температур -9-3 °С формируются высокогорные луговые ландшафты (У). В зависимости от температуры выделяются их различные подтипы: высокогорные субальпийские лесокустарниковые-луговые (У₁) – температура составляет -1-3 °С; высокогорные альпийские кустарниково-луговые (У₂) – температура составляет -5--1 °С, и высокогорные субнивальные (У₃) – температура составляет -9- -5 °С. Более низкие температуры отмечаются в гляциально-нивальных ландшафтах (Ф). В условиях перечисленных подтипов ландшафтов годовая сумма осадков колеблется в пределах 400-1500 мм.

Каждому типу (подтипу) ландшафтов соответствуют определённые интервалы значений радиационного баланса и радиационного индекса сухости. Первый из них характеризует тепловую энергетическую базу природных ландшафтов, второй – условия увлажнения, что хорошо видно из таблицы ландшафтных зон Кавказа (таблица 1.1.1).

Таблица 1.1.1

Таблица ландшафтных зон Кавказа
(М.Э.Элизбарашвили, 2003 в)

Годовые суммы осадков мм	Радиационный индекс сухости	Средняя годовая температура воздуха и радиационный баланс $^{\circ}\text{C}$ (ккал./см ² год)								
		<-9 (<20)	-9--5 (20-25)	-5--1 (20-30)	-1-3 (30-45)	3-5 (40-42)	5-7 (43-46)	7-11 (46-53)	>11 (52-60)	
≤350	>3,0	-	-	-	-	-	-	З		Г,С
350-500	1,8-3,0	-	-	-	-	-	-	Е Ж	Р	В
500-1000	0,5-1,8	-	-	-	-	-	-	Н О П Р Е		Б,Д
>1000	<0,5	Ф	У ₃	У ₂	У ₁	Т ₂	Т ₁	Н		А

Изложенная характеристика климатических условий формирования природных ландшафтов Кавказа основана на классификации ландшафтов Н.Л.Беручашвили(1995).

1.2. Зональные особенности элементов водного баланса

Каждой графе таблицы ландшафтных зон Кавказа соответствует определённый режим элементов водного баланса, о чём свидетельствуют представленные на рис 1.2.1 и 1.2.2 зависимости. Средняя квадратическая ошибка расчёта речного стока и испарения по представленным зависимостям существенно меньше их многолетней изменчивости. На рис. 1.2.1 и 1.2.2 прослеживаются довольно чёткие закономерности в расположении зависимостей по мере перехода от одной ландшафтной зоны к другой. Причём, появляется возможность оценить теоретические значения стока и испарения (пунктир) при значительном отклонении осадков. Более наглядно влияние элементов водного баланса на формирование различных

типов ландшафтов проявляется на рис.1.2.3. В частности, при переходе от аридных, к субаридным и субгумидным ландшафтам закономерно увеличиваются значения осадков, стока и испарения.

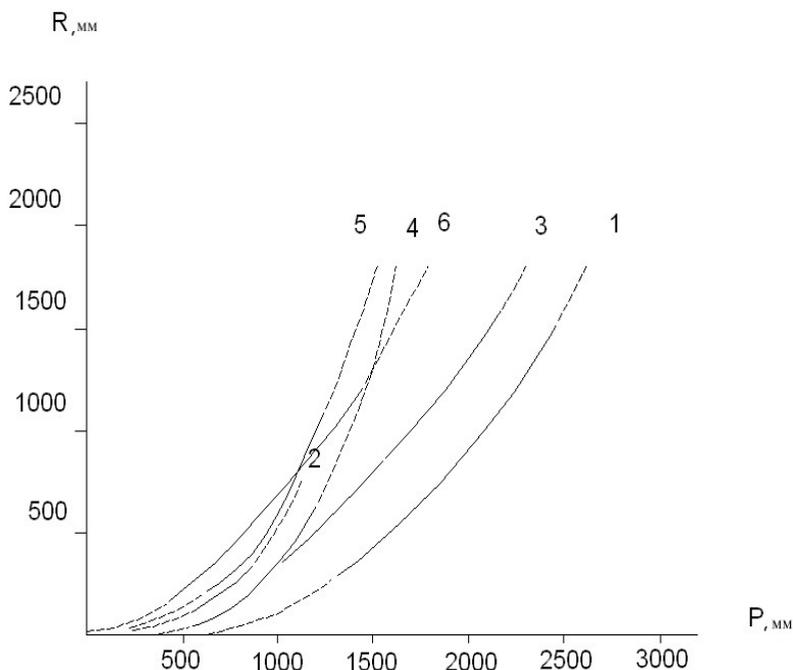


Рис.1.2.1. Зависимость полного стока рек (R) от годовых сумм осадков(P).

Типы ландшафтов: 1) А; 2) Н₆-Н₇; 3) Н₁-Н₄; 4) У; 5) Т; 6) Б, В, Г, Д, Ж, З. (М.Э.Элизбарашвили, 2003в)

Выявленные закономерности, с использованием методического подхода, разработанного в Институте Географии РАН (А.В.Беляев, 1977) позволили построить комплексные зональные зависимости элементов водного баланса и оценить их зональные значения и другие характеристики в условиях некоторых природных ландшафтов Кавказа (см. таблицу 1.2.1)

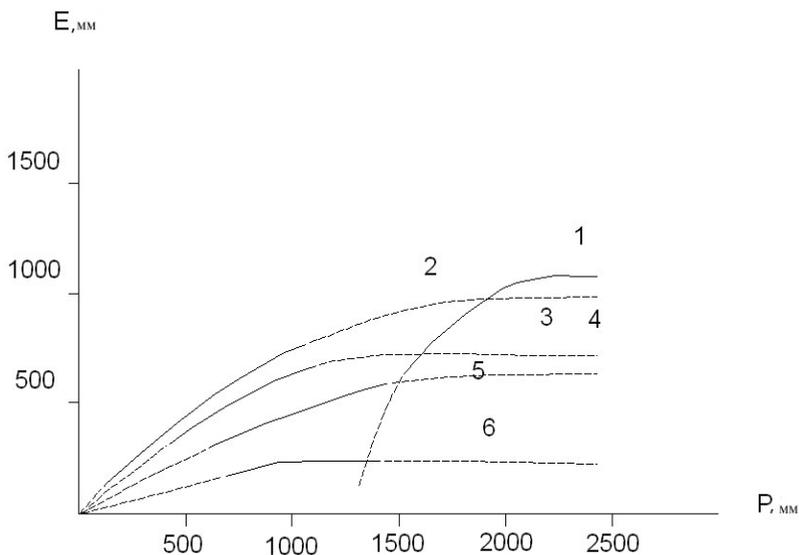


Рис. 1.2.2. Зависимость испарения (Е) от годовых сумм осадков (Р)
 Типы ландшафтов: 1) А; 2) Н₆-Н₇; 3) Н₁-Н₄; 4) У; 5) Т; 6) Б, В, Г, Д, Ж, З. (М.Э.Элизбарашвили, 2003 в)

Таблица 1.2.1

Зональные значения характеристик водного баланса
 (М.Э.Элизбарашвили, 2003 в)

Тип (подтип) ландшафта	Годовая сумма осадков, Р _{мм}	Полный речной сток, R мм	Испарение, Е _{мм}	Коэффициент стока R/P	Испаряемость Е _{мм}
А ₁	1500-2500	800-1600	700-1200	0,50-0,60	1200
Б, Е	500-800	100-300	400-700	0,20-0,40	1200
В, Ж, З	350-700	30-100	200-500	0,12-0,20	1200
Г, С	≤350	20-50	230-280	0,10-0,15	1200
Н ₁ -Н ₄	1200-2000	500-1800	700-800	0,40-0,90	800
Н ₆ -Н ₇	600-1200	100-700	500-700	0,20-0,60	800
Т	500-1500	300-1200	400-700	0,60-0,80	500-700
У	500-1500	200-1400	100-400	0,40-0,90	200-400

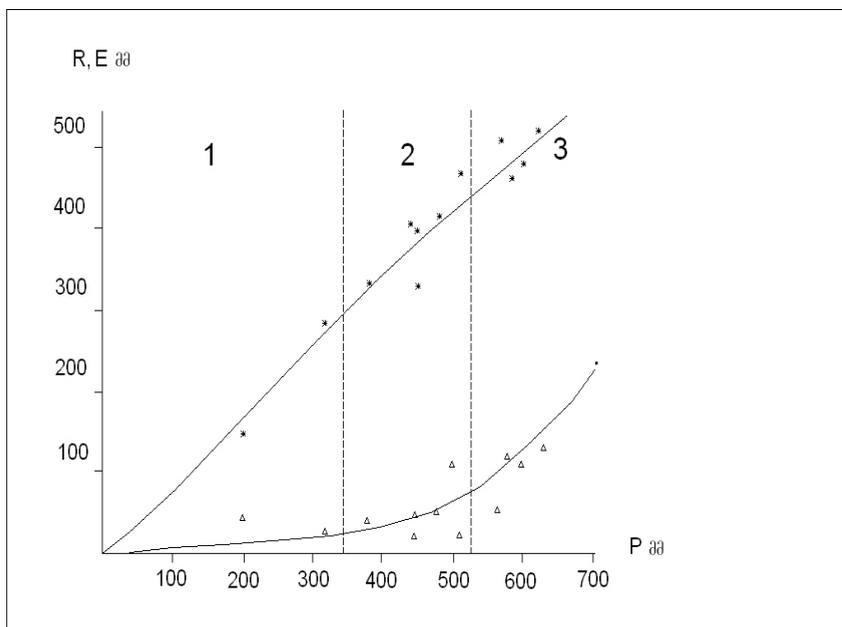


Рис.1.2.3. Зависимость полного стока рек и испарения от годовых сумм осадков в условиях равнинных ландшафтов. Типы ландшафтов: 1) аридные-Г,З; 2) субаридные-В,Ж; 3) субгумидные-Б,Д,Е
(М.Э.Элизбарашвили,2003в)

В таблице 1.2.1, а также на рис.1.2.1 и 1.2.2, А₁ – соответствует субтропическим гумидным ландшафтам черноморского побережья; Н₁-Н₄ – ниже – и среднегорнолесным гумидным колхидским и гирканским, а Н₆-Н₇ – переходным к субгумидным ниже – и среднегорнолесным ландшафтам.

1.3. Климатический режим природных ландшафтов

О климатическом режиме годового хода температуры воздуха в некоторых ландшафтах Кавказа, и о его зависимости от высоты местности можно судить по данным таблицы 1.3.1, которая составлена в результате обобщения данных наблюдений метеорологических станций.

По данным таблицы методом интерполяции можно рассчитать годовой ход температуры воздуха в ландшафтах Кавказа в зависимости от высоты.

В большинстве ландшафтов Кавказа минимум температуры наступает в январе, исключение составляют гляциально-нивальные и высокогорные луговые ландшафты, где минимум приходится на февраль. Максимум температуры наступает в гумидных и гляциально-нивальных ландшафтах в основном в августе, а в остальных ландшафтах – в июле. Это объясняется инерционностью гумидных ландшафтов. По этой же причине аридные ландшафты нагреваются и охлаждаются быстрее, чем гумидные. Так, например, средняя месячная температура воздуха в марте по сравнению с температурой в феврале больше в равнинных субтропических гумидных ландшафтах (А) на $1,5-2,2^{\circ}\text{C}$, в равнинных субгумидных субсредиземноморских ландшафтах (Б) – на $2,4-4,0^{\circ}\text{C}$, в равнинных субтропических субаридных ландшафтах (В) – на $3,1-4,5^{\circ}\text{C}$, в равнинных теплоумеренных ландшафтах (Д) – на $5,1-6,0^{\circ}\text{C}$ и т.д.

Аналогично в горах, в умеренных гумидных ландшафтах (Н) эта разность составляет $3-4^{\circ}\text{C}$, а в умеренных аридных ландшафтах (С) – $5-6^{\circ}\text{C}$ и более. Такое же соотношение отмечается при охлаждении ландшафтов.

Таблица 1.3.1.

Годовой ход температуры воздуха $^{\circ}\text{C}$.

Тип (подтип) ландшафта	Высота м	Месяцы												г о д	Число использ ованных станций
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII		
А	0	6,3	6,8	9,0	12,1	16,3	20,4	23,0	23,6	20,4	16,4	11,8	8,1	14,5	8
	500	2,3	3,1	5,2	10,7	16,0	18,5	21,0	21,0	18,7	14,2	9,5	4,8	12,3	
Б	500	0,8	2,0	5,9	11,2	16,4	20,5	23,2	23,5	19,0	13,5	7,2	2,6	12,2	4
	800	-0,1	1,0	4,5	10,0	15,4	19,0	22,0	21,8	17,3	12,1	6,3	2,0	11,0	
В	500	-1,0	0,7	6,2	10,5	15,7	19,1	22,4	22,2	18,0	12,4	6,3	1,2	11,0	3
	800	-1,5	0,1	3,2	9,1	14,5	18,3	21,7	21,7	17,0	11,3	5,0	0,5	10,1	
Ж	0	-1,6	-0,8	4,4	11,0	17,0	20,5	23,3	22,8	17,5	11,7	5,2	0,5	10,9	5
	500	-4,5	-3,3	2,0	8,5	15,0	18,8	21,6	21,2	15,7	9,8	3,1	-1,8	9,0	
	700	-5,2	-4,0	1,2	8,2	13,6	17,2	19,5	19,2	14,5	8,8	2,0	-2,5	7,7	
Н ₆ -Н ₇	500	0	1,0	5,2	11,0	16,4	19,5	21,5	22,0	17,8	12,1	7,0	1,5	11,3	4
	1000	-2,7	-2,0	1,7	7,0	12,0	15,0	17,0	17,5	13,8	9,6	4,0	-0,5	7,8	
	1500	-5,5	-5,1	-2,2	2,5	7,3	10,8	14,8	13,3	11,3	7,0	1,2	-2,1	4,4	
С	600	0,9	2,9	7,9	13,5	18,5	22,7	25,8	25,4	21,0	15,3	8,6	3,0	13,8	3
	1000	-2,7	-1,2	4,7	11,5	16,4	20,6	24,4	24,4	20,2	14,2	8,3	-0,2	11,7	
	1200	-4,6	-3,3	3,2	10,5	15,4	19,6	23,6	24,0	19,8	13,6	8,1	-1,8	10,5	
Т	1300	-3,7	-2,0	1,3	6,3	10,7	13,6	15,8	15,5	11,6	7,4	2,3	-1,6	6,5	4
	1500	-6,0	-5,2	-0,9	5,0	10,0	13,3	15,8	15,9	11,6	6,3	1,5	-3,6	5,3	
	1700	-6,4	-6,0	-2,5	3,0	8,2	11,5	14,2	14,5	10,6	5,8	0,7	-3,6	4,7	
У,Ф	2500	-11,7	-11,3	-7,6	-2,1	3,2	6,9	9,9	9,9	6,2	1,6	-4,7	-8,9	-0,9	3
	3000	-13,0	-13,0	-9,4	-4,5	0,5	3,0	6,7	7,2	3,5	-0,7	-5,5	-9,5	-2,8	
	3500	-14,7	-14,9	-11,8	-7,1	-2,7	0,2	3,8	4,1	0,8	-3,3	-8,0	-11,7	-5,4	

Наибольшей сложностью отличается годовой ход атмосферных осадков (см. таблицу 1.3.2).

Таблица 1.3.2.

Характеристика годового хода осадков

Тип (подтип) ландшафта	Основной максимум месяц, количество мм	Основной минимум месяц, количество мм	Вторичный максимум месяц, количество мм	Вторичный минимум месяц, количество мм
А	IX-II (140-300)	V-VIII(60-150)	-	-
Б	V(90-150)	XII-I (20-40)	-	-
В	V(90-100)	I (25-30)	X(50-55)	-
D	V(150)	I(40)	IX(120)	-
Г	XI (35-40)	VIII (5-10)	XII(30-35)	IX(5-10)
З	VI(40-45)	II (20-30)	XII(40-45)	IX(20-30)
H ₆ -H ₇	V-VI(90-140)	XII-I (20-40)	-	-
T	V-VI,X(8-120)	XII-II(20-70)	-	-
У	V(170-220)	I(100)	-	VII(90)

Из таблицы следует, что каждый тип(подтип) ландшафта характеризуется конкретным типом годового хода осадков, с соответствующим периодом наступления и количественными показателями их максимумов и минимумов.

1.4. Климатический режим высокогорных субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов

Высокогорные субниральные и гляциально-ниральные ландшафты Грузии, которые считаются практически неизменёнными, распространены на высоте более 3000м, и занимают территорию площадью примерно 1500 кв.км. До высоты 4000м доминируют субниральные, а выше – гляциально-ниральные ландшафты (Н.А. Беручашвили,1995). В субниральных и гляциально-нивальных ландшафтах Грузии метеорологическая сеть не функционирует. В 90-ые годы прошлого века была закрыта

высокогорная станция Казбеги (3653м.). Экспедиционные исследования климата в условиях названных ландшафтов проводятся лишь в летний период, главным образом гляциологами, и имеют эпизодический характер (А.Н.Кренке, 1982). Поэтому единственная возможность исследования климатического режима высокогорных субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов заключается в математическом моделировании климатических полей.

По материалам Справочника по климату СССР (1967) с использованием данных наблюдений 174 метеорологических станции Грузии была разработана математическая модель приземного поля температуры, и температура воздуха в любой точке поля выражена с помощью модели (Т.В.Хеладзе, Г.П.Лорткипанидзе, М.Э.Элизбарашвили, 1990):

$$T = \alpha_0 + \alpha_1\varphi + \alpha_2\lambda + \alpha_3H, \quad (1.4.1)$$

где T -температура воздуха, φ , λ и H - соответственно географическая широта, географическая долгота и высота местности, α_j – коэффициенты регрессии, которые представлены в таблице 1.4.1.

Из таблицы 1.4.1 следует, что сводный коэффициент корреляции довольно высок. Это свидетельствует о надёжности формулы (1.4.1).

Хотя коэффициенты регрессии, представленные в таблице 1.4.1, получены по материалам метеорологических наблюдений до высоты 3600м, высокие значения сводных коэффициентов корреляции дают основание применить их для более высоких гипсометрических ступеней.

В таблице 1.4.2 представлен годовой ход температуры воздуха в условиях высокогорных ландшафтов Грузии, рассчитанный по модели Т.В.Хеладзе, Г.П.Лорткипанидзе, М.Э.Элизбарашвили (1990) с использованием данных таблицы 1.4.1.

Таблица 1.4.1

Коэффициенты регрессии (α_j) для уравнения (1.4.1) и сводный коэффициент корреляции (R)
(Т.В.Хеладзе,Г.П.Лорткипанидзе,М.Э.Элизбарашвили,1990).

Коэффициенты	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
α_0	38,4	-26,8	1,4	-7,3	-12,0	-11,2	-17,0	-6,6	14,9	38,4	32,6	52,0	14,1
α_1	-0,25	-0,19	0,11	0,10	0,15	0,16	0,20	0,06	0,21	-0,47	-9,8	-0,42	-0,10
α_2	-0,54	-0,10	0,06	0,38	0,55	0,60	0,76	0,66	0,34	-0,06	-0,45	-0,65	0,11
$\alpha_3 \cdot 100$	-0,61	-0,68	-0,62	-0,58	-0,56	-0,58	-0,58	-0,57	-0,57	-0,55	-0,56	-0,57	-0,58
R	0,97	0,98	0,99	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,97	0,96	0,99

Таблица 1.4.2

Годовой ход температуры воздуха на некоторых вершинах Большого Кавказа $^{\circ}\text{C}$.
(М.Э.Элизбарашвили, 2004 а)

Вершина	Высота м	месяц												год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Шавиклде	3575	-17	-18	-14	-7	-1	2	6	5	2	-5	-11	-16	-6
Диклосмта	4225	-23	-23	-18	-10	-4	-2	1	2	-2	-9	-15	-20	-10
Тебулосмта	4493	-24	-24	-19	-12	-5	-3	0	0	-4	-10	-16	-21	-11
Ушба	4700	-24	-25	-20	-14	-6	-6	-4	-2	-6	-11	-15	-20	-13
Шхара	5068	-26	-28	-23	-16	-10	-8	-5	-4	-8	-13	-18	-23	-15

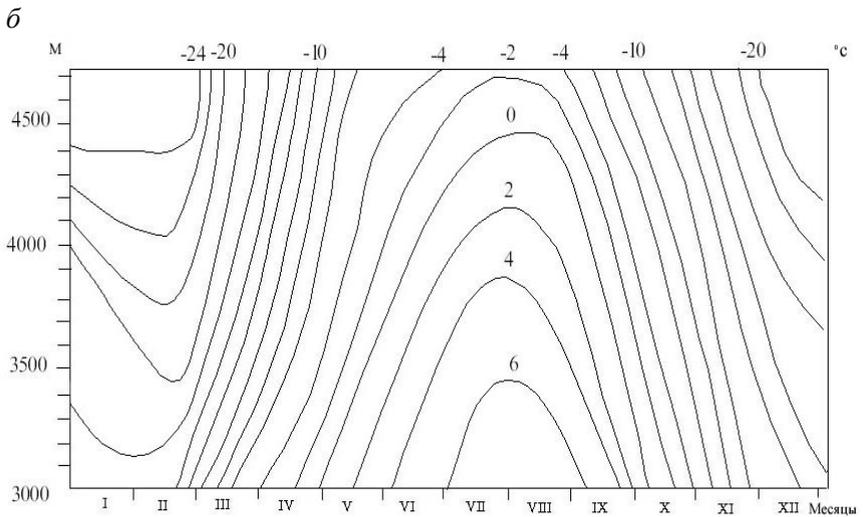
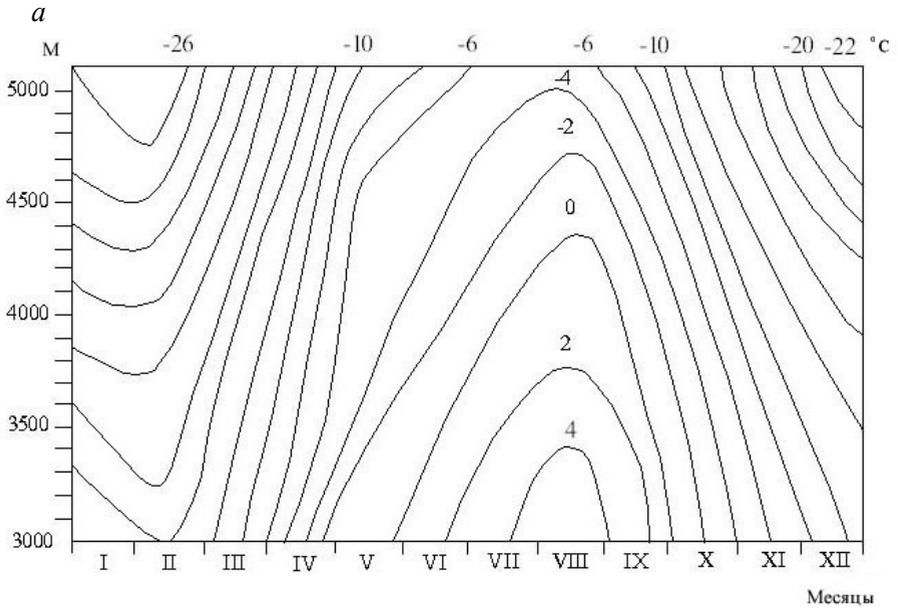


Рис.1.4.1. Пространственно-временной разрез поля температуры воздуха. а- Западная Грузия., б- Восточная Грузия.
(М.Э.Элизбарашвили,2004а)

Из таблицы 1.4.2. следует, что на самой высокой вершине Грузии – Шхара средняя годовая температура воздуха понижается до -15°C .

В результате аналогичных расчётов были разработаны высотно-временные поля температуры воздуха в условиях субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов Грузии в отдельности для западного и центрального Кавказа (см рис. 1.4.1). В таблице 1.4.3 сопоставлены фактические и расчётные по номограмме (рис.1.4.1) температуры для станции Казбеги высокогорная.

Таблица 1.4.3

Годовой ход температуры воздуха на станции Казбеги высокогорная (3653м), $^{\circ}\text{C}$ (М.Э.Элизбарашвили, 2004 а)

Температура	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
Фактическая	-15	-15	-12	-8	-3	0
Расчётная	-17	-18	-12	-7	-3	1

Температура	Месяцы						Год
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Фактическая	3	3	0	-4	-9	-12	-6
Расчётная	4	4	0	-5	-10	-15	-6

Как следует из таблицы 1.4.3 соответствие между фактическими и расчётными данными удовлетворительное. Наибольшее расхождение данных отмечается зимой, когда велика также многолетняя изменчивость температуры.

На высотно-временных разрезах прослеживается, что высота нулевой изотермы на западном Кавказе расположена несколько ниже, чем в Центральном, что

объясняется усилением континентальности в направлении к востоку. Максимальная высота нулевой изотермы в июле-августе на Западном Кавказе составляет 4300м, а в Центральном Кавказе – 4500 м. Выше этого уровня средняя месячная температура воздуха даже в июле-августе отрицательна и распространены гляциально-нивальные ландшафты.

Из рис 1.4.1 следует также, что в субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтах минимум температуры наступает в основном в феврале, а максимум – в августе. Средняя месячная температура воздуха в феврале составляет минус 12 - минус 28 °С, а в августе – плюс 6 – минус 6 °С.

Годовая амплитуда температуры воздуха в гляциально-нивальных ландшафтах, в отличие от других горных ландшафтов (Э.Ш.Элизбарашвили, 1978), с высотой местности увеличивается достигая на Западном Кавказе 22 °С, а в Центральном Кавказе – 24 °С. Причиной этого очевидно является существенное уменьшение летних градиентов в результате увеличения влажности воздуха в связи с таянием ледников.

На высотно-временных разрезах поля температуры хорошо прослеживаются также вертикальный и временной ход сезонных, декадных и других характеристик температуры и её градиентов, что дает в целом исчерпывающее представление о климатическом режиме субнивальных и гляциально-нивальных ландшафтов Грузии.

Глава 2. Климатические закономерности функционирования природных ландшафтов

2.1. Функциональные процессы в природных ландшафтах

Согласно А.Г.Исаченко (1979) функционирование представляет собой совокупность процессов обмена и преобразования вещества и энергии в природно-территориальных комплексах(ПТК). Среди этих процессов главными являются трансформация солнечной энергии, трансформация гравитационной энергий, влагооборот, биогеоцикл и гравигенные процессы. Н.Л.Беручашвили (1990) каждый из названных процессов подразделяет на элементарные процессы функционирования. Элементарные процессы вызваны перемещением геомасс в пространстве, изменением количества геомасс во времени или трансформацией какой-либо геомассой энергетических потоков. Таким образом, любой элементарный процесс функционирования можно увязать либо с изменением количества или положения геомасс, либо с ее влиянием на трансформацию энергии. Например, выпадение осадков можно рассматривать как переход из стабильного состояния геомасс в атмосфере в активное, при котором происходит перемещение этих геомасс сверху вниз.

С точки зрения климатологии наиболее важными процессами функционирования ландшафтов являются трансформация солнечной радиации и влагооборот. Эти процессы исследовались на целом ряде физико-географических стационарах и основывались главным образом на полустационарных наблюдениях (Беручашвили, 1990; 1995; Джибладзе, 1984). Тем не менее более глубокое исследование функциональных процессов требует создания надёжной информационной базы

стационарных наблюдений за длительный период времени в условиях различных ландшафтов, что практически невозможно. Поэтому на данном этапе представляется целесообразным исследование функциональных процессов протекающих в ландшафтах путем их моделирования.

Ниже, на основе накопленного для ландшафтов Кавказа материала, рассматривается возможность моделирования двух наиболее важных процессов функционирования - трансформации солнечной радиации и влагооборота.

2.2. Трансформация солнечной радиации

Климат лесных условий существенно зависит от альbedo насаждений и от их способности поглощать солнечные лучи. В среднем растительность отражает 20-25% падающего на нее света. Часть радиации проникает сквозь листву и видима глазу в области зеленых волн, это проникновение значительно больше в инфракрасной части спектра. Поэтому внутри растительности имеем преимущественно длинноволновое излучение.

Почва в зависимости от густоты насаждений, их видового состава и возраста более или менее затенена. В частности, внутри букового леса летом значительно темнее, чем в сосновых насаждениях. В лиственном лесу благоприятные тепловые условия у поверхности почвы создаются перед появлением листвы, поскольку в это время большая часть приходящей радиации беспрепятственно достигает еще не затененной почвы, поглощается темными стволами и затем передается в атмосферу в виде длинноволнового излучения. Таким образом растительные насаждения своим фильтрующим действием охраняют почву от резких радиационных контрастов.

В условиях лесных ландшафтов слой деятельной поверхности характеризуется большой мощностью и состоит из нескольких подслоев. В этом слое поглощение и трансформация солнечной энергии осуществляется фитомассами листьев, хвои и травянистой растительности. Под геомассами листьями отмечается постепенное ослабление суммарной солнечной радиации. Величина ослабления радиации зависит от характера растительности и мощности деятельной поверхности, и выражается формулой М.Монса и Т.Саека (Беручашвили, 1990):

$$I=I_0e^{-kg}, \quad (2.2.1)$$

где: I - интенсивность радиации на каком нибудь уровне внутри растительного покрова, I_0 - суммарная радиация над растительностью, k - коэффициент экстинции для данного растительного сообщества, g - индекс листовой поверхности.

Коэффициент экстинции может быть представлен, как линейная функция количества фитомассы:

$$k=\alpha m, \quad (2.2.2)$$

где: α – постоянная, коэффициент пропорциональности .

Согласно данных полустационарных исследований, для лесной растительности Кавказа среднее количество фитомасс листьев и хвои составляет $m=5\text{т/га}$, индекс листовой поверхности $g=0,5$, что соответствует освещённости 45-70%, а ослабление радиации под листьями – 5-10% (Беручашвили, 1990; 1995). С учётом этих данных коэффициент α колеблется в пределах 1,0-1,2.

Эти допущения и формулы (2.2.1) и (2.2.2) позволяют смоделировать процесс ослабления солнечной радиации в условиях некоторых лесных ландшафтов Кавказа. Результаты моделирования представлены в таблице 2.2.1, где m – фитомасса фотосинтезирующих органов растительности, m' - фитомасса травянистой растительности, Γ - величина ослабления радиации при

прохождении через травянистой растительности, Γ'' - суммарное ослабление радиации, поступающей на верхней границе ландшафта. Остальные параметры известны.

Из таблицы 2.2.1 следует, что наибольшее ослабление солнечная радиация испытывает при прохождении через растительность среднегорных холодноумеренных гумидных темнохвойных лесов (T_1) и составляет менее 1% радиации, поступающей над поверхностью ландшафта. Сильное ослабление испытывают также ниже- и среднегорные теплоумеренные гумидные колхидские и гирканские (H_1 - H_4), субсредиземноморские субгумидные ландшафты (B_1, B_2, K_1, K_2), где суммарная радиация уменьшается до 2-6%. Наименьшее ослабление радиации (32-38%) отмечается в горных умеренных субгумидных шибляковых, аридно-редколесных и лугостепных ландшафтах (Π).

После трансформации листьями растений радиация поступает на травянистую растительность и она ещё более ослабляется. Из таблицы 2.2.1 видно, что наибольшее ослабление эта радиация испытывает в условиях гидроморфных и субгидроморфных болотных и тугайных ландшафтов (I), где она ослабляется до 15%. Это обусловлено большим количеством фитомасс травянистой растительности.

Таблица 2.2.1

Трансформация суммарной солнечной радиации в условиях некоторых лесных ландшафтов.
(М.Э.Элизбарашвили, 2004 б)

№	Тип(подтип) ландшафта	I_0 ккал/с $m^2 \Gamma$	m т/га	I %	I ккал/с $m^2 \Gamma$	m' т/га	Γ %	Γ ккал/см ² Γ	Γ'' %
1	Колхидский равнинный (A ₁ ,A ₂)	115	4,2	10-12	11-14	0,6	75	8-10	7-11
2	Субсредиземноморский субгумидный (Б ₁ ,Б ₂ ,К ₁ ,К ₂)	121	6,0	3-5	4-6	0,3	90	3-5	2-4
3	Равнинный и холмистый субтропический субаридный (В)	128	2,7	20-25	25-32	1,8	40	10-13	8-10
4	Гидроморфный болотистый (И)	120	3,7	12-16	14-19	3,5	15	2-3	2-3
5	Нижнегорно-лесной колхидский, гирканский (Н ₁ ,Н ₃)	115	5,5	4-6	4-7	0,4	90	4-6	3-5
6	Среднегорно-лесной колхидский, гирканский (Н ₂ ,Н ₄)	115	6,9	2-3	2-3	0,4	90	2-3	1-3

7	Нижнегорно-лесной и переходный к субгумидным (H ₅ ,H ₆)	115	3,9	10-14	11-16	0,6	75	8-12	7-10
8	Среднегорно-лесной (H ₇)	115	6,9	3-5	3-6	0,5	80	2-5	2-4
9	Нижнегорно-лесной (O ₁)	120	3,3	14-19	17-23	0,1	100	17-23	14-20
10	Среднегорно-лесной северокавказский (O ₂)	120	3,2	15-20	18-24	1,7	40	7-10	6-8
11	Горный субгумидный шибляковый, аридно-редколесный, луго-степный (П)	120	1,6	32-38	38-45	1,3	50	19-22	16-18
12	Среднегорный буково-темнохвойный (Т ₁)	125	20,6	<1	1,2	0,7	70	1	<1
13	Верхнегорный лесной (Т ₂)	125	5,6	4-7	5-9	1,9	32	1-3	1-2

Наибольшее суммарное ослабление солнечной радиации оказывается в условиях холодно-умеренных гумидных буково-темнохвойных (T_1), верхнегорно-лесных (T_2), среднегорно-лесных колхидских гирканских (H_2-H_4), среднегорно-лесных восточно закавказских (H_7), субсредиземноморских колхидских субгумидных (B_1, B_2, K_1, K_2) ландшафтах и составляет 1-4%. В целом полученные нами модельные данные хорошо соответствуют полустационарным исследованиям Т.В.Джибладзе (1987). Так, например, в соответствии с таблицей 2.2.1 в условиях горных субгумидных шибляковых, аридно-редколесных, лугостепных ландшафтов (П) солнечная радиация ослабляется до 16-18% а по экспериментальным данным Т.В.Джибладзе (1987) ослабление радиации в аналогичных ландшафтах составляет 14-25%.

Полученные выше количественные показатели существенно изменяются в зависимости от состояния(стекса) природно-территориального комплекса. Это хорошо видно из рис.2.2.1, который составлен по данным наблюдений Марткопского стационара Тбилисского Государственного Университета для 8 характерных стексов: 1 –снежно-морозный; 2 – безснежный морозный; 3 –безснежный и безморозный со структурой зимней стабилизации ; 4 –дождливый; 5 – весенне-летней структуры; 6 –осложнения весенне-летней структуры; 7 –структуры летней стабилизации;8 – упрощения структуры.

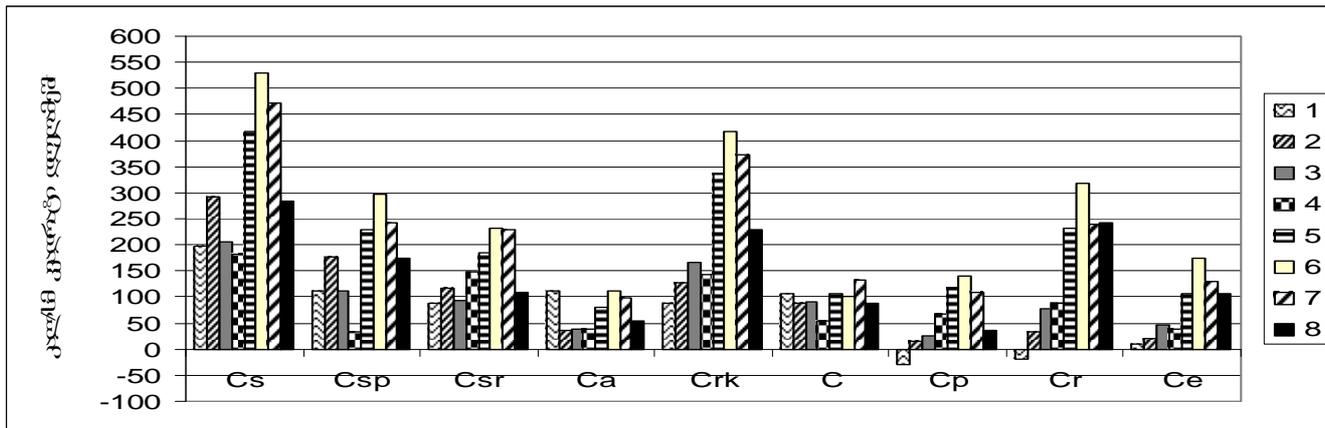


Рис.2.2.1.Составляющие радиационного баланса при различных состояниях (стексах) природно-территориальных комплексов Марткопского стационара (кал/кв.см сутки)

Здесь Cs –суммарная радиация, (Csp – прямая и Csr - рассеянная),Ca –отраженная радиация, Crk –коротковолновый баланс, C –эффективное излучение, Cr –радиационный баланс, Ce – тепло затраченное на испарение, Cp –турбулентный теплообмен.

Обозначения 1, 2, 3,8- см. в тексте.

2.3. Особенности влагооборота

Растительность оказывает влияние на механизм проникновения в почву осадков. Многочисленные листья значительно увеличивают поверхность, на которой распределяется дождь, прежде, чем он достигнет почвы. Так, например, для луга эта поверхность возрастает в 20-40 раз. В результате резко увеличивается доля испарившихся осадков и повышается влажность воздуха. Таким образом, эта часть осадков не поступает в почву, а уходит в атмосферу. Для леса потеря составляет от 15 до 40%.

Таким образом, атмосферные осадки, выпадающие на верхней границе ландшафта, частично перехватываются растительностью и не достигая поверхности земли, испаряются. Часть перехваченных осадков достигает поверхности почвы, стекая по стеблям и капая с ветвей или листьев. Поэтому общее количество осадков, выпадающие на верхней границе ландшафта, можно выразить, как сумму из трёх слагающих:

$$Q=Q_1+Q_2+Q_3, \quad (2.3.1)$$

где: Q – общее количество осадков на верхней границе ландшафта, Q_1 – количество осадков, которое достигает на поверхность земли непосредственно в процессе их выпадения, Q_2 – количество осадков, которое задерживается растениями и далее испаряется, Q_3 - количество осадков, которое стекает с поверхности растений и образует стволуевой сток.

Все компоненты формулы (2.3.1) зависят от интенсивности осадков и характера растительности. Согласно существующим оценкам (Беручашвили, 1990) широколиственные и вечнозелёные хвойные леса пропускают (Q_1) в среднем 73-76 % выпадающих осадков, перехваченная часть осадков (Q_2) составляет для

широколиственных лесов около 8%, а для хвойных – 26%, стволковой же сток составляет соответственно 16% и 1%.

Эти данные характеризуют средние условия и не учитывают фитомассу растений. Ясно, что с увеличением фитомассы уменьшается пропускание осадков (Q_1) и увеличивается перехваченная часть осадков ($Q_2 + Q_3$). Количественно учёт фитомассы каждого из ландшафтов в перераспределении осадков практически невозможно. Поэтому для расчёта компонентов формулы (2.3.1) в условиях различных природных ландшафтов Кавказа мы ограничились существующими оценками (см. таблицу 2.3.1).

Таблица 2.3.1

Составляющие суммарного годового количества осадков в некоторых лесных ландшафтах Кавказа (мм)
(М.Э.Элизбарашвили, 2004 б)

№	Тип (подтип) ландшафта	Составляющая осадков				Испаряемость мм
		Q	Q_1	Q_2	Q_3	
1	Колхидский и гирканский лесной (A_1, A_2)	1700	1275	135	290	1200
2	Субсредиземноморский, субгумидный (B_1, B_2, K_1, K_2)	650	490	50	110	1200
3	Равнинный и холмистый субтропический субаридный (В)	620	405	50	105	1200
4	Среднегорно-лесной (H_7)	810	610	20	180	800
5	Среднегорный темнохвойный (T_1)	880	660	130	90	700

Из таблицы 2.3.1 следует, что в зависимости от типов ландшафтов до поверхности земли не достигает 30-135мм осадков. Однако это не влияет на водный режим почв. Сказанное подтверждают данные также таблицы 2.3.1, согласно которым соотношение между суммарным количеством осадков (Q) или количеством осадков,

поступающим на поверхность земли (Q_1+Q_3) с одной стороны и испаряемостью с другой, не меняется. В частности, в условиях колхидских и гирканских лесных (A_1A_2) и среднегорно-темнохвойных лесных (T_1) ландшафтов испаряемость меньше, чем суммарное количество осадков, а также количество осадков, достигающее поверхность земли. В условиях субсредиземноморских субгумидных (B_1, B_2, K_1, K_2) и равнинных и холмистых субтропических субаридных (B) ландшафтов испаряемость больше, чем количество выпавших осадков, а в условиях среднегорно-лесных ландшафтов (H_7) испаряемость примерно соответствует выпавшему количеству осадков.

Глава 3. Климат подстилающей поверхности ландшафта

Солнечная энергия, поступающая на верхней границе ландшафта, в трансформированном виде, достигает ее нижней границы и создает специфические климатические поля т.е. микроклиматы, которые, главным образом, определяются особенностями подстилающей поверхности и типом почвы. В данном разделе климатические особенности подстилающей поверхности ландшафта рассмотрены на примере Грузии.

3.1 Теплообмен в системе почва-воздух

Основным источником тепла, поступающего в почву, является лучистая энергия Солнца, которая поглощается поверхностью почвы, превращается в тепловую энергию и передается в верхние, а затем в более глубокие слои почвы, а часть тепла излучается. Перенос тепла от почвы в атмосферу осуществляется путем

молекулярной теплопроводности, турбулентного обмена, тепловой конвекции, радиационной теплопроводности и испарения, и дальнейшей конденсации влаги. Эти процессы формируют определенное соотношение температур почвы и воздуха, которое в общем виде можно описать линейной функцией:

$$T_b = kT_n + T_{bo} \quad (3.1.1)$$

где T_b – температура воздуха, T_n – температура поверхности почвы, k – коэффициент регрессии, T_{bo} – температура воздуха, соответствующая нулевой температуре поверхности почвы. Значения k и T_{bo} , осредненные в целом для территории Грузии, представлены в таблице 3.1.1.

Таблица 3.1.1. Численные значения параметров k и T_{bo} , и коэффициентов корреляции R
(Э.Ш.Элизбарашвили, Т.В.Хеладзе, З.Б.Чавчанидзе, Н.Г.Сулханишвили, 1992)

Параметр	Месяцы			
	I	IV	VII	X
k	0,85	0,86	1,04	1,00
T_{bo}	0,72	-0,85	-5,70	-0,98
R	0,96	0,95	0,93	0,95

Параметры, приведенные в таблице 3.1.1, а также формулу 3.1.1 можно использовать при оценке термических условий системы почва-воздух на всей территории Грузии, т.е. в условиях всех почвенно-климатических зон. Об этом свидетельствуют высокие значения коэффициентов корреляции, приведенные в той же таблице. То же самое подтверждают доверительные границы коэффициентов регрессии на уровне значимости 95%, которые колеблются в пределах $\pm 0,09$,

свидетельствующая о том, что во всех случаях эти коэффициенты отличаются от нуля.

Доверительные границы отклонения самой теоретической прямой регрессии от эмпирических данных с учетом максимального отклонения температуры от ее средней величины также на уровне значимости 95% составляет для января $\pm 0,9^\circ$, апреля и октября $\pm 0,8^\circ$, а для июля $\pm 0,7^\circ$, что свидетельствует о статистической значимости уравнения.

Анализируя данные таблицы 3.1.1, можно заключить, что в течение значительного периода года, когда радиационный баланс положителен, почва теплее воздуха, зимой же, в результате излучения, почва теряет тепло и охлаждается более, чем воздух. Одновременно эти процессы по-разному проявляются в различных почвенно-климатических условиях.

Так, в Тбилиси, в условиях аллювиальных, коричневых карбонатных почв, температура почвы выше температуры воздуха с марта по октябрь. Начиная с ноября по февраль отмечается обратная картина, т.е. имеет место отрицательный теплообмен. Аналогичная картина отмечается в Батуми (аллювиальные, кислые почвы), в условиях влажного субтропического климата. В Цнори, в условиях коричневых карбонатных почв, период отрицательного теплообмена отсутствует, что, по всей вероятности, объясняется сравнительной сухостью и континентальностью климата, благодаря чему почва остается теплее воздуха даже зимой. На Крестовом перевале (горнолуговая дерновая почва), на высоте 2395 м, значительный период года (октябрь-май) господствует отрицательный теплообмен, что также объясняется климатическими особенностями.

Продолжительность безморозного периода на поверхности почвы в основном меньше продолжительности такого же периода в воздухе, отношение первой ко второй колеблется в пределах 0,65-0,95 и более. Это отношение можно использовать в качестве показателя прогреваемости почвы.

На Черноморском побережье Грузии коэффициент прогреваемости почвы составляет около 0,90, на Колхидской низменности – несколько возрастает, наибольшие значения коэффициента прогреваемости почвы отмечаются в степных и полупустынных ландшафтах Восточной Грузии (более 0,95), в горах он уменьшается – на Большом Кавказе составляет 0,80 и менее, а наименьшее значение принимает в наиболее увлажненных горных районах Западной Грузии и в гляциально-нивальном зоне (менее 0,70).

3.2. Влияние типа почвы на температуру

Хотя роль почвы в ее термическом режиме велика, влияние физико-географических и ландшафтно-климатических факторов, накладываясь на влияние механического состава и других свойств почв, нередко ослабляет влияние самой почвы. Это хорошо видно из таблицы 3.2.1, где сопоставлены значения температуры поверхности почвы за центральные месяцы и в целом за год на станциях с одинаковым типом почв.

Из таблицы 3.2.1 следует, что в условиях одинаковых типов почв на формирование ее температурного режима решающими оказываются географические факторы, в особенности высота местности. В связи с этим, тепловые свойства почв исследовались для основных почвенно-климатических зон, в зависимости от высоты местности, и рассмотрены в отдельности почвы

субтропической, горно-луговой, горно-лесной и горно-степной зон.

Таблица 3.2.1. Температура поверхности почвы для некоторых типов почв, °С

Почва	Характерная станция	Высота, м	Месяцы				Год
			I	IV	VII	X	
Бурая лесная	Мухури,	260	4	14	25	16	15
	Хайши,	730	-2	13	26	11	12
	Шови	1507	-8	4	22	8	7
Перегнойно-карбонатная	Зеда Горди	638	2	12	26	14	15
	Херга	1131	-6	2	24	10	8
Коричневая	Сигнахи	795	0	12	29	14	14
	Ахалцихе	982	-5	12	27	14	14
Черная и чернозем	Иормуганло	460	0	14	29	15	15
	Цалка	1457	-6	7	23	9	8
	Карцахи	1863	-9	6	22	9	7
Краснозем	Махинджаури	15	4	14	27	17	15
	Уреки	30	4	15	28	17	16
	Чаква	30	5	14	27	16	16

Зависимости изменения температуры поверхности почвы от высоты местности удовлетворительно описываются уравнением вида:

$$T_n = T_o - \gamma H \quad (3.2.1)$$

где T_n – температура поверхности почвы, H – высота местности над уровнем моря, T_o – температура поверхности почвы, условно приведенная к уровню моря, γ – вертикальный градиент температуры поверхности почвы на 1 м высоты. Наибольший градиент характерен для почв субтропической зоны Западной Грузии, а наименьший – для почв горно-степной зоны Восточной Грузии и Южно-Грузинского нагорья (см.таблицу 3.2.2).

Таблица 3.2.2. Значения T_0 и γ для различных почвенных зон. Июль. (Э.Ш.Элизбарашвили, Т.В.Хеладзе, З.Б.Чавчанидзе, Н.Г.Сулханишвили, 1992)

Типы почвы	T_0 , °C	γ , °C/1 м
Почвы горно-луговой зоны	32	0,0081
Почвы горно-лесной зоны Западной Грузии	31	0,0070
Почвы горно-лесной зоны Восточной Грузии	33	0,0078
Почвы горно-степной зоны Восточной Грузии и Южно-Грузинского нагорья	34	0,0067
Почвы субтропической зоны Западной Грузии	28	0,0122

На одинаковых высотах от уровня моря температура поверхности почвы существенно зависит от почвенной зоны. Почвы более влажной зоны холоднее, чем почвы относительной сухой зоны. Так, почвы субтропической зоны гумидных ландшафтов Западной Грузии на 4-8° холоднее почв более сухих зон Восточной Грузии. Наиболее прогреваются почвы горно-степной зоны Восточной Грузии и Южно-Грузинского нагорья. По сравнению с ними, на 1-2° холоднее почвы горно-лесной зоны Восточной Грузии, и еще на 1-2° холоднее последних почвы той же зоны Западной Грузии. Такой характер изменения температуры почвы обусловлен большой теплоемкостью, влагоемкостью, а также большим содержанием воды в почвах гумидных ландшафтов Западной Грузии. Кроме того, испарение влажных почв усиливает расход тепла, и поэтому они нагреваются меньше, чем относительно сухие почвы негумидных ландшафтов. По всей вероятности, это и является главной причиной слабой чувствительности влажных почв и в целом гумидных ландшафтов к глобальному потеплению (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002 а).

Зимой почвы горно-степной и горно-лесной зон негумидных ландшафтов восточной Грузии и южно-грузинского нагорья охлаждаются быстрее, чем почвы

субтропической и горно-лесной зон гумидных ландшафтов западной Грузии, содержащие значительное количество воды, поэтому годовая амплитуда температуры поверхности почвы в восточной Грузии больше, чем в западной.

3.3. Влияние морфографических условий на температуру почвы

Наиболее значительное влияние на температуру почвы оказывает рельеф. Степень нагревания почвы зависит от экспозиции склонов. Больше всего тепла получают южные склоны, меньше всего-северные. Западные склоны нагреваются более, чем восточные. Это объясняется тем, что в течение первой половины дня, когда освещены восточные склоны, значительное количество тепла затрачивается на испарение, тогда, как во второй половине дня, когда освещены западные склоны, испарение сильно уменьшается, вследствие иссушения почвы.

Влияние самой формы рельефа на температуру почвы подчиняется закону А.И.Воейкова, согласно которому положительные формы рельефа уменьшают годовую и суточную амплитуды, а отрицательные формы рельефа увеличивают эти же амплитуды. Температура поверхности почвы в условиях Грузии на всех высотах в положительных формах рельефа в январе в среднем на 1-3° больше, а в июле на столько же меньше, чем в отрицательных формах рельефа. Более подробно о влиянии различных морфографических условий на температуру почвы и воздуха можно судить по таблице 3.3.1, где для сравнимости представлены температуры, приведенные к уровню моря с учетом вертикальных градиентов.

Из таблицы 3.3.1 следует, что осенью и зимой плоскогорья и приморские низменности на 0,5-2,5° теплее

горных склонов, котловин и межгорных равнин. В течение весны особенно быстро нагреваются котловины и температура поверхности почвы там на $0,7-1,5^{\circ}$ больше, чем в условиях других форм рельефа. Летние температуры несколько повышены в условиях межгорной равнины и приморской низменности, а минимальны – на горных склонах и плоскогорьях. Выявляется также различие в распределении температуры поверхности почвы на склонах различной экспозиции. Этим же закономерностям подчиняется распределение температуры воздуха в рассмотренных выше различных морфологических условиях.

Из таблицы 3.3.1 следует также, что максимальная годовая амплитуда температуры поверхности почвы характерна для котловин и межгорных равнин и составляет около 26° , минимальная же амплитуда (23°) характерна для почв приморской низменности. Для температуры воздуха максимальная амплитуда (21°) характерна для межгорных равнин, а минимальная (менее 19°) – также для приморской низменности. Минимальная амплитуда температуры, как почвы, также воздуха в условиях приморской низменности объясняется почвенно-климатическими условиями гумидных ландшафтов Колхидской низменности, почвы которой содержат значительное количество воды и обладают сильной инерцией, в результате чего их охлаждение и нагревание происходит медленнее, чем почв других рассмотренных нами морфографических единиц.

Таблица 3.3.1. Средние значения температуры поверхности почвы (T_n) и воздуха (T_b) в различных морфографических условиях, приведенные к уровню моря, °С (М.Э.Элизбарашвили, 1999)

Форма рельефа	Температура	Месяцы				Число использованных станций
		I	IV	VII	X	
Горный макросклон южной экспозиции, средняя крутизна 6-8 ⁰	T_n	3,5	15,8	28,2	16,4	12
	T_b	3,7	12,8	23,5	15,5	
Горный макросклон северной экспозиции, средняя крутизна 3-7 ⁰	T_n	3,3	15,3	27,5	16,1	6
	T_b	3,6	12,5	23,0	15,1	
Плоскогорье	T_n	4,6	16,0	28,1	17,0	10
	T_b	4,6	12,9	23,5	16,0	
Котловина	T_n	3,3	16,9	29,3	16,6	10
	T_b	3,5	13,7	24,5	15,6	
Межгорная равнина	T_n	2,8	15,8	28,6	16,2	8
	T_b	3,1	12,7	24,0	15,2	
Приморская низменность	T_n	5,3	16,6	28,4	17,5	14
	T_b	5,2	13,4	23,8	16,5	

3.4. Распределение температуры в верхних слоях почвы

Передача тепла от поверхности земли в почву, которая осуществляется в основном молекулярной теплопроводностью, а также радиационным и конвективным теплообменом, зависит от температуры поверхности почвы, ее влажности, тепловых свойств снежного покрова, а также от теплопроводности, теплоемкости, состава и т.д. Зависимость температуры почвы на глубине 20 см (пахотный слой) от температуры поверхности почвы для различных почвенных зон во всех случаях выражается также линейной зависимостью вида:

$$T_{20} = kT_n + T_{20}^1 \quad (3.4.1)$$

где T_{20} – температура почвы на глубине 20 см, T_n – температура поверхности почвы, T_{20}^1 – условная температура на глубине 20 см, соответствующая $T_n = 0^\circ$, k – коэффициент, характеризующий изменение температуры почвы на глубине 20 см при изменении температуры поверхности почвы на 1°C . Для летнего сезона получены следующие значения параметров: для почв субтропической зоны Западной Грузии $k = 0,5$, $T_{20}^1 = 1^\circ$; для почв горно-лесной зоны Западной Грузии $k = 0,92$, $T_{20}^1 = -2^\circ$; для почв горно-степной зоны Восточной Грузии и Южно-Грузинского нагорья $k = 1,5$, $T_{20}^1 = -18^\circ$.

Таким образом, изменение температуры поверхности почвы на 1° вызывает изменение температуры на глубине 20 см в почвах субтропической зоны Западной Грузии, характеризующихся большим влагосодержанием, на $0,5^\circ\text{C}$, в условиях горно-лесной зоны Западной Грузии на $0,9^\circ\text{C}$, а в условиях относительно сухих почв горно-степной зоны Восточной Грузии и Южно-Грузинского нагорья – на $1,5^\circ\text{C}$, что также объясняется большой затратой тепла на испарение в почвах гумидных ландшафтов Западной Грузии.

Значительные градиенты температуры почвы в более сухих почвах Восточной Грузии, по отношению с влажными почвами Западной Грузии сохраняются в течение всего года – до значительной глубины, меняя в холодный период года знак на обратный, в связи с чем годовые амплитуды температуры в сухих почвах негумидных ландшафтов больше, чем во влажных почвах гумидных ландшафтов .

С глубиной годовая амплитуда температуры почвы уменьшается и с определенной отметки колебание температуры в годовом ходе затухает. По нашим оценкам эта глубина в условиях Грузии должна соответствовать 8-9 м. Кроме того с глубиной запаздывает время наступления годовых максимумов и минимумов. На каждый 1 м глубины в условиях сухого климата негумидных ландшафтов (Тбилиси) время наступления максимумов и минимумов в годовом ходе температуры опаздывает на 30 суток, а в условиях влажного субтропического климата гумидных ландшафтов (Чаква) – опаздывает на 35-40 суток.

3.5. Почвенно-климатическое районирование территории Грузии

Для составления карты почвенно-климатического районирования территории Грузии были использованы материалы наблюдений над температурой почвы за период 1947-1990 гг на 60 метеорологических станциях, расположенных в различных физико-географических условиях (после 1990г наблюдения имели эпизодический характер), а также карта агрогидрологических зон Грузии (Э.Ш.Элизбарашвили, З.Б.Чавчанидзе, Н.Г.Сулханишвили 1992), согласно которой были выделены

агрогидрологические зоны сильного, умеренного и слабого обводнения, а также капиллярного увлажнения и полного весеннего промачивания.

В зоне сильного обводнения запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы в течении года не опускаются ниже 300мм, в зоне умеренного обводнения количество почвенной влаги в течение года изменяется в пределах 250-350мм, а в зоне слабого обводнения количество влаги составляет 200-300мм. В зонах капиллярного увлажнения и полного весеннего промачивания имеем соответственно 100-200мм и 50-150мм. Такое районирование в основном соответствует классификации С.А.Вериго и Л.А.Разумовой(1962). При выделении зон обводнения разной интенсивности учтены специфические особенности годового хода продуктивной влаги в метровом слое почв Колхидской низменности. При выделении почвенно-климатических районов шкала температур, предложенная А.М.Шульгиным(1972), была несколько видоизменена, т.к. термины «жаркие» и «холодные» почвы для условий Грузии неудачны. В то же время такое представление шкалы температур близко подходит к классификации почв В.Н.Димо (1977), использованной им при выделении фациальных подтипов, которая нами использовалась, как ориентировочно-сравнительная, поскольку в ней горные почвы не охарактеризованы с достаточной степенью достоверности.

В результате была разработана схематическая карта почвенно-климатического районирования территории Грузии в масштабе 1:2000000(Э.Ш.Элизбарашвили, З.Б.Чавчанидзе, М.Э.Элизбарашвили, Р.В.Маглакелидзе, Н.Г.Сулханишвили, Ш.Э.Элизбарашвили. В таблице 3.5.1 представлены основные климатические характеристики и преобладающие типы почв для выделенных районов.

Таблица 3.5.1. Климатическая характеристика и преобладающие типы почв почвенно-климатических районов Грузии (Э.Ш.Элизбарашвили, З.Б.Чавчанидзе, М.Э.Элизбарашвили и др.,2006)

Район №	Климатическая характеристика почв	Температура поверхности почвы за теплый период °С	Температура почвы на глубине 20 см °С	Запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы, в течение года, мм	Преобладающие типы почв
1	Наиболее тёплые почвы с сильным обводнением	более 22	более 20	300 и более	Болотные и аллювиальные
2	Наиболее тёплые почвы с умеренным обводнением	"	"	250-350	Красноземы и желтоземы
3	Наиболее тёплые почвы со слабым обводнением	"	"	200-300	Дерново-карбонатные, желто-бурые лесные

4	Наиболее тёплые почвы с капиллярным увлажнением	"	"	100-200	Коричневые, серо-коричневые, черноземные, каштановые
5	Наиболее тёплые почвы с полным весенним промачиванием	"	"	50-150	Бурые лесные, дерново-карбонатные
6	Тёплые почвы со слабым обводнением	15-22	15-20	200-300	Бурые кислые лесные и дерново карбонатные
7	Тёплые почвы с капиллярным увлажнением	"	"	100-200	Бурые лесные оподзоленные, коричневые, дерново - сульфатные
8	Тёплые почвы с полным весенним промачиванием	"	"	50-150	Желто-бурые, бурые лесные, черные
9	Умеренно-тёплые почвы со	10-15	10-15	200-300	Бурые лесные

	слабым обводнением				слабонасыщенные
10	Умеренно-тёплые почвы с капиллярным увлажнением	"	"	100-200	Горно-луговые, торфяные, карбонатные, выщелоченные горные черноземные и черноземовидные
11	Умеренные и умеренно-холодные почвы со слабым обводнением	менее 10	0-10	200-300	Дерново-торфянистые примитивные маломощные горно-луговые
12	Умеренные и умеренно-холодные почвы с капиллярным увлажнением	"	"	100-200	Дерново-торфянистые примитивные маломощные горно-луговые

Из таблицы следует, что при изменении условий температурного режима почв, от наиболее тёплого до умеренного и умеренно-холодного климата диапазон изменения запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы постепенно уменьшается. Так, диапазон изменения запасов продуктивной влаги в условиях наиболее тёплых почв составляет 50-400 мм, при этом формируются 5 режимов увлажнения - сильного, умеренного и слабого обводнения, а также капиллярного увлажнения и полного весеннего промачивания. В условиях теплых почв диапазон изменения запасов продуктивной влаги в метровом слое почвы составляет 50-300 мм, и, соответственно, формируются 3 режима увлажнения – слабого обводнения, капиллярного увлажнения и полного весеннего промачивания. В условиях умеренно-теплых, а также умеренных и умеренно-холодных почв диапазон изменения запасов продуктивной влаги составляет 100-300 мм, и формируются лишь 2 режима увлажнения почв – слабого обводнения и капиллярного увлажнения.

Согласно почвенно-климатическому районированию территории Грузии, наиболее тёплые почвы с сильным (район 1), умеренным (район 2) и слабым (район 3) обводнением распространены в Западной Грузии и занимают соответственно узкую полосу центральной части Черноморского побережья (преобладают болотные и аллювиальные почвы), значительную часть Колхидской низменности и Абхазии, а также предгорные районы (красноземы, желтоземы, дерново-карбонатные и лесные желто-бурые почвы). Наиболее тёплые почвы с капиллярным увлажнением (район 4) и полным весенним промачиванием (район 5) характерны в основном для Восточной Грузии и распространены соответственно в Квемо Картли (серо-коричневые, каштановые, черноземные) и в Кахетии – в Алазанской равнине и

Иорском плоскогорье (бурые лесные, дерново-карбонатные). Тёплые почвы со слабым обводнением (район 6) распространены в предгорных и горных районах Западной Грузии (бурые кислые лесные и дерново-карбонатные почвы). Тёплые почвы с капиллярным увлажнением (район 7) занимают самую значительную часть территории на Имеретинской возвышенности, Лихском, Месхетинском и Цив-Гомборском хребтах, а также районы Шида и Квемо Картли (бурые лесные оподзоленные, коричневые, дерново сульфатные почвы), а почвы с полным весенним промачиванием (район 8) занимают отдельные участки на Имеретинской возвышенности, в западной части Шида Картли, южной части Картлийского и Кахетинского хребтов, юго-восточной части Иорского плоскогорья, а также Цив-Гомборского хребта (желто-бурые, бурые лесные и черные почвы). Умеренно-тёплые почвы со слабым обводнением (район 9) занимают часть южного склона Большого Кавказа в пределах Западной Грузии, а также - часть Месхетинского хребта (бурые лесные слабонасыщенные почвы), а почвы с полным весенним промачиванием (район 10) занимают южные склоны Большого Кавказа в пределах Восточной Грузии, а также Южно-Грузинское нагорье (горно-луговые, торфяные, выщелоченные черноземы). Умеренные и умеренно-холодные почвы занимают значительную часть горной зоны, а также высокогорную зону Большого Кавказа, при этом в Западной Грузии почвы характеризуются режимом слабого обводнения (район 11), а в Восточной Грузии почвы характеризуются режимом капиллярного увлажнения (район 12). Преобладают примитивные горно-луговые и торфяные почвы малой мощности.

Глава 4. Ресурсный потенциал природных ландшафтов

4.1 Метод оценки ресурсного потенциала ландшафтов

Использование природных, в том числе климатических, ресурсов является основой развития экономики. Рациональное же использование этих ресурсов требует их объективной оценки. К сожалению в существующих к настоящему времени подходах природные ресурсы отождествляются с природными условиями. В частности, некоторые авторы (А.Г.Исаченко, 1992; А.А.Исаев, М.А. Петросянц 1989 и др.) климатические ресурсы отождествляют с климатическими элементами – температурой, влажностью, осадками и т.д.

Н.В.Кобышева и О.Б.Ильина (2001) климатические ресурсы рассматривают, как потенциал для решения конкретных прикладных задач. Они считают, что климатические ресурсы не просто набор общих климатических показателей, характеризующих климат той или иной местности, а это запасы различных видов энергии, вещества и информации в атмосфере. Климатические показатели каждого вида ресурсов приводятся в безразмерный вид методом нормирования и предварительно преобразуются в баллы. За 10 баллов принимается максимальное значение показателя по территории, за 0 баллов – минимальное значение. Нормированное значение показателя рассчитывается по формуле:

$$X_H = 10(X - X_{\text{MIN}}) / (X_{\text{MAX}} - X_{\text{MIN}}), \quad (4.1.1)$$

где X -значения показателя в принятых единицах, X_{MAX} и X_{MIN} -максимальное и минимальное значения показателя по территории.

Значения каждого показателя суммируются по всем станциям. Сумма баллов по каждому показателю приравнивается к произвольному числу, после чего значения показателей по станциям выражаются в условных

единицах, в которых и ведутся последующие расчеты. Для оценки климатического ресурса в виде комплексного показателя определенного вида в данном пункте, характеризующие его показатели осредняются с некоторыми весами. Затем разновидности ресурсов объединяются в группы. Веса показателей выбираются в соответствии с вкладом данного показателя в общий комплексный показатель, характеризующий ресурс.

Разработанный метод был использован нами для оценки потенциальных гидроклиматических ресурсов ландшафтов Кавказа на уровне их типов, подтипов, родов, а также – для оценки ресурсного потенциала геомасс различных групп ландшафтов.

4.2. Потенциальные гидроклиматические ресурсы ландшафтов Кавказа

Рассмотрены агроклиматические, гелио-энергетические и гидроэнергетические ресурсы отдельных ландшафтов. Агроклиматические ресурсы определяются количеством тепла и влаги, поэтому они могут быть выражены через температуру воздуха и атмосферные осадки. Гелиоэнергетические ресурсы выражаются показателями суммарной солнечной радиации, а гидроэнергетические ресурсы определяются полным стоком рек.

Так, как различные рода ландшафтов занимают различные площади, то использованы средневзвешенные значения температуры, осадков, солнечной радиации и стока, рассчитанные нами для различных типов (подтипов) ландшафтов с учётом весовых коэффициентов. Полученные таким образом средние значения элементов климата по типам и подтипам некоторых ландшафтов представлены в левой части таблицы 4.2.1.

В таблице 4.2.1 T – температура воздуха, Q – годовая сумма осадков, S – суммарная радиация, H – годовой сток.

В правой части таблицы 4.2.1 представлены интегральный показатель потенциальных гидроклиматических ресурсов в условных единицах, а также ее составляющие, выраженные в %-ах, для различных ландшафтов.

Из таблицы 4.2.1 следует, что самое высокое значение интегрального показателя потенциальных гидроклиматических ресурсов соответствует равнинным и холмистым субтропическим гумидным ландшафтам (А) и составляет 80 условных единиц. Значительную долю ресурсов составляют агроклиматические (49%) и гидроэнергетические (45%) ресурсы. Потенциал гелиоэнергетических ресурсов незначителен.

Богатые гидроклиматические ресурсы имеются в высокогорных субальпийских лесо-кустарниково-луговых ландшафтах ($У_1$) – 70 условных единиц. 55% потенциальных ресурсов составляют гидроэнергетические, 25% – гелиоэнергетические ресурсы.

Интегральный показатель потенциальных гидроклиматических ресурсов существенно уменьшается в условиях среднегорных темнохвойных лесов (T_1) и горных умеренных аридных ландшафтов (С), составляя соответственно 40 и 39 условных единиц. Среднегорные темнохвойные леса отличаются агроклиматическими (43%), а горные умеренные аридные ландшафты – гелиоэнергетическими ресурсами (59%).

В условиях равнинных субгумидных (Б) и субаридных (В) ландшафтов интегральный показатель потенциальных гидроклиматических ресурсов равен 31 условным единицам. Наибольшая доля ресурсов приходится на агроклиматические ресурсы, соответственно 61% и 55%.

Таблица 4.2.1 Средневзвешенные значения климатических элементов и потенциальные гидроклиматические ресурсы ландшафтов Кавказа
(М.Э.Элизбарашвили, 2003 б)

Класс ландшафтов	Тип (подтип) ландшафта	Средневзвешенные значения				Интегральный показатель ресурсов К	Ресурсы%			
		Т °С	Qмм	S ккал /см ²	Нмм		агроклиматические		гел иоэ нер ге- тич еск ие	гид роэ нер ге- тич еск ие
							тепла	влаги		
р а в н и	Субтропические гумидные (А)	14,0	1686	115	850	80	16	33	6	45
	Субсредиземноморские субгумидные(Б)	12,4	633	121	100	31	36	25	29	10

н н ы е	Субтропические субаридные (В)	10,4	619	128	80	21	31	24	38	2
	Субтропические аридные (Г)	14,5	200	130	50	26	50	0	48	2
	Теплоумеренные субгумидные (D)	12,6	800	115	100	29	38	35	16	11
	Теплоумеренные и умеренные, аридные (Ж)	10,1	707	115	100	26	36	35	18	11
	Умеренные аридные (З)	8,6	350	104	40	11	73	24	0	3
Г о р н ы е	Переходные к субгумидным (H ₆ -H ₇)	8,0	806	115	110	24	32	46	20	2
	Умеренные аридные (С)	12,0	300	150	30	39	28	5	59	8
	Тёмнохвойные лесные (Т)	5,1	877	125	300	40	12	31	26	31
	Высокогорные субальпийские (У ₁)	-0,7	1000	140	900	70	0	20	25	55

Для равнинных теплоумеренных ландшафтов интегральный показатель ресурсов чуть меньше (29 условных единиц). Из них 73% составляют агроклиматические ресурсы.

Еще меньше интегральный показатель потенциальных гидроклиматических ресурсов для равнинных аридных (Г), равнинных и холмистых теплоумеренных и умеренных субаридных (Ж), и переходных к субгумидным среднегорно-лесных (Н₆-Н₇) ландшафтов, составляя соответственно 26; 26; и 24 условных единиц. В равнинных аридных ландшафтах доля агроклиматических ресурсов составляет 50%, однако, она полностью определяется ресурсами тепла, а ресурсы влаги отсутствуют. В то же время этот тип ландшафта богат гелиоэнергетическими ресурсами (48%).

Для равнинных теплоумеренных и умеренных аридных ландшафтов (З) интегральный показатель потенциальных гидроклиматических ресурсов составляет всего 11 условных единиц. В условиях заданных ландшафтов возможно ограниченное использование лишь агроклиматических ресурсов.

В условиях однородных типов ландшафтов потенциальные гидроклиматические ресурсы различных родов ландшафта могут различаться, хотя основным остаётся вид ресурсов, характерный для данного типа ландшафта. Сказанное подтверждается таблицей 4.2.2, в которой представлены потенциальные гидроклиматические ресурсы различных родов ландшафта для двух типов.

Таблица 4.2.2. Потенциальные гидроклиматические ресурсы различных родов ландшафта
(М.Э.Элизбарашвили,2003б)

Т и п	Род ландшафта	Площадь кв.км	Интегральный показатель К	Климатические ресурсы %			
				Агроклиматические		Гелиоэнергетические	Гидроэнергетические
				тепла	влага		
А	Поти	1402	79,6	16	33	8	43
		4494	76,8	17	30	8	45
	Самтредия	1068	80,8	16	28	10	46
	Гагры	1208	78,1	17	28	10	45
	Сухуми	837	49,3	25	40	16	19
	Сакара	967	55,5	22	47	14	17
	Анисеули	679	54,5	24	44	14	18
	Кутаиси Ткибули	1252	74,9	15	35	13	37
Ж	Краснодар	11400	24,1	40	35	22	3
	Владикавка	4587	29,8	25	40	18	15
	з	9174	22,6	40	40	15	5
	Нальчик	47630	23,8	38	40	10	12
	Ставрополь	5867	17,6	50	41	12	6
	Грозный						

4.3 Основные функции природных ландшафтов Кавказа

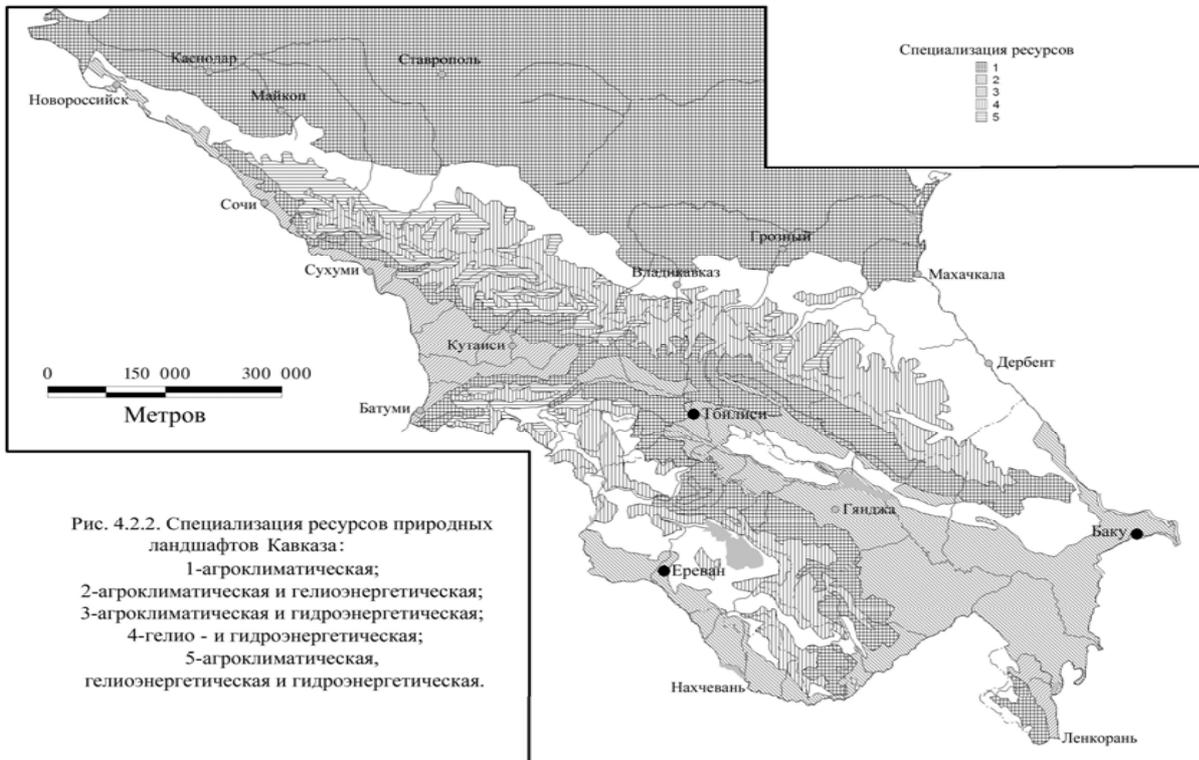
Выше на основе объективного метода количественной оценки климатических ресурсов, разработанной Н.В.Кобышевой и О.Б.Ильиной (2001) были определены потенциальные гидроклиматические ресурсы (агроклиматические, гелиоэнергетические и гидроэнергетические) природных ландшафтов Кавказа и с учетом весовых коэффициентов составляющих ресурсов они выражены в условных единицах. Рассмотрим, на основе полученных данных, возможность выявления основных функций природных ландшафтов Кавказа и их картографирования.

Для выявления функций ландшафтов был использован критерий, согласно которой вклад составляющего данного ресурса в интегральном показателе потенциальных гидроклиматических ресурсов составил бы не менее 25%. Данный показатель взят по той причине, что в случае равномерного распределения ресурсов по составляющим, ландшафт обладал бы всеми функциями – агроклиматическими (тепло- и влагообеспеченность), гелиоэнергетическими и гидроэнергетическими. С точки зрения гидроклиматических ресурсов на Кавказе выделяются, как однофункциональные, так и многофункциональные ландшафты. К однофункциональным ландшафтам относятся равнинные теплоумеренные субгумидные (Д), аридные (Ж), умеренные аридные (З) и горные переходные к субгумидным (H^6-H^7) ландшафты, которые в основном обеспечены теплом и влагой, и соответственно имеют агроклиматическую функцию. По две функции характерны для равнинных субтропических гумидных (А) – агроклиматическая и гидроэнергетическая; высокогорных

луговых (У)- гелиоэнергетическая и гидроэнергетическая; а также равнинных субсредиземноморских субгумидных (Б), субтропических субаридных (В), субтропических аридных (Г) и горных умеренных аридных (С) ландшафтов – агроклиматическая и гелиоэнергетическая. Следует отметить, что субтропические гумидные ландшафты (А) лучше обеспечены влагой, чем теплом, а субтропические аридные (Г) и горные умеренные аридные (С) ландшафты хорошо обеспечены теплом и недостаточно – влагой. Одновременно трехфункциональными являются горные темнохвойные леса (T^1), где с успехом можно использовать агроклиматические, гелиоэнергетические и гидроэнергетические ресурсы, хотя они менее обеспечены теплом.

Ведущей функцией у всех ландшафтов Кавказа, за исключением горных умеренных аридных (С) и высокогорных луговых (У), является агроклиматическая функция. Использование агроклиматических ресурсов наиболее эффективно в условиях субтропических гумидных (А) ландшафтов, где потенциал агроклиматических ресурсов достигает 39 условных единиц. Далее почти одинаково перспективно использование агроклиматических ресурсов в остальных равнинных ландшафтах, где их ресурсный потенциал колеблется в пределах 11-21 условных единиц.

Гелиоэнергетическими ресурсами наиболее богаты горные умеренные аридные (С), а также высокогорные луговые (У) ландшафты, хотя использование этих же ресурсов наиболее перспективно также в субсредиземноморских субгумидных (Б), субтропических субаридных (В), аридных (Г) и в темнохвойных лесных (T^1) ландшафтах.



Гидроклиматическими ресурсами выделяются высокогорные луговые (У) и равнинные субтропические гумидные (А) ландшафты.

Выявленные нами основные функции ландшафтов Кавказа были использованы для составления соответствующей карты на ландшафтной основе в программе ГИС «Mapinfo» (рис.4.3.1). Для оценки ресурсов тех ландшафтов, которые не были освещены надежными данными, использовались косвенные методы и методы интерполяции.

Полученная карта хорошо отражает всю сложность физико-географических и ландшафтно-климатических особенностей Кавказа, и может быть использована для планирования эффективного использования гидроклиматических ресурсов.

4.4. Ресурсный потенциал геомасс различных групп ландшафтов Кавказа

Основной ресурсный потенциал природных ландшафтов составляют ресурсы геомасс – фитомассы, мортмассы, педомассы и гидромассы. О ресурсном потенциале геомасс различных групп ландшафтов Кавказа можно судить по таблице 4.4.1.

Таблица 4.4.1 Ресурсный потенциал геомасс различных групп ландшафтов Кавказа(М.Э.Элизбарашвили,2003 б)

Группа ландшафтов	Интегральный показатель К	Ресурсы %			
		Фито-массы	Морт-массы	Педо-массы	Гидро-массы
Колхида	170	37	21	9	33
Вост.Закавказье	51	12	2	68	18
Сев.Кавказ	75	0	22	56	22
Большой Кавказ	100	33	48	0	19
Армянское Нагорье	6	0	0	100	0

Среди групп ландшафтов Кавказа наибольший интегральный показатель ресурсного потенциала геомасс (170 условных единиц) соответствует ландшафтам Колхиды. Наибольшие ресурсы приходятся на ресурсы фитомассы (37%) и гидромассы (33%).

После Колхиды богатые ресурсы геомасс имеют ландшафты Большого Кавказа, для которых интегральный показатель ресурсного потенциала существенно меньше, чем показатель для ландшафтов Колхиды и составляет 100 условных единиц. Наибольшие ресурсы геомасс приходятся на мортмассу (48%). Ресурсы фитомассы составляют 33%.

Интегральный показатель ресурсного потенциала геомасс ландшафтов Северного Кавказа составляет 75 условных единиц. Выделяются ресурсы педомассы (56%).

Для ландшафтов Восточного Закавказья интегральный показатель ресурсного потенциала составляет 51 условных единиц. Наибольшие ресурсы приходятся на педомассу (68%).

Меньше всего потенциальных ресурсов имеются в геомассах ландшафтов Армянского Нагорья. Интегральный показатель потенциальных ресурсов составляет всего 6 условных единиц. Все ресурсы геомассы приходится на педомассу.

Глава 5. Реакция природных ландшафтов на глобальное потепление

5.1 Тенденции современного изменения климата в различных природных ландшафтах

Проблема глобального потепления климата является одной из самых актуальных проблем современности. Выполненные в последние годы работы под эгидой Всемирной Метеорологической Организации, подтвердили, что на общем фоне глобального потепления изменение климатических условий различных регионов Земного Шара имеет не однонаправленный характер (Climate Change 1995. IPCC. Cambridge, UK, 1996 Climate Change 1995. IPCC. Cambridge, UK, 1996), на что неоднократно указывалось как раннее (К.И.Винников 1986; Jones P.D., Kelly P.M., 1983), так и в литературе последних лет (Н.А.Ефимова, Л.А.Строкина, 1998). Главной причиной такого разнообразия реакции региональных климатов являются местные ландшафтно-природные условия, влияние которых на годовой ход основных элементов климата было доказано давно (Э.Ш.Элизбарашвили, 1980).

Исследования, выполненные в соответствии с Национальными программами по исследованию изменения климата Закавказских государств показали сложный, мозаичный характер современного изменения климата региона. В восточном Закавказье, характеризующейся, главным образом, субаридными типами ландшафтов отмечается в основном потепление, а в западной же, где преобладают гумидные ландшафты, глобальное потепление сопровождается преимущественно понижением температуры. Изменение атмосферных осадков также имеет сложный характер. За последние десятилетия возрастание осадков имело место в горных

районах Аджарии, на Иорском плоскогорье и в прибрежной зоне Колхидской низменности. Осадки значительно уменьшились в высокогорной зоне и на территории Азербайджана.

В таблице 5.1.1 представлены количественные показатели, характеризующие тенденцию современного изменения климата в условиях некоторых равнинных и горных природных ландшафтов Закавказья.

Из рассмотрения данных таблицы 5.1.1 следует, что на глобальное потепление наиболее реагируют равнинные субгумидные и субаридные (Б, В, D), а также переходные к субгумидным ниже и среднегорнолесные (Н₅-Н₆) и горные умеренные субгумидные (П) ландшафты. Скорость возрастания среднегодовой температуры воздуха в условиях названных ландшафтов близка к скорости изменения средней глобальной температуры .

Гумидные ландшафты, как равнинные и предгорно-холмистые (А), так и горные Колхидские (Н₁-Н₄) слабо реагируют на глобальное потепление. В условиях указанных ландшафтов средняя годовая температура воздуха даже уменьшается на 0,01-0,04 °С за 10 лет. В среднем же скорость изменения температуры в указанных ландшафтах отстаёт от скорости глобальной температуры на 0,06-0,10 °С за 10 лет, что возможно объясняется значительной инерционностью гумидных ландшафтов.

Различный характер реакции природных ландшафтов на глобальное потепление можно объяснить особенностями их подстилающей поверхности. Естественные поверхности обладают различной отражательной способностью. Поэтому различные природные ландшафты характеризуются различными значениями альбедо.

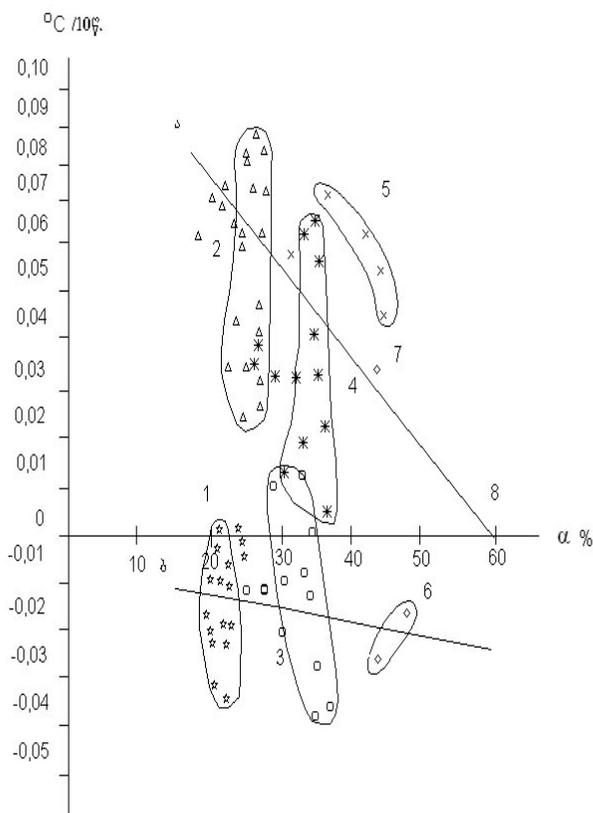


Рис.5.1.1. Зависимость скорости изменения средней годовой температуры воздуха от альbedo деятельной поверхности: **а**-субгумидные и субаридные ландшафты: **2**-типы **Б,В,Д**; **4**-нижние и среднегорнолесные **Н5-Н6**; **5**-горные умеренные субаридные **Л**; **7**-высокогорные луговые(Восточный Кавказ) **У**; **8**-гляциально-нивальные **Ф**; **б**-гумидные ландшафты: **1**-равнинные и предгорно-холмистые субтропические **А**; **3**-низкогорные и среднегорные Колхидские леса **Н1-Н4**; **6**-высокогорные луговые(Западный Кавказ) **У**.

Таблица 5.1.1

Тенденции современного изменения климата в различных ландшафтных условиях
(Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002 а)

№	Тип(подтип)природного ландшафта. Характерная станция	Обозначение в соответствии с Беручашвили (1995)	Скорость изменения температуры воздуха °С за 10 лет			Изменение осадков за период 1937-1963гг., и 1964-1995гг. %		
			Январь	июль	год	холод. период	тепл. пер.	год
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Равнинные и предгорно-холмистые субтропические Сухуми Анаклия Кутаиси Ленкорань (С.Сафаров,2000)	А	0,02	-0,01	-0,02	-9	-1	-5
			0,02	-0,01	-0,01	2	2	2
			-0,02	0	-0,03	-10	-5	-6
			0,04	-0,07	-0,02	-	-	0
2	Равнинные и холмистые субсредиземноморские	Б						

	субгумидные Ахмета Телави Баку (С.Сафаров,2000)		0,11 0,08 0,04	0,11 0,04 0	0,07 0,03 0,01	-15 -10 -	-7 -5 -	-10 -8 -10
3	Равнинные и холмистые субтропические субаридные Гардабани Шираки Марнеули	В	0,14 0,08 0,16	0,06 0,02 0,05	0,07 0,03 0,06	-2 20 0	-5 10 -7	-5 11 -5
4	Равнинные теплоумеренные субгумидные Лагодехи Кварели	Д	0,09 0,09	0,08 0,08	0,07 0,04	-10 -4	-10 -4	-10 -4

5	Горные теплоумеренные гумидные а) низкогорные и среднегорные леса Они Местиа б) переходные к субгумидным ниже- и среднегонолесные Боржоми Гомбори	H ₁ -H ₄						
			-0,06	0,11	-0,02	-3	-3	-3
		H ₅ -H ₆	-0,01	-0,04	-0,04	-10	-11	-10
			0,18	0,11	0,12	-5	0	-2
6	Горные умеренные субгумидные Радионовка Цалка	П						
			0,11	0,05	0,04	5	0	2
7	Горные умеренные субаридные Ахалцихе	Р						
			-0,02	-0,05	-0,05	-5	-5	-5
8	Высокогорные луговые Мамисонский перевал Крестовый перевал	У						
			-0,03	0,03	-0,02	-17	-13	-14
			0,06	-0,01	0,03	-15	-10	-12

Значительное уменьшение альbedo отмечается в гумидных ландшафтах. С усилением же аридности альbedo возрастает. В субгумидных и субаридных ландшафтах, которые нагреваются быстрее, чем гумидные, скорость изменения температуры закономерно убывает с увеличением альbedo. В горных и высокогорных районах, с устойчивым снежным покровом, при таянии снега температура в приземном слое воздуха понижается, в связи с этим скорость изменения температуры несколько падает, а иногда даже становится отрицательной.

Общая закономерность уменьшения средней скорости изменения температуры воздуха с увеличением альbedo деятельной поверхности сохраняется и в условиях гумидных ландшафтов. Всё выше сказанное хорошо подтверждается представленной на рис.5.1.1 количественной зависимостью скорости изменения средней годовой температуры воздуха от альbedo деятельной поверхности в условиях различных типов природных ландшафтов.

Масштабы изменения климата в условиях однородных ландшафтных структур региональны, однако причины этих изменений глобальны. Поэтому диагноз и прогноз изменения климатических условий природных ландшафтов должен осуществляться именно в контексте глобальных климатических изменений. К настоящему времени известны многочисленные сценарии будущего климата Земли. Группой ученых под эгидой ВМО и ЮНЕП разработаны четыре сценария глобального климата (Climate Change 1995. IPCC. Cambridge, UK, 1996).

По сценарию **A** в текущем столетии увеличение глобальной температуры составит $0,3^{\circ}\text{C}$ за десятилетие, по сценарию **B** – около $0,2^{\circ}\text{C}$, а по сценариям **C** и **D** – несколько больше $0,1^{\circ}\text{C}$ и около $0,1^{\circ}\text{C}$ за десятилетие соответственно. В соответствии с этим увеличится и скорость изменения региональной температуры. Так, что в

гумидных ландшафтах понижение температуры, по всей вероятности, сменится повышением, а в субгумидных и субаридных ландшафтах скорость возрастания температуры еще более увеличится. Сказанное хорошо соответствует известным модельным оценкам (Н.Л.Беручашвили,1995; Manabe S., Stouffer R.,1980) , которые допускают повышение средней глобальной температуры на 2-4 °С. В таблице 5.1.2 представлены расчетные данные скорости изменения температуры воздуха в условиях различных природных ландшафтов, полученные с учётом сценариев ВМО (Climate Change 1995. IPCC. Cambrige, UK, 1996).

При вычислении ожидаемых скоростей изменения температуры воздуха в условиях различных природных ландшафтов считалось, что в дальнейшем сценарии будут развиваться не по линейному тренду, а в соответствии с выявленными закономерностями в соотношениях этих скоростей со скоростью глобальной температуры. Так, что гумидные ландшафты постепенно начнут нагреваться, однако скорость возрастания температуры в них, всё же будет отставать от скорости возрастания глобальной температуры. С учётом принятых допущений к концу 30х годов прирост средней годовой температуры по сценариям С и D в равнинных субгумидных и субаридных ландшафтах составит около 0,3⁰С, в гумидных – 0,08⁰С, а в горах – до 0,2⁰С. По сценарию А существенных различий в приросте температуры в различных природных ландшафтах не ожидается. Температура воздуха в субаридных, субгумидных и гумидных ландшафтах увеличится на 0,6-0,9.

Рост температуры и уменьшение осадков в субгумидных и субаридных ландшафтах (Б,В,Д,П) может вызвать усиление сухости климата, и соответственно уменьшение продуктивности сельскохозяйственного

Таблица 5.1.2

Ожидаемая скорость изменения средней годовой температуры воздуха в различных природных ландшафтах
°С за 10 лет

(Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002 а, 2005)

№	Тип природного ландшафта	Обозначение	Средняя скорость			
			За XX век	Сценарии за XXI в		
				А	В	С и D
1	Равнинные и предгорно-холмистые субтропические гумидные	А	-0,025	0,225	0,125	0,025
2	Равнинные и холмистые субсредиземноморские субгумидные	Б	0,05	0,30	0,20	0,10
3	Равнинные и холмистые субтропические субаридные и аридные	В,Г	0,06	0,31	0,21	0,11
4	Равнинные теплоумеренные субгумидные	Д	0,05	0,30	0,20	0,10
5	Горные теплоумеренные гумидные	Н ₁ -Н ₄ Н ₅ -Н ₆	-0,01 0,04	0,24 0,29	0,14 0,19	0,04 0,09
6	Горные умеренные субгумидные	П	0,04	0,29	0,19	0,09
7	Горные умеренные субаридные	Р	-0,05	0,20	0,10	0
8	Высокогорные луговые Зап. Кавказ Восточ. Кавказ	У ₁ У ₂	-0,02 0,03	0,23 0,28	0,13 0,18	0,03 0,08

производства. В этом отношении особенно могут пострадать субгумидные, переходящие в умеренно тёплые, ландшафты, распространённые в нижней и Внутренней Картли, а также в ущелье р. Кура. Что касается субгумидным ландшафтам, расположенным на Абхазском побережье Черного моря, вследствие значительных

осадков, увеличение температуры не может иметь столь существенные последствия.

Увеличение температуры в горных ландшафтах (Н,Р,У) может оказать даже положительное влияние на сельскохозяйственное производство, а на Иорском плоскогорье наблюдаемая тенденция увеличения осадков может оказать значительное положительное влияние на ослабление возможной активизации процессов опустынивания. Последующий рост температуры может вызвать перемещение природных ландшафтных зон.

Полученные нами сценарии изменения климата природных ландшафтов, также, как и сценарии глобального и регионального климатов, к сожалению ещё далеки от совершенства. Их можно рассматривать лишь, как аналог климатических условий начальной фазы потепления, которое можно ожидать в первые десятилетия XXI века. Поэтому со временем они должны постоянно уточняться.

5.2. Особенности изменения климата гумидных ландшафтов

Таким образом, главной особенностью современного изменения климата гумидных ландшафтов является похолодание на фоне глобального потепления. Для объяснения этого процесса были выдвинуты три гипотезы, согласно которым причиной похолодания могут быть охлаждение поверхностного слоя водных масс Чёрного моря (Г.С. Метревели, М.Г.Метревели, 2001) , особенности мусонной циркуляции атмосферы (А.Хантадзе , Т.Гзиришвили , Г.Лазриев Г,1997) и инерционность гумидных природных ландшафтов (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Элизбарашвили, 2002).Поскольку похолодание отмечается не только на Колхидской

низменности, непосредственно прилегающей к Черному морю, где наблюдается активное муссонное влияние и воздействие холодных поверхностных водных масс на территорию прилегающей суши, но и на значительно отдаленных от черноморского побережья территориях с гумидными ландшафтами, даже на Ленкоранской низменности, то процесс похолодания наилучшим образом объясняется третьей гипотезой из перечисленных .

Процесс похолодания гумидных ландшафтов привлекает особое внимание, поскольку он активизирует физические процессы и вызывает появление опасных гидрометеорологических явлений, что в последнее время стало уже ощутимым для экономики и социальных условия Грузии. В связи с этим становится необходимым детальное исследование структуры многолетнего изменения климата в этом регионе.

В таблице 5.2.1 представлены результаты статистического анализа повторяемости положительных и отрицательных аномалий средних температур воздуха для гумидных ландшафтов западного Закавказья.

Из таблицы 5.2.1 следует, что в первом периоде (1921-1960г.г.) в целом за год повторяемость тёплых месяцев составила 53%, холодных – 47%. Во втором периоде повторяемость, как тёплых, так и холодных месяцев составили 50 %. Таким образом второй период (1961-2000 г.г) оказался более прохладным.

Из таблицы следует также, что похолодание главным образом было обусловлено за счёт осенних месяцев.

Таблица 5.2.1

Повторяемость отклонений температур воздуха от их многолетних средних за периоды 1921-1960 (а) и 1961-2000 г.г. (б) в %, осреднённая для 16 станций западного Закавказья.
(Э.Ш.Элибарашвили, Р.Ш.Месхия, М.Э.Элибарашвили,2005)

Месяц сезон	Аномалия температуры °С											
	Положительная						Отрицательная					
	0-0,9		1-1,9		≥ 2		0 - 0,9		1-1,9		≤ 2	
	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б	а	б
I	10	22	22	8	25	28	15	18	15	15	13	10
II	22	28	20	12	15	22	8	12	10	10	25	15
III	12	28	10	5	15	22	25	20	10	22	28	3
IV	18	15	10	23	15	22	40	30	5	10	12	0
V	32	22	28	12	2	8	28	38	8	15	2	5
VI	28	35	22	13	8	8	28	28	8	12	8	5
VII	35	33	15	15	3	5	30	32	15	13	2	2
VIII	22	15	15	18	8	2	38	45	8	15	8	5
IX	20	28	22	10	8	8	28	35	10	15	12	5
X	20	12	12	8	12	15	25	35	13	20	18	10
XI	22	25	38	15	10	10	15	30	8	5	8	15
XII	12	15	20	15	22	22	15	20	13	20	18	8
Зима	15	22	21	12	21	24	12	17	13	15	18	10
Весна	21	22	16	13	10	18	31	29	8	16	14	2
Лето	28	28	18	15	6	5	31	35	10	13	7	4
Осень	21	22	24	11	10	11	22	33	10	13	13	10
Год	21	23	20	13	12	14	24	29	10	14	13	7

Так, повторяемость холодных месяцев осенью во втором периоде по сравнению с первым увеличилась от 45% до 56%. Летом соответственно имеем 48% и 52%. Практически изменения не произошли зимой, повторяемости холодных месяцев, как в первом, так и во втором периоде составили 42-43%. Весной же отмечается существенное потепление, повторяемость тёплых месяцев увеличилась от 47% до 53%.

Таким образом, характерной особенностью изменения климата в гумидных ландшафтах является существенное потепление весной и похолодание осенью. Такой характер изменения климата вызывает развитие катастрофических явлений и возникновение чрезвычайных ситуаций (А.Н.Кренке, 2003). Так например, значительное повышение температуры весной вызывает таяние ледников, сход снежных лавин, наводнение. Сильное понижение же температуры осенью способствует формированию заморозков и снижает урожайность сельскохозяйственных, в особенности цитрусовых культур. В связи с этим важно знать вероятности появления таких, опасных аномалий температуры воздуха.

Таблица 5.2.2

Вероятности опасных аномалий температуры %.
(Э.Ш.Элизбарашвили, Р.Ш.Месхия, М.Э.Элизбарашвили, 2005)

По материалам г.г.	Аномалия температуры °С			
	Весна		Осень	
	> 3	> 4	< 3	< 4
1921-1960	2	-	3	1
1961-2000	5	2	4	2

В таблице 5.2.2 представлены вероятности значительных аномалий температуры в гумидных ландшафтах Западного Закавказья за различные периоды

прошлого века (Э.Ш.Элизбарашвили, Р.Ш.Месхия, М.Э.Элизбарашвили,2005).

Из таблицы следует, что если вероятность повышения средней месячной температуры весной на 3^0 за первый период составляет 2 %, то по материалам последних лет она достигает 5%, в то же время появляется возможность повышения средней температуры на 4^0 и 5^0 . Почти аналогичную картину имеем осенью в случае понижения температуры.

Вероятность опасных аномалий температуры со временем, по всей вероятности, будет расти. Об этом свидетельствуют и данные таблицы 5.2.3, где представлены скорости изменения средних сезонных и годовых температур за весь период.

Таблица 5.2.3

Скорость изменения средних температур (1921-2000г.г)
 ^0C 10 лет

(Э.Ш.Элизбарашвили, Р.Ш.Месхия, М.Э.Элизбарашвили,2005)

Пункт	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Зугдиди	-0,02	0,04	0,07	-0,05	-0,01
Самтрედия	-0,04	0,09	-0,02	-0,17	-0,02
Сухуми	-0,12	0,17	-0,25	-0,25	-0,03
Поти	-0,16	0,09	-0,12	-0,14	-0,02

Если будет сохранена современная тенденция изменения температуры, то в первой четверти текущего столетия температура воздуха весной может увеличиться до $0,5^0$, а осенью-уменьшится до $0,7^0$. В этом случае соответственно увеличатся климатические экстремумы. Экстремальные же аномалии температуры могут оказать существенное влияние на гидрологический режим, о чем свидетельствуют и данные таблицы 5.2.4. Все это естественно повлияет на условия жизни людей и биоты.

Таблица 5.2.4. Среднее количество выпавших осадков (мм) и стока рек (м³/с) при различных аномалиях температуры воздуха.

Район	Элемент	Аномалия экстремально	Сезон				Год
			Зима	Весна	Лето	Осень	
Западная Грузия	Осадки	высокая	405	274	317	297	1294
		низкая	456	418	505	623	2002
	Сток	высокая	62,5	153	115	62	98
		низкая	60	132	126	77	99
Восточная Грузия	Осадки	высокая	98	166	168	108	540
		низкая	115	230	226	206	777
	Сток	высокая	10	34	19	11	18
		низкая	10	32	20	13	19

За экстремальные аномалии принимались отклонения среднемесячной температуры воздуха от нормы на 2°C и более.

Данные таблицы 5.2.4 проверялись на достоверность с помощью критерия Стюдента. Получено, что расхождения в данных осадках, выпадающих при различных аномалиях температуры воздуха, во всех случаях значимы на уровне значимости 99,9 %, исключение составляет зимний сезон, когда в восточной Грузии условие значимости удовлетворяется на уровне 95 %, а в западной Грузии – на уровне 90 %. Различия в стоке носят случайный характер для среднегодовых значений, а также для всех сезонов года в восточной Грузии, и для зимнего сезона в западной Грузии. В остальных случаях различия носят неслучайный характер и удовлетворяются в основном на уровнях значимости 90% и 95%.

5.3 Нестационарная статистическая модель климатического поля температуры

В большинстве государств СНГ метеорологические наблюдения ведутся лишь на ограниченном числе станций. Более того, данные наблюденный поступающие со станций в центры, не обрабатываются из-за экономических трудностей. Обстоятельство осложняется отсутствием необходимой информации в горных районах. Характерная для гор редкая сеть метеорологических станций, построенная на протяжении многих десятилетий, практически разрушена. Всё это затрудняет создание надёжной базы климатологической информации, в настоящее время необходимой для решения задач тактического и стратегического планирования. В такой ситуации оказалась и Грузия, где в настоящее время не функционирует ни одна высокогорная станция, а

материалы поступавшие со станций обработаны лишь до 1992 года.

Одним из возможных путей получения необходимой информации является математическое моделирование полей климатических элементов на основе морфометрии рельефа и других факторов. Идея моделирования климатических полей в горных районах с учётом морфометрических факторов рельефа была предложена в САРНИГМИ и развита под руководством М.А.Петросянца (1974,1983). Этот подход позднее был использован для характеристики полей климатических элементов на южном склоне Большого Кавказа, в работах, выполненных под руководством одного из авторов настоящей статьи (Э.Ш.Элизбарашвили,Т.В.Хеладзе,1988, 1989; Э.Ш.Элизбарашвили,Т.В.Хеладзе,З.Д.Гецадзе, 1988).

Рассмотрим температуру воздуха (Т), как линейную функцию географических координат (φ,λ), высоты местности (Н)и времени (τ):

$$T = \alpha_0 + \alpha_1\varphi + \alpha_2\lambda + \alpha_3H + \alpha_4\tau. \quad (5.3.1)$$

Здесь α_1 , α_2 и α_3 - соответственно широтный, долготный и вертикальный градиенты температуры, α_4 – средняя скорость изменения температуры за 10 лет, α_0 – свободный член уравнения.

Коэффициенты уравнения (5.3.1) рассчитываются по известным методам :

$$a_j = \frac{S_T}{S_j} \sum_{i=1}^4 \frac{r_{iT}}{r_{ij}}, \quad (5.3.2)$$

$$a_0 = \bar{T} - \sum_{j=1}^4 a_j \bar{X}_j, \quad (5.3.3)$$

где Т и X – соответственно средние значения температуры воздуха и переменной (φ,λ,Н,τ), S_T и S_j – их средние квадратические отклонения, r_{iT} и r_{ij} соответственно коэффициенты корреляции между температурой воздуха и

переменной, и между переменными величинами. Допущение линейной зависимости средней температуры от географических координат и времени вполне оправдано и многократно подтверждено.

Согласно нашим исследованиям(Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002а; Elizbarashvili M., 1999) различные ландшафтно-природные условия Грузии по разному реагируют на глобальное потепление, что объясняется особенностями их подстилающей поверхности. В гумидных ландшафтах, значительная часть тепла расходуется на испарение, поэтому температура в основном уменьшается и тренд отрицателен. Негумидные ландшафты (субгумидные, субаридные и аридные) на потепление реагируют значительным образом и температура растёт. Поэтому расчёты выполнены в отдельности для гумидных и негумидных ландшафтов, соответственно для них получены соответствующие значения коэффициентов α_0 и α_4 .

Климатические нормы температуры взяты из Справочника по климату СССР для 100 станций, за период до 1960 года. Поэтому в формуле (5.3.1) $\tau=0$ соответствует периоду до 1960 года, $\tau=1$ соответствует 1970 году, $\tau=2$ – 1980 году, а $\tau=3$ – 1990 году. Для них взяты трендовые значения температур. Данные за 2000год отсутствовали.

Линейные тренды получены методом наименьших квадратов для периода 1960-1990 гг. Значимость трендов, в данном случае, не имело значение, т.к. даже при отсутствии реального тренда значения температур, соответствующие 1970-му, 1980-му и 1990-м годам было целесообразнее снимать с прямых регрессии. Это позволило учесть в модели общую тенденцию временного хода температуры и исключить случайность, связанную с повышением или понижением температуры воздуха в отдельные годы

Результаты расчётов коэффициентов регрессии представлены в таблице 5.3.1.

Таблица 5.3.1

Коэффициенты регрессии для формулы (5.3.1)
(Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили,2004)

Коэффициент	Месяц				Год
	I	IV	VII	X	
α_0 (1)	27,5	44,9	59,9	63,4	47,2
α_0' (2)	34,0	48,5	62,1	65,5	51,3
α_1	0,99	0,037	-0,42	-0,077	0,24
α_2	-1,65	0,82	-0,46	-1,075	-1,04
α_3	-0,0065	-0,0053	-0,0050	-0,0049	-0,0055
α_4 (1)	-0,45	-0,17	0	-0,18	-0,22
α_4' (2)	0,78	0,22	0,25	-0,25	0,18

1 - соответствуют гумидным ландшафтам

2- соответствуют негумидным ландшафтам

Как следует из таблицы 5.3.1 за период 1960-1990 г.г. средняя годовая температура воздуха в условиях гумидных ландшафтов уменьшалась со скоростью $0,22^{\circ}\text{C}$, а в остальных ландшафтах, напротив, увеличивалась на $0,18^{\circ}\text{C}$ за 10 лет, в то время, как за XX век скорости соответственно составили $-0,025$ и $0,03 - 0,05^{\circ}\text{C}$ за 10 лет (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили,2002 а)

О надёжности уравнений регрессии свидетельствуют высокие значения сводных коэффициентов корреляции между температурой воздуха и аргументами (ρ, λ, H, τ) ($0,95-0,99$), а также удовлетворительное соответствие

фактических данных и расчётного по формуле (5.3.1) линейного тренда температуры в различных ландшафтных условиях (см. рис.5.3.1).

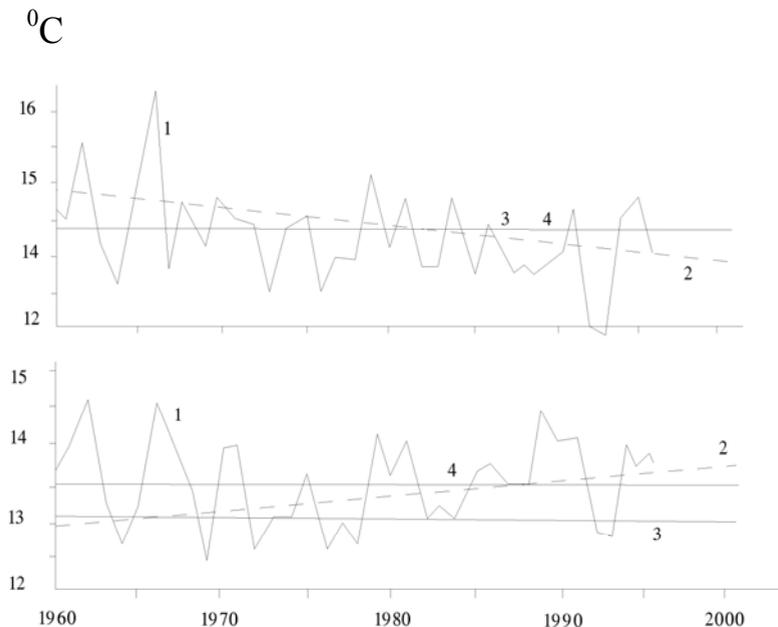


Рис.5.3.1. Примеры многолетнего хода температуры воздуха в гумидных(а-Сухуми) и негумидных субаридных(б-Гардабани) ландшафтах: 1-ежегодные данные; 2-расчет по формуле; 3-климатическая норма за период 1936-1960гг.; 4- климатическая норма за период 1936-1960гг.

Средняя квадратическая ошибка расчётов по уравнениям составляет в январе $1,8^0$, в апреле $1,0^0$, в июле $0,8^0$, в октябре $1,4^0$, а за год в целом $0,9^0$, что не превышает среднее квадратическое отклонение многолетнего колебания температуры.

Полученные уровни регрессии были использованы для экстраполяции до 2000 года линейного тренда многолетнего хода температуры в дискретных точках и построения модельных полей изотерм для территории Грузии, характерных для начала XXI века (см. фрагмент на рис.5.3.2).

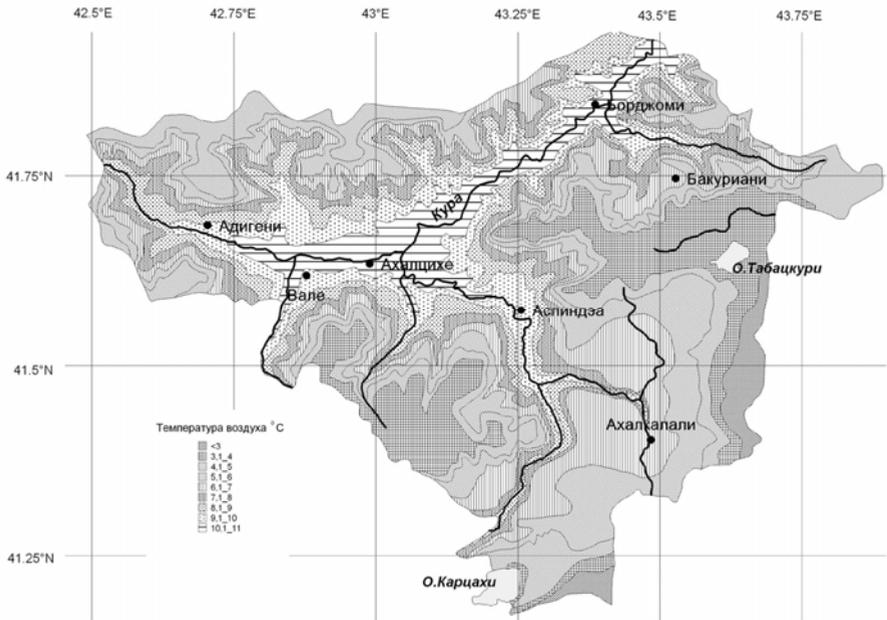


Рис. 5.3.2. Фрагмент модельного поля средней годовой температуры воздуха к началу XXI века. Южная Грузия. Негумидные ландшафты. (Э.Ш.Элизрашвили, М.Э.Элизрашвили,2004)

Модельная карта построена на основе цифровой топографической карты масштаба 1: 500 000. Высота сечения изогипс составляла 100м. Значения температуры по формуле (5.3.1) рассчитывались для характерных точек на изогипсах. Расстояние между точками колебалось в пределах 50-500м. Всего было получено 42189 точек. Изотермы проведены с помощью программы Terramodel. О достоверности модельной карты можно судить путём их сравнения с разработанными за последние годы картами, в частности с картой составленной по материалам до 1992 года (М.Э.Элизбарашвили, 1999). В главных чертах эти карты сходны, однако модельная карта является более детальной, т.к. учитывает сложную морфометрию горного рельефа и тенденцию изменения климата.

Глава 6. Трансформация природных ландшафтов в связи с глобальным потеплением

6.1 Схема трансформации природных ландшафтов Кавказа

Первая попытка исследования климатических условий трансформации ландшафтов Кавказа принадлежит Э.Г.Коломыцу (1985). При этом он допустил, что за период 1985-2025 г.г. приземная температура воздуха увеличится на 3,8-4,0⁰С, а количество атмосферных осадков увеличится на 200мм, что не соответствует современным представлениям глобального изменения климата(Climate Change: 1995, Ipcc, Cambridge, UK, 1996;Climate Change: 2001, Cambridge, UK, 2001). Поэтому разработанная им для северного макросклона Большого Кавказа прогностическая ландшафто-экологическая карта на 20-ые годы XXI века требует некоторой корректировки.

Климатические условия трансформации природных ландшафтов Кавказа рассмотрим на основе таблицы ландшафтных зон Кавказа (М.Э.Элизбарашвили,2003 а, 2003в), являющейся дополнением к периодическому закону географической зональности, открытой А.А.Григорьевым и М.М.Будыко , а также – полученных нами сценариев изменения климата конкретных ландшафтов(Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили , 2002 а).

Из таблицы ландшафтных зон Кавказа (М.Э.Элизбарашвили, 2003в), следует, что главным фактором формирования субтропических и субсредиземноморских равнинных ландшафтов (А,Б,В,Г,Д) являются осадки. Поэтому для трансформации каждого из них в другой субтропический тип ландшафта достаточно изменение многолетнего режима осадков. В частности, потенциальная возможность опустынивания (тип Г) допустима, например, для ландшафтов типа В, если многолетняя годовая сумма осадков станет менее 350 мм. Отсюда следует, что главной причиной опустынивания степных и полупустынных ландшафтов Кавказа может стать не рост температуры, в связи с глобальным потеплением, а рост повторяемости засух, что, естественно, может быть результатом перестройки циркуляционных процессов, в результате также глобального потепления.

В горах ведущим фактором формирования ландшафтов является тепло, т.е. дифференциация горных ландшафтов связана с изменением термических условий. Это объясняется низкой испаряемостью в горах, при которой достаточны даже небольшие годовые суммы осадков. Так, например, альпийские кустарниково-луговые ландшафты ($У_2$), которые ограничены изотермами $-5 - -1^0$, могут быть трансформированы в субальпийские

лесокустарниковые – луговые ландшафты ($У_1$) при условии если средняя годовая температура воздуха увеличится в среднем на $2-4^0$, без изменения осадков. Более подробно о климатических условиях возможной трансформации ландшафтов Кавказа можно судить из разработанной нами схемы, представленной на рис.6.1.1.

На рис. 6.1.1 стрелки указывают на направление процесса трансформации ландшафтов. Цифры у стрелок представляют собой критерии-величины средних годовых значений температуры воздуха и годовых сумм атмосферных осадков, которые необходимы для трансформации одного ландшафтного типа (подтипа) в другой.

Так, например, ландшафты типа Б и Д могут быть трансформированы в тип А при условии, если годовое количество осадков увеличится на 500 мм, в то же время ландшафты Б и Д могут быть трансформированы в тип В, если количество осадков уменьшится на 200 мм, а также – в типы Е и Ж, если годовое количество осадков уменьшится на 200 мм и одновременно средняя годовая температура воздуха уменьшится на $2-5^0$.

Всемирной Метеорологической Организацией были предложены 4 сценария изменения глобального климата за XXI век: А, В, С и Д (Climate Change: 1995, IPCC, Cambridge, UK, 1996). Средняя скорость изменения годовой температуры воздуха согласно сценарию А составит $0,3^0$, по сценарию В – $0,2^0$, по сценарию С – $0,1^0$, а по сценарию Д – менее $0,1^0$ за 10 лет. На основании этих допущений нами были получены ожидаемые в XXI веке скорости изменения средних годовых значений температуры воздуха для некоторых ландшафтов Кавказа (см.таблицу 5.1.2).

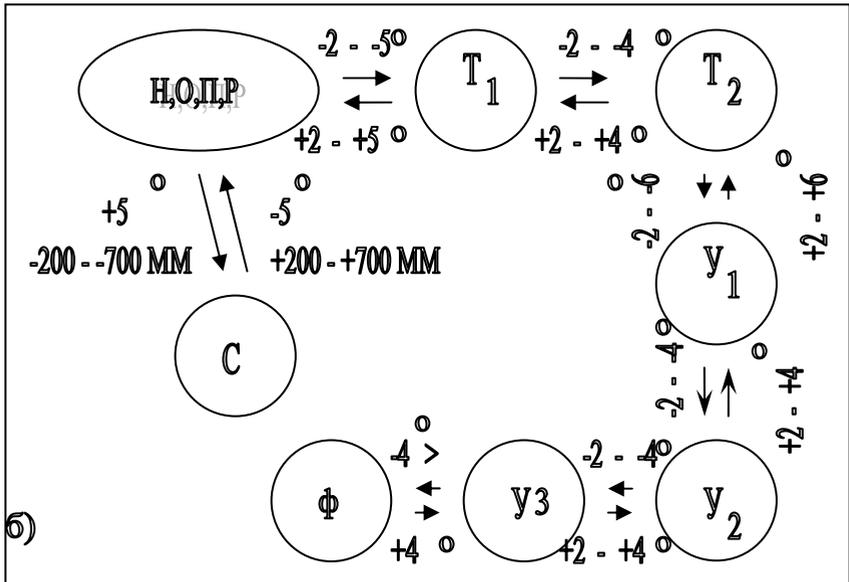
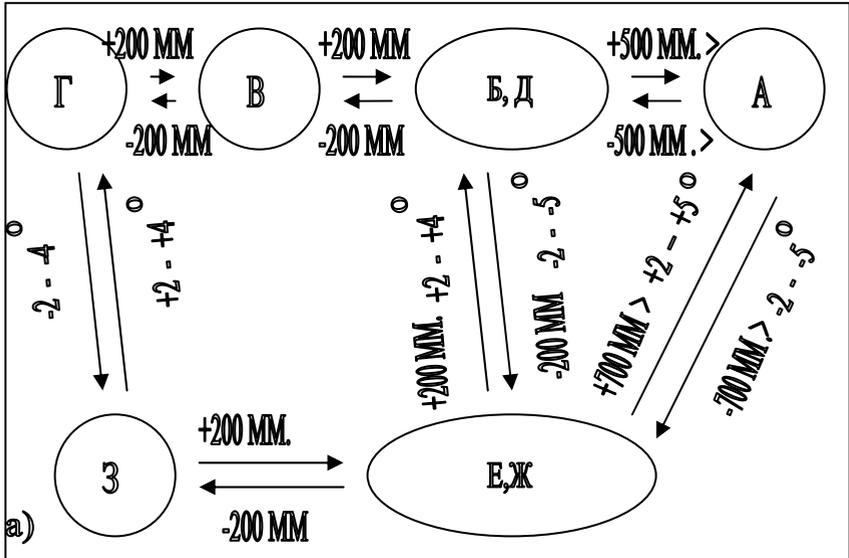


Рис. 6.1.1. Схема трансформации природных ландшафтов:
 а) - равнинные ландшафты; б) – горные ландшафты.
 (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2005)

В случае осуществления сценария А в некоторых ландшафтах определённые изменения могут произойти уже в конце XXI века. Так в равнинных условиях ожидается трансформация умеренных ландшафтов (Е,Ж,З) в субтропические (Г,В). Несколько больше времени понадобится трансформации гляциально-нивальных ландшафтов (Ф) в высокогорные субнивальные (У₃).

Трансформации же по схеме $\Phi \longrightarrow U_3 \longrightarrow U_2 \longrightarrow U_1$
 $T_2 \longrightarrow T_1$ может понадобиться несколько столетий.

По последним данным ВМО (Climate Change: 2001, Cambridge, UK, 2001) скорость изменения глобальной температуры за XXI век может достичь 0,5-0,6⁰ за 10 лет. В таком случае, естественно, увеличится и скорость изменения региональной температуры, в результате чего время трансформации ландшафтов может уменьшиться в двое. Таким образом трансформация равнинных ландшафтов Кавказа может осуществиться уже в середине XXI века, что хорошо соответствует времени трансформации ландшафто-зональной структуры русской равнины (Э.Г.Коломыц,2004).

В соответствии с остальными сценариями (В, С, Д) изменение природных ландшафтов в ближайшее столетие не ожидается.

На рис.6.1.2. представлена карта ожидаемых за XXI век скоростей изменения средней годовой температуры воздуха по сценарию А главным образом для ландшафтов Закавказья, построенная на ландшафтной основе в программе ГИС Mapinfo (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2005). Естественно, что надёжность такой карты невысока, она также, как и сценарии глобального климата, периодически требует уточнения. Однако, различия в потеплении различных типов ландшафтов будут сохранены, что окажет существенное влияние на время их трансформации.

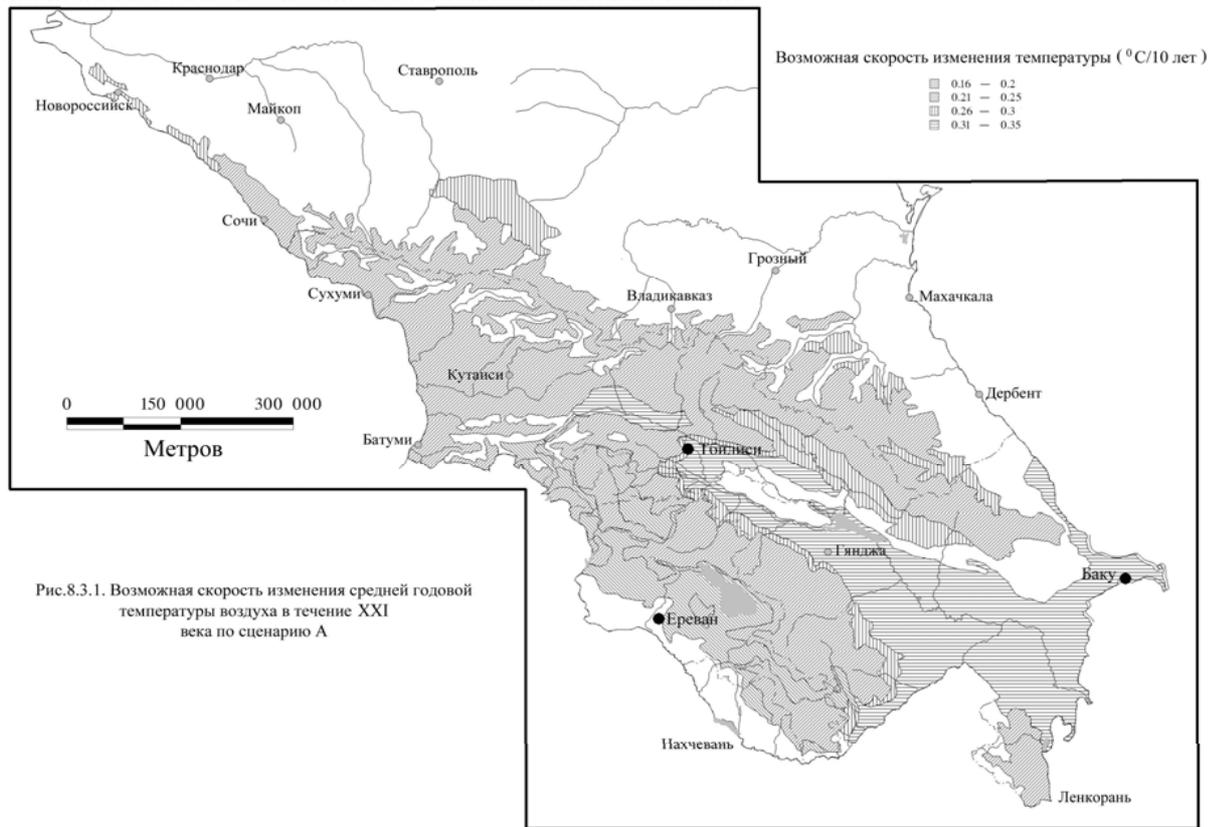


Рис.8.3.1. Возможная скорость изменения средней годовой температуры воздуха в течение XXI века по сценарию А

В частности, аридные ландшафты будут нагреваться быстрее, и соответственно будут трансформироваться быстрее, чем гумидные и высокогорные.

6.2. Сценарии трансформации природных ландшафтов Грузии

Исследования, выполненные при подготовке Второго Национального сообщения Грузии к рамочной конвенции ООН об изменении климата, показали, что последние десять лет (1995-2005) в тенденциях изменения климата внесли существенные коррективы, о чем свидетельствует пример, представленный на рис.6.2.1.

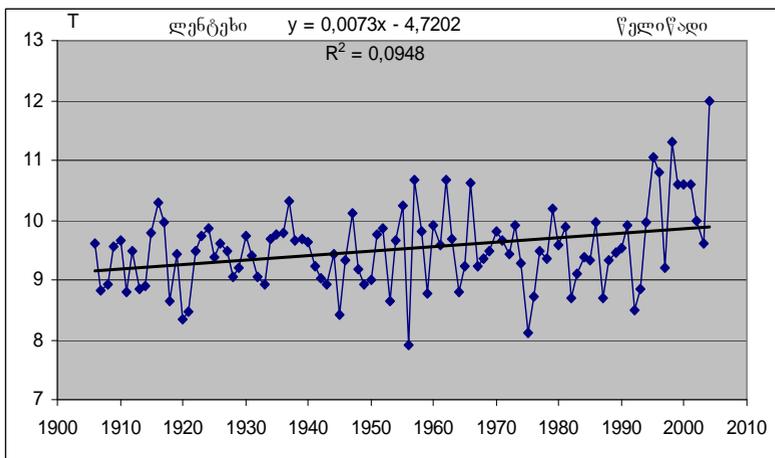


Рис. 6.2.1. Вековой ход годовой температуры воздуха в Лентехи (горные гумидные лесные ландшафты, тип Н)

Скорость изменения средней годовой температуры воздуха за XX век и начало XXI века составила в равнинных субтропических гумидных колхидских лесных ландшафтах (тип А) $0,03^{\circ}$, а в субтропических субаридных (тип В) и горных гумидных лесных ландшафтах (тип Н)

0,07⁰, существенно превысив соответствующие скорости, полученные при подготовке Первого Национального сообщения. Более того, в гумидных ландшафтах похолодание сменилось потеплением, что и предполагалось нами (М.Э.Элизбарашвили, 2002в; Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002; 2004а; 2005).

Наиболее интенсивное потепление отмечалось в гумидных ландшафтах за период 1986-2005гг, а в субаридных ландшафтах-за последние десять лет, когда скорость возрастания годовой температуры составила соответственно 0,8-1,0⁰ и более 1,0⁰ за 10 лет.

На основе проведенных исследований были разработаны 3 региональных сценария изменения климата для первой половины XXI века. Первый сценарий допускает климатические изменения, аналогичные средним условиям, характерным вековому периоду(1906-2005гг). Согласно сценарию скорость изменения средней годовой температуры воздуха составит в равнинных субтропических субаридных(тип В) и горных теплоумеренных гумидных лесных (тип Н) ландшафтах 0,07⁰, а в равнинных субтропических гумидных лесных(тип А) ландшафтах 0,03⁰. Согласно второму сценарию скорость изменения средней годовой температуры в равнинных ландшафтах составит 0,1-0,2⁰, а в горных ландшафтах 0,3⁰ за десятилетие. Третий сценарий базируется на максимальные скорости изменения температуры, характерные последнему двадцатилетию . Скорость изменения среднегодовой температуры воздуха составит в равнинных субтропических гумидных ландшафтах 0,8⁰, а в равнинных субтропических субаридных и горных гумидных ландшафтах- около 1⁰. Второй и третий сценарии соответствуют сценариям

изменения глобального климата, предложенным Всемирной метеорологической организацией.

В случае осуществления первого сценария к концу первой половины XXI века существенные изменения ландшафтной структуры не произойдут. Их изменения возможны лишь в результате антропогенной нагрузки. Так например, неплановое хищническое использование природы или менее планомерное сведение лесов с целью их эксплуатации может вызвать обезлесение, которое приведет к некоторому понижению температуры воздуха в особенности холодного периода года, а следовательно к увеличению продолжительности залегания снежного покрова. Это приведет к более значительному уменьшению альбедо и соответственно к изменению радиационного баланса и термического режима. В результате возможны существенные изменения климата, которые могут повлиять и на ландшафтную структуру.

При осуществлении второго сценария наибольшую вероятность трансформации имеют субаридные ландшафты(тип В). Если годовые суммы осадков уменьшатся на 200мм, то согласно схеме трансформации природных ландшафтов Кавказа, они трансформируются в субтропические аридные ландшафты(тип Г) и соответственно характерные для них шибляк, ковыльные и бородачевые степи, а также полынные, солянковые и полынно-солянковые полупустыни уступят место природно-территориальным комплексам с душисто-полынными и солянковыми пустынями.

В случае осуществления третьего сценария, если годовые суммы осадков в равнинных субтропических гумидных лесных ландшафтах(тип А) уменьшатся на 500мм, что маловероятно, они могут быть трансформированы в субгумидные ландшафты(тип Б). Наиболее вероятным будет трансформация горных

гумидных лесных ландшафтов(тип Н) в горные умеренные аридные ландшафты(тип С) и характерные для них буковые, буково-грабовые и буково-каштановые леса с мощным вечнозеленым подблеском будут вытеснены аридными редколесьями и шибляковой растительностью, а далее – эфремово-душистопольными пустынями. По этому же сценарию равнинные субтропические субаридные степные и полупустынные ландшафты(тип В) будут трансформированы в субтропические аридные ландшафты(тип Г) и соответственно шибляк, ковыльные и бородачевые степи, а также полынные, солянковые и полынно-солянковые полупустыни постепенно уступят место природно-территориальным комплексам с душистопольными и солянковыми пустынями.

Таким образом, можно заключить, что трансформация ландшафтов является очень сложным процессом и она возможна лишь в результате существенных изменений климатических условий, тем не менее по существующим сценариям изменения климата Кавказа такая трансформация может быть осуществлена уже через несколько десятилетий.

6.3. Вероятность опустынивания степных и полупустынных ландшафтов Восточной Грузии

Проблема опустынивания является одной из самых актуальных экологических и социально-экономических проблем современности. Об этом свидетельствует конвенция ООН по борьбе с опустыниванием, принятая в 1994 году, к которой присоединились более 150 государств мира, в том числе и страны СНГ.

Согласно упомянутой конвенции под опустыниванием понимают деградацию земель в аридных и сухих субгумидных районах, вызванную под

воздействием климатических и антропогенных факторов. ООН была опубликована карта наиболее опасных районов опустынивания Земного Шара(рис.6.3.1).

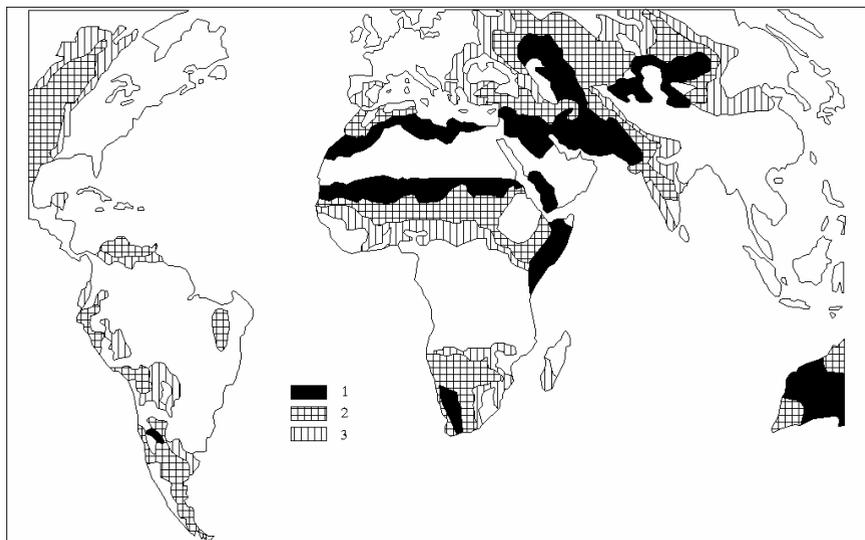


Рис.6.3.1. Основные районы опустынивания: 1-засушливые, 2-полузасушливые, 3-сухие

Из рис.6.3.1 следует, что к процессам опустынивания наиболее уязвимы восточные районы Закавказья. Это хорошо видно и из рис.6.3.2, согласно которой вероятность жестких засух в Восточной Грузии превышает 40%.

К климатическим факторам влияющим на процессы опустынивания относятся радиационный баланс, атмосферные осадки и испарение. Еще в 1956 году А.А. Григорьевым и М.И. Будыко была выдвинута концепция о периодической географической зональности, основанная на существовании тесной связи географических зон с

названными выше климатическими параметрами – радиационным балансом земной поверхности и радиационным индексом сухости (А.А.Григорьев, М.И.Будыко,1956,1962)

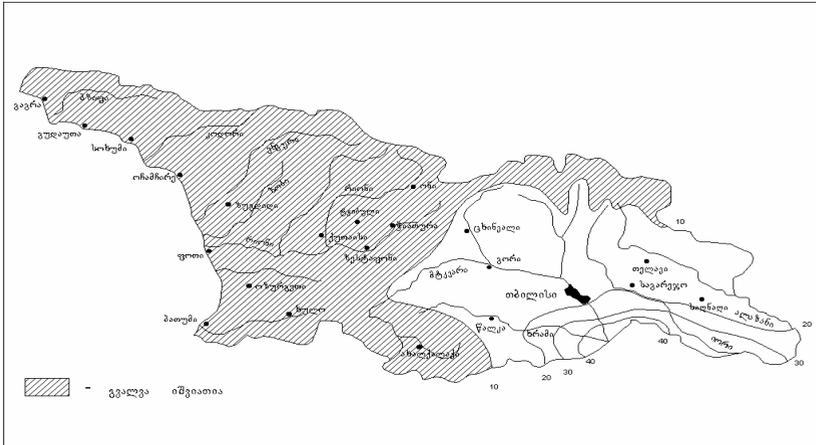


Рис.6.3.2. Вероятность жестких засух в Восточной Грузии (Э.Ш.Элизбарашвили, З.Б.Чавчанидзе, 1992)

Данная концепция неоднократно использовалась в исследованиях ландшафтоведческого, геоморфологического, биологического и других направлений (Д.Л.Арманд, 1967; Н.И.Базилевич, Л.Е.Родин, Н.Н.Ронов, 1970 ; М.И.Будыко, В.М.Котляков, Ю.А.Мещеряков,1970 и др). На основе концепции этого закона была рассмотрена возможность оценки вероятности опустынивания восточной Грузии, характеризующейся главным образом кустарниковыми, степными и полупустынными природными ландшафтами (Э.Ш.Элизбарашвили,М.Э.Элизбарашвили, 2002 б).

Согласно периодическому закону географической зональности (Григорьев А.А., Будыко М.И. , 1956) во всех широтах Земного Шара пустыням соответствует радиационный индекс сухости величиной более 3:

$$K = \frac{R}{Lr} > 3, \quad (6.3.1)$$

где R - годовая сумма радиационного баланса, r - годовое количество осадков, L - скрытая теплота испарения. Этот же критерий соответствует пустыням Кавказа (Элизбарашвили М.Э., 2003а., 2003в).

Следовательно степные и полупустынные ландшафты могут быть преобразованы в пустыни в том случае если среднее многолетнее значение радиационного индекса сухости будет превышать 3. В исследуемом районе K изменяется в пределах 1,2-2,5, при чём его значения хорошо отражают местные ландшафтные особенности и соответствуют периодическому закону географической зональности (см. таблицу 6.3.1).

Здесь \bar{K} - среднее многолетнее значение, а σ - среднее квадратическое отклонение радиационного индекса сухости.

На рис 6.3.3 представлена карта вероятности опустынивания природных ландшафтов Восточной Грузии, разработанная на основе изложенной выше концепции (Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., 2002 б).

Согласно карте вероятность опустынивания рассмотренных ландшафтов довольно высокая. Однако, в многолетнем ходе радиационного индекса сухости, отмечается явная тенденция уменьшения индекса за последние десятилетия (рис.6.3.4). Это связано с уменьшением радиационного баланса и несущественными колебаниями атмосферных осадков. Если существующие тенденции сохранятся в ближайшие десятилетия, то климатическая вероятность опустынивания не будет возрастать. В таком случае процессы опустынивания в значительной степени будут зависеть от антропогенных факторов.

Таблица 6.3.1

Статистические характеристики радиационного индекса сухости
в различных природных ландшафтах (Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили, 2002 б)

Станция	Тип ландшафта		\bar{K}	σ
	в соответствии с ландшафтной картой (Санеблидзе, Уклеба, Джакели, 1970)	в соответствии с периодическим законом географической зональности (Григорьев, Будыко, 1956) и таблицей ландшафтных зон Кавказа (М.Элизбарашвили, 2003 в)		
Гардабани	Полупустыня	Полупустыня	2,4	0,8
Удабно	Полупустыня	Полупустыня	2,3	0,9
Болниси	Полупустыня	Полупустыня	2,3	0,8
Тбилиси	Субтропические леса и кустарники	Субтропические леса и кустарники, или степь	2,0	0,6
Цнори	Субтропические леса и кустарники	Субтропические леса и кустарники, или степь	1,8	0,6
Гори	Степь	Субтропические леса и кустарники, или степь	1,8	0,4
Дедопли- цкаро	Степь	Субтропические леса и кустарники, или степь	1,8	0,6
Шираки	субтропические леса	Субтропические леса и кустарники, или степь	1,5	0,3
Телави	субтропические леса	Субтропические леса и кустарники, или степь	1,2	0,2

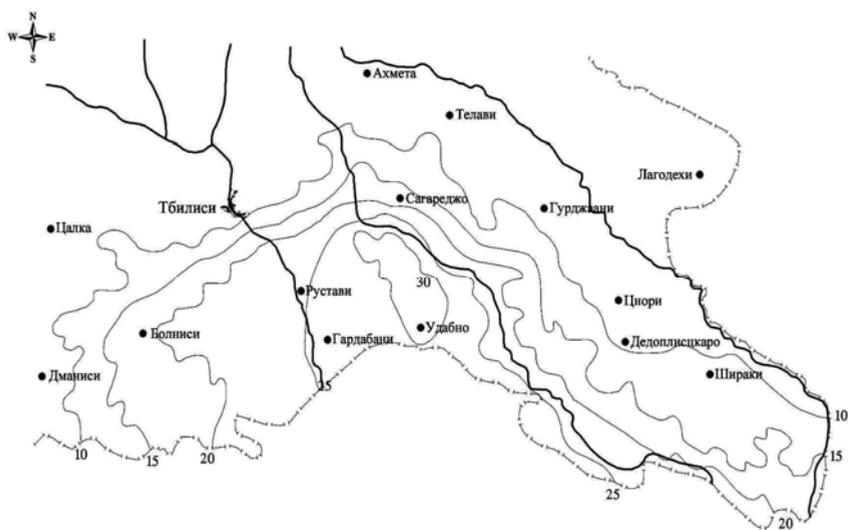


Рис.6.3.3. Вероятность опустынивания ландшафтов Восточной Грузии, (%)
(Э.Ш.Элизбарашвили, М.Э.Элизбарашвили,2002б)

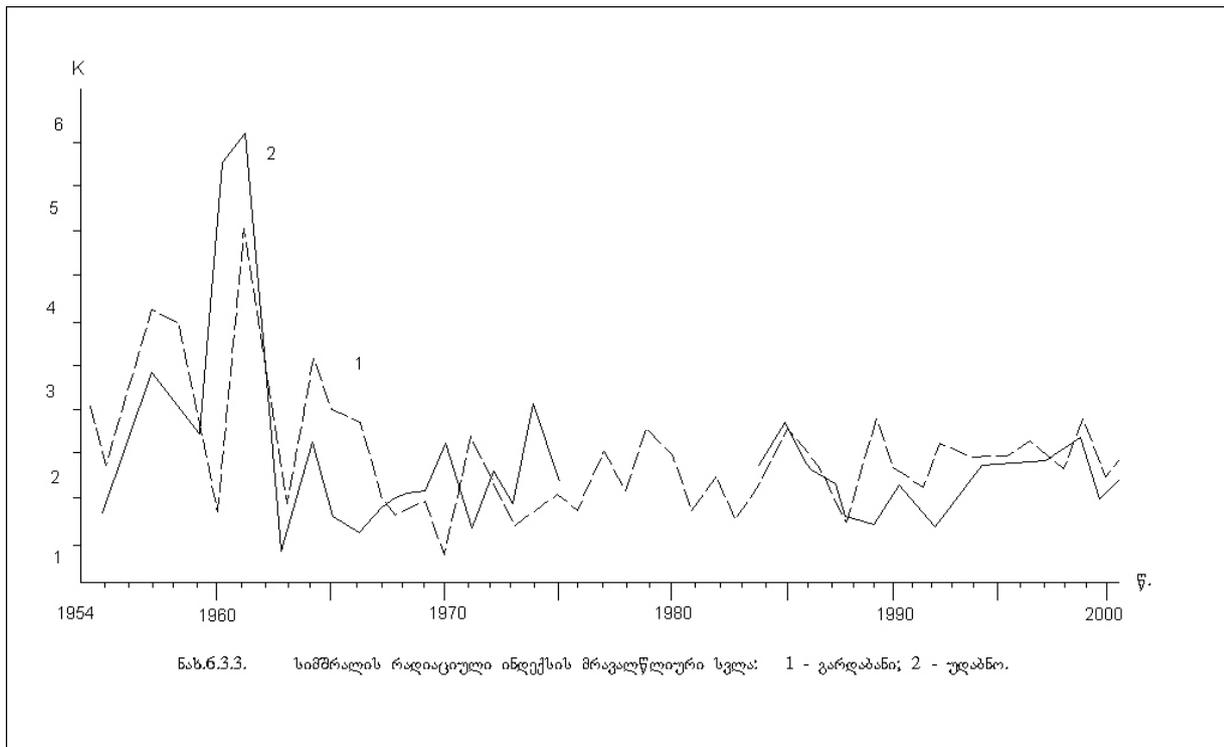


Рис.6.3.4. Многолетний ход радиационного индекса сухости: 1-Гардабани, 2-Удабно

Глава 7. Климатические особенности антропогенных ландшафтов

7.1. Климат и микроклимат урбанизированных ландшафтов

Еще в древние времена было известно, что городской воздух отличается от воздуха сельских местностей. Так, в I веке до н.э. загрязнение воздуха было отмечено в Древнем Риме, а в средние века одним из самых загрязненных городов считался Лондон.

С научной точки зрения, первые серьезные исследования климата городов были проведены Л.Хоуардом (1818) и Э.Рено (1855). Первые микроклиматические измерения в городском ландшафте принадлежат В.Шмидту (1917). Влияние города Мюнхена на локальный климат исследовал А.Шмаузе (1927). Аналогичные исследования были проведены для городов США Дж.Митчелом (1961). На основе обобщения многочисленных исследований подобного типа, Г.Е.Ландсберг (1983) составил таблицу изменения климатических параметров в зависимости урбанизации.

Согласно этой обобщенной таблицы в городских условиях по отношению с сельскими местностями концентрация загрязняющих веществ в воздухе увеличена в 10-25 раз, продолжительность солнечного сияния меньше на 5-15%, соответственно возрастает облачность на 5-10% и количество осадков на 5-15%, средняя годовая температура воздуха больше в среднем на $0,5-3,0^{\circ}\text{C}$, средняя годовая относительная влажность воздуха и средняя скорость ветра меньше на 6% и 20-30% соответственно.

Несмотря на существующую многочисленную литературу по данной проблеме, оценка влияния урбанизации на климат очень сложная задача и связана с преодолением целого ряда трудностей технического и принципиального характера. К этим трудностям можно отнести в первую очередь физико-географические особенности самого города и региона, а также густоту и качество наблюдений метеорологических станций.

Для оценки эффекта урбанизации В.Лоури (1937) рассмотрел модель:

$$M = R + L + U, \quad (7.1.1)$$

где M переменная характеризующая климат города, R – региональный климатический фон, L – локальный климатический фон, U – эффект урбанизации.

Сотрудниками Лаборатории моделирования климата Института гидрометеорологии АН Грузии был предложен следующий метод оценки эффекта урбанизации: для таких показателей климата, разность которых между двумя соседними пунктами от года к году меняется в меньших пределах, чем сами значения (давление, температура воздуха и почвы), эффект урбанизации рассчитывается по формуле:

$$U = (M_t - M_0) - (R_t - R_0), \quad (7.1.2)$$

где индекс 0 и t соответствуют периодам до и после урбанизации соответственно.

Для элементов климата, характеризующихся устойчивостью отношений (осадки, влажность), эффект урбанизации рассчитывается по формуле:

$$U = (M_t R_0 - M_0 R_t) / R_0. \quad (7.1.3)$$

На основе данного метода, были рассчитаны составляющие климата для городов Тбилиси и Баку. Результаты этих расчетов представлены в таблицах 7.1.1 и 7.1.2. Условно неурбанизованным считался период 1931-1960гг, а урбанизованным-период 1961-1995гг.

Из таблицы 7.1.1 следует, что эффект урбанизации наиболее значителен летом и составляет $0,8$ °С. Эффект урбанизации минимален весной. Под влиянием урбанизации осадки теплого периода года увеличились на 4-5%, осадки холодного периода уменьшились на 9-11%. Влияние урбанизации на годовые суммы осадков незначительно (таблица 7.1.2).

Детальное исследование микроклиматических особенностей города Тбилиси показало, что зимой остров тепла расположен в районе Мтацминда, а самая низкая температура отмечается в северной части города – Глданском районе.

Таблица 7.1.1.

Оценки эффекта урбанизации в многолетнем ходе температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$)

Пара метр	Тбилиси					Баку				
	З Зима	В Весна	Л Лето	О Осень	Г Год	З Зима	В Весна	Л Лето	О Осень	Г Год
M_o	2,5	11,9	23,3	13,8	12,8	4,5	12,0	24,8	16,4	14,4
M_t	3,1	12,6	23,8	14,1	13,5	5,4	12,3	25,2	16,3	14,8
R_o	0,5	10,3	21,3	12,1	11,1	6,3	10,5	23,8	17,8	14,6
R_t	0,5	10,8	21,0	11,8	11,3	6,5	10,7	23,4	17,2	14,5
U	0,6	0,2	0,8	0,6	0,5	0,7	0,1	0,8	0,5	0,5

Таблица 7.1.2

Оценка эффекта урбанизации в многолетнем ходе количества атмосферных осадков

Составляющие	Холодный период		Тёплый период		Год	
	Тбилиси	Баку	Тбилиси	Баку	Тбилиси	Баку
M_o мм	134	124	376	70	510	194
M_t мм	130	135	371	84	501	219
R_o мм	160	85	413	52	573	137
R_t мм	165	100	393	60	558	160
τ	1,12	1,08	0,95	0,94	1,01	1,03
U мм	-15	-11	21	3	-5	-7
$U\%$	-11	-9	5	4	-1	-4

В районе острова тепла средняя температура, приведенная к уровню 400м составляет $2,8^{\circ}\text{C}$, а в Глданском районе, на той же высоте, уменьшается до $2,0^{\circ}\text{C}$. Весной остров тепла перемещается в районах Дидубе и Сабуртало, что можно объяснить обилием зелени в Мтацминдском районе. В это время года в острове тепла средняя сезонная температура на стандартной высоте 400 м возрастает до $12,8^{\circ}\text{C}$, что на $1,5-2,0^{\circ}\text{C}$ больше, чем в Мтацминдском районе и парке Ваке (рис.7.1.1). В течение лета сильно нагревается проспект Д.Агмашенебели ($23,6^{\circ}\text{C}$), самая низкая температура на том же уровне отмечается в Глданском районе ($22,6^{\circ}\text{C}$). Осенью остров тепла перемещаются в район проспектов Д.Агмашенебели и Ш.Руставели, а также в районы Дидубе, Исани и Крцаниси, где средняя сезонная температура составляет $14,0^{\circ}\text{C}$, минимум же отмечается в северной части Самгорского района, составляя около $13,0^{\circ}\text{C}$.

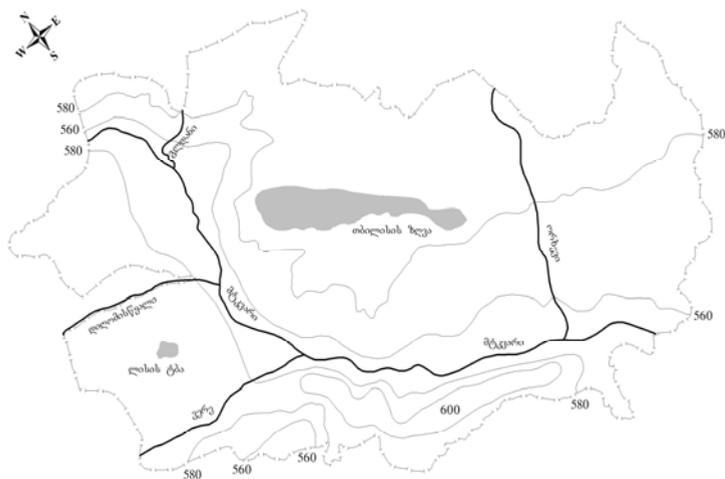


Рис.7.1.1.Температура воздуха в Тбилиси на уровне 400м. Весна.

Наибольшая сумма годовых осадков – более 600 мм, выпадает в центре города – в районах Мтацминда и Крцаниси , т.е. там, где располагается остров тепла (рис.7.1.2).

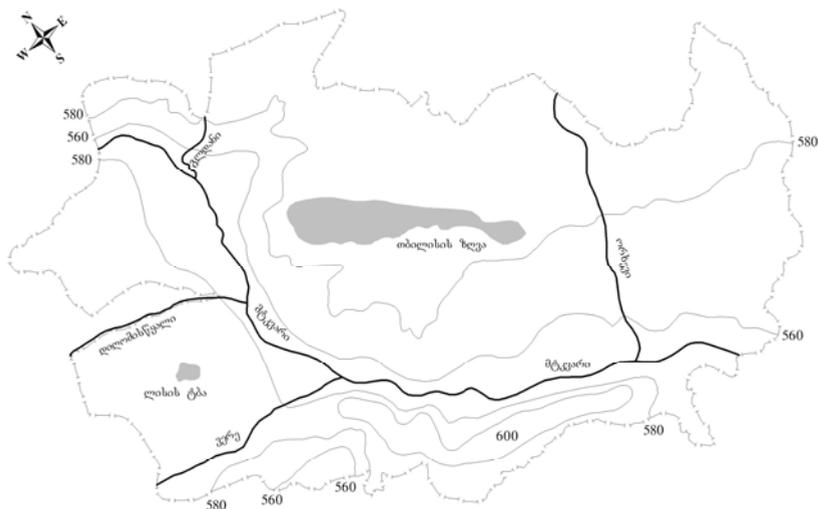


Рис.7.1.2.Годовые суммы атмосферных осадков в Тбилиси на уровне 400м.

. Минимум осадков отмечается на левой набережной реки Кура, составляя 500мм. Максимум осадков в центре города сохраняется в течение как холодного, так и теплого периодов года.

7.2. Микроклимат водохранилищ

Водохранилища Кавказа в течение теплого периода года регулируют тепловой режим прилегающей территории. Перенос тепла от поверхности воды в атмосферу осуществляется путем молекулярной теплопроводности, турбулентного обмена, тепловой конвекции, радиационной теплопроводности и испарения, и дальнейшей конденсации влаги. Эти процессы формируют определенное соотношение температур воды и

воздуха, которое находится в тесной зависимости от климатических условий.

Зимой в незамерзающем Ткибульском водохранилище вода в результате излучения теряет тепло и охлаждается более воздуха. Период отрицательного теплообмена длится с декабря до первой декады марта. В замерзающем Шаорском водохранилище вода в течение всего года остается теплее воздуха. Таким образом, в течении теплого периода года в водохранилищах температура поверхности воды всегда больше температуры воздуха над водохранилищем.

Соотношения между характеристиками массо – энергообмена для водохранилищ Закавказья, хорошо соответствуют закономерностям массо – энергообмена , характерным для озер. Это означает, что между испарением , осадками и среднегодовой температурой воздуха существует взаимно-однозначная связь, согласно которой при росте температуры нелинейно возрастают осадки и испарение. Что касается изменению этих характеристик с высотой местности , то водохранилища Закавказья занимают промежуточное положение между озерами умеренных и высоких, а также озерами экваториальных и тропических широт

Статистический анализ многолетних метеорологических наблюдений до и после создания водохранилищ на близлежащих к ним станциях с использованием статистических критериев Стюдента и Фишера, подтвердил нарушение однородности в рядах метеорологических элементов после создания водохранилищ, как на станциях, находящихся в непосредственной близости водоемов, также на станциях значительно отдаленных от них , свидетельствующее о том, что эти нарушения вызваны не влиянием водохранилищ, а другими более крупномасштабными, региональными, возможно глобальными факторами, исключение которых необходимо для выявления антропогенного эффекта водохранилищ.

Для исключения этих факторов была использована простая модель:

$$M=R+U , \quad (7.2.1)$$

где \mathbf{M} - характеризует микроклимат водоема, \mathbf{R} - региональный климатический фон, \mathbf{U} – микроклиматическое изменение, вызванное влиянием водохранилища.

До создания водоема формула (7.2.1) будет иметь вид:

$$M_0=R_0 , \quad (7.2.2)$$

а после создания водоема:

$$M_t=R_t+U , \quad (7.2.3)$$

где индексы $\mathbf{0}$ и \mathbf{t} соответствуют периодам до и после создания водохранилищ соответственно.

Значения \mathbf{M}_t и \mathbf{M}_0 взяты для станций находящихся непосредственно в зоне влияния водохранилищ, а \mathbf{R}_t и \mathbf{R}_0 - для станций, находящихся в том же физико-географическом регионе, что и водоем, однако вне зоны его влияния (фоновые станции).

Антропогенное изменение климата водохранилища можно выразить соотношением:

$$M_t- M_0= R_t- R_0+U, \quad (7.2.4)$$

а эффект влияния водохранилища будет:

$$U=(M_t-M_0)-(R_t-R_0). \quad (7.2.5)$$

С использованием изложенного подхода были рассчитаны эффекты влияния некоторых водохранилищ Грузии на основные метеорологические элементы (таблица 7.2.1).

Годовые значения эффектов рассчитаны независимо от месячных значений, поэтому по величине они могут не совпадать с суммой эффектов за отдельные месяцы, хотя знак и порядок у них одинаковы.

Из таблицы 7.2.1 следует, что в среднегодовых температурах воздуха наибольший эффект отмечается на замерзающем Шаорском водохранилище ($0,9^0$), ее оттепляющий эффект наиболее велик зимой и поздней осенью($1,8-2,2^0$).

Оттепляющий эффект Сионского водохранилища наибольшим является в январе-феврале и составляет $0,2-0,9^0$, эффект Джварского водохранилища наибольший с октября по февраль($1,0-1,1^0$).

Охлаждающий эффект Джварского и Сионского водохранилищ наиболее проявляется весной и летом, и

Таблица 7.2.1 Антропогенный эффект влияния водохранилищ Грузии на климат

Водохранилище, (год создания), объём млн м ³ площадь зеркала, км ² ор. глубина, М	Элемент	Месяцы												Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Джаварское (1978г.) 1093 13,5 81,5	темпр. °С осадки мм давл. в. пара гПа ск. ветра м/с	1,0 -5 0,6 0,8	0,2 -6 0,5 0,2	0,4 18 0,3 0,2	0 17 0,1 0,1	-0,1 -35 0,2 1,0	-0,3 -55 0,2 1,0	-0,4 53 0,2 0,9	-0,1 0 1,2 1,4	0 -64 1,3 1,5	-0,2 -33 0,9 1,0	0 -32 0,4 0,5	1,1 -40 0,5 1,0	-0,1 -200 0,5 0,7
Шаорское (1954г) 90,6 13,0 7,0	темпр. °С осадки мм давл. в. пара гПа	2,0 -4 0,2	1,5 0 0,2	0,7 -20 0	0,6 -21 -0,7	0,7 -18 0	0,7 7 -0,2	-0,4 11 -0,8	0,5 -2 -0,4	0,5 -15 0,1	0,8 -13 0,5	2,2 -4 0,5	1,8 -5 0,4	0,9 -90 0
Ткибульское (1955г) 84,0 12,1 7,0	темпр. °С осадки мм давл. в. пара гПа	0,6 20 0,2	-0,4 17 0	-0,7 26 -0,4	1,1 15 -0,3	0,1 30 -0,2	0,6 42 0,1	0,5 14 -0,6	0,5 26 -0,5	-0,7 0 0	-0,4 19 0,7	0,3 28 0,5	-0,4 1 0	0,1 200 0
Сионское (1963г) 325 10,4 31,4	темпр. °С осадки мм давл. в. пара гПа ск. ветра м/с	0,2 14 -0,1 0,5	0,9 -1 0 0,7	-0,4 7 -0,3 0,2	-0,7 5 0,4 0,8	0 11 2,1 0,2	-0,1 -7 0,6 0,9	-0,4 16 0,6 1,1	-0,6 -9 0,1 1,3	-0,6 0 -0,2 1,2	-0,4 3 -0,8 0,4	-0,7 -2 -0,3 1,7	-0,2 -4 0,6 0,4	0 50 0,2 0,7

Таблица 7.2.2. Изменение температуры воздуха и давления водяного пара в зависимости от расстояния от уреза воды (Джварское водохранилище)

Месяцы	Температура °С						Давление водяного пара гПа				
	Расстояние км						Расстояние км				
	0,1	0,5	1,0	5	10	20	0,1	0,5	1,0	5,0	10
III	0,6	0,3	0,2	0,1	0	0	0,8	0,2	0,1	0	0
IV	-0,1	-0,1	0	0	0	0	1,0	0,2	0,1	0	0
V	-0,8	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	0	1,1	0,3	0,1	0	0
VI	-1,3	-0,6	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	1,0	0,3	0,1	0,1	0
VII	-1,7	-0,7	-0,5	-0,2	-0,2	-0,1	0,9	0,2	0,1	0,1	0
VIII	-2,0	-0,9	-0,7	-0,3	-0,2	-0,1	1,1	0,2	0,1	0,1	0
IX	-1,3	-0,7	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	1,0	0,3	0,1	0,1	0,1
X	-0,5	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	1,2	0,3	0,2	0,1	0
XI	0,3	0,1	0,1	0,1	0	0	0,9	0,2	0,1	0,1	0

составляет $0,4^{\circ}$ и $0,6^{\circ}-0,7^{\circ}$ соответственно. Микроклимат Ткибульского и Шаорского водохранилищ летом более теплый, чем микроклимат прилегающих территорий, что обусловлено их небольшими размерами, в особенности небольшой глубиной. На большинстве водохранилищах охлаждающий эффект начинается с февраля-марта, а на Ткибульском водохранилище оттепляющее влияние начинается уже с апреля, что также является следствием ее небольших размеров (объем, площадь зеркала, глубина).

В результате неравномерного нагрева и охлаждения суши и воды в зоне водохранилищ развивается местная бризовая циркуляция. Поскольку водохранилища Кавказа главным образом расположены в горных ущельях, и одновременно они находятся в зоне горно-долинной циркуляции, то комбинированное действие этих ветров усиливает их скорость, что хорошо видно из таблицы 7.2.1.

Бризовая циркуляция обуславливает возникновение инверсий, что препятствует развитию восходящих движений воздуха и возникновению конвективных облаков, в связи с чем вблизи водохранилищ облачность и осадки уменьшаются. Некоторое увеличение осадков в районах Ткибульского и Сионского водохранилищ можно объяснить относительно небольшим температурным эффектом и слабой бризовой циркуляцией, а также экспериментами по искусственному вызыванию осадков в бассейне Сионского водохранилища, проводимыми Институтом гидрометеорологии АН Грузии.

Некоторое увеличение давления водяного пара отмечается в зоне влияния Джварского водохранилища в августе-сентябре, а в зоне влияния Сионского водохранилища – в мае, составляя соответственно 1,0-1,3 и 2,1 гПа. В остальные месяцы и на других водохранилищах изменения парциального давления водяного пара незначительны и составляют $\pm 0,6 \pm 0,8$ гПа, что существенно меньше их естественной изменчивости.

Моделирование влияния водохранилища на микроклимат было осуществлено для наиболее крупного из них – Джварского водохранилища на основе методического подхода, разработанного в Главной геофизической обсерватории им.

А.И.Воейкова .Основой расчетной методики являются формулы М.П.Тимофеева , выражающие изменение температуры и влажности воздуха при переходе воздушного потока с водоема на сушу:

$$\begin{aligned} \Delta T &= T_1 - T' = (T_n - T')(1 - F_T) \varphi, \\ \Delta e &= e_1 - e' = (E_n - e')(1 - F_e) \varphi, \end{aligned} \quad (7.2.6)$$

где T_1 и e_1 - искомые температура воздуха и парциальное давление водяного пара над сушей при заданном расстоянии от уреза воды, T' и e' температура и давление водяного пара на суше до создания водоема, T_n и E_n - температура поверхности водоема и давление насыщенного водяного пара при этой температуре, F_T и F_e - безразмерные функции, учитывающие характеристики тепло-влагообмена водоема с атмосферой, φ - безразмерная функция, учитывающая характеристики тепло-влагообмена суши с атмосферой . Результаты моделирования представлены в таблице 7.2.2.

Из таблицы 7.2.2 следует, что охлаждающий эффект Джварского водохранилища отмечается со второй половины апреля до конца октября, а отепляющий эффект – с ноября до начала апреля, что хорошо соответствует фактическим расчетам (таблица 7.2.1).

Влияние водохранилища на поля температуры и влажности наиболее существенно до расстояния 500 м от уреза воды, зона устойчивого влияния водоема распространяется до расстояния 5км, а на расстоянии 15-20 км влияние практически не отмечается.

В заключении отметим, что выявленные закономерности метеорологического режима водохранилищ и их прилегающих территорий хорошо согласуются с известными теоретическими и экспериментальными исследованиями, проводимыми по данной проблеме.

E.Elizbarashvili, M.Elizbarashvili
Main Problems of Landscape Climatology
Summary

In this book climate conditions of formation of various natural landscapes of the Caucasus are evaluated. The table of landscape zoning is worked out. According to this table there is a strong connection between landscape zones and heat and moisture.

Climate conditions of Georgia high mountain sub-nival and clasio-nival landscapes are investigated on the basis of the temperature field modeling

According to observation of 60 meteorological stations over the season of 1947-1995 the temperature regime of soils of Georgia is explored. Problems of heat exchange in system soil-air, influence of a soil type and a landform on temperature, and also regularities of distribution of temperature in the upper layers of soil are surveyed.

The Study of the landscapes' functional processes requires the reliable information base of the stationary observations for long period of time in different landscapes conditions, that is practically impossible to do. So until now, investigations of the functioning of landscapes have been carried out on the basis of semi-stationary observations (Beruchashvili 1990; 1995; Dzhibladze, 1984). The possibility of modeling two most important processes of landscapes' functioning - transformation of solar radiation and moisture circulation in the Caucasus Region is considered. Model quantitative values of solar radiation extinction and precipitation components are obtained for the different natural landscapes.

The potential hydro-climate resources of the landscapes of Caucasus (types, subtypes and characters) are investigated.

Resources potential of geo-mass are estimated for various types of landscapes. hydro-climate resources are expressed by the integral exponents of the potential of resources and each type of resource - by percent.

The basic functions of the Caucasus natural landscapes is revealed on the basis of the estimation of potential hydro-climatic resources and the corresponding map is worked out.

The reaction of the different types of the plain and mountain landscapes of the Caucasus to the Global Warming is investigated. Dependence of the many years changes of air temperature on layer surface albedo is revealed. The scenarios of possible climate change within different types of landscapes is worked out.

The structure of the modern climate change of Western Transcaucasus is investigated on the basis of the observation data from 16 meteorological stations. Probability of different anomalies, including dangerous temperature anomalies is estimated. Gradations of the amount of precipitations for different temperature anomalies are determined.

A method for the construction of unstationary model of air temperature climatic field for a mountain country is discussed. Equations of linear regression to calculate air temperature on the territory of Georgia are obtained. The comparison between calculated and actual data reveals satisfactory results.

The scheme of possible transformations of the Caucasus natural landscapes is worked out on the basis of the Caucasus landscape zoning table and climate change scenarios of concrete landscapes. The time necessary for these transformations is calculated.

On the basis of the concept of the periodic law of the geographical ash value which have been put forward by A. Grigorev and M. Budiko (1956), the estimations of probability of desertification of steppe and semi-deserts landscapes of east Georgia are executed.

Meteorological regime of reservoirs of Georgia and its influence on microclimate of adjoining territories are investigated. Heat exchange in the system of water-air, regularity of mass-energy exchange characteristics, statistical analysis and mathematical modeling of reservoirs influence on climate are examined.

Список литературы

1. Арманд Д.Л. Некоторые задачи и методы физики ландшафта. Сб. Геофизика ландшафта, М, Наука, 1967, с.7-24.
2. Базилевич Н.И., Родин Л.Е., Ронов Н.Н. Географические аспекты изучения биологической продуктивности.- Л, Изд. Геогр. Общ-ва СССР, 1970, 28С.
3. Беляев А.В. Комплексные зависимости водного баланса основных географических зон Земного Шара. Изв. АН СССР, с.геогр. №1,1977, с.38-50.
4. Беручашвили Н.Л.Кавказ: ландшафты, модели, эксперименты. Тбилиси, изд. ТГУ, 1996, 314с.
5. Беручашвили Н.Л. Геофизика ландшафта. Высшая Школа, М, 1990, 286с.
6. Брандт З.А. Статистические методы анализа наблюдений. М., Наука, 1975, 320с.
7. Бudyко М.И. Климат и жизнь. Л: Гидрометеиздат, 1971, 417с.
8. Бudyко М.И. Тепловой баланс Земной поверхности. Л, Гидрометеиздат, 1956, 255с.
9. Бudyко М.И., Котляков В.М., Мещеряков Ю.А. О применении количественных методов в физико-географических исследованиях. Л. Изд. геогр. общ.ва СССР, 1970, 17с.
10. Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки. Известия АН СССР, сер.географическая, 1991, №5,с.5-22.
11. Вериго С.А., Разумова Л.А. Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве. Л.: Гидрометеиздат, 1963,115 с.
12. Винников К.Я. Чувствительность климата. Л., Гидрометеиздат, 1986, 116с.
13. Гвасалия Н. Тепловой баланс Грузии. Тб: Мецниерба, 1986, 116.
14. Григорьев А.А., Бudyко М.И. О периодическом законе географической зональности. Докл. АН СССР, 110 №1, 1956, С.129-132.
15. Джибладзе Т.В. Сумарная радиация в природно-территориальных комплексах Марткопского стационара. В сб. Стационарные исследования – что они дали? ТГУ,1987, с.23-31.
16. Ефимова Н.А., Строкина Л.А. Изменение аномалий приземной температуры воздуха на территории России с 1881 по 1993г. Метеорология и гидрология, 1998, №7, с114-119.
17. Исаченко А.Г. География сегодня. Просвещение, М, 1979.

18. Исаченко А.Г. Ресурсный потенциал ландшафта и природно-ресурсное районирование. Известия Русского географического общества, 1992, т. 124, вып. 3, с. 219-232.
19. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос. 1977. 223 с.
20. Кобышева Н.В., Ильина О.Б. Методы оценки и районирования климатических ресурсов Ленинградской области. Метеорология и гидрология, №9, 2001, с. 17-24.
21. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1982, 287с.
22. Кренке А.Н., Чернявская М.М. Районирование территории России по сочетанию климатических экстремумов-условий возникновения чрезвычайных ситуаций. Известия РАН, с. географическая, №2, 2003, с. 17-28.
23. Коломыц Э.Г. Прогноз влияния глобальных изменений климата на ландшафтную структуру горной страны. Известия АН СССР, сер. геогр., №1, 1985, с. 14-30.
24. Коломыц Э.Г. Ландшафто-зональные системы Волжского бассейна в условиях предполагаемого глобального потепления. Известия РАН, сер. геогр., №3, 2004, с. 92-105.
25. Метревели Г.С., Метревели М.Г. Фоновые факторы глобального потепления климата в прибрежной зоне Чёрного моря. Водные ресурсы, т. 28, №5, 2001, с. 45-50.
26. Мильков Ф.Н. Географические пояса и периодическая система географических зон. Землеведение, т. 8(48), 1969, с. 51-73.
27. Мухенберг В.В. Альbedo поверхности суши Земного Шара. Тр. ГГО. 1967. вып. 193. с. 18-25.
28. Петросянц М.А., Субботина О. А., Чанышева С.Г. О масштабе влияния орографии на метеорологические процессы Средней Азии. – Тр. САРНИГМИ, 1974, вып 10(91), с. 3-40.
29. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 9, Закавказье и Дагестан, вып1, Л., Гидрометеиздат, 1969, 677с.
30. Санеблидзе М.С., Уклеба Д.Б., Джакели Х.Г. Ландшафтная карта Грузии – М 1:600 000, Тбилиси, 1970.
31. Сафаров С. Современная тенденция изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в Азербайджане. Баку: ЕЛМ, 2000, 297с.
32. Справочник по климату СССР. вып. 14, ч. I Л.: Гидрометеиздат, 1968, 71с.
33. Справочник по климату СССР. Вып. 14, ч II, Л., Гидрометеиздат, 1967, 374с.

34. Таварткиладзе К.А., Элизбарашвили Э.Ш., Мумладзе Д.Г., Вачнадзе Д.И., Эмпирическая модель изменения приземного температурного поля Грузии. Тб., Мецниереба, 1999, 126с. (на груз.яз)
35. Хантадзе А., Гзиришвили Т., Лазриев Г., О нелинейной теории глобального потепления климата. Информ. бюлл. национального центра по изменению климата, №6, 1997, с.3-9 (на груз. яз)
36. Хеладзе Т.В., Лорткипанидзе Г.П., Элизбарашвили М.Э. Математическое моделирование приземного поля температуры для территории Грузии. Сообщения АН СССР, 138, №3, 1990, с.537-540.
37. Чанышева С.Г.,Субботина О.Н. О количественной оценке климатообразующего влияния рельефа. Метеорология и гидрология, 1983, №3, с.32-40.
38. Шульгин А.М. Климат почвы и его регулирование. Л.: Гидрометеоиздат,1972. 340 с.
39. Элизбарашвили М.Э. Поле температуры территории Грузии. Тбилиси, Мецниереба, 1999, 88с.(на груз.яз)
40. Элизбарашвили М.Э. Климатология ландшафтов Кавказа. Кавказский географический журнал, №2, 2003а, с.10-14.
41. Элизбарашвили М.Э. Ресурсный потенциал природных ландшафтов Кавказа. Метеорология и гидрология, №10, 2003б, с.99-102.
42. Элизбарашвили М.Э. Климатические условия формирования природных ландшафтов Кавказа. Известия РАН, серия географическая, № 5, 2003в, с.30-33.
43. Элизбарашвили М.Э.Климатический режим высокогорных субнивальных и гляциально – нивальных ландшафтов Грузии. Известия РАН, серия географическая, № 3, 2004 а,с. 106 – 108.
44. ЭлизбарашвилиМ.Э.Климатические закономерности функционирования природных ландшафтов Кавказа. . Кавказский географический журнал, №4, 2004 б.,с.52 – 55.
45. Элизбарашвили Ш.Э. Геоинформационное картографирование годовых сумм осадков в горных районах Грузии. Метеорология и гидрология, №2, 2006,с.47-50.
46. Элизбарашвили Э.Ш. Особенности зависимостей годового хода климатических элементов от ландшафтной зональности и высоты места. Изв. АН СССР, с.геогр. №1, 1980, с.113-118.

47. Элизбарашвили Э.Ш. Вертикальная зональность климатов Закавказья. Известия АН СССР, с. географ. №4, 1978, с.97-104.
48. Элизбарашвили Э.Ш., Месхия Р.Ш., Элизбарашвили М.Э. Изменения климата западного Закавказья.- Известия РАН, сер. географическая, 2005, № 4, с.35-38.
49. Элизбарашвили Э., Папинашвили Л., Хеладзе Т. Предварительные результаты исследования многолетнего изменения атмосферных осадков на территории Грузии. Информационный бюллетень Национального центра по исследованию климата, №5, 1997. с35-44 (на груз. яз)
50. Элизбарашвили Э.Ш., Чавчанидзе З.Б., Сулханишвили Н.Г. К вопросу динамики запаса продуктивной влаги в почвах Грузии. Сообщения АН ГССР. 1992. Т.145. №1. С.114-119.
51. Элизбарашвили Э.Ш., Чавчанидзе З.Б., Элизбарашвили М.Э., Маглакелидзе Р.В., Сулханишвили Н.Л., Элизбарашвили Ш.Э. Почвенно-климатическое районирование территории Грузии. Почвоведение, № 10, 2006.
52. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. Орографические факторы климатообразования на южном склоне Большого Кавказа. Изв. АН СССР, с. географ. 1988, №1, с.106-112.
53. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., Гецадзе З.Д. Моделирование климата горной страны. Изв. АН СССР, С. географ., 1988, №5, с.91-97.
54. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В. О статистической модели климата горной страны. Метеорология и гидрология, 1989, №3, с.102-104.
55. Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., Чавчанидзе З.Б., Сулханишвили Н.Г. К вопросу теплового режима системы почва-атмосфера. Сообщения АН ГССР, 1992, т.145, № 1, с.81-84 (на груз.яз).
56. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., Реакция различных типов ландшафтов Закавказья на глобальное потепление. Известия РАН, с.Географическая, №5, 2002, а, с. 52-56.
57. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э. К оценке вероятности опустынивания степных и полупустынных ландшафтов на основе концепции периодического закона географической зональности. Метеорология и гидрология, №11, 2002, б., с.44-48.

58. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э О нестационарной статистической модели климатического поля температуры горной страны. *Метеорология и гидрология*, № 9, 2004, с.41 – 44.
59. Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э. О возможной трансформации природных ландшафтов Кавказа в связи с глобальным потеплением. *Метеорология и гидрология*, №10, 2005, с.53-57.
60. *Climate Change 1995*. IPCC. Cambridge, UK, 1996 p.570.
61. *Climate Change: 2001*, Cambridge, UK, 2001, P.475.
62. Elizbarashvili M. Response of the Temperature Field in Georgia to the Current Global Warming. *Bulletin of the Georgian Academy of Sciences*, 159, №2, 1999. p254-256.
63. Jones P.D., Kelly P.M. The Spatial and Temporal Characteristics of Northern Hemisphere Surface Air Temperature Variations. *J.Climatology*, 1983, vol.3, №1, p.243-252.
64. Manabe S., Stouffer R. Sensitivity of a Global Climate Model to an Increase of CO₂ Concentration in the Atmosphere. *J.Geophys. Res.*, 1980, vol. 85, №10, p.5529-5554.