



А.В. ПОГОРЕЛОВ

**СНЕЖНЫЙ
ПОКРОВ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА**



ИКЦ АКАДЕМКНИГА

Кубанский государственный университет
Северо-Кавказское территориальное управление
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

А.В. ПОГОРЕЛОВ

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

ОПЫТ ПРОСТРАНСТВЕННО-
ВРЕМЕННОГО АНАЛИЗА

Ответственные редакторы:
доктор географических наук А. Н. Божинский
доктор географических наук Э. Г. Коломыц

5540



МОСКВА
ИКЦ «АКАДЕМКНИГА»
2002

УДК 551.2/3.
ББК 26.222.8
П 43

Институт географии Российской академии наук
Институт географии Российской академии наук
Институт географии Российской академии наук



Издание осуществлено при поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований
по проекту № 02-05-78016

А.В. ПОГОРЕЛОВ
СНЕЖНЫЙ
ПОКРОВ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА

ОПЫТ ПРОСТРАНСТВЕННО-
ВРЕМЕННОГО АНАЛИЗА

Институт географии Российской академии наук
Институт географии Российской академии наук
Институт географии Российской академии наук

Погорелов А.В.

Снежный покров Большого Кавказа: Опыт пространственно-временного анализа. – М.: ИКЦ “Академкнига”, 2002. – 287 с.

ISBN 5-94628-075-9

В книге изложены результаты пространственно-временного анализа полей характеристик снежного покрова на Большом Кавказе. В основе монографии – материалы наземных маршрутных снегомерных наблюдений гидрометеорологической службы, а также данные многолетних исследований автора. Рассмотрены ороклиматические предпосылки и механизмы формирования полей снегозапасов. Установлены закономерности территориального распределения и пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова (толщина, плотность, снегозапас), проведена оценка статистической структуры их полей на разных масштабных уровнях. Посредством статистического и картографического моделирования и анализа градиентных свойств поля снегозапасов раскрыта многоуровневая организация нивальной системы Большого Кавказа. Получены данные о пространственной корреляции характеристик снежного покрова и сопряженности межгодовых колебаний снежности в масштабе горной страны.

Для гляциологов, климатологов, метеорологов, гидрологов, географов.
Табл. 72. Ил. 84. Библиогр.: 237 назв.



ISBN 5-94628-075-9

© А.В. Погорелов, 2002
© ИКЦ “Академкнига”, 2002

ПРЕДИСЛОВИЕ

Среди узловых проблем современной гляциологии немаловажное значение имеет разработка вопросов территориальной организации, сезонной и многолетней динамики горных нивально-гляциальных систем для целей мониторинга и рационального использования снежно-ледовых ресурсов горных стран. Первостепенная задача состоит в необходимости проведения системного пространственно-временного анализа полей снежного покрова в горах и причинных механизмов их формирования в целях развития более глубоких представлений о горной нивально-гляциальной системе, в которой снежному покрову принадлежит основополагающая роль. Прикладной аспект проблемы связан с необходимостью достижения нового информационного уровня при хозяйственном освоении горной территории, прежде всего для оценки и рационального использования водных ресурсов.

Предлагаемая вниманию читателей монография освещает опыт проведения именно такого пространственно-временного анализа горной нивальной системы на примере Большого Кавказа. Несмотря на то что Большой Кавказ является весьма освоенным и хорошо изученным регионом, поставленные и решаемые в работе вопросы отличаются новизной и актуальностью. По существу, проведен опыт решения достаточно крупной научной проблемы, имеющей прикладное значение: описаны причинные механизмы пространственно-временной организации нивальной системы на Большом Кавказе, установленные на основе новых методов расчета и картографирования полей климатических характеристик и самого снежного покрова.

Монография является результатом многолетнего научного поиска автора, собравшего и обобщившего практически всю имеющуюся к настоящему времени отечественную и зарубежную информацию о залегании снежного покрова на Большом Кавказе и о процессах его формирования. В этот информационный банк вошли не только данные стационарной гидрометсети, но и результаты многолетних экспедиционных снегосъемок Гидрометслужбы, в проведении которых автор принимал непосредственное участие. Достоверность полученных выводов несомненна.

Общее содержание книги сводится к нескольким группам теоретических и научно-методических результатов снеговедческого анализа.

Первая группа касается вопросов выявления пространственно-временной структуры полей температуры воздуха и атмосферных осадков холодного полугодия на Большом Кавказе в аспекте их воздействия на организацию нивальной системы региона. Получены новые, более глубокие оценки влияния термического режима на формирование снежного покрова. Построены эмпирические полиномиальные зависимости продолжительности холодного периода и дат его начала и конца от высоты местности. По матрицам коэффициентов корреляции установлена различная степень связи сумм осадков холодного периода и осадков. Рассмотрены также линейные тренды сумм осадков холодного периода и отмечено, что на большей части территории Большого Кавказа во второй половине XX в. изменения в увлажнении находились в пределах его естественных флуктуаций. Это не позволяет пока говорить определенно об антропогенном вкладе в современные изменения снежности данной горной страны.

Вторая группа научно-методических результатов касается расчета режимных характеристик снежного покрова на Большом Кавказе. Автором подробно описана методика анализа эмпирических данных маршрутных снегоъемок и снегомерных пунктов, проведена оценка однородности рядов снегомерной информации. Умело использованы в статистическом анализе неоднородные или кратковременные ряды измерений с оценкой их статистической надежности. В результате установлены минимальные длины временных рядов снегомерных маршрутов, при которых можно получить достаточно точные характеристики снежного покрова в горах. Автор провел также оценку репрезентативности снегопунктов с помощью критерия заданного отклонения точки от уравнения регрессии. Остается только неясным: как определялась сама норма толщины снежного покрова в различных высотных поясах и в разных бассейнах?

Главная методическая задача состояла в том, чтобы включить в массив данных результаты измерений режимных характеристик снежного покрова с длиной ряда наблюдений, приводящей к относительно малой ошибке. Для данных измерений по некоторым метеостанциям были построены (в различных интервалах абсолютных высот) последовательные средние в зависимости от периода осреднения. Показано, что допустимым является интервал осреднения более 15 лет. При менее длительных периодах наблюдений рекомендуется использовать предлагаемые автором поправочные коэффициенты, вычисленные по близлежащим длиннорядным станциям.

Для режимных характеристик снежного покрова (число дней со снежным покровом, средние даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова) построены линейные эмпирические зависимости от предикторов: высоты местности, суммы осадков за ноябрь–март и средней максимальной толщины снежного покрова. Сочетание в регрессионных уравнениях двух предикторов позволило избежать дробного деления территории и ограничиться традиционным делением Большого Кавказа.

Одним из важных методических итогов работы являются построенные автором на всю территорию Большого Кавказа карты средней максимальной толщины снежного покрова, средней его плотности на дату максимальной толщины и средних максимальных снегозапасов. При этом, используя метод сглаживания поверхности поля снегозапасов с помощью полиноми-

альной регрессии, автор выявил широтно-экспозиционные контрасты, формирующие структуру снежных полей первого порядка, т.е. получил наиболее обобщенную картографическую модель снежного покрова Большого Кавказа.

Третья группа научных разработок содержит наиболее существенные результаты исследования, и поэтому им отводится в монографии наибольшее место. Описаны закономерности территориального распределения и пространственно-временной изменчивости характеристик снежного покрова (толщина, плотность, снеготпасы) и на этой основе установлены полиструктурность и иерархия разноуровневых структур снежных полей Большого Кавказа. В исследовании пространственно-временной структуры полей толщины снега и снеготпасов главное внимание автор уделит двум ведущим факторам формирования снежного покрова – макро(циркуляционно)-экспозиционному и долготно-секторному. Они создают первый (макромасштабный) уровень пространственной дифференциации характеристик снежного покрова. На мезоуровне закономерности залегания снежного покрова рассмотрены в масштабе речных бассейнов. В структуре снежных полей микромасштабного (локального) уровня рассмотрено влияние горного микрорельефа, характера поверхности и метелевых процессов.

Средняя максимальная толщина снежного покрова является наиболее информативной характеристикой снеготнакопления. Автор провел детальные исследования изменчивости этой характеристики как в пространстве, так и во времени. Установлены зависимости (в основном параболические) максимальной толщины снега от высоты местности. Весьма важный результат заключается в определении тесной линейной связи между коэффициентами вариации толщины снега и снеготпасов в фазу максимума снеготнакопления. С помощью такой связи возможно оценить пространственную структуру снеготпасов для всего Большого Кавказа. Однако, получив матрицы коэффициентов корреляции, автор отказался от построения пространственных корреляционных функций, ссылаясь на фактор высоты местности. Думается, что следовало выделить хотя бы два слоя по высоте и попытаться построить пространственные корреляционные функции по двум направлениям – вдоль и поперек хребта. Тогда пространственная структура снежных полей выглядела бы более отчетливо.

Для средней плотности снежного покрова построена общерегиональная эмпирическая зависимость от средней максимальной толщины снежного покрова. Эта зависимость используется для расчета средних максимальных снеготпасов. Здесь следует заметить, что толщина снега является в данном случае аналогом времени, поскольку характеризует процесс уплотнения снежного покрова под действием постоянной массовой силы тяжести. Другие воздействия (новые снегопады, жидкие осадки, таяние и сток) имеют случайный характер. Показано также, что среднее квадратическое отклонение плотности снежного покрова имеет заметно менее выраженный высотный тренд, чем толщина снега.

Рассматривая структуру и динамику полей плотности снега, А.В. Погорелов делает вывод о непригодности использования средних многолетних ее значений для оперативной оценки снеготпасов в той или иной высотной зоне. Однако остается непонятным: каков выход из этого положения? Если

это так, то лишается смысла приведенная в работе карта средней плотности снежного покрова на Большом Кавказе. Вместе с тем весьма полезны для снегомерных исследований в горах полученные автором эмпирические зависимости плотности снега от его максимальной толщины и рассчитанные значения плотности снега для различных высот по горным бассейнам.

С помощью структурных и автокорреляционных функций проведены детальные исследования изменчивости толщины снега. Автором выделены 28 мезомасштабных районов (речных бассейнов и их групп), для которых установлены параболические и линейные зависимости максимальной толщины снега от высоты местности. Сам тип связей отражает различный вклад орографической составляющей в снегонакопление. Рассмотрены вариативность толщины снега в различных высотных поясах и ее сезонная динамика.

Рассчитаны также объемы средних максимальных снегозапасов на Большом Кавказе и раскрыты закономерности их высотно-территориального распределения в разных масштабах. Выявленные статистические свойства и пространственная корреляция полей снегозапасов определяются уровнями организации горной нивальной системы (региональным, бассейновым, локальным), что лежит в основе развиваемой автором концепции полиструктурности полей снежного покрова. Установлена также полихронность энергетических и вещественных процессов формирования снежного покрова в горах.

Четвертая группа научно-методических разработок посвящена проблемам прикладного горного снеговедения. Одно из главных достижений этого раздела монографии – предложенная А.В. Погореловым методика средне- и крупномасштабного ЭВМ-картографирования снегомерных параметров на основе выявляемых гляциоклиматических взаимосвязей и цифровых моделей горного рельефа. Проведенный автором опыт создания геоинформационной системы (ГИС) снежного покрова Большого Кавказа следует признать пионерным, ибо здесь впервые в гляциологической практике разработана многофункциональная автоматизированная система снегомерной информации горного региона как инструмент создания оперативных электронных карт снежных полей. В основе этой ГИС лежит построенная автором цифровая модель рельефа Большого Кавказа; подробно описаны методика самого построения модели и ее интерпретация для получения той или иной характеристики снега. При этом используются изложенные в предыдущих разделах книги субрегиональные (бассейновые) зависимости снежных параметров от высоты местности в различные сроки зимнего периода, что позволяет получать необходимую картографическую информацию о снегозапасах в горных бассейнах на любую дату зимы, в том числе на период формирования весенне-летнего стока. Для автоматизированного картирования снежных параметров автор использует принцип подобия полей снежного покрова в сходных условиях горного рельефа и в однотипные по снежности зимы.

В целом монография А.В. Погорелова представляет существенно новый аналитический и прикладной уровень снеговедческого анализа горной страны с разносторонней содержательной интерпретацией выявляемых статистических закономерностей формирования и распределения пространствен-

но-временных характеристик снежного покрова. Работа позволяет пополнить знания о Большом Кавказе как крупной региональной нивально-гляциальной системе. Эти знания синтезированы автором в ряд концептуальных положений об иерархически организованной полиструктурности полей снежного покрова горной страны в условиях обостренных ороклиматических взаимодействий. При этом им получены многочисленные новые эмпирические уравнения связей различных природных характеристик, которые позволяют получать достаточно надежную инженерно-гляциологическую информацию по весьма ограниченному набору исходных орографических и климатических параметров. В этом состоит, на наш взгляд, несомненное практическое значение аналитических разработок А.В. Погорелова. Будучи насыщенной формулами, таблицами и графиками, данная работа может служить современным справочным пособием при региональных расчетах условий снежности, необходимых для оценок снеговых нагрузок на инженерные сооружения, прогноза снежных лавин и весенне-летнего стока.

А.Н. Божинский,

Э.Г. Коломыйц

ВВЕДЕНИЕ

Большой Кавказ – регион, обладающий весьма выраженными контрастами в распределении и режиме снежного покрова. На значительной его части наблюдается зимний максимум атмосферных осадков, с которым связано образование экстремально высокой снежности в пределах России и бывшего СССР. Сезонный снежный покров играет исключительную роль в процессах саморазвития Большого Кавказа, определяя формирование и режим речного стока, оледенения и снежных лавин, оказывая существенное воздействие на климат, рельеф, ландшафты. Достаточно вспомнить работы известных исследователей Кавказа: Г.К. Сулаквелидзе, А.А. Насимовича, Н.С. Темниковой, А.И. Важнова, В.Ш. Цомае, Л.К. Папинашвили, М.Ч. Залиханова, Л.А. Владимирова, В.Д. Панова и др., чтобы утверждение о значимости снежного покрова как элемента географической среды Большого Кавказа наполнилось весомым содержанием. В качестве природного ресурса, фактора среды обитания и освоения гор человеком снежный покров заметно влияет и на хозяйственную деятельность.

Являясь исходным компонентом нивально-гляциальной системы Большого Кавказа, снежный покров образует самостоятельную систему более низкого порядка. Такой системе присущи единые вещественно-энергетические условия формирования снежного покрова, общие пространственные и временные закономерности изменения его характеристик, внутреннее взаимодействие, а также влияние на другие природные системы посредством выраженных обратных связей. Традиционно снежный покров горных территорий исследуется как континуальный (“полевой”) объект; вместе с тем к нему вполне применим системный анализ, географический аспект которого заключается в описании пространственно-временной структуры исследуемого поля, в нахождении устойчивых внутренних и внешних связей нивальной системы, обеспечивающих ее целостность.

Исследуемая горная страна расположена на границе умеренного и субтропического климатических поясов в зоне интенсивных природных взаимодействий, усиливающих дифференцирующим влиянием рельефа и высоты местности. Структура поля снежного покрова, формирующаяся в регионе при взаимном наложении широтно-поясного, долготно-секторного, высотного-поясного факторов и разномасштабных ороклиматических эффек-

ктов, обладает большой сложностью, выраженной анизотропностью. В этих условиях поле снежного покрова, интегрированного в геосистему Большого Кавказа, образует разноуровневые континуумы с относительной независимостью вещественных преобразований, неоднородностью градиентных свойств и полихронностью режимных характеристик. Целесообразность выделения и исследования этих разноуровневых структур обусловлена их высокой информативностью с позиции описания внутрисистемных гляциоклиматических и ландшафтных связей.

Освоение горных территорий, исследование роли природных льдов в эволюции и прогнозе изменений географической среды предполагает адекватный уровень знаний о пространственно-временной структуре полей характеристик снежного покрова в горах. Успешная реализация водохозяйственных мероприятий и регулирование водных ресурсов в бассейнах рек Кубань, Терек, Сулак при имеющемся дефиците воды в степной зоне Северного Кавказа возможны при наличии точных сведений о режиме, распределении и изменчивости снегозапасов.

Сезонный снежный покров существует в термическом "коридоре", близком к фазовым переходам, поэтому обладает большой территориально-временной изменчивостью, затрудняющей его исследование. Отметим заметную диспропорцию между сложностью структуры полей снежного покрова в горах и ограниченностью фактических сведений о нем, полученных по измерениям на редкой сети станций на Большом Кавказе. С начала 1990-х годов на Кавказе были резко сокращены снегомерные наблюдения всех видов. Однако накопленные с 1930-х годов данные маршрутных снегоъемок не были обобщены и проанализированы.

До настоящего времени сведения о снежном покрове Большого Кавказа исчерпывались немногочисленными публикациями в виде статей, базирующихся на материалах наблюдений метеорологических станций и постов. Уровень эмпирического обобщения снегомерных наблюдений и изученность пространственно-временной структуры полей характеристик снежного покрова исследуемой территории явно недостаточны и не соответствуют той роли, которую снежный покров играет в саморазвитии горной геосистемы, в том числе его природной и хозяйственной значимости. В связи с этим главная цель исследований заключалась в установлении причинных механизмов формирования и описании пространственно-временной структуры полей снежного покрова на Большом Кавказе.

Основу исходных данных, использованных в монографии, составляют: 1) материалы специализированных многолетних маршрутных наблюдений за толщиной, плотностью и запасами воды в снежном покрове, проведенных Северо-Кавказским управлением по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (СКУГМС), Грузинским и Азербайджанским республиканскими гидрометеорологическими управлениями (службами) на территории Большого Кавказа; 2) материалы специализированных авиадистанционных наблюдений за толщиной снежного покрова на сети снегомерных маршрутов СКУГМС; 3) стандартные климатологические и гидрологические данные, содержащиеся в Справочниках по климату СССР, метеорологических и гидрологических ежегодниках, метеорологических ежемесячниках (72 станции); 4) материалы наземных и авиадесантных эксперименталь-

ных снегомерных съемок, проведенных в 1981–1998 гг. при участии и под руководством автора в горных бассейнах рек Кубань, Терек, Шахе, Сочи, Мзымта; 5) данные комплексных гляциологических наблюдений гидрографических партий СКУГМС в горно-ледниковых бассейнах.

В процессе сбора материалов (1981–2000 гг.) автором широко использовались экспедиционные исследования, включавшие наземные и авиационные маршрутные съемки по снегопунктам, а также экспериментальные линейные снегомерные съемки. Создание электронной базы данных по снежному покрову, их обработка, анализ и представление полученных результатов осуществлялись с использованием геоинформационных технологий. При обработке и анализе исходных данных в виде рядов распределения применялись статистические методы (корреляционный анализ, многомерный статистический анализ, построение трендовых моделей). Картографическое моделирование полей гляциологических и климатических характеристик проводилось на базе цифровых моделей рельефа. Анализ полей осуществлялся с использованием структурного метода.

При выработке стратегии и методов научного поиска автор опирался на труды В.М. Котлякова, М.И. Геткера, В.Ш. Цомае, М.Ч. Залиханова, А.Н. Кренке, Э.Г. Коломыца, В.Д. Панова и других авторов, исследования которых оказали влияние на постановку конкретных задач и интерпретацию полученных результатов.

Книга состоит из шести глав. Первая глава посвящена ороклиматическим факторам формирования снежного покрова на Большом Кавказе. Особое внимание уделено условиям зимней циркуляции атмосферы и важнейшим континуальным элементам климата, определяющим механизмы формирования полей снеготпасов, – температуре воздуха и осадкам холодного полугодия.

Во второй главе рассматриваются изученность снежного покрова, а также методика анализа и обобщения исходной снегомерной информации, включающая критический анализ материалов наблюдений, исследование периодов осреднения для расчета надежных статистических показателей параметров снежного покрова, оценку однородности различных снегомерных наблюдений.

Режимные характеристики снежного покрова (число дней со снежным покровом, даты образования, разрушения и продолжительность залегания устойчивого снежного покрова) рассматриваются в третьей главе.

В четвертой главе изложены результаты пространственно-временного анализа поля толщины снежного покрова – самой распространенной и одной из наиболее информативных характеристик снегонакопления. Статистическая структура данного поля исследуется на разных пространственных уровнях (региональном, мезо- и микромасштабном), что дает возможность эмпирически обосновать соотношения континуальности и дискретности поля снежного покрова и разработать иерархию структур региональной нивальной системы.

В пятой главе дается описание пространственно-временной структуры полей плотности снежного покрова и снеготпасов на Большом Кавказе. Изложение приводится по следующей схеме: сначала дается описание территориальных закономерностей исследуемых характеристик (на разных

масштабных уровнях), затем анализируются их внутригодовое распределение и межгодовая изменчивость. Кроме того, приведены количественные оценки снегозапасов и сопряженности межгодовых изменений снежности на Большом Кавказе.

Заключительная глава посвящена некоторым вопросам прикладного снеговедения: совершенствованию системы региональных снегомерных наблюдений, геоинформационному обеспечению исследований снежного покрова, оценке снегозапасов с использованием цифровых моделей рельефа, доказательству подобия полей снежного покрова в мезо- и микромасштабе.

В монографии, таким образом, сделана попытка рассмотреть круг проблем, затрагивающих пространственно-временную структуру полей снежного покрова на Большом Кавказе, прежде всего в гидрометеорологическом аспекте. Однако по разным причинам далеко не все вопросы удалось осветить с желаемой подробностью и глубиной, а некоторые вообще остались вне рассмотрения. Так, из-за дефицита снегомерной информации не удалось дать более точную, как хотелось, количественную оценку вклада орографического и циркуляционного факторов в распределение снегозапасов на передовых хребтах северного макросклона Большого Кавказа (хотя их доля в объеме интегральных снегозапасов и невелика). За пределами рассмотрения остались очень важные с позиции динамики нивально-гляциальной системы региона вопросы формирования снежного покрова на ледниках. К сожалению, вне круга исследования оказались и фундаментальная проблема обратных связей региональной нивальной системы, и ее (системы) функциональная организация. Автор надеется, что полученные им результаты, особенно их эмпирическая составляющая, будут способствовать решению как упомянутых, так и других проблем гляциологии Большого Кавказа.

Автор глубоко благодарен сотрудникам полевых партий СКУГМС Г.Г. Измайлову, С.Б. Свиранскому, И.В. Уманскому, А.Ю. Васильеву, В.А. Черенкову, В.М. Самарину, В.М. Чуваткину, С.И. Ефремовой, Ю.Ю. Ткаченко, В.М. Зарудневу, Ю.Г. Ильичеву, В.И. Лазаренко, а также профессору Кубанского государственного университета Ю.В. Ефремову и начальнику Эльбрусской станции географического факультета МГУ Н.А. Урумбаеву и всем, кто оказал помощь при организации и выполнении экспедиционных работ. Большую организационную поддержку оказали П.М. Лурье и А.М. Саломатин; обработке данных способствовали Д.А. Комаров, Е.С. Бойко, Л.М. Кузнецова. Неоценимо всестороннее содействие В.А. Погореловой на всех стадиях работы. Особую признательность автор выражает доктору географических наук В.Д. Панову за поддержку и дружеское участие.

ОРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

1.1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА*

Являясь регулятором вещественно-энергетических потоков, рельеф прямо или опосредованно оказывает воздействие на все компоненты нивально-гляциальной системы Большого Кавказа. Для понимания разномасштабных эффектов взаимодействия сложной горной поверхности и климатических полей (атмосферной циркуляции, температуры воздуха, атмосферных осадков, снежного покрова) необходимо рассмотрение формирования метеорологических процессов в конкретных орографических условиях. Макро- и мезомасштабные орографические эффекты в пространственном распределении характеристик снежного покрова и других климатических полей обусловлены циркуляционной и инсоляционной экспозицией склонов, высотой и количеством хребтов-барьеров, массивностью горной системы, ориентацией и глубиной долин, определяющих аэродинамические процессы. Рассмотрение орографического рисунка и основных морфометрических параметров рельефа служит, таким образом, ключом к объяснению структуры полей снежного покрова.

Главные особенности орографии и морфометрические характеристики Большого Кавказа достаточно подробно описаны в литературе (Гвоздецкий, 1950, 1954; Милановский, Хаин, 1963). Позже орографическая схема горной страны уточнялась, а основные количественные морфометрические параметры были значительно детализированы (Панов, 1979; Панов и др., 1980; Ефремов и др., 2001). При описании орографии и основных морфометрических параметров мы прибегли к схеме, разработанной Ю.В. Ефремовым, В.Д. Пановым и Ю.Г. Ильичевым (рис. 1).

Горная страна имеет субширотное простираение между акваториями Черного и Каспийского морей с ЗСЗ на ВЮВ. Площадь Большого Кавказа в границах, выделяемых Н.А. Гвоздецким, составляет около 145 тыс.км², протяженность ~1100 км; ширина изменяется от 32 км в районе Новороссийска до 180 км на меридиане Эльбруса, в восточной оконечности равна 80 км.

Основные морфометрические особенности горного сооружения Большого Кавказа заключаются в его линейной вытянутости и асимметричности по отношению к длинной оси. В соответствии с классификацией (Симонов,

* Раздел написан при участии Ю.В. Ефремова и Д.А. Комарова.

1998) форму контура Большого Кавказа следует отнести к классу линейно вытянутых объектов с коэффициентом изометричности 0,19. Последний определяется как отношение короткой стороны описывающего прямоугольника к его длинной стороне. Изометричность горного сооружения определенным образом влияет на массивность и связанные с линейной вытянутостью эффекты в формировании гляциологических и климатических полей в масштабе горной страны. Величина коэффициента симметрии, рассчитанного по методике (Симонов, 1998), равна 0,6, и свидетельствует о том, что изучаемый объект имеет слабо симметричную форму и относится ко второму классу симметрии. Южный макросклон Большого Кавказа в целом почти в 2 раза уже северного.

По условиям орографии и рельефа Большой Кавказ принято делить на три части (сектора): Западный, Центральный и Восточный, границы между которыми проводят обычно по меридианам вершин Эльбруса и Казбека.

Орографическая схема горной страны является отражением геологического строения. Как известно, в геологическом отношении Большой Кавказ – это сложное мегантиклинорное эпигеосинклинальное горное сооружение, разбитое многочисленными продольными и поперечными разломами. Литологические зоны имеют почти широтное распространение, тем самым обуславливая взаимное расположение основных хребтов.

Осевую зону составляют хребты Главный и Боковой (см. рис. 1). Согласно используемой орографической схеме, Главный хребет протягивается через всю горную страну, в то время как Боковой прослеживается только на участке между реками Баканка на западе и Ардон на востоке. Главный хребет отчетливо выделяется от города Анапа на западе до г. Ильхидаг (336 м) на востоке. При таком выделении общая длина хребта равна 1350 км при средней высоте 2890 м. Максимальная отметка хребта 5182 м (гора Шхара), минимальная – около 200 м. Средние высоты хребта в пределах западной части составляют 1690 м, центральной и восточной – 3960 и 3240 м соответственно. Средние высоты Главного хребта в отдельных горных бассейнах изменяются в широких пределах – от 560 м в бассейне р. Адагум до 4250 м в бассейне р. Терек.

Главный хребет не является на всем протяжении единым, во многих местах он “пропилен” реками северного и южного склонов. На северном склоне это реки Псекупс, Пшеха, Березовая, истоки Малой Лабы, Безымянка (западная часть Большого Кавказа), Ардон, Фиэгдон, Терек (центральная часть), Асса, Аргун, Андийское Койсу, Аварское Койсу, Каракойсу и Самур (восточная часть). На южном склоне Главный хребет прорезан реками в нескольких местах, в связи с чем главный водораздел переходит на Боковой хребет в истоках рек Пшада, Шапсуго, Туапсе (западная часть), Тюибри и Мульхра (центральная часть).

Боковой хребет расположен к северу от Главного на расстоянии от 2 до 25 км. Он состоит из отдельных хребтов и массивов, разделенных глубоко врезанными долинами притоков Кубани и Терека. С Главным хребтом Боковой соединяется короткими отрогами, которые являются водоразделами между верховьями смежных рек и в большинстве случаев имеют тектонико-эрозионное происхождение. Восточнее р. Ардон Главный и Боковой хребты представляют собой единый хребет, называемый В.Д. Пановым (1979)

Главным. Общая длина Бокового хребта равна 612 км при средней высоте 2190 м.

К северу от Бокового хребта на участке от р. Белая на западе до р. Урух на востоке протянулся Передовой хребет, являющийся самостоятельной орографической единицей. Его протяженность 256 км, средняя высота 2630 м. Современное оледенение, служащее индикатором взаимодействия поверхности и орографической снеговой границы, западнее р. Баксан на Передовом хребте отсутствует, восточнее имеются ледники небольших размеров.

К северу от Передового хребта на Западном Кавказе и Бокового на Центральном Кавказе расположены передовые хребты, которые значительно ниже рассмотренных. Четко прослеживаются три хребта: Скалистый, Пастбищный и Лесистый. Зона передовых хребтов разделяется на две области – куэстовую и куэстово-складчатую, граница между которыми проходит по р. Ардон. Южный из этих хребтов, называемый Скалистым, находится в 10–30 км от Бокового хребта и представляет собой хорошо выраженную куэстовую гряду. Он протянулся на 810 км от р. Адагум на западе до р. Сулак на востоке. Наибольших высот достигает в бассейне р. Черек (3246 м, гора Каракая) при средней высоте 1670 м. Севернее Скалистого хребта находятся Пастбищный и Лесистый хребты, которые часто называют Черными горами. Они значительно ниже Скалистого хребта и почти не поднимаются выше границы леса.

Главный, Боковой и Скалистый хребты отделяются друг от друга Центральной и Северо-Юрской депрессиями, представленными в рельефе системой продольных котловин (Архызо-Загеданская, Домбайская, Баксано-Черекская, Штулинская, Садоно-Унальская, Даргавская и др.). Ширина их колеблется от 2 до 20 км. Котловины заняты продольными отрезками речных долин и, как правило, освоены. Именно они относительно хорошо по сравнению со склонами обеспечены метеорологическими наблюдениями, поэтому значительная часть климатологических обобщений характеризует условия котловин. К системам продольных депрессий на Большом Кавказе, обладающих “аридизирующим” котловинным эффектом, приурочены не только зоны “дождевой” тени, но и пониженные доли осадков холодного полугодия и снегозапасы.

В центральной и восточной частях Большого Кавказа массивность горной страны увеличивается, одновременно усиливается континентальность. К востоку от куэстово-складчатой области расположен горный Дагестан, подразделяющийся на три района: Внешнегорный, Внутригорный и Высо-



Рис. 1. Орографическая схема Большого Кавказа

a – Главный хребет, *b* – Боковой хребет, *в* – Передовой хребет, *г* – Скалистый хребет, *д* – Южный Боковой хребет, *e* – частные хребты южного макросклона, *ж* – частные хребты северного макросклона. Хребты низшего порядка: 1 – Иегош, 2 – Алек-Ахцу, 3 – Гагрский, 4 – Бзыбский, 5 – Кодорский, 6 – Эгрисский (Мегрельский), 7 – Лечхумский, 8 – Рачинский, 9 – Лихский (Сурамский), 10 – Харульский, 11 – Ломийский, 12 – Гудамарский, 13 – Картлийский, 14 – Гомборский, 15 – Лянгябизский, 16 – Нараттебе, 17 – Гимринский, 18 – Кулимеэр, 19 – Хархалтабек, 20 – Джуфудаг, 21 – Колохдаг, 22 – Кокма, 23 – Хургамбек, 24 – Самурский, 25 – Снеговой, 26 – Богосский, 27 – Нукагель, 28 – Кайтар-Коджа, 29 – Ерфинский, 30 – Тенгинский, 31 – Варафта, 32 – Сунженский, 33 – Терский

когорный. Внешнегорный Дагестан протянулся от долины р. Сулак на севере до р. Самур на юге при ширине 20–50 км. Отделяется от Внутригорного Дагестана полосой хребтов: Гимринский, Кулимеэр, Хархалтабек, Джуфудаг, Колоздаг. Состоит из невысоких хребтов (600–1500 м), простирающихся преимущественно с северо-запада на юго-восток. Внутригорный Дагестан расположен между Главным хребтом на юго-западе и хребтами Салатау – Гимринский – Кулимеэр – Джуфудаг на северо-востоке. Это область складчатых хребтов и плато, глубоко расчлененных долинами рек Андийское Койсу, Аварское Койсу, Казикумухское Койсу и Каракойсу. Средние высоты хребтов достигают 2200–3100 м при наибольшей – 3837 м (гора Курудаг, Самурский хребет).

Восточнее р. Самур протянулись хребты Каспийской цепи Большого Кавказа, находящиеся на территории Азербайджана. Наиболее высокий из них – Кайтар-Коджа (3713 м, гора Хыналык) – расположен параллельно Главному на расстоянии 7–10 км от него. Севернее него на расстоянии 10–15 км протянулись, продолжая друг друга, еще несколько хребтов, имеющих в основном ВЮВ направление. Средняя их высота понижается от 4000 м (хребет Шахдаг) на западе до 700 м (хребет Варафта) на востоке.

Морфология южного макросклона во многом определяет условия поступления влагонесущих масс на противоположный склон, поскольку в холодную половину года значительная доля осадков связана с выходами западных и юго-западных циклонов – со стороны южного склона. Южный макросклон Большого Кавказа заметно уже северного и весьма круто обрывается к югу. Ширина его в западной части 20–30 км, центральной – 60–90 км, восточной – 20 км. Здесь выделяется единая система хребтов, называемая В.Д. Пановым и Ю.В. Ефремовым Южным Боковым хребтом (см. рис. 1). Он простирается от долины р. Маскаго на западе до р. Пирсагат на востоке. На значительном протяжении Южный Боковой хребет, как и Боковой северного склона, не является единым, а состоит из хребтов различной длины, разделенных поперечными долинами рек Черного и Каспийского морей. Короткими перемычками местами он смыкается с Главным хребтом. На рассматриваемом участке южного склона Большого Кавказа имеется еще ряд хребтов различных размеров, являющихся отрогами Главного (Облего, Гебеус, Кокотх, Штавлерский, Лечхумский и др.) или Южного Бокового (Коцехур, Гагрский, Мегрельский, Рачинский, Сурамский, Гермухский, Харульский, Ломийский и др.). Длина большинства из них не превышает 50 км, однако имеются хребты протяженностью до 100 км (Кодорский, Рачинский, Лихский, Гомборский).

К востоку от р. Гарула (бассейн р. Риони) от г. Геске (3426 м) на западе до перевала Фийский на востоке Южный Боковой хребет представляет собой единую горную систему и является водоразделом рек северного и южного макросклонов Большого Кавказа. Ранее В.Д. Пановым (1979) этот хребет назывался Южным. На всем протяжении он имеет высоты меньше, чем у расположенного севернее Главного хребта, с перевалами до 2300–2700 м (Кодорский, 2363 м; Крестовый, 2379 м). Общая протяженность Южного Бокового хребта от р. Гарула до перевала Фийский 519 км при средней высоте 3170 м. Наибольшие высоты отмечаются в верховьях р. Терек, где средняя высота этого хребта составляет 3410 м.

На Западном и Центральном Кавказе хребты, отходящие от Главного и Южного Бокового, имеют кулисообразный характер, а на Восточном Кавказе — в основном меридиональный. Ориентация их имеет существенное значение в формировании рисунка влагонесущих струй и местных ороклиматических эффектов. Основными хребтами южного макросклона Большого Кавказа являются Аутль, Амуко, Алек-Ахцу, Гагрский, Бзыбский, Чхалтинский, Кодорский, Сванетский, Лечхумский, Рачинский, Эгрисский, Лихский, Харульский, Гудамарский, Картлийский, Кахетинский, Ковдагский и Ниалдагский.

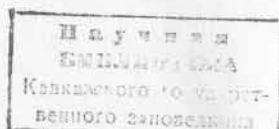
Рельеф Главного, Бокового, Южного Бокового и Передового хребтов на участке от меридианов горы Фишт на западе до горы Бабадаг на востоке — высокогорный с широким распространением ледниковых форм (морены, кары, цирки, трог, карлинги, всяческие боковые долины). Большинство каров на Центральном Кавказе занято ледниками, в то время как на Западном и Восточном многие кары свободны. Долины основных притоков Кубани и Терека, расположенные между Главным и Боковым хребтами, тектонико-эрозионного происхождения. Как правило, они имеют вид трогов с широкими днищами и выраженными плечами. На дне многих долин проложены снегомерные маршруты, по которым определяют фоновое снегонакопление. На Восточном Кавказе трог развиты слабее. Крутые склоны долин повсеместно осложнены эрозионными врезами, лавинными лотками. Снег здесь (особенно выше границы леса) подвержен интенсивному перераспределению под влиянием гравитационных процессов, метелево-ветрового переноса, поэтому выбор места для площадок снеготочек затруднен.

5640
Рельеф Скалистого хребта в целом сглаженный, платообразный, но высшие точки несут отпечаток высокогорного рельефа. Широко распространены карстовые формы (карры, воронки), определяющие микромасштабную структуру поля снежного покрова. Во Внешнегорном и Внутригорном Дагестане наряду с глубоко врезанными (1700–2400 м) каньонообразными долинами широко распространены столовые горы и возвышенности, платообразные поверхности, плосковершинные хребты.

На южном макросклоне в районе Главного хребта распространен типичный альпийский рельеф, на отдельных хребтах (Аибга, Бзыбский, Кодорский, Сванетский) имеются небольшие ледники. Окраинные части большинства крупных хребтов, а некоторые (Аутль, Амуко, Алек-Ахцу, Гагрский) и полностью имеют преобладающий среднегорный, сильно расчлененный рельеф с распространением карстовых форм. Долины имеют вид глубоко врезанных эрозионных ущелий (Шахе, Сочи, Мзымта, Бзыбь, Кодори, Цхенисцкали, Риони). По дну большинства из них проложены снегомерные маршруты.

На основе построенной нами цифровой модели рельефа Большого Кавказа (рис. 2) получены новые данные о гипсометрии горной страны. Расчеты распределения площадей по высотным ступеням сделаны для разных частей Большого Кавказа. Эти данные дают представление об участии высоты местности в формировании полей снежного покрова, а также полей других климатических характеристик в пределах выделяемых частей Большого Кавказа.

Среди макроорграфических эффектов один из наиболее значимых — эффект массивности, оказывающий влияние на температуру воздуха, атмо-



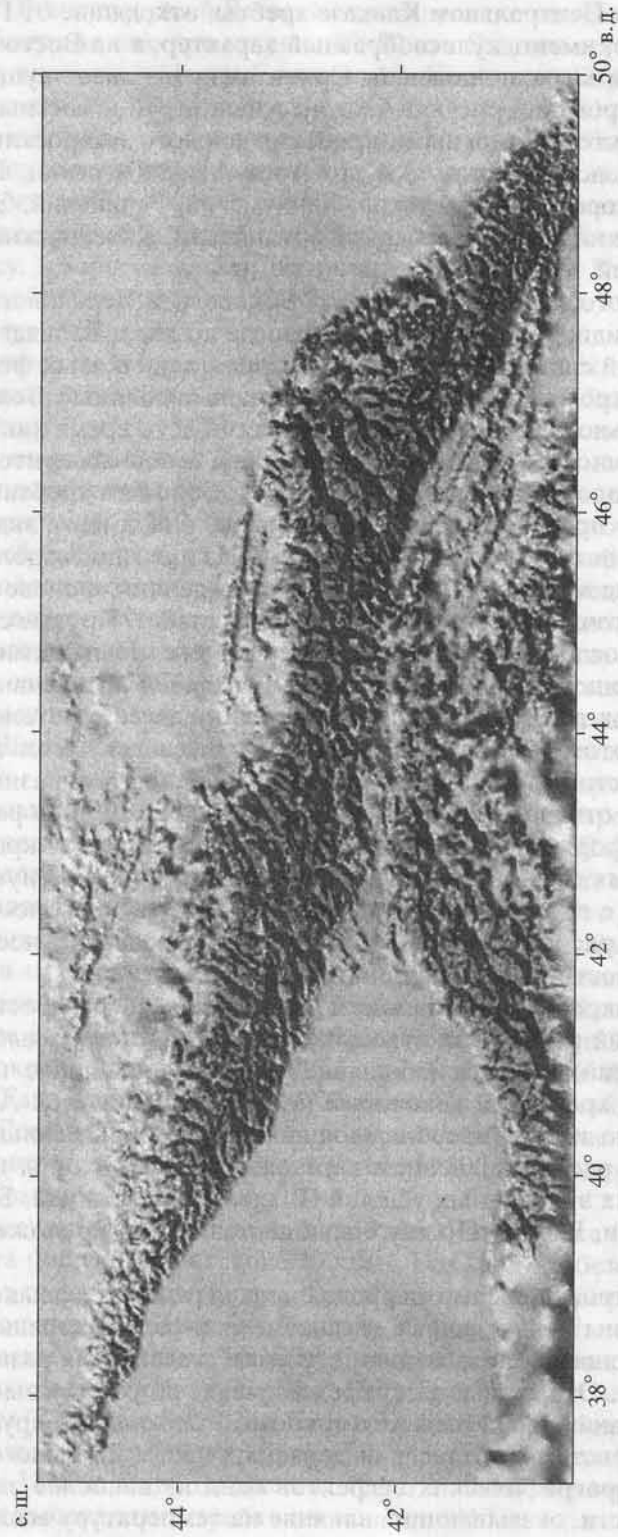


Рис. 2. Цифровая модель рельефа Большого Кавказа (метод визуализации Shaded relief)

с. III.

Таблица 1

Распределение площадей по высотным ступеням в разных секторах Большого Кавказа

Высота, м	Западный Кавказ		Центральный Кавказ		Восточный Кавказ	
	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%
0–500	17,57	34,22	3,12	10,35	8,88	14,15
500–1000	12,79	24,91	6,81	22,59	12,33	19,65
1000–1500	7,79	15,18	4,92	16,32	11,31	18,02
1500–2000	6,26	12,18	4,73	15,69	11,22	17,88
2000–2500	4,31	8,40	4,65	15,41	9,93	15,82
2500–3000	2,36	4,59	3,68	12,21	6,89	10,98
3000–3500	0,24	0,46	1,76	5,85	2,09	3,33
3500–4000	0,03	0,06	0,43	1,42	0,10	0,16
> 4000	< 0,01	< 0,01	0,05	0,16	0,01	0,01
Всего	51,35	100	30,15	100	62,76	100

сферные осадки, положение снеговых линий и ландшафты в целом. Усиление массивности гор на Центральном и Восточном Кавказе, проявляющееся в общем подъеме территории, можно количественно оценить по результатам расчетов (табл. 1). Лучше всего об этом судить по распределению площадей укрупненных высотных ступеней. Если на зону низкогогорья (до 1000 м) на Западном Кавказе приходится около 59% территории, то на Центральном и Восточном Кавказе соответственно 33 и 34% площади.

Доля площади, занимаемой среднегорьем (1000–2000 м), на Западном Кавказе составляет около 27%, в то время как в центральном и восточном секторах Большого Кавказа она возрастает соответственно до 32 и 36%. Еще более значительны различия в пропорциях высокогорья (высоты более 2000 м), на долю которого на Западном Кавказе приходится менее 14%, а на Центральном и Восточном Кавказе – 35 и 30% общей площади. Заметно усиливается массивность гор на Восточном Кавказе, где велики не только пропорции площади высокогорной зоны, но и абсолютная ее площадь – около 19 тыс. км².

Макроэкспозиционные гипсометрические различия, определяющие региональные условия формирования атмосферной циркуляции и структуру климатических полей, также довольно существенны, особенно в области высокогорья (табл. 2).

Процентные соотношения площадей между северным и южным склонами в высотном интервале до 1000 м – 42 и 46%, в интервале 1000–2000 м – 31 и 37%, на высотах более 2000 м – 27 и 17% соответственно. Что же касается абсолютных показателей, то площадь северного склона, равная по нашим подсчетам 95,6 тыс. км², приблизительно в 2 раза больше площади южного склона (48,7 тыс. км²), что отчетливо характеризует асимметрию горного сооружения.

Субширотная ориентация длинной оси Большого Кавказа почти вдоль преобладающих траекторий влагонесущих потоков приводит к тому, что

Таблица 2

**Распределение площадей по высотным ступеням на макросклонах
Большого Кавказа**

Высота, м	Северный макросклон		Южный макросклон	
	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%
0–500	17,22	18,01	12,48	25,63
500–1000	23,21	24,27	9,76	20,05
1000–1500	14,84	15,52	10,11	20,75
1500–2000	14,68	15,35	8,19	16,83
2000–2500	13,46	14,08	4,96	10,18
2500–3000	8,51	8,90	2,69	5,53
3000–3500	3,13	3,27	0,49	1,01
3500–4000	0,51	0,54	0,01	0,02
> 4000	0,06	0,06	< 0,01	< 0,01
Всего	95,62	100	48,69	100

долготные (меридиональные) различия полей снежного покрова (и осадков) весьма выражены наряду с макроэкспозиционными (широтными). Поскольку ориентация горного сооружения Большого Кавказа в разных его частях по отношению к влагонесущим потокам практически не меняется, то различия в макромасштабном распределении поля снеготопливных запасов следует объяснять фактором долготы.

Понятия “наветренный” и “подветренный” склоны по отношению к макросклонам (как и “дождевые” тени) здесь следует увязывать с сезонами. В холодное полугодие наветренным оказывается южный макросклон, находящийся в зоне действия циклонов со стороны Черного и Средиземного морей. Это проявляется, во-первых, в выраженном зимнем максимуме осадков, во-вторых, в повышенном увлажнении и снеготопливных запасах, в-третьих, в особенности высотного распределения снеготопливных запасов в виде параболы с вертикальной осью, при которой градиенты снеготопливных запасов заметно растут с высотой и доля орографических осадков весьма высока. Причем макроэкспозиционный эффект (как будет показано далее) лучше всего выражен в центральной наиболее массивной и приподнятой части Большого Кавказа, где относительные различия в снеготопливных запасах на сопоставимых высотах северного и южного склонов наиболее контрастны. С приближением к западной и восточной периферии горной страны влияние фактора циркуляционной экспозиции на поле снеготопливных запасов в масштабе горной страны закономерно уменьшается.

Экранирующее мезомасштабное влияние, столь свойственное горным территориям с разнонаправленными хребтами и сложным массивным строением, на Большом Кавказе – горном сооружении с низким коэффициентом изометричности – проявляется слабо. Понятие массивности, с которой связывают ослабление осадков от периферии в глубь горной системы, применимо для наиболее широких поперечных участков Большого Кавказа – на меридиане Эльбруса и в районе горного Дагестана. Действительно, “ска-

чок” в убывании снеготазпасов наблюдается к востоку от Эльбруса, следующее подобное качественное изменение отмечается восточнее долины Андийского Койсу. Именно к этим массивным “утолщениям” горной системы приурочены наибольшие показатели континентальности и пониженные доли осадков холодного полугодия.

Важнейшим орографическим фактором ландшафтно-климатической дифференциации гор служит инсоляционная и циркуляционная экспозиция (Исаченко, 1985). Каждый из макросклонов Большого Кавказа имеет сложную топографическую поверхность, с участием которой формируются ороклиматические эффекты разного масштаба и генезиса. Вклад экспозиции в циркуляционные, инсоляционные и другие процессы лучше всего становится понятен при наличии количественных оценок распределения склонов

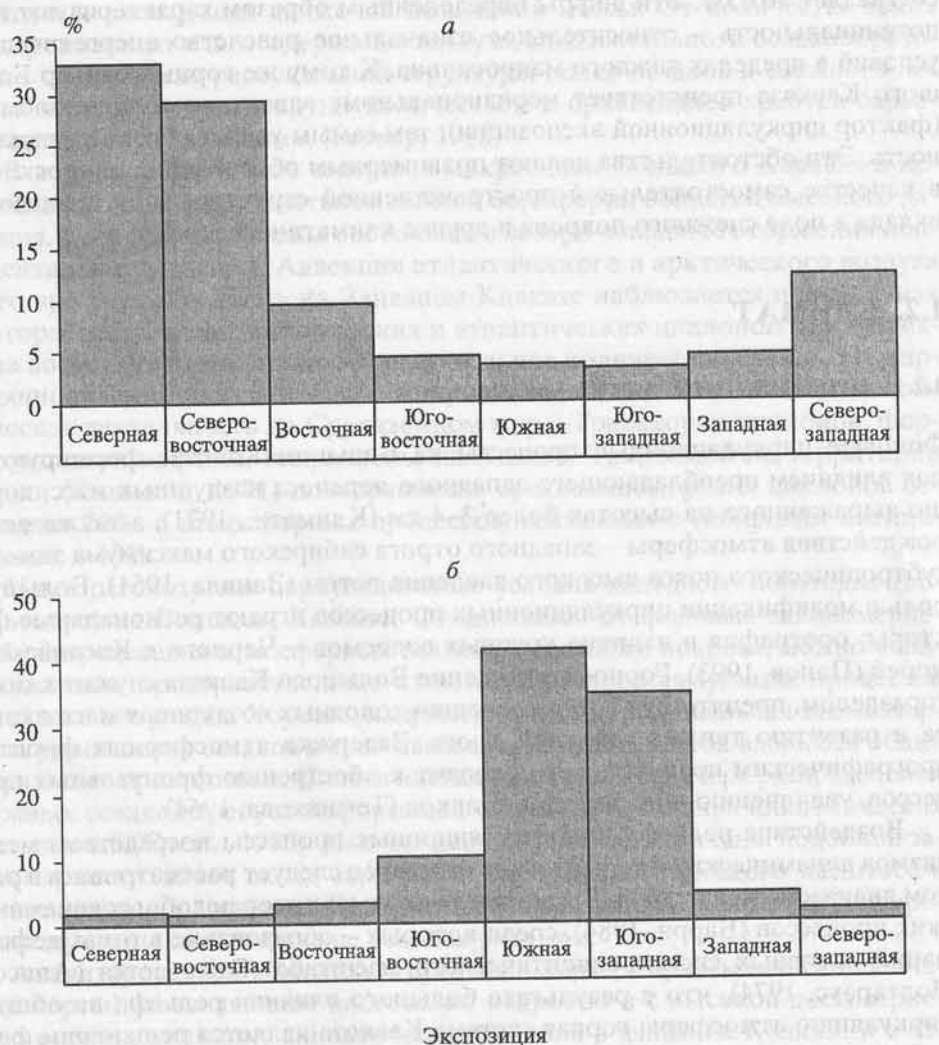


Рис. 3. Распределение склонов разной экспозиции на северном (а) и южном (б) макросклонах

разной ориентации. Реальное распределение экспозиции, учитывающее ориентировку форм рельефа низшего порядка по отношению к сторонам горизонта, показано на рис. 3 для каждого макросклона Большого Кавказа.

Представленное экспозиционное многообразие говорит о некой обобщенности понятий северный и южный макросклоны, тем более что простирание сооружения Большого Кавказа отличается от чисто широтного. Обратим внимание на сравнительно низкую долю склонов северной экспозиции (33%) на северном макросклоне и склонов южной экспозиции (около 42%) на южном макросклоне.

Вместе с тем на северном макросклоне суммарная площадь поверхностей северной и северо-восточной экспозиции равна 62,7%, на южном макросклоне общая доля частных склонов южной и юго-западной экспозиции составляет 76,65%. Эти цифры определенным образом характеризуют изопотенциальность – относительное изначальное равенство энергетических условий в пределах каждого макросклона. К тому же горный барьер Большого Кавказа препятствует меридиональному адвективному теплообмену (фактор циркуляционной экспозиции), тем самым усиливая изопотенциальность. Эти обстоятельства делают правомерным обособление макросклона в качестве самостоятельной пространственной структуры при анализе ее вклада в поле снежного покрова и другие климатические поля.

1.2. КЛИМАТ

1.2.1. ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Фоновые циркуляционные процессы на Большом Кавказе формируются под влиянием преобладающего западного переноса воздушных масс, хорошо выраженного на высотах более 3–4 км (Климат..., 1971), а также центров действия атмосферы – западного отрога сибирского максимума зимой и субтропического пояса высокого давления летом (Занина, 1961). Большую роль в модификации циркуляционных процессов играют региональные факторы: орография и наличие крупных водоемов – Черного и Каспийского морей (Панов, 1993). Горное сооружение Большого Кавказа служит климаторазделом, препятствуя проникновению холодных воздушных масс с севера и развитию теплых адвекций с юга. Задержка атмосферных фронтов орографическим препятствием приводит к обострению фронтальных процессов, увеличению облачности и осадков (Темникова, 1964).

Воздействие рельефа на циркуляционные процессы посредством механизмов динамических и термических факторов следует рассматривать в разном диапазоне масштабов. Выделяют несколько типов подобных динамических процессов (Барри, 1984), среди которых – образование в горах деформаций погодных систем синоптического масштаба. Отмечается (Алисов, Полтараус, 1974), что в результате большого влияния рельефа на общую циркуляцию атмосферы горная система Кавказа является решающим фактором в климатическом расчленении территории. Влияние горного рельефа проявляется в активизации циклонической деятельности, усилении процессов облакообразования и осадкообразования на наветренных склонах при

вынужденном подъеме воздуха по склонам, размыве фронтальных облачных систем на некотором удалении от гор. Горные сооружения Кавказа служат мощным препятствием особенно для холодных фронтов с северо-востока (Кавказ, 1966),двигающихся перпендикулярно Главному хребту, при этом возможно образование орографической окклюзии, вызывающей выпадение осадков в течение продолжительных периодов.

Взаимодействие рельефа и атмосферной циркуляции создает механизм регулирования процессов осадкообразования, например, за счет процессов конвергенции, усиливающих осадки, и дивергенции воздушного потока, от которых зависит уровень и интенсивность конденсации водяного пара (Климат..., 1971). Кроме того, наличие орографических барьеров разного порядка на пути воздушного потока вызывает эффект неоднократной смены восходящих и нисходящих движений воздушной массы. От количества таких барьеров зависит влагосодержание воздуха, следовательно, и осадкообразование. Объяснение региональной структуры полей осадков и снежного покрова нередко аргументируют количеством и ориентацией хребтов-барьеров внутри горной системы (Геткер, 1985).

В холодное полугодие северный макросклон Большого Кавказа в целом находится под воздействием южной периферии областей высокого давления, с которыми связаны восточные и северо-западные вторжения континентального воздуха. Адвекции атлантического и арктического воздуха в это время редки. Лишь на Западном Кавказе наблюдается повышенная повторяемость средиземноморских и атлантических циклонов, движущихся на восток, которые приносят значительное количество осадков. На циркуляционные процессы южного макросклона значительно влияет циклоническая деятельность на Средиземном море. Траектории циклонов, формирующихся над ним, направлены на Кавказ. Так, зимой на территории Грузии (Климат..., 1971) повторяемость средиземноморских циклонов составляет 26%, а атмосферных процессов, связанных с сибирским антициклоном, – 19%.

Нами рассмотрены циркуляционные условия холодного полугодия (ноябрь–март) на Большом Кавказе. Отталкиваясь от фоновых закономерностей распределения атмосферных осадков и снежного покрова, можно априори оценить пространственные изменения осадкообразующих процессов холодного полугодия. Хорошо, например, известна региональная закономерность уменьшения осадков и снеготпасов с запада на восток вдоль оси общекавказского простираия. Полная оценка сезонного характера распределения снежных осадков требует информации о частоте появления циклонических образований (Снег..., 1986). Каковы циркуляционные причины подобной закономерности; каков вклад барических систем синоптического масштаба в зимнее осадкообразование? Для ответа на поставленные вопросы были проанализированы синоптические условия ряда зим.

Анализировались комплекты суточных карт (4 приземные синоптические карты), позволяющие достаточно подробно и с высокой достоверностью оценить динамику синоптических условий в целом на Кавказе и в отдельных его частях в зимы 1995/96 и 1996/97 гг. (Погорелов, Коливердова, 1998). Использовалась типизация циркуляционных процессов Н.С. Темниковой (1959). По оперативным картам нами классифицировались синопти-

ческие процессы с временным интервалом в сутки с целью определения, в конечном счете, повторяемости тех или иных ситуаций в пределах Большого Кавказа. При смене синоптической ситуации в течение суток предпочтение отдавалось процессу, занимавшему большую часть суток. В качестве дополнительной использовалась оперативная спутниковая информация. Классификация проводилась дифференцированно для трех секторов Большого Кавказа, традиционно выделяемых как Западный, Центральный и Восточный Кавказ. Попутно отмечались случаи выпадения осадков, нанесенных на синоптические карты по данным горных станций.

Решались следующие задачи: 1) оценить синоптические условия в отдельных частях Большого Кавказа с суточным временным разрешением в течение холодного полугодия 1996/97 г. и выявить внутрорегиональные различия в структуре синоптических условий в пределах горной страны; 2) сравнить синоптические условия холодных полугодий 1995/96 и 1996/97 гг. с целью выявления роли годовых особенностей атмосферной циркуляции в формировании осадков; 3) оценить осадкообразующую роль выделяемых циркуляционных процессов на базе информации об осадках, приводящейся в синоптических картах.

Сложность идентификации синоптических типов в отдельных частях горной страны заключалась в определенном противоречии между принятым меридиональным расчленением Большого Кавказа и выраженной широтной (макроэкспозиционной) дифференциацией синоптических процессов. Между тем нас интересовало именно изменение синоптических условий в конкретные годы в выделенных частях Большого Кавказа, поэтому при экспозиционных различиях предпочтение отдавалось доминирующему процессу в пределах той или иной части Кавказа.

В основу типизации рассматриваемых циркуляционных процессов Н.С. Темниковой положены: 1) происхождение воздушных масс; 2) форма барических образований, положение определенных секторов барических образований по отношению к изучаемому региону и связанное с этим направление воздушных потоков.

Выделялись следующие типы зимних процессов: антициклоны с северо-востока (СВ), севера (С), северо-запада (СЗ), востока (В), юго-запада (ЮЗ), юга (Ю) и малоградиентное барическое поле (МП). Последнее относилось к антициклоническим процессам. Среди циклонических ситуаций выделялись циклоны с северо-запада (СЗ), запада (З), юго-запада (ЮЗ), юга (Ю), северо-востока (СВ), севера (С) и квазистационарная черноморская депрессия (ЧД). Последняя, как правило, имеет ограниченное распространение и учитывалась в качестве дополнительного процесса на фоне более масштабных синоптических образований.

Результаты типизации синоптических процессов в пределах Большого Кавказа в ноябре–марте 1996/97 г. приведены в табл. 3.

Структура синоптических процессов в холодное полугодие 1996/97 г. имела следующий вид. Для Западного Кавказа с ноября по март 1996/97 г. характерно преобладание антициклонов с северо-запада (общей продолжительностью 18 сут.) и северо-востока (11 сут.). На Центральном Кавказе среди антициклонов заметную роль играли северо-восточные процессы (26 сут.), южные (17 сут.) и северо-западные (14 сут.). На Восточном Кавка-

Таблица 3

Продолжительность (в сут.) разных типов антициклонических процессов в различные месяцы холодного полугодия 1996/97 г.

Район	Тип антициклонических процессов						
	СВ	С	СЗ	В	ЮЗ	Ю	МП
Ноябрь 1996 г.							
Западный Кавказ	9	0	0	0	0	0	1
Центральный Кавказ	18	0	0	0	4	0	1
Восточный Кавказ	20	0	0	0	3	0	1
Декабрь 1996 г.							
Западный Кавказ	1	1	3	0	1	0	1
Центральный Кавказ	5	1	1	0	0	4	1
Восточный Кавказ	11	1	0	0	0	4	1
Январь 1997 г.							
Западный Кавказ	0	1	9	0	2	0	1
Центральный Кавказ	0	1	6	0	3	3	1
Восточный Кавказ	0	1	5	2	3	7	1
Февраль 1997 г.							
Западный Кавказ	1	1	1	0	0	0	0
Центральный Кавказ	1	1	2	3	1	7	0
Восточный Кавказ	2	1	0	3	0	8	0
Март 1997 г.							
Западный Кавказ	0	0	5	0	0	0	2
Центральный Кавказ	2	0	5	2	0	3	2
Восточный Кавказ	2	0	4	2	0	8	2
Ноябрь–март 1996/97 г.							
Западный Кавказ	11	3	18	0	3	0	5
Центральный Кавказ	26	3	14	5	7	17	5
Восточный Кавказ	35	3	9	7	6	27	5

зе выделяются антициклоны с северо-востока (35 сут.) и юга (27 сут.). Из рассматриваемых ситуаций наиболее однородной в территориальном отношении является малоградиентное барическое поле. Судя по нашим данным, при формировании малоградиентного барического поля этот процесс охватывает весь регион. Повторяемость этого типа синоптической ситуации невелика – 5 случаев.

С запада на восток на Большом Кавказе увеличивается доля антициклонических вторжений северо-восточных румбов при уменьшении влияния северо-западных процессов (см. табл. 3). Южные и восточные вторжения на Западном Кавказе за этот период вообще не отмечались. Такая структура антициклонических процессов, очевидно, определяется усилением влияния азиатского максимума в восточной части Кавказа.

Среди циклонических процессов на всей территории Большого Кавказа подавляющей в рассматриваемый период была роль северо-западных циклонов, особенно для Западного Кавказа (66 сут.). Среди других циклонических ситуаций для Западного Кавказа оказались характерны процессы с запада (13 сут.) и с севера (12 сут.). Все остальные типы циклонических процессов имели подчиненное значение для рассматриваемых секторов Большого Кавказа. К юго-востоку на фоне общего убывания повторяемости циклонических процессов увеличивалось значение южных и северо-восточных вторжений (табл. 4). При этом черноморская депрессия не оказывала влияния на Восточный Кавказ.

Таблица 4

Продолжительность (в сут.) разных типов циклонических процессов и число дней с осадками (в скобках) в различные месяцы холодного полугодия 1996/97 г.

Район	Тип антициклонических процессов						
	СЗ	З	ЮЗ	Ю	СВ	С	ЧД
Ноябрь 1996 г.							
Западный Кавказ	15(6)	3(1)	2	0	0	0	0
Центральный Кавказ	6(1)	1	0	0	0	0	0
Восточный Кавказ	5(1)	0	0	0	1	0	0
Декабрь 1996 г.							
Западный Кавказ	4(3)	4(2)	6(4)	7(5)	0	3(3)	0
Центральный Кавказ	1(1)	1(1)	7(6)	7(5)	0	3(2)	0
Восточный Кавказ	0	0	4(4)	4(2)	3	3(1)	0
Январь 1997 г.							
Западный Кавказ	10(7)	5(4)	2(2)	0	1(1)	0	2
Центральный Кавказ	5(2)	4(4)	1(1)	3(3)	4(3)	0	0
Восточный Кавказ	3(1)	3(2)	1(1)	2(2)	3(2)	0	0
Февраль 1996 г.							
Западный Кавказ	13(8)	1(1)	2(2)	0	0	9(4)	0
Центральный Кавказ	0	1	3(3)	3(2)	1(1)	5(4)	1
Восточный Кавказ	0	1	3(3)	3(3)	2(1)	5(4)	0
Март 1997 г.							
Западный Кавказ	24(18)	0	0	0	0	0	1
Центральный Кавказ	16(12)	0	0	0	1(1)	0	0
Восточный Кавказ	10(6)	0	0	1(1)	2(1)	0	0
Ноябрь–март 1996/97 г.							
Западный Кавказ	66(42)	13(8)	12(7)	7(5)	1(1)	12(7)	3
Центральный Кавказ	28(16)	7(5)	11(10)	13(10)	6(5)	8(6)	1
Восточный Кавказ	18(8)	4(2)	8(8)	10(8)	11(4)	8(5)	0

Таблица 5

Соотношение продолжительности циклонов и антициклонов в ноябре–марте 1996/97 г.

Район	Циклоны		Антициклоны	
	Продолжительность, сут.	Доля, %	Продолжительность, сут.	Доля, %
Западный Кавказ	111	74	40	26
Центральный Кавказ	73	48	77	52
Восточный Кавказ	59	39	92	61

Проведенный анализ позволил выявить соотношение циклонических и антициклонических ситуаций в целом применительно к разным частям Большого Кавказа. Получилось следующее (табл. 5): общая продолжительность циклонических процессов в ноябре–марте 1996/97 г. на Западном Кавказе составила 111 дней (74% холодного полугодия), на Центральном Кавказе – 73 дня (48%), на Восточном Кавказе – 59 дней (39%). Доля антициклонических ситуаций в этот период была такой: на Западном Кавказе наблюдалось 40 дней (26% от общего числа), на Центральном Кавказе – 77 (52%), на Восточном Кавказе – 92 (61%).

Из этого следует вывод: по мере увеличения фоновой континентальности в направлении с запада на восток в пределах горной страны повторяемость антициклонов в холодное полугодие увеличивается от 26% на Западном Кавказе до 61% на Восточном Кавказе, т.е. по данным исследуемого года более чем в 2 раза. Одновременно уменьшается участие циклонических процессов в том же направлении (см. табл. 5 и рис. 4). Таким образом, несмотря на сопоставимость размеров горной страны с масштабами синоптических образований, разные ее секторы в течение холодного полугодия находятся под влиянием неодинаковых синоптических ситуаций, структура синоптических процессов в пределах горной страны неод-

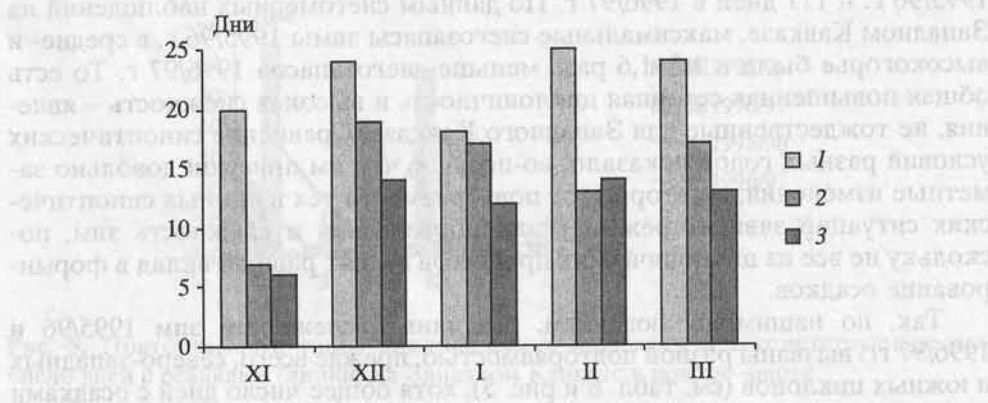


Рис. 4. Продолжительность циклонических процессов в различных частях Большого Кавказа в холодное полугодие 1996/97 г.

1 – Западный Кавказ, 2 – Центральный Кавказ, 3 – Восточный Кавказ

нородна. Иначе говоря, условия зимнего осадкообразования в разных частях Большого Кавказа также складываются под влиянием различных синоптических ситуаций, и становится очевидным вклад синоптических процессов в наблюдаемые контрасты поля атмосферных осадков холодного полугодия.

Обратимся к атмосферным осадкам. В соответствии с изменением структуры циркуляционных процессов число дней с осадками во время прохождения циклонов в выделяемых частях Большого Кавказа оказалось разным (см. табл. 4): Западный Кавказ – 71, Центральный Кавказ – 52, Восточный Кавказ – 35 дней. Такое распределение числа дней с осадками, безусловно, влияет на величины зимнего снегонакопления в рассматриваемых секторах Кавказа и объясняет уменьшение фоновой снежности в восточном направлении.

Западный Кавказ находится в наиболее благоприятных условиях увлажнения в зимнее время благодаря прохождению средиземноморских и черноморских циклонов, движущихся с юго-запада на северо-восток. Центральный и Восточный Кавказ испытывают в этот период гораздо большее влияние континентального воздуха со стороны сибирского антициклона. Для получения представления о межгодовой изменчивости синоптических условий сделан сравнительный анализ структуры циркуляционных процессов в холодные полугодия (1995/96 и 1996/97 гг.) с различным режимом осадков и снежностью (данные по Западному Кавказу). Как выяснилось, для обеих зим характерно преобладание антициклонических вторжений северных румбов общей продолжительностью в сезоны 1995/96 и 1996/97 гг. соответственно 34 и 37 дней при сопоставимой повторяемости других синоптических ситуаций. Гораздо существенней различия в структуре циклонических процессов (табл. 6).

В холодное полугодие 1995/96 г. резко преобладали выходы южных циклонов, а повторяемость северо-западных вторжений в сравнении с холодным полугодием 1996/97 г. была пониженной (рис. 5). Продолжительность циклонических процессов (без учета черноморской депрессии) в изученных полугодиях оказалась сопоставимой: 113 дней в ноябре–марте 1995/96 г. и 111 дней в 1996/97 г. По данным снегомерных наблюдений на Западном Кавказе, максимальные снеготопасы зимы 1995/96 г. в средне- и высокогорье были в 1,5–1,6 раза меньше снеготопасов 1996/97 г. То есть общая повышенная сезонная циклоничность и высокая снежность – явления, не тождественные для Западного Кавказа. Сравнение синоптических условий разных годов показало, во-первых, что им присущи довольно заметные изменения; во-вторых, от повторяемости тех или иных синоптических ситуаций зависит режим осадкообразования и снежность зим, поскольку не все из циклонических процессов вносят равный вклад в формирование осадков.

Так, по нашим наблюдениям, различия в снежности зим 1995/96 и 1996/97 гг. вызваны разной повторяемостью, прежде всего, северо-западных и южных циклонов (см. табл. 6 и рис. 5), хотя общее число дней с осадками было почти одинаковым (71 и 70 дней соответственно). С северо-западными циклонами в холодное полугодие 1996/97 г. были связаны более интенсивные осадки.

Таблица 6

Сравнительная продолжительность различных типов циклонических процессов (в сут.) и число дней с осадками (в скобках) в холодные полугодия 1995/96 и 1996/97 гг. на Западном Кавказе

Год	Тип циркуляционных процессов						
	СЗ	З	ЮЗ	Ю	СВ	С	ЧД
Ноябрь							
1995	10(6)	0	3(2)	4(1)	4(4)	1(1)	9(7)
1996	15(6)	4	2	0	0	0	0
Декабрь							
1995	4(1)	0	6(4)	10(7)	5(2)	1(1)	1
1996	4(3)	4(2)	6(4)	7(5)	0	3(3)	0
Январь							
1996	0	0	2(1)	18(11)	1(1)	0	5(1)
1997	10(7)	5(4)	2(2)	0	1(1)	0	2
Февраль							
1996	6(5)	2	2(1)	11(9)	1(1)	1	2(1)
1997	13(8)	1(1)	2(1)	0	0	9(4)	0
Март							
1996	3(3)	1(1)	1	15(8)	0	1(1)	0
1997	24(18)	0	0	0	0	0	1
Ноябрь–март							
1995/96	23(15)	3(1)	14(8)	58(36)	11(8)	4(3)	17(9)
1996/97	66(42)	13(8)	12(7)	7(5)	1(1)	12(7)	3

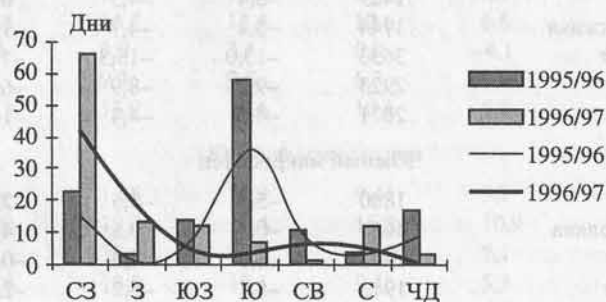


Рис. 5. Повторяемость типов циклонических процессов и соответствующее им число дней с осадками (линии) на Западном Кавказе в ноябре–марте

1.2.2. ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ХОЛОДНОГО ПОЛУГОДИЯ

Температура воздуха – важнейший элемент климата горных районов. Поле приземной температуры воздуха находится под влиянием форм рельефа различного масштаба и высоты местности, поэтому его пространственные изменения сопровождаются резкими температурными градиентами (вертикальными и горизонтальными). Представление о термическом режиме территории дает табл. 7. При обмене воздуха радиационным и турбулентным теплом с поверхностью склонов вертикальные термические градиенты по сравнению с градиентами в свободной атмосфере “искажаются”. Известен эффект массивности гор, или эффект подъема массы (Барри, 1984; Элизбаршвили, 1989; и др.), проявляющийся во влиянии общего подъема территории на поле температуры, а также на снеговые линии и ландшафты. Кроме явного тепла, отдаваемого поверхностью, на нагревание горной атмосферы действует скрытое тепло конденсации, освобождающееся при выпадении осадков из орографических облаков (Flohn, 1953). В ряде горных систем конвективная деятельность благодаря вынужденному подъему воздуха спо-

Таблица 7

Средняя месячная температура воздуха (°С)

Станция	Н, м	I	II	III	IV
Северный макросклон					
Гузерипись	668	-2,2	-0,4	2,9	8,1
Зубровый Парк	1442	-2,6	-2,1	0,3	5,5
Архыз	1452	-5,8	-4,4	-0,4	4,5
Теберда	1328	-3,9	-2,2	1,2	6,2
Учкулан	1362	-4,3	-2,2	1,7	6,7
Клухорский Перевал*	2037	-5,7	-5,5	-2,4	2,3
Шаджатмаз	2070	-6,4	-6,4	-3,9	0,9
Эльбрус	4250	-19,1	-18,7	-16	-11,7
Терскол, пик	3100	-12,9	-12	-9,9	-4,5
Даргавс	1429	-5,4	-4,5	0,8	7,6
Казбеги, нижняя	1744	-5,4	-4,7	-1,5	4,0
Казбеги, в/г	3653	-15,0	-15,3	-12,2	-8,0
Сулак, в/г	2923	-9,2	-8,9	-6,3	-1,3
Кырыз	2071	-4,5	-4,4	-1,6	4,0
Южный макросклон					
Ачишхо	1880	-5,5	-5,5	-2,5	2,2
Красная Поляна	566	-0,1	0,8	4,2	9,2
Местия	1441	-6,0	-4,6	-0,5	5,2
Корулдаши	1943	-5,7	-5,2	-2,6	2,5
Шови	1507	-5,6	-4,6	-1,2	3,8
Мамисонский перевал	2854	-12,0	-12,2	-8,9	-4,1
Крестовый перевал	2395	-11,4	-10,8	-7,2	-1,6
Пасанаури	1071	-4,1	-2,6	1,9	7,4
Алибек	1745	-3,4	-3,2	-1,0	4,5

* Написание названия сохранено в соответствии с принятым в специальной литературе.

способствует значительному притоку тепла конденсации на наветренных склонах. Это явление приводит к дополнительному понижению термических градиентов в горах по сравнению со свободной атмосферой.

Отепляющее воздействие гор усиливается по мере увеличения массивности горного сооружения Большого Кавказа. Вклад явного тепла наиболее существенен летом и отсутствует зимой, когда горы покрыты снегом (Барри, 1984). В зимний период величины вертикальных градиентов понижены (табл. 8). Замедление падения температуры с высотой в зимнее время объясняется большей повторяемостью инверсий, особенно в слое до 1,2 км (Темникова, 1959). Со сходом снежного покрова величины вертикальных градиентов резко возрастают, достигая максимальных значений в мае-июне.

Вертикальные термические градиенты неодинаковы в разных частях горной страны. Меньшие их значения на Западном Кавказе объясняются (Тареева, 1976) большей влажностью воздуха и вкладом в нагревание атмосферы выделяющегося тепла при адиабатических процессах. Однако количественные оценки подобных энергетических преобразований в атмосфере и их вклад в термический режим холодного полугодия отсутствуют. Между

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северный макросклон							
12,7	15,8	18,2	17,6	13,2	8,9	3,6	-0,5
9,9	12,6	15,0	15,0	11,0	8,0	3,6	0,2
9,6	12,4	14,8	14,2	10,2	4,3	0,7	-4,3
10,7	13,4	15,6	15,4	11,5	7,2	2,2	-1,8
11,4	13,8	16,1	16,0	12,0	7,5	2,3	-2,4
6,9	10,1	12,7	12,9	9,2	5,3	0,8	-3,2
5,7	8,6	10,8	11,1	7,3	3,8	-0,3	-3,7
-7,7	-4,1	-1,4	-1,3	-4,9	-8,5	-12,4	-16,5
0,3	3,7	7,4	6,8	3,5	-1,4	-5,9	-9,6
13,5	17,2	19,8	19,2	14,3	8,6	1,9	-2,9
9,0	11,8	14,4	14,4	10,6	6,6	1,5	-2,6
-3,5	-0,3	3,0	3,4	0,0	-4,1	-8,6	-12,3
3,0	6,2	9,3	9,5	6,3	1,5	-3,1	-7,0
8,2	11,3	13,9	13,6	10,1	5,6	1,3	-2,4
Южный макросклон							
6,9	9,8	12,6	12,9	9,4	5,7	1,1	-2,7
14,0	16,9	19,3	19,4	15,3	10,9	6,3	2,0
11,0	14	16,4	16,3	12,0	7,1	1,6	-4,1
7,1	10,3	13,3	13,1	9,4	5,3	0,2	-3,9
9,6	12,8	15,6	15,6	11,4	6,6	1,4	-3,4
0,6	3,8	7,3	7,6	4,0	-0,5	-5,3	-9,1
3,8	7,8	10,5	10,6	6,8	2,1	-4,6	-8,7
12,4	15,6	18,5	18,5	14,4	9,4	3,7	-1,6
9,3	13,0	15,9	15,5	11,7	6,9	2,6	-0,9

Таблица 8

Месячные значения вертикальных градиентов температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$) на высотах более 1000 м (Тареева, 1976; Давидович, Тареева, 1980)

Район	I	II	III	IV
Северный склон				
Западный Кавказ	0,39	0,48	0,57	0,61
Центральный Кавказ	0,53	0,55	0,60	0,64
Восточный Кавказ	0,35	0,44	0,53	0,60
Южный склон				
Западный Кавказ	0,36	0,46	0,48	0,53
Центральный и Восточный Кавказ	0,48	0,57	0,60	0,64

тем при отрицательных температурах содержание пара в воздухе настолько мало, что может выделяться лишь очень ограниченное количество скрытого тепла (Барри, 1984), что, видимо, уменьшает вероятность образования орографической облачности в зимнее время (особенно в восточной части Большого Кавказа) и, следовательно, значение влажно-адиабатических процессов в вертикальном распределении температуры воздуха.

Среди параметров термического режима, влияющих на формирование снежного покрова, наиболее показательны продолжительность периода n с устойчивой средней суточной температурой воздуха ниже 0°C (холодный или зимний период), а также даты начала T_0 и конца $T_в$ холодного периода. Методические приемы нахождения средних значений характеристик термического режима и их картографирования известны (Береснева, Копанев, 1992). Для расчета продолжительности зимнего периода (дат его начала и конца) нами использовался метод гистограмм А.А. Шепелевского, реализованный при создании соответствующих карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов Мира. Суть его заключается в определении указанных характеристик по точкам пересечения линии (ординаты) 0°C (или других заданных значений) сглаженными кривыми внутригодового хода среднемесячных температур воздуха.

Таким образом, с использованием сведений (Справочник..., 1966, 1967) по данным более 100 пунктов была определена средняя продолжительность холодного периода \bar{n} и получены зависимости \bar{n} от высоты местности H . На рис. 6 видно, что на высотах до 1300 м на южном склоне величины \bar{n} приблизительно в 1,5–2,5 раза меньше, чем на северном. Выше фактор макросклонов перестает быть столь ощутимым, и разброс точек уменьшается. На высотах приблизительно до 2500 м заметным фактором дифференциации поля \bar{n} является меридиональная климатическая неоднородность Большого Кавказа на каждом из макросклонов.

В соответствии с принятым районированием Большого Кавказа (Залиханов, 1981) предлагаем локальные эмпирические зависимости $\bar{n} = f(H)$, определявшиеся методом наименьших квадратов (табл. 9). Судя по значениям F -критерия, полученные коэффициенты детерминации правильно оце-

V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Северный склон							
0,62	0,61	0,61	0,54	0,49	0,40	0,38	0,31
0,69	0,66	0,64	0,64	0,60	0,51	0,50	0,50
0,60	0,58	0,54	0,51	0,48	0,44	0,40	0,30
Южный склон							
0,53	0,53	0,52	0,48	0,43	0,37	0,34	0,32
0,69	0,65	0,62	0,60	0,58	0,55	0,51	0,43

нивают тесноту связи: при уровне значимости $\alpha = 0,01$ F -критическое намного меньше F -наблюдаемого для каждого из уравнений регрессии. Стандартные ошибки полученных уравнений не превышают 10–14 дней.

Согласно данным зависимостям, хорошо отражающим фактическое распределение точек $\bar{n} = f(H)$, в интервале высот до 1500 м на северном макросклоне продолжительность холодного периода на Центральном Кавказе несколько больше, чем на сопоставимых высотах Западного и Восточного Кавказа (табл. 10) (Погорелов, 1998б).

На южном макросклоне фактором дифференциации \bar{n} в интервале высот 0,5–1,5 км является близость к акватории Черного моря. С ростом высоты местности и одновременно с приближением к осевой части горной системы кривые $\bar{n} = f(H)$, построенные для разных частей Большого Кавказа, зако-

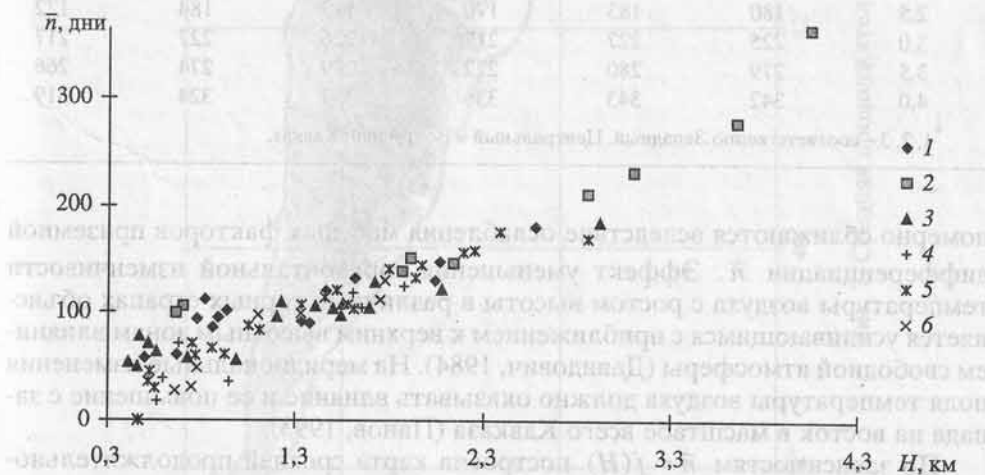


Рис. 6. Связь средней продолжительности холодного периода \bar{n} и высоты местности H

1, 2, 3 – соответственно Западный, Центральный и Восточный Кавказ, северный макросклон; 4, 5, 6 – Западный, Центральный и Восточный Кавказ, южный макросклон

Таблица 9

Зависимости средней продолжительности холодного периода \bar{n} (дни)
от высоты местности H (в км)*

Район	Уравнение	R^2	F
Южный макросклон			
Западный Кавказ	$\bar{n} = 8,78H^2 + 49,7H - 2,1$	0,972	176
Центральный Кавказ	$\bar{n} = 6,01H^2 + 54,48H + 9,8$	0,959	163
Восточный Кавказ	$\bar{n} = 8,71H^2 + 41,92H + 12,4$	0,963	242
Северный макросклон			
Западный Кавказ	$\bar{n} = 16,37H^2 + 1,65H + 73,1$	0,967	156
Центральный Кавказ	$\bar{n} = 19,05H^2 - 17,07H + 106,3$	0,976	257
Восточный Кавказ	$\bar{n} = 16,17H^2 + 5,34H + 55,7$	0,966	117

* R^2 – коэффициент детерминации, F – критерий Фишера.

Таблица 10

Средняя продолжительность холодного периода (дни)
в разных частях Большого Кавказа*

Высота, км	Северный макросклон			Южный макросклон		
	1	2	3	1	2	3
0,1	78	103	62	25	39	36
1,0	91	108	77	56	70	63
1,5	112	124	100	92	105	95
2,0	142	148	131	132	143	131
2,5	180	183	170	177	184	172
3,0	225	227	217	226	227	217
3,5	279	280	272	279	274	266
4,0	342	343	336	337	324	319

* 1, 2, 3 – соответственно Западный, Центральный и Восточный Кавказ.

номерно сближаются вследствие ослабления местных факторов приземной дифференциации \bar{n} . Эффект уменьшения горизонтальной изменчивости температуры воздуха с ростом высоты в различных горных странах объясняется усиливающимся с приближением к верхним высотным зонам влиянием свободной атмосферы (Давидович, 1984). На меридиональные изменения поля температуры воздуха должно оказывать влияние и ее повышение с запада на восток в масштабе всего Кавказа (Панов, 1993).

По зависимостям $\bar{n} = f(H)$ построена карта средней продолжительности холодного периода (рис. 7).

Проблема достоверности оценки термического режима высокогорья вызвана малым количеством пунктов наблюдений. При экстраполяции \bar{n} необходимо учитывать нелинейность связи $\bar{n}(H)$ и локальные особенности

температурного поля, например воздействие ледников. О положении уровня $\bar{n} = 365$ дней по прямым наблюдениям на Кавказе можно судить лишь по данным станции Эльбрус (4250 м). На этой высоте максимальная среднемесячная температура воздуха равна $-1,3$ °С (август) (Справочник..., 1966). Согласно Н.В. Давидович (1984), на больших высотах, где температура в летнее время ниже нуля, "температурный скачок", вызванный выхолаживающим действием ледниковой поверхности, практически исчезает. С учетом значений вертикального температурного градиента в августе, равного $0,64$ °С/100 м (Давидович, Тареева, 1979), нижняя граница средней продолжительности холодного периода $\bar{n} = 365$ дней близка здесь к отметке 4050 м (см. рис. 6).

В пределах рассматриваемой горной системы средняя продолжительность зимнего периода тесно коррелирует с минимальной средней многолетней среднемесячной температурой воздуха t_{\min} (рис. 8). Полученное эмпирическое уравнение, применимое для фактических значений температуры t_{\min} от $-0,6$ до $-19,1$ °С, имеет вид

$$\bar{n} = 0,0056t_{\min}^4 + 0,124t_{\min}^3 + 0,585t_{\min}^2 \pm 15,36t_{\min} + 33 \quad (R^2 = 0,978). \quad (1.1)$$

Величина среднемесячной температуры воздуха самого холодного месяца (январь, в редких случаях февраль) в скрытом виде отражает основные факторы продолжительности холодного периода и высоту местности. В условиях относительной климатической однородности рассматриваемого региона средняя многолетняя температура воздуха самого холодного месяца характеризует и сглаженный годовой ход температуры в области отрицательных значений, что позволяет использовать ее для расчета средней продолжительности зимнего периода посредством эмпирической зависимости (1.1). F -критерий данной связи равен 756, что намного меньше F -критического при уровне значимости $\alpha = 0,01$. При попытке установления подобной

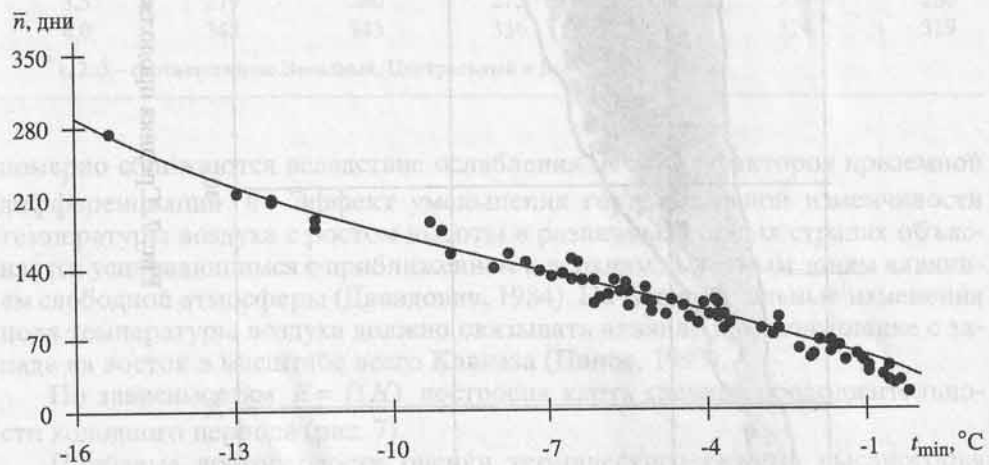


Рис. 8. Зависимость средней продолжительности холодного периода \bar{n} от минимальной среднемесячной температуры воздуха t_{\min}

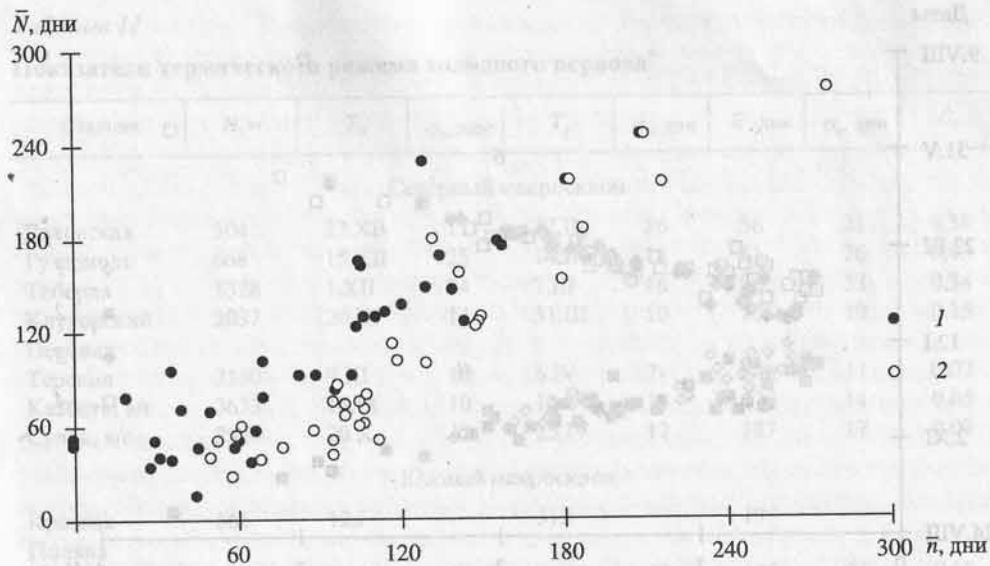


Рис. 9. Связь средней продолжительности холодного периода \bar{n} и среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} на разных макросклонах
 1 – южный макросклон; 2 – северный макросклон

связи по ежегодным данным для отдельных станций обнаружилось отсутствие корреляции между минимальной среднемесячной температурой воздуха и годовой продолжительностью холодного периода.

Рассмотрим влияние термического режима на некоторые характеристики снежного покрова. Как и следовало ожидать, в масштабе горной страны связь \bar{n} и среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} не очень тесна (рис. 9), что лишний раз доказывает значимость для \bar{N} , кроме термического режима, и количества осадков; при этом действенным фактором дифференциации числа дней со снежным покровом служит макроэкспозиция – при одинаковых значениях средней продолжительности холодного периода \bar{n} число дней со снежным покровом на южном склоне в сравнении с северным заметно больше. Эта разница уменьшается по мере приближения к климатическим условиям свободной атмосферы, т.е. с ростом высоты местности и с приближением к осевой части Главного хребта.

Рис. 10 иллюстрирует высотную зависимость дат устойчивого перехода температуры воздуха через 0°C в весенне-летний и осенне-зимний периоды. Ощутимый разброс точек на высотах низко- и среднегорья свидетельствует об участии дополнительных факторов в термическом режиме исследуемой территории, а именно – всего комплекса локальных условий, в том числе местных циркуляционных процессов, усиливающих контрасты в распределении метеорологических элементов. В целом влияние экспозиции макросклона (как фактора циркуляции и инсоляционных процессов) на даты начала и конца зимнего периода вследствие значительной меридиональной протяженности Большого Кавказа заметно лишь на высотах до 1000 м, выше и с приближением к Главному хребту оно также нивелируется.

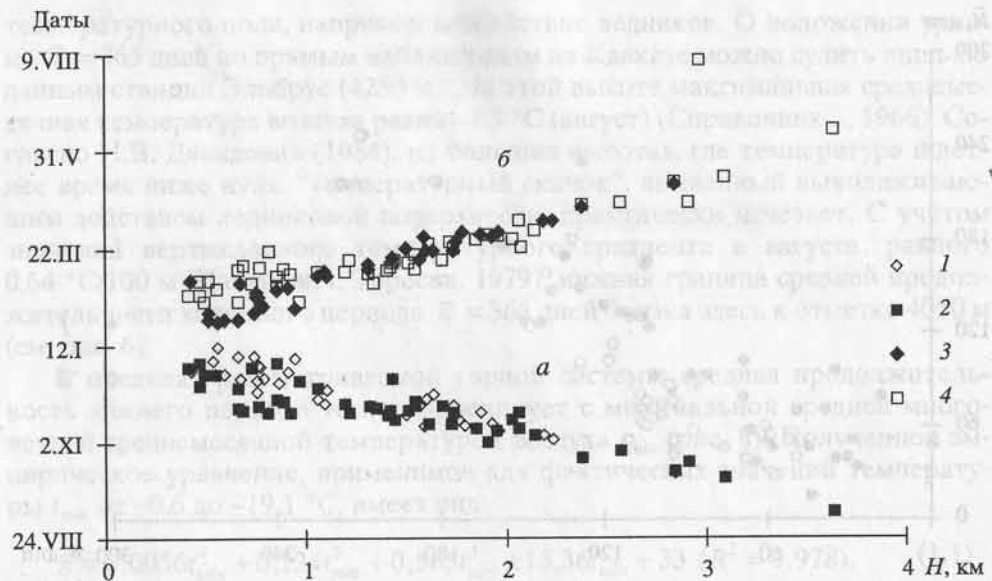


Рис. 10. Зависимость средних дат начала (а) и конца (б) зимнего периода от высоты местности с учетом экспозиции макросклонов
1, 3 – южный макросклон; 2, 4 – северный макросклон

При определении многолетней изменчивости параметров холодного периода применялся указанный метод А.А. Шепелевского. Исходными данными послужили 40–60-летние ряды средних месячных температур воздуха на разных станциях Большого Кавказа, за исключением станции Терскол с длиной ряда 27 лет. Осреднение климатических показателей, необходимое для оценки многолетнего режима метеорологического элемента, базируется на показателях статистического распределения, среди которых одно из главных – среднее квадратическое отклонение (Рубинштейн, 1979; Береснева, Копанев, 1992).

Многолетняя изменчивость температуры воздуха и режимных параметров снежного покрова оценивалась для пунктов, отражающих различные географические условия формирования снежного покрова: представительный диапазон высот, разные макросклоны (табл. 11) и части Большого Кавказа (Гузерибль, Теберда, Клухорский Перевал, Красная Поляна, Ачишхо – Западный Кавказ; Терскол, Мамисонский перевал, Корулдаши, Казбеги, высокогорная, – Центральный Кавказ; Сулак, высокогорная, – Восточный Кавказ). Станция Мамисонский перевал располагается на водоразделе Главного хребта.

Временной разброс дат начала холодного периода согласно величинам среднего квадратического отклонения σ_0 колеблется в разных точках Большого Кавказа от 10 дней (Терскол, Казбеги, высокогорная) до 25 дней (Гузерибль). Практически на всех станциях среднее квадратическое отклонение σ_0 дат конца холодного периода, изменяющееся в пределах 7–18 дней, на несколько дней меньше σ_0 , что говорит о большей устойчивости температурного режима в весенний сезон по сравнению с периодом предзимья.

Таблица 11

Показатели термического режима холодного периода*

Станция	H , м	T_0	σ_0 , дни	T_v	σ_v , дни	\bar{n} , дни	σ_n , дни	C_v
Северный макросклон								
Даховская	504	23.XII	17	17.II	16	56	21	0,38
Гузерибль	668	15.XII	25	14.II	18	61	26	0,43
Теберда	1328	1.XII	24	7.III	16	96	33	0,34
Клухорский	2037	20.XI	14	31.III	10	131	19	0,15
Перевал								
Терскол	2150	9.XI	10	6.IV	7	148	11	0,07
Казбеги, в/г	3653	15.IX	10	12.VI	11	270	14	0,05
Сулак, в/г	2920	20.X	12	25.IV	12	187	17	0,09
Южный макросклон								
Красная	566	12.I		31.I		19		
Поляна								
Ачишхо	1880	26.XI	15	31.III	13	125	21	0,17
Мамисонский	2854	13.X	11	10.V	12	209	15	0,07
перевал								
Корулдаши	1943	17.XI	11	1.IV	9	135	15	0,11

* Обозначения см. в тексте.

Исключение составляют станции на высотах более 2800 м, — здесь σ_0 и σ_v почти равны, а небольшие величины рассматриваемых средних квадратических отклонений отвечают условиям приближения к термическому режиму свободной атмосферы.

Многолетняя изменчивость продолжительности холодного периода n характеризуется значениями σ_n от 33 в Теберде до 11 дней в Терсколе. Нормированный показатель изменчивости продолжительности холодного периода (коэффициент вариации C_v) свидетельствует о том, что наиболее неустойчивы термические условия зимнего периода в предгорьях на абсолютных высотах до 1500 м (C_v равен 0,43–0,34); на высотах более 2100 м многолетние вариации продолжительности зимнего периода заметно убывают (C_v равен 0,09–0,05).

Отклонения в сроках начала и конца холодного периода в общем возрастают с увеличением средних зимних температур воздуха. Обратим внимание на то, что значения средних квадратических отклонений дат начала и конца зимы сравнимы со средними квадратическими отклонениями в датах образования и разрушения снежного покрова, хотя последние несколько больше (Гузерибль, Теберда, Клухорский Перевал, Ачишхо) (см. табл. 11). Средние режимные характеристики снежного покрова (табл. 12), как и стандартные отклонения, определялись по рядам наблюдений длительностью 33–60 лет, что сопоставимо с продолжительностью наблюдений за температурой воздуха на соответствующих горных станциях. Средние даты начала холодного периода и образования устойчивого снежного покрова на одних и тех же пунктах не совпадают. А именно, как отмечалось (Котляков, 1968), в рай-

Таблица 12

Показатели временной изменчивости режимных характеристик снежного покрова*

Станция	D_o	σ_o , дни	D_p	σ_p , дни	\bar{N} , дни	σ_N , дни	C_v
Гузерибль	7.I	22	1.III	19	60	25	0,42
Теберда	17.XII	24	3.III	23	87	28	0,32
Клухорский Перевал	14.XI	15	2.V	11	180	17	0,09
Сулак, в/г	20.X	18	24.V	16	215	25	0,12
Красная Поляна	29.XII	23	13.III	18	82	32	0,39
Ачишхо	7.XI	17	4.VI	13	230	20	0,09
Мамисонский перевал	16.X	—	7.VI	—	248	—	—
Корулдаши	26.XI	—	2.V	—	170	—	—

* D_o и D_p – средние даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова, σ_o и σ_p – стандартные отклонения дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова, \bar{N} – среднее число дней со снежным покровом, σ_N – стандартное отклонение числа дней со снежным покровом, C_v – коэффициент вариации числа дней со снежным покровом. Здесь и далее в таблицах прочерк означает “нет данных”.

онах с малым количеством осадков снежный покров образуется при устойчивых отрицательных температурах, а в местах с обильными осадками – при положительных температурах.

На низко- и среднегорных станциях северного склона (Гузерибль, Теберда) устойчивый снежный покров образуется обычно на 1–2 декады позже дат установления отрицательных температур воздуха. В районах с выраженным зимним максимумом осадков даже в низкогорье (Красная Поляна) устойчивый снежный покров образуется приблизительно на 1 декаду раньше даты начала зимнего периода, а на Ачишхо подобная разница возрастает почти до двух декад.

Даты конца холодного периода и разрушения устойчивого снежного покрова также заметно разнятся (Погорелов, 1998а), главным образом за счет более позднего разрушения снежного покрова (табл. 12). Например, на станциях Клухорский Перевал, Сулак, высокогорная, Корулдаши, Мамисонский перевал, достаточно репрезентативно отражающих климатический фон высокогорья Большого Кавказа, устойчивый снежный покров разрушается приблизительно на 30 дней позже перехода температур воздуха в область устойчивых положительных значений. На много-снежной станции Ачишхо (средняя наибольшая за зиму среднедекадная толщина снежного покрова 472 см (Справочник..., 1968)) снежный покров обычно разрушается более чем на 60 дней позже даты конца зимнего периода.

На низкогорных и малоснежных станциях средняя продолжительность зимнего периода \bar{n} сопоставима со значениями среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} ; с увеличением снежности разница $\bar{N} - \bar{n}$ возрастает до 28–50 дней (Клухорский Перевал, Сулак, высокогорная, Корулдаши, Мамисонский перевал), достигая на Ачишхо 105 дней.

Соотношение многолетней динамики продолжительности холодного периода n с ходом числа дней со снежным покровом N и длительностью залегания устойчивого снежного покрова $N_{уст}$ существенно отличаются на мало- и многоснежных пунктах. По мере увеличения снежности (величин снегозапасов) значимость термического режима для характеристик снежного покрова убывает, а атмосферных осадков возрастает, многолетняя динамика термических условий зимнего периода и режимных характеристик снежного покрова приобретает более независимый по отношению друг к другу характер. На многоснежных пунктах длительность залегания устойчивого снежного покрова практически ежегодно превышает продолжительность холодного периода, например, на станции Клухорский Перевал такая разница в среднем составляет около 40 дней (рис. 11), а на Ачишхо – более 80 дней. В условиях неежегодного образования устойчивого снежного покрова в низко- и среднегорье продолжительность зимнего периода n – верхний предел для длительности залегания устойчивого снежного покрова $N_{уст}$ (рис. 12), n в этом случае почти всегда больше $N_{уст}$.

Для оценки межгодовой изменчивости температуры воздуха в отдельные месяцы применяется среднее квадратическое отклонение, судя по которому термические условия на Большом Кавказе наименее стабильны в январе–феврале (Научно-прикладной..., 1990). Согласно внутригодовому ходу среднего квадратического отклонения, отчетливо выраженный пик многолетней изменчивости средних месячных температур воздуха приходится именно на эти месяцы и составляет 2–3 °С (рис. 13).

Аналогичные результаты получены для Колхидской низменности (Арвеладзе и др., 1983). Примечательно, что на высокогорных и многоснежных станциях (Клухорский Перевал, Мамисонский перевал, Казбеги, высокогорная, Сулак, высокогорная, Ачишхо, Корулдаши) годовому ходу среднего квадратического отклонения среднемесячных температур

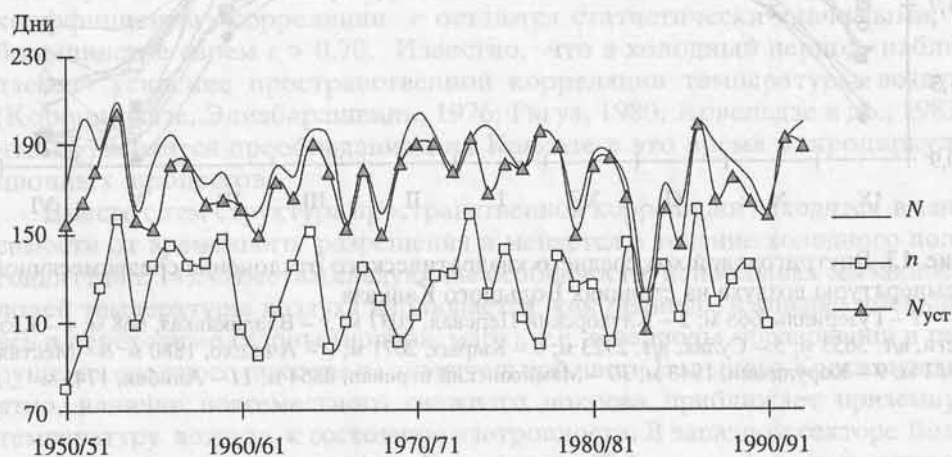


Рис. 11. Многолетний ход продолжительности зимнего периода n , числа дней со снежным покровом N и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова $N_{уст}$ на станции Клухорский Перевал

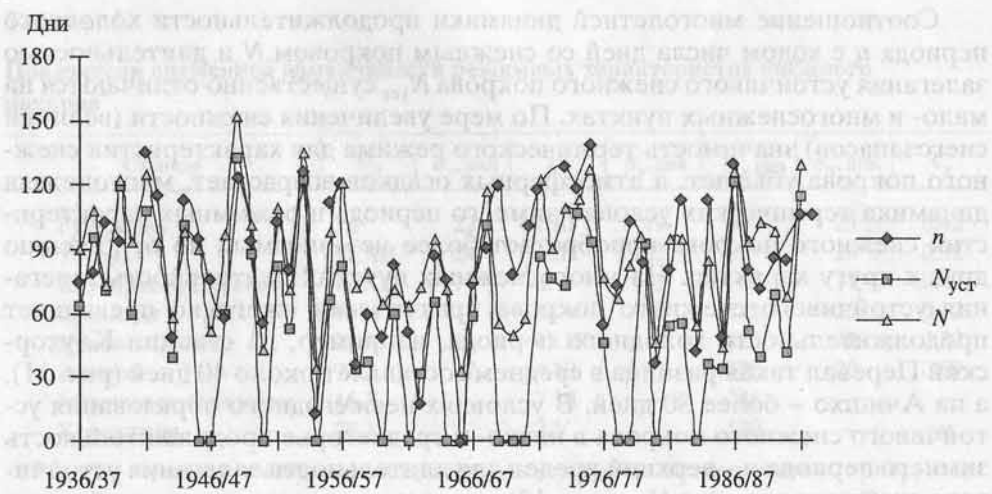


Рис. 12. Многолетний ход продолжительности зимнего периода n , числа дней со снежным покровом N и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова $N_{уст}$ на станции Теберда

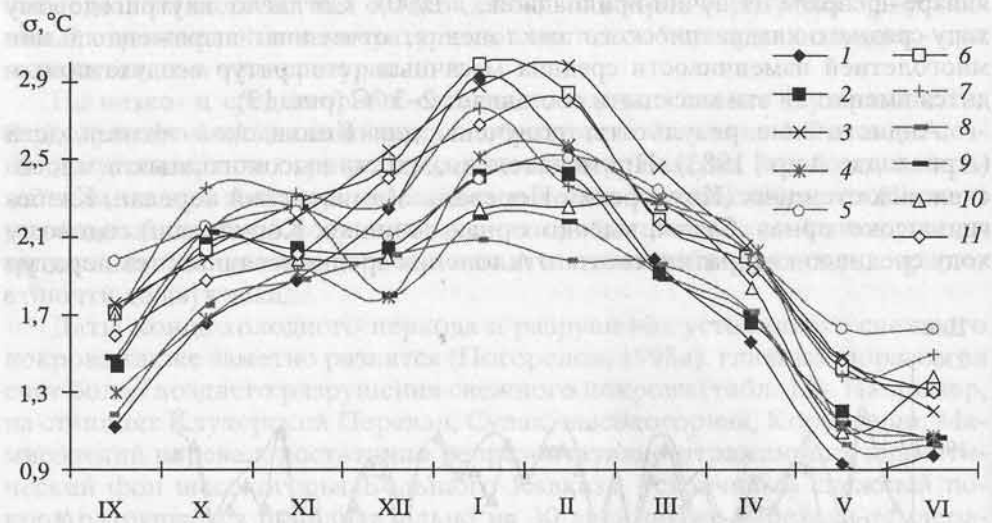


Рис. 13. Внутригодовой ход среднего квадратического отклонения среднемесячной температуры воздуха на станциях Большого Кавказа

1 – Гузерипль, 668 м; 2 – Клухорский Перевал, 2037 м; 3 – Владикавказ, 668 м; 4 – Казбеги, в/г, 3653 м; 5 – Сулак, в/г, 2923 м; 6 – Кырыз, 2071 м; 7 – Ачишхо, 1880 м; 8 – Местия, 1441 м; 9 – Корулдаши, 1943 м; 10 – Мамисонский перевал, 2854 м; 11 – Алибек, 1745 м

воздуха свойственен еще один максимум – в предзимье (октябрь–ноябрь), в период образования снежного покрова. На низко- и среднегорных станциях (Гузерибль, Теберда, Владикавказ, Местия и др.) годовой ход рассматриваемого среднеквадратического отклонения одновершинный, причем на низкогорных станциях северного склона пик многолетней изменчивости температуры воздуха в самые холодные месяцы года наиболее выражен (рис. 13) – здесь термический режим весьма неустойчив из-за частой смены синоптических ситуаций. Из значений средних дат образования и разрушения снежного покрова и стандартных отклонений этих дат на станциях Гузерибль, Теберда, Красная Поляна (см. табл. 12) следует, что эти даты в отдельные годы могут приходиться на январь–февраль. Таким образом, значительная многолетняя изменчивость температуры воздуха в январе–феврале делает вклад термических условий в формирование режима снежного покрова (число дней со снежным покровом, даты образования и разрушения и др.) в низко- и среднегорье весьма существенным, поскольку по мере увеличения изменчивости какого-либо фактора возрастает его статистическая значимость в качестве предиктора.

Исследование пространственной корреляции температуры воздуха в зимний период представляет интерес с точки зрения оценки региональной однородности формирования полей снежного покрова. Гипотеза однородности и изотропности поля температуры проверяется обычно путем анализа корреляционной матрицы. В сущности режимные характеристики снежного покрова есть функция температуры воздуха и сумм осадков, вклад которых неравнозначен в разных частях горной страны. Корреляционная матрица (табл. 13) свидетельствует о достаточно высокой пространственной связанности поля температуры воздуха в холодное полугодие. Несмотря на линейные расстояния между исследуемыми пунктами до 500–600 км, разную экспозицию склонов и существующую анизотропию поля температуры, а также 5-месячный период осреднения, коэффициенты корреляции r остаются статистически значимыми, в большинстве своем $r > 0,70$. Известно, что в холодный период наблюдается усиление пространственной корреляции температуры воздуха (Корошинадзе, Элизбарашвили, 1976; Гагуа, 1980; Арвеладзе и др., 1983), что объясняется преобладанием на Кавказе в это время макроциркуляционных процессов.

Вместе с тем структура пространственной корреляции находится в зависимости от временного разрешения и меняется в течение холодного полугодия (табл. 14). Отметим следующие особенности: наибольшая связанность полей температуры воздуха наблюдается, как правило, в январе, уменьшаясь в переходные сезоны (ноябрь, март), т.е. в периоды образования и разрушения снежного покрова на значительной части Большого Кавказа; вероятно, наличие повсеместного снежного покрова приближает приземную температуру воздуха к состоянию изотропности. В западном секторе Большого Кавказа (в треугольнике Гузерибль – Теберда – Ачишхо) синхронность колебаний температуры воздуха в связи с особенностями местной циркуляции возрастает от ноября к марту.

Таблица 13
Матрица коэффициентов корреляции средней температуры воздуха холодного полугодия
(ноябрь–март) на станциях Большого Кавказа*

Станция	Крд	Гзр	Соч	Ачш	Птт	Влд	Тбр	Ммс	Кзб	Слк	Мст	Тбл
Крд	1,00	0,87	0,82	0,68	0,94	0,93	0,77	0,71	0,65	0,58	0,74	0,79
Гзр		1,00	0,92	0,76	0,86	0,88	0,93	0,85	0,81	0,74	0,86	0,87
Соч			1,00	0,88	0,81	0,83	0,92	0,93	0,86	0,75	0,90	0,84
Ачш				1,00	0,64	0,67	0,82	0,96	0,84	0,70	0,84	0,68
Птт					1,00	0,96	0,79	0,72	0,67	0,65	0,69	0,87
Влд						1,00	0,81	0,73	0,67	0,62	0,72	0,87
Тбр							1,00	0,89	0,83	0,72	0,86	0,86
Ммс								1,00	0,92	0,81	0,88	0,79
Кзб									1,00	0,82	0,85	0,80
Слк										1,00	0,73	0,72
Мст											1,00	0,77
Тбл												1,00

* Крд – Красноярс, Гзр – Гузерипль, Соч – Сочи, Ачш – Ачишхо, Птт – Пятигорск, Влд – Владикавказ, Тбр – Теберда, Ммс – Мамисонский перевал, Кзб – Казбеги, в/г, Слк – Сулак, в/г, Мст – Местия, Тбл – Тбилиси.

Таблица 14

Изменение пространственной корреляции среднемесячной температуры воздуха в течение холодного полугодия

Пары станций	Коэффициент корреляции r		
	Ноябрь	Январь	Март
Краснодар – Владикавказ	0,89	0,93	0,84
Краснодар – Пятигорск	0,91	0,89	0,89
Гузерибль – Теберда	0,87	0,95	0,97
Владикавказ – Мамисонский перевал	0,73	0,79	0,63
Мамисонский перевал – Казбеги, в/г	0,94	0,94	0,75
Гузерибль – Ачишхо	0,64	0,77	0,87
Теберда – Ачишхо	0,85	0,87	0,92
Теберда – Местия	0,71	0,91	0,72
Мамисонский перевал – Местия	0,83	0,90	0,71
Сулак, в/г, – Местия	0,68	0,86	0,43
Ачишхо – Местия	0,80	0,86	0,74
Местия – Тбилиси	0,69	0,72	0,65

1.2.3. АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ ХОЛОДНОГО ПОЛУГОДИЯ

Атмосферные осадки, являясь источником снегонакопления, непосредственно связаны с пространственно-временным распределением снежного покрова в горах. Поле средних годовых сумм осадков на территории Большого Кавказа весьма неоднородно; судя по данным (Справочник..., 1968, 1969, 1970), годовые суммы по результатам прямых измерений изменяются здесь в пределах 220–3320 мм. Согласно косвенным гляциоклиматологическим оценкам количество твердых осадков на ледниках в районах локальных максимумов увлажнения в верховьях рек Белой и Малой Лабы (бассейн р. Кубань) достигает около 4500–5000 мм (Тареева, 1978; Кренке, 1982).

Данные суммарных осадкомеров дополняют сведения об условиях увлажнения в мало исследованных горных районах (табл. 15). Погрешности расчетов сумм осадков, связанные с малой и неодинаковой продолжительностью рядов наблюдений по суммарным осадкомерам, компенсируются значительной неоднородностью полей осадков. Средние годовые суммы осадков, изменяющиеся от 787 до 2498 мм, убывают на одних и тех же высотах в восточном направлении. В мезомасштабе отчетливое увеличение увлажнения с высотой наблюдается на субмеридиональных отрезках долин северного склона (Малая Лаба, Аксаут, Уллукам).

Вертикальное изменение осадков вблизи осевой части Главного хребта и в ледниковой зоне имеет весьма сложный характер, что подтверждается их распределением в бассейнах рек Маруха, Теберда (см. табл. 15). Здесь осадки определяются морфологией бассейна и циркуляцией долинных и ледниковых ветров (Ледник..., 1988). На южном склоне проявляются эффекты увеличения осадкообразования у выдвинутых к югу орографических препятствий (бассейны рек Мзымта, Шахе). В целом, и об этом свидетель-

Таблица 15

Сведения об атмосферных осадках по данным суммарных осадкомеров*

Горный бассейн	Высота, м	Период наблюдений	Теплый период (VI–IX)			
			\bar{x}_T	σ	C_v	d
Белая	900	1981–1988	265	–	–	27
	1750	1976–1988	332	–	–	28
	1780	1966–1988	713	288	0,40	30
	2000	1966–1988	510	263	0,52	34
Малая Лаба	1080	1973–1988	386	119	0,31	27
	1170	1973–1988	309	127	0,41	24
	1700	1973–1988	415	115	0,28	25
	2000	1973–1988	674	284	0,42	32
Маруха	2400	1973–1988	1012	391	0,39	41
	2080	1967–1988	408	130	0,32	32
	2500	1968–1988	640	205	0,32	29
	2730	1967–1988	612	195	0,32	28
	2900	1968–1988	601	261	0,43	29
Аксаут	2970	1981–1988	710	–	–	43
	3150	1968–1988	472	158	0,33	22
	1680	1979–1987	369	–	–	28
	1880	1979–1988	441	–	–	31
	2450	1982–1988	507	–	–	36
Теберда	2030	1964–1987	586	184	0,31	33
	2350	1964–1984	368	158	0,43	29
	2470	1965–1987	534	185	0,35	34
	2700	1966–1984	590	200	0,34	45
	2910	1981–1987	533	–	–	31
Учкулан	1660	1967–1987	343	133	0,39	29
	1970	1968–1985	530	259	0,49	32
	2620	1968–1978	544	–	–	39
Уллукам	1795	1969–1980	232	–	–	29
	1810	1981–1987	320	–	–	38
	2100	1981–1987	483	–	–	35
	2670	1981–1987	520	–	–	33
	2800	1968–1988	523	154	0,29	40
	2900	1980–1987	525	–	–	28
	3090	1980–1987	691	–	–	28
Цемес	500	1981–1987	429	–	–	28
Шахе	200	1982–1988	430	–	–	21
	665	1982–1988	414	–	–	21
	1590	1983–1988	508	–	–	25
Мзымта	950	1973–1988	435	115	0,26	22
	1750	1973–1988	475	127	0,27	25
	1930	1973–1988	601	237	0,39	29
	2200	1982–1988	341	–	–	32

* $\bar{x}_M, \bar{x}_X, \bar{x}_T$ – суммы осадков за периоды июнь–сентябрь, сентябрь–июнь и год соответственно, мм;
 σ – среднее квадратическое отклонение, мм, C_v – коэффициент вариации; d – доля в годовой сумме, %.

Холодный период (IX-VI)				Годовая сумма осадков		
\bar{x}_x	σ	C_v	d	\bar{x}_r	σ	C_v
700	-	-	73	965	-	-
874	-	-	72	1206	-	-
1685	471	0,30	70	2398	557	0,23
1009	345	0,34	66	1519	339	0,22
1041	404	0,39	73	1427	452	0,32
983	258	0,26	76	1292	293	0,23
1271	205	0,16	75	1686	276	0,16
1432	315	0,22	58	2106	476	0,23
1432	231	0,16	59	2444	499	0,20
871	451	0,31	68	1279	464	0,36
1538	249	0,16	71	2178	230	0,11
1552	655	0,42	72	2164	664	0,31
1453	523	0,36	71	2054	640	0,31
954	-	-	57	1664	-	-
1654	471	0,28	78	2126	495	0,31
939	-	-	72	1308	-	-
978	-	-	69	1419	-	-
899	-	-	64	1406	-	-
1167	222	0,19	67	1753	267	0,16
880	242	0,28	71	1246	235	0,19
1030	267	0,26	66	1564	205	0,13
715	285	0,40	55	1305	288	0,22
1181	-	-	69	1714	-	-
860	302	0,35	71	1203	315	0,26
1121	286	0,26	68	1651	430	0,26
845	-	-	61	1389	-	-
555	-	-	71	787	-	-
529	-	-	62	849	-	-
917	-	-	65	1400	-	-
1079	-	-	67	1599	-	-
782	195	0,25	60	1305	241	0,18
1330	-	-	72	1855	-	-
1807	-	-	72	2498	-	-
1099	-	-	72	1528	-	-
1571	-	-	79	2001	-	-
1517	-	-	79	1931	-	-
1508	-	-	75	2016	-	-
1538	240	0,15	78	1973	223	0,11
1448	234	0,16	75	1923	272	0,14
1481	256	0,17	71	2082	261	0,13
711	-	-	68	1052	-	-

ствуют данные суммарных осадкомеров, региону присущи высокие горизонтальные градиенты осадков, благодаря чему внутрибассейновые флуктуации поля осадков превосходят их различия между бассейнами.

Столь высокая пространственная неоднородность исследуемой характеристики вызвана рядом факторов, среди которых – сложность рельефа и региональной структуры циркуляционных процессов. В таких условиях отмечается слабая пространственная корреляция осадков (Алибегова, Элизбарашвили, 1980), усиливающая фоновую неоднородность поля снежного покрова.

О высотном распределении годовых сумм осадков дают представление данные табл. 16, но эти фоновые изменения (как субмеридиональное – с запада на восток, так и вертикальное) нередко перекрываются мезомасштабными орографическими воздействиями (Темникова, 1959; Панов и др., 1980; Панов, 1993), способными как усилить, так и ослабить осадки.

Среди орографических явлений такого рода – аридизирующий котловинный эффект. Так, на северном макросклоне годовые суммы осадков в котловинах между передовыми хребтами и на южном склоне Скалистого хребта в 2–3 раза меньше, чем в предгорьях и на северных склонах (Иванченко, Панов, 1980). Типичный случай: в Нальчике (предгорье, высота 441 м) годовая сумма осадков равна 597 мм, в Нижнем Чегеме (за Лесистым хребтом, 893 м) – 536 мм, в Верхнем Хуламе (южный склон Скалистого хребта, 1700 м) – 305 мм. Эффектом вынужденного восхождения влагонесущих потоков вызвано заметное увеличение осадков у выдвинутых к югу орографических препятствий в бассейнах рек Мзымта (район горы Ачишхо), Бзыбь (Бзыбский хребет), Кодори (Кодорский хребет). Здесь на высо-

Таблица 16

Изменение годового количества осадков (в мм) с высотой
(Алибегова, Элизбарашвили, 1980; Иванченко, Панов, 1980)

Район	Высота, м									
	2000	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800
Северный склон										
Западный Кавказ	1980	2080	2150	2155	2135	2115	2085	2055	2025	–
Центральный Кавказ	610	740	870	1000	1130	1170	1210	1120	1060	1000
Восточный Кавказ	910	960	1010	1060	1110	1150	1130	1080	1020	960
Южный склон										
Западный Кавказ	2470	2450	2400	2350	2280	2260	2240	2210	2180	–
Центральный Кавказ	2370	2450	2490	2505	2480	2460	2440	2410	2380	2350
Восточный Кавказ	1340	1360	1380	1390	1400	1380	1360	1340	1310	–

тах 1800–2500 м отмечаются максимальные для Большого Кавказа годовые суммы осадков – более 3000 мм.

Индикатором количества осадков являются ледники и положение границы питания. По данным В.Д. Панова (1993), на северном склоне в гляциальной зоне на высотах более 2000 м годовые суммы осадков постепенно уменьшаются с запада на восток от 2000–2500 мм в бассейнах рек Белая и Лаба до 1000–1200 мм в бассейнах рек Черек и Урух и до 800–1150 мм в бассейнах рек Самур и Кусарчай. Еще более значительно уменьшение количества осадков в этом направлении на южном склоне. Если в бассейнах рек Мзымта и Бзыбь годовое количество осадков равно по косвенным оценкам 3000–3500 мм, то на востоке в истоках Куры оно не превышает 1000 мм.

Проблеме вертикального распределения осадков в горах посвящено много работ (см., например, работы, посвященные Кавказу (Климат..., 1971; Иванченко, Панов, 1980; Алибегова, Элизбарашвили, 1980), и теоретически ясно, что выше некоторого “критического” предела их рост сменяется убыванием. Определение этого предела, или “ребра осадков”, для конкретной географической ситуации – довольно сложная задача, решение которой осложняется недостатком прямых измерений. С оценкой вертикального распределения осадков связаны не только формирование снегозапасов, но и режим стока горных рек и параметры оледенения. Так, в расчетах составляющих водного баланса Кавказа (Владимиров и др., 1991) на территории Большого Кавказа повсеместно предполагается увеличение осадков до верхних пределов горных бассейнов. По данным суммарных осадкомеров (см. табл. 15) пространственное распределение средних годовых и сезонных сумм осадков в ряде бассейнов имеет стохастический характер (Белая, Маруха, Теберда, Мзымта), зачастую находясь не под влиянием фактора высоты местности в пределах горного бассейна, а так называемого “барьерного” эффекта, когда увеличение (уменьшение) осадков происходит по мере приближения (удаления) к осевой части хребта-барьера.

По мнению М.И. Геткера, например, на Тянь-Шане и Памиро-Алае рост годовых сумм осадков практически повсеместно происходит до гребней хребтов. Интересна точка зрения Г.Е. Глазырина и С.В. Дробышева (1995) на этот предмет: при рассмотрении высотного распределения месячных сумм осадков в горах Средней Азии оказалось, что в разное время года у вертикальных градиентов осадков меняется не только значение, но и знак до отрицательного. По данным этих авторов, положение “ребра осадков” совпадает с высотным расположением месячных изотерм 0–3 °С и тем выше, чем больше температура воздуха у поверхности; зимой, когда температура у поверхности ниже 0–3 °С, осадки монотонно убывают с высотой.

Мы полагаем, что на высотный предел роста сумм осадков, кроме температуры воздуха, влияют и другие факторы, в том числе орографические – замедление движения атмосферных фронтов горной системой с последующим увеличением длительности выпадения осадков, уклоны поверхности (Rhea, Grant, 1974), ориентация склонов и долин (Lauscher, 1976; Северский, Благовещенский, 1983; Королева и др., 1995), степень экранированности горной территории (Геткер, 1985), приводящие к усилению или ослаблению орографической составляющей осадков на разных высотных уровнях. В вопросе об определении критической высоты нарастания осадков на Большом

Кавказе среди исследователей нет единого мнения. По мнению Т.Е. Иванченко, В.Д. Панова (1980), верхний уровень положительных плювиометрических градиентов находится в интервале от 3200 м (полоса среднегорья Центрального Кавказа на северном склоне) до 2400 м в верховьях р. Мзымта. По мнению М.И. Залиханова (1981), критическая высота нарастания осадков на южном склоне Западного Кавказа может находиться еще ниже (1900–2100 м). Такие оценки из-за недостатка прямых измерений базируются главным образом на сопутствующей информации. Судя по данным суммарных осадкомеров (см. табл. 15), положительные значения плювиометрических градиентов отмечены в зоне от 2400 м (бассейны рек Белая и Малая Лаба) до 3100 м (Маруха, Уллукам), охваченной наблюдениями.

Абсолютные величины осадков холодного полугодия (ноябрь–март) в известной мере зависят от их сезонного распределения. В пределах Северного Кавказа выделяют следующие типы годового хода осадков (Иванченко, Панов, 1980): 1) летний максимум с зимним минимумом; 2) летний максимум с весенним минимумом; 3) зимний максимум с весенним минимумом; 4) летний и зимний максимумы с весенним и осенним минимумами. В Закавказье многообразие сезонного хода увеличивается за счет формирования следующих типов (Алибегова, Элизбарашвили, 1980): 1) максимум осадков осенью и минимум весной (морской тип); 2) максимум зимой и минимум летом (средиземноморский тип); 3) максимум весной или летом и минимум зимой (континентальный тип); 4) максимум зимой или летом и минимум весной (переходный тип); 5) максимум осенью и минимум летом или зимой (смешанный тип). Средиземноморский тип годового хода осадков характерен почти для всего южного макросклона с влажным климатом вплоть до высокогорной зоны Главного хребта (Тареева, 1980), в то время как для северного макросклона характерен континентальный режим с летним максимумом осадков.

Генезис выделяемых типов сезонного режима осадков четко увязывается с доминирующими в холодное полугодие циркуляционными процессами в разных частях Большого Кавказа (Погорелов, Коливердова, 1998). Многообразие внутригодового режима осадков (рис. 14) безусловно увеличивает контрасты в распределении их абсолютных величин в холодное и теплое время года, определяет долю осадков холодного и теплого полугодий.

Исследование распределения доли осадков холодного полугодия является важным аспектом выявления их режимных закономерностей (Геткер, 1985), а также условий формирования снежного покрова в регионе. Доля осадков холодного полугодия (ноябрь–март) δ_x в пределах Большого Кавказа варьирует весьма значительно – от 0,09 (Хунзах, Восточный Кавказ) до 0,56 (Ачишхо, Западный Кавказ). Исследуемый показатель весьма информативен в смысле косвенной оценки вкладов различных факторов в осадкообразование. Таковых следует выделить два: 1) сезонные особенности циркуляционных процессов в различных частях Большого Кавказа и 2) орографическое воздействие на поле осадков.

При построении карты распределения δ_x (рис. 15) использовались данные около 200 пунктов наблюдений, сведения о которых содержатся в Справочниках по климату, а также данные суммарных осадкомеров. При анализе территориального распределения δ_x отчетливо заметны закономерности

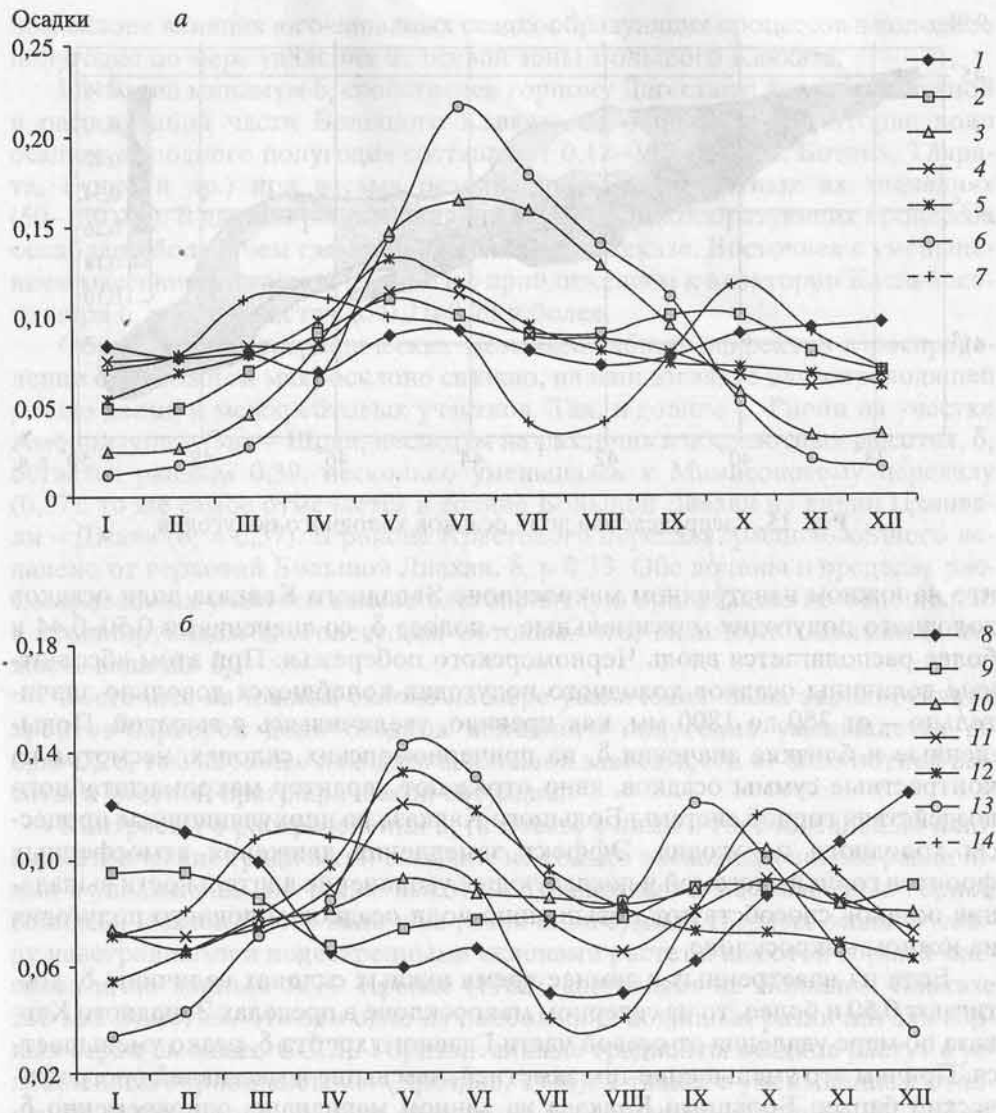


Рис. 14. Годовое распределение осадков (в долях от годовой суммы)
а – северный макросклон: 1 – Гузерибль, 668 м; 2 – Клухорский Перевал, 2037 м; 3 – Бермамыт, 2583 м; 4 – Мамисонский перевал, 2854 м; 5 – Крестовый перевал, 2395 м; 6 – Хунзах, 1685 м; 7 – Хизы, 859 м; *б* – южный макросклон: 8 – Ачишхо, 1880 м; 9 – Гагрский хребет, 1644 м; 10 – Местия, 1441 м; 11 – Джава, 1109 м; 12 – Гудаури, 2194 м; 13 – Алибек, 1745 м; 14 – Маразы, 776 м

двух масштабных уровней – общерегионального (макромасштабного) и внутрорегионального (мезомасштабного). Первый уровень соответствует воздействию горной страны на циркуляционные процессы синоптического масштаба; второй определяется взаимодействием местных орографических особенностей с фоновыми циркуляционными процессами. Горный барьер Большого Кавказа дифференцирует распределение осадков таким образом,

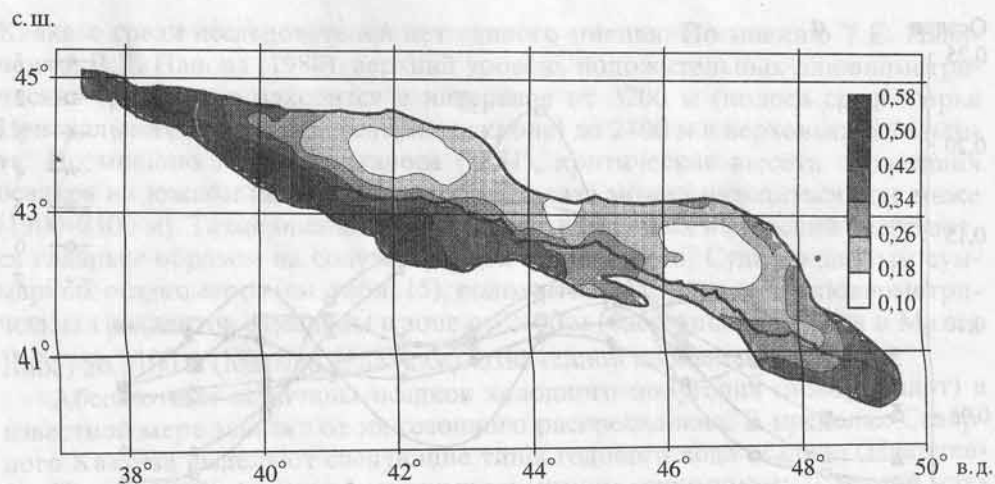


Рис. 15. Распределение доли осадков холодного полугодия

что на южном наветренном макросклоне Западного Кавказа доли осадков холодного полугодия максимальные – полоса δ_x со значениями 0,50–0,44 и более располагается вдоль Черноморского побережья. При этом абсолютные величины осадков холодного полугодия колеблются довольно значительно – от 350 до 1800 мм, как правило, увеличиваясь с высотой. Повышенные и близкие значения δ_x на причерноморских склонах, несмотря на контрастные суммы осадков, явно отражают характер макромасштабного воздействия горной системы Большого Кавказа на циркуляционные процессы холодного полугодия. Эффект замедления движения атмосферных фронтов горной системой и последующее увеличение длительности выпадения осадков способствуют повышению доли осадков холодного полугодия на южном макросклоне.

Если на наветренных в зимнее время южных склонах величины δ_x достигают 0,50 и более, то на северном макросклоне в пределах Западного Кавказа по мере удаления от осевой части Главного хребта δ_x резко уменьшается. Причем это уменьшение тем заметней, чем выше и массивней орографический барьер Большого Кавказа на данном меридиане; одновременно δ_x уменьшается и в восточном направлении.

Замкнутые области с наименьшими значениями δ_x (менее 0,18) формируются в наиболее массивных участках горной страны (см. рис. 15), “аридизирующих” зимние климатические условия. Столь значительное уменьшение доли зимних осадков вызвано особенностями их генезиса: с одной стороны, обезвоживанием воздушных масс во внутренних районах, с другой стороны, сведением к минимуму роли местного осадкообразования в зимнее время.

Локальные минимумы δ_x на Западном Кавказе отмечены в депрессии между Скалистым и Передовым хребтами на участке Зеленчукская – Карачаевск ($\delta_x = 0,14$). На этих же меридианах в районах Бокового и Главного хребтов $\delta_x = 0,32$ (Клухорский Перевал и др.). Причина такого распределения δ_x в данном секторе горной страны заключается в ослаблении на север-

ном склоне влияния юго-западных осадкообразующих процессов в холодное полугодие по мере удаления от осевой зоны Большого Кавказа.

Глубокий минимум δ_x свойственен горному Дагестану; здесь в массивной и расширенной части Большого Кавказа на обширной территории доли осадков холодного полугодия составляют 0,12–0,13 (Бежта, Ботлих, Глярата, Гуниб и др.) при весьма различающихся абсолютных их значениях (50–130 мм). В данном районе влияние зимних осадкообразующих процессов ослаблено более, чем где-либо на Большом Кавказе. Восточнее с уменьшением массивности горной страны и с приближением к акватории Каспийского моря δ_x увеличивается до 0,21–0,28 и более.

Образование орографических мезомасштабных эффектов в распределении δ_x на южном макросклоне связано, на наш взгляд, с влагопроводящей ролью долин и межхребтовых участков. Так, в долине р. Риони на участке Амбролаури – Они – Шови, несмотря на различия в абсолютных высотах, δ_x остается равным 0,39, несколько уменьшаясь к Мамисонскому перевалу (0,37); то же самое отмечается в долине Большой Лиахви на линии Цхинвали – Джава ($\delta_x = 0,37$). В районе Крестового перевала, расположенного недалеко от верховий Большой Лиахви, $\delta_x = 0,33$. Обе долины в пределах рассматриваемых участков имеют благоприятную ориентацию по отношению к доминирующим влагонесущим потокам, что, видимо, и объясняет схожесть величин δ_x .

Восточнее на южном склоне по мере увеличения числа экранирующих хребтов-барьеров доля осадков холодного полугодия уменьшается до 0,30–0,26, тем не менее находясь в большой зависимости от абсолютной высоты и местной орографической ситуации.

Контрасты в распределении δ_x (а вместе с ними и горизонтальные плювиометрические градиенты) вызваны не только экспозиционными различиями в увлажнении, но также высотой, сложностью и массивностью горной системы. Известно, что величина различий в суммах твердых осадков между наветренными и подветренными склонами растет с высотой горных массивов и, по данным А.Н. Кренке (1982), составляет на Большом Кавказе 250 мм. Заметим, что это одно из наибольших подобных различий для горных стран бывшего СССР. Горизонтальные градиенты осадков растут с усложнением горной системы (Дроздов, 1936), а также с уменьшением отношения поперечного размера системы к продольному (Кренке, 1982). Последнее позволяет объяснить обнаруженное уменьшение разности в значениях δ_x на западной и восточной периферии Большого Кавказа на склонах разной экспозиции. Как будет показано далее, это обстоятельство влияет на степень выраженности макроэкспозиционных контрастов в распределении снегозапасов. Наиболее заметен вклад экспозиции в δ_x в центральном секторе Большого Кавказа, где величины δ_x особенно контрастны. Каких-либо очевидных изменений δ_x , вызванных влиянием высоты местности (как, например, в горах Средней Азии), на Большом Кавказе не отмечено. Скорее всего, фактор высоты для доли осадков холодного полугодия имеет подчиненное значение по отношению к перечисленным.

Таким образом, поле δ_x на Большом Кавказе в целом характеризуется хорошо выраженными субмеридиональными векторами градиентов, показывающими вклад фактора циркуляционной экспозиции в осадкоформиру-

ющие процессы в пределах субширотно ориентированной горной системы. Наряду с этим в западной и восточной периферии горного сооружения, по мере уменьшения его высоты, доминирующими становятся широтно направленные градиенты δ_x , следовательно, долготно-секторный фактор в распределении доли осадков холодного полугодия.

Макромасштабные закономерности распределения снегозапасов в горах практически тождественны фоновому распределению твердых осадков. Наиболее показательна в климатическом отношении такая характеристика твердых осадков, как их доля в общей годовой сумме. Известно, что годовая доля твердых осадков в макромасштабе есть функция температуры, ее абсолютных значений и годового хода, а также внутригодового распределения осадков. Поскольку все эти параметры в горах связаны с высотой местности H , в пределах горного региона доля твердых осадков является функцией H . Указанная зависимость может быть как линейной, так и нелинейной, что определяется соотношением внутригодовых распределений осадков и температуры (Давидович и др., 1997).

В.Ш. Цомаея на основании исследования зависимостей фазового состояния осадков от приземной температуры воздуха и высоты местности по данным станций рассчитал доли месячных твердых осадков и их годовые суммы на территории Кавказа (Цомаея, 1979). Согласно его расчетам область устойчивого существования фазы твердых осадков, где осадки выпадают исключительно в виде снега, лежит выше отметки 3900–4000 м. В зоне 2600–3900 м наблюдаются только твердые (85–95% годовой суммы) и смешанные осадки. Всю остальную территорию Кавказа охватывает зона твердых, смешанных и жидких осадков, на распределение и пропорцию которых оказывают влияние ороклиматические и другие факторы. На высотах до 800–1200 м доля твердых осадков увеличивается медленно, с градиентом 0,1–1,0% на 100 м; выше нарастание происходит интенсивней, с градиентом 2–5% на 100 м.

В Атласе (1997а) для Кавказа в целом приводятся градиенты 25–30% на 1000 м, при этом уровень, на котором доля твердых осадков равна 100%, составляет 4300 м, что несколько выше соответствующего уровня, по данным В.Ш. Цомаея (1979). На высоте границы питания ледников (2800–3600 м) доля твердых осадков составляет 60–85%. Согласно приведенным градиентам твердые осадки (в отличие от жидких) более или менее монотонно должны увеличиваться на Кавказе с высотой, по крайней мере до отметки 4300 м. Отмечается, что такая связь аналогична росту снегозапасов с высотой, но теснота ее несколько больше, чем для снегозапасов, так как для твердых осадков отсутствует рассеивающий эффект переметания выпавшего снега (Давидович и др., 1997).

Месячные доли осадков разных видов в горах варьируют (рис. 16). В случае отсутствия данных наблюдений их рассчитывают по зависимостям доли осадков разного фазового состояния от температуры воздуха, общим месячным осадкам и высоты местности (Геткер и др., 1972; Богданова, 1977). Сведения о месячных долях твердых осадков на территории Большого Кавказа приведены в табл. 17.

По данным (Атлас..., 1997), на одних и тех же высотах (1000–3500 м) на Западном Кавказе доля твердых осадков приблизительно на 2–9% больше, чем на Восточном Кавказе, что, вероятно, связано с более низким уровнем

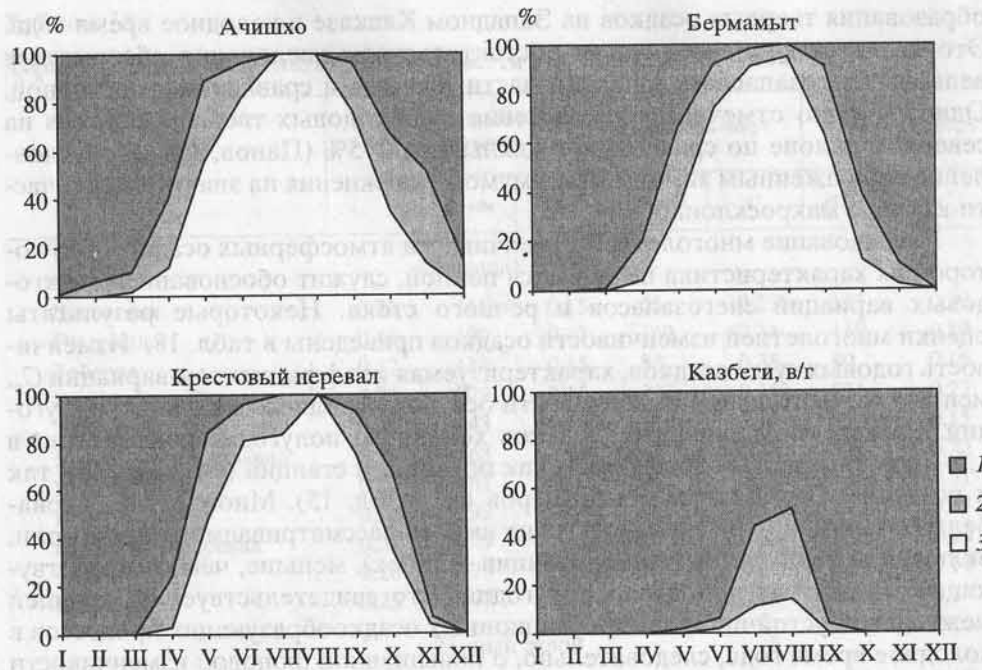


Рис. 16. Годовой ход количества твердых (1), смешанных (2) и жидких (3) осадков на разных станциях

Таблица 17

Распределение доли твердых осадков (в %) по высотным зонам (Залиханов, 1981)

Высотная зона, м	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Западный Кавказ												
1000–1500	89	86	60	25	0	0	0	0	0	5	30	60
1500–2000	90	88	80	41	22	5	0	0	2	19	42	81
2000–2500	95	97	92	70	53	27	0	0	10	47	64	86
2500–3000	100	100	99	98	95	41	7	7	31	63	95	100
Центральный Кавказ												
1000–1500	78	80	51	3	0	0	0	0	0	1	29	61
1500–2000	92	87	82	35	10	1	0	0	0	13	44	82
2000–2500	97	92	84	71	17	4	0	0	4	24	68	91
2500–3000	100	100	100	97	41	28	15	16	30	51	98	100
Восточный Кавказ												
1000–1500	73	71	45	0	0	0	0	0	0	2	32	67
1500–2000	98	97	85	31	8	0	0	0	0	11	48	89
2000–2500	100	100	98	73	12	4	0	0	6	29	84	98
2500–3000	100	100	100	82	32	27	21	26	33	47	98	100

образования твердых осадков на Западном Кавказе в холодное время года. Это является дополнительным обстоятельством увеличения абсолютных величин снеготазпасов в западной части Кавказа в сравнении с восточной. Одновременно отмечается уменьшение доли годовых твердых осадков на северном склоне по сравнению с южным на 2–5% (Панов, 1993), обусловленное выраженным зимним максимумом увлажнения на значительной части южного макросклона.

Исследование многолетней изменчивости атмосферных осадков, без которой их характеристика не является полной, служит обоснованием межгодовых вариаций снеготазпасов и речного стока. Некоторые результаты оценки многолетней изменчивости осадков приведены в табл. 18. Изменчивость годовых сумм осадков, характеризуемая коэффициентом вариации C_v , меньше относительной изменчивости осадков холодного и теплого полугодий. На северном склоне C_v осадков холодного полугодия повсеместно в 1,5–2 раза выше C_v годовых сумм как по данным станций (см. табл. 18), так и по данным суммарных осадкомеров (см. табл. 15). Многолетняя вариабельность осадков теплого полугодия на всей рассматриваемой территории, включая южный склон (кроме станции Алибек), меньше, чем соответствующий показатель холодного полугодия. Это свидетельствует о меньшей межгодовой устойчивости циркуляционных осадкообразующих процессов в холодное время года, следовательно, о повышенной фоновой изменчивости твердых осадков и снеготазпасов. Низкие значения C_v в холодное полугодие (0,23–0,26) наблюдаются в самой влажной части Большого Кавказа (Причерноморье) с наиболее выраженным зимним пиком осадков.

В целом же на изучаемой территории коэффициенты вариации C_v осадков холодного полугодия составляют 0,22–0,53 и, видимо, не испытывают существенного влияния макроэкспозиции или различий в значениях δ_x (см. табл. 18). Завышенные величины C_v осадков холодной половины года в Терсколе (0,41) и на станции Казбеги, высокогорная (0,53), вероятнее всего связаны с погрешностями их измерения и метелево-ветровой деятельностью.

Как и следовало ожидать, стандартные отклонения σ осадков холодного полугодия колеблются в широких пределах (от 36 до 452 мм) (см. табл. 18) и зависят, главным образом, от абсолютных величин осадков.

Таким образом, констатируем большую межгодовую изменчивость осадков холодного полугодия при сопоставлении с осадками теплого полугодия, характерную для всей рассматриваемой территории. Это обстоятельство может быть объяснено межгодовой нестабильностью зимних осадкообразующих процессов в сравнении с теплым периодом года, что, безусловно, сказывается на многолетней изменчивости снеготазпасов. Оценить вклад каждого месяца в общую межгодовую изменчивость сумм осадков можно посредством построения годового хода коэффициентов вариации осадков.

Как видим (рис. 17), величины коэффициента вариации месячных сумм осадков намного превосходят коэффициенты вариации сумм осадков холодного и теплого полугодий. На станциях северного склона наибольшая многолетняя изменчивость свойственна суммам осадков в январе–феврале. Так, в Терсколе, Казбеги, высокогорная, Теберде C_v осадков в январе составляет 1,14–1,07; значения C_v январских осадков несколько понижаются

Таблица 18

Характеристики многолетней изменчивости атмосферных осадков

Станция	δ_x	Годовая сумма осадков		Ноябрь–март		Апрель–октябрь	
		σ , мм	C_v	σ , мм	C_v	σ , мм	C_v
Северный склон							
Даховская	0,33	118	0,15	65	0,29	111	0,20
Гузерибль	0,43	190	0,17	162	0,34	119	0,19
Теберда	0,32	114	0,15	88	0,35	80	0,16
Клухорский Перевал	0,32	279	0,16	222	0,31	216	0,22
Терскол	0,30	143	0,16	113	0,41	97	0,15
Мамисонский перевал	0,37	168	0,20	96	0,33	116	0,22
Владикавказ	0,20	161	0,20	43	0,30	143	0,21
Казбеги, в/г	0,26	392	0,34	183	0,53	272	0,33
Крестовый перевал	0,33	329	0,23	172	0,33	230	0,25
Сулак, в/г	0,20	173	0,17	61	0,30	141	0,17
Кырыз	0,23	117	0,21	36	0,28	101	0,24
Южный склон							
Красная Поляна	0,50	280	0,15	248	0,24	186	0,19
Ачишхо	0,56	541	0,17	452	0,26	276	0,20
Гагрский хребет	0,45	235	0,14	175	0,23	185	0,19
Местия	0,38	153	0,16	107	0,32	102	0,17
Корулдаши	0,38	220	0,16	157	0,31	173	0,20
Тбилиси	0,24	104	0,21	40	0,33	102	0,27
Алибек	0,23	248	0,21	61	0,22	233	0,26

(0,91–0,78) на станциях Сулак, высокогорная, Клухорский Перевал, Гузерибль. Минимальная изменчивость осадков на этих станциях отмечается в летние месяцы, оставаясь, тем не менее, достаточно высокой ($C_v = 0,4–0,5$). На южном склоне годовой ход C_v более сглаженный. В бассейне р. Мзымта на станциях Красная Поляна и Ачишхо максимальная изменчивость осадков наблюдается в августе ($C_v = 0,59–0,57$), минимальная – в марте ($C_v = 0,40–0,44$), т.е. циркуляционные осадкообразующие процессы в разные месяцы в этой части Большого Кавказа относительно стабильны.

Годовой ход C_v месячных сумм осадков на большей части территории не одномодальный: кроме характерного пика в зимние месяцы наблюдается повышенная изменчивость осадков в августе (Гузерибль, Казбеги, высокогорная, Местия, Корулдаши и др.) и ноябре (Теберда, Клухорский Перевал, Казбеги, высокогорная, Сулак, высокогорная, и др.). Обращает на себя внимание “сближение” C_v месячных сумм осадков на большинстве станций в сентябре и апреле–мае, т.е. в предзимние и следующие за зимними месяцы. В эти периоды многолетние вариации осадков в целом на всей территории Большого Кавказа наименьшие (см. рис. 17).

Анализ пространственной корреляции сумм осадков за ноябрь–март (табл. 19) служит дополнительным обоснованием оценки однородности цир-

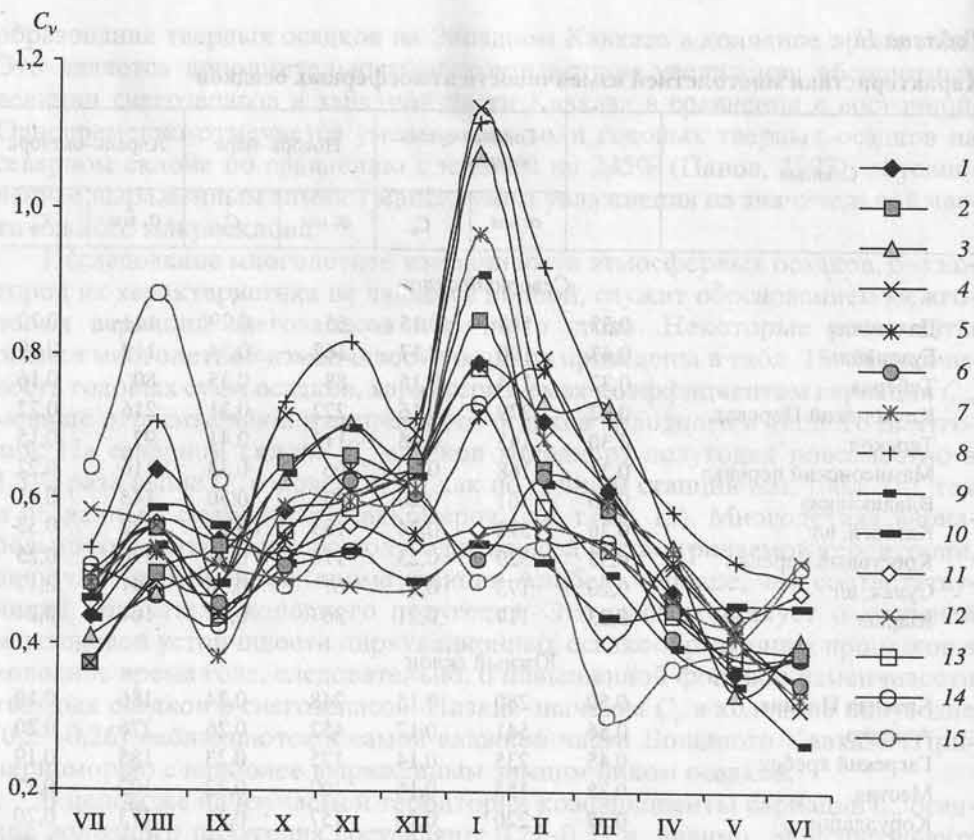


Рис. 17. Годовой ход коэффициентов вариации C_v месячных сумм осадков на станциях

1 – Гузерипль, 668 м; 2 – Клухорский Перевал, 2037 м; 3 – Теберда, 1328 м; 4 – Терскол, 2150 м; 5 – Мамисонский перевал, 2854 м; 6 – Владикавказ, 668 м; 7 – Крестовый перевал, 2395 м; 8 – Казбеги, в/г, 3653 м; 9 – Сулак, в/г, 2923 м; 10 – Красная Поляна, 566 м; 11 – Ачишхо, 1880 м; 12 – Гагрский хребет, 1644 м; 13 – Местия, 1441 м; 14 – Корулдаши, 1943 м; 15 – Алибек, 1745 м

куляционных и осадкообразующих процессов в зимнее время внутри горной страны. Большая связанность зимних осадков в сравнении с летними вызвана преобладанием в холодный период года крупномасштабных осадкообразующих процессов и обложных осадков, в то время как летом усиливается местная конвективная деятельность. По расчетам (Алибегова, Элизбарашвили, 1980) для Закавказья, при коэффициенте корреляции 0,7 радиус пространственной корреляции сумм осадков в январе составляет примерно 180–200 км. Построенные корреляционные функции (Алибегова, Элизбарашвили, 1980), очевидно, исходят из допущения изотропности исследуемого поля. Матрица парных коэффициентов корреляции (см. табл. 19) отражает сопряженность зимних осадков на местном уровне. В горах Средней Азии установлено (Геткер, 1985), что синхронность колебаний осадков (и снегозапасов) при равных расстояниях между станциями наибольшая в районах орографического усиления процессов осадкообразования; пространствен-

ная корреляция осадков снижается при неблагоприятном воздействии орографии на данные процессы. С увеличением сумм зимних осадков и орографической составляющей осадкообразования возрастают интенсивность и площадь их одновременного выпадения, что усиливает эффект гашения случайных во времени вариаций количества осадков и повышает синхронность колебаний осадков (снегозапасов) (Геткер, Шенцис, 1982).

Судя по данным табл. 19, поле осадков на Большом Кавказе имеет выраженную анизотропию – статистические свойства поля меняются не только по горизонтали, но и по вертикали, а также зависят от направления. Синхронность в выпадении осадков повышается на склонах одинаковой макроэкспозиции и заметно уменьшается по разные стороны Главного хребта при одних и тех же линейных расстояниях. Причиной этого являются самостоятельно развивающиеся циркуляционные процессы на южном и северном склонах. В отличие от массивных горных систем Средней Азии на линейно вытянутом Большом Кавказе, занимающем пограничное положение между умеренным и субтропическим климатическими поясами, пространственная корреляция осадков явно находится под влиянием макроэкспозиционных различий. Исключение составляют станции, непосредственно примыкающие к осевой зоне Большого Кавказа в его центральной части (Терскол, Местия, Корулдаши), с весьма высокой корреляцией осадков (парные коэффициенты корреляции r равны 0,92–0,80).

Область с высокой пространственной корреляцией зимних осадков охватывает участок от верховий реки Белая (Даховская, Гузерипль) до верховий Баксана (Терскол) ($r = 0,77–0,94$). При этом здесь, на наш взгляд, вектор повышенной пространственной корреляции осадков соответствует общекавказскому простиранию (Гузерипль, Теберда, Клухорский Перевал, Терскол); корреляция заметно ослабляется в субмеридиональном направлении (“поперек”) – при пересечении хребтов общекавказской ориентации. Радиус пространственной корреляции с одинаковыми значениями r зависит от поперечного или продольного вектора, что можно назвать эффектом линейной вытянутости горной страны.

В предгорных районах (Владикавказ, Тбилиси) процессы зимнего осадкообразования протекают совершенно независимо, корреляция сумм осадков по горным станциям, даже расположенным на близких Тбилиси и Владикавказу меридианах, статистически ненадежна (см. табл. 19). Связанность осадков ослабляется на больших высотах (Мамисонский перевал, 2854 м; Казбеги, высокогорная, 3653 м). Можно предположить, что это вызвано не только изменением структуры поля осадков по “вертикали”, но и погрешностями осадкомерных наблюдений при высоких скоростях ветра. К числу подобных станций нельзя отнести Сулак, высокогорную (2923 м), которая имеет статистически значимую связь ($r = 0,63–0,81$) с суммами осадков других станций, включая Местию ($r = 0,73$) на южном склоне и даже Владикавказ ($r = 0,56$), что служит признаком ее репрезентативности. Абсолютно самостоятельно по отношению к другим районам горной страны протекают процессы зимнего осадкообразования в восточной оконечности Большого Кавказа (Кырыз, 2071 м; Алибек, 1745 м); ни с одной из рассмотренных станций корреляции осадков в этих пунктах не достигают статистически значимой величины.

Таблица 19

Матрица коэффициентов корреляции сумм осадков холодного полугодия (ноябрь–март) на станциях Большого Кавказа*

Станция	КРП	АЧШ	МСТ	КРЛ	ММС	ТБЛ	АЛБ	ДАХ
КРП	1,00	0,939	0,832	0,687	0,523	-0,080	0,057	0,681
АЧШ		1,00	0,810	0,646	0,477	-0,115	0,067	0,617
МСТ			1,00	0,869	0,405	0,030	0,087	0,729
КРЛ				1,00	0,391	0,201	0,186	0,448
ММС					1,00	-0,060	0,219	0,239
ТБЛ						1,00	0,438	-0,077
АЛБ							1,00	-0,117
ДАХ								1,00
ГЗР								
ТБР								
КЛХ								
ТРС								
ВЛД								
КЗБ								
СЛК								
КРЗ								

* КРП – Красная Поляна, АЧШ – Ачишхо, МСТ – Местия, КРЛ – Корулдаши, ММС – Мамисонский перевал, ТБЛ – Тбилиси, АЛБ – Алибек, ДАХ – Даховская, ГЗР – Гузерибль, ТБР – Теберда, КЛХ – Клухорский Перевал, ТРС – Терскол, ВЛД – Владикавказ, КЗБ – Казбеги, в/г, СЛК – Сулак, в/г, КРЗ – Кырыз.

Обобщая данные табл. 19, можно прийти к следующим выводам: 1) в целом пространственная корреляция поля осадков в пределах горной страны существенно ниже, чем у поля температуры воздуха: радиус корреляции осадков приблизительно в 5–10 раз меньше аналогичного показателя для поля температуры воздуха холодного полугодия, поэтому вклад осадкообразования в дифференциацию поля снежного покрова (главным образом, за счет орографических осадков) соответственно выше; 2) внутри горной страны радиус пространственной корреляции осадков холодного полугодия увеличивается в районах с большим количеством осадков – на Западном Кавказе при линейных расстояниях до 100–200 км $r = 0,9–0,7$, при этом фактор макроэкспозиции не играет существенной роли; на Восточном Кавказе при сопоставимых линейных расстояниях коэффициент корреляции в 2–3 раза меньше; 3) значимый фактор пространственной корреляции сумм зимних осадков – высота местности или превышение, которые следует учитывать при интерполяции осадков и оценке параметров пространственных корреляционных функций; 4) влияние макроэкспозиции на уменьшение связанности полей осадков усиливается по мере усиления массивности территории – на Центральном и Восточном Кавказе суммы зимних осадков на разных склонах коррелируют слабо из-за независимо развивающихся циркуляционных процессов; 5) радиус пространственной корреляции увеличивается в направлении общекавказского простираения и заметно ослабляется в случае ориентации вектора “поперек” длинной оси Большого Кавказа.

ГЗР	ТБР	КЛХ	ТРС	ВЛД	КЗБ	СЛК	КРЗ
0,837	0,669	0,700	0,771	0,291	0,335	0,511	0,088
0,798	0,648	0,691	0,752	0,267	0,252	0,474	0,086
0,824	0,837	0,848	0,924	0,360	0,412	0,730	0,108
0,710	0,785	0,707	0,802	0,395	0,332	0,598	0,074
0,288	0,347	0,341	0,360	0,276	0,329	0,206	0,095
0,035	0,047	-0,141	-0,156	-0,263	-0,089	-0,135	-0,008
0,038	0,114	-0,018	-0,111	-0,093	0,010	0,016	0,268
0,865	0,740	0,782	0,773	0,005	0,212	0,680	0,226
1,00	0,773	0,806	0,922	0,205	0,325	0,632	0,189
	1,00	0,774	0,949	0,347	0,133	0,654	0,156
		1,00	0,897	0,348	0,358	0,778	0,274
			1,00	0,308	0,203	0,811	0,127
				1,00	0,071	0,565	0,289
					1,00	0,268	0,050
						1,00	0,328
							1,00

Построение региональных эмпирических корреляционных функций сумм осадков (Алибегова, Элизбарашвили, 1980; Геткер, 1985), сглаживающих локальные неоднородности в их распределении, в условиях действенного влияния факторов макроэкспозиции, превышений и эффекта линейной вытянутости горной системы затруднено и имеет смысл лишь при подтверждении гипотезы изотропности исследуемого поля. Радиус пространственной корреляции, как векторная величина, на Большом Кавказе имеет горизонтальную и вертикальную составляющие. Расчет радиуса пространственной корреляции сумм осадков холодного полугодия, основанный только на учете горизонтальных флуктуаций осадков, в масштабе Большого Кавказа приводит, на наш взгляд, к упрощенному представлению структуры осадков и их пространственной корреляции.

Рассмотрим еще один аспект исследования атмосферных осадков на Большом Кавказе, связанный с широко распространенным географическим понятием – континентальностью. Характеристики осадков в качестве меры континентальности (в числе других характеристик) предложил использовать Ю.Г. Симонов, вслед за которым будем считать важным показателем континентальности “отсутствие воды” (Симонов, 1972). При стандартном периоде для зимних осадков (ноябрь–март), принятого в Справочниках по климату, формула Симонова примет вид

$$n_k = \frac{N_o}{N_{x-III}} - 2,4,$$

где n_k – показатель континентальности; N_o – сумма осадков в год в открытом океане на широтах умеренного пояса, принятая равной 1000 мм*; N_{X-III} – сумма осадков за ноябрь–март в точке наблюдения. Целесообразность применения этого выражения как меры континентальности обусловлена тем, что в широтном диапазоне Большого Кавказа географическая широта, учитываемая в подобных случаях, не является доминирующим фактором распределения осадков. Кроме того, применительно к исследованию поля снежного покрова учет зимних осадков горной территории гораздо более информативен, нежели учет температуры воздуха.

Распределение показателя континентальности n_k на Большом Кавказе находится под влиянием разномасштабных наложенных явлений: циркуляционной экспозиции и эффекта массивности (рис. 18). В целом гораздо менее континентальным является южный макросклон с повышенной суммой зимних осадков и преобладающими значениями $n_k < 3$. Вместе с тем на северном склоне субширотная структура показателя континентальности нарушается вследствие различий в распределении “массы” горного сооружения: в двух наиболее широких и приподнятых его частях на меридиональных отрезках около 42–43 и 46–47° в.д. n_k заметно возрастает, образуя замкнутые “очаги” повышенной континентальности диаметром не менее 80–100 км (около 0,5 ширины Большого Кавказа на данных меридианах) с $n_k > 6$. Это показывает существенное влияние конфигурации и массивности горного сооружения на структуру исследуемых полей.

Учет фактора континентальности, который будет использован при объяснении распределения снежного покрова, не вызывает сомнений, однако следует исходить из его географического содержания.

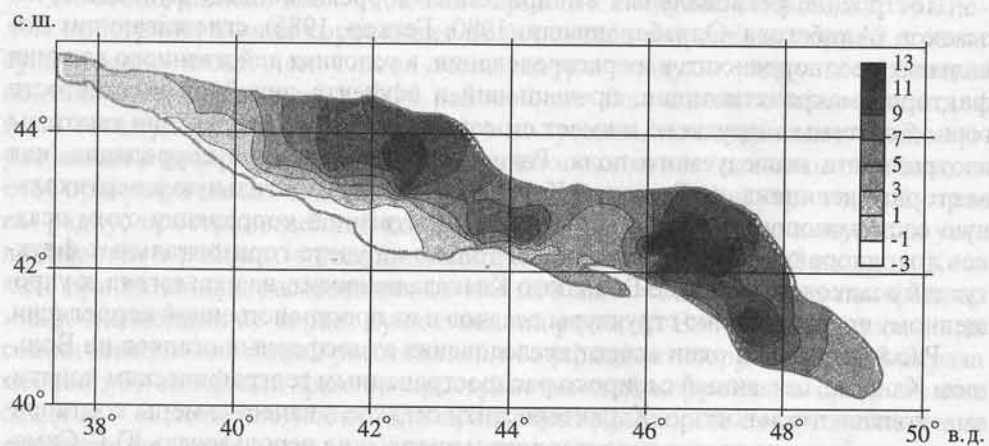


Рис. 18. Распределение показателя континентальности Симонова

* Это близко к величине широтной нормы осадков между 40 и 45° с.ш. (Кавказ, 1966).

1.2.4. СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ КЛИМАТА В РЕГИОНЕ

Состояние нивальной системы Большого Кавказа является отражением современных изменений климата, прежде всего, многолетней динамики температуры воздуха и атмосферных осадков. Оценка естественных и антропогенно обусловленных климатических изменений на Большом Кавказе за период проведения регулярных метеорологических наблюдений вызывает устойчивый интерес у многих исследователей. Наиболее интересны прогностические аспекты подобных изменений в связи с влиянием на ландшафты (Коломыц, 1985; Сурова, 1985; Залиханов и др., 1985), лавинную опасность (Олейников и др., 1990), оледенение (Панов, 1993), положение снеговых линий (Панова, 1997). Существующие долгосрочные прогнозы для Большого Кавказа, как правило, базируются на оценках солнечной активности, естественных и антропогенных изменений климата (а также их совместного влияния) и результатах эмпирического моделирования.

В обзоре А.Д. Олейникова и др. (1990) отмечена противоречивость результатов некоторых прогнозов, основанных на предполагаемой динамике циркуляционных процессов по А.А. Гирсу (1971), и сценариев антропогенных изменений климата. Так, из-за переоценки прогностической связи индексов циркуляции с фазами 11-летнего цикла солнечной активности довольно скромную оправдываемость имеют долгосрочные прогнозы атмосферной циркуляции. На наш взгляд, не оправдывается прогноз резкого (до 40%) увеличения снежности зим на Западном и Центральном Кавказе к 2005 г., построенный путем линейной аналоговой ретроспекции с учетом влияния антропогенной и естественной составляющей климатических изменений (Залиханов и др., 1985). Это и неудивительно, поскольку стохастичность поведения климатической системы велика, а наши знания о ней еще явно недостаточны.

Неопределенность в прогнозировании климата (регионального и глобального) вызвана сложностью взаимодействия атмосферы с другими земными оболочками и слабой изученностью эффектов обратных связей. Лед и снег в системе обратных связей изучены недостаточно хорошо (Глобальное..., 1993), хотя и предполагается, что глобальное потепление может усилиться за счет сокращения площади, занятой ледниками и снежным покровом, и уменьшения альбедо земной поверхности.

Существующие расчеты возможных изменений ледниковых систем высочайших горных стран Азии в связи с глобальным потеплением (Котляков, Лебедева, 2000) исходят из того, что региональные изменения сезонных температур воздуха и осадков будут иметь неодинаковые величины и знаки, и даже предполагают понижение зимних и летних температур в некоторой части Центральной Азии в первой четверти XXI в. Возможные сценарии глобального изменения температуры к 2100 г., допускаемые комбинациями неопределенностей предсказаний концентраций малых газовых примесей и моделирования климатического отклика на наличие этих примесей, предполагают потепление от очень умеренного (на 0,5 °C) до катастрофического (на 5 °C). На протяжении XXI в. вполне вероятно изменение климата, характеризующееся повышением глобальной температуры на 1 °C (Глобальное..., 1993). Согласно другим прогнозам динамики средней глобальной тем-

пературы, в связи с продолжающимся увеличением в тропосфере концентрации двуокиси углерода и других "парниковых газов", следует ожидать еще более интенсивного роста температуры воздуха, который к 2025 г. может достигнуть 1 °С в сравнении с нынешними показателями (Мещерская и др., 1995).

О тенденциях вековых изменений толщины снежного покрова в Северном полушарии можно судить по ограниченному количеству публикаций. В работе (Fliri, 1991) автор приходит к выводу об уменьшении толщины снежного покрова на значительной территории Австрии за период 1895–1991 гг. Согласно Мещерской и др. (1995), в большинстве районов юга Европейской территории бывшего СССР преобладают отрицательные тенденции изменения толщины снежного покрова в феврале, выявленные при помощи линейных трендов. Уменьшение площади, покрытой снежным покровом в Северном полушарии, обнаружено по данным спутниковых наблюдений за 1970–1988 гг. (Robinson и др., 1990). А.Н. Кренке с соавторами (1997а) отмечает уменьшение количества снега в течение XX столетия в апреле в Евразии из-за векового потепления, а с ноября по март – рост снегозапасов на Восточно-Европейской равнине и в Западной Сибири вследствие увеличения осадков. В глобальном прогнозе возможного изменения снежности, основанном на данных циркуляционной модели на момент удвоения содержания CO_2 в атмосфере (ориентировочно – конец XXI в.), предполагается уменьшение толщины снежного покрова и числа дней со снежным покровом в районе Большого Кавказа приблизительно на 25-50% (Глазовская, 2000).

При большой неоднозначности и противоречивости оценок современных изменений климата и существующих прогнозов мы считаем целесообразным сосредоточиться на эмпирических данных о тенденциях климатических характеристик за период метеорологических наблюдений. Наиболее надежными с точки зрения анализа временных рядов являются сведения о температуре воздуха и осадках, дающие адекватное представление об изменениях снежности.

Температура воздуха. Известно, что с конца XIX в. в Северном полушарии общее среднегодовое потепление составило около 0,5 °С, при этом тренд потепления проявлялся во все сезоны, кроме летнего (Кондратьев, 1993). В западной части России за период 1901–1995 гг. потепление для годовых значений температуры оценивается в 0,9 °С/100 лет, причем для холодного полугодия оно составило 1,3 °С/100 лет (Ранькова, Груза, 1998). В то же время для динамики поля приземной температуры воздуха (ПТВ) в этом полушарии типично существование сильной пространственно-временной неоднородности. По данным В.Я. Кондратьева (1993), в период 1940–1970 гг. имело место похолодание в некоторые сезоны, составившее примерно 0,2 °С. Со второй половины 1980-х годов отмечается почти линейный рост аномалий глобальной температуры (Будыко и др., 1993); по данным Всемирной метеорологической организации (ВМО), 1980-е годы были самые теплые – в восьми из них глобальная температура была наиболее высокой за последние 150 лет (Клименко, 1998). Потепление неоднородно в пространстве; по данным Э.В. Раньковой и Г.В. Груза, наиболее существенным оно оказывается в зоне 50–55° с.ш. запада России, ослабевая к северу и

югу от этой полосы, причем в районе Северного Кавказа и вблизи Черного моря даже отмечается область отрицательных трендов за столетие (Ранькова, Груза, 1998). При такой динамике ПТВ определение характера взаимодействия между полями температуры воздуха и снежного покрова должно проводиться дифференцированно для разных сезонов и месяцев.

При дальнейшем росте концентрации парниковых газов в атмосфере, согласно ряду существующих моделей климата, следует ожидать наибольшего повышения температуры в низких и умеренных широтах, что и подтверждается характером современного потепления (Будыко и др., 1993; Houghton et al., 1996; и др.). Кроме того, рост содержания парниковых газов приводит к изменению высотных профилей температуры (когда температура тропосферы повышается, а стратосферы понижается (Борзенкова, 1999)). С учетом наблюдаемого повышения концентрации CO_2 можно ожидать дальнейшего повышения средней глобальной температуры в начале XXI в. на $0,5^\circ\text{C}$ по сравнению с температурой 1980-х годов (Будыко, Израэль, 1987; Будыко и др., 1993). В этом случае средняя годовая глобальная температура повысится на $1,0\text{--}1,2^\circ\text{C}$ по сравнению с концом XIX в. (Борзенкова, 1999). Процесс глобального потепления может оказать влияние не только на повышение абсолютных значений температуры воздуха, но и изменить характер сезонного хода температуры воздуха (Groisman et al., 1994), что может в свою очередь повлиять на режимные характеристики снежного покрова.

Данные длиннорядных станций, расположенных на прилегающих к Большому Кавказу территориях, дают представление о соответствии региональных изменений температуры воздуха глобальным. Вековой ход средней температуры воздуха холодного полугодия (ноябрь–март) в регионе (рис. 19) подчиняется закономерностям, свойственным ходу среднеполушарной температуры холодного полугодия в целом. Выбор “окна” скользящей средней (10 лет) проводился нами с учетом построенных автокорреляционных функций (рис. 20). Отметим подобие формы кривых (см. рис. 20) для пунктов (в том числе и Сочи), расположенных в разных частях региона в неодинаковых географических условиях, что косвенно свидетельствует о хорошей согласованности вековых изменений температуры воздуха на Большом Кавказе.

Период понижения температуры в холодную половину года на Большом Кавказе охватывает 1920–1940 гг.; с 1940-х годов наблюдается немонотонное повышение температуры воздуха на северном (Пятигорск, Владикавказ) и южном (Тбилиси) макросклонах. В Сочи, расположенном в особых условиях близости моря, в течение 1920–1950 гг. тренд температуры был практически не выражен, некоторое повышение температуры ограничивается 1960-ми годами, вслед за которыми следует понижение средней температуры воздуха холодного полугодия.

График (рис. 21), на наш взгляд, иллюстрирует синхронность многолетних колебаний температуры воздуха в регионе и делает возможным допущение объективно судить о характере изменений температуры по укороченным, по сравнению с равнинными пунктами, рядам горных станций. Выбор анализируемого периода (1947–1996 гг.) обусловлен тем, что на горных станциях массовые наблюдения начались гораздо позже, чем на равнинных. Кроме того, именно с 1940-х годов, по мнению многих исследователей, отме-

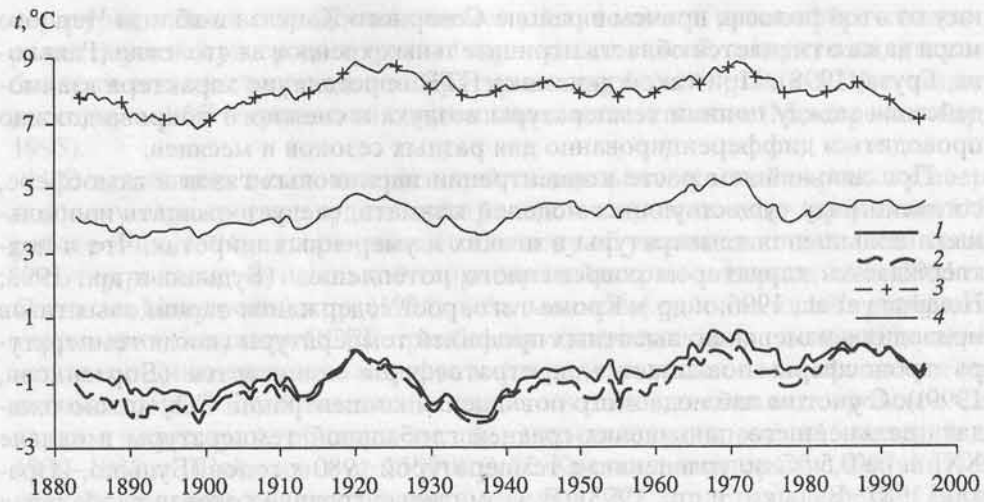


Рис. 19. Вековой ход средней температуры воздуха холодного полугодия (ноябрь–март), сглаженный скользящими 10-летними средними, на предгорных станциях

1 – Пятигорск, 2 – Владикавказ, 3 – Сочи, 4 – Тбилиси

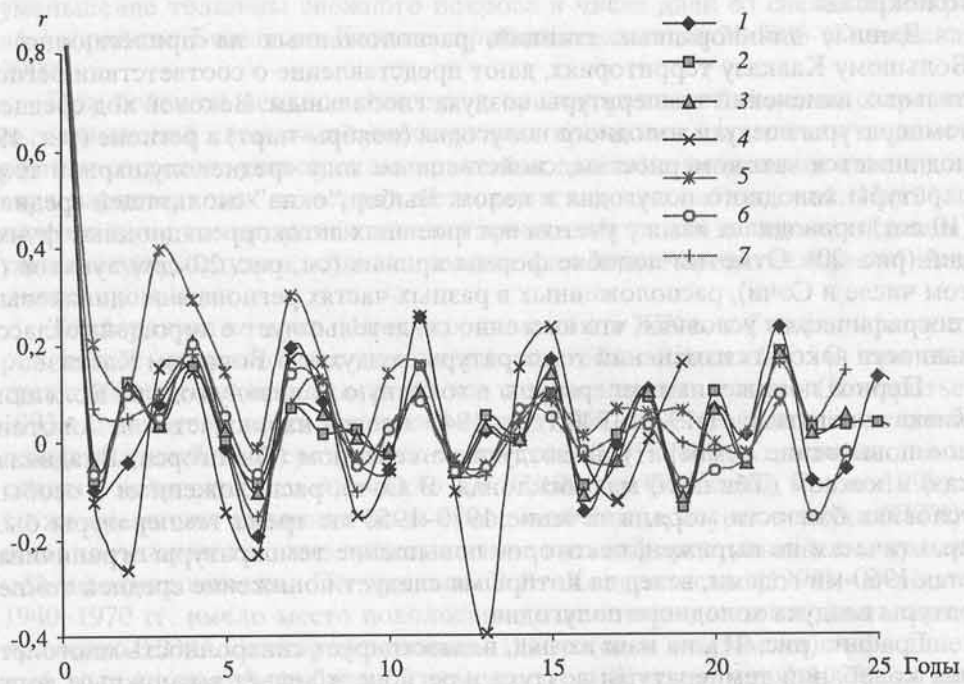


Рис. 20. Временные автокорреляционные функции средней температуры воздуха за холодное полугодие на горно-предгорных станциях

1 – Краснодар, 2 – Пятигорск, 3 – Владикавказ, 4 – Мамисонский перевал, 5 – Сулак, в/г, 6 – Сочи, 7 – Тбилиси

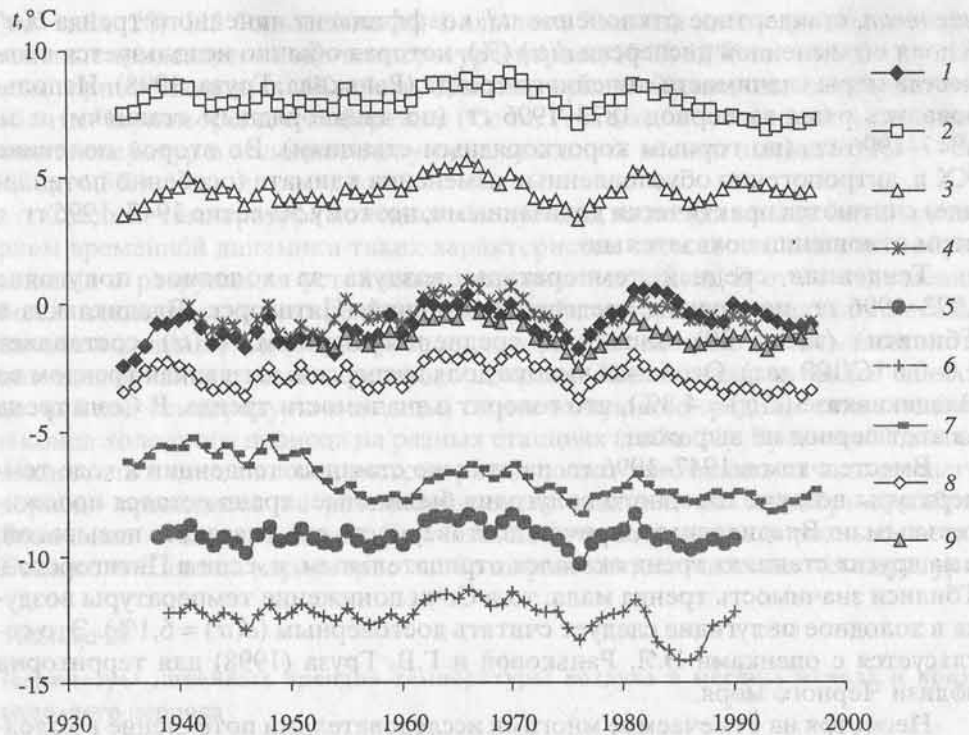


Рис. 21. Ход средней температуры воздуха холодного полугодия за укороченный период наблюдений, сглаженный скользящими 10-летними средними, на станциях 1 – Владикавказ, 2 – Сочи, 3 – Тбилиси, 4 – Теберда, 5 – Мамисонский перевал, 6 – Казбеги, в/г, 7 – Сулак, в/г, 8 – Ачишко, 9 – Алибек

чается переход к устойчивому потеплению в Северном полушарии, поэтому анализ изменений элементов климата за данный период представляет самостоятельный интерес. В некоторых случаях укороченные периоды использовались для определения тенденций в ходе осадков и температуры воздуха на территории бывшего СССР, как, например, в работе Н.А. Ефимова с соавторами (1996).

Тенденцию временного ряда при анализе векового хода температуры воздуха, осадков, характеристик снежного покрова обычно представляют в виде линейного тренда $y = bT + a$, где a – константа, b – среднее изменение за единицу времени T . Линейный тренд хорошо отражает тенденцию при действии множества разнообразных факторов. Равнодействующая этих факторов при взаимном погашении особенностей отдельных факторов часто выражается в примерно постоянной абсолютной скорости изменения, т.е. прямолинейном тренде. Однако отмечается, что линейный тренд слабо характеризует межгодовую изменчивость климата, в то время как роль изменений от десятилетия к десятилетию кажется более существенной, что согласуется с выводами ряда работ (Ранькова, Груза, 1998).

Линейный тренд временных рядов оценивался методом наименьших квадратов. Для каждого временного ряда рассчитывались статистики: сред-

нее $mean$, стандартное отклонение std , коэффициент линейного тренда $b(tr)$ и доля объясненной дисперсии $d(tr)$ (%), которая обычно используется в качестве меры значимости линейного тренда (Ранькова, Груза, 1998). Использовались ряды за период 1873–1996 гг. (по длиннорядным станциям) и за 1947–1996 гг. (по горным короткорядным станциям). Во второй половине XX в. антропогенно обусловленные изменения климата (особенно потепление) считаются практически доказанными, поэтому 50-летие 1947–1996 гг. в этом отношении показательно.

Тенденции средней температуры воздуха за холодное полугодие 1973–1996 гг. по данным предгорных станций (Пятигорск, Владикавказ и Тбилиси) (табл. 20) близки к среднеполушарным: ($b(tr)$ составляет 1,0–0,6 °C/100 лет). Особенно высока доля дисперсии, вызванная трендом во Владикавказе ($d(tr) = 4,8\%$), что говорит о значимости тренда. В Сочи тренд за этот период не выражен.

Вместе с тем в 1947–1996 гг. на этих же станциях тенденции в ходе температуры воздуха холодного полугодия были иные: тренд остался положительным во Владикавказе, причем достоверность его оказалась невысокой, а на других станциях тренд оказался отрицательным, и, если в Пятигорске и Тбилиси значимость тренда мала, то в Сочи понижение температуры воздуха в холодное полугодие следует считать достоверным ($d(tr) = 6,1\%$). Это согласуется с оценками Э.Я. Раньковой и Г.В. Груза (1998) для территории вблизи Черного моря.

Несмотря на отмечаемое многими исследователями потепление в холодное полугодие во второй половине XX в. во многих регионах, на территории Большого Кавказа за исследуемый период оно практически не проявилось

Таблица 20

Параметры линейных трендов средней температуры воздуха холодного полугодия

Станция	Период	$mean$, °C	std , °C	$b(tr)$, °C/100 лет	$b(tr)$, %
Пятигорск	1873–1996	-0,7	1,6	0,8	2,7
Владикавказ	1873–1996	-1,1	1,6	1,0	4,8
Сочи	1873–1996	7,9	1,2	0,1	0,15
Тбилиси	1873–1996	4,2	1,1	0,6	4,2
Клухорский Перевал	1947–1996	-3,0	1,3	-1,4	2,3
Теберда	1947–1996	-0,5	1,5	-1,2	1,3
Мамисонский перевал	1947–1990	-9,2	1,2	-1,3	1,9
Пятигорск	1947–1996	-0,3	1,7	-0,3	0,08
Казбеги, в/г	1947–1990	-12,4	1,4	-2,6	5,6
Владикавказ	1947–1996	-0,6	1,7	1,4	1,4
Сулак, в/г	1947–1996	-7,3	1,3	-2,4	8,1
Кырыз	1947–1996	-2,4	1,4	0,4	0,1
Сочи	1947–1996	8,0	1,2	-2,0	6,1
Ачишхо	1947–1996	-2,8	1,2	-1,8	4,3
Тбилиси	1947–1990	4,5	1,1	-0,4	0,2
Алибек	1947–1996	-1,3	1,3	-0,4	0,2

(см. табл. 20). На большей части Большого Кавказа наблюдаются отрицательные тенденции в ходе температур в период 1947–1996 гг., причем на высокогорных станциях (Казбеги, высокогорная, Сулак, высокогорная) и вблизи Черноморского побережья (Сочи, Ачишхо) достоверность понижения температур в холодное полугодие оказалась весьма высокой ($d(tr)$ – от 8,1 до 4,3%).

Средняя температура холодного полугодия не всегда может быть критерием временной динамики таких характеристик снежности, как даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова. В этом отношении более показательно определение тенденций температуры воздуха в месяцы начала и конца холодного периода, которые способны отразить многолетние изменения в режиме снежного покрова. Нами анализировался многолетний ход температуры в месяцы, соответствующие средним датам начала и конца холодного периода на разных станциях (табл. 21). Временной диапазон начала и окончания зимнего периода достаточно велик: начало зимнего периода приходится на рассматриваемых станциях на сентябрь–декабрь, окончание – на март–июнь. Для большей части пунктов в разных частях Большого Кавказа характерно слабо выраженное понижение температуры

Таблица 21

Параметры линейных трендов температуры воздуха в месяцы начала и конца холодного периода

Станция	Температура воздуха*	Период	mean, °C	std, °C	b(tr), °C/100 лет	b(tr), %
Начало холодного периода						
Клухорский Перевал	t_{11}	1947–1996	0,3	2,2	-0,1	0,08
Теберда	t_{12}	1947–1996	-1,1	2,7	-1,7	0,8
Мамисонский перевал	t_{10}	1947–1990	-0,8	2,2	-1,6	0,9
Казбеги, в/г	t_9	1947–1990	0,1	1,3	0,9	0,9
Сулак, в/г	t_{10}	1947–1996	0,9	1,8	-1,1	0,8
Кырыз	t_{11}	1947–1996	1,3	2,3	1,3	0,7
Ачишхо	t_{11}	1947–1996	0,9	2,4	-3,6	4,6
Местия	t_{11}	1947–1988	1,6	1,9	-2,4	2,3
Алибек	t_{12}	1947–1996	-0,9	2,4	-0,1	0,06
Конец холодного периода						
Клухорский Перевал	t_3	1947–1996	-1,7	2,4	-2,8	3,0
Теберда	t_3	1947–1996	1,1	2,0	2,5	3,3
Мамисонский перевал	t_5	1947–1990	0,9	1,2	-1,1	1,6
Казбеги, в/г	t_6	1947–1990	0,0	1,1	-0,8	0,9
Сулак, в/г	t_4	1947–1996	-1,8	1,9	-0,4	0,01
Кырыз	t_3	1947–1996	-1,6	2,2	1,3	0,008
Ачишхо	t_4	1947–1996	2,6	2,1	-0,3	0,03
Местия	t_3	1947–1988	-0,5	1,9	4,4	7,7
Алибек	t_3	1947–1996	-1,0	2,2	-0,01	0,005

* Нижний индекс t – порядковый номер месяца в году.

воздуха в начале холодного периода. Исключение составляют станции Кырыз и Казбеги, высокогорная, для которых значимость тренда мала, и его положительный знак может быть связан с меньшей продолжительностью исследуемого ряда наблюдений.

Конец холодного периода не имеет определенной тенденции в многолетнем ходе температур, наряду с отрицательными трендами здесь отмечаются и положительные. Отметим разнонаправленные тенденции в ходе температуры воздуха в марте на близко расположенных станциях Клухорский Перевал и Теберда с довольно высокими показателями значимости тренда (см. табл. 21). Это свидетельствует о необходимости дифференцированного подхода в оценке направленности климатических изменений на разных высотных уровнях даже в пределах одного горного бассейна. К показателю значимости положительного тренда температуры воздуха в марте, по данным Местии ($d(tr) = 7,7\%$), следует относиться осторожно из-за укороченного исследуемого ряда наблюдений.

Таким образом, во второй половине XX в. в целом на территории Большого Кавказа тренды температуры воздуха холодного полугодия отличались от глобальных и среднеполушарных: не обнаружено устойчивого потепления в регионе, и на большей части исследуемой территории наблюдалась даже слабая тенденция к понижению температуры воздуха в зимние месяцы. При *сохранении обнаруженных тенденций* в обозримой перспективе не стоит ожидать уменьшения снежности на Большом Кавказе вследствие изменений термического режима (прежде всего одного из показателей снежности — продолжительности залегания снежного покрова).

Осадки. Если оценки многолетних глобальных изменений температуры схожи у многих исследователей, то в отношении определения трендов осадков мнения не столь едины. По данным П.Я. Гройсмана (1990), положительный тренд осадков в зоне $35-70^\circ$ с.ш. оценивается равным $6-8\%/100$ лет, с наибольшим увеличением осадков в высоких широтах. В работе Э.Я. Раньковой, Г.В. Груза (1998) делается вывод о том, что годовым суммам осадков, как и их суммам за теплый и холодный периоды, в западной части территории России свойственен незначительный отрицательный тренд. Району Большого Кавказа и прилегающих территорий, по мнению этих же авторов, свойственны слабые отрицательные тенденции в вековом ходе осадков (1901–1995 гг.) за исключением Черноморского побережья, где отмечен слабый их рост. Выявленные изменения настолько малы, что могут быть вызваны естественной изменчивостью климата (Ранькова, Груза, 1998). По мнению М. Hulme (1995) в Северном полушарии 1980-е и начало 1990-х годов были не только самыми теплыми, но и самыми влажными годами за весь период инструментальных наблюдений.

Многолетнему ходу осадков холодного полугодия на Большом Кавказе свойственна плохо выраженная согласованность. На рис. 22 показан вековой ход нормированных осадков холодного полугодия (ноябрь–март), определяемых как отношение x_i/x_{50} , где x_i — сумма осадков за i -е холодное полугодие, x_{50} — среднее значение за период 1947–1996 гг. Судя по данным предгорных станций, во второй половине XX в. наблюдалось в общем повышенное увлажнение в холодную половину года, причем отмечен некоторый рост

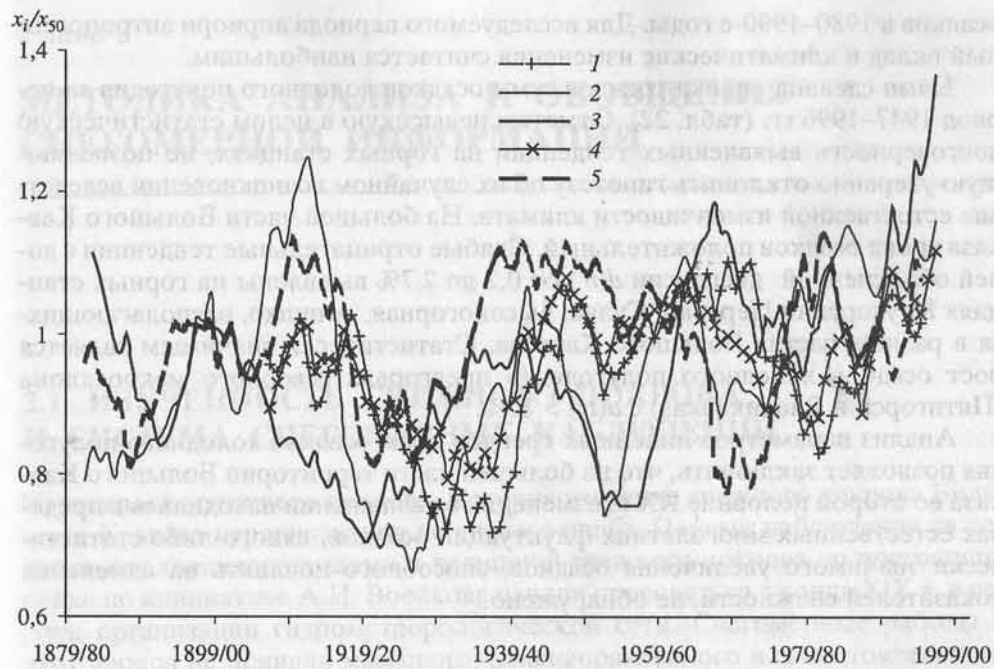


Рис. 22. Вековой ход осадков холодного полугодия (ноябрь–март), сглаженный 20-летними скользящими средними, на предгорных станциях
 1 – Краснодар, 2 – Пятигорск, 3 – Владикавказ, 4 – Сочи, 5 – Тбилиси

Таблица 22

Параметры линейных трендов сумм осадков холодного полугодия

Станция	Период	mean, мм	std, мм	$b(tr)$, мм/100 лет	$d(tr)$, %
Краснодар	1947–1996	286	75	22	0,2
Клухорский Перевал	1947–1996	694	211	-238	2,7
Теберда	1947–1996	252	84	55	0,9
Пятигорск	1947–1996	132	33	80	12,6
Казбеги, в/л	1947–1990	372	183	55	0,15
Владикавказ	1947–1996	160	54	145	15,4
Сулак, в/г	1947–1996	215	61	-43	1,1
Кырыз	1947–1996	130	36	60	5,7
Сочи	1947–1996	790	187	78	0,4
Ачишхо	1947–1996	1749	418	-124	0,2
Тбилиси	1947–1990	123	46	29	0,6
Алибек	1947–1996	294	68	98	4,2

МЕТОДИКА АНАЛИЗА И ОБОБЩЕНИЯ СНЕГОМЕРНОЙ ИНФОРМАЦИИ

2.1. ИЗУЧЕННОСТЬ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И СИСТЕМА СНЕГОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Изученность снежного покрова. История изучения снежного покрова Большого Кавказа неравнозначна по своим этапам. Первые наблюдения за режимными характеристиками и толщиной снежного покрова по постоянной рейке по инициативе А.И. Воейкова начали проводиться с конца XIX в. в период организации гидрометеорологической сети. Снегомерные работы в этот период не приняли массового, целенаправленного и самостоятельного характера, а сами методы наблюдений отличались от принятых позднее. Конец XIX – начало XX в. ознаменовались интенсивными комплексными, в том числе и гляциологическими исследованиями на Большом Кавказе, которые однако практически не коснулись сезонного снежного покрова, поскольку экспедиционные работы в высокогорной зоне проводились преимущественно в летнее время.

Следующий этап можно связать с дальнейшим развитием сети гидрометеорологических станций и постов на территории Большого Кавказа (в основном в предгорье), ведущих наблюдения за снежным покровом, а также началом организованных и целенаправленных снегомерных исследований. Делаются первые попытки обобщения снегомерных наблюдений. Так, в “Справочнике по водным ресурсам СССР” (1931 г.) приводятся карты появления и исчезновения устойчивого снегового покрова, составленные для Северного Кавказа, отличающиеся, правда, большой схематичностью. На этом этапе усиливается содержание унифицированных наблюдений за снежным покровом на гидрометеорологической сети: с конца 1930-х годов начинают измерения плотности и запаса воды в снежном покрове, проводятся снегосьемки.

В 1940-1960 гг. Г.Д. Рихтер заметно расширяет представления о роли снежного покрова в физико-географическом процессе (Рихтер, 1945, 1948 и др.). Для горных территорий им выделяются зоны постоянного, переменного и неустойчивого снежного покрова, существование которых обусловлено высотно-поясными различиями в условиях снегонакопления. Эти годы ознаменовались постановкой ряда важных проблем в деле изучения закономерностей формирования и распределения снежного покрова в горах Кавказа, использования знаний о нем в практических целях. Подобная необходимость была вызвана активным хозяйственным освоением горных территорий. По-

казательна в этом смысле работа Е.Я. Щербаковой (1959), отражающая усиление интереса к снежному покрову Кавказа. Здесь вопросы распределения снежного покрова в горах связываются с такими практическими задачами, как искусственное регулирование стока горных рек, борьба со снежными заносами, лавинами, неблагоприятными последствиями снеготаяния. Утверждается, что выбор пунктов наблюдений за снежным покровом в горах Кавказа в значительной степени зависит от формы рельефа и экспозиции склонов, чье влияние может перекрыть влияние абсолютной высоты.

Пространственно-временная неоднородность характеристик снежного покрова в связи с разнообразием физико-географических условий Кавказа рассматривается в работах Г.К. Сулаквелидзе (1953), Е.Е. Гуртовой, Г.К. Сулаквелидзе и А.В. Яшиной (1960). Обобщение материалов снегомерных наблюдений на станциях Северного Кавказа, накопленных к началу 1960-х годов, сделано Н.С. Темниковой (1964). Особенностью последней монографии является рассмотрение снежного покрова на фоне комплекса климатических процессов, в том числе циркуляционных условий. Явно недостаточное количество фактического материала не позволило авторам приведенных работ более полно охарактеризовать распределение и режим снежного покрова; в них из-за отсутствия сведений о плотности и снеготаяниях и слабого освещения высокогорных районов лишь схематично намечены основные закономерности.

Исследования В.Ш. Цомая (1956, 1958, 1963, 1977), сыгравшие определяющую роль в организации системы снегомерных наблюдений на Кавказе, изначально были ориентированы на проблему влияния снеготаяний на весеннее половодье и прогнозирование стока рек. Полученные позднее им и другими исследователями сведения о факторах и региональных закономерностях формирования снежного покрова на Кавказе (Цомая, 1979, 1988; Алиев и др., 1988) послужили качественно новой основой для дальнейшей детализации представлений о полях снежного покрова на Большом Кавказе.

Исключительный вклад в снеговедение внесла фундаментальная монография В.М. Котлякова "Снежный покров Земли и ледники" (Котляков, 1968), в которой не только синтезированы всесторонние сведения о снежном покрове горных территорий и равнин на глобальном уровне, но и рассмотрены методические и теоретические основы изучения снежного покрова. Ряд выводов, приведенных в этой книге, имел важное значение для последующей постановки исследовательских задач и осмысления структуры полей снежного покрова на Большом Кавказе.

Снежный покров разных частей Большого Кавказа по данным дискретных снегомерных наблюдений на станциях рассмотрен рядом авторов. Наиболее значительными являются работы Ш.М. Агаева (1961), А.Д. Эйюбова, (1961, 1968), Л.К. Папинашвили (1971), Е.С. Трошкиной (1992). В 1981 г. издана книга М.Ч. Залиханова "Снежно-лавинный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа". В ней обобщен обширный материал, включающий данные экспедиционных исследований, проведенных автором, результаты обработки метеорологической и снегомерной информации гидрометеослужбы. Наряду с установленными региональными закономерностями пространственно-временного распределения основных параметров снежного покрова, приведены данные, характеризующие климатические

факторы формирования снежного покрова и обуславливающие снежно-лавиный режим. В книге подробно рассмотрен ряд причинных связей гляцио-климатических изменений разного масштаба, изложены результаты исследований лавинного режима Большого Кавказа.

Материалы маршрутных снегомерных наблюдений для описания структуры полей снежного покрова на Большом Кавказе использовались лишь эпизодически (Панов, 1968; Боровик, Сунцов, 1977; Погорелов, 1989; Кадомцева, Локтионова, 1989; и др.) и до настоящего времени в масштабе горной страны не получили системного обобщения. Опыт создания "Атласа снежно-ледовых ресурсов мира" (Атлас..., 1997), в котором широко применялись косвенные методы расчета, показал необходимость построения региональных моделей, учитывающих местные гляциоклиматические связи, и предпочтительное использование данных прямых измерений. Значение маршрутных снегомерных съемок в этом отношении уникально, поскольку они представляют собой ценный, а зачастую и единственный источник информации о снегонакоплении в горах.

Система снегомерных наблюдений. Точечные наблюдения за снежным покровом, проводимые на метеорологических станциях (постах), не способны в полной мере отразить многообразие и сложность пространственно-временной структуры полей снежного покрова в условиях горной страны. Потребность в дополнительной информации о характеристиках снежного покрова в горных бассейнах, получаемой при помощи маршрутных наблюдений, связана с оперативным обеспечением надежных гидрологических прогнозов, оценкой снеголавинной ситуации, необходимостью определения климатологических характеристик. Пространственно-временные флуктуации снежного покрова не только влияют на питание ледников, но имеют и ландшафтообразующее значение (Нефедьева, Яшина, 1985). В отличие от точечных наблюдений на станциях и постах материалы маршрутных снегомерных съемок более объективны при оценке влияния сезонного снегонакопления на речной сток.

Регулярные маршрутные снегомерные съемки на Большом Кавказе начаты в 1936 г. с открытием линейных снегомерных маршрутов в горных бассейнах рек Большая Лиахви (курорт Джава – Рокский перевал) и Арагви (с. Пасанаури – Гудамарский перевал). Несколько позже, в конце 1930-х годов, начались снегомерные съемки в бассейнах рек Ингури (линейный маршрут с. Бечо – исток р. Долра) и Арагви (маршрут с. Квешети – Крестовый перевал). Как правило, маршруты прокладывались по дну долин в направлении водораздельной части хребтов. Методика линейных снегомерных съемок предусматривала измерение на закрепленной линии маршрута толщины снежного покрова (через 50–200 м в зависимости от крутизны склона и ландшафтных особенностей) и плотности (в каждой пятой точке измерения толщины) с последующим осреднением измерений в пределах 100-метровых вертикальных интервалов (Материалы..., 1958–1964; Руководство..., 1958; Хмаладзе, 1958; Цома, 1958). С 1950-х годов на линейных маршрутах для повышения точности наблюдений начали проводиться, кроме того, измерения на снегопунктах – характерных (репрезентативных в отношении вертикального распределения снеготолщин) площадках размером ~200–500 м². В соответствии с разработанной методикой (Руководство..., 1958) измерение толщины снеж-

ного покрова на снегопунктах выполнялось в 20 точках, измерение плотности – в 1–5 точках в зависимости от толщины снежного покрова. Расстояние между снегопунктами определялось не только наличием удобной площадки, но и уклоном данного участка маршрута, и обычно составляло 2–4 км. Цель снегомерных наблюдений заключалась в определении толщины, плотности и запаса воды в снежном покрове на каждом снегопункте или в каждом высотном интервале линейного маршрута.

Подобная методика комбинированных снегомеров была сохранена в Грузии и Азербайджане в течение всего периода наблюдений. На территории Азербайджана первые два маршрута были открыты в бассейне р. Алазани в 1952–1956 гг., затем последовало открытие еще нескольких (в пределах Большого Кавказа) в 1960–1980 гг. В бассейне р. Сулак массовые наблюдения начались в 1957–1959 гг. практически одновременно на 10 снегомерных маршрутах. Измерения на них до начала 1990-х годов также сочетали два метода – линейной снегомерки и съемки по снегопунктам. На оставшейся территории северного склона (бассейны рек Кубань и Терек) снегомерки делались в подавляющем большинстве по маршрутам со снегопунктами. В бассейне р. Кубань начало регулярным наблюдениям было положено в 1964 г. с открытием снегомаршрутов в горных бассейнах рек Белая, Теберда и Уллукам, количество которых к 1980-м годам достигло 9. В 1966 г. был открыт первый маршрут в бассейне р. Терек (ледник Безенги – ледник Кельбаши), за которым последовало открытие снегомаршрута пос. Бурон – ледник Цея (1971 г.) и др.; общее их количество к 1990-м годам составляло 8. Кроме того, на территории Краснодарского края на южном склоне с 1975 г. действовал маршрут со снегопунктами в бассейне р. Мзымта.

Специфичным для Кавказа является проведение маршрутных снегомерных съемок один раз в год – в марте, в период максимума снегонакопления в подавляющей части горных бассейнов. Исключение составляют наблюдения в бассейнах Кубани и Терека, где на большей части маршрутов снегомерки проводились ежемесячно в течение зимы, а также некоторые маршруты в бассейнах р. Арагви (с. Квешети – исток р. Хадисхеви) и р. Кишчай (г. Шеки – гора Чходурмас и др.), по которым имеются данные ежемесячных и даже декадных снегомеров.

Информация не всех снегомерных маршрутов представляет климатологическую ценность, нами обобщены лишь данные маршрутов, отвечающие определенным критериям, которые подробнее будут рассмотрены ниже. Главным из критериев является достаточная продолжительность наблюдений. Следуя требованиям по отбору исходных данных (Методические..., 1988; Царев, 1996), нами обобщены материалы 62 снегомерных маршрутов на территории Большого Кавказа (табл. 23 и рис. 23). Мы посчитали целесообразным использовать данные в общей сложности 669 пунктов наблюдений и 100-метровых высотных интервалов наземных снегомерных маршрутов. При этом с известной долей условности 100-метровый высотный интервал, как и площадка снегопункта (СП), считались равнозначными единицами измерения при подсчете количества пунктов наблюдений (табл. 24). Доказательства однородности наблюдений на линейных маршрутах и маршрутах со снегопунктами приведены ниже.

Таблица 23

Сведения о наземных снегомерных маршрутах на Большом Кавказе

№ маршрута	Реки	Название маршрута	Длина, км	Диапазон высот, м	Количество СП*	Период наблюдения
<i>Северный склон</i>						
Бассейн р. Кубань						
1	Хабль, Адагум, Кубань	пос. Холмский – гора Тхаб	33	65–386	6	1980–1987
2	Псекулс, Кубань	г. Горячий Ключ – верх. р. Кобза	30	65–386	6	1980–1988
3	Пшеха, Белая, Кубань	с. Черниговское – гора Фишт	40	300–1810	12	1979–1998
4	Белая, Кубань	ст. Даховская – гора Оштен	35	460–2150	12	1974–1990
5	Дамхурц, Большая Лаба, Кубань	пос. Дамхурц – исток р. Дамхурц	20	1160–2170	8	1973–1976
6	Теберда, Кубань	г. Теберда – ледник Хакель	36,6	1360–2550	9	1964–1990
7	Домбай–Ульген, Аманауз, Теберда, Кубань	п.г.т. Домбай – ледник Пгыш	8	1600–1950	4	1974–1990
8	Учкулан, Кубань	с. В. Учкулан – ледник Гондарай	24	1500–2100	9	1967–1990
9	Уллукам, Кубань	с. Хураук – исток р. Уллуозень	31	1500–2840	7	1964–1990
Бассейн р. Терек						
10	Баксан, Малка, Терек	п.г.т. В. Баксан – ледник М. Азау	29	1480–3500	9	1975–1990
11	Черек Безенгийский, Черек, Малка, Терек	ледник Безенги – ледник Кель-баши	26	2080–3750	11	1971–1982
12	Цейдон, Ардон, Терек	п.г.т. Бурон – ледник Цей	13,5	1220–2300	9	1972–1995
13	Закка, Нар, Ардон, Терек	п.г.т. Бурон – верховья р. Закка	36,5	1220–2620	11	1977–1994
14	Фиагдон, Ардон, Терек	с. Харисджин – верховья р. Бугультадон	20	1390–2450	8	1979–1995
15	Терек	с. Арша – Крестовый перевал	22	1800–2400	6	1958–1985
16	Терек	с. Гергети – ГМС Казбегн, в/г	15,7	1900–4000	11	1973–1977
17	Хулхулау, Белка, Сунжа, Терек	с. Харачой – оз. Казенойам	20	1100–2170	6	1980–1989
Бассейн рек Сулак, Кусарчай и Вельвеличай						
18	Кила, Андийское Койсу, Сулак	с. Тинди – язык ледника Аддала-Шухгельмеэр	27	1380–3070	16(8)	1958–1994
19	Джурмут, Аварское Койсу, Сулак	с. Укал – гора Шугди	11	1500–3000	15	1958–1983

20	Джурмут, Аварское Койсу, Сулак	с. Тлярата – гора Хамар	9	1500–3000	15	1975–1983
21	Джурмут, Аварское Койсу, Сулак	с. Таллух – с. Цумелух	15	1550–2800	13	1959–1973
22	Хзанор, Аварское Койсу, Сулак	устье р. Балакури – гора Цодолашида	12	1750–2800	11	1958–1977
23	Тлейсерух, Каракойсу, Аварское Койсу, Сулак	с. Ириб – гора Гоцодатль	12	1700–3000	13(6)	1959–1993
24	Тлейсерух, Каракойсу, Аварское Койсу, Сулак	с. Ириб – гора Суасох	4	1700–2600	9	1974–1985
25	Кара-Лазургер, Каракойсу, Аварское Койсу, Сулак	с. Сумета – гора Баккарада	9	1800–3000	6	1966–1993
26	Кара-Лазургер, Каракойсу, Аварское Койсу, Сулак	с. Тлерочи – гора Гадвадумеэр	17	1600–3000	14	1959–1985
27	Кули, Казикумухское Койсу, Аварское Койсу, Сулак	с. Хосрех – гора Кокмадаг	17	1890–2920	7	1959–1985
28	Кусарчай	с. Кузун – гора Шахдаг	13	1460–2920	15(10)	1963–1985
29	Бабачай, Вельвеличай	устье р. Бабачай – исток р. Деркчай	12	940–1700	8	1965–1985
30	Мзымта	<i>Южный склон</i> Бассейн Черного моря				
31	Бзыбь	к.п. Красная Поляна – гора Аишха II	53	500–1940	13	1975–1990
32	Бзыбь	устье р. Бавно – перевал Чамашха	25	500–2064	16	1951–1985
33	Кодори	устье р. Гега – курорт Авадхара	33	300–1700	14	1953–1985
34	Ингури	с. Ажара – исток р. Сакени	28	500–1700	12	1952–1985
35	"	с. Богреша – исток р. Ингури	30,5	1500–2300	8	1953–1985
36	"	с. Бечо – исток р. Долра	13,5	1300–1900	6	1938–1985
37	Цхенисцали, Риони	с. Штыхыр – исток р. Накра	14	1100–2000	9	1952–1956
38	Риони	с. Летихи – исток р. Корудаш	45,5	1000–2000	10	1951–1985
39	"	с. Сагтло – исток р. Риони	31	1130–2100	10	1952–1985
40	"	с. Сагтло – Мамисонский перевал	28	1130–2900	18	1946–1985
41	"	с. Ири – исток р. Джоджора	30	1100–2000	9	1954–1985
	"	с. Киров – перевал Эрцо	10	1420–1800	4	1964–1985

Таблица 23 (окончание)

№ маршрута	Реки	Название маршрута	Длина, км	Диапазон высот, м	Количество СП*	Период наблюдения
42	Квирила, Риони	с. Чала – исток р. Квирила	36,5	500–2000	15	1956–1985
43	"	ст. Ципа – ст. Лици	7,1	700–1150	4	1958–1985
44	"	с. Григолету – с. Чумателети	13	600–1000	4	1964–1985
45	Большая Лиави, Кура	Бассейн р. Кура				
46	"	курорт Джава – Рокский перевал	32	1100–2700	16(11)	1936–1985
47	Ксани, Кура	с. Диди Гугта – перевал Эрцо	25	1000–1800	8	1964–1985
48	Арагви, Кура	с. Ларгвиси – исток р. Ксани	26	1000–1700	7	1980–1985
49	"	с. Квешети – Крестовый перевал	15,5	1500–2500	10	1940–1985
50	"	с. Квешети – исток р. Хадисхеви	12,2	1320–2300	10	1956–1985
51	Иори, Мингечаурское вдхр., Кура	с. Пасанаури – Гудамакарский перевал	21,5	1100–2300	10	1936–1985
52	"	с. Верхний Артани – исток р. Иори	17,7	1100–2000	9	1950–1985
53	Алазани, Мингечаурское вдхр., Кура	с. Гомбори – с. Тетриклеби	14,5	1100–1600	5	1967–1985
54	"	с. Шахетила – исток р. Илго	27,5	700–1600	9	1959–1985
55	"	с. Лпанкуре – исток р. Лопота	16	600–2000	14	1959–1985
56	Талачай, Алазань, Кура	с. Джоколо – гора Тбатана	14	700–2000	13	1981–1985
57	Кишчай, Агричай, Алазань, Кура	устье р. Палантокан – пастбище колхоза им. Сабир	16	800–2200	11	1964–1985
58	"	г. Шеки – гора Чходурмас	15	855–3000	22	1955–1985
59	"	устье р. Чходурмас – гора Кошан (исток р. Чходурмас)	15	1200–2500	13	1959–1985
60	Варташенчай, Алиджанчай, Кура	устье р. Кайнар – гора Кочумурух	12	1045–1745	7	1969–1975
61	Бумчай, Турянчай, Кура	г. Варташен – гора Кызыл-Кая	8	1021–1720	7	1969–1985
62	Дамирапаранчай, Турянчай, Кура	с. Бум – исток р. Ятыхчай	16	793–2048	12	1972–1985
		с. Лаза – перевал Рустамбаз	16	1420–2730	13	1973–1985

* Число 100-метровых высотных интервалов дано жирным шрифтом, в скобках – количество снегопунктов (СП).

Таблица 24

Распределение снегопунктов (100-метровых высотных интервалов) по высотному положению на снегомерных маршрутах Большого Кавказа

Район наблюдений	Общее количество	Интервал высот, м						
		0-500	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-2500	2500-3000	> 3000
Северный склон								
Бассейн р. Кубань	73	16	5	16	24	11	1	0
Бассейн р. Терек	71	0	0	8	21	19	7	16
Бассейны рек Сулак, Кусарчай и Вельвеличай	166	0	1	7	55	55	48	0
Итого	310	16	6	31	100	85	56	16
Южный склон								
Реки бассейна Черного моря	152	3	32	48	55	10	4	0
Бассейн р. Кура	207	0	16	77	75	30	9	0
Итого	359	3	48	125	130	40	13	0
Большой Кавказ в целом								
Всего, количество	669	19	54	156	230	125	69	16
Всего, %	100	2,8	8,1	23,3	34,4	18,7	10,3	2,4

Размещение пунктов наблюдений на снегомерных маршрутах в разных частях Большого Кавказа и по высотным интервалам (см. табл. 24) позволило составить в дальнейшем вполне адекватное представление о пространственной структуре полей характеристик снежного покрова на изучаемой территории. Большая часть этих снегопунктов находится в зоне основного снегонакопления, а их размещение в целом отвечает распределению площадей соответствующих высотных интервалов. Плотность снегомерной сети характеризуется следующим: 310 и 359 снегопунктов соответственно на северном и южном макросклонах.

О территориальном распределении статистических параметров межгодовой изменчивости характеристик снежного покрова на Большом Кавказе до настоящего времени известно очень мало; эти данные ограничиваются расчетами для нескольких станций (Кожаев, Самукашвили, 1988; Трошкина, 1992). Сведения о периодах наблюдения на снегопунктах и, следовательно, представительности исходных данных для расчета надежных статистических показателей межгодовой изменчивости приведены в табл. 25. Как видим, имеющиеся периоды довольно неоднородны. Вместе с тем количество снегопунктов с продолжительностью периодов, достаточной для оценки стандартных показателей межгодовой изменчивости (более 15 лет), составляет 426 или 64% общего числа. Такое их количество делает возможным вполне обоснованно судить об осо-

Таблица 25

Количество снегопунктов (100-метровых высотных интервалов) с различным периодом наблюдений на снегомерных маршрутах Большого Кавказа

Район наблюдений	Продолжительность периода наблюдений, лет						Всего
	5	6-10	11-15	16-20	21-30	>30	
Северный склон							
Бассейн р. Кубань	14	9	7	25	18	0	73
Бассейн р. Терек	15	18	1	16	21	0	71
Бассейны рек Сулак, Кусарчай и Вельвеличай	17	34	27	48	40	0	166
Итого	46	61	35	89	79	0	310
Южный склон							
Реки бассейна Черного моря	10	6	0	19	43	74	152
Бассейн р. Кура	32	47	6	17	64	41	207
Итого	42	53	6	36	107	115	359
Большой Кавказ в целом							
Всего, количество	88	114	41	125	186	115	669
Всего, %	13,2	17,0	6,1	18,7	27,8	17,2	100

бенностях статистической структуры полей снегозапасов на Большом Кавказе.

Распад системы снегомерных наблюдений на Большом Кавказе к началу 1990-х годов в связи с образованием самостоятельных государств на этой территории создал своеобразную дополнительную предпосылку (далеко не научную) к уже назревшему обобщению.

2.2. МЕТОДИКА КРИТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА И ОБОБЩЕНИЯ МАТЕРИАЛОВ НАБЛЮДЕНИЙ

Основными источниками снегомерной информации на Большом Кавказе, накопившейся в процессе регулярных наблюдений, являются: 1) стандартные наблюдения на станциях, включающие ежедневные измерения толщины снежного покрова на метеоплощадке и декадные маршрутные измерения толщины и плотности снежного покрова в окрестностях станции; 2) специализированные наземные маршрутные наблюдения, включающие измерения толщины, плотности и запаса воды в снежном покрове на линейных маршрутах и маршрутах со снегопунктами, проводящиеся в марте или с месячным интервалом в течение зимы; 3) специализированные авиационные маршрутные наблюдения за толщиной снежного покрова в марте на снегопунктах, оборудованных 1-3 дистанционными рейками.

Задача научного обобщения этой информации сталкивается с трудностями, которые вызваны не только различиями в способах измерений, неод-

нородностью рядов и временного разрешения наблюдений, но также наличием ошибок и пропусков в измерениях. Кроме того, в ряде случаев необходимо оценить репрезентативность снегопунктов. Для этих целей применена комплексная методика, содержащая критический анализ материалов наблюдений, анализ периодов осреднения для расчета надежных статистических показателей, оценку однородности различных снегомерных наблюдений.

Формирование базы данных измерений снежного покрова, в основе которой лежали материалы наземных маршрутных снегомерных съемок, сопровождалось формальным и неформальным анализом их качества с применением опыта (Геткер, 1980; Методические ..., 1988; Архипова и др., 1989а; Царев, 1996). Кратко остановимся на некоторых особенностях проведенных снегомерных наблюдений и методах их критического анализа.

Снегомерная сеть на Большом Кавказе закладывалась с целью обеспечения репрезентативности наблюдений. Под репрезентативностью (в климатологическом аспекте) понимается соответствие наблюденных на снегопункте величин снегозапасов фоновым в данном высотном интервале. Снегомерные маршруты, как линейные, так и со снегопунктами, закладывались таким образом, чтобы адекватно отражать величины сезонного снегонакопления в горных бассейнах. Как правило, маршруты располагаются на дне долин, хотя некоторые снегопункты могут находиться на склонах или других формах рельефа. Микромасштабные условия снегонакопления на площадках снегопунктов не всегда соответствуют фоновым, но они позволяют обнаруживать эффекты в распределении снежного покрова и факторы, их обуславливающие. Вертикальное распределение характеристик снежного покрова на маршрутах, где практикуются линейные снегосъемки, по понятным причинам более "сглаженное" и приближенно к фоновому.

Для выявления ошибок измерений и нерепрезентативности пунктов наблюдений использовались следующие методы: а) построение связи толщины h (запаса воды w) снежного покрова на снегопункте и опорном пункте или б) графика изменения норм $h(w)$ от высоты местности H для каждого месяца. В качестве допустимого критерия заданного отклонения точки от кривой принималось соотношение (Архипова и др., 1989а)

$$\Delta h_i = h_i(H) - \bar{h}(H) < k\sigma\sqrt{1 - \eta^2}, \quad (2.1)$$

где Δh_i – отклонение точки от уравнения регрессии; \bar{h} – толщина снежного покрова, соответствующая линии регрессии; σ – среднее квадратическое отклонение толщины снежного покрова от нормы; η – корреляционное отношение связи. В общем случае $k = 0,674$, что определяет вероятность принадлежности точки к регрессионной связи более чем на 50%. Отметим, что выявленных таким образом нерепрезентативных пунктов наблюдений оказалось немного; гораздо чаще приходилось прибегать к подобному критерию при устранении ошибок измерений.

При проведении снегомерных работ неизбежны пропуски наблюдений из-за плохой погоды, лавин и т.п. Подавляющее число пропусков отмечается на наиболее труднодоступных снегопунктах или высотных интервалах, информация по которым особенно ценна. Формирование массива данных

предусматривало восстановление пропусков наблюдений с использованием принятых приемов (Методические..., 1988; Царев, 1996). Для снегопунктов с короткими рядами наблюдений применялась интерполяция (экстраполяция) путем построения единовременных, как правило, хорошо выраженных зависимостей $h, w = f(H)$ в горном бассейне. Для снегопунктов с длинными рядами применялся метод парной корреляции, при котором в качестве опорного пункта выбирался репрезентативный пункт-аналог.

Следует сказать, что информация не всех имеющихся снегомерных маршрутов представляет климатологическую ценность, нами обобщены лишь данные наблюдений (см. табл. 23), отвечающие необходимым критериям. Рекомендуются (Методические..., 1988) проводить климатологическое осреднение при продолжительности наблюдений не менее 5 лет. В некоторых случаях обобщению подлежали маршруты с короткими рядами (менее 10 лет), поскольку они, во-первых, освещают малоисследованные территории, а во-вторых, "в горах неоднородность поля снежного покрова обычно столь велика, что ошибки, связанные с краткостью периода наблюдений, оказываются, как правило, намного меньше масштабов пространственного изменения элемента" (Геткер, 1980, с. 11).

С учетом точности статистических характеристик в данные наблюдений при определении средних значений вносились поправки. Теоретически при месячном интервале между снегосъёмками оценка максимума расчетного элемента (например, толщины h) должна проводиться, как правило, с некоторым занижением по сравнению с нормой \bar{h}_{\max} при расчетах для декадных интервалов. Сравнительный анализ маршрутных (ежемесячных) и декадных снегосъёмок на Кавказе (Алиев и др., 1988) показал, что результаты маршрутных снегосъёмок отличаются от данных декадных съёмок на станциях как в сторону завышения, так и занижения снегозапасов. Очевидно, что источником отличий является в этом случае не разное временное разрешение измерений, а неодинаковые микромасштабные условия снегосъёмок. Для снегозапасов ошибка между съёмками с месячным и декадным интервалами составляет 20–30% при маломощном снежном покрове и 5–10% при мощном устойчивом снежном покрове (Геткер, 1980). Для компенсации занижения была проведена его эмпирическая оценка по сравнительным выборкам наблюдений на станциях; средние максимальные толщины снежного покрова рассчитывались с учетом этой ошибки посредством умножения h на эмпирический коэффициент $\mu > 1$, отражающий вероятную величину отклонения h от \bar{h}_{\max} . Коэффициент изменялся от 1,25 при малых толщинах снежного покрова до 1,05 при $h > 250$ см.

На значительной части снегомерных маршрутов, в том числе авиадистанционных, использовавшихся как дополнительные при недостатке информации, наблюдения ведутся только в марте. Понятно, что не на всех высотных уровнях максимум толщины и запаса воды в снежном покрове приходится на этот месяц, – маршрутные снегосъёмки ведутся в высотном диапазоне, где максимум h и w фиксируется в январе–апреле. В этом случае количественная оценка погрешности для приведения полученных средних значений к \bar{h}_{\max} и \bar{w}_{\max} рассчитывалась по пунктам-аналогам с непрерывными в течение зимы наблюдениями. Следует сказать, что выбор марта в качестве единственного месяца проведения снегомерных работ на большей террито-

рии Грузии, Дагестана и Азербайджана вполне оправдан, поскольку, как увидим далее, на подавляющей части горной территории в значительном диапазоне абсолютных высот максимум снегонакопления приходится именно на данный месяц.

Определение периодов для расчета параметров межгодовой изменчивости и сами статистические расчеты проводились в соответствии с принятыми в климатологии и снеговедении методическими рекомендациями. Средняя арифметическая величина, являясь типической характеристикой исследуемого временного ряда, как известно, не позволяет судить о вариации значений признака в данной совокупности. Для оценки межгодовой изменчивости параметров снежного покрова прибегают к статистическим показателям размера вариации. Наиболее употребительными являются среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v , определяемые, например для толщины снежного покрова, по формулам

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (h_i - \bar{h})^2}{N}},$$

где σ_h – среднее квадратическое отклонение толщины снежного покрова; h_i – наблюдаемая толщина снежного покрова; \bar{h} – средняя толщина снежного покрова; N – общее число наблюдений, лет;

$$C_{vh} = \frac{\sigma}{\bar{h}},$$

где C_{vh} – коэффициент вариации толщины снежного покрова.

Расчет σ и C_v проводился при длине ряда не менее 15 лет, при $N < 30$ расчет выполнялся с учетом поправки на смещенность по формуле

$$\sigma_h = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (h_i - \bar{h})^2}{N-1}}.$$

2.3. АНАЛИЗ ПЕРИОДОВ ОСРЕДНЕНИЯ ДЛЯ РАСЧЕТА НОРМ И ХАРАКТЕРИСТИК МНОГОЛЕТНЕЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Имеющиеся периоды наблюдения на снегомерных маршрутах довольно неоднородны (см. табл. 25). Так, на северном склоне нет ни одного пункта (100-метрового высотного интервала) с продолжительностью наблюдений более 30 лет, в то время как в бассейнах рек Черного моря таковых насчитывается 74 из 152. Это делает бесполезным проведение самостоятельного анализа периодов осреднения для расчета норм и параметров временной изменчивости характеристик снежного покрова. Исходя из того, что колебаниям снежности и осадков холодного полугодия на исследуемой территории присущи короткопериодные циклы (Папинашвили, 1974; Погорелов, 1987а; и др.), непродолжительный ряд (5–10 лет) может приходиться на не-

полный цикл или одну из фаз цикла, что не исключает существенного снижения надежности средних значений. Необходимо, таким образом, выяснить, насколько представительен короткий период наблюдений на снегомерных маршрутах в многолетнем ряду.

Исследование статистической надежности средних с различными периодами осреднения выполняется методом последовательного анализа (Архипова и др., 1988; Погорелов и др., 1991; Царев, 1996). Этот простой прием позволяет фиксировать последовательные изменения в оценке норм при уменьшении периода наблюдений за снежным покровом. Последовательные изменения можно представить, например, как отношение

$$f(\tau) = \frac{\bar{h}_\tau - \bar{h}_L}{\bar{h}_L},$$

где \bar{h} – средняя толщина снежного покрова, $\tau = L - m$ и $m = 1, 2, \dots, L$. Ранее метод применялся нами к толщине снежного покрова на площадках метеостанций (Погорелов и др., 1991) для определения надежности короткорядных наблюдений маршрутных снегоъемок на Западном Кавказе. Здесь использованы данные по территории бассейна Куры с наибольшим периодом наблюдений (1939–1985 гг.) – опорным при расчете нормы в данном случае. На рис. 24 в качестве примера представлены графики функции $f(\tau)$ для интервалов высот 1400–2000 м снегомерного маршрута в бассейне р. Большая Лиахви. Хорошо видно закономерное последовательное уменьшение отклонений средних толщин снежного покрова от нормы по мере увеличения длины ряда. Одновременно отмечается немонотонное занижение оценки средней с уменьшением длины ряда со “всплесками” в многоснежные годы (например, март 1976 г.). Наблюдаемая синхронность в последовательных оценках средних на разных вертикальных интервалах говорит не только о согласованности процессов снегонакопления на этих уровнях, но и (косвенно) о хорошем качестве измерений. При длине рядов менее 10 лет (1976–1985 гг.) возможны резкие колебания средних значений – от –25 до 3%. Последовательные средние весьма чувствительны к зимам с относительно повышенной или пониженной снежностью, увеличение (уменьшение) длины ряда на 1 год способно изменить среднее значение на 5–8% и более в сравнении с нормой. Для периода осреднения 20 лет отмечено занижение средней на 3–10%; при длине же ряда 30 лет отклонения средней от нормы составляют не более 2–8%.

Аналогичным образом исследовано изменение последовательных средних квадратических отклонений σ_h толщины снежного покрова (рис. 25). Сразу отметим тот факт, что амплитуды последовательных изменений оценок σ_h за 46-летний период высоки, а сами средние величины σ_h существенно зависят от длины ряда. Подобный же вывод сделан А.В. Погореловым и др. (1991), где анализировались данные снегомерных наблюдений на станциях, что означает схожесть временных флуктуаций толщины снежного покрова независимо от способа измерения. По данным маршрута в бассейне р. Большая Лиахви (1939–1985 гг.) на оценку среднего квадратического отклонения при длине ряда менее 15 лет сильно влияют аномально высокие показатели снежности в марте 1976 г. Для периода осреднения 15 лет и

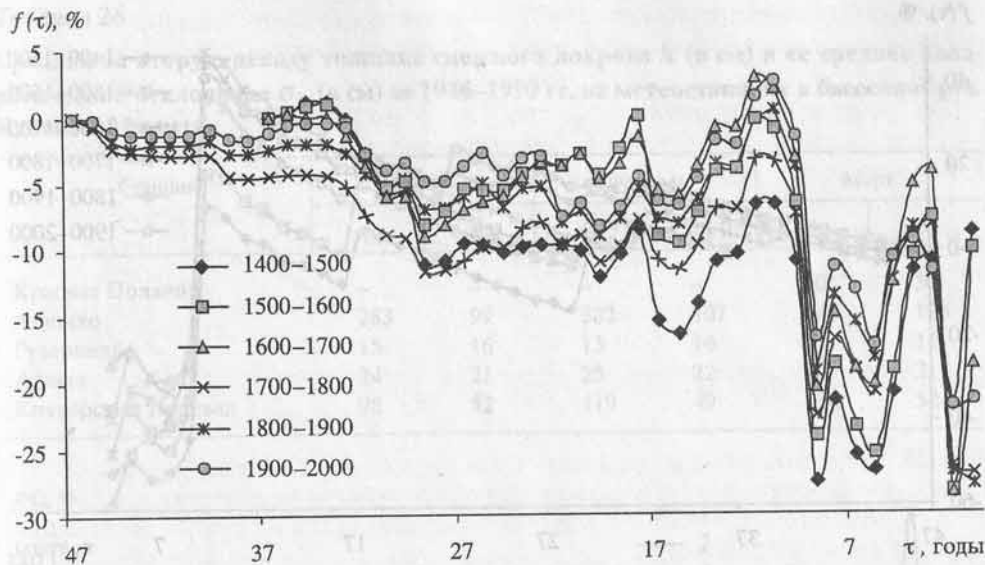


Рис. 24. Последовательные средние за τ лет толщины снежного покрова (в % от нормы) в различных интервалах абсолютных высот (в м) на маршруте курорт Джава – Рокский перевал в марте

более преобладающие отклонения от нормы σ_n снижаются до 20%, при этом значения самого среднего квадратического отклонения в основном завышены. Кривые (см. рис. 25) имеют “ступенчатый” вид – заметные повышения оценок σ_n на фоне монотонного приближения к норме приходится на многоснежные годы, причем особенно заметно это на нижних рассматриваемых уровнях (1400–1600 м) с пониженными абсолютными значениями толщины снежного покрова. Подобные колебания последовательных оценок σ_n характерны и для других маршрутов с сопоставимыми периодами наблюдений.

Поскольку непродолжительные наблюдения в большей мере свойственны снегопунктам маршрутов, расположенных в бассейнах рек Кубань, Терек и Мзымта (см. табл. 25), где массовые измерения начались с середины 1960-х годов, изучению представительности этих рядов при помощи метода последовательного анализа средних было уделено особое внимание. Для этого мы воспользовались сравнением данных многолетних наблюдений за толщиной снежного покрова по постоянной рейке на метеостанциях с измерениями на снегопунктах. Количество горных станций в данных бассейнах довольно ограничено, но они отражают режим формирования снежного покрова. Методика проведения измерений толщины снежного покрова на площадках станций и снегопунктов различна. Если на первых измерения проводятся ежедневно, то на снегопунктах съемка делается раз в месяц. Для лучшей сравнимости результатов (норм) к обработке привлекались ряды среднедекадных толщин снежного покрова по постоянной рейке в декады, соответствующие средним датам проведения снегосъемки на близлежащих маршрутах.

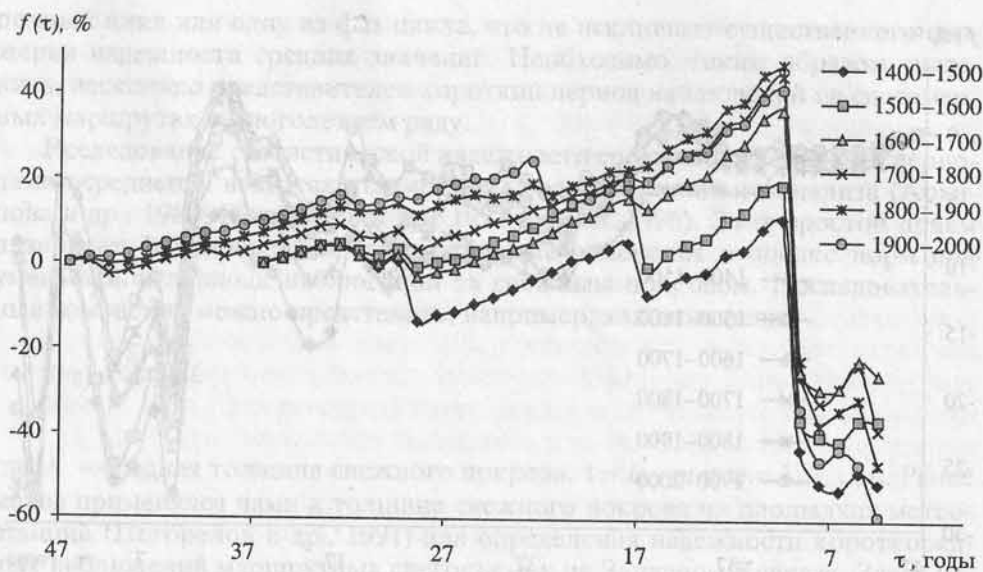


Рис. 25. Последовательные средние за τ лет квадратические отклонения толщины снежного покрова (в % от нормы) в разных интервалах абсолютных высот (в м) на маршруте курорт Джава – Рокский перевал в марте

Метод последовательного анализа средних применен к данным о толщине снежного покрова и средних квадратических отклонений этой характеристики на метеостанциях Красная Поляна (566 м) и Ачишхо (1880 м) в бассейне р. Мзымта, Гузерипль (668 м), Архыз (1452 м) и Клухорский Перевал (2037 м) в бассейне р. Кубань. В качестве опорного принят период 1936–1990 гг., так как в начале 1990-х годов массовые наблюдения на маршрутах в данных бассейнах были прекращены. Сведения о нормах и средних квадратических отклонениях толщины снежного покрова приведены в табл. 26.

На рис. 26 показаны некоторые из графиков функции $f(\tau)$, позволяющие увидеть изменения последовательных средних толщин снежного покрова на метеостанциях. Экстремально снежная зима 1986/87 г. ощутимо повлияла на увеличение средних значений в сравнении с нормами за последние 5–6 лет рассматриваемого периода. По мере удлинения рядов этот “всплеск” затухает. На станциях северного склона для рядов длиной более 6 лет характерно довольно устойчивое уменьшение оценок средней толщины снежного покрова почти во все месяцы. Период такого уменьшения составляет, например, для Гузерипля 1976–1990 гг. в январе и 1963–1990 гг. в феврале, а для Архыза и Клухорского Перевала в марте он охватывает практически весь период наблюдений. Занижение средних для фазы максимального снегонакопления в эти периоды обычно не превышает 10–12%, а в другие месяцы может достигать больших значений.

На южном макросклоне, по данным станций Ачишхо и Красная Поляна, последние 17–25 лет опорного периода (в зависимости от месяца наблюдений) в общем были периодом повышенной снежности (см. рис. 26). При подобной длине ряда среднее может превосходить норму примерно на

Таблица 26

Средняя за вторую декаду толщина снежного покрова h (в см) и ее среднее квадратическое отклонение σ_h (в см) за 1936–1990 гг. на метеостанциях в бассейнах рек Кубань и Мзымта

Станция	Январь		Февраль		Март	
	h	σ_h	h	σ_h	h	σ_h
Красная Поляна	—	—	—	—	20	30
Ачишхо	283	99	382	107	448	123
Гузерибль	15	16	13	16	7	11
Архыз	24	21	25	22	20	21
Клухорский Перевал	98	52	119	49	136	52

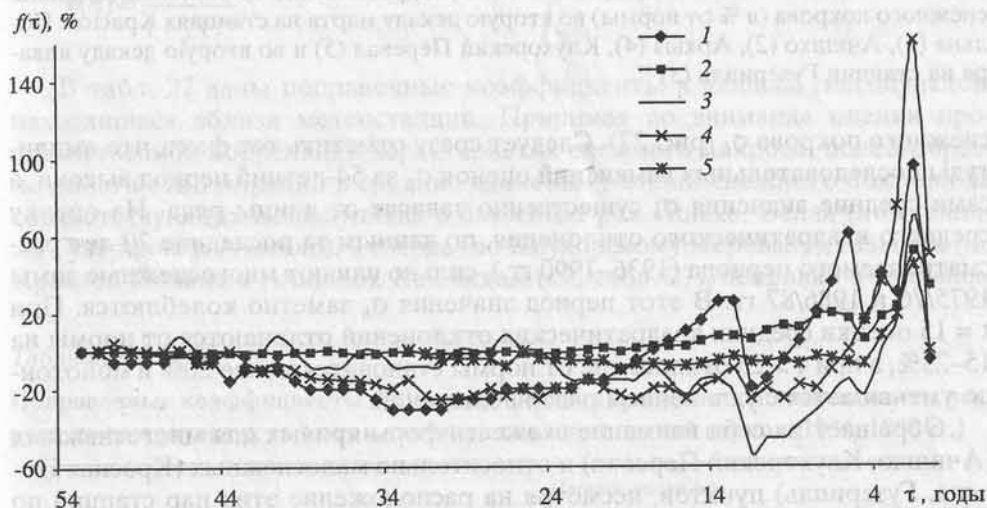


Рис. 26. Последовательные средние за τ лет толщины снежного покрова (в % от нормы) во вторую декаду марта на станциях Красная Поляна (1), Ачишхо (2), Архыз (4), Клухорский Перевал (5) и во вторую декаду января на станции Гузерибль (3)

5–18%. С удлинением рядов (более 17–25 лет) отмечается устойчивое уменьшение оценок средней толщины снежного покрова. Для Красной Поляны занижение нормы составляет 10–12%, а для Ачишхо не превышает 2–3%. На примере Ачишхо отметим такую особенность: в разные фазы снегонакопления среднее значение достигает большей устойчивости при меньшей относительной изменчивости толщины снежного покрова. При достижении длины ряда 20–25 лет отклонение от нормы на многоснежных станциях составляет 1–8%; на малоснежных преобладающие отклонения равны 10–15%. Последовательные средние для станций, имеющих разные условия снегонакопления, как видим, несинхронны.

Подобным же образом по данным станций исследовано изменение последовательных средних для средних квадратических отклонений толщины

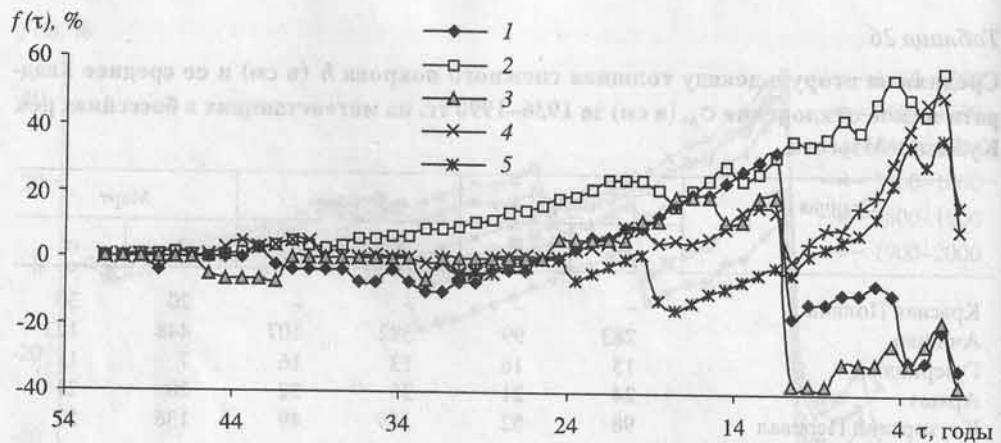


Рис. 27. Последовательные средние за τ лет квадратические отклонения толщины снежного покрова (в % от нормы) во вторую декаду марта на станциях Красная Поляна (1), Ачишхо (2), Архыз (4), Клухорский Перевал (5) и во вторую декаду января на станции Гузерипль (3)

снежного покрова σ_h (рис. 27). Следует сразу отметить тот факт, что амплитуды последовательных изменений оценок σ_h за 54-летний период высоки, а сами средние значения σ_h существенно зависят от длины ряда. На оценку среднего квадратического отклонения, по данным за последние 20 лет рассматриваемого периода (1936–1990 гг.), сильно влияют многоснежные зимы 1975/76 и 1986/87 гг. В этот период значения σ_h заметно колеблются. При $\tau = 15$ оценки средних квадратических отклонений отличаются от нормы на 15–25%, а при $\tau > 25$ отклонение от нормы становится менее 20% и монотонно уменьшается с удлинением ряда наблюдений.

Обращает на себя внимание схожесть форм кривых для многоснежных (Ачишхо, Клухорский Перевал) и относительно малоснежных (Красная Поляна, Гузерипль) пунктов, несмотря на расположение этих пар станций по разные стороны Главного хребта (см. рис. 27). Это следует объяснить объективным существованием подобия полей статистических характеристик снежного покрова в данном районе.

Предпринятые расчеты по материалам станций имеют цель сопоставить их с материалами короткорядных наблюдений по снегопунктам. Поэтому необходимо знать, насколько ряды наблюдений на станциях могут быть сопоставимы с маршрутными наблюдениями в районах данных станций. Можно ли распространять результаты построения функции $f(\tau)$, полученные для станций, на ряды измерений по снегопунктам? Для этого было проведено испытание на синхронность изменений последовательных средних толщин снежного покрова на снегопунктах и метеостанциях за параллельные периоды наблюдений. Оценивались единовременные значения $f(\tau)$ на метеостанциях Ачишхо, Красная Поляна, Клухорский Перевал и находящихся вблизи них снегопунктах маршрутов к.п. Красная Поляна – гора Аишха II и г. Теберда – ледник Хакель. Как оказалось (Погорелов и др., 1991), в подавляющем большинстве случаев нормированные последовательные средние на пунктах, расположенных на сопоставимых высотах, близки друг другу. А при ос-

реднении данных нескольких снегопунктов случайные погрешности измерений фильтруются, и значения $f(\tau)$ еще больше приближаются к данным метеостанций.

Из всего этого можно заключить, что для "улучшения" средних, полученных по коротким рядам снегопунктов, в ряде случаев целесообразно прибегнуть к эмпирическому поправочному коэффициенту, рассчитанному по данным длиннорядных метеостанций. Рекомендуется (Архипова и др., 1988) воспользоваться соотношениями

$$h = h_{\tau} \frac{1}{1 + f(\tau)} = h_{\tau} k(\tau),$$

где $k(\tau)$ – поправочный коэффициент, зависящий от продолжительности наблюдений τ на снегопунктах,

$$k(\tau) = \frac{1}{1 + f(\tau)}.$$

В табл. 27 даны поправочные коэффициенты к данным снегопунктов, находящихся вблизи метеостанций. Принимая во внимание оценки пространственной корреляции характеристик снежного покрова, целесообразно внести эти поправки в средние значения толщин снежного покрова на соответствующих снегопунктах в бассейнах рек Пшеха, Белая (по станциям Гузерипль и Ачишхо), Теберда (по Клухорскому Перевалу), Мзымта (по Красной Поляне и Ачишхо). Как видим (см. табл. 27), поправки в основном

Таблица 27

Поправочные коэффициенты $k(\tau)$ для приведения средней толщины снежного покрова на снегопунктах за τ лет к значениям за многолетний период (1936–1990 гг.)

Станция	Период, число лет				
	1985–1990	1980–1990	1975–1990	1970–1990	1965–1990
	5	10	15	20	25
Январь					
Ачишхо	0,90	0,88	0,92	0,94	–
Гузерипль	0,95	1,45	1,00	–	–
Клухорский Перевал	0,96	1,01	1,00	1,05	1,00
Февраль					
Ачишхо	0,92	0,88	0,92	0,98	–
Гузерипль	1,28	1,65	1,16	–	–
Клухорский Перевал	0,96	0,96	1,00	1,04	1,01
Март					
Красная Поляна	0,88	1,04	0,88	1,08	–
Ачишхо	0,95	0,90	0,96	1,00	–
Клухорский Перевал	1,07	1,04	1,04	1,09	1,03

не превышают 10–15% средних значений толщин снежного покрова за τ лет. Это свидетельствует об известной надежности оценок средних значений толщины снежного покрова на снегопунктах даже при длине ряда менее 15 лет. Последнее касается в большей мере многоснежных пунктов (100-метровых высотных интервалов), где относительные межгодовые колебания снежности невелики.

При длительности наблюдений менее 10 лет желательно использование поправочных коэффициентов, определенных по близлежащим длиннорядным станциям, поскольку амплитуда колебаний последовательных средних значений $f(\tau)$ ощутима, а сами колебания имеют случайный характер. В случае необходимости приведение должно проводиться с учетом конкретных периодов и фаз снегонакопления.

2.4. АНАЛИЗ ОДНОРОДНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ СПОСОБОВ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ

Важной проблемой обобщения снегомерных данных является проверка однородности рассчитываемых климатических характеристик снежного покрова. Поскольку на всей исследуемой территории маршрутные снегомерные наблюдения велись в основном двумя методами (а во многих бассейнах на одних и тех же маршрутах методы комбинировались), необходимо проанализировать их сопоставимость. Это сделано путем сравнения на одних и тех же маршрутах вертикального распределения характеристик снежного покрова, полученных обоими методами, а также посредством статистической оценки значимости различий средних величин исследуемых характеристик.

Для проверки гипотезы о равенстве средних для двух выборок (в данном случае снегомерных наблюдений, использующих неодинаковые методы) на материале одного из маршрутов прибегнем к критерию Стьюдента (табл. 28). При 5%-ном уровне значимости и исходных числах степеней свободы критическая величина t -критерия составляет 2,0–2,1 при фактических его значениях 0,42–0,90, что означает подтверждение гипотезы о равенстве средних величин толщины снежного покрова. Аналогичные выводы были получены в отношении других характеристик снежного покрова (снегозапас, плотность) и других маршрутов.

При построении вертикального распределения для линейных маршрутов координата толщины снежного покрова устанавливалась в середине вертикального 100-метрового интервала. Как видно (рис. 28), зависимости средней толщины снежного покрова h от высоты местности H , полученные по данным снегопунктов и линейных снегосъемок, весьма схожи. И не только внешне. При аппроксимации зависимостей $h(H)$ полиномами расхождение средних толщин снежного покрова, рассчитанных для точек снегопунктов и 100-метровых высотных интервалов, на отдельных вертикальных участках не превышало 3–5%. Имеющиеся незначительные расхождения при предполагаемой репрезентативности снегопунктов объясняются, по нашему мнению, не разными методами измерений, а неодинаковыми периодами исследуемых рядов. Но даже с этой оговоркой следует признать идентичность полученных зависимостей (см. рис. 28).

Таблица 28

Результаты оценки по t -критерию (при 5 %-ном уровне значимости) однородности временных рядов толщины снежного покрова по данным линейных снегосъемок и измерений на снегопунктах маршрута курорт Джава – Рокский перевал

Съемка по снегопунктам				Линейная съемка				t -критерий
Высота, м	Период наблюдений	h^* , см	σ^{**} , см	Высота, м	Период наблюдений	h , см	σ , см	
1100	1951–1985	35	31	1100–1200	1952–1985	32	27	0,63
1200	1951–1985	41	32	1200–1300	1952–1985	40	29	0,90
1300	1951–1985	46	32	1300–1400	1952–1985	50	31	0,64
1400	1951–1985	58	32	1400–1500	1949–1985	62	34	0,65
1500	1952–1985	64	35	1500–1600	1949–1985	69	38	0,54
1600	1959–1985	73	43	1600–1700	1949–1985	77	37	0,67
1700	1952–1985	88	43	1700–1800	1939–1985	96	39	0,42
1800	1951–1985	102	49	1800–1900	1936–1985	107	45	0,64
1900	1959–1985	118	58	1900–2000	1936–1985	121	48	0,87
2000	1951–1985	131	57					

* h – средняя толщина снежного покрова.

** σ – среднее квадратическое отклонение толщины снежного покрова.

Анализ сопоставимости статистических характеристик снежного покрова, полученных разными методами снегосъемок, был бы неполным без исследования параметров межгодовой изменчивости. Подобным же образом исследовались коэффициенты вариации C_v ; для маршрутов с комбинированным способом измерений были построены зависимости C_v толщины снежного покрова в марте от высоты местности H . Все зависимости сглаживались полиномами 2-й степени. Результаты построения, часть из которых приведена на рис. 29, вполне удовлетворительны – кривые $C_v = f(H)$, построенные по данным линейных снегосъемок и измерений на снегопунктах, несмотря на заметный разброс точек, отражают весьма близкие тенденции в вертикальном распределении C_v на одних и тех же маршрутах.

Различия в оценках C_v , возникающие, главным образом, в верхних – наиболее труднодоступных частях маршрутов, укладываются в погрешности, сопутствующие неоднородным рядам. Мы сознательно не добивались большей однородности временных рядов (что зачастую сделать и невозможно), соблюдая специфику исходного материала, и, несмотря на это, эмпирические зависимости и соответствующие им кривые, полученные по данным двух видов снегомерных наблюдений, весьма близки. Таким образом, оба применяемых метода снегомерных съемок дают сопоставимые результаты как в части средних многолетних оценок, так и при расчете параметров многолетней изменчивости.

Это побудило нас на маршрутах с комбинированными измерениями в дальнейшем при обобщении материалов снегомерных наблюдений ограничиться данными линейных снегосъемок (см. табл. 23), зачастую имеющих большую продолжительность в сравнении с наблюдениями на снегопунктах, и считать их вполне приемлемыми для целей климатологического описания

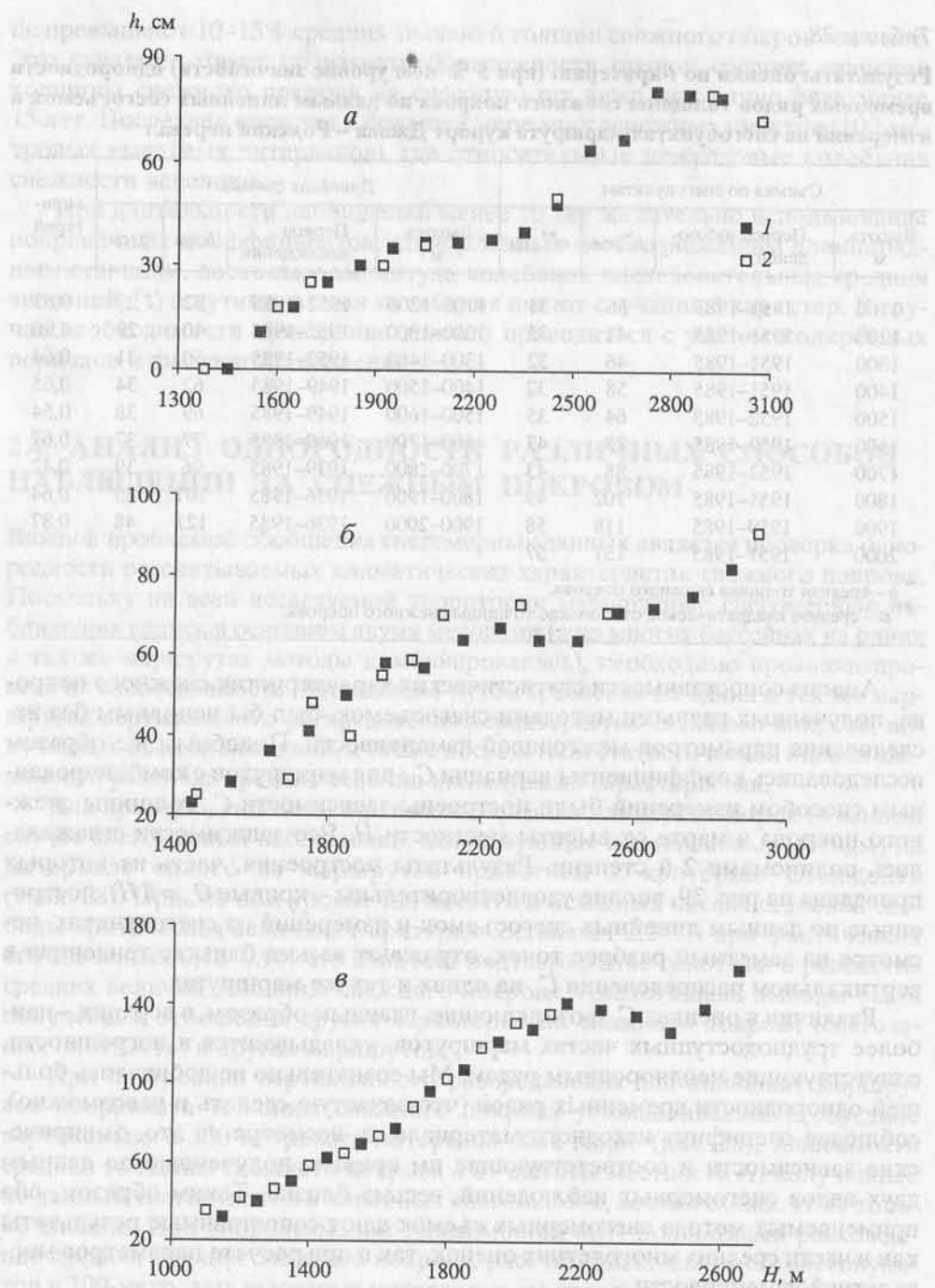


Рис. 28. Вертикальное распределение средней толщины снежного покрова в марте по данным линейных снегосъемок (1) и измерений на снеготочках (2) на маршрутах с. Тинди – ледник Аддала-Шухгельмеэр (*a*), с. Кузун – гора Шахдаг (*б*), курорт Джава – Рокский перевал (*в*)

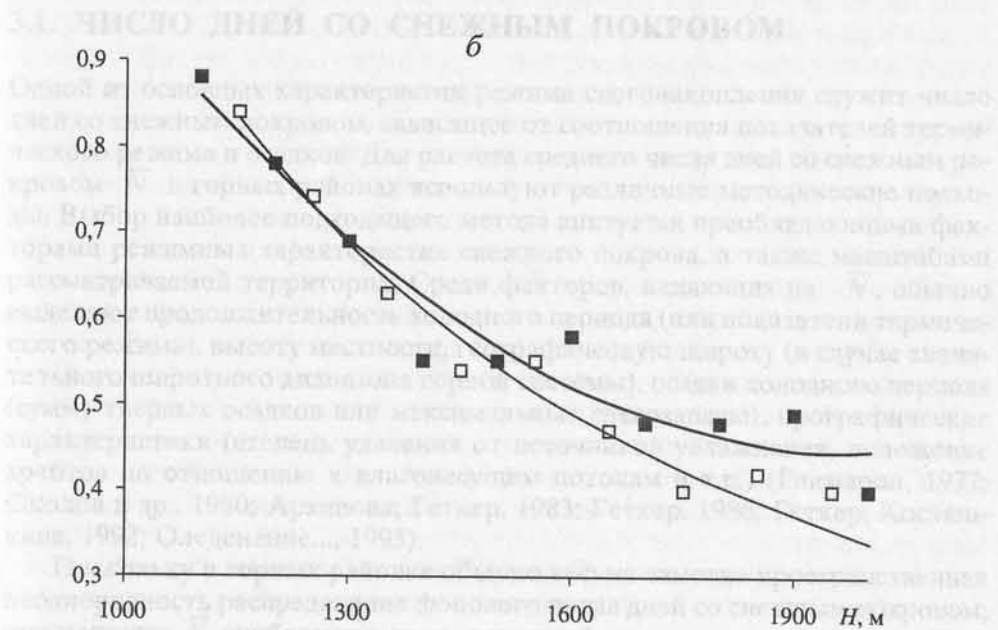
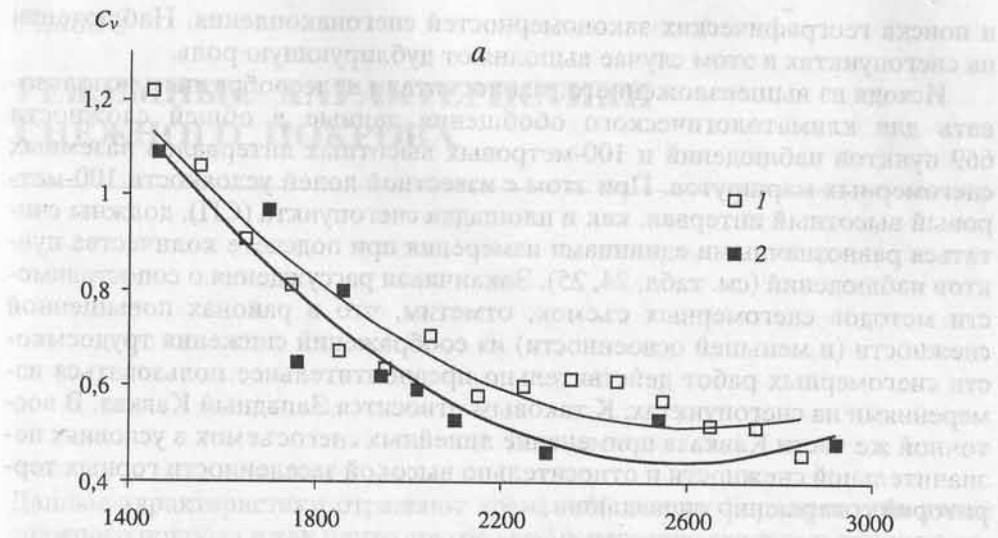


Рис. 29. Зависимость коэффициента вариации C_v толщины снежного покрова в марте от высоты местности по данным линейных снегосъемок (1) и измерений на снегопунктах (2) на маршрутах с. Кузун – гора Шахдаг (а) и курорт Джава – Рокский перевал (б)

и поиска географических закономерностей снегонакопления. Наблюдения на снегопунктах в этом случае выполняют дублирующую роль.

Исходя из вышеизложенного, мы посчитали целесообразным использовать для климатологического обобщения данные в общей сложности 669 пунктов наблюдений и 100-метровых высотных интервалов наземных снегомерных маршрутов. При этом с известной долей условности 100-метровый высотный интервал, как и площадка снегопункта (СП), должны считаться равнозначными единицами измерения при подсчете количества пунктов наблюдений (см. табл. 24, 25). Заканчивая рассуждения о сопоставимости методов снегомерных съемок, отметим, что в районах повышенной снежности (и меньшей освоенности) из соображений снижения трудоемкости снегомерных работ действительно предпочтительнее пользоваться измерениями на снегопунктах. К таковым относится Западный Кавказ. В восточной же части Кавказа применение линейных снегомерных в условиях незначительной снежности и относительно высокой заселенности горных территорий совершенно оправдано.

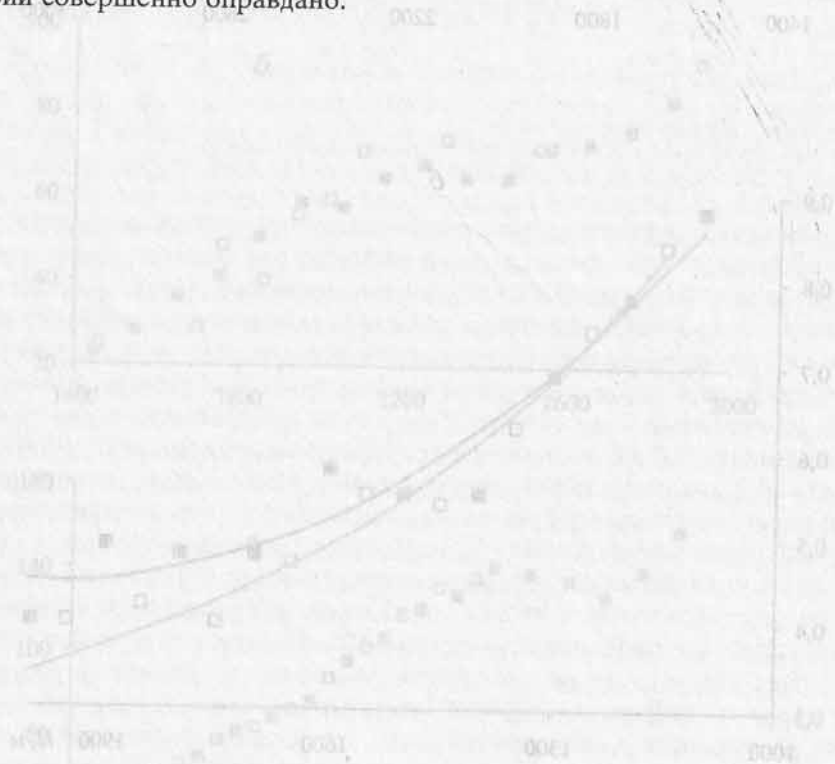


Рис. 28. Вертикальное распределение среднего годового снежного покрова в марте по данным снегомерных съемок (1) и измерений на снегопунктах (2) на маршрутах с Троицк - Кавказ - Адиге - Шхара (3), с Кавказ - Тара - Шхара (4), с Тара - Шхара - Тарасов (5) и с Тара - Шхара - Тарасов (6).

РЕЖИМНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Данные характеристики отражают временной аспект формирования полей снежного покрова и как ничто другое весьма наглядно свидетельствуют о полноточности вещественных процессов в региональной нивальной системе.

3.1. ЧИСЛО ДНЕЙ СО СНЕЖНЫМ ПОКРОВОМ

Одной из основных характеристик режима снегонакопления служит число дней со снежным покровом, зависящее от соотношения показателей термического режима и осадков. Для расчета среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} в горных районах используют различные методические подходы. Выбор наиболее подходящего метода диктуется преобладающими факторами режимных характеристик снежного покрова, а также масштабами рассматриваемой территории. Среди факторов, влияющих на \bar{N} , обычно выделяют продолжительность холодного периода (или показатели термического режима), высоту местности, географическую широту (в случае значительного широтного диапазона горной системы), осадки холодного периода (сумму твердых осадков или максимальные снеготопасы), орографические характеристики (степень удаления от источников увлажнения, положение хребтов по отношению к влагонесущим потокам и т.п.) (Глазырин, 1977; Околов и др., 1980; Архипова, Геткер, 1983; Геткер, 1986; Геткер, Костяшкіна, 1992; Оледенение..., 1993).

Поскольку в горных районах обычно весьма заметна пространственная неоднородность распределения фонового числа дней со снежным покровом, при расчетах \bar{N} прибегают к двух- или трехфакторным зависимостям (Геткер, Костяшкіна, 1992). Однако при ограниченных размерах и соблюдении климатической однородности рассматриваемой горной территории в качестве основного и единственного фактора режимных характеристик снежного покрова выступает высота местности (Залиханов, 1981; Локтионова, 1987; Цомая, 1988), которая в скрытом виде отражает вертикальные закономерности термических условий и распределение осадков холодного периода.

Мы попытались (Погорелов, Панова, 1997) выявить доминирующие факторы распределения среднего числа дней со снежным покровом в разных

частях Большого Кавказа и установить соответствующие географические закономерности распределения \bar{N} , т.е. дополнить существующие сведения (Залиханов, 1981; Цомая, 1988) об этой характеристике. Обычно ограничиваются рассмотрением среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} — устойчивой климатической характеристики. Между тем вне внимания остается многолетняя изменчивость числа дней со снежным покровом N в различных географических условиях. В связи с этим имеет смысл рассмотреть на примере репрезентативных пунктов наблюдений многолетний ход числа дней со снежным покровом N и выявить определяющие его факторы. На Большом Кавказе количество пунктов, для которых в Справочниках по климату приводятся значения \bar{N} , не столь велико. При обнаружении достоверных связей N с метеорологическими характеристиками появляется возможность в дальнейшем рассчитать многолетний ход N для станций, где не ведутся наблюдения за снежным покровом.

Для изучения многолетнего хода N были выбраны станции с продолжительностью периодов наблюдений 33–54 года, расположенные на обоих склонах западной части Кавказа. Эта территория, как известно, отличается значительными контрастами снежности. При моделировании многолетнего распределения N (расчете регрессии) преимущество отдавалось простым моделям и стандартным метеорологическим характеристикам в качестве предикторов. Исследовались уравнения регрессии разного вида. Ставилась задача из совокупности исследуемых метеорологических характеристик на основе факторного анализа выделить статистически значимые. Очевидно, что ежегодное число дней со снежным покровом на станциях исследуемого региона прежде всего зависит от температурных условий в периоды образования и разрушения снежного покрова, а также от количества осадков в холодное полугодие. Результаты расчетов приведены в табл. 29.

Как выяснилось (см. табл. 29), полученные уравнения статистически надежны: наблюдаемое значение F -критерия для каждого из уравнений больше F -критического при уровне значимости $\alpha = 0,01$; коэффициент детерминации R^2 (кроме станции Терскол) изменяется в пределах 0,56–0,79. Статистическая оценка коэффициентов уравнений регрессии выполнялась по критерию Стьюдента. Стандартные ошибки уравнений регрессии колеблются в интервале 9,5–13,8 дней. Набор предикторов на рассматриваемых станциях определялся средней продолжительностью холодного периода в конкретных условиях, количеством и фазовым состоянием осадков холодного полугодия.

На низкогорных пунктах (Красная Поляна, Даховская, Гузерипль) ежегодное число дней со снежным покровом в значительной мере зависит от сочетания суммы осадков холодного периода (ноябрь–март) X_x со средними температурами воздуха в декабре–январе T_{10-12} (период установления устойчивого снежного покрова) и средними температурами воздуха в феврале–марте T_{2-3} (время разрушения устойчивого снежного покрова). Осредненные температуры, охватывающие по существу весь зимний период в условиях данных станций, отражают, кроме того, не только фазовое состояние осадков, но и возможные здесь оттепели. Для выше расположенной станции Теберда, более подходящей в качестве одного из предикторов, оказалась средняя температура воздуха за ноябрь–январь T_{11-1} .

Таблица 29

Параметры уравнений регрессии для расчета ежегодного числа дней со снежным покровом N на станциях западной части Кавказа*

Станция	Высота, м	Горный бассейн	Уравнение регрессии	F	R^2
Красная Поляна	566	Мзымта	$N = 0,031X_x - 12,1T_{12-1} - 3,9T_{2-3} + 71,3$	46,4	0,79
Ачишхо	1880	Мзымта	$N = 0,0161X_x - 7,8T_{10-12} - 6T_{2-3} + 250,4$	26,9	0,62
Ачишхо	1880	Мзымта	$N = 0,6h_{\max} - 7,2T_{10-12} - 6,04T_{4-6} + 250,5$	31,0	0,68
Даховская	504	Белая	$N = 0,121X_x - 4,12T_{12-1} - 4,48T_{2-3} + 30$	17,3	0,64
Гузерицль	668	Белая	$N = 0,053X_x - 6,7T_{12-1} - 6,99T_{2-3} + 39,9$	65,5	0,77
Теберда	1328	Теберда	$N = 0,111X_x - 10,36T_{11-1} - 8,96T_{2-3} + 69,6$	63,5	0,79
Клухорский Перевал	2037	Теберда	$N = 0,02X_x - 6,97T_{10-12} - 3,66T_{3-5} + 180,4$	15,7	0,56
Терскол	2150	Баксан	$N = 0,103X_x - 6,1T_{11-12} + 87,5$	10,5	0,48

* Разъяснение параметров см. в тексте.

На многоснежных станциях Ачишхо и Клухорский Перевал по причине заметного увеличения продолжительности зим температурные условия периодов установления и разрушения снежного покрова наилучшим образом отражаются соответственно средними температурами воздуха в октябре–декабре T_{10-12} и апреле–июне T_{4-6} (Ачишхо) или марте–мае T_{3-5} (Клухорский Перевал). Для исключительно снежного района Ачишхо вместо стандартной суммы осадков X_x лучшие результаты регрессии дает использование максимальной за зиму средней декадной толщины снежного покрова h_{\max} (см. табл. 29) – более объективного показателя снежности зим, чем осадки.

Для станции Терскол (Центральный Кавказ) качество регрессии несколько уступает другим уравнениям – не удалось подобрать лучшую комбинацию предикторов из числа рассматриваемых. Наиболее информативными оказались осадки холодного периода и температура воздуха в период установления снежного покрова T_{11-12} ; температура воздуха в период схода снежного покрова T_{3-4} как фактор N оказалась малозначима. Видимо, это следует объяснить гораздо меньшей многолетней изменчивостью T_{3-4} по сравнению с T_{11-12} ; изменчивость их на станции Терскол соответственно характеризуется значениями среднего квадратического отклонения σ 1,0 и 1,5 °С. Впрочем, меньшая многолетняя изменчивость температуры воздуха теплых месяцев – общее свойство температурного режима рассматриваемой территории.

Поскольку при увеличении числа независимых переменных в регрессионных уравнениях из-за самостоятельно рассматриваемых значений температур и осадков за отдельные месяцы качество уравнений несколько улучшалось, но зато возрастала их громоздкость (5–6 и более переменных), мы предпочли не использовать модели с большим количеством предикторов.

На рис. 30 в качестве примера представлен фактический и расчетный многолетний ход ежегодного числа дней со снежным покровом N для станций Ачишхо (южный макросклон) и Теберда (северный макросклон), кото-

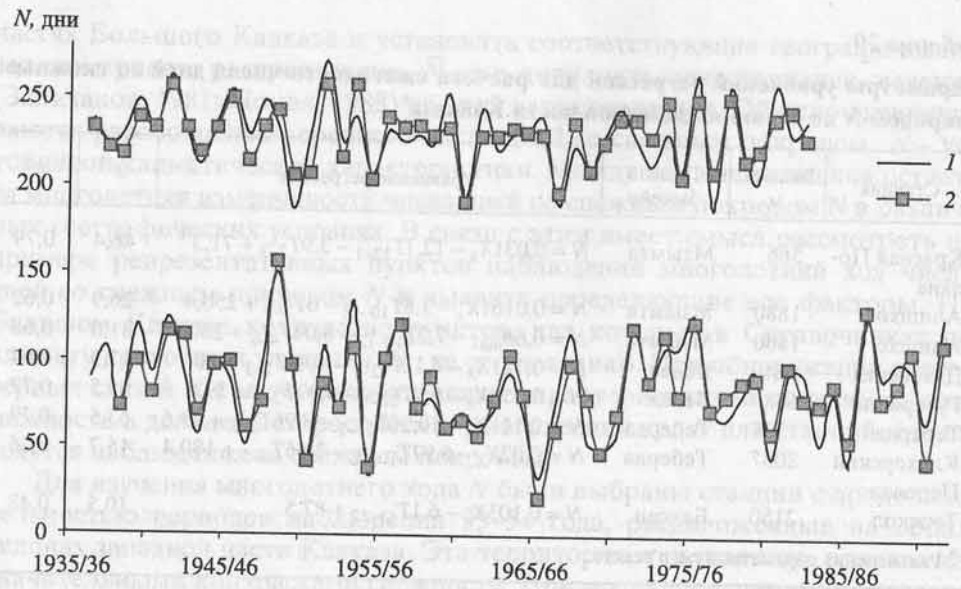


Рис. 30. Многолетний ход числа дней N со снежным покровом в пунктах Ачишко (вверху) и Теберда (внизу) по фактическим (1) и расчетным (2) данным

рый подтверждает удовлетворительные результаты моделирования. Интересна временная динамика N . Так, наибольшая многолетняя изменчивость ежегодного числа дней со снежным покровом в соответствии с величинами рассчитанных коэффициентов вариации C_v отмечается на низкогорных и малоснежных пунктах (Даховская и Гузерибль). Здесь при среднем числе дней со снежным покровом $\bar{N} = 52-62$ коэффициент вариации равен 0,37. По мере увеличения \bar{N} в Красной Поляне и Теберде до 80–86 дней C_v снижается до 0,33–0,32.

Минимальные многолетние вариации числа дней со снежным покровом, характеризуемые C_v , равным 0,08–0,09, свойственны Клухорскому Перевалу и Ачишко, где \bar{N} составляет 181–230 дней. В условиях Приэльбрусья (Терскол) при $\bar{N} = 138$ дней многолетняя изменчивость N имеет промежуточное значение – $C_v = 0,15$.

Как оказалось, в пределах региона (западная часть Кавказа) многолетние колебания числа дней со снежным покровом в сопоставимых ландшафтно-климатических условиях синхронны (табл. 30). Корреляционный анализ межгодовой изменчивости числа дней со снежным покровом на разных станциях позволяет в первом приближении оценить пространственную однородность формирования снежного покрова в регионе. Корреляция в многолетних колебаниях N отмечается для станций, находящихся в близких условиях снежности в интервале высот 500–1400 м на разных макросклонах (Даховская, Гузерибль, Теберда, Красная Поляна): r изменяется в пределах 0,63–0,90. Очевидно, что это служит отражением высокой внутрорегиональной сопряженности полей температуры воздуха в период образования снежного покрова (ноябрь–декабрь), устойчивого его залегания и разрушения (февраль–март).

Таблица 30

Матрица коэффициентов корреляции r ежегодного числа дней со снежным покровом на станциях западной части Кавказа*

Станция	КРП	АЧШ	ДХВ	ГЗР	ТБР	КЛХ	ТРС
Красная Поляна	1,00	0,16	0,63	0,82	0,80	-0,03	0,04
Ачишхо		1,00	0,10	0,15	-0,04	0,47	0,45
Даховская			1,00	0,90	0,72	0,10	0,16
Гузерипись				1,00	0,80	0,18	0,18
Теберда					1,00	0,02	0,12
Клухорский Перевал						1,00	0,63
Терскол, обсерватория							1,00

* КРП – Красная Поляна, АЧШ – Ачишхо, ДХВ – Даховская, ГЗР – Гузерипись, ТБР – Теберда, КЛХ – Клухорский Перевал, ТРС – Терскол.

На многоснежных станциях Ачишхо и Клухорский Перевал, а также на сопоставимой с ними по высоте станции Терскол (2150 м), судя по величине r динамика многолетнего хода N – независимый процесс по отношению к низко расположенным станциям и достаточно независимый по отношению друг к другу. Различные значения \bar{N} на Ачишхо ($\bar{N} = 230$ дней), Клухорском Перевале (181) и Терсколе (138) свидетельствуют о несинхронности процессов установления и разрушения снежного покрова в этих географических условиях.

Более изучены закономерности пространственного распределения среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} в горных районах вообще и на Кавказе в частности. В основе выявления географических закономерностей территориального распределения \bar{N} на Кавказе (Залиханов, 1981; Цома, 1988) лежат традиционные зависимости $\bar{N} = f(H)$. Здесь фактор высоты местности H ограничен масштабами участков (горных бассейнов), не испытывающих существенного влияния других факторов на формирование поля \bar{N} , например, мезо- и макроорографии (экспозиция склонов, особенности положения внутри горной системы и т.п.). Влияние орографии в конечном счете приводит к дифференциации условий увлажнения внутри горной системы, в том числе и в холодный период года.

При районировании территории по локальным зависимостям $\bar{N} = f(H)$ на Большом Кавказе В.Ш. Цома выделил не менее 8 районов, а всего их в регионе 17. При этом все подобные зависимости для Грузии и Северного Кавказа прямолинейны. Прямолинейный вид зависимости $\bar{N} = f(H)$ установлен и в других районах западной Евразии (Локтионова, 1987). Множество локальных связей $\bar{N} = f(H)$ можно упростить в результате учета максимальных снегозапасов (Цома, 1988).

Для расчета фонового числа дней со снежным покровом \bar{N} использовались данные 116 пунктов, следующим образом распределенные по высотным зонам (табл. 31).

Таблица 31

Распределение по высоте станций

Район	Высотная зона, км					
	0-0,5	0,5-1,0	1,0-1,5	1,5-2,0	2,0-2,5	>2,5
Западный Кавказ	6	12	3	1	2	1
Центральный Кавказ	3	13	13	12	7	3
Восточный Кавказ	8	14	5	9	3	1

Таблица 32

Параметры уравнений регрессии для расчета среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} *

Район	<i>n</i>	Уравнение	R^2	<i>F</i>	s_0
Западный Кавказ, оба склона	25	$\bar{N} = 71H + 0,055 \bar{X}_x - 16,3$	0,89	82,7	17,6
Центральный Кавказ, оба склона	51	$\bar{N} = 77H + 0,069 \bar{X}_x - 20,0$	0,92	301,7	17,0
северный склон	14	$\bar{N} = 48H + 0,245 \bar{X}_x - 7,6$	0,93	70,4	19,5
южный склон	39	$\bar{N} = 86H + 0,058 \bar{X}_x - 24,8$	0,96	407,8	11,5
Восточный Кавказ, оба склона	40	$\bar{N} = 54H + 0,109 \bar{X}_x - 10,7$	0,80	76,3	18,4
северный склон	24	$\bar{N} = 38H + 0,34 \bar{X}_x - 15,6$	0,90	98,6	11,7
южный склон	16	$\bar{N} = 86H - 18,8$	0,97	398,7	8,7

* Разъяснение параметров см. в тексте.

Оказалось, что принятое секторное деление Большого Кавказа на три основные части – Западный, Центральный и Восточный (Залиханов, 1981) объективно отражает географию распределения \bar{N} (табл. 32).

Сочетание в регрессионных уравнениях абсолютной высоты H (км) и средних сумм осадков за холодный период \bar{X}_x (мм) позволяет избежать более дробного деления исследуемой территории при расчетах \bar{N} и ограничиться сложившимся делением Большого Кавказа. Правда, учет макроэкспозиции склонов несколько улучшает результаты, что свидетельствует об экспозиционных различиях в осадкообразующих и термических процессах. Судя по критерию Фишера (F), все уравнения статистически состоятельны и имеют стандартные ошибки остатков s_0 в пределах 8,7–19,5 дней. Коэффициенты в уравнениях оценивались по критерию t , все они оказались статистически значимыми. Исключение составила переменная \bar{X}_x в уравнении для южного склона Восточного Кавказа – она оказалась несостоятельна. Доля объясненной дисперсии в колебаниях \bar{N} , обусловленная H и \bar{X}_x (а для последнего уравнения только H), соответствует величинам R^2 , изменяющимся в пределах 0,80–0,97.

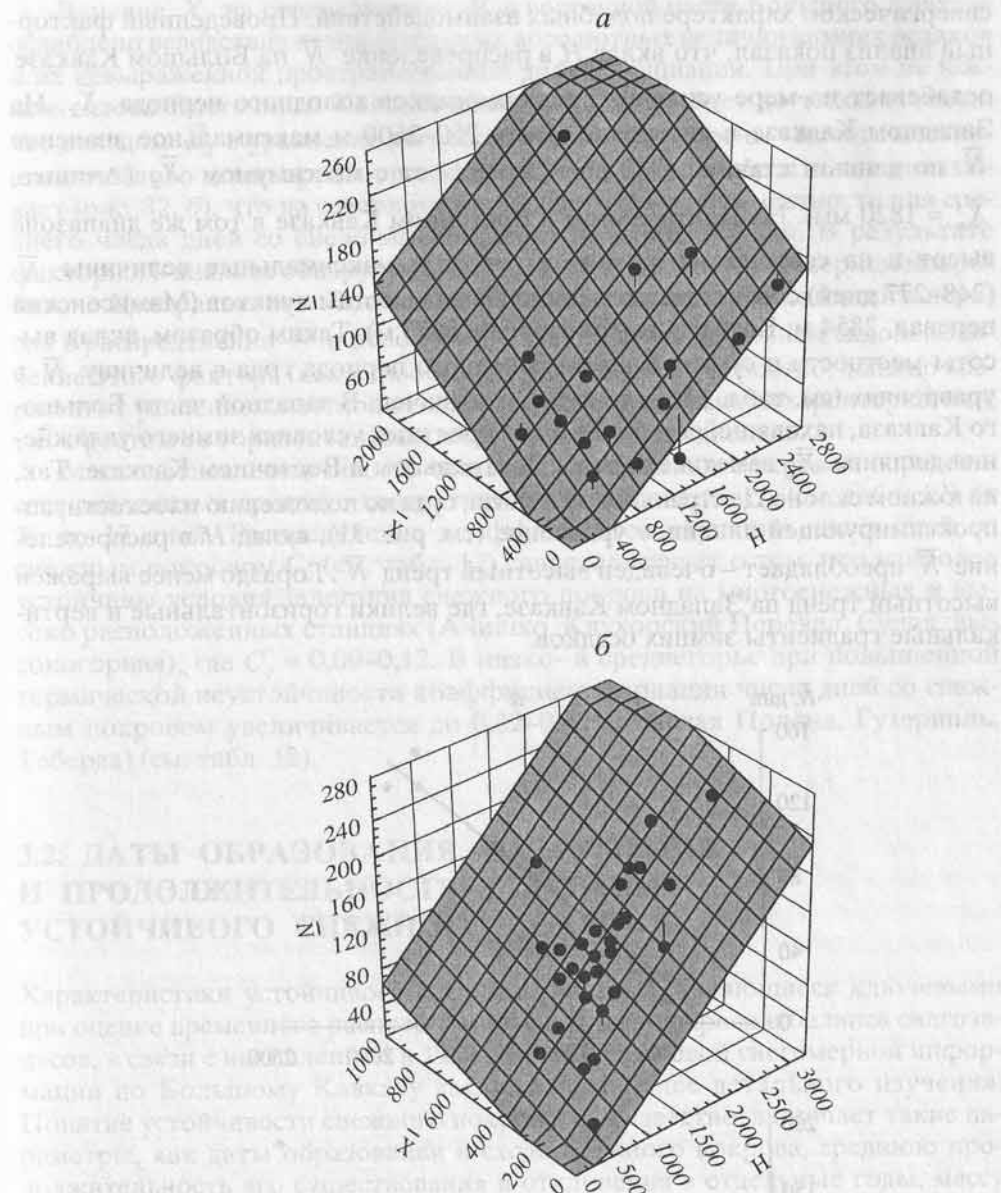


Рис. 31. Зависимость среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} от высоты местности H (в м) и средней суммы осадков за холодное полугодие \bar{X} (в мм) на Западном Кавказе (а) и южном макросклоне Центрального Кавказа (б)

На рис. 31 видно, что среднее число дней со снежным покровом \bar{N} в разных частях Большого Кавказа – результирующая сочетания H и \bar{X}_x . Разделение этих переменных, по сути дела, является вопросом оценки соотношения климатического и орографического факторов (Кренке, 1982) распределения изучаемой характеристики, хотя очевидно, что установление доминирующей роли какого-либо из них условно, поскольку основывается на

синергическом характере подобных взаимодействий. Проведенный факторный анализ показал, что вклад H в распределение \bar{N} на Большом Кавказе ослабевает по мере усиления влияния осадков холодного периода \bar{X}_x . На Западном Кавказе в интервале высот 250–2600 м максимальное значение \bar{N} по данным станций (230 дней) совпадает с максимумом \bar{X}_x (Ачишхо, $\bar{X}_x = 1820$ мм). На Центральном и Восточном Кавказе в том же диапазоне высот и на северном и на южном склонах максимальные величины \bar{N} (248–277 дней) соответствуют наибольшим высотам пунктов (Мамисонский перевал, 2854 м; Казбеги, высокогорная, 3653 м). Таким образом, вклад высоты местности и суммы осадков холодного периода года в величину \bar{N} в уравнениях (см. табл. 32) далеко неравнозначен. В западной части Большого Кавказа, находящейся в более благоприятных условиях зимнего увлажнения, влияние \bar{X}_x заметнее, чем на Центральном и Восточном Кавказе. Так, на южном склоне Центрального Кавказа, судя по положению плоскости, аппроксимирующей линейное уравнение (см. рис. 31), вклад H в распределение \bar{N} преобладает – очевиден высотный тренд \bar{N} . Гораздо менее выражен высотный тренд на Западном Кавказе, где велики горизонтальные и вертикальные градиенты зимних осадков.

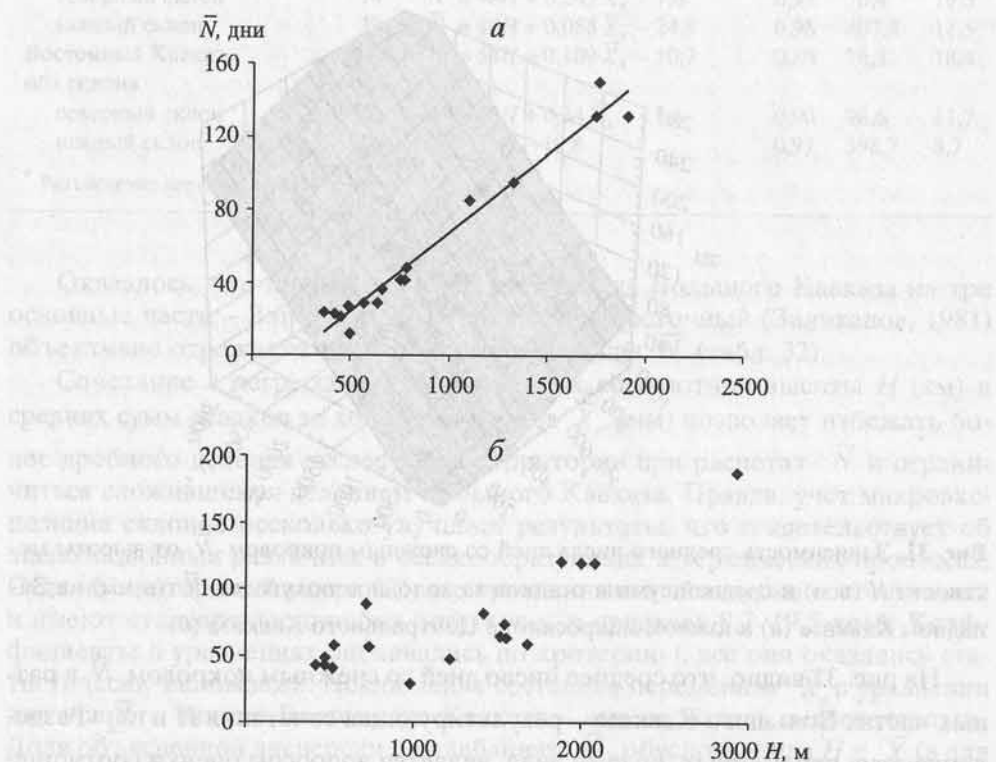


Рис. 32. Зависимость среднего числа дней со снежным покровом \bar{N} от высоты местности H на южном (а) и северном (б) макросклонах Восточного Кавказа

Влияние \bar{X}_x на распределение \bar{N} в восточной части Большого Кавказа ослаблено вследствие незначительных абсолютных величин зимних осадков и их невыраженной пространственной дифференциации. При этом на южном склоне Восточного Кавказа влияние их ослабевает до такой степени, что вкладом \bar{X}_x в уравнение регрессии можно пренебречь – высота местности отчетливо доминирует (рис. 32, а). Вместе с тем разброс точек показывает (рис. 32, б), что на северном склоне фактор высоты местности для среднего числа дней со снежным покровом не единственный. В результате факторного анализа обнаружена и другая особенность – на северном макросклоне Центрального и Восточного Кавказа роль осадков холодного периода в распределении \bar{N} в целом более значима, чем на южном склоне. Значение этого фактора (как и любого климатического), вероятно, должно возрастать с усилением местной неоднородности полей данной характеристики, т.е. с ростом ее горизонтальных и вертикальных градиентов.

Многолетняя изменчивость числа дней со снежным покровом определяется значениями среднего квадратического отклонения σ_N (см. табл. 12) от 32 до 17 дней. Распределение коэффициентов вариации числа дней со снежным покровом C_v (см. табл. 12) свидетельствует о том, что наиболее устойчивы условия залегания снежного покрова на многоснежных и высоко расположенных станциях (Ачишхо, Клухорский Перевал, Сулак, высокогорная), где $C_v = 0,09-0,12$. В низко- и среднегорье при повышенной термической неустойчивости коэффициент вариации числа дней со снежным покровом увеличивается до $0,32-0,42$ (Красная Поляна, Гузерипль, Теберда) (см. табл. 12).

3.2. ДАТЫ ОБРАЗОВАНИЯ, РАЗРУШЕНИЯ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ЗАЛЕГАНИЯ УСТОЙЧИВОГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Характеристики устойчивого снежного покрова, являющиеся ключевыми при оценке временного распределения снежного покрова и баланса снеготазов, в связи с накоплением в 1960–1990-е годы новой снегомерной информации по Большому Кавказу заслуживают более детального изучения. Понятие устойчивости снежного покрова, как известно, включает такие параметры, как даты образования и схода снежного покрова, среднюю продолжительность его существования и отклонения в отдельные годы, массу накапливающегося снега и ее соотношение с выпадающими твердыми осадками (Котляков, 1968). В некоторых зарубежных работах начало и конец зимы определяются в связи с первым выпадением и последним днем залегания снега (Potter, 1965; Maulbetsch, 1975). Для оценки устойчивости используются продолжительность холодного периода (Кузнецов, 1961), показатели термического режима (Залиханов, 1981), толщина снежного покрова (Осокин, 1967).

Термин “устойчивость” толкуется и в иной плоскости – как антоним пространственно-временной изменчивости снежного покрова (снеготазов) (Кадомцева, Локтионова, 1989). В разных географических условиях на

Кавказе периоды “неустойчивого” (временного) снежного покрова, т.е. периоды между появлением снежного покрова и устойчивым его образованием, с одной стороны, а также разрушением устойчивого снежного покрова и его схода, с другой стороны, могут существенно различаться. Это в значительной степени зависит от возможности выпадения снега во время, предшествующее и последующее за периодом залегания устойчивого снежного покрова. Основными климатическими характеристиками устойчивого снежного покрова, которые и рассматриваются в настоящем разделе, являются продолжительность его залегания, даты образования и разрушения.

В отечественной климатологии устойчивым считается снежный покров, который лежит не менее месяца с перерывом не более 3 дней подряд или в общей сложности. Датой образования устойчивого снежного покрова считается первый день, когда площадь видимой окружности станции полностью покрыта снегом, а датой разрушения – первый день, в который степень покрытия окрестностей станции снегом составляет менее 60% (Копанев, 1982). В Справочниках по климату приведены данные о датах образования и разрушения устойчивого снежного покрова, датах появления и схода снежного покрова и среднем числе дней со снежным покровом для ограниченного количества пунктов наблюдений, но нет сведений о продолжительности залегания устойчивого снежного покрова.

В работах М.Ч. Залиханова (1981), В.Ш. Цомае (1988) исследуется главным образом число дней со снежным покровом на Кавказе. Л.К. Папинашвили (1971) рассматривает “продолжительность залегания снежного покрова” на территории Грузии, но не дает объяснения ни самой этой характеристики, ни способу ее определения. Опыт построения глобальных моделей для расчета параметров устойчивого снежного покрова свидетельствует о целесообразности построения моделей регионального масштаба, устраняющих систематические ошибки расчетов для отдельных регионов. На такие ошибки указывал М.И. Геткер, по “глобальным” расчетам которого, например, для территории Закавказья отмечалось систематическое занижение сроков образования и разрушения снежного покрова в среднем на 9 дней (Геткер, 1983).

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова $N_{уст}$ рассчитывалась как разность между датами образования $D_о$ и разрушения $D_р$ устойчивого снежного покрова. При использовании этого параметра устраняется некоторая неясность в отношении числа дней со снежным покровом N , вызванная неопределенностью периодов с отсутствием снежного покрова. Кроме того, в некоторые зимы в сравнительно малоснежных районах устойчивый снежный покров может отсутствовать, а число дней со снежным покровом достаточно велико (например, Гузерипль – 48, Теберда – 82, Красная Поляна – 69 дней). В этих случаях величина N никак не характеризует устойчивость снежного покрова. В то же время она позволяет иметь общее представление о климатических и гляциологических условиях.

По данным 72 станций была рассчитана средняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова $\bar{N}_{уст}$ на Большом Кавказе и построена высотная зависимость (рис. 33) (Погорелов, 1998в). На южном макросклоне продолжительность залегания устойчивого снежного покрова

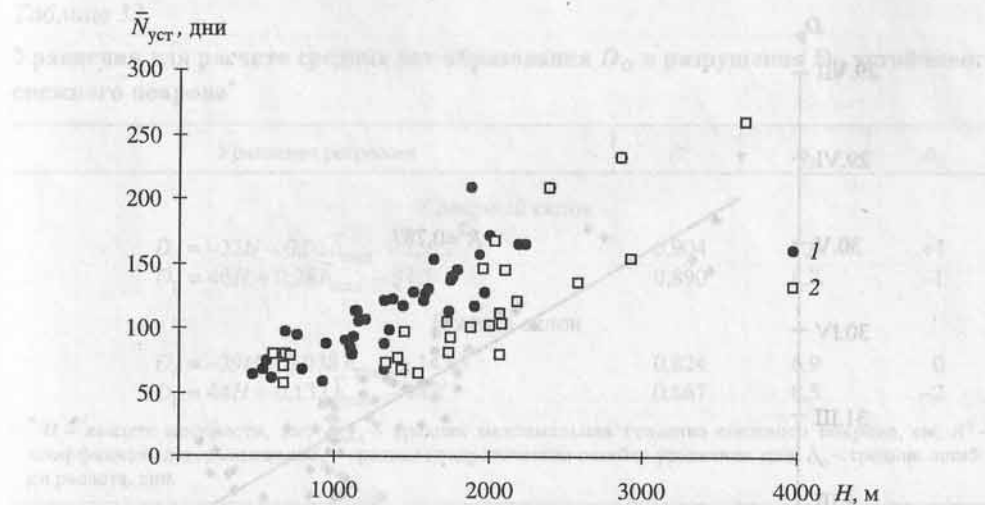


Рис. 33. Зависимость средней продолжительности залегания устойчивого снежного покрова $\bar{N}_{уст}$ от высоты местности H на южном (1) и северном (2) макросклонах Большого Кавказа

в целом выше, чем на сопоставимых высотах северного макросклона – особенно для высотного интервала 1000–2000 м. Объясняется это сравнительно большим количеством твердых осадков на склоне южной экспозиции (Залиханов, 1981). Судя по разбросу точек (см. рис. 33), вклад высоты местности и экспозиции макросклонов в распределение $\bar{N}_{уст}$ не исчерпывает всего разнообразия факторов исследуемой характеристики. Параметры же локальных однофакторных высотных зависимостей $\bar{N}_{уст} = f(H)$, как и в других горных регионах (Северский, Пиманкина, 1980; Архипова, Геткер, 1983), существенно различаются, поэтому целесообразно прибегнуть к поиску многофакторных связей.

Методики расчетов характеристик устойчивого снежного покрова и их генетическая оценка базируются на статистическом анализе зависимости данных характеристик от выбранных факторов, среди которых эффективными являются высота местности, продолжительность холодного периода, максимальные снегозапасы. В регионах с заметными широтными различиями существенным фактором, кроме высоты местности, является географическая широта (Jackson, 1978). Диапазон изменения D_o и D_p в масштабах региона довольно велик (рис. 34), при этом хорошо выражена их связь, отмеченная и для других горных территорий (Коровин, 1964; Котляков, 1968).

Образование и разрушение устойчивого снежного покрова на сопоставимых высотах при неодинаковой снежности происходит в существенно различные сроки. Так, на контрастных по снежности станциях Клухорский Перевал ($H = 2037$ м) и Кырыз (2071 м) средними датами образования устойчивого снежного покрова являются 14 ноября и 12 декабря, а средними датами разрушения – 2 мая и 2 марта соответственно. На станциях Ачишхо и Омало, имеющих абсолютную высоту 1880 м, снежный покров образуется в сре-

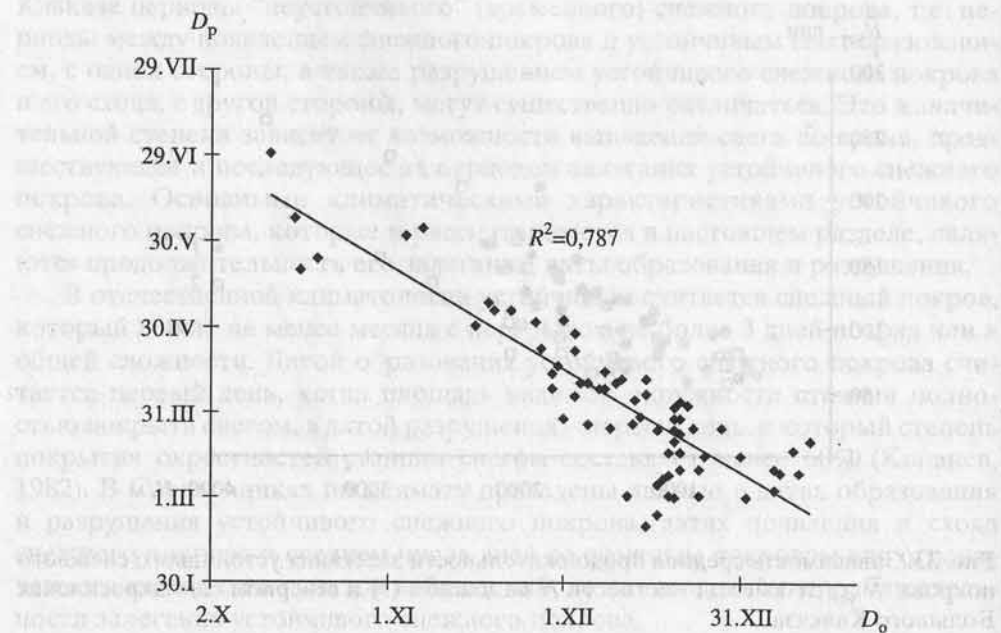


Рис. 34. Связь средних дат образования D_o и разрушения D_p устойчивого снежного покрова

днем соответственно 7 ноября и 22 декабря, а разрушается 4 июня и 3 апреля. Поэтому объяснимо включение в число факторов режима устойчивого снежного покрова в качестве индекса приходной части баланса массы снежного покрова максимальных снегозапасов (Архипова, Геткер, 1983; Геткер, 1983).

Для анализа привлечены данные 69 горных пунктов; при расчете сроков залегания снежного покрова выборка разделена на основную (58 станций) и проверочную (11 станций), по которой оценивались ошибки расчета на независимом материале. Даты отсчитывались с 1 сентября и 1 февраля соответственно. Попытка построения общерегиональных зависимостей для расчета D_o и D_p столкнулась с систематическими ошибками для некоторых районов как по основной, так и независимой выборкам, особенно больших для Восточного Кавказа (Погорелов, 1998в). По общерегиональным моделям в целом расчетные сроки образования снежного покрова на северном макросклоне оказались заниженными (в среднем на 4 дня), а сроки разрушения – завышенными (на 5 дней). Подобные систематические ошибки вызваны, видимо, неучетом в достаточной мере экспозиционных климатических контрастов (см. рис. 33), в том числе повышенной доли осадков холодного периода (>50–60%) на южном склоне Западного и Центрального Кавказа и связанными с ней усилением повторяемости снегопадов в ноябре–декабре, большей фоновой снежностью по сравнению с северным склоном. Районы Восточного Кавказа со свойственным им дефицитом увлажнения даже при благоприятном термическом режиме имеют “укороченную” продолжительность залегания снежного покрова. Построение расчетных уравнений от-

Таблица 33

Уравнения для расчета средних дат образования D_0 и разрушения D_p устойчивого снежного покрова*

Уравнение регрессии	R^2	σ_p	Δ_0
Северный склон			
$D_0 = -33H - 0,06\bar{h}_{\max} + 155,2$	0,904	7,8	+1
$D_p = 46H + 0,28\bar{h}_{\max} - 37,3$	0,890	8,7	-1
Южный склон			
$D_0 = -29H - 0,038\bar{h}_{\max} + 143,5$	0,824	6,9	0
$D_p = 44H + 0,132\bar{h}_{\max} - 14,7$	0,867	8,5	-2

* H – высота местности, км; \bar{h}_{\max} – средняя максимальная толщина снежного покрова, см; R^2 – коэффициент детерминации; σ_p – средняя квадратическая ошибка уравнения, дни; Δ_0 – средние ошибки расчета, дни.

дельно для каждого склона (табл. 33) позволило “погасить” указанные погрешности.

Целесообразность использования аргументов определялась по величинам коэффициентов детерминации R^2 и стандартных ошибок расчета в уравнениях. Очевидна предпочтительность использования в качестве аргумента вместо \bar{h}_{\max} собственно значений максимальных снеготолщин, но сведения о них имеются далеко не для всех станций. Эффективность выбранных аргументов объясняется их косвенным отражением местных термических условий и величин зимних осадков.

Продолжительность холодного периода, тесно коррелируемая с высотой местности, оказалась малоэффективным фактором. Проверка моделей проводилась посредством анализа ошибок расчета. Гистограммы “остатков” близки к симметричным относительно нуля, а средние ошибки для каждого из полученных уравнений приближаются к нулевым значениям (см. табл. 33), что свидетельствует об отсутствии систематических погрешностей, связанных с макроэкспозицией.

Анализ ошибок расчета для отдельных частей Большого Кавказа показал следующее: в сроках образования устойчивого снежного покрова средние ошибки изменяются от -3 до +1 дня, а в сроках разрушения – от +3 до -4 дней, при этом знаки отклонений территориально распределены бессистемно. В завершение рассуждений о точности укажем на следующее. Априорно надежные данные Справочников по климату служат критерием точности расчетов. Между тем при определении средних характеристик устойчивого снежного покрова в горной зоне вынужденно использованы данные станций с периодом наблюдений менее 25 лет (до 1966 г.) (Справочник..., 1968, 1969, 1970); наше увеличение периода осреднения на 20–25 лет в некоторых случаях приводило к изменению средних сроков на 2–8 дней, а для станции Сулак, высокогорная, такое изменение составило около 30 дней. Поэтому данные короткорядных наблюдений, на наш взгляд, могут служить дополнительным источником увеличения погрешностей полученных зави-

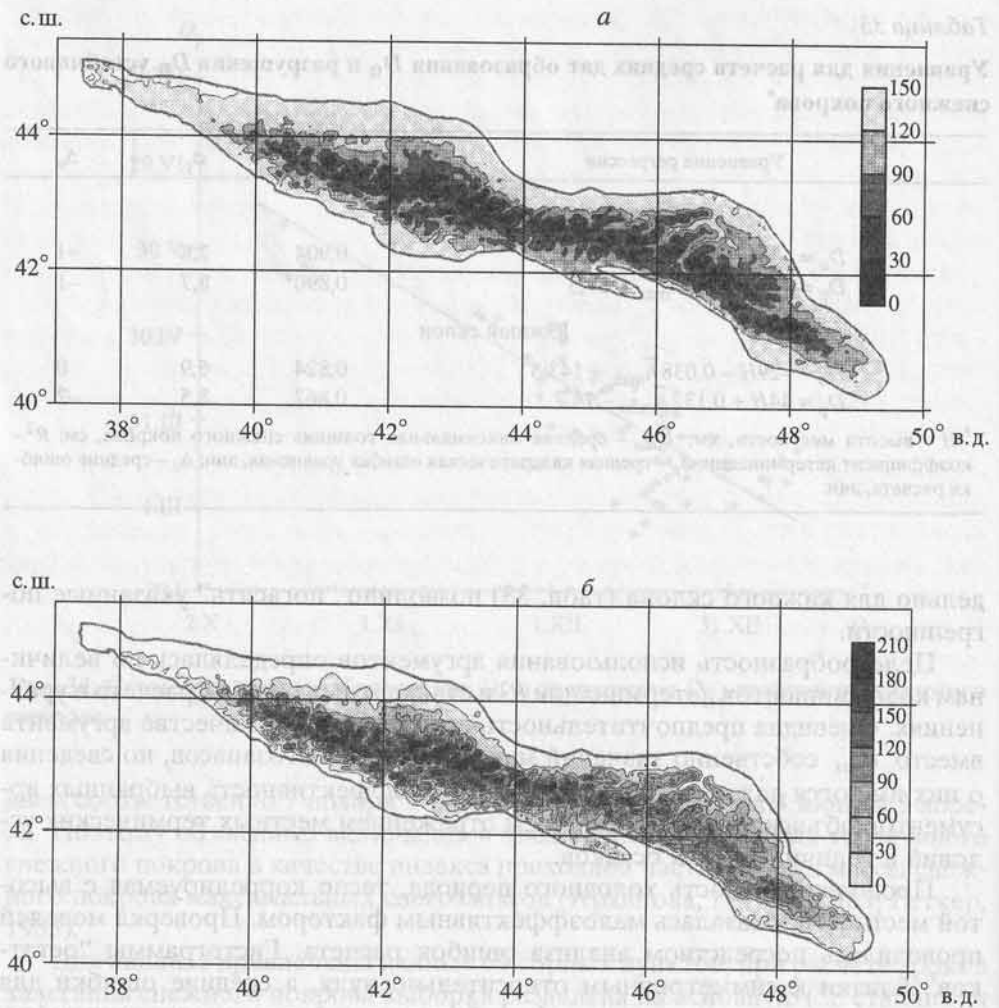


Рис. 35. Средние даты образования (отсчет с 1 сентября) (а) и разрушения (отсчет с 1 февраля) (б) устойчивого снежного покрова

симостей. Использованные в них (см. табл. 33) аргументы достаточно доступны; средняя максимальная толщина снежного покрова может быть получена по данным наземных и авиационных маршрутных наблюдений. Зависимости послужили методической основой для построения карт средних дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на Большом Кавказе (рис. 35).

Факты тесной связи $N_{уст}$ и числа дней со снежным покровом N известны (Гляциологический словарь, 1984). Днем со снежным покровом считается такой, в который более половины видимой окрестности покрыто снегом (Справочник..., 1968). Для Большого Кавказа связь \bar{N} и $\bar{N}_{уст}$ имеет вид

$$\bar{N}_{уст} = 0,97\bar{N} - 6,6 \quad (r = 0,986),$$

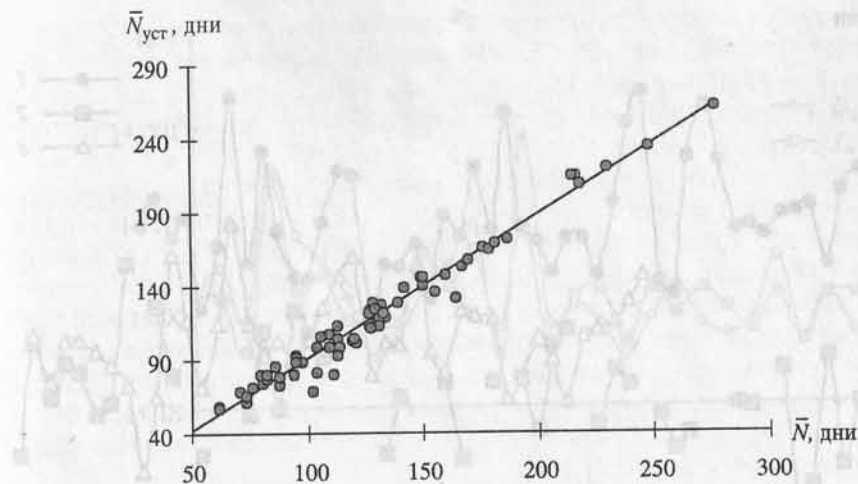


Рис. 36. Связь средней продолжительности залегания устойчивого снежного покрова $\bar{N}_{уст}$ и среднего числа дней со снежным покровом \bar{N}

где \bar{N} – среднее число дней со снежным покровом (рис. 36). При этом величина $\bar{N} \approx 60$ дней является нижним порогом для образования устойчивого снежного покрова с вероятностью более 50%. По данным М.И. Геткера (1983), вероятность его образования при равном среднем числе дней со снежным покровом больше в многоснежных, чем малоснежных горных районах. Наличие столь тесной общерегиональной связи позволяет не только оценивать $\bar{N}_{уст}$ по значениям \bar{N} , содержащихся в климатических справочниках, но и считать характеристику \bar{N} вполне репрезентативной. Дополнительным аргументом в пользу этого служат коэффициенты корреляции ежегодных величин $N_{уст}$ и N по данным отдельных станций (r_1); попутно приведем коэффициенты корреляции ежегодных величин $N_{уст}$ и продолжительности холодного периода n (r_2):

	r_1	r_2
Гузеришль	0,820	0,633
Теберда	0,850	0,700
Клухорский Перевал	0,869	0,439
Сулак, в/г	0,985	0,787
Красная Поляна	0,939	0,480
Ачишхо	0,930	0,318

Продолжительность холодного периода n определялась по методике, описанной в работе И.А. Бересневой, И.Д. Копанева (1992). Рассмотрим некоторые генетические аспекты формирования устойчивого снежного покрова в различных географических условиях на Большом Кавказе. Вклад продолжительности холодного периода в ежегодные значения $N_{уст}$ на станциях с обильными зимними осадками (Клухорский Перевал, Красная Поляна, Ачишхо), судя по коэффициентам корреляции, заметно понижен. В условиях высокой снежности многолетнему ходу $N_{уст}$ свойственен относительно независимый по отношению к термическому режиму характер, разность

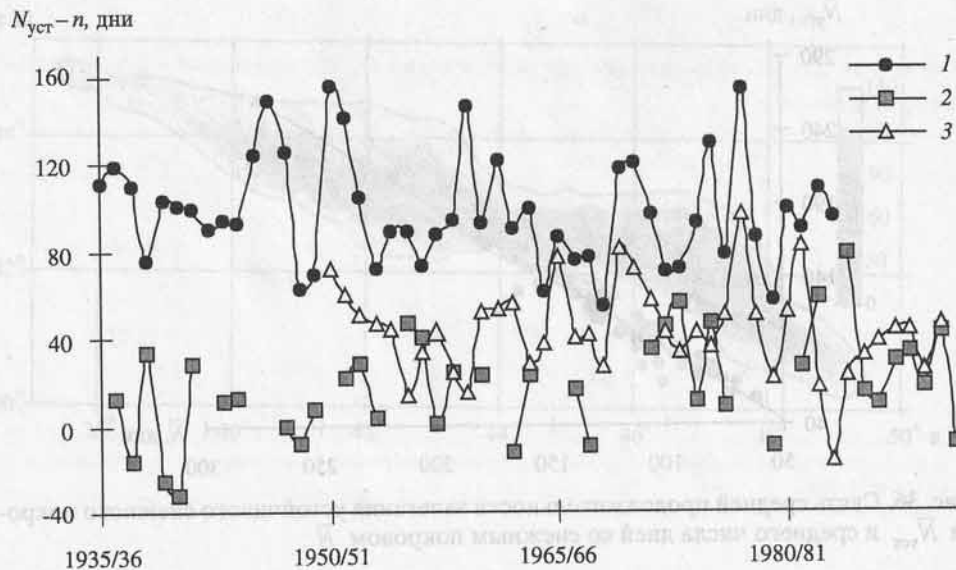


Рис. 37. Многолетняя динамика разности между продолжительностью залегания устойчивого снежного покрова $\bar{N}_{уст}$ и продолжительностью зимнего периода n на станциях

Ачишхо (1), Теберда (2), Клухорский Перевал (3)

Таблица 34

Сравнение средних дат образования D_0 и разрушения D_p устойчивого снежного покрова с датами начала T_0 и конца T_B холодного периода*

Станция	Высота, м	$D_0 - T_0$, дни	r_0	$D_p - T_B$, дни	r_B	$N_{уст-n}$, дни
Гузерибль	668	23	0,81	15	0,83	-8
Теберда	1328	16	0,74	-4	0,44	-20
Клухорский Перевал	2037	-6	0,41	32	0,61	38
Казбеги, в/г	3653	28	-	12	-	-16
Крестовый перевал	2395	11	-	38	-	27
Сулак, в/г	2923	0	0,81	29	0,46	29
Кырыз	2071	16	-	-26	-	-42
Красная Поляна	566	-14	0,65	41	0,52	55
Ачишхо	1880	-19	0,46	65	0,37	84
Мамисонский перевал	2854	3	-	28	-	25
Корулдаши	1943	9	-	31	-	22
Алибек	1745	16	-	15	-	-1

* r_0 – коэффициент корреляции дат образования устойчивого снежного покрова и дат начала холодного периода; r_B – коэффициент корреляции дат разрушения устойчивого снежного покрова и дат конца холодного периода.

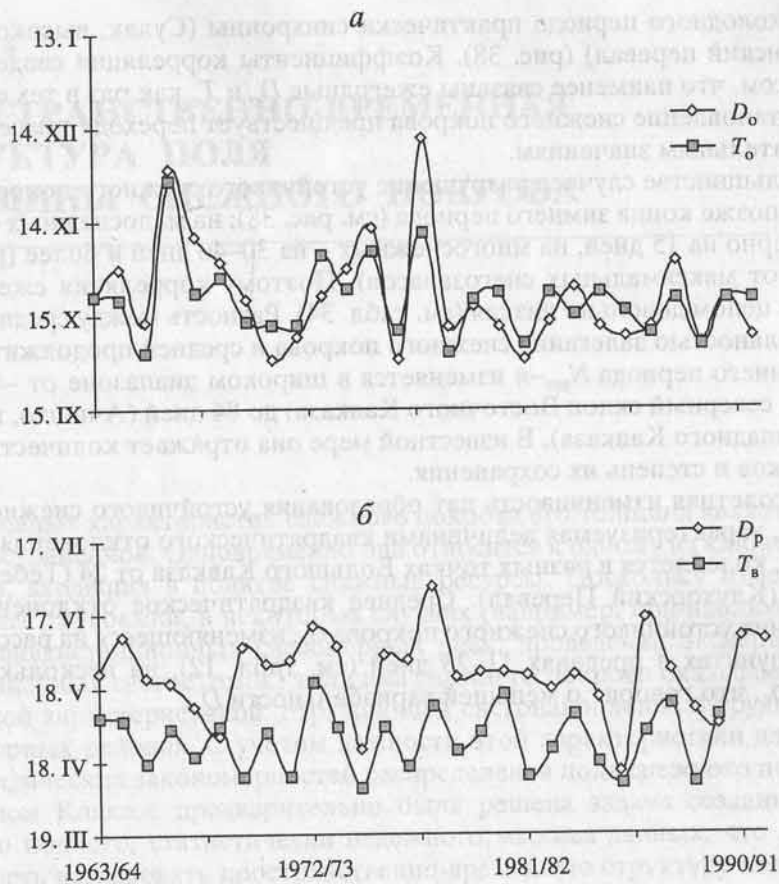


Рис. 38. Многолетний ход дат образования устойчивого снежного покрова D_o и начала холодного периода T_o (а), дат конца холодного периода T_b и разрушения устойчивого снежного покрова D_p (б) на станции Сулак, в/г

$N_{уст} - n$ всегда положительная. На малоснежных станциях ни того, ни другого не наблюдается. На Ачишхо разность $N_{уст} - n$ в редких случаях составляет менее 60 дней, достигая в отдельные годы 140 дней и более (рис. 37).

На гораздо менее снежной станции Теберда в условиях неежегодного образования устойчивого снежного покрова величины $N_{уст} - n$ варьируют в пределах от +78 до -33 дней, регулярно опускаясь до отрицательных значений. Причины несоответствия $N_{уст}$ и n - несовпадение дат образования устойчивого снежного покрова и начала холодного периода, а также дат разрушения устойчивого снежного покрова и конца холодного периода (табл. 34).

Судя по разности $D_o - T_o$, в районах с выраженным пиком зимних осадков на Западном Кавказе устойчивый снежный покров образуется в среднем на 6-19 дней (Клухорский Перевал, Ачишхо) раньше устойчивого перепада температур воздуха ниже нуля (табл. 34). На высокогорных относительно малоснежных станциях сроки установления снежного покрова и

начало холодного периода практически синхронны (Сулак, высокогорная, Мамисонский перевал) (рис. 38). Коэффициенты корреляции свидетельствуют о том, что наименее связаны ежегодные D_0 и T_0 как раз в тех случаях, когда установление снежного покрова предшествует переходу температуры к отрицательным значениям.

В большинстве случаев разрушение устойчивого снежного покрова происходит позже конца зимнего периода (см. рис. 38): на малоснежных станциях примерно на 15 дней, на многоснежных – на 30–40 дней и более (разница зависит от максимальных снеготпасов). Поэтому корреляция ежегодных D_p и T_b в целом довольно низкая (см. табл. 34). Разность между средней продолжительностью залегания снежного покрова и средней продолжительностью зимнего периода $N_{уст}-n$ изменяется в широком диапазоне от –42 дней (Кырыз, северный склон Восточного Кавказа) до 84 дней (Ачишхо, южный склон Западного Кавказа). В известной мере она отражает количество зимних осадков и степень их сохранения.

Многолетняя изменчивость дат образования устойчивого снежного покрова D_0 , характеризуемая величинами квадратического отклонения σ_0 (см. табл. 12), колеблется в разных точках Большого Кавказа от 24 (Теберда) до 15 дней (Клухорский Перевал). Среднее квадратическое отклонение дат разрушения устойчивого снежного покрова σ_p , изменяющееся на рассматриваемых пунктах в пределах 11–23 дней (см. табл. 12), на несколько дней меньше σ_0 , что говорит о меньшей вариабельности D_p .

Таблица 34

Сравнение даток лет образования D_0 и разрушения D_p устойчивого снежного покрова с датами начала T_0 и конца T_b зимнего периода

Рис. 38. Многолетняя корреляция дат образования устойчивого снежного покрова D_0 и разрушения D_p с датами начала T_0 и конца T_b зимнего периода. 1) D_0 и T_0 ; 2) D_p и T_b ; 3) D_0 и T_b ; 4) D_p и T_0 .

Пункт	D_0 и T_0	D_p и T_b	D_0 и T_b	D_p и T_0
Гуверляны	0,84	0,11	0,82	0,82
Теберда	0,72	0,16	0,74	0,74

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Из основных характеристик снежного покрова его толщина является самой распространенной. Одновременно она относится к одному из ключевых элементов, входящих в понятие снежные ресурсы. Поскольку измерения ее наименее трудоемки, в некоторых случаях (например, при наблюдениях по сети авиационных снегомерных реек, проведении экспериментальных линейных снегосъемок) толщина снежного покрова оказывается единственной характеристикой, отражающей снегонакопление в труднодоступных горных районах. С учетом важности этой характеристики для оценки географических закономерностей распределения поля снежного покрова на Большом Кавказе предварительно была решена задача создания максимально полного, статистически надежного массива данных, что дало возможность исследовать пространственно-временную структуру поля толщины снежного покрова на разных масштабных уровнях.

4.1. ВЫСОТНО-ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Средняя максимальная толщина снежного покрова \bar{h}_{\max} — одна из наиболее информативных характеристик снегонакопления. Ее расчетам предшествовало исследование внутри годового распределения толщины снежного покрова с целью нахождения дат ее максимума. Существующая плотность сети снегомерных маршрутов (см. рис. 23) позволяет с высокой детализацией оценить структуру поля толщины снежного покрова в масштабе горной страны.

Выработанная практика (Северский, Благовещенский, 1983; Геткер, 1985; Царев, 1996; и др.) поиска закономерностей пространственного распределения характеристик снежного покрова, имеющих весьма сложную структуру в горных странах, в том числе и на Кавказе (Залиханов, 1981; Алиев и др., 1988; Погорелов, 1989), обычно реализуется не менее чем в два этапа. На первом этапе традиционным способом оценки территориальной структуры характеристик снежного покрова является построение зависимостей типа $\bar{h}_{\max} = f(H)$, где H — высота местности. Изменение показателей

снегонакопления с высотой, как известно, в основном определяется высотным трендом твердых осадков и температуры воздуха. На следующем этапе проводится обобщение (районирование) высотных зависимостей, обусловленное их идентичным характером в горных бассейнах со схожими ороклиматическими условиями снегонакопления.

Действие фактора высоты местности имеет пространственные ограничения и преобладает на участках склонов (горных бассейнах), в пределах которых макромасштабным трендом можно пренебречь. Территория, для которой соблюдается однородность зависимости $\bar{h}_{\max} = f(H)$, относится

нами к мезомасштабной. Как оказалось, применение зависимостей $\bar{h}_{\max} = f(H)$ на Большом Кавказе ограничивается водосборами площадью приблизительно 2000–5000 км². При больших площадях действие высоты местности подавляется макромасштабными факторами.

Вертикальное распределение \bar{h}_{\max} на Большом Кавказе весьма разнообразно (рис. 39, 40) в силу ороклиматических контрастов; мы посчитали целесообразным выделить 28 районов с однородными зависимостями $\bar{h}_{\max} = f(H)$ (рис. 41). Это больше, чем выделялось для исследуемой территории ранее в работе И.А. Алиева и др. (1988), главным образом за счет более детальной дифференциации высотного распределения снегозапасов на северном макросклоне (бассейны рек Кубань, Терек, Сулак). Необходимость нахождения адекватных высотных зависимостей и их аппроксимации обуславливается не только поиском соответствующих географических закономерностей, но и задачей дальнейшего картографирования характеристик снежного покрова. Метод статистической проверки возможности объединения схожих зависимостей предложен Б.К. Царевым (1996). Кривая $\bar{h}_{\max}(H)$ при наличии “отскакивающих” точек может иметь сложный вид со значительным колебанием высотных градиентов толщины снежного покрова между снегопунктами. Поэтому при определении параметров высотного тренда целесообразно применить процедуру сглаживания. Для этой цели использовались полиномиальные зависимости различных степеней типа $\bar{h}_{\max} = C_0 + C_1H + C_2H^2 + C_3H^3 + C_4H^4$ (табл. 35).

В мезомасштабе теснота связи $\bar{h}_{\max}(H)$ достаточно высока и оценивается высокими коэффициентами детерминации R^2 (в большинстве случаев не менее 0,8–0,9). По данным линейных маршрутов, расположенных в основном на южном склоне (см. рис. 40), высотный тренд имеет, как правило, сглаженный “правильный” вид. Это вызвано тем, что случайные (отскакивающие) точки на таком маршруте, где измерения делаются по всей его линии, “гасятся” в результате осреднения в 100-метровых высотных интервалах. На маршрутах со снегопунктами, преобладающими на северном склоне Большого Кавказа (см. рис. 39), в некоторых закрепленных точках (снегопунктах) неизбежны стохастические отклонения от общей регрессии, вызванные микромасштабными особенностями положения пункта (местный рельеф, метелево-ветровой режим, экспозиция, степень защищенности и др.). Подобных снегопунктов в целом немного, поскольку они отбраковывались еще на стадии организации маршрутов.

По данным полученных зависимостей определены значения средней максимальной толщины снежного покрова \bar{h}_{\max} на различных высотных уров-

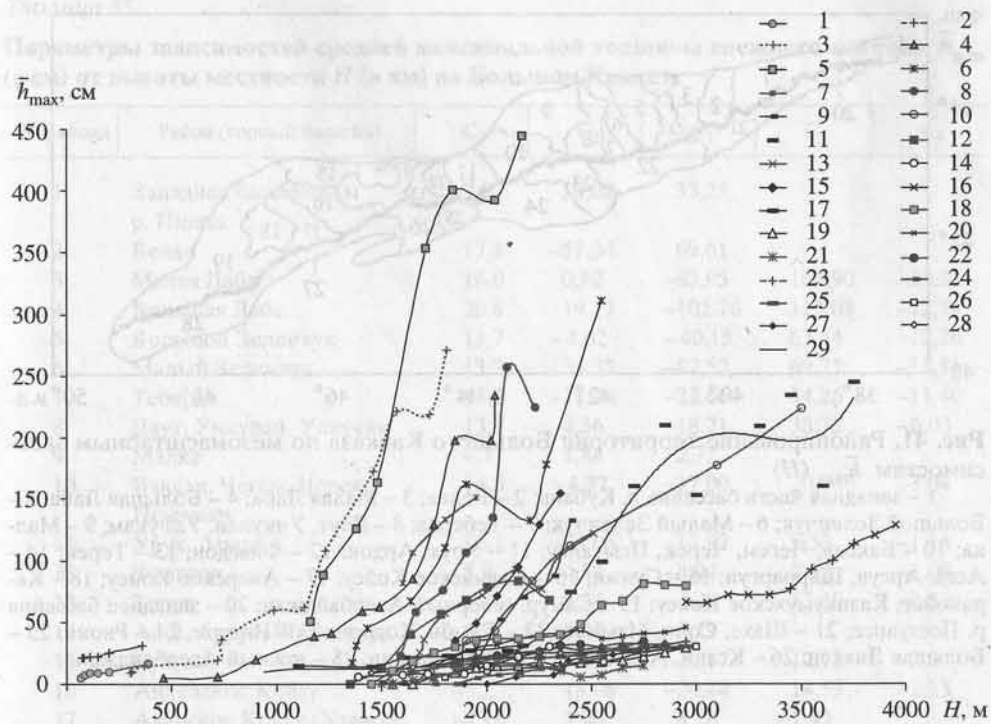


Рис. 39. Частные зависимости средней максимальной толщины снежного покрова \bar{h}_{\max} от высоты местности H на северном макросклоне Большого Кавказа по данным снегомерных маршрутов (номера маршрутов см. в табл. 23 и на рис. 23)

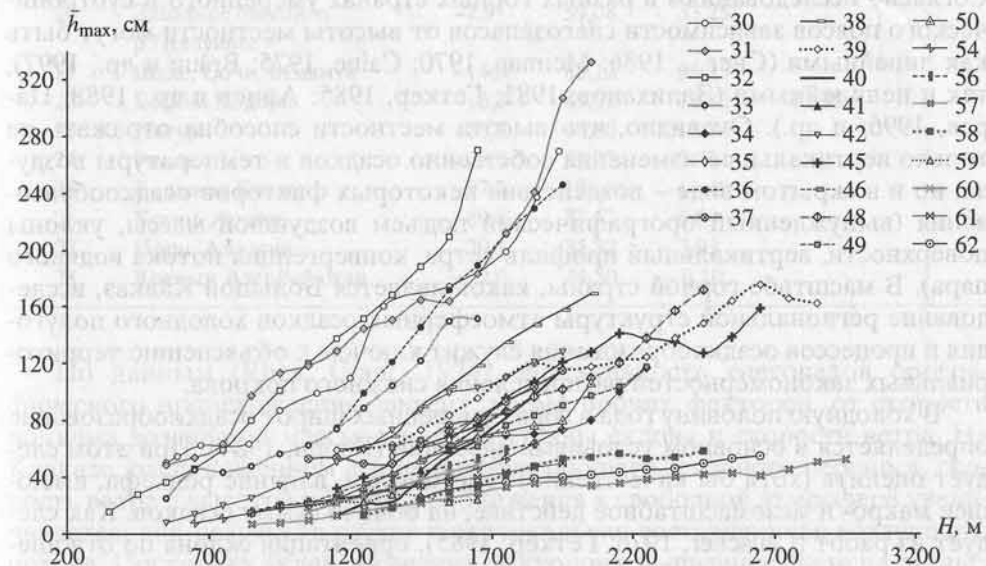


Рис. 40. Частные зависимости средней максимальной толщины снежного покрова \bar{h}_{\max} от высоты местности H на южном макросклоне по данным снегомерных маршрутов (номера маршрутов см. в табл. 23 и на рис. 23)

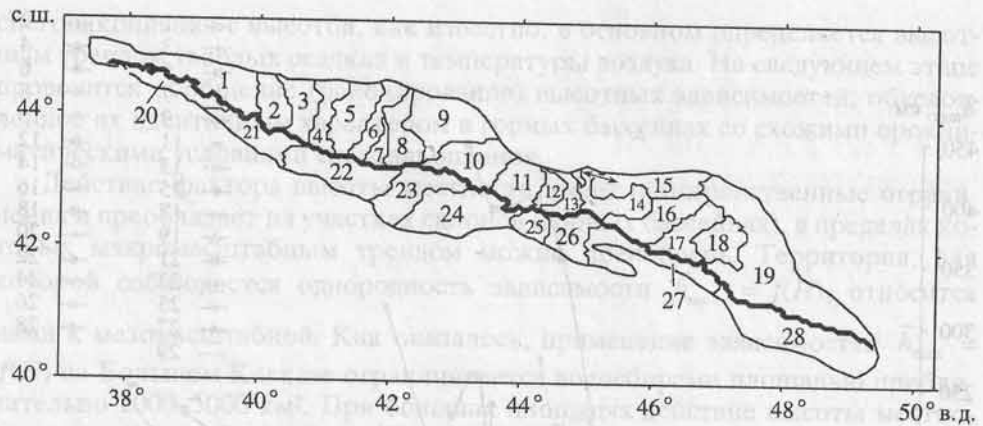


Рис. 41. Районирование территории Большого Кавказа по мезомасштабным зависимостям $\bar{h}_{\max}(H)$

1 – западная часть бассейна р. Кубань; 2 – Белая; 3 – Малая Лаба; 4 – Большая Лаба; 5 – Большой Зеленчук; 6 – Малый Зеленчук; 7 – Теберда; 8 – Даут, Уччулан, Уллукам; 9 – Малка; 10 – Баксан, Чегем, Черек, Псыгансу; 11 – Урух, Ардон; 12 – Фиагдон; 13 – Терек; 14 – Асса, Аргун, Шароаргун; 15 – Сунжа; 16 – Андийское Койсу; 17 – Аварское Койсу; 18 – Каракойсу, Казикумухское Койсу; 19 – Самур, северный Азербайджан; 20 – западное бассейна р. Пезуапсе; 21 – Шахе, Сочи, Мзымта; 22 – Бзыбь, Кодори; 23 – Ингури; 24 – Риони; 25 – Большая Лиахви; 26 – Ксани, Арагви; 27 – Иори, Алазани; 28 – южный Азербайджан

нях для основных горных бассейнов Большого Кавказа (табл. 36) и построена карта, дающая представление о региональных закономерностях распределения \bar{h}_{\max} (рис. 42).

Характер высотного распределения \bar{h}_{\max} требует особого объяснения. Согласно исследованиям в разных горных странах умеренного и субтропического поясов зависимости снегозапасов от высоты местности могут быть как линейными (Снег..., 1986; Meiman, 1970; Caine, 1975; Braun и др., 1997), так и нелинейными (Залиханов, 1981; Геткер, 1985; Алиев и др., 1988; Царев, 1996; и др.). Очевидно, что высота местности способна отражать не только вертикальные изменения собственно осадков и температуры воздуха, но и в скрытом виде – воздействие некоторых факторов осадкообразования (вынужденный орографический подъем воздушной массы, уклоны поверхности, вертикальный профиль ветра, конвергенция потока водяного пара). В масштабе горной страны, какой является Большой Кавказ, исследование региональной структуры атмосферных осадков холодного полугодия и процессов осадкообразования служит ключом к объяснению территориальных закономерностей распределения снежного покрова.

В холодную половину года в горах умеренных широт осадкообразование определяется в основном условиями адвекции (Барри, 1984). При этом следует оценить (хотя бы качественно) генетическое влияние рельефа, имеющее макро- и мезомасштабное действие, на общую сумму осадков. Как следует из работ (Lauscher, 1976; Геткер, 1985), ориентация склона по отношению к преобладающим влагонесущим потокам, количество и высота “экранирующих” горных барьеров влияют не только на величины осадков (снегозапасов), но и на их вертикальные профили.

Таблица 35

Параметры зависимостей средней максимальной толщины снежного покрова \bar{h}_{\max} (в см) от высоты местности H (в км) на Большом Кавказе

№ района	Район (горный бассейн)	C_0	C_1	C_2	C_3	C_4
1	Западнее бассейна р. Пшеха	-7,9	59,08	33,25		
2	Белая	17,3	-57,34	69,61		
3	Малая Лаба	18,0	0,82	-63,95	104,90	-23,21
4	Большая Лаба	20,8	19,17	-102,76	113,03	-22,14
5	Большой Зеленчук	13,7	-4,62	-40,15	63,54	-12,26
6	Малый Зеленчук	13,2	24,35	-82,52	69,71	-11,31
7	Теберда	13,2	-11,76	-22,66	54,26	-11,40
8	Даут, Учкулан, Уллукам	13,7	4,56	-18,71	33,72	-6,03
9	Малка	4,7	1,84	2,72		
10	Баксан, Чегем, Черек, Псыгансу	14,5	-4,37	-17,09	20,64	-3,04
11	Урух, Ардон	10,1	-13,05	11,92	5,53	-1,14
12	Фиэгдон	2,9	4,82	-8,94	7,32	-1,06
13	Терек	4,3	3,34	-0,11	13,59	-2,52
14	Асса, Аргун, Шароаргун	5,2	8,81	5,19		
15	Сунжа	12,1	9,15	-18,17	12,72	-2,0
16	Андийское Койсу	-5,2	18,08	-20,44	14,53	-2,13
17	Аварское Койсу (Хзанор, Джурмут)	-13,6	3,96	8,78	-1,42	
18	Каракойсу, Казикумухское Койсу	-79,3	61,63	-8,11		
19	Самур, северный Азербайджан	-12,7	18,91	-1,15		
20	Западнее бассейна р. Псезуансе	-7,9	59,08	33,25		
21	Шахе, Сочи, Мзымта	-14,8	88,12	36,25		
22	Бзыбь, Кодори	-16,7	49,52	71,82	-12,15	
23	Ингури	-38,3	40,80	13,74		
24	Риони	-29,9	69,32	2,42		
25	Большая Лиахви	-97,7	126,86	-11,49		
26	Ксани, Арагви	-80,8	77,57	6,69		
27	Иори, Алазани	-20,1	35,32	3,93		
28	Южный Азербайджан	-22,6	44,50	-6,10		

По данным (Rhea, Grant, 1974), интенсивность снегопадов орографического происхождения зависит, кроме прочих факторов, от скорости подъема воздушной массы, т.е. от крутизны склона и скорости ветра. На Кавказе, расположенном в зоне преобладающего западного переноса, скорость ветра с высотой по мере приближения к свободной атмосфере увеличивается, как результат растет и вертикальная составляющая воздушного потока. Поскольку вклад последних факторов в выпадение снега на разных высотных интервалах не остается постоянным, может меняться и вертикальный градиент снегозапасов в пределах горных бассейнов или участков

Составлено по материалам Л. П. (1970) и др.

Действительно, М. ...

Кавказе ...

атмосферных ...

Такая ...

Бассейн ...

Бассейн р. Кура

Большая Лиахви

Турианчай

Казикумухское
Койсу
Кусарчай
Вельвеличай
Мзымта
Бзыбь
Кодори
Ингури
Цхенисцали
Риони
Квирила
Большая Лиахви
Ксани
Арагви
Иори
Алазани
Агричай
Алиджанчай
Турианчай

	6	20	24	27	30
	8	12	17	22	28
	10	12	12	20	34
	Бассейн Черного моря				
	56	62	92	119	148
	47	85	114	137	156
	34	46	63	86	114
				60	66
				70	78
				98	125
				114	120
				100	118
				108	130
				127	142
				171	168
	Бассейн р. Кура				
	17	37	55	75	100
	10	14	19	26	35
		40	63	76	92
		29	47	62	70
		26	32	42	58
		9	14	21	27
		15	25	34	47
		15	21	27	30
				33	38
				41	44
				48	54
				138	144
				130	166
				190	190
				67	67
				70	70
				36	39
				41	43
				47	52

С. Ш.

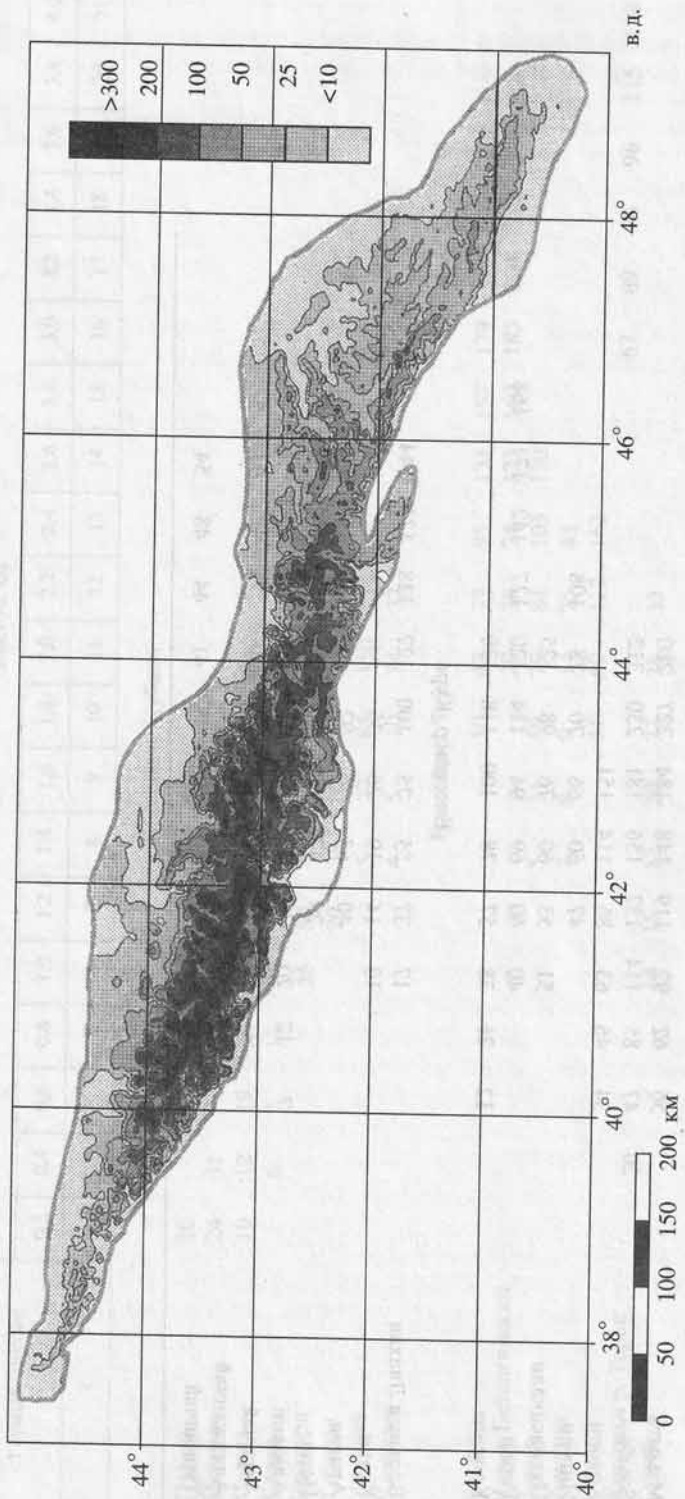


Рис. 42. Средняя максимальная толщина снежного покрова (в см)

склонов. Следовательно, зависимость $\bar{h}_{\max} = f(H)$ не обязательно должна быть линейной.

Действительно, М.Ч. Залихановым (1981) для разных частей Большого Кавказа выделяются неодинаковые типы зависимостей: на Западном Кавказе кривая $\bar{h}_{\max}(H)$ имеет вид параболы с вертикальной осью, на Центральном Кавказе она представляет собой параболу с горизонтальной осью, на Восточном Кавказе зависимость $\bar{h}_{\max}(H)$ линейная. Подобие высотных зависимостей атмосферных осадков и снеготранспорта, образующееся благодаря сходству механизмов зимнего осадкообразования, отмечается в различных горных странах. Так, в горах Средней Азии подобие зависимостей определяется расположением горных бассейнов по отношению к влагонесущим потокам (периферия или внутригорное положение), а также долей осадков холодного полугодия (Геткер, 1985).

В результате обобщения материалов маршрутных снегосъемок мы пришли к следующим выводам. В наиболее увлажненном секторе Большого Кавказа (бассейны рек Шахе, Сочи, Мзымта, Бзыбь, Кодори, западная часть бассейна р. Кубань) вертикальные градиенты снеготранспорта увеличиваются с высотой до гребней хребтов, кривая $\bar{h}_{\max}(H)$ имеет вид параболы с вертикальной осью. Менее выражена параболическая форма кривой $\bar{h}_{\max}(H)$ на южном склоне в бассейнах рек Ингури и Риони, особенно в экранированных верховьях этих рек. Вместе с тем при ослаблении экранирующего действия южных передовых хребтов в бассейнах рек Цхенисцкали и Квирила (притоки Риони) рост \bar{h}_{\max} с высотой более заметен, чем в верховьях Риони.

В верховьях Кубани и бассейне р. Терек на высотах более 2500–3000 м вертикальные градиенты \bar{h}_{\max} в целом несколько уменьшаются. Близка к линейному виду зависимость $\bar{h}_{\max}(H)$ в восточном секторе Большого Кавказа (бассейны рек Сулак, Самур, азербайджанская часть бассейна р. Кура); одновременно здесь наблюдаются наименьшие для Большого Кавказа вертикальные градиенты толщины снежного покрова.

Увеличение градиентов \bar{h}_{\max} на наветренном склоне с высотой согласуется с данными распределения осадков в Альпах (Lauscher, 1976). Здесь на наветренном склоне вертикальные градиенты осадков увеличиваются, на подветренном – уменьшаются. Генетически различия в высотном распределении толщины снежного покрова и изменения формы кривой $\bar{h}_{\max}(H)$ на территории Большого Кавказа вызваны, по нашему мнению, прежде всего, уменьшением влагосодержания воздушных масс и ослаблением орографической составляющей зимних осадков по мере усиления континентальности.

В поле точек (рис. 43) определялись типы внутрорегиональных (субрегиональных) высотных зависимостей $\bar{h}_{\max}(H)$, для чего пришлось прибегнуть к укрупненным участкам, выходящим за понятие мезомасштаб. Нас интересовала в данном случае не локальная однородность высотных зависимостей, а схожесть их форм. На южном склоне в целом форма кривой определяется увеличением вертикальных градиентов \bar{h}_{\max} с высотой, хотя рост их на сопоставимых высотах заметно уменьшается в восточном направлении, и

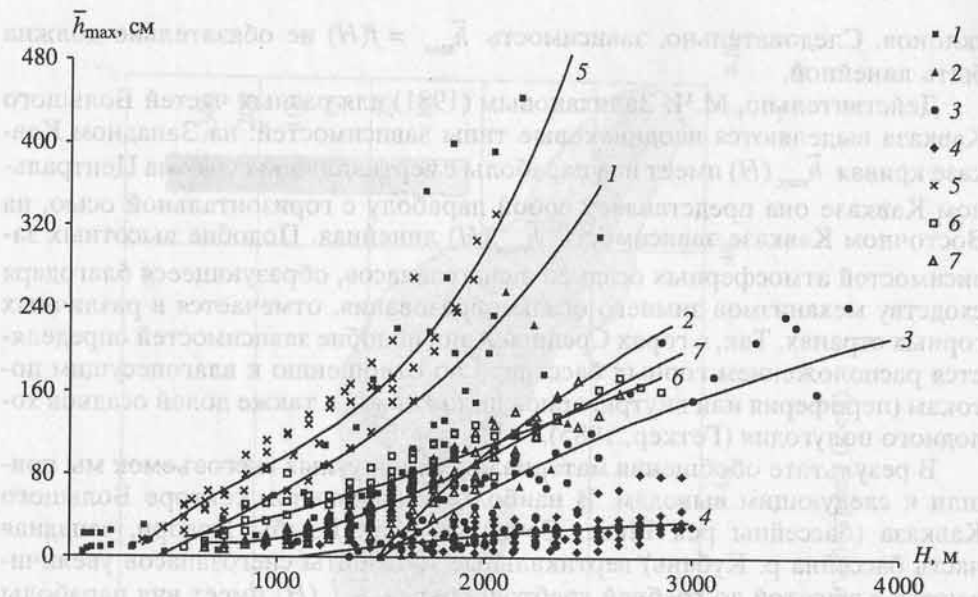


Рис. 43. Типы высотных зависимостей средней максимальной толщины снежного покрова \bar{h}_{\max} от высоты местности H на Большом Кавказе

1 – западная часть бассейна р. Кубань; 2 – верховья р. Кубань; 3 – р. Терек; 4 – р. Сулак; 5 – реки Мзымта, Бзыбь, Кодори; 6 – реки Ингури, Риони; 7 – р. Кура

в бассейнах Ингури, Риони и Куры градиенты с высотой меняются незначительно.

На северном макросклоне наблюдается наибольшее разнообразие типов высотного распределения в границах крупных бассейнов. В западной части бассейна р. Кубань зависимость явно параболическая, отмечается рост вертикальных градиентов с высотой, характерный для наветренных склонов. Параболическая форма кривой, по нашему мнению, наблюдается на участках склонов, где особенно выражен орографический подъем насыщенных воздушных масс, а орографическая составляющая осадков велика. Поскольку такое высотное распределение отчетливо выражено как на северном, так и южном склоне западной части Большого Кавказа (см. рис. 43), фактор макроэкспозиции в этом случае не играет доминирующей роли. Это связано, вероятно, с субширотной вытянутостью горного сооружения Большого Кавказа при преобладающем западном влагопереносе в тропосфере.

В бассейнах Терека и Сулака градиенты с высотой слабо уменьшаются, зависимость $\bar{h}_{\max}(H)$ приближается к линейной (см. рис. 43). Эффекты массивности и перехвата осадков периферийными хребтами-барьерами вследствие линейной субширотной вытянутости Большого Кавказа вряд ли могут быть столь же отчетливо выражены, как, скажем, в горах Средней Азии. Гораздо большую выраженность в поле \bar{h}_{\max} в макромасштабе имеет усиление континентальности с запада на восток. В соответствии с этим значения \bar{h}_{\max} на сопоставимых высотах закономерно убывают в этом направлении (см. табл. 36), а долготная зональность, судя по горизонтальному тренду

\bar{h}_{\max} , является одним из ведущих факторов распределения снеготпасов в региональном масштабе.

Итак, следует выделить три типа аппроксимации зависимостей $\bar{h}_{\max}(H)$ в рассматриваемой горной стране: 1) парабола с вертикальной осью – в наиболее влажном западном секторе Большого Кавказа, включая западную часть бассейна р. Кубань и южный склон до бассейна р. Риони; 2) парабола с горизонтальной осью – на северном склоне в верховьях Кубани и бассейне Терека; 3) линейная зависимость – на северном склоне в бассейне р. Сулак и восточнее. Это в целом согласуется с данными М.Ч. Залиханова (1981). Общим для рассмотренных субрегиональных зависимостей является монотонный рост \bar{h}_{\max} до верхних пределов измерений, т.е. практически до гребней хребтов.

Локальные зависимости $\bar{h}_{\max}(H)$ не всегда монотонны (см. рис. 39, 40 и табл. 36), поскольку отражают не только особенности местонахождения снеготпунктов, но и ориентацию долин. В поперечных долинах, расположенных по нормали к хребтам-барьерам, вертикальные градиенты снеготпасов, как правило, больше по сравнению с градиентами в продольных долинах.

Характер сезонных изменений зависимостей $\bar{h}(H)$ в разных частях Большого Кавказа иллюстрирует рис. 44 и дополняет табл. 37, из которых видно, что вертикальные градиенты толщины снежного покрова в диапазоне проведения снегомерных съемок последовательно увеличиваются от декабря к апрелю. Примечательно, что в течение зимы сохраняется подобие форм кривых $\bar{h}(H)$ во всех бассейнах (см. рис. 44), которое отражает стохастическое “искривление” фоновой высотной зависимости.

Увеличение вертикальных градиентов в каждый из зимних месяцев происходит непрерывно практически до гребней хребтов. Наибольшие величины градиентов толщины снежного покрова наблюдаются в западной части Большого Кавказа в осевой зоне Главного хребта или на южном наветренном склоне у кулисных хребтов или массивов, выдвинутых к югу. Здесь образуется полоса повышенного снеготнакопления на Большом Кавказе, требующая отдельного рассмотрения.

Вынужденный орографический подъем влажной воздушной массы на наветренном южном склоне усиливает ее неустойчивость, способствует увеличению скорости конденсации и формированию стабильно существующих зон повышенного осадкообразования. Интенсивность орографических осадков прямо пропорциональна скорости подъема воздушной массы по склону, т.е. зависит от крутизны склона и скорости ветра (Ходаков, 1967; Снег..., 1986).

В каждой из горных областей с сезонным снежным покровом имеются участки с максимально благоприятным сочетанием условий формирования повышенной снежности. Применительно к Алтаю употребляется термин “полюс снежности”, который трактуется как локальный участок с повышенной снежностью (Ревякин, Попов, 1976). Район горы Ачишхо в бассейне р. Мзымта на Западном Кавказе особенно примечателен в этом смысле. О метеостанции Ачишхо Н.С. Темникова писала, что “высота снежного покрова в этом пункте является рекордной из известных нам для всей системы

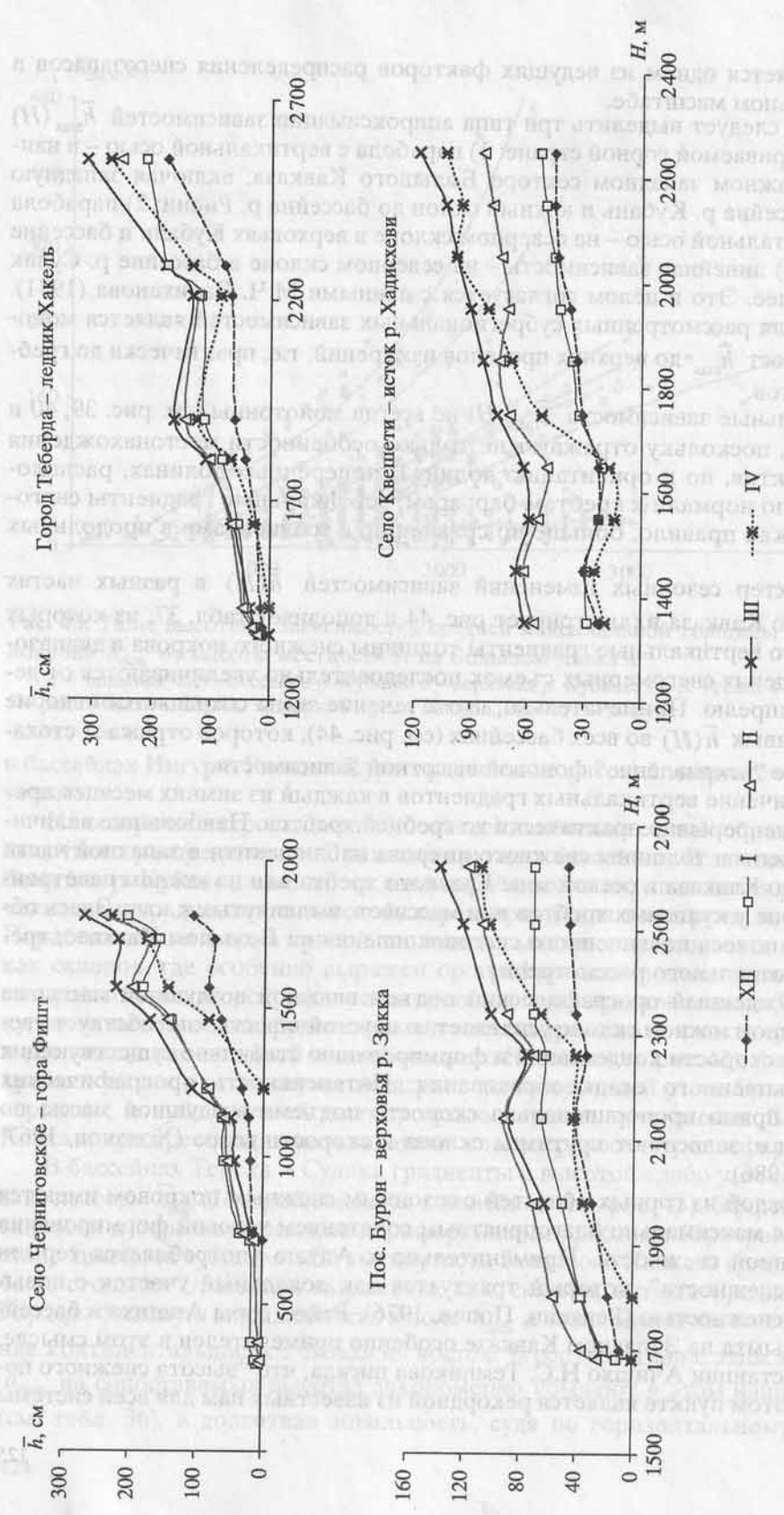


Рис. 44. Изменение зависимости средней толщины снежного покрова \bar{h} от высоты местности H в течение зимы на снегомерных маршрутах.

Таблица 37

Сезонное изменение вертикальных градиентов средней толщины снежного покрова (в см/100 м)

Горный бассейн	XII	I	II	III	IV
Пшеха	8,6	13,1	13,8	23,9	39,7
Теберда	14,0	16,2	19,5	26,1	27,1
Закка	4,2	6,5	9,9	12,7	11,6
Хадисхеви	2,6	2,9	3,0	6,3	9,4

Большого Кавказа" (Темникова, 1964, с.91). Действительно, на станции Ачишхо, наблюдения за снежным покровом на которой велись в течение 1930–1987 гг., фиксировались максимальные значения толщины снежного покрова среди горных станций бывшего СССР ($\bar{h}_{\max} = 472$ см). В апреле 1987 г. здесь была зарегистрирована рекордная средняя декадная толщина 796 см, причем суточный максимум 21 апреля составил 812 см. Поскольку измерения на метеоплощадке проводятся, в сущности, в точке, необходимо ответить на вопрос: насколько точечные наблюдения на Ачишхо репрезентативны, и не являются ли они локально завышенными? Нами были проведены специальные снегомерные съемки в окрестностях горы Ачишхо.

Гора Ачишхо (2391 м) находится на южном макросклоне в 35 км от Черного моря в верховьях рек Березовая (правый исток р. Белая), Ачипсе и Чвежипсе (правые притоки р. Мзымта) и представляет собой отдельно стоящий массив с несколькими крутыми отрогами. Станция располагается на плоском гребне отрога, ширина которого в районе станции достигает 150–250 м. На север и юг гребень обрывается, крутизна склонов составляет 45–60°. Зимой здесь преобладают юго-восточные ветры со скоростью 4–5 м/с, окрестности станции характеризуются ослабленным метелевым переносом, хотя на самом гребне образуются снежные карнизы мощностью до 3 м. Снегомерные работы проводились в марте 1984 и 1986 гг. (Погорелов, 1988). На гребне было заложено три линейных маршрута – продольный и два поперечных. Расстояние между промерами составило 10 м, общее количество точек 135. В 1984 г. средняя толщина снежного покрова на продольном маршруте оказалась равной 300 см, на поперечных 312 и 300 см; средняя толщина по всем точкам – 303 см. Наблюдениями по постоянной рейке на метеоплощадке в момент измерений была зафиксирована толщина снежного покрова 305 см. Аналогичные результаты были получены и в 1986 г. Таким образом была установлена репрезентативность наблюдений на метеоплощадке по отношению к окрестностям станции.

Малая пространственная изменчивость толщины снежного покрова в районе горы Ачишхо ($C_v = 0,04–0,09$) – следствие, с одной стороны, незначительной дефляции снега, а с другой – малых относительных колебаний толщины при больших ее абсолютных значениях. Данные снегосъемки на разных высотах по маршруту станция Ачишхо – к.п. Красная Поляна в марте 1984 г. приведены в табл. 38.

Таблица 38

Результаты снегомерной съемки в районе горы Ачишхо (март 1984 г.)

Высота, м	Количество точек	\bar{h} , см	h_{\max} , см	h_{\min} , см	σ , см	C_v
1870	135	303	354	257	19	0,06
1760	50	266	310	202	26	0,10
1630	45	215	280	179	27	0,12
1510	45	164	217	111	28	0,17
1410	50	118	202	70	34	0,29
1300	50	98	150	46	36	0,37
1210	50	59	83	27	27	0,45
1100	55	22	52	0	18	0,83

Подобная высокая снежность наблюдается по данным проведенных нами снегомерных наблюдений также в бассейнах рек Шахе и Сочи. В высотном интервале 1700–2500 м в системе “приморских” хребтов южного макросклона на некотором удалении к югу от осевой части Главного хребта вдоль Черноморского побережья существует пояс повышенной снежности. Выраженная продольная структурно-геоморфологическая зональность Западного Кавказа в сочетании с устойчивым направлением доминирующих в зимнее время осадкообразующих потоков (Бут, Акулинина, 1973) создает на южном склоне ряд участков, сходных по условиям снегонакопления.

Все участки отличаются повышенной снежностью и максимальной за зиму толщиной снежного покрова, равной 4–6 м и более. Эти участки находятся на отдельных массивах или кулисообразных хребтах (Бзыч, Аибга, Гагрский, Бзыбский, Кодорский). Отмечаются следующие участки с экстремальными условиями снежности: район гор Фишт, Большой Чуры, Ачишхо, Ах-Аг, Арабики, которые объединяет расположение в относительной близости к акватории моря и отсутствие “затеняющих” гребней со стороны побережья.

4.2. МИКРОМАСШТАБНАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

О статистической структуре полей характеристик снежного покрова в микромасштабе на Кавказе мало что известно. Некоторые сведения о ней содержатся в работах А.В. Погорелова (1986), В.М. Меншутина (1991), Б.Р. Мавлюдова (1996), но использованные методы (как и цели) полевых исследований различны, поэтому неизбежна трудность в сопоставлении результатов. Известно детальное описание поля снегозапасов на ледниковой поверхности (Поповнин, 1989); такие поверхности, как правило, не являются типичными из-за повышенной в сравнении с фоновыми величинами аккумуляции снега.

Вместе с тем полноценное описание структуры полей снежного покрова в горном регионе, необходимое для осмысления организации региональной

нивальной системы, предполагает изучение данных полей с разным пространственным разрешением (макро-, мезо- и микромасштаб). На разных масштабных уровнях формирование полей снежного покрова подчиняется действию различных групп факторов. Исследование пространственного распределения снежного покрова в масштабе отдельных горных склонов вызвано необходимостью оценки репрезентативности "точечной" снегомерной сети (в том числе и в ее гидрологическом применении), совершенствования маршрутных снегомерных съемок с учетом местных факторов снегонакопления. Кроме того, использование общепринятой в горном снеговедении зависимости фоновых снегозапасов от высоты местности без учета других факторов способно привести к искажению величин снегозапасов. В связи с этим, на наш взгляд, необходимо иметь адекватное представление о вкладе локальной неоднородности снежного покрова в фоновые величины, иначе – перейти от фоновых показателей заснеженности к реальным значениям на конкретных склонах.

Нами использованы достаточно обширный опыт и методы подобных исследований в других горных регионах (Чиркова, 1977, 1978, 1979; Жидков, 1979; Гохман, Жидков, 1980; Геткер и др., 1988; Жидков, Самойлов, 1989; и др.). Рассмотрим некоторые результаты специальных линейных снегосъемок, проводившихся в течение 1982–1997 гг. в ряде горных бассейнов Западного Кавказа (рис. 45) в районах наземных снегомерных маршрутов Северо-Кавказского управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (Погорелов, 1999а). Под микромасштабными в данном случае понимаются участки горных склонов с горизонтальными размерами порядка 10^2 – 10^3 м. Такой масштаб позволяет учесть действие соответствующих факторов снегонакопления на участках между площадками снегопунктов, имеющих линейные размеры около 10–20 м.

Маршруты линейных снегосъемок прокладывались на склонах с характерными для данной местности рельефом, растительностью и метелево-ветровым режимом. Длина маршрутов колебалась от 0,2 до 5 км; интервалы между промерами толщины снежного покрова составляли на различных маршрутах 10, 25 и 50 м. Различие в длине интервалов вызвано экспериментальным характером снегосъемок. Намеренное увеличение интервала между промерами делалось с целью фильтрации вклада микрорельефа в поле толщины снежного покрова. Большая часть линейных маршрутов прокладывалась вдоль изогипс – в пределах одной высотной зоны, чтобы исключить влияние высотного тренда на выборку. В некоторых случаях прокладывались "вертикальные" маршруты (по нормали к изогипсам) вдоль предполагаемых горнолыжных трасс с перепадами высот более 300 м; в этом случае выборка считалась условно статистически однородной, так как представляла единый массив измерений толщины снежного покрова на лыжной трассе. Ключевые маршруты, на которых измерения проводились в течение ряда лет, закреплялись на местности.

Бассейн р. Мзымта в Причерноморье – один из наиболее многоснежных на Кавказе. Линейные снегосъемки в верховьях Мзымты на склоне северной экспозиции в районе урочищ Турьи Горы и Энгельманова Поляна (участок снегосъемок 1 на рис. 45) проводились в малоснежную для Западного Кавказа зиму 1990/91 г. Интервал между промерами толщины снежного

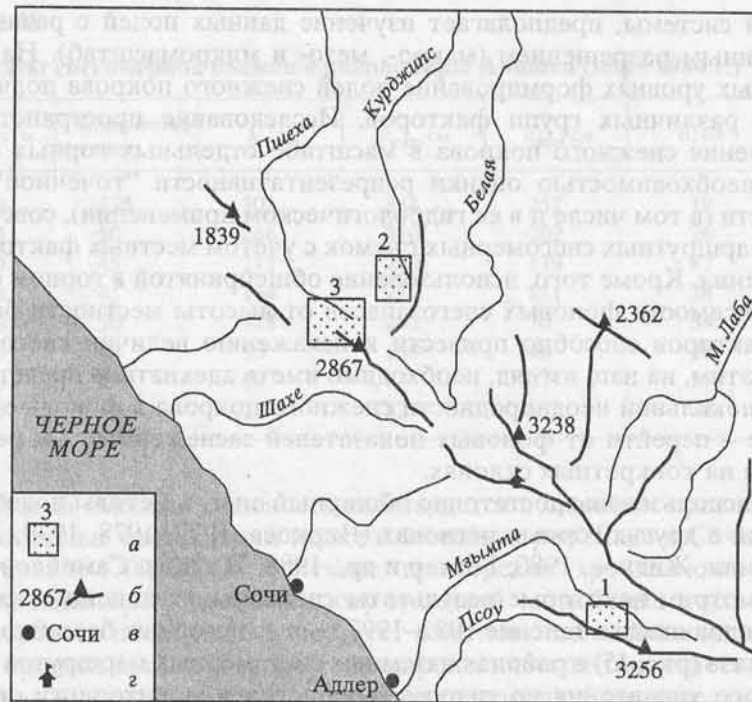


Рис. 45. Район проведения экспериментальных линейных снегосъемок
 а – участки снегосъемок и их номера, б – хребты и вершины, в – населенные пункты,
 г – метеостанция Ачишхо

покрова составил 10 м. Результаты (табл. 39) позволяют определить некоторые закономерности структуры поля толщины снежного покрова в связи с морфологией поверхности и ландшафтно-высотными условиями, характерными для многоснежного горного бассейна.

В конце января 1991 г. в диапазоне высот 1250–2150 м исследуемых маршрутов в бассейне р. Мзымта толщина снежного покрова h изменялась от 55 до 170 см. В конце февраля – начале марта h изменялась в пределах 88–266 см при $h_{\max} = 449$ см (см. табл. 39). В начале апреля снег на уровне 1250 м лежал пятнами, но на всем исследуемом склоне от дна долины сохранялся снежный покров: от 20 см на высоте 1300 м до 229 см на высоте 2150 м. Абсолютным показателем микроизменчивости поля толщины снежного покрова служит среднее квадратическое отклонение σ . Наибольшие значения σ (39–61 см) наблюдаются в верхней части склона, что вызвано не только большими абсолютными величинами снегонакопления, но и подверженностью этого субальпийского участка метелево-ветровому воздействию.

В интервале 2100–1750 м на “вертикальных” маршрутах 2 и 3 в течение февраля–апреля σ оказалось стабильным (31–33 см). Здесь изменчивость поля толщины снежного покрова, заведомо анизотропного из-за высотного тренда, ослабляется влиянием растительности. Высотный тренд h на линиях этих маршрутов в феврале–апреле изменялся незначительно и был равен

около 16 см/100 м. На слабо наклонных полянах в лесу изменчивость толщины снежного покрова, а вместе с ней и σ минимальны (4–13 см) независимо от высоты местности; причем в начальный период снеготаяния σ несколько возрастает. В исследуемом диапазоне высот вертикальный градиент изменения σ в феврале–марте составляет 5–6 см/100 м.

В первой половине зимы максимальные значения коэффициента вариации C_v – показателя относительной пространственной изменчивости толщины снежного покрова – наблюдаются в альпийской и субальпийской зонах, где снег подвержен наибольшему ветровому перераспределению ($C_v = 0,23$). Ниже, в криволесье и лесной зоне, даже при высокой степени эрозионного расчленения склонов, C_v составляет 0,13–0,14. На лесных полянах пространственные вариации поля толщины снежного покрова заметно меньше ($C_v = 0,03$ – $0,07$). С приближением к периоду снеготаяния изменения в вертикальном распределении C_v сглаживаются (см. табл. 39). Отметим малую относительную изменчивость поля толщины снежного покрова в исследуемом масштабе на склонах горного бассейна р. Мзымта. Вероятно, на фоне общей высокой снежности это вызвано ослабленной ветровой деятельностью и северной экспозицией склона, при которой радиационный фактор не играет заметной дифференцирующей роли в микромасштабном распределении снежного покрова.

Совершенно иной характер имеет статистическая структура поля снежного покрова на плато Лагонаки (северный макросклон, исток р. Курджипс) (см. рис. 45, участок снегосъемок 2). Здесь на высоте около 2000 м между двумя снегопунктами на закрепленном линейном маршруте длиной 1,85 км (185 точек измерений) проводились регулярные наблюдения за высотой снежного покрова с интервалом 10 м. Маршрут совпадает с преобладающим направлением снего-ветрового потока. Участок изобилует карстовыми формами рельефа (карры, воронки, котловины). Плоская, слабо наклонная поверхность плато способствует формированию сильнейших низовых метелей и дефляции, благодаря чему метелево-ветровая деятельность здесь играет ключевую роль в распределении снежного покрова. Пространственная изменчивость толщины снежного покрова, за динамикой которой удалось проследить в течение ряда лет (табл. 40), в период максимального снегонакопления (март) характеризуется C_v в пределах 0,40–0,74 при средней толщине снежного покрова 157–213 см. В остальные месяцы C_v , как правило, не опускается ниже 0,52, достигая значений 0,98–1,41.

В полученных выборках толщины снежного покрова, судя по коэффициенту асимметрии C_s , имеется устойчивая положительная (правосторонняя) асимметрия (см. табл. 40), что свидетельствует о ветровом перераспределении снега. Сезонная динамика C_s на маршруте по плато Лагонаки хорошо выражена: значительными величинами коэффициента асимметрии характеризуется, как правило, начальный период формирования снежного покрова (декабрь–январь), когда ветровое перераспределение снега наибольшее. Своего минимального значения C_s достигает при максимуме толщины снежного покрова.

Как выяснилось, на рассматриваемом участке плато Лагонаки расстояние между точками с некоррелируемыми значениями толщины снежного покрова, определяемое посредством автокорреляционной и структурной

Таблица 39

Характеристики распределения толщины снежного покрова в различных ландшафтных условиях по данным линейных снегоъемок в бассейне р. Мзымта (февраль–апрель 1991 г.)*

Номер маршрута	Диапазон высот, м	Длина в плане, км	Уклон, град	Характер поверхности склона
1	2	3	4	5
1	2150–2080	1,1	7–9	Слабо расчлененный в субальпийской зоне
2	2100–1750	0,9	16–20	Расчлененный с растительным покровом из криволесья и мелколесья
3	2080–1750	0,8	16–20	Расчлененный с растительным покровом из криволесья и мелколесья
4	1650	0,6	2–4	Поляна в пихтово-буковом лесу
5	1660–1590	0,2	9–12	Расчлененный в пихтово-буковом лесу
6	1590–1570	0,2	3–4	Поляна в пихтово-буковом лесу
7	1650–1630	0,7	10–13	Сильно расчлененный в пихтово-буковом лесу
8	1250	0,25	2–3	Слабо поросшая кустарником терраса в долине р. Мзымта
9	1440–1430	0,15	2–4	Слабо наклонная поляна в пихтово-буковом лесу

* n – число точек измерений; \bar{h} – средняя толщина снежного покрова на маршруте; σ – среднее квадратическое отклонение толщины снежного покрова; C_v – коэффициент вариации толщины снежного покрова; h_{\max} и h_{\min} – максимальная и минимальная толщина снежного покрова на маршруте; A – амплитуда колебаний толщины снежного покрова.

функций (Копанев, 1971), в течение зимы не остается постоянным, а подвержено сезонным изменениям. Величина независимого между промерами толщины снежного покрова интервала определяется сочетанием факторов, среди которых можно выделить “пассивные” условия распределения снежного покрова (рельеф, характер поверхности) и метеорологические условия (величины зимних осадков, метелево-ветровая деятельность, радиационный режим). Прослеживается тенденция увеличения независимого интервала (интервала “насыщающего” значения структурной функции) в течение зимы от декабря к апрелю (табл. 41) – в некоторые зимы с интенсивным метелевым режимом от 30 до 170 м. Об этом же свидетельствуют и автокорреляционные функции (рис. 46). Это объясняется нами сезонным изменением вклада различных факторов в распределение снежного покрова. В начале зимы при небольших снегозапасах и “незаконченном” метелевом пере-

Дата изме- рений	n	\bar{h} , см	σ , см	C_v	h_{\max} , см	h_{\min} , см	A , см
6	7	8	9	10	11	12	13
26.II	112	266	61	0,23	449	102	347
1.IV	113	229	39	0,17	363	115	248
26.II	116	227	31	0,14	311	155	156
1.IV	111	178	33	0,19	311	105	206
26.II	94	234	31	0,13	321	127	194
1.IV	113	172	32	0,19	256	103	153
27.II	62	160	11	0,07	183	120	63
2.IV	60	104	13	0,12	136	80	56
27.II	27	107	15	0,14	141	78	63
2.IV	27	62	14	0,22	84	32	52
27.II	18	136	4	0,03	144	126	18
2.IV	18	85	9	0,11	105	74	31
28.II	73	158	22	0,14	200	80	120
2.IV	70	84	16	0,19	120	48	72
3.III	26	88	9	0,10	104	68	36
2.IV	18	82	5	0,06	91	69	22

распределении снега поле толщины снежного покрова не в состоянии фильтровать мелкие формы рельефа*. Вслед за А.А. Чирковой (1978), мы полагаем, что увеличение независимого интервала отражает смену структуры рельефа, оказывающей влияние на пространственную изменчивость поля снежного покрова. Дальность метелевого переноса снега в течение зимы при прочих равных условиях должна возрастать по мере нивелирования им (снегом) микромасштабных отрицательных участков поверхности. Величина независимого интервала очевидно связана со средней дальностью переноса снега при низовых метелях и, судя по данным для Кавказа (Котляков, 1968), вполне с ней сопоставима. В фазу снеготаяния укрупнению независи-

* По терминологии, принятой в Геологическом словаре (1978), подобные формы следует отнести к нанорельефу.

Таблица 40

Статистические характеристики толщины снежного покрова по данным линейной снегосъемки на плато Лагонаки на высоте 2020–2040 м в разные зимы

Характеристика*	1982/83 г.					
	ХІІ	ІІ	ІІІ	ІV	ХІІ	І
\bar{h} , см	24	108	157	103	86	142
σ , см	33	78	116	101	50	98
C_v	1,41	0,72	0,74	0,98	0,58	0,69
C_s	3,79	1,26	0,84	1,78	0,87	1,61
L , м	30	60	140	170	50	50

* \bar{h} – средняя толщина снежного покрова; C_s – коэффициент асимметрии; L – интервал насыщающего значения структурной функции.

мого интервала поля толщины снежного покрова способствуют микроэкспозиционные различия в радиационном режиме поверхности на исследуемом участке.

Обращают на себя внимание большие, в сравнении с другими горными условиями (Чиркова, 1978; Жидков, 1979), величины независимого интервала, достигающие 60–80 м и более. Это может объясняться повышенной снежностью рассматриваемой территории. По нашим наблюдениям, на плоской, слабо расчлененной поверхности плато Лагонаки при относительно больших снеготасах значения L (см. табл. 40) определяются структурами рельефа с линейными размерами, близкими к величинам дальности метелевого переноса. Поле снежного покрова в этом случае представляет собой чередование участков преимущественного сноса и аккумуляции снега, как раз и определяющих независимый интервал между промерами.

Знание величины независимого интервала между измерениями толщины снежного покрова необходимо для оптимизации снегомерных наблюдений, базирующихся в многоснежных районах в основном на оценке вертикального тренда снеготасах, т.е. для составления репрезентативной “горизонтальной” выборки. Насыщение структурной функции, позволяющее определить независимое расстояние между промерами, происходит при 0,95 значения $2\sigma^2$ (Жидков, 1979), где σ – среднее квадратическое отклонение толщины снежного покрова. Экспериментальные снегосъемки показали, что на одном и том же участке независимый интервал между промерами толщины снежного покрова меняется во времени (на одних и тех же маршрутах) и пространстве (табл. 41, 42).

При этом сезонный вклад рассмотренных факторов в статистическую структуру поля толщины снежного покрова не остается постоянным. В период максимума снеготасах некоррелируемый интервал между промерами толщины снежного покрова в исследуемых условиях расчленения рельефа при средних толщинах снежного покрова 150–300 см и более колеблется около 50–100 м (см. табл. 42). Так, на маршрутах 1–3, проложенных в верховьях р. Пшеха (см. участок снегосъемок 3 на рис. 45), средняя

1984/85 г.			1985/86 г.			
II	III	IV	XII	I	II	III
148	213	172	83	110	96	132
77	86	74	56	73	81	70
0,52	0,40	0,43	0,67	0,67	0,84	0,53
0,20	0,13	0,28	1,76	0,73	0,91	0,55
80	80	70	40	50	80	80

толщина снежного покрова в феврале-марте составила соответственно 250, 209 и 300 см при количестве промеров от 80 до 199. С уменьшением средних толщин снежного покрова на период максимума снегонакопления при прочих сопоставимых условиях независимый интервал уменьшается, поскольку маломощный снежный покров не в состоянии фильтровать мелкие неоднородности рельефа.

Другие результаты экспериментальных снегосъемок, выполненных в бассейнах Пшехи и Белой, показаны в табл. 43. Выбор маршрутов проводился таким образом, чтобы в набор реализаций случайного поля толщины снежного покрова входили участки с типичными для района микрорельефом, растительностью и метелево-ветровым режимом. Длина маршрутов колебалась от 1 до 5 км. В отдельных случаях маршрут намеренно прокладывался по участкам с завышенной аккумуляцией снега с целью сравнения его с другими участками снегосъемки. Интервалы между промерами составляли на разных маршрутах 10, 25 и 50 м. Различие в длине интервалов вызвано отсутствием оценок "насыщающих" значений структурных функций в данных условиях и экспериментальным характером снегосъемок.

Полученные статистические характеристики (см. табл. 43) указывают на весьма разнообразные условия формирования снежного покрова в смежных горных бассейнах. В высотном диапазоне района снегосъемок (1400–1900 м) максимум толщины отмечается обычно в феврале-марте. Мартовские показатели средней толщины снежного покрова \bar{h} на различных маршрутах колеблются в пределах 151–387 см. Отметим, что различие в датах измерений не сказалось на возможности сравнения полученных статистических параметров вследствие устойчивых погодных условий во время проведения измерений. Наибольшими средними толщинами снежного покрова характеризуются участки склонов, открытые аккумулярующему воздействию снеговетровых потоков или расположенные непосредственно вблизи гребня Главного хребта (маршруты 5, 7, 9, 10). Измерения в марте на маршрутах 6 и 8, проложенных на плато Лагонаки, показали примерно одинаковые значения \bar{h} (151–155 см). Исключения составили маршруты 7 и 10,

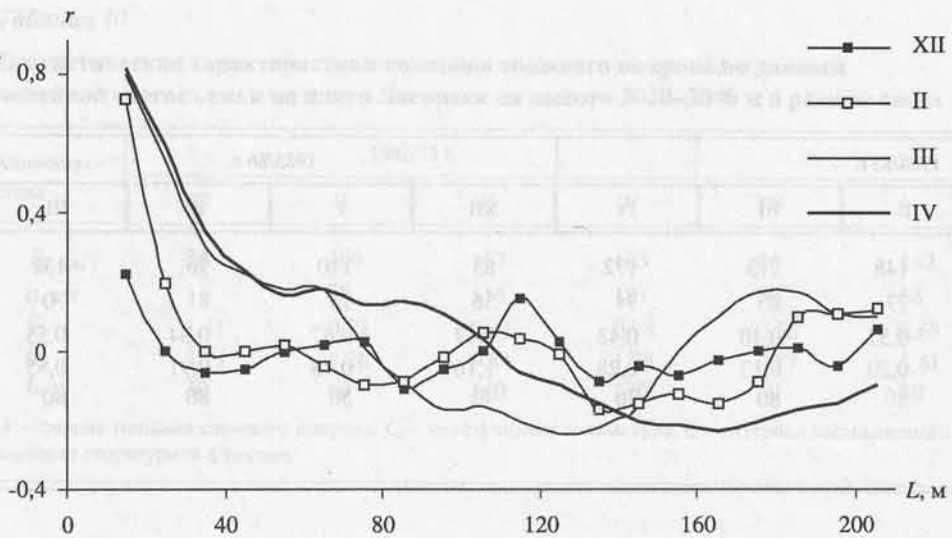


Рис. 46. Вид автокорреляционных функций толщины снежного покрова на линейном маршруте на плато Лагонаки в различные месяцы

Таблица 41

Значения структурной функции толщины снежного покрова (в см^2) по данным линейного маршрута на плато Лагонаки при различных интервалах между промерами в зиму 1982/83 г.*

Месяц	$2\sigma^2_{0,95}$	Интервал, м								
		10	20	30	40	50	60	70	80	90
Декабрь	2113	1723	1910	2171	2286	2451	2558	2566	2482	2443
Февраль	11560	3096	5849	8062	9626	11205	12279	12685	12326	12128
Март	25531	4846	8579	11890	14685	16851	19685	21141	21493	22761
Апрель	19286	3444	5299	8227	10318	12323	13487	14951	16098	16779

Месяц	Интервал, м										
	100	110	120	130	140	150	160	170	180	190	200
Декабрь	2119	2084	2009	1920	1802	1877	1979	2110	1926	2123	1950
Февраль	12344	12983	13252	13581	13762	14162	14159	13932	13385	12830	12434
Март	23092	23678	23873	25527	27869	28897	29775	30981	32623	33577	32700
Апрель	17509	18294	18434	18630	19095	19050	19022	19539	19937	21085	21943

* Жирным шрифтом выделены значения, соответствующие насыщающей величине структурной функции.

Таблица 42

Значения структурной функции толщины снежного покрова (в см²) на период максимального снегонакопления по данным линейных маршрутов в бассейне р. Пшеха при различных интервалах между промерами*

Высота местности, м	Номер маршрута	$2\sigma^2 0,95$	Интервал, м								
			25	50	75	100	125	150	175	200	225
1600–1700	1	1877	1634	2222	2172	2105	1824	1951	2157	2289	2124
1750–1850	2	41393	19257	34668	42164	45864	44486	48925	47676	42109	34818
1800–1950	3	65711	34230	55747	66447	74802	74929	7199	68076	64200	57956

Номер маршрута	Интервал, м										
	250	275	300	325	350	375	400	425	450	475	500
1	2084	1859	1975	1908	2073	1874	1966	2070	1853	1924	1929
2	32270	34073	37982	46715	51978	54798	54583	52040	51921	47060	39786
3	59689	65930	66558	70085	77845	82991	83404	79010	76519	69036	72361

* Жирным шрифтом выделены значения, соответствующие насыщающей величине структурной функции.

также проложенные по плато Лагонаки, но пересекающие участки с повышенной аккумуляцией снега (нивационные кары, размеры которых сопоставимы с длиной маршрута, подветренные склоны хребтов и понижения рельефа). Значения h_{\max} в марте повсеместно превышают 600–700 см, а максимальная из измеренных равна 975 см. Эта величина была зафиксирована на подветренной стороне Белореченского перевала (Главный хребет) в 250 м от перевального гребня, что соответствует результатам измерений, проведенных ранее (Панов, 1968). Изрезанность рельефа должна рассматриваться как основной фон пространственной микроизменчивости толщины снежного покрова. Действительно, наибольшие значения C_v присущи полю снежного покрова на участках с интенсивным расчленением рельефа. Таковым, например, является склон горы Абадзеш с проложенным по нему маршрутом 8 ($C_v = 1,15$) (см. табл. 43).

Изучение статистической структуры поля толщины снежного покрова имело, кроме того, цель оценить подобие данных полей во времени (более подробно проблема подобия рассмотрена в главе 6). Поскольку статистическая однородность массивов измерений толщины снежного покрова на линейном маршруте, как видим, зависит от ряда факторов, в том числе и от временной составляющей, правомерен вопрос, насколько может быть оправданной гипотеза подобия поля снежного покрова на том или ином изучаемом участке. Судя по рис. 47, форма пространственной автокорреляционной функции на маршрутах, проложенных в разных ландшафтных условиях,

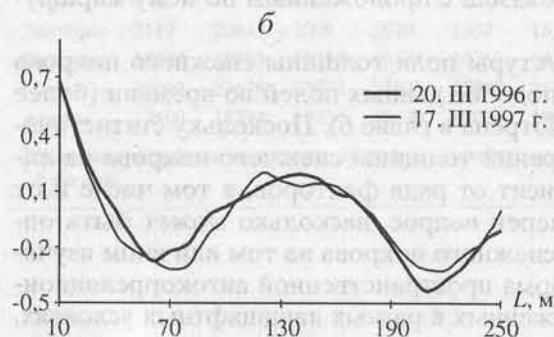
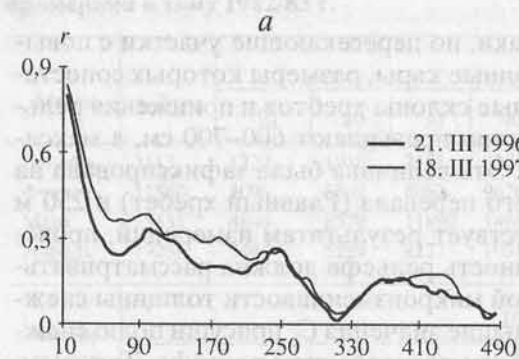
Таблица 43

Статистические характеристики толщины снежного покрова по данным линейных снегосъемок (1983 г.)

№ маршрута	Дата	l^*	n	\bar{h}	h_{\min}	h_{\max}	A	σ	C_v	C_s
Бассейн р. Пшеха										
1	18.02	25	80	210	160	335	175	32	0,15	1,33
2	20.02	25	99	250	12	680	669	148	0,59	0,39
3	21.02	25	78	209	152	335	183	36	0,17	1,09
4	21.02	25	39	168	110	217	107	30	0,18	0,27
5	26.03	25	199	300	0	910	910	186	0,62	0,42
Бассейн р. Белая										
6	17.03	10	230	151	0	689	689	121	0,80	0,84
7	17.03	10	83	208	0	732	732	152	0,73	0,54
8	18.03	10	140	155	0	748	748	178	1,15	1,04
9	18.03	10	146	326	80	897	817	164	0,50	0,49
10	27.03	50	64	387	0	975	975	143	0,37	0,82

* l – интервал между промерами, м; обозначения других характеристик см. в табл. 39.

сохраняет черты подобия, несмотря на различия в снежности по годам в рассматриваемых интервалах высот почти в 2 раза (зима 1996/97 г. была более снежной). Следовательно, подобие статистической структуры поля толщины



снежного покрова на микро-масштабном уровне обеспечивается неизменностью рельефа и характера растительности в зимы с различными метеорологическими условиями и неодинаковой снежностью.

Таким образом, в результате проведения экспериментальных линейных снегосъемок установлено, что на микро-масштабном уровне пространственно-временная структура поля толщины снежного покрова в результате сохранения единого

Рис. 47. Автокорреляционные функции толщины снежного покрова в бассейне р. Пшеха по данным линейных маршрутов в субальпийской (1750–1850 м) (а) и лесной (1600–1700 м) (б) зонах в зимы различной снежности

механизма вещественного баланса обладает схожими статистическими свойствами. Размеры структур полей снежного покрова на данном уровне, хорошо определяемые интервалами насыщающих значений структурных функций или “затуханием” пространственных автокорреляционных функций, сопоставимы с размерами местных форм микрорельефа и дальностью метелевого переноса. В границах таких структур анизотропность поля толщины снежного покрова практически *не выражена*, что является существенным признаком структуры данного типа. В иерархии полиструктурной организации нивальной системы эта элементарная структура поля снежного покрова занимает низшую ступень и может быть определена как локальная.

4.3. ВНУТРИГODOVое РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Внутригдовое распределение толщины снежного покрова и оценка ее многолетней изменчивости относятся к важным характеристикам режима снежного покрова, необходимым для решения ряда научных и прикладных задач. Сведения об этих характеристиках используются в гидрологических прогнозах, лавиноведении, гляциологии и т.п. В Справочниках по климату приведены данные станций (постов) о среднем (сглаженном) годовом ходе толщины снежного покрова (табл. 44), но для большей территории Большого Кавказа, особенно для области основного снегонакопления, информация об этом отсутствует. Она может быть дополнена материалами маршрутных снегомерных наблюдений.

По данным ежегодных мартовских маршрутных снегомеров, которые практикуются на значительной части Большого Кавказа, или даже по результатам ежемесячных съемок (декабрь–апрель), проводимых в бассейнах Кубани и Терека, довольно трудно судить о годовом ходе характеристик снежного покрова с той же точностью, как и по результатам декадных измерений на станциях. Необходима поэтому разработка соответствующих методов расчета.

Данные станций (см. табл. 44) наглядно демонстрируют разнообразие сглаженного сезонного хода толщины снежного покрова в разных частях горной страны. Внутригдовое распределение складывается главным образом под влиянием абсолютных величин и сезонного хода атмосферных осадков, а также термического режима. Высота местности, как фактор годового распределения снеготоплив, в скрытом виде способна отражать как влияние осадков, так и температуры воздуха. При этом вклад последних факторов безусловно различен. Достижение максимума толщины снежного покрова в разных условиях снегонакопления приходится на сроки от третьей декады января (Гузерибль, 668 м) до третьей декады мая (Казбеги, высокогорная, 3653 м). Сравнить ход среднедекадной толщины снежного покрова h_i удобно, нормировав ее максимальной среднедекадной толщиной h_{\max} .

На рис. 48 с помощью нормированной кривой хода h_i/h_{\max} хорошо видны региональные особенности структуры сезонного распределения толщины снежного покрова. Отметим следующее. Несмотря на различия в высотном расположении станций южного склона, а следовательно, и разбросе дат (декад) максимальной толщины снежного покрова, видна схожесть нормированных кривых в фазу роста снеготоплив. Это говорит об относительной однородности факторов формирования снежного покрова на южном склоне. Иск-

Таблица 44

Внутригодовое распределение средней декадной толщины снежного покрова (в см)*

Станция	Высота, м	Ноябрь			Декабрь		
		1	2	3	1	2	3
✓ Гузерипись	668	*	*	*	*	*	7
Архыз	1452	*	*				
Клухорский Перевал	2037	11	17	27	45	11	15
Бермамыт	2583	3	4	6	9	12	13
Казбеги, нижний	1744	*	*	5	6	8	9
Казбеги, в/г	3653	18	21	22	15	15	15
Сно	1750	*	1	5	6	8	9
Тепи	2100	*	11	25	28	36	39
Окрокана	2180	1	3	13	17	24	30
Коби	1962	4	4	8	19	25	27
Нижний Заромаг	1730	*	5	6	10	11	15
Уркарах	1548	*	*	2	1	3	3
Ботлих	979	*	*	*	*	*	1
Джварбосели	2000	*	*	12	13	17	19
Омало	1880	*	*	8	9	13	14
Шенако	2080	*	*	8	9	15	16
Сулак, в/г	2923	15	21	23	22	25	22
Хунзах	1685	*	2	2	2	2	2
Гуниб	1551	*	*	2	3	3	3
Кырыз	2071	2	3	5	5	8	9
Конахкенд	1068	*	*	3	3	5	5
Хизы	859	*	*	2	3	6	6
✓ Красная Поляна	566	*	*	*	*	7	14
✓ Ачишхо	1880	18	27	59	95	132	175
Авадхара	1600	4	6	25	48	63	74
Гагрский хребет	1644	*	2	22	30	42	60
Псху, ГМС	685	*	*	7	10	14	22
Местия	1441	*	*	7	11	18	23
Чолаши	1590	*	*	10	17	26	34
Корулдаши	1943	*	7	20	32	49	55
Геби	1380	*	*	11	14	28	34
Шови	1507	*	*	8	15	24	31
Мамисонский перевал	2854	17	20	23	24	25	27
Джава	1109	*	*	4	5	9	13
Эдиси	1970	*	2	6	13	18	25
Эрмани	2240	6	12	29	33	42	48
Рока	1795	*	3	11	20	30	40
Они	788	*	*	*	5	6	8
Крестовый перевал	2395	16	23	42	49	62	72
Чортова Долина	2000	7	14	26	46	52	61
Млета	1580	*	*	8	16	25	31
Гудаури	2194	6	11	21	34	44	57
Бурсачили	1760	*	5	12	17	26	33
Барисахо	1325	*	*	*	4	8	11
Тианети	1099	*	*	*	4	6	9
Джоколо	663		*	*	*	*	3
Алибек	1745	*	5	9	15	22	27

* Здесь и далее в таблицах знак "*" означает, что устойчивый снежный покров отсутствовал более чем в 50% зим, прочерк – нет данных.

Внутриторговое распределение топливной сжиженной нефти на территории
 федерального округа Бурятия через единую систему (см. рис. 48) осуществляется
 на базе контракта, заключаемого между субъектами региона, участвующими в нем.

Январь			Февраль			Март			Апрель			Май		
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
11	14	21	18	13	11	11	8	*	*	*	*			
20	22	25	26	25	25	21	20	14	*	*	*	*	*	*
80	98	107	113	119	124	135	136	130	108	81	53	-	-	-
12	12	13	15	16	18	19	21	22	19	18	13	6	2	*
10	11	19	23	23	22	19	15	11	7	1	*	*	*	*
15	12	12	11	12	12	18	18	18	18	25	32	40	43	43
10	12	19	21	19	19	21	17	12	5	1	*	*	*	*
45	56	73	75	78	85	90	90	91	79	64	45	21	*	*
32	39	54	59	55	58	60	54	49	24	9	*	*	*	*
33	41	41	54	57	63	75	72	71	51	35	15	*	*	*
22	25	29	31	29	29	26	22	14	4	3	*	*		
4	5	6	7	5	5	4	4	3	*	*				
1	1	1	2	*	*	1	1	*	*	*	*			
23	28	44	52	52	54	53	49	42	26	10	*	*	*	*
17	19	29	37	36	37	37	34	21	11	*	*	*	*	*
17	18	25	35	39	39	38	35	26	9	*	*	*	*	*
24	22	27	24	26	31	34	36	39	41	44	43	40	28	12
2	2	1	2	1	2	3	2	1	*	*	*			
3	3	4	5	4	5	3	3	2	*	*	*			
9	9	10	10	7	8	4	3	2	*	*	*			
7	7	8	8	7	8	6	5	2	*	*	*	*	*	*
7	8	11	8	9	9	8	7	3	*	*	*			
16	26	36	43	40	38	26	21	*	*	*	*			
217	256	298	338	368	402	415	436	434	425	400	365	309	238	153
111	138	188	196	196	218	204	220	210	162	143	111	66	33	*
83	105	128	153	158	170	168	175	164	131	96	61	21	*	*
26	36	57	68	65	71	62	49	33	*	*	*	*	*	*
32	39	47	53	55	58	53	51	41	21	5	*	*	*	*
41	49	58	61	62	63	60	56	46	30	12	*	*	*	*
58	76	94	101	110	124	131	138	136	107	87	56	19	*	*
51	58	70	79	82	84	77	72	66	38	10	*	*	*	*
46	52	61	69	70	73	70	69	54	33	12	*	*	*	*
30	31	32	33	34	34	35	34	33	35	36	34	29	21	11
20	23	33	41	34	33	26	21	13	4	*	*			
37	44	50	61	61	65	65	70	64	56	40	22	*	*	*
55	63	79	89	95	103	104	107	107	103	85	56	27	*	*
60	72	83	100	101	106	112	114	105	92	69	35	*	*	*
11	16	20	22	20	19	12	6	2	*	*	*			
93	104	125	141	146	172	180	185	189	174	166	153	129	88	36
71	82	84	90	94	103	108	123	116	114	103	83	71	36	9
40	47	57	65	71	76	75	70	57	35	18	*	*	*	*
68	77	85	87	107	117	122	130	129	115	101	72	52	11	*
48	58	69	81	86	95	99	101	97	80	54	23	*	*	*
18	21	30	35	32	32	29	25	17	*	*	*			
14	17	20	11	7	4	2	*	*	*	*	*			
4	5	10	13	7	5	3	1	*	*	*	*			
33	38	49	51	54	60	63	66	63	47	28	9	*	*	*

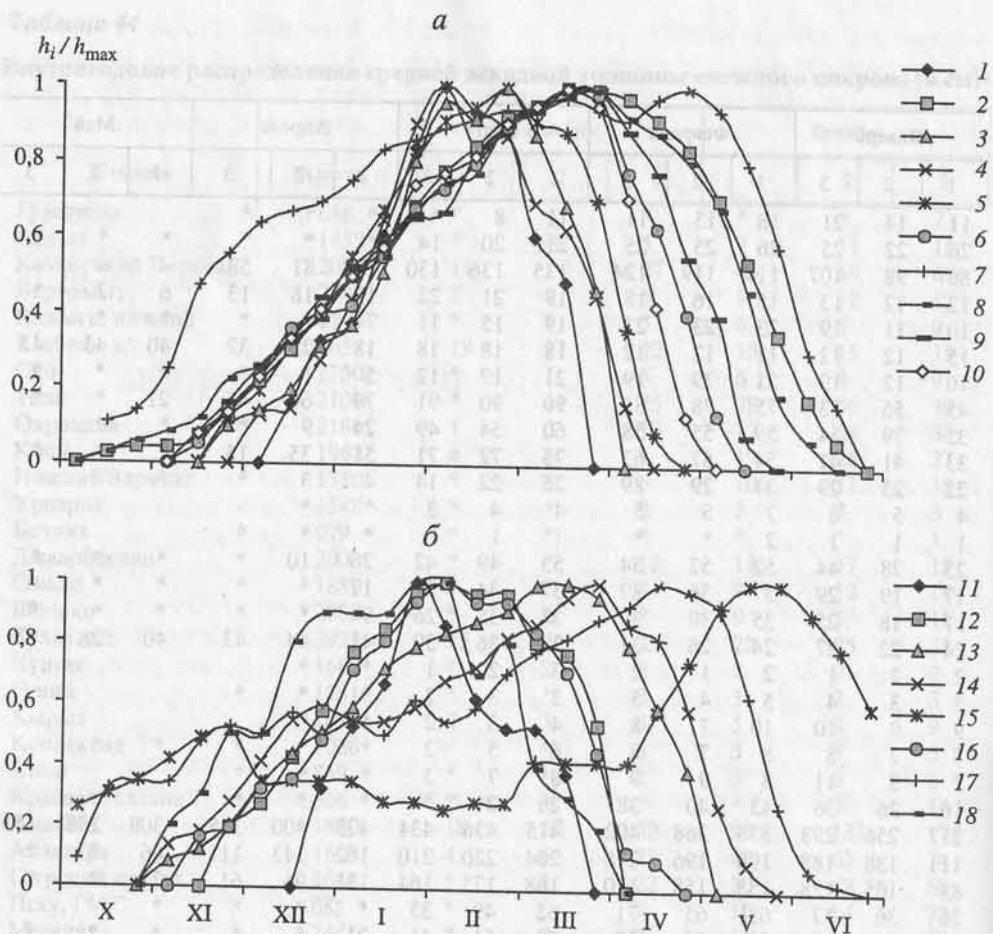


Рис. 48. Нормированные кривые внутригодового хода среднедекадной толщины снежного покрова на станциях южного (а) и северного (б) макросклонов Большого Кавказа

1 – Красная Поляна, 2 – Ачишхо, 3 – Псху, ГМС, 4 – Земо-Ажара, 5 – Местия, ГМС, 6 – Корулдаши, 7 – Мамисонский перевал, 8 – Крестовый перевал, 9 – Гудаури, 10 – Алибек, 11 – Гузерипль, 12 – Архыз, 13 – Клухорский Перевал, 14 – Бермамыт, 15 – Казбеги, в/г, 16 – Нижний Заромаг, 17 – Сулак, в/г, 18 – Кырыз

лучение составляет одна из наиболее высоких и тем не менее малоснежных станций Мамисонский перевал (2854 м), находящаяся на главном водоразделе.

Монотонность роста толщины снежного покрова в стадию снегонакопления в большей мере свойственна южному склону с более однородными условиями зимнего режима осадков. В фазу уменьшения толщины снежного покрова нормированные кривые, представляющие ее внутригодовое распределение на южном макросклоне, расходятся (рис. 48), поскольку максимум толщины снежного покрова наблюдается в разные сроки. Нисходящие ветви кривых в период уменьшения толщины снежного покрова на южном макросклоне тем не менее почти параллельны, при этом соблюдается и монотонность утоньшения снежного покрова.

Внутригодовое распределение толщины снежного покрова на северном макросклоне Большого Кавказа менее однообразно (см. рис. 48) по причине более контрастных различий как в зимнем режиме увлажнения, так и в величинах осадков холодного полугодия. Это выражается в индивидуальности форм нормированных кривых, а также в сложном росте среднедекадных толщин снежного покрова на ряде станций (Бермамыт, Казбеги, высокогорная, Сулак, высокогорная, Кырыз и др.), которые отражают снегонакопление в условиях высокогорья Центрального и Восточного Кавказа. На примере станции Казбеги, высокогорная, особенно очевидна немонотонность снегонакопления, вызванная, скорее всего, временной изменчивостью метеоро-ветровой деятельности на больших высотах.

На обоих склонах стадия роста снеготолщин в подавляющем большинстве случаев имеет большую продолжительность, чем стадия их схода – таяние протекает более стремительно, чем снегонакопление. В высотных диапозонах, где формируются основные снеготолщины, максимум толщины снежного покрова приходится именно на март, что подтверждает правильность выбора сроков проведения ежегодных маршрутных снеготолщин. Данные немногочисленных маршрутов с ежемесячными измерениями в течение декабря–апреля, находящихся на южном склоне, показывают именно это. Так, на маршруте с Квешети – исток р. Хадисхеви в бассейне р. Арагви в диапазоне высот 1320–2300 м в каждом из 100-метровых интервалов максимум средней толщины снежного покрова наблюдается в марте (рис. 49, в). На нижних отметках, судя по данным станций и снеготолщинных маршрутов в бассейнах северного склона (рис. 49, а, б), сроки максимальной толщины снежного покрова сдвигаются на более ранние месяцы.

В бассейне р. Пшеха, например, на высотах 300–1100 м максимальные толщины снежного покрова h_{\max} отмечаются в январе, в интервале 1230–1810 м – в марте; в бассейне р. Теберда на отметках 1360–1640 м средние даты h_{\max} приходятся на февраль, на отметках 1800–2550 м – на март. Тем не менее наши расчеты, приведенные далее, показывают, что максимум интегральных снеготолщин даже в среднегорных бассейнах отмечается в марте, и с точки зрения прогнозирования стока в период половодья мартовские измерения наиболее информативны.

Среди материалов маршрутных снеготолщинных наблюдений имеются уникальные данные декадных съемок по маршруту г. Шеки – гора Чходурмас в бассейне р. Кишчай (1958–1965 гг.). Судя по внутригодовому распределению исследуемой характеристики снежного покрова, в диапазоне высот от 800 до 3000 м практически повсеместно максимум h приходится на одну из декад марта (рис. 50). Особенно отчетливо мартовский пик наблюдается на отметках более 1200 м. Осредненному ходу h свойственны отмечаемые закономерности – относительно плавный рост в фазу накопления снеготолщин (до марта включительно) и резкое уменьшение в период снеготаяния. На отметках 800–2100 м средний период таяния охватывает 2–3 декады, на высотах 2200–3000 м, согласно распределению среднедекадных толщин снежного покрова, фаза снеготаяния составляет 3–4 декады.

Данные мартовских снеготолщинных съемок нуждаются в климатологическом восстановлении полноценных внутригодовых рядов. Проблема описания внутригодового хода толщины снежного покрова косвенными методами реша-

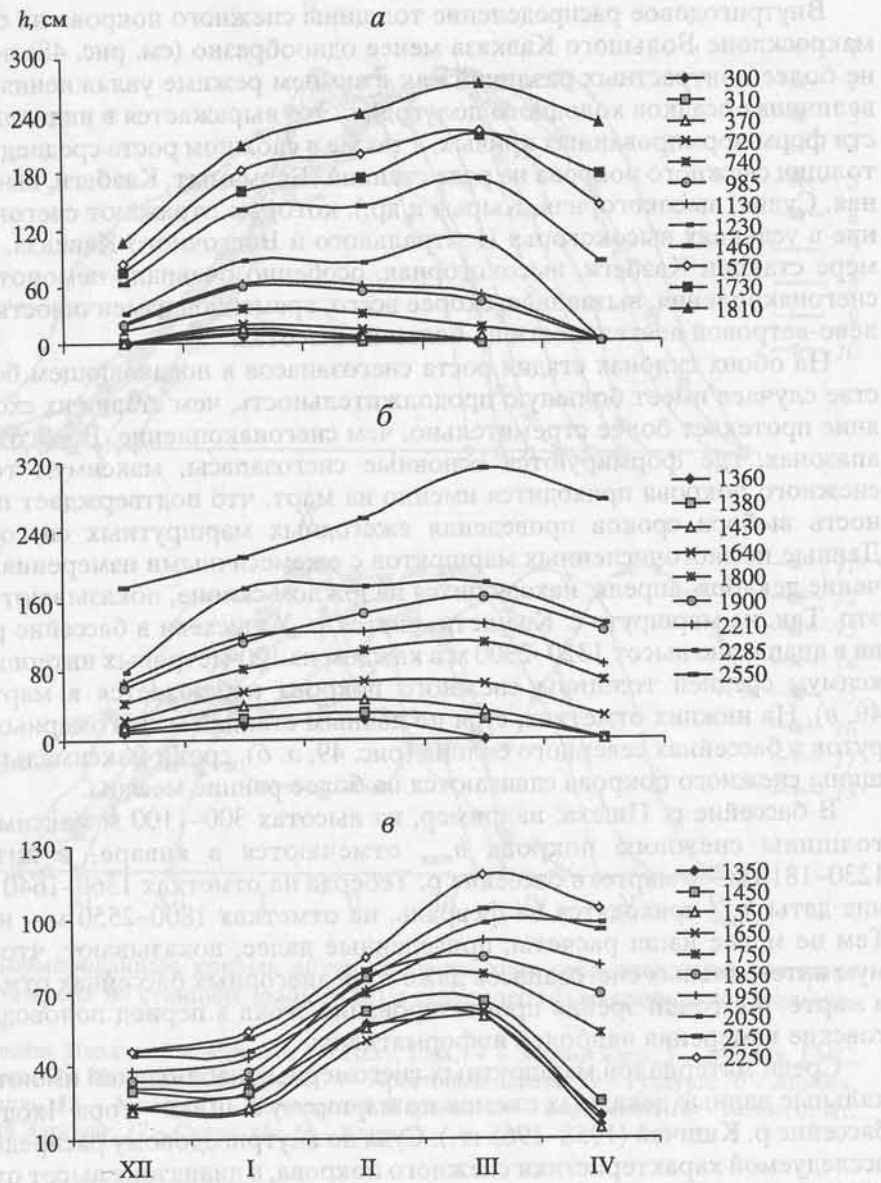


Рис. 49. Внутригодовой ход толщины снежного покрова на разных абсолютных высотах по данным маршрутов с Черниговское – гора Фишт (*а*), г. Теберда – ледник Хакель (*б*), с. Квешети – исток р. Хадисхеви (*в*)

ется по-разному. Для гор Средней Азии с развитой снегомерной сетью и регулярными в течение зимы измерениями применяется методика аналитического описания кривой сезонного хода характеристик снежного покрова (Архипова, Геткер, 1988). Такая методика предполагает использование в качестве параметра среднюю максимальную толщину снежного покрова \bar{h}_{\max} .

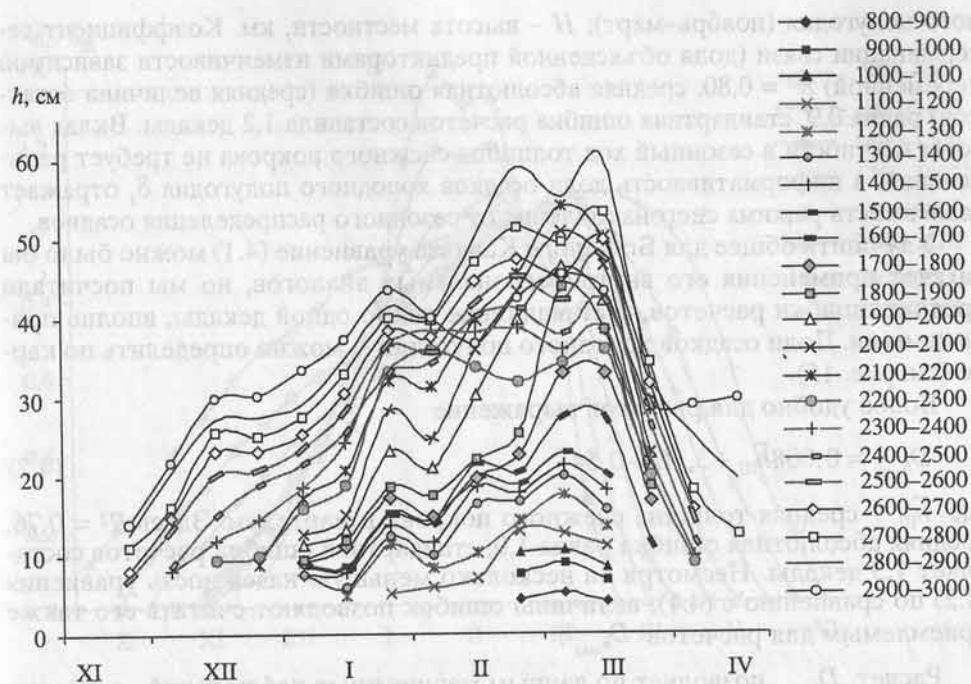


Рис. 50. Внутригодовой ход среднедекадной толщины снежного покрова в различных интервалах абсолютных высот по данным маршрута г. Шеки – гора Чходурмас в бассейне р. Кишчай

Расчету \bar{h}_{\max} в условиях Кавказа, где на значительной территории в области основного снегонакопления проводятся лишь мартовские снегосъемки, должно предшествовать как раз изучение сезонного распределения толщины снежного покрова, поскольку очевидно, что не на всех высотных уровнях максимум толщины снежного покрова приходится на март. Необходимо разработать способ приведения средней толщины снежного покрова в марте \bar{h}_{III} к средней максимальной толщине \bar{h}_{\max} .

Количество высокогорных станций на Большом Кавказе, с помощью которых можно было бы отразить дифференциацию сезонного хода исследуемых характеристик внутри горной страны, на наш взгляд, позволяет сделать это. Следует определить среднюю дату (декаду) образования максимальной толщины снежного покрова $D_{h_{\max}}$, служащей одной из ключевых режимных характеристик. Статистически значимыми предикторами для определения $D_{h_{\max}}$ посредством множественной регрессии оказались высота местности и доля осадков холодного полугодия в годовой сумме. Полученное уравнение имеет вид

$$D_{h_{\max}} = 7,47\delta_x + 3,7H - 2,3, \quad (4.1)$$

где $D_{h_{\max}}$ – средняя декада наступления максимальной толщины снежного покрова, отсчитываемая от первой декады января; δ_x – доля осадков холод-

ного полугодия (ноябрь–март); H – высота местности, км. Коэффициент детерминации связи (доля объясненной предикторами изменчивости зависимой переменной) $R^2 = 0,80$, средняя абсолютная ошибка (средняя величина остатков) равна 0,9, стандартная ошибка расчетов составила 1,2 декады. Вклад высоты местности в сезонный ход толщины снежного покрова не требует разъяснений, а информативность доли осадков холодного полугодия δ_x отражает зависимость режима снегонакопления от сезонного распределения осадков.

Улучшить общее для Большого Кавказа уравнение (4.1) можно было бы за счет применения его внутрорегиональных аналогов, но мы посчитали средние ошибки расчетов, составляющие около одной декады, вполне приемлемыми. Доли осадков холодного полугодия δ_x можно определить по карте (см. рис. 15).

Более удобно для расчетов выражение

$$D_{h_{\max}} = 0,008\bar{h}_{\text{III}} + 3,1H + 0,54, \quad (4.2)$$

где \bar{h}_{III} – средняя толщина снежного покрова в марте, см. Здесь $R^2 = 0,76$, средняя абсолютная ошибка равна 1,0, стандартная ошибка расчетов составляет 1,3 декады. Несмотря на несколько меньшую надежность уравнения (4.2) по сравнению с (4.1), величины ошибок позволяют считать его также приемлемым для расчетов $D_{h_{\max}}$.

Расчет $D_{h_{\max}}$ позволяет по данным маршрутных наблюдений, а именно по значениям \bar{h}_{III} , определить собственно величину \bar{h}_{\max} . Сезонное распределение толщины снежного покрова можно представить в виде \bar{h}_i , нормированной \bar{h}_{III} . График на рис. 51 свидетельствует о возможности нахождения переводных коэффициентов для расчета средней толщины снежного покрова в заданную дату (декаду). Для территории южного склона почти отсутствуют данные ежемесячных снегосъемок, поэтому восстановление сезонного распределения характеристик снежного покрова здесь особенно необходимо.

Предлагается способ подбора аналогов кривых распределения $\bar{h}_i/\bar{h}_{\text{III}}$ для соответствующих высот местности. По данным станций рассчитаны величины $\bar{h}_i/\bar{h}_{\text{III}}$, некоторые из которых показаны (табл. 45), и построены сглаженные кривые хода $\bar{h}_i/\bar{h}_{\text{III}}$ в различных интервалах абсолютных высот (см. рис. 51), позволяющие выполнить поставленную задачу. Нормирование проводилось средней толщиной снежного покрова на первую декаду марта – среднюю декаду проведения снегосъемок в бассейнах рек Черного моря. Аналогичные таблицы, которые можно построить для других частей Большого Кавказа (бассейнов Кубани, Терека, Сулака и Куры), дают возможность восстановить сезонный ход толщины снежного покрова по результатам мартовской снегосъемки, т.е. по величине \bar{h}_{III} .

Форма нормированных кривых $\bar{h}_i/\bar{h}_{\text{III}}$ показывает наличие трех стадий сезонного распределения толщины снежного покрова: 1) постепенного ее роста, 2) относительной стабилизации, 3) относительно быстрого схода снежного покрова.

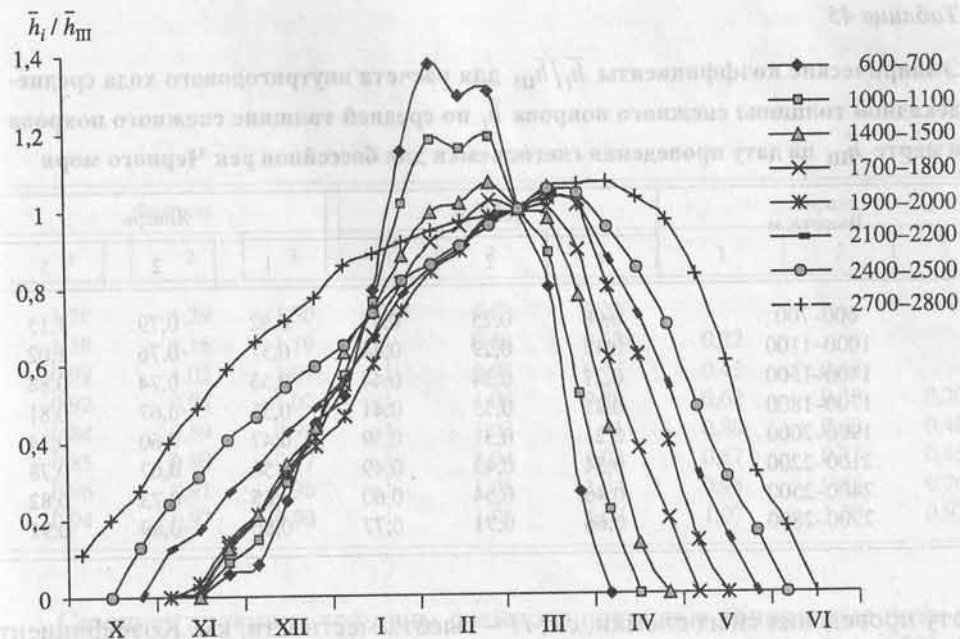


Рис. 51. Кривые внутригодового хода $\bar{h}_i / \bar{h}_{III}$ на различных высотах в бассейнах рек Черного моря

Наиболее важной частью данного восстановления является все-таки оценка средней максимальной толщины снежного покрова по средней толщине снежного покрова на дату снегосъемки в марте. Возможны 3 случая хода $\bar{h}_i / \bar{h}_{III}$: 1) когда дата (декада) максимальной толщины снежного покрова $D_{h_{max}}$ наступает позже первой декады марта, т.е. $D_{h_{max}} > D_{h_{III}}$, 2) когда $D_{h_{max}} < D_{h_{III}}$; 3) когда $D_{h_{max}} = D_{h_{III}}$. Необходимость введения поправок возникает в первом и втором случаях. Во втором случае мартовские наблюдения, как правило, приходятся на стадию быстрого уменьшения толщины снежного покрова, поэтому введение поправок целесообразно, поскольку величина занижения \bar{h}_{III} в сравнении с толщиной снежного покрова на дату ее максимума \bar{h}_{max} может быть значительной (см. табл. 45).

Возможное занижение прежде всего касается участков рассматриваемых горных бассейнов с высотами до 1200–1300 м, где $D_{h_{max}}$ наблюдается в январе–феврале. Для пунктов, у которых дата (декада) \bar{h}_{max} наступает до первой декады марта ($D_{h_{max}} < D_{h_{III}}$), величину $\bar{h}_i / \bar{h}_{III}$ предлагается рассчитывать по уравнению

$$K_{(h_{max})} = 1,97 - 0,007\bar{h}_{III} - 0,32H, \quad (4.3)$$

где $K_{(h_{max})} = \bar{h}_{max} / \bar{h}_{III}$; \bar{h}_{III} — средняя толщина снежного покрова в марте на

Таблица 45

Эмпирические коэффициенты \bar{h}_i/\bar{h}_{III} для расчета внутригодового хода среднедекадной толщины снежного покрова \bar{h}_i по средней толщине снежного покрова в марте \bar{h}_{III} на дату проведения снегосъемки для бассейнов рек Черного моря

Высота, м	Декабрь			Январь		
	1	2	3	1	2	3
600–700	0,08	0,25	0,45	0,52	0,79	1,15
1000–1100	0,15	0,29	0,44	0,57	0,76	1,02
1400–1500	0,21	0,34	0,44	0,63	0,74	0,88
1700–1800	0,21	0,33	0,41	0,55	0,67	0,81
1900–2000	0,21	0,31	0,39	0,47	0,60	0,74
2100–2200	0,34	0,43	0,49	0,56	0,67	0,78
2400–2500	0,46	0,54	0,60	0,65	0,73	0,82
2700–2800	0,66	0,71	0,77	0,86	0,89	0,91

дату проведения снегосъемки, см; H – высота местности, км. Коэффициент детерминации $R^2 = 0,69$, стандартная ошибка расчетов равна 0,17, средняя абсолютная ошибка расчета $K_{(h_{max})}$ по (4.3) – 0,13. Уравнение применимо

для $\bar{h}_{III} \geq 5$ см. Меньшие величины \bar{h}_{III} присущи территориям, где снегонакопление невелико и абсолютные колебания сезонного хода толщины снежного покрова не могут быть значительными.

Использование соотношения (4.3) предполагает знание даты (декады) наибольшей толщины снежного покрова, для расчета которой следует воспользоваться выражением (4.1) или (4.2). Обратим внимание на то, что в зависимостях (4.2) и (4.3) используются легко определяемые независимые переменные.

В случае, когда $D_{h_{max}} > D_{h_{III}}$, мартовские наблюдения совпадают со стадией относительной стабилизации толщины снежного покрова, поэтому величины поправок не столь высоки и введение их, на наш взгляд, зачастую нецелесообразно, а $\bar{h}_{III} \approx \bar{h}_{max}$. Такое допущение можно сделать еще и потому, что условие $D_{h_{max}} > D_{h_{III}}$ выполняется для больших высот местности, доля которых в площади территории невелика, следовательно, сравнительно невелик и вклад в интегральное снегонакопление. Доля пунктов наблюдений (100-метровых высотных интервалов), находящихся на уровнях, где средняя дата максимальной толщины снежного покрова возможна в апреле, не превышает 3%. При этом подавляющая их часть, находящаяся на уровнях более 2500 м, расположена в бассейне р. Сулак с выраженным зимним минимумом осадков и малыми снеготопками, при которых даже на больших высотах переход максимума толщины снежного покрова на апрель маловероятен. Это делает допущение $\bar{h}_{III} \approx \bar{h}_{max}$ для пунктов наблюдений в диапазоне высот более 2500 м вполне обоснованным.

Февраль			Март			Апрель		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
1,38	1,29	1,30	1	0,80	0,27			
1,18	1,16	1,19	1	0,89	0,52	0,22		
0,99	1,02	1,07	1	0,97	0,77	0,43	0,13	
0,92	0,95	1,02	1	1,00	0,89	0,62	0,38	0,20
0,84	0,89	0,98	1	1,03	1,01	0,80	0,62	0,40
0,85	0,90	0,97	1	1,04	1,02	0,87	0,73	0,55
0,86	0,91	0,96	1	1,05	1,04	0,95	0,85	0,70
0,94	0,97	0,98	1	1,06	1,07	1,07	1,03	0,97

Сезонная динамика толщины снежного покрова в конкретные годы заметно отличается от сглаженного осредненного распределения (рис. 52), которое вряд ли дает представление об отдельно взятых зимах, а тем более о годах экстремальной снежности. Необходимым условием раскрытия динамики временного распределения толщины снежного покрова является изучение ее многолетней вариации и нахождение параметров временной изменчивости.

4.4. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТОЛЩИНЫ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Сведения о межгодовой изменчивости толщины снежного покрова на Большом Кавказе весьма скудны и исчерпываются расчетами для нескольких станций Западного и Центрального Кавказа (Кожаев, Самукашвили, 1988; Трошкина, 1992), а также результатами обработки данных маршрутных снегосъемок и наблюдений на станциях в горных бассейнах рек Кубань и Мзымта (Погорелов, 1990). Определение параметров временной вариации – необходимое условие решения ряда прикладных вопросов, связанных с вероятностной оценкой толщины снежного покрова и снегозапасов (расчеты объемов снежных лавин и снеговых нагрузок, снеговой сток, зимняя рекреация, обоснование рационализации снегомерной сети и др.).

Создание нами базы данных, содержащей практически все имеющиеся материалы маршрутных снегомерных наблюдений на Большом Кавказе, существенно расширило исходную информацию, пригодную для оценки межгодовой изменчивости характеристик снежного покрова в зоне формирования основных снегозапасов. С расчетом параметров межгодовой изменчивости стала возможна и дифференциация ее территориальных различий.

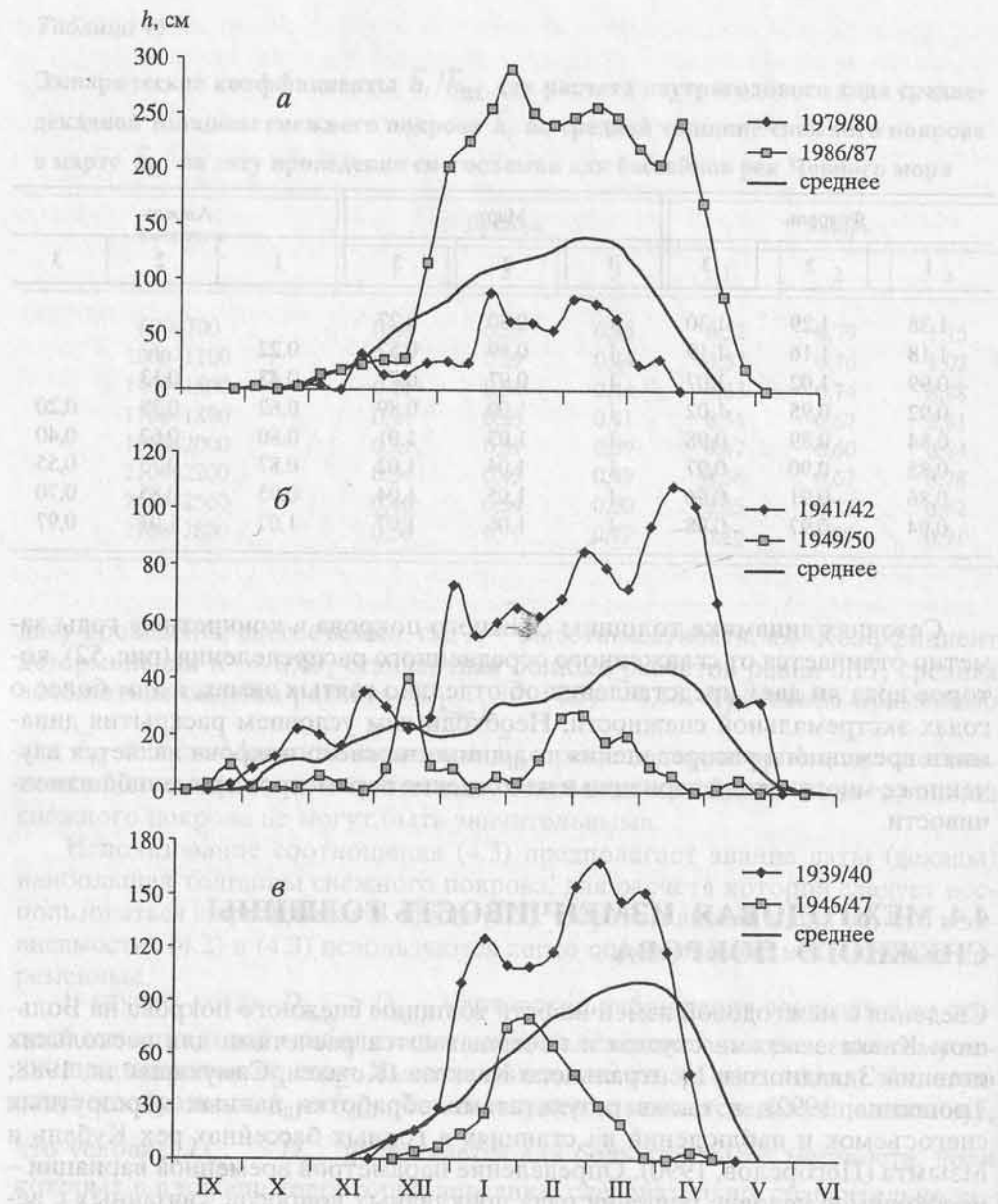


Рис. 52. Внутригодовое распределение средней декадной толщины снежного покрова в зимы разной снежности в сравнении со средними многолетними значениями на станциях Клухорский Перевал (2037 м) (а), Сулак, в/г (2923 м) (б) и Бурсачили (1760 м) (в)

Использованы данные 47 снегомерных маршрутов в основных горных бассейнах с общим количеством снегопунктов 443 (Погорелов, 2000). Массовые наблюдения на снегомерных маршрутах с рядами, достаточными для расчета показателей межгодовой изменчивости, делают более достоверной и точной оценку статистической структуры полей характеристик снежного покрова в масштабе горной страны. Важным является и то, что маршрут-ные наблюдения охватывают зону высокогорья и значительно поднимают высотный "потолок" информации о временной изменчивости характеристик снежного покрова.

Определение периодов для расчета параметров межгодовой изменчивости и сами статистические расчеты проводились в соответствии с принятыми в климатологии и снеговедении методическими рекомендациями (Методические..., 1988; Царев, 1996). Средняя арифметическая величина, являясь типической характеристикой исследуемого временного ряда, как известно, не позволяет судить о вариации значений признака в данной совокупности. Для оценки межгодовой изменчивости параметров снежного покрова, в данном случае его толщины, прибегают к статистическим показателям размера вариации. Наиболее употребительными являются среднее квадратическое отклонение σ и коэффициент вариации C_v .

Весьма удобен при сравнительных оценках изменчивости разных совокупностей толщины снежного покрова относительный показатель – коэффициент вариации C_{vh} . Наибольший интерес представляет изучение многолетней изменчивости наибольшей за зиму толщины снежного покрова. С использованием методики определения средней даты максимума толщины снежного покрова нами по результатам маршрутных снегомерных наблюдений были сформированы массивы исходных данных для расчета коэффициента вариации наибольшей за зиму толщины снежного покрова.

Отмеченные пределы колебаний характеристик межгодовой изменчивости h_{\max} на Большом Кавказе весьма велики: $\sigma = 7-83$ см и $C_{vh} = 0,2-1,8$. Для исследования пространственных закономерностей распределения коэффициента вариации (Геткер, Шенцис, 1982; Геткер, 1985; Погорелов, 1990) прибегают к построению двухфакторных зависимостей типа $C_{vh} = f(H, h_{\max})$, а также однофакторных зависимостей $C_{vh} = f(H)$, где H – высота местности, h_{\max} – средняя максимальная толщина снежного покрова.

Попытки поиска подходящих внутрирегиональных уравнений $C_{vh} = f(H, h_{\max})$ оказались не столь успешными, как построение однофакторных зависимостей $C_{vh} = f(H)$. Высота местности здесь суть интегральный показатель условий снегонакопления (количество осадков, термический режим) и их межгодовой изменчивости. Зависимости $C_{vh} = f(H)$ нелинейны и лучше всего аппроксимируются степенными функциями $C_{vh} = aH^b$, где a – коэффициент; H – высота местности, км; b – показатель степени. Так, для западной части бассейна р. Кубань, включающей бассейны рек Пшеха, Белая, Лаба, связь имеет вид $C_{vh} = 0,557H^{-0,832}$ с достоверностью аппроксимации $R^2 = 0,753$. Целесообразно выделить 8 районов с однородными внутрирегиональными зависимостями, отвечающих разнообразию географических условий распределения C_{vh} на Большом Кавказе (табл. 46 и рис. 53).

Судя по коэффициентам детерминации R^2 (см. табл. 46), связи $C_{vh} = f(H)$ в пределах выделяемых районов достаточно надежны. Влияние высоты ме-

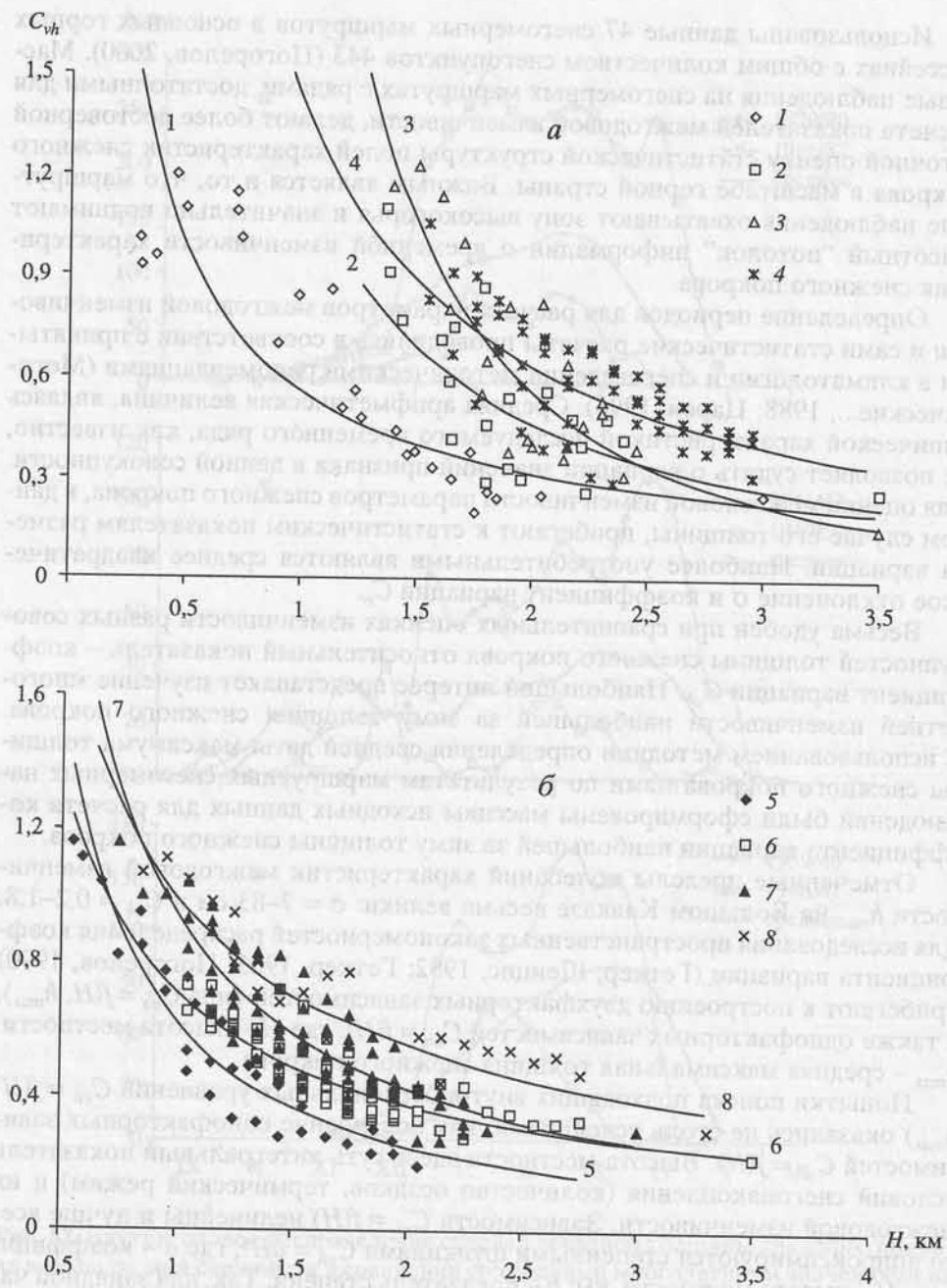


Рис. 53. Зависимость коэффициента вариации максимальной толщины снежного покрова C_{vh} от высоты местности H в горных бассейнах на северном (а) и южном (б) макросклонах

1 – западная часть бассейна р. Кубань; 2 – восточная часть бассейна р. Кубань; 3 – р. Терек; 4 – р. Сулак; 5 – реки Мзымта, Бзыбь; 6 – реки Ингури, Риони; 7 – р. Кура (Грузия); 8 – р. Кура (Азербайджан)

Таблица 46

Параметры (a , b) внутрирегиональных зависимостей коэффициента межгодовой вариации C_{vh} максимальной толщины снежного покрова от высоты местности H

№ района	Горный бассейн	a	b	R^2
1	Западная часть бассейна р.Кубань (Пшеха, Белая, Лаба)	0,557	-0,832	0,753
2	Восточная часть бассейна р.Кубань	1,374	-1,619	0,754
3	Терек	2,623	-2,246	0,764
4	Сулак	1,416	-1,163	0,531
5	Мзымта, Бзыбь	0,627	-1,340	0,856
6	Ингури, Риони	0,710	-0,923	0,711
7	Кура (в пределах Грузии)	0,956	-1,203	0,781
8	Кура (в пределах Азербайджана)	0,986	-0,793	0,671

стности H проявляется через увеличение h_{\max} и уменьшение температуры воздуха с ростом H . Форма кривых $C_{vh} = aH^b$ говорит о закономерном уменьшении межгодовой изменчивости максимальной толщины снежного покрова с ростом высоты местности, т.е. по мере увеличения термической устойчивости снежного покрова и абсолютных величин h_{\max} . Тенденция уменьшения изменчивости снежного покрова с понижением температуры холодного периода в горах бывшего СССР (и на Кавказе) отмечена Е.С. Трошкиной (Трошкина, 1992). Наблюдаемое и в других горных районах уменьшение изменчивости снеготопливных запасов с высотой (Геткер, 1985) объясняется также увеличением длительности снегонакопления на больших высотах (Caine, 1975). Полученные нами зависимости использованы для построения карты распределения коэффициента вариации максимальной толщины снежного покрова на Большом Кавказе (рис. 54).

Вертикальные градиенты C_{vh} не остаются постоянными. В нижних зонах, приближающихся к границам устойчивого снежного покрова, отмечается резкое увеличение C_{vh} . Вертикальные градиенты C_{vh} заметно уменьшаются в горных бассейнах северного склона выше отметок 2000–2100 м. Исключение составляет многоснежная западная часть бассейна р. Кубань, где относительная стабилизация межгодовой изменчивости максимальной толщины снежного покрова происходит уже с уровня 1200–1300 м и выше. На южном макросклоне в горных бассейнах рек Мзымта, Бзыбь, Ингури и Риони диапазон повышенной изменчивости h_{\max} приходится на высоты 500–1500 м. Выше вертикальные градиенты C_{vh} существенно уменьшаются.

О вкладе термических условий в годовые вариации толщины снежного покрова говорит следующее. В январе–феврале межгодовая изменчивость температуры воздуха, как правило, наибольшая и, независимо от абсолютной высоты, характеризуется средним квадратическим отклонением 2–3 °С на всей территории Большого Кавказа (Погорелов, 1998б). Подобные колебания температуры в низко- и среднегорье явно свидетельствуют об определенной вероятности оттепелей в данные месяцы, на которые приходится максимум толщины снежного покрова на этих высотах. Вне зоны повышенной термической неустойчивости снежного покрова (вероятного

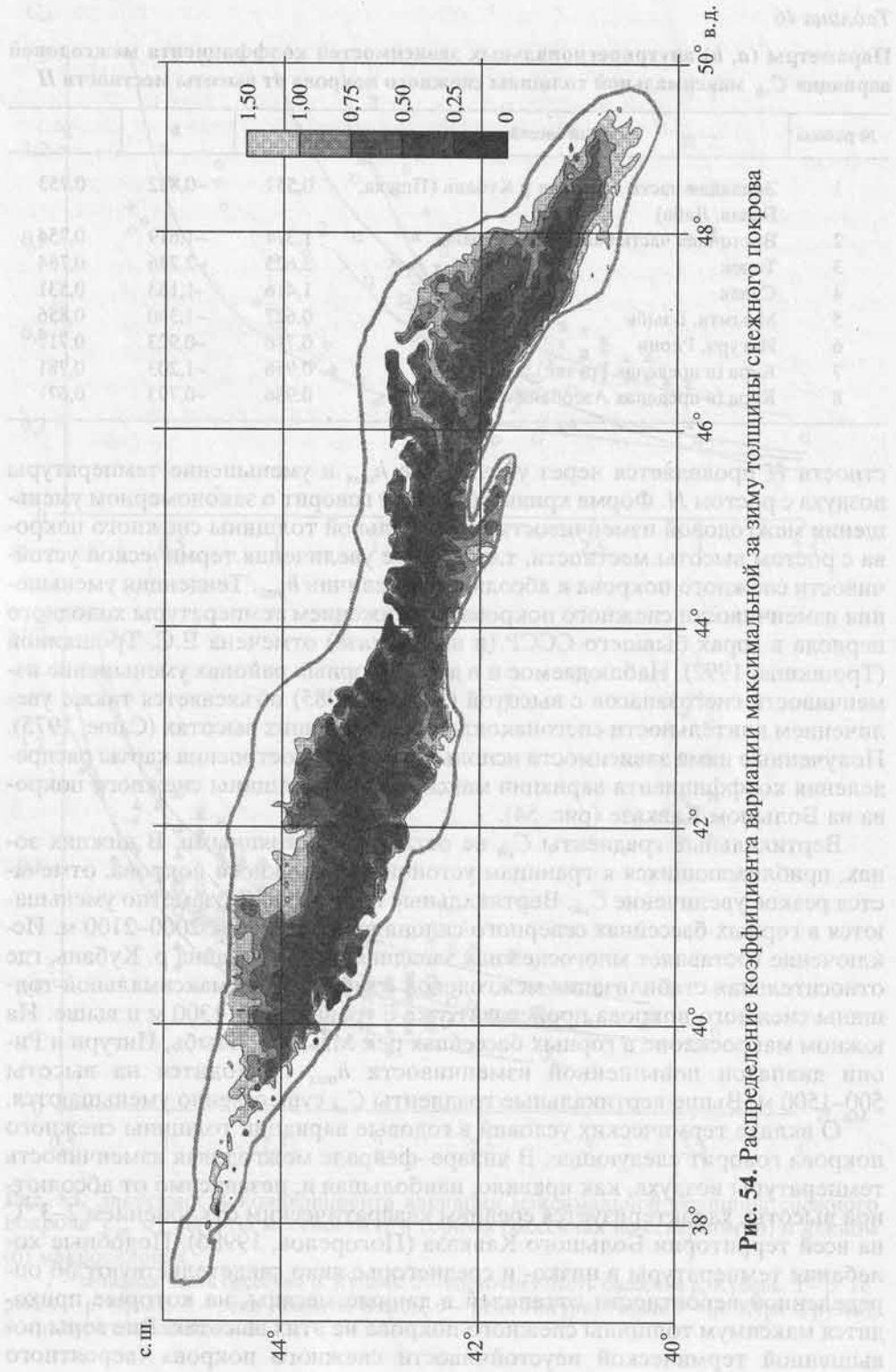


Рис. 54. Распределение коэффициента вариации максимальной за зиму толщины снежного покрова

действия оттепелей) происходит, как видим (см. рис. 53), уменьшение и стабилизация C_{vh} .

В разных частях Большого Кавказа вид зависимости $C_{vh}(H)$ меняется, поскольку кроме вертикального тренда характеристик, влияющих на C_{vh} , существует и горизонтальный. В выделяемых районах (табл. 47) на сопоставимых высотах межгодовая изменчивость наибольшей за зиму толщины снежного покрова определяется сочетанием изменчивости двух основных факторов – суммы зимних осадков и термических условий. По характеру пространственного распределения показателя изменчивости толщины снежного покрова C_{vh} в разных частях Большого Кавказа следует судить об участии выделенных факторов в межгодовой вариации h_{\max} . Так, очевидно, что максимальные величины C_{vh} приближены к среднему уровню сезонной снеговой границы, которая занимает неодинаковое положение. Вблизи ее термическая неустойчивость снежного покрова наибольшая, поскольку многолетние вариации продолжительности зимнего периода, дат его начала и конца с высотой отчетливо и заметно убывают. Что же касается оценки вклада вариаций зимних осадков в значения C_{vh} , то здесь следует исходить из того, что высотный и горизонтальный тренды межгодовых вариаций осадков в масштабе всей горной страны, по нашим данным, практически не выражены (Погорелов, 1999). Коэффициент вариации зимних осадков повсеместно колеблется около 0,25–0,35. Отмечается лишь некоторое уменьшение относительной изменчивости осадков холодного полугодия в наиболее увлажненном секторе Большого Кавказа (Причерноморье). Совершенно ясно, что показатели вариации зимних осадков служат нижним пределом изменчивости максимальной толщины снежного покрова. Поскольку значения C_{vh} с ростом высоты местности приближаются к значениям коэффициентов вариации зимних осадков, можно заключить, что вклад других факторов (прежде всего термических условий) в изменчивость h_{\max} с высотой становится менее значимым.

В многоснежных районах Большого Кавказа уровень критического значения $C_{vh} = 1$ ($h_{\max} = \sigma_{h_{\max}}$) располагается ниже, чем в малоснежных. На северном склоне в западной части бассейна р. Кубань (Пшеха, Белая, Лаба) уровень $C_{vh} = 1$ находится вблизи отметки 500 м, повышаясь к востоку до 1200 м (восточная часть бассейна р. Кубань) и 1400–1600 м (бассейны рек Терек и Сулак). Это соответствует общерегиональной тенденции уменьшения снежности в восточном направлении. На южном макросклоне прослеживаются схожие тенденции: зависимость положения показательного уровня $C_{vh} = 1$ от снежности проявляется в наиболее низком его положении в западных наиболее увлажненных бассейнах рек Мзымта, Бзыбь, Риони и Кодори (700–800 м) и повышении его в бассейне Куры приблизительно до 1000 м.

На высотах, исключая существенное термическое влияние на межгодовую изменчивость h_{\max} , значения C_{vh} зависят от фоновой снежности. Показательным в этом смысле является общекавказский горизонтальный тренд C_{vh} на высотах 2000–2500 м. На северном и южном макросклонах C_{vh} возрастает от западной к восточной периферии горной страны от 0,2 до 0,6 в соответствии с усилением континентальности. На отметках более 2000–2500 м, несмотря на контрасты в снегозапасах на этих высотах в раз-

Таблица 47

**Коэффициенты вариации наибольшей за зиму толщины
снежного покрова C_{vh} в различных районах Большого Кавказа***

Высота, м	Район			
	1	2	3	4
500–1000	0,99–0,56			
1000–1500	0,56–0,40	1,37–0,71	1,80–1,06	1,42–0,88
1500–2000	0,40–0,31	0,71–0,45	1,06–0,55	0,88–0,63
2000–2500	0,31–0,26	0,45–0,31	0,55–0,34	0,63–0,49
2500–3000	0,26–0,22	0,31–0,23	0,34–0,22	0,49–0,39
3000–3500		< 0,23	< 0,22	< 0,39

* Номера районов даны по табл. 46.

ных секторах горной страны, происходит закономерное сближение кривых $C_{vh}(H)$ (см. рис. 53).

Вместе с тем исследования колебаний толщины снежного покрова были бы неполными без рассмотрения ее многолетней изменчивости в разные фазы залегания снежного покрова. Изменчивость характеризуется внутригодовым ходом коэффициента вариации (рис. 55). Сезонной динамике рассматриваемых коэффициентов вариации, независимо от географических условий пунктов наблюдений, свойственны вполне определенные закономерности. Так, наблюдается повышенная относительная изменчивость толщины снежного покрова в начальную фазу снегонакопления; в период (декаду) максимальной толщины снежного покрова C_v наименьший и вновь возрастает в стадию интенсивного таяния. Для внутригодового хода C_v толщины снежного покрова следует выделить фазы: 1) повышенной осенней измен-

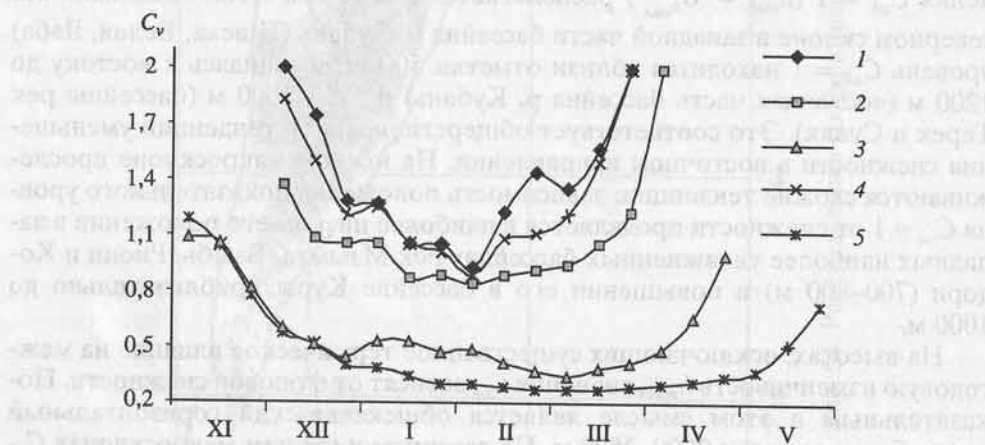


Рис. 55. Внутригодовой ход коэффициента вариации толщины снежного покрова C_v в пунктах различной снежности
1 – Гузерипль, 2 – Архыз; 3 – Клухорский Перевал, 4 – Красная Поляна, 5 – Ачишхо

Высота, м	Район			
	5	6	7	8
500–1000	1,58–0,62	1,35–0,71		1,71–0,99
1000–1500	0,62–0,36	0,71–0,49	0,96–0,59	0,99–0,71
1500–2000	0,36–0,25	0,49–0,37	0,59–0,42	0,71–0,57
2000–2500	0,25–0,20	0,37–0,30	0,42–0,32	0,57–0,48
2500–3000	< 0,20	0,30–0,26	0,32–0,25	0,48–0,41
3000–3500		< 0,26	< 0,25	< 0,41

чивости, 2) относительной зимней стабильности, 3) повышенной весенней изменчивости.

В целом показатели относительной вариации толщины снежного покрова h достигают меньших значений в многоснежных районах (Ачишхо, 1880 м; Клухорский Перевал, 2037 м), нежели в малоснежных (Гузерибль, 668 м; Архыз, 1452 м) (см. рис. 55). Следовательно, толщина снежного покрова более устойчива в любой из сопоставимых периодов залегания снежного покрова в условиях более высокой снежности. Отметим явно выраженные черты подобия внутригодового хода C_v , с одной стороны, на станциях Клухорский Перевал и Ачишхо, с другой – на станциях Красная Поляна и Гузерибль, несмотря на то, что пункты в этих парах располагаются на разных макросклонах Большого Кавказа. Это служит косвенным свидетельством схожести вклада процессов, определяющих многолетние вариации сне-

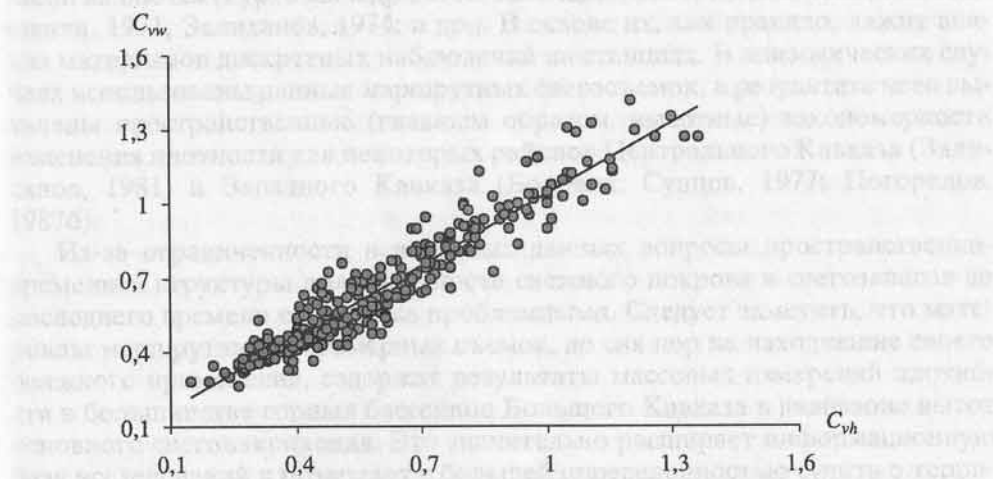


Рис. 56. Связь коэффициента вариации максимальных снегозапасов C_{vw} и коэффициента вариации максимальной толщины снежного покрова C_{vh}

гозапасов, т.е. колебаний зимних осадков и температур воздуха. Динамика среднего квадратического отклонения толщины снежного покрова σ в течение зимы имеет зеркальный ход по отношению к внутригодовому распределению C_v .

Поскольку измерение запаса воды в снежном покрове более трудоемко и проводится не повсеместно, расчеты многолетней изменчивости максимальных снегозапасов обеспечены меньшим объемом данных по сравнению с аналогичными расчетами для толщины снежного покрова. Факты обнаружения связи между изменчивостью снегозапасов и изменчивостью толщины снежного покрова известны для других горных территорий (Геткер, 1985; Трошкина и др., 2000). Нами установлена тесная линейная связь между C_{vh} и коэффициентом вариации снегозапасов в фазу их максимума C_{vw} (Погорелов, 2000) (рис. 56). Связь имеет вид

$$C_{vw} = 0,97C_{vh} + 0,07 \quad (R^2 = 0,91). \quad (4.4)$$

Это дает возможность определить C_{vw} для всей горной страны и решать прикладные задачи, связанные с оценкой статистической структуры снегозапасов.

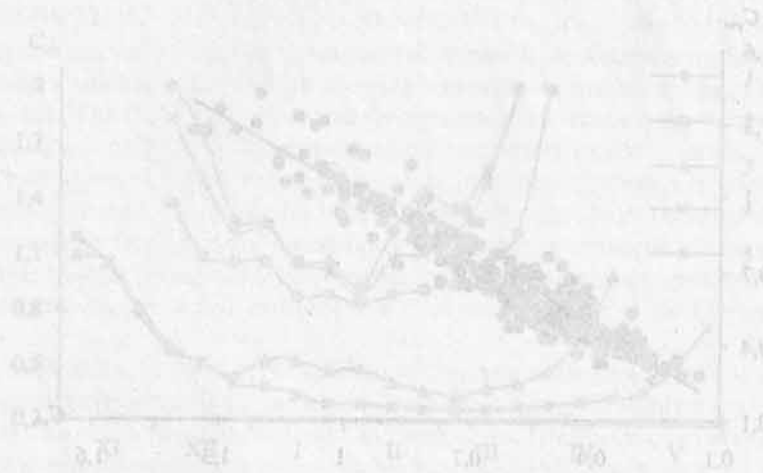


Рис. 56. Связь коэффициента вариации максимальной толщины снежного покрова (C_{vh}) и коэффициента вариации снегозапасов в фазу их максимума (C_{vw}) в фазу их максимума.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЕЙ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И СНЕГОЗАПАСОВ

Плотность снежного покрова, наряду с его толщиной, относится к важнейшим характеристикам, измерение которых проводится при наземных снегомерных съемках. Пространственно-временные закономерности изменения толщины и плотности снежного покрова дают исчерпывающее представление о снегозапасах, что имеет, прежде всего, гидрологическое и климатологическое приложение. Кроме того, плотность снежного покрова ρ влияет на его физические свойства (пористость, максимальная водоудерживающая способность и др.), теплофизические параметры (теплоемкость, теплопроводность), в значительной мере определяет процессы лавинообразования (Залиханов, 1981). Стандартными снегомерными наблюдениями предусмотрено измерение средней по всей толще снега плотности, сведения о которой необходимы для гидропрогностических целей.

Различным аспектам изучения плотности снежного покрова и снегозапасов на Кавказе посвящен ряд работ, среди которых наиболее значительными являются (Гуртовая и др., 1960; Хмаладзе, 1961; Цома, 1963; Папинашвили, 1971; Залиханов, 1974; и др.). В основе их, как правило, лежит анализ материалов дискретных наблюдений на станциях. В эпизодических случаях использованы данные маршрутных снегосъемок, в результате чего выявлены пространственные (главным образом, высотные) закономерности изменения плотности для некоторых районов Центрального Кавказа (Залиханов, 1981) и Западного Кавказа (Боровик, Сунцов, 1977; Погорелов, 1987б).

Из-за ограниченности в исходных данных вопросы пространственно-временной структуры поля плотности снежного покрова и снегозапасов до последнего времени оставались проблемными. Следует заметить, что материалы маршрутных снегомерных съемок, до сих пор не находившие своего должного применения, содержат результаты массовых измерений плотности в большинстве горных бассейнов Большого Кавказа в диапазоне высот основного снегонакопления. Это значительно расширяет информационную базу исследований и позволяет с большей определенностью судить о территориальной структуре и временной изменчивости рассматриваемых характеристик. Закономерности территориального распределения плотности снежного покрова наиболее очевидны при анализе массива данных маршру-

рутных снегосъемок. На линейных снегомерных маршрутах (см. табл. 23), согласно принятой методике, измерение плотности снежного покрова проводится через каждые 500 м с дальнейшим осреднением ее в 100-метровых вертикальных интервалах. На маршрутах со снегопунктами измерение плотности проводится в 5, 2 и 1-й точках (шурфах) снегомерной площадки при толщине снежного покрова соответственно менее 100, от 100 до 200 и более 200 см.

На значительной части линейных маршрутов (территория Грузии и Азербайджана) ежегодные разовые наблюдения приурочены к первой декаде марта – периоду максимального снегонакопления в горных бассейнах. В бассейнах рек Кубань и Терек на маршрутах со снегопунктами измерения, как правило, выполнялись ежемесячно в течение декабря–апреля, что дает возможность отслеживать сезонную динамику плотности снежного покрова.

К основным факторам, определяющим плотность сезонного снежного покрова, относятся (Котляков, 1968): а) давление массы снега под действием силы тяжести; б) зимние оттепели и весеннее подтаивание снега, ведущие к инфильтрационному уплотнению; в) жидкие осадки, выпадающие в период залегания снежного покрова; г) процессы перекристаллизации снежной толщи, а также воздействие ветра на свежееотложенный снег. Описание структуры поля плотности снежного покрова на разных масштабных уровнях и определение географических закономерностей в ее распределении на Большом Кавказе должны проводиться с учетом оценки доминирующей роли того или иного фактора в их комбинации.

5.1. ИЗМЕНЕНИЕ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ВЫСОТОЙ

О пространственном (площадном и высотном) распределении плотности снежного покрова ρ можно судить по ограниченному (за исключением марта) количеству данных маршрутных снегосъемок. Регулярные ежемесячные в зимний период измерения плотности снежного покрова проводятся в основных бассейнах северного макросклона. Определение зависимостей высотного изменения средней плотности снежного покрова в течение зимы – основной способ установления территориальных закономерностей распределения ρ .

Опыт установления подобных зависимостей для ряда горных территорий бывшего СССР (Гуртовая и др., 1960; Осокин, 1962; Колесников, Попов, 1982; Архипова и др., 1989б; Калантаров, Квачев, 1989; Бруханда и др., 1989; Геткер, Жданов, 1992; Царев, 1996; и др.) свидетельствует о том, что характер связи плотности снежного покрова с высотой местности различен. Вызвано это тем, что высота местности влияет на плотность снежного покрова опосредованно через изменение его толщины и температуры воздуха, которые с высотой могут меняться по-разному (Онучин, Буренина, 1996).

Прежде всего, представляет интерес формализация связи $\rho(H)$. Эмпирические высотные зависимости $\rho(H)$, полученные для Западного Тянь-Шаня (Архипова и др., 1989б; Царев, 1996), несмотря на относительно хорошую обеспеченность пунктами наблюдений, слабо отличаются от линейных. По

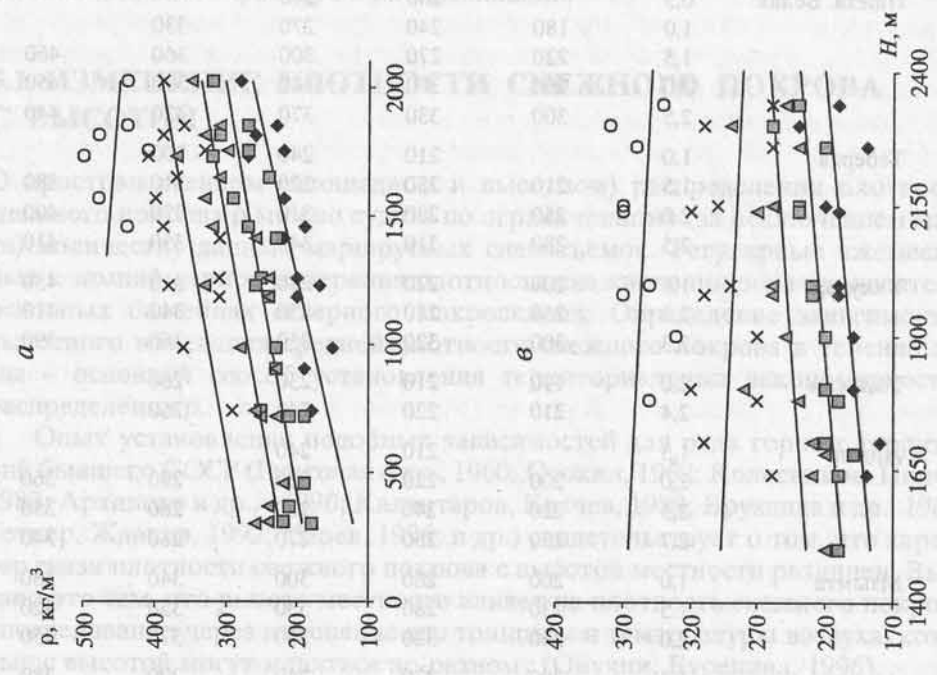
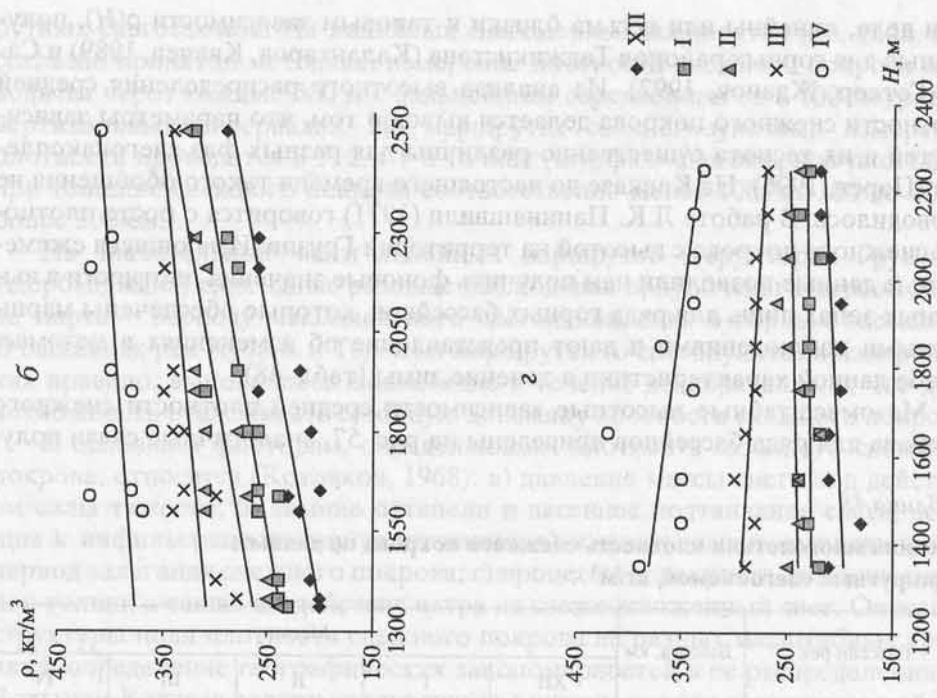
сути дела, линейны или весьма близки к таковым зависимости $\rho(H)$, полученные для горных районов Таджикистана (Калантаров, Квачев, 1989) и Саян (Геткер, Жданов, 1992). Из анализа высотного распределения средней плотности снежного покрова делается вывод о том, что параметры зависимостей и их теснота существенно различны для разных фаз снегонакопления (Царев, 1996). На Кавказе до настоящего времени такого обобщения не проводилось. В работе Л.К. Папинашвили (1971) говорится о росте плотности снежного покрова с высотой на территории Грузии. Имеющиеся ежемесячные данные позволили нам получить фоновые значения плотности в высотных зонах лишь для ряда горных бассейнов, которые обеспечены маршрутными наблюдениями и дают представление об изменениях в мезомасштабе данной характеристики в течение зимы (табл. 48).

Мезомасштабные высотные зависимости средней плотности снежного покрова для ряда бассейнов приведены на рис. 57, аналогичные связи полу-

Таблица 48

Средняя многолетняя плотность снежного покрова по данным маршрутных снегосъемок, кг/м³

Бассейн рек	Высота, км	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
Пшеха, Белая	0,5		200	240		
	1,0	180	240	270	330	
	1,5	220	270	300	360	460
	2,0	260	300	340	390	450
	2,5	300	330	370	420	440
Теберда	1,0		210	240	300	
	1,5	210	250	270	310	380
	2,0	250	280	310	330	400
	2,5	280	310	340	350	410
Учкулан	1,6	200	220	280	310	430
	2,0	250	270	330	340	410
	2,3	300	320	350	360	390
Уллукам	2,0	190	210	230	260	
	2,4	210	220	240	260	
Ардон	1,5		210	240		
	2,0	200	220	250	290	360
	2,5	220	240	260	280	350
	2,7	230	250	270	280	340
Мзымта	1,0	200	260	300	340	380
	1,5	230	280	330	350	420
	2,0	240	320	360	370	450
Арагви	1,3	200	230	240	290	380
	1,5	200	230	240	290	370
	2,0	210	230	250	280	350
	2,5	220	230	250	270	320



2

б

чены и для других горных бассейнов. Количество точек не столь велико, чтобы делать исчерпывающие заключения о форме кривых $\rho(H)$, поэтому мы прибегли к наиболее простой линейной аппроксимации. Теоретически ясно, что вертикальные градиенты плотности не могут быть одинаковы во всех высотных зонах, а фоновая плотность на больших высотах должна приближаться к некоторому пределу.

Как видно (см. рис. 57), в течение зимы вид зависимостей меняется, что не позволяет сделать однозначный вывод, независимо от расположения горной территории, об уменьшении или увеличении нормы плотности с высотой местности. Утверждение об уменьшении плотности снежного покрова с высотой, наблюдаемое в некоторых горных регионах, на самом деле для Большого Кавказа справедливо лишь для заключительной стадии залегания снежного покрова.

Как и в горах Средней Азии (Архипова и др., 1989б), в рассмотренных бассейнах, характеризующих разные по снежности части Большого Кавказа, выделяются две фазы сезонного изменения средней плотности снежного покрова с высотой: 1) фаза постепенного увеличения плотности с ростом высоты местности, 2) фаза уменьшения плотности с высотой. В первую половину зимы (декабрь–февраль) плотность снежного покрова повсеместно устойчиво увеличивается под влиянием гравитационного уплотнения по мере роста толщины снежного покрова. Причем, как и следовало ожидать, наиболее заметно увеличение плотности с высотой в многоснежных бассейнах (Пшеха, Белая, Теберда). В это время вертикальные градиенты плотности достигают здесь 6–7 кг/м³ на 100 м. В менее снежных районах (бассейны рек Ардон, Арагви) столь интенсивного вертикального роста ρ не происходит; градиенты плотности в декабре–феврале составляют около 1–3 кг/м³ на 100 м. Это согласуется с выводом (Котляков, 1968) о том, что в районах с умеренно континентальным климатом градиент плотности тем больше, чем больше снежность.

В марте фоновая плотность снежного покрова практически повсеместно наименее изменчива с высотой, в том числе и в многоснежной части Большого Кавказа, что объясняется начавшимся снеготаянием в нижних зонах и продолжающимся уплотнением снега под влиянием собственной массы в высокогорье. В апреле, когда снеготаяние охватывает и зону высокогорья, градиенты плотности становятся отрицательными (–2 – –5 кг/м³ на 100 м) – плотность с высотой уменьшается (бассейны Пшехи, Белой, Учкулана, Ардона, Арагви). В бассейне р. Теберда в апреле градиент все еще положительный за счет высокой снежности в верховьях долины, поскольку гравитационное уплотнение снега на отметках 2200–2600 м продолжается.

В период снеготаяния особенно велик разброс точек (см. рис. 57), отмечающийся и в горах Средней Азии (Архипова и др., 1989б), что объясняется вкладом экспозиционных различий площадок снегопунктов, определяющих степень инфильтрационного уплотнения снежной толщи.

Рис. 57. Зависимости средней плотности снежного покрова от высоты местности в различные месяцы в горных бассейнах рек Пшеха, Белая (а), Теберда (б), Ардон (в) и Арагви (г)

Таблица 49

Параметры (a , b) линейной зависимости средней плотности ρ снежного покрова от высоты местности H

Бассейн рек	Параметр	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
Пшеха, Белая	a	0,083	0,064	0,065	0,065	-0,025
	b	96	173	205	261	499
Теберда	a	0,071	0,067	0,069	0,037	0,031
	b	105	146	169	258	334
Учкулан	a	0,149	0,147	0,118	0,080	-0,052
	b	-43	-20	90	181	510
Ардон	a	0,037	0,035	0,030	-0,017	-0,019
	b	132	155	190	321	394
Арагви	a	0,021	0,006	0,010	-0,023	-0,053
	b	169	219	227	323	452

Для определения параметров зависимостей $\rho(H)$ вполне применимы подходы, предлагаемые Б.К. Царевым (1996), с той лишь разницей, что в данном случае форма искомой связи линейная $\rho = aH + b$, где H – высота местности, м, b – в кг/м³. Параметры уравнений приведены в табл. 49. Точность расчетов по предложенным параметрам (см. табл. 49) согласно среднему квадратическому отклонению от линий связи составляет около 20 кг/м³. Очевидно, что параметры эмпирических уравнений $\rho = aH + b$ зависят от времени, что хорошо видно на рис. 58. Подобие кривых (см. рис. 58) для разных частей горной страны дает надежду при расширении объема данных установить территориальные закономерности в распределении рассмотренных параметров.

Несомненно, на пространственную динамику плотности снежного покрова в местном масштабе влияет, кроме высоты местности, ряд факторов: прежде всего, экспозиция, метелево-ветровой перенос, характер поверхности. Как уже говорилось, фактор экспозиции приобретает большое значение в период таяния за счет различий в процессах инфильтрации на склонах разной ориентации. Так, Г.К. Сулаквелидзе (1953) отмечал, что в течение зимы плотность снежного покрова на северных склонах на Центральном Кавказе на 50–150 кг/м³ меньше, чем на южных, причем разница увеличивается к началу таяния. Нами отмечено влияние на локальную плотность снежного покрова лесной растительности, проявляющееся через воздействие сомкнутости древостоя на толщину снежного покрова. Таким образом, значительная пространственная и, как далее будет показано, временная изменчивость поля плотности свидетельствует о непригодности использования средних многолетних ее значений для оперативной оценки снегозапасов в той или иной высотной зоне.

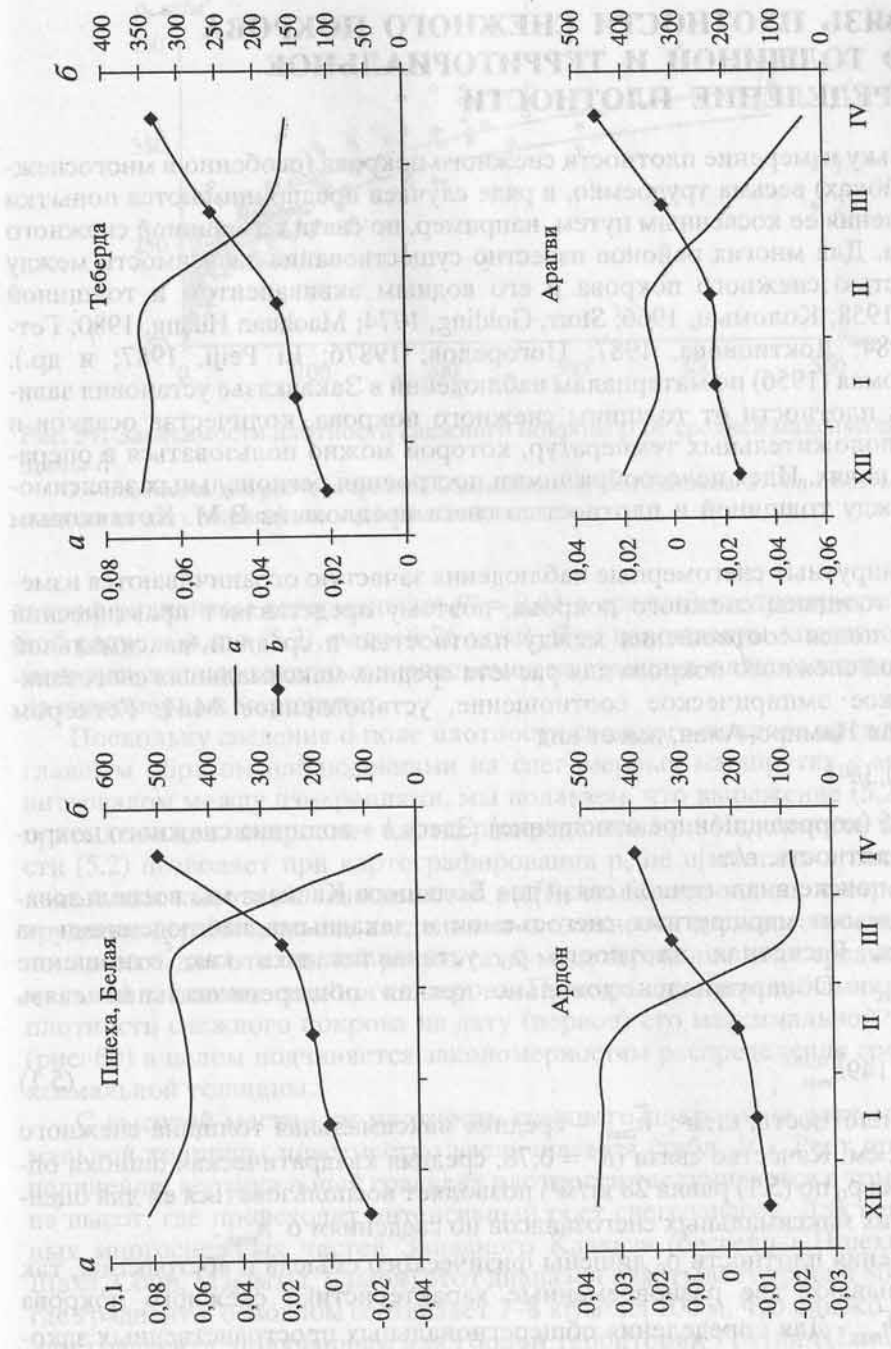


Рис. 58. Изменение параметров уравнений *a* (основная ось ординат) и *b* (дополнительная ось) во времени в различных горных бассейнах

5.2. СВЯЗЬ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА С ЕГО ТОЛЩИНОЙ И ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ

Поскольку измерение плотности снежного покрова (особенно в многоснежных районах) весьма трудоемко, в ряде случаев предпринимаются попытки определения ее косвенным путем, например, по связи с толщиной снежного покрова. Для многих районов известно существование зависимости между плотностью снежного покрова и его водным эквивалентом и толщиной (Zingg, 1958; Коломыц, 1966; Storr, Golding, 1974; Maohuan Huang, 1980; Геткер, 1984; Локтионова, 1987; Погорелов, 1987; Li Peiji, 1987; и др.). В.Ш. Цомая (1956) по материалам наблюдений в Закавказье установил зависимость плотности от толщины снежного покрова, количества осадков и суммы положительных температур, которой можно пользоваться в оперативных целях. Идея целесообразности построения региональных зависимостей между толщиной и плотностью снега предложена В.М. Котляковым (1968).

Маршрутные снегомерные наблюдения зачастую ограничиваются измерением толщины снежного покрова, поэтому представляет практический интерес поиск соотношения между плотностью и средней максимальной толщиной снежного покрова для расчета средних максимальных снеготазов. Такое эмпирическое соотношение, установленное М.И. Геткером (1984) для Памиро-Алая, имеет вид

$$\rho = 0,3h^{0,3}$$

с $\eta = 0,85$ (корреляционное отношение). Здесь h – толщина снежного покрова; ρ – плотность, г/см³.

При поиске аналогичной связи для Большого Кавказа мы воспользовались данными маршрутных снегомеров и декадными наблюдениями на станциях. Расчетная плотность ρ_0 устанавливалась как отношение $\bar{w}_{\max}/\bar{h}_{\max}$. Обнаружилась довольно тесная общерегиональная связь (рис. 59)

$$\rho_0 = 149\bar{h}_{\max}^{0,162}, \quad (5.1)$$

где ρ_0 – плотность, кг/м³; \bar{h}_{\max} – средняя максимальная толщина снежного покрова, см. Качество связи ($R^2 = 0,78$; средняя квадратическая ошибка определения ρ_0 по (5.1) равна 28 кг/м³) позволяет воспользоваться ей для оценки средних максимальных снеготазов по сведениям о \bar{h}_{\max} .

Значения плотности ρ_0 лишены физического смысла и абстрактны, так как связывают две одновременные характеристики снежного покрова \bar{w}_{\max} и \bar{h}_{\max} . Для определения общерегиональных пространственных закономерностей распределения плотности лучше всего воспользоваться значением плотности снежного покрова на дату его максимальной толщины ρ_T , как рекомендовано В.М. Котляковым (1968). Для такой регионально однородной связи (см. рис. 59) найдено эмпирическое выражение

$$\rho_T = 138\bar{h}_{\max}^{0,162}, \quad (5.2)$$

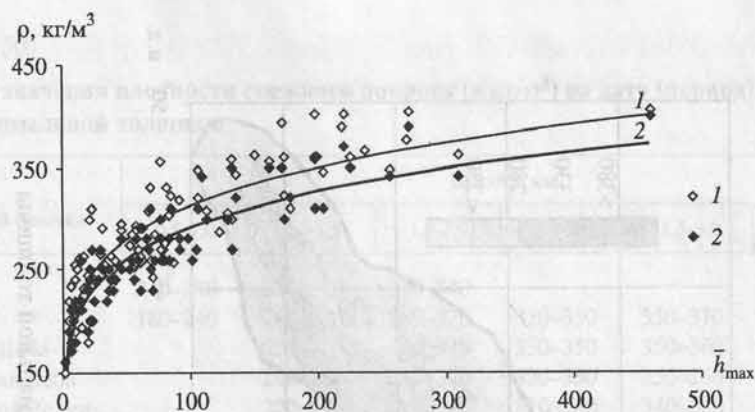


Рис. 59. Зависимости плотности снежного покрова ρ от средней максимальной толщины \bar{h}

1 – плотность для расчета средних максимальных снегозапасов, 2 – плотность снежного покрова на дату (период) его максимальной толщины

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,81$ и средней квадратической ошибкой расчета ρ_r по (5.2), равной 26 кг/м^3 . При нахождении зависимости применялись данные декадных снегоъемок на станциях и ежемесячных съемок на снегомерных маршрутах.

Поскольку сведения о поле плотности снежного покрова представлены, главным образом наблюдениями на снегомерных маршрутах с месячным интервалом между измерениями, мы полагаем, что выражение (5.2) вполне приемлемо для построения карты распределения ρ_r . Надежность зависимости (5.2) позволяет при картографировании ρ_r не прибегать к построению локальных высотных зависимостей $\rho_r(H)$, тем более что их построение затруднено ограниченными сведениями о плотности снежного покрова, а использовать для этих целей результаты моделирования поля средней максимальной толщины снежного покрова. Пространственная динамика средней плотности снежного покрова на дату (период) его максимальной толщины (рис. 60) в целом подчиняется закономерностям распределения средней максимальной толщины.

С высотой местности плотность снежного покрова на дату его максимальной толщины повсеместно увеличивается (табл. 50). Рост происходит нелинейно, вертикальный градиент плотности увеличивается в том диапазоне высот, где происходит интенсивный рост снегозапасов. Для периферийных многоснежных частей Западного Кавказа (бассейны Пшехи, Белой, Шахе, Сочи, Мзымты, Бзыби) этот диапазон охватывает уровни 800–2000 м, где градиент в основном составляет $7\text{--}8 \text{ кг/м}^3$ на 100 м, что близко к величинам градиента, полученным для горной территории Грузии (Папинашвили, 1971).

Восточнее в малоснежных районах (бассейны Малки, Сунжи, Сулака, рек Азербайджана) на высотах 1500–3000 м в зоне основного снегонакопления градиент плотности снежного покрова, как правило, не превышает $2\text{--}5 \text{ кг/м}^3$ на 100 м.

5.2 СВЯЗЬ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА
С ЕГО ТОЛЩИНОЙ И ТЕРРИТОРИАЛЬНЫМ
РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ

После вычисления
для районов
определены
интервалы
плотности
(Зингер, 1958;
Кер, 1958;
В.П. Поном.
1959)

Этот график
суммарно
показывает
среднюю
плотность
снежного
покрова
(1960)

Можно
предположить,
что в
этом
районе
плотность
снежного
покрова
связана
с
высотой
и
широтой

Можно
предположить,
что в
этом
районе
плотность
снежного
покрова
связана
с
высотой
и
широтой

Можно
предположить,
что в
этом
районе
плотность
снежного
покрова
связана
с
высотой
и
широтой

Можно
предположить,
что в
этом
районе
плотность
снежного
покрова
связана
с
высотой
и
широтой

Можно
предположить,
что в
этом
районе
плотность
снежного
покрова
связана
с
высотой
и
широтой

Можно
предположить,
что в
этом
районе
плотность
снежного
покрова
связана
с
высотой
и
широтой

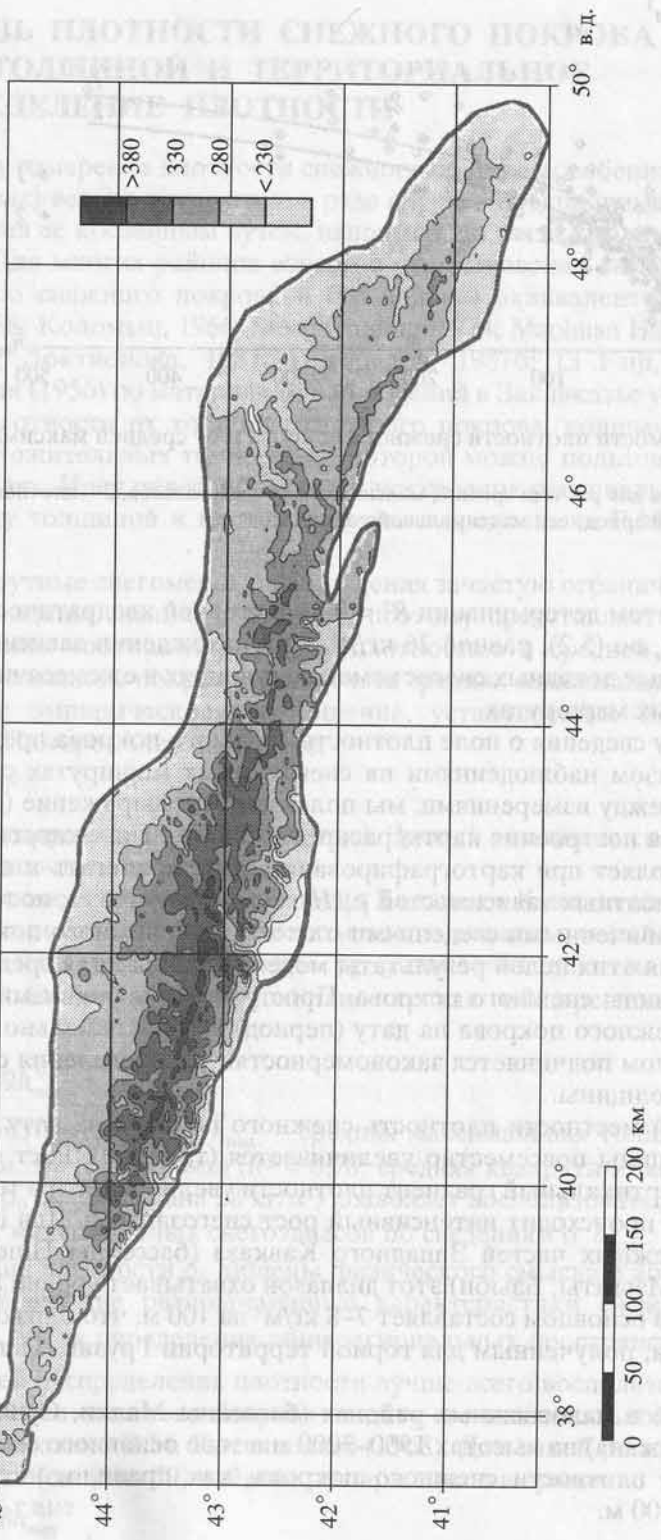


Рис. 60. Средняя плотность снежного покрова (в кг/м³) на дату (период) его максимальной толщины

Таблица 50

Средние значения плотности снежного покрова (в $\text{кг}/\text{м}^3$) на дату (период) его максимальной толщины

Горный бассейн	Высота, км					
	0,5-1,0	1,0-1,5	1,5-2,0	2,0-2,5	2,5-3,0	3,0-3,5
Пшеха	240-280	280-310	310-340			
Белая	180-240	240-280	280-320	320-350	350-370	
Малая Лаба		250-300	300-330	330-350	350-360	
Большая Лаба		240-280	280-320	320-350	350-360	
Большой Зеленчук		220-270	270-310	310-340	340-360	
Малый Зеленчук		210-250	250-300	300-330	330-350	
Теберда		230-270	270-310	310-340	340-350	
Учкулан			270-300	300-320	320-340	340-350
Уллукам			210-260	260-290	290-310	310-320
Малка			230-260	260-290	290-310	310-330
Ардон			240-270	270-290	290-310	
Фиэгдон			200-220	220-240	240-260	
Терек, верховья			250-280	280-300	300-320	320-330
Сунжа			200-230	230-270	270-280	
Андийское Койсу			210-240	240-260	260-280	280-300
Аварское Койсу,				220-230	230-250	250-260
Самур						
Шахе, Сочи,	250-300	300-320	320-350	350-370		
Мзымта						
Бзыбь, Кодори	230-290	290-320	320-340	340-360		
Ингури		220-260	260-290	290-310	310-330	330-340
Риони		250-280	300-310	310-330	330-340	
Большая Лиахви		220-270	270-300	300-310	310-320	
Ксани, Арагви		210-260	260-290	290-310	310-330	
Иори		220-250	250-270	270-290	290-300	
Реки Азербайджана		210-240	240-250	250-260	260-270	270

Фоновые значения плотности на дату (период) максимальной толщины снежного покрова ρ_T на сопоставимых высотах закономерно уменьшаются с запада на восток (см. табл. 50). Если на отметках 1500–2000 м величины ρ_T в западной части бассейна Кубани составляют около 300–330 $\text{кг}/\text{м}^3$, то в бассейнах Сунжи и Сулака они равны 200–240 $\text{кг}/\text{м}^3$. На южном макросклоне наблюдается аналогичный общерегиональный пространственный тренд: значения ρ_T на высотах 1500–2000 м уменьшаются с 320–350 $\text{кг}/\text{м}^3$ в бассейнах Шахе, Сочи, Мзымты, Бзыби до 240–250 $\text{кг}/\text{м}^3$ в азербайджанской части бассейна Куры. Фоновые субмеридиональные изменения плотности нарушаются мезомасштабными флуктуациями. Так, некоторое увеличение ρ_T в зоне 1500–3000 м, наблюдаемое в долинах Теберды, Учкулана, верховьях Терека, по сравнению со смежными долинами вызвано влиянием на поле

снежного покрова местной орографии, а именно – благоприятной ориентацией этих долин по отношению к влагонесущим потокам и меньшей экранированностью.

5.3. ВНУТРИГODOVое РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Развитие снежной толщи на исследуемой территории происходит по типу уплотнения (Котляков, 1968), присущему регионам с умеренно континентальным климатом. Об этом свидетельствуют относительно немногочисленные данные станций (постов), приведенные в Справочниках по климату (табл. 51). М.Ч. Залиханов в целом для территории Большого Кавказа приходит к выводу о том, что изменение плотности снежного покрова в течение зимы не подчиняется определенным закономерностям. Это может быть вполне справедливо для сезонного развития снежной толщи в отдельные зимы в относительно малоснежных условиях. В то же время отмечается тенденция к постепенному возрастанию плотности снежного покрова к концу зимы и началу снеготаяния на станциях с устойчивым снежным покровом (Ачишхо, Гагрский хребет и др.) (Залиханов, 1981).

Таблица 51

Средняя плотность снежного покрова (в кг/м³) по снегосъемкам на последний день декады

Станция	Высота, м	Ноябрь			Декабрь		
		1	2	3	1	2	3
Гузерипись	668	*	*	*	*	*	*
Архыз	1452	*	*	*	180	190	230
Шаджатмаз	2070	*	*	*	*	190	190
Бермамыт	2583	*	*	210	230	240	260
Сулак, в/г	2923	210	210	220	220	230	230
Кырыз	2071	*	*	*	150	170	180
Конахкенд	1068	*	*	*	*	*	*
Красная Поляна	566	*	*	*	*	*	*
Ачишхо	1880	*	310	270	280	310	330
Гагрский хребет	1644	*	*	200	260	270	280
Псху, ГМС	685	*	*	*	*	*	250
Местия, ГМС	1441	*	*	140	170	190	200
Шови	1507	*	*	150	190	220	220
Рока	1795	*	*	*	*	220	200
Пасанаури	1071	*	*	*	*	170	190
Они	788	*	*	*	*	*	*
Крестовый перевал	2395	*	220	230	230	240	250
Алибек	1745	*	*	120	210	220	240

Внутригодовому развитию средней плотности снежного покрова независимо от снежности присущи общие для Большого Кавказа тенденции. А именно – увеличение в течение зимы средней многолетней плотности снежного покрова свойственно всем пунктам наблюдений (см. табл. 51). В период установления снежного покрова плотность его колеблется в пределах 140–220 кг/м³, что несколько превышает плотность свежеснегавшего снега. Дальнейшее уплотнение снежного покрова в различных ландшафтно-высотных условиях происходит с разной интенсивностью. В условиях малой снежности (при средней максимальной толщине снежного покрова менее 20–30 см) средняя плотность способна отклоняться от монотонного роста в течение зимы в результате действия случайных факторов, например, разуплотняющего влияния снегопадов (Гузерибль, Архыз, Алибек и др.). В малоснежных районах высокогорья средняя плотность в течение зимы нарастает незначительно, уже к середине зимы достигая значений 220–260 кг/м³, близких к средним в период схода снежного покрова (Бермамыт, Шаджатмаз, Кырыз).

Интенсивным уплотнением снежной толщи в течение зимы отличаются районы высокой снежности, где толщина снежного покрова достигает 1,5–3 м и более. Таким районам присущи последовательное увеличение средней плотности снежного покрова в течение всего периода его залегания и достижение значений средней плотности в период таяния 410–500 кг/м³ и более (Ачишхо, Гагрский хребет, Крестовый перевал). Так, к третьей декаде мая снежная толща на Ачишхо и Крестовом перевале уплотняется до 560 и 500 кг/м³ соответственно. При этом монотонное уплотнение снежного по-

Январь			Февраль			Март			Апрель			Май		
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
160	220	230	240	210	260	*	*	*	*	*	*			
210	240	220	240	240	250	280	300		*	*	*	*	*	*
180	200	220	220	220	220	230	240	270	*	*	*			
260	250	260	270	260	260	260	260	270						*
240	240	230	230	230	240	240	250	260	290	310	320	310	*	*
190	180	190	190	190	190	220	*	*	*	*	*	*		
*	170	200	200	230	230	290	*	*	*					
190	220	230	250	250	270	320	*	*	*	*	*			
340	340	340	360	390	380	380	390	420	450	480	500	510	510	560
280	290	300	300	300	300	330	380	400	410	*	*	*		
260	260	270	290	330	330	380	380	*	*					
210	210	210	220	230	230	280	280	350	390	*				
220	220	230	240	250	260	280	290	350	360	*				
220	220	240	260	250	260	300	340	*	*	*	*			
220	220	200	230	240	290	320	310	310						
200	200	210	250	300	310	310	*	*						
250	260	270	280	290	290	300	310	340	370	380	400	440	470	500
240	230	230	230	250	260	250	260	290	310	300	*	*		

крова по осредненным данным практически не нарушается. Наблюдения на ледниках показали, что сезонному ходу плотности снежного покрова свойственны аналогичные особенности. Так, плотность снежного покрова на Марухском леднике увеличивается от 300–320 кг/м³ в начале марта до 520–530 кг/м³ к июню (Боровик, 1977).

В менее снежных районах наибольшая средняя плотность, наблюдаемая в период таяния, имеет значения 260–320 кг/м³. Периоду схода снежного покрова предшествует, как правило, некоторое уменьшение плотности, вызванное водоотдачей снега в заключительной стадии снеготаяния. Достижение плотности снежного покрова своих максимальных значений определяется датами наступления водоотдачи и схода снежного покрова, так как именно в период между ними плотность наибольшая (550–600 кг/м³) (Цомае, 1963). Даты максимума плотности и схода снежного покрова, являющиеся в горных бассейнах (в мезомасштабе) функцией абсолютной высоты местности, располагаются во временном интервале от февраля до июня. Если на низко расположенных станциях Гузерипль, Конахкенд, Красная Поляна, Псху, Они максимум плотности (и дата схода) снежного покрова отмечаются в конце февраля – начале марта, то на Ачишхо и Крестовом перевале – в конце мая – начале июня (см. табл. 51).

Картина сезонного изменения плотности в конкретные годы может существенно отличаться от хода осредненных значений. Тенденция к уплотнению довольно часто в течение зимы нарушается, и развитие рассматриваемого параметра на отдельных временных отрезках имеет беспорядочный и скачкообразный характер (рис. 61). Основные колебания плотности вызваны в этом случае разуплотняющим действием снегопадов, после которых наблюдается резкое уменьшение общей плотности снежной толщи при повышении снегозапасов и затем ее (плотности) постепенное нарастание. Так, в январе 1976 г. на станции Клухорский Перевал были последовательно зафиксированы следующие колебания плотности: при росте толщины снежного покрова от 82 до 148 см в течение суток плотность упала от 250 до 180 кг/м³; далее за один снегопад при росте толщины от 131 до 190 см плотность понизилась с 240 до 190 кг/м³; очередное уменьшение плотности от 200 до 180 кг/м³ произошло с увеличением толщины снежного покрова от 212 до 259 см также за один снегопад. Как видим, колебания плотности снежного покрова особенно велики в период интенсивного увеличения толщины снежного покрова при сильных снегопадах. В еще большей степени “спонтанность” в динамике плотности в отдельные зимы свойственна высокогорным районам Восточного Кавказа, где уплотнение толщи снега под влиянием силы тяжести не имеет ведущей роли. Временной ход плотности на станции Сулак, высокогорная (рис. 61), в некоторые годы не поддается процедуре сглаживания.

Более сглаженное “правильное” сезонное развитие плотности свойственно многоснежным районам, в том числе ледниковым поверхностям. По наблюдениям на Марухском леднике в годы различной снежности (рис. 62) простому ходу толщины снежного покрова соответствует монотонное нарастание плотности в результате гравитационного уплотнения снега (зима 1973/74 г.). В случае сложного хода толщины снежного покрова, при котором наблюдаются заметные ее колебания, интенсивные снегопады способ-

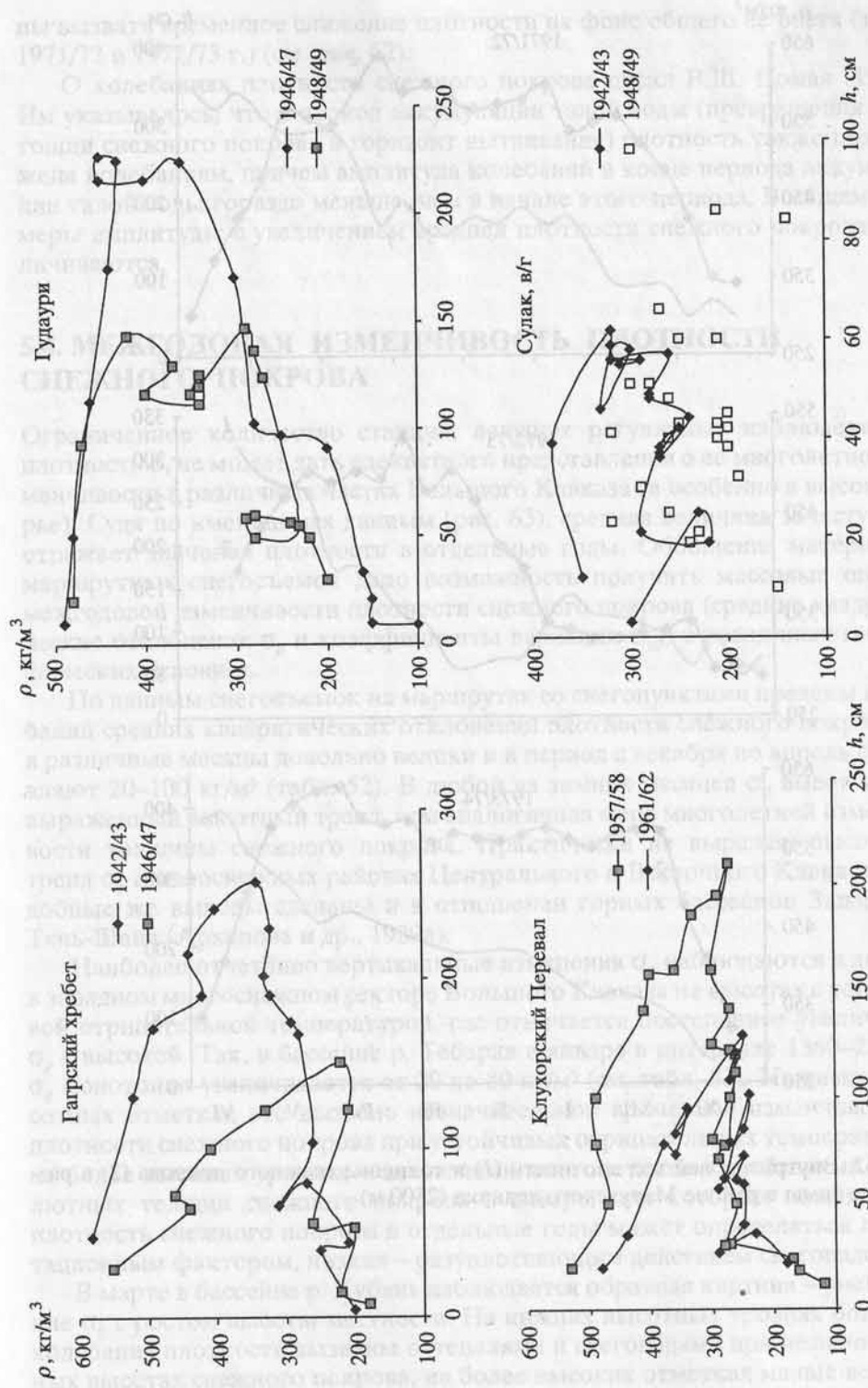


Рис. 61. Связь плотности ρ и толщины снежного покрова h в виде последовательных декадных изменений в годы различной снежности на станциях Большого Кавказа

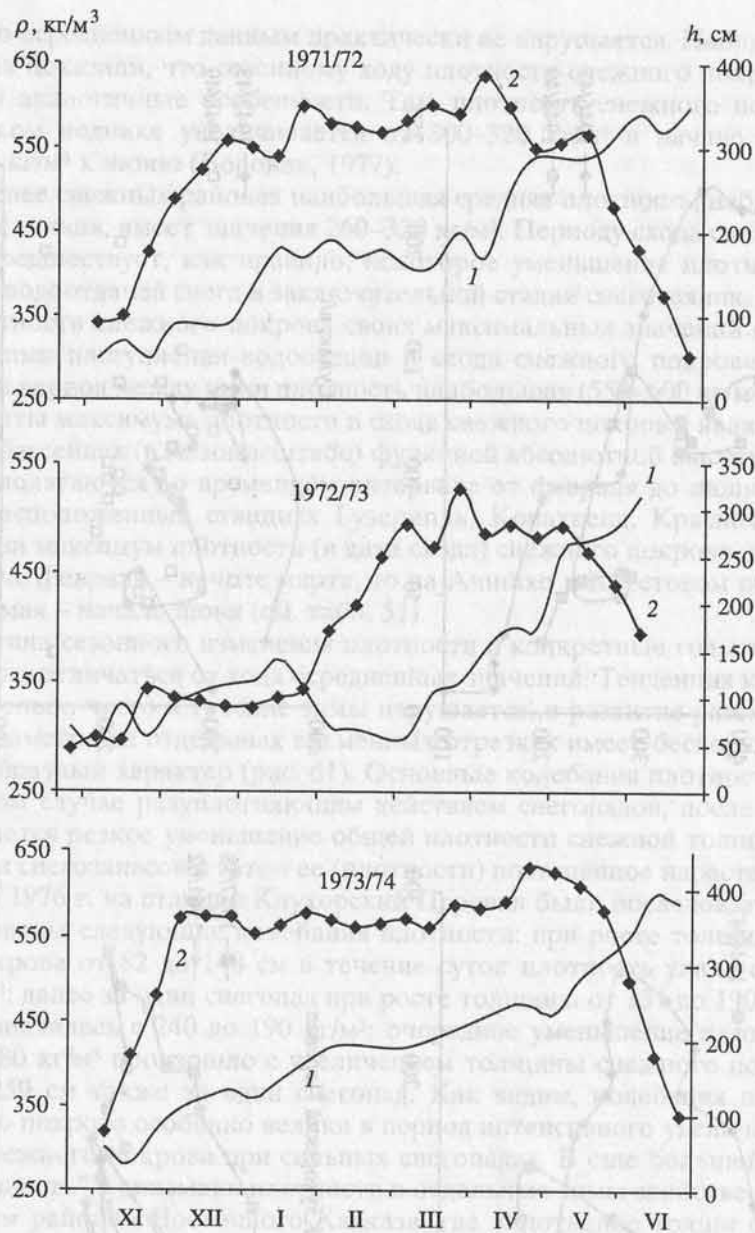


Рис. 62. Внутригодовой ход плотности (1) и толщины снежного покрова (2) в различные зимы в районе Марухского ледника (2500 м)

ны вызвать временное снижение плотности на фоне общего ее роста (зимы 1971/72 и 1972/73 г.) (см. рис. 62).

О колебаниях плотности снежного покрова писал В.Ш. Цомае (1963). Им указывалось, что в период аккумуляции талой воды (превращения всей толщи снежного покрова в горизонт вытаявания) плотность также подвержена колебаниям, причем амплитуда колебаний в конце периода аккумуляции талой воды гораздо меньше, чем в начале этого периода. В общем размеры амплитуды с увеличением средней плотности снежного покрова увеличиваются.

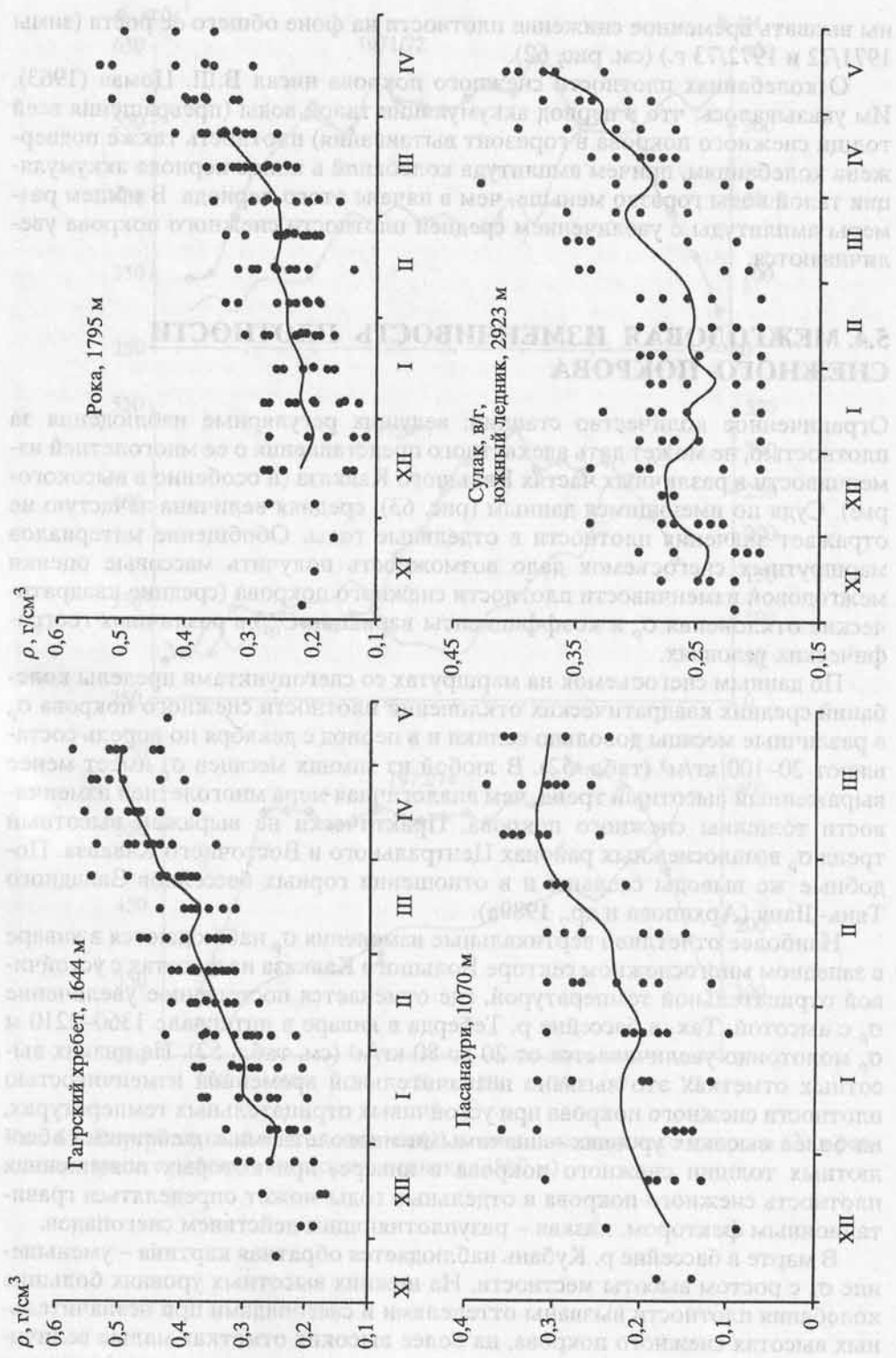
5.4. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЛОТНОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Ограниченное количество станций, ведущих регулярные наблюдения за плотностью, не может дать адекватного представления о ее многолетней изменчивости в различных частях Большого Кавказа (и особенно в высокогорье). Судя по имеющимся данным (рис. 63), средняя величина зачастую не отражает значения плотности в отдельные годы. Обобщение материалов маршрутных снегосъемок дало возможность получить массовые оценки межгодовой изменчивости плотности снежного покрова (средние квадратические отклонения σ_p и коэффициенты вариации C_{vp}) в различных географических условиях.

По данным снегосъемок на маршрутах со снегопунктами пределы колебаний средних квадратических отклонений плотности снежного покрова σ_p в различные месяцы довольно велики и в период с декабря по апрель составляют 20–100 кг/м³ (табл. 52). В любой из зимних месяцев σ_p имеет менее выраженный высотный тренд, чем аналогичная мера многолетней изменчивости толщины снежного покрова. Практически не выражен высотный тренд σ_p в малоснежных районах Центрального и Восточного Кавказа. Подобные же выводы сделаны и в отношении горных бассейнов Западного Тянь-Шаня (Архипова и др., 1989а).

Наиболее отчетливо вертикальные изменения σ_p наблюдаются в январе в западном многоснежном секторе Большого Кавказа на высотах с устойчивой отрицательной температурой, где отмечается постепенное увеличение σ_p с высотой. Так, в бассейне р. Теберда в январе в интервале 1360–2210 м σ_p монотонно увеличивается от 20 до 80 кг/м³ (см. табл. 52). На низких высотных отметках это вызвано незначительной временной изменчивостью плотности снежного покрова при устойчивых отрицательных температурах, на более высоких уровнях – значимыми многолетними колебаниями абсолютных толщин снежного покрова в январе, при которых повышенная плотность снежного покрова в отдельные годы может определяться гравитационным фактором, низкая – разуплотняющим действием снегопадов.

В марте в бассейне р. Кубань наблюдается обратная картина – уменьшение σ_p с ростом высоты местности. На нижних высотных уровнях большие колебания плотности вызваны оттепелями и снегопадами при незначительных высотах снежного покрова, на более высоких отметках малые величины σ_p обусловлены устойчивым преобладанием гравитационного фактора в



динамике плотности снежного покрова в марте. В бассейне р. Пшеха на высотах 740–1810 м среднее квадратическое отклонение плотности уменьшается от 150 до 70 кг/м³, в бассейне р. Учкулан в интервале 1590–2230 м происходит уменьшение σ_p от 110 до 50 кг/м³. Схожие изменения многолетних колебаний плотности отмечаются в наиболее заснеженной части бассейна р. Сулак – верховьях Андийского Койсу, где на отметках от 1500 до 3000 м σ_p понижается от 100 до 40 кг/м³ (табл. 53). Согласно данным наблюдений в многоснежных бассейнах Бзыби, Кодори, Квирилы, в марте многолетняя изменчивость плотности снежного покрова, характеризуемая σ_p , здесь с высотой также последовательно уменьшается (см. табл. 53).

В районах Большого Кавказа (большая часть бассейнов рек Терек, Сулак, Риони, Кура, бассейн р. Кусарчай), где действие гравитационного уплотнения не способно нейтрализовать действие других факторов плотности (инфильтрационное уплотнение, снегопады, метели и ветры), высотное распределение среднего квадратического отклонения плотности снежного покрова имеет неупорядоченный характер, преобладающие значения σ_p по данным снегомерных маршрутов на большей части территории составляют 40–80 кг/м³.

Не удалось обнаружить сколько-нибудь выраженный сезонный ход σ_p по данным маршрутных наблюдений, хотя известно, что в ряде горных бассейнов Средней Азии изменчивость плотности снежного покрова повышена в начальную фазу зимы, достигает минимума в январе–феврале и возрастает в период таяния (Архипова и др., 1989б). Схожая закономерность, прослеживаемая на высотах 1700–2000 м в бассейнах Белой и Цейдона (см. табл. 52), не дает основание предполагать, что она существует повсеместно.

Коэффициенты вариации плотности снежного покрова C_{vp} , характеризующие ее относительную межгодовую изменчивость, в различные фазы снегонакопления колеблются на исследуемой территории в пределах 0,07–1,40. Какие-либо черты подобия в сезонном ходе C_{vp} по имеющимся материалам (см. табл. 52) выявить не удалось, что, скорее всего, связано не только с ограниченностью данных, но и с неодинаковыми доминирующими факторами межгодовой изменчивости плотности снежного покрова на разных высотных уровнях в разные стадии снегонакопления.

Гораздо отчетливее прослеживается иная закономерность – высотный тренд C_{vp} в отдельных горных бассейнах (рис. 64). Наиболее важно установление характера связи $C_{vp}(H)$ в марте – месяце повсеместного проведения наземных и авиадистанционных снегосъемок. Локальные кривые в рассматриваемых горных бассейнах имеют вид степенной функции $C_{vp} = aH^m$, где a и m – параметры связи (табл. 54). При этом наблюдается в целом устойчивое уменьшение относительной изменчивости плотности снежного покрова с высотой. Это явление следует объяснить ростом временной устойчивости данной характеристики снежного покрова с высотой, “подавлением” гравитационным уплотнением снега других случайных факторов (оттепели, ветер) по мере увеличения высоты местности и толщины снежного покрова.

←
Рис. 63. Сезонные вариации плотности снежного покрова на станциях Большого Кавказа. Линия – сглаженный ход средней декадной плотности снежного покрова

Таблица 52

Среднее квадратическое отклонение σ_p (в кг/м³) и коэффициент вариации C_{vp} плотности снежного покрова на снегопунктах наземных маршрутных снегоъемок*

Высота СП, м	№ СП	Декабрь		Январь	
		σ_p	C_{vp}	σ_p	C_{vp}
ст. Даховская – гора Оштен (бассейн р. Белая)					
460	1	*	*	40	0,21
720	2	*	*	30	0,13
900	3	60	0,31	60	0,28
1180	4	40	0,21	60	0,26
1260	5	40	0,23	60	0,26
1410	6	70	0,30	50	0,22
1650	7А	(60)	(0,26)	60	0,20
1750	8	70	0,31	50	0,19
1850	9	50	0,21	40	0,14
2020	11	50	0,17	60	0,20
г. Теберда – ледник Хакель (бассейн р. Теберда)					
1360	1	(50)	(0,25)	20	1,40
1380	2	(50)	(0,27)	30	1,14
1430	3	(60)	(0,29)	40	0,89
1640	4	–	–	50	0,81
1800	5	(50)	(0,18)	60	0,73
1900	6	(30)	(0,12)	60	0,54
2210	7	(50)	(0,18)	80	0,64
п.г.т. Бурон – ледник Цея (бассейн р. Цеядон)					
1220	1	*	*	*	*
1350	2	*	*	*	*
1500	3	*	*	20	0,10
1640	4	50	0,26	40	0,19
1780	5	50	0,24	50	0,24
1900	6	60	0,30	50	0,23
2000	7	60	0,29	50	0,22
2150	8	60	0,27	–	–
2300	9	80	0,33	–	–

* Здесь и далее в таблицах знак "*" означает, что устойчивый снежный покров отсутствовал более чем в 50% зим; прочерк – данные отсутствуют. В скобках даны характеристики, рассчитанные по коротким рядам.

Ограниченное количество данных, впрочем, охватывающих весьма различные по условиям снежности части Большого Кавказа, тем не менее, дает представление о характере внутрорегионального изменения параметров связи $C_{vp}(H)$ (см. табл. 54). Отчетливо видна закономерность увеличения коэффициентов вариации плотности снежного покрова в марте на фиксиро-

Февраль		Март		Апрель	
σ_p	$C_{вр}$	σ_p	$C_{вр}$	σ_p	$C_{вр}$
50	0,21	*	*	*	*
60	0,25	*	*	*	*
70	0,28	*	*	*	*
90	0,37	100	0,31	*	*
80	0,34	90	0,30	*	*
70	0,27	70	0,22	*	*
60	0,19	(50)	(0,13)	*	*
50	0,18	60	0,18	80	0,21
40	0,14	50	0,14	70	0,16
70	0,20	60	0,17	(90)	(0,20)
20	1,10	*	*	*	*
30	0,91	30	1,18	*	*
40	0,77	30	1,00	*	*
40	0,59	40	0,66	40	1,44
50	0,53	50	0,46	60	0,88
70	0,45	50	0,33	60	0,51
70	0,55	50	0,40	60	0,69
*	*	*	*	*	*
*	*	*	*	*	*
60	0,33	*	*	*	*
50	0,22	50	0,19	*	*
30	0,13	60	0,22	60	0,17
40	0,16	70	0,26	70	0,21
40	0,15	60	0,21	70	0,20
50	0,19	60	0,20	60	0,16
60	0,21	80	0,26	70	0,18

ванных абсолютных высотах на обоих макросклонах в субмеридиональном направлении – с запада на восток – по мере уменьшения снежности. Судя по данным 8 горных бассейнов, параметр m в эмпирических формулах $C_{вр} = aH^m$ в целом убывает с запада на восток, что, на наш взгляд, качественно отражает сущность рассматриваемой связи. Из-за недостаточного объе-

Таблица 53

Среднее квадратическое отклонение σ_p (в кг/м³) и коэффициент вариации $C_{вр}$ плотности снежного покрова по высотным интервалам маршрутов на дату проведения линейной снегосъемки

Высота, м	Средняя дата проведения снегосъемки	σ_p	$C_{вр}$
1	2	3	4

Северный склон

Бассейн р. Сулак, маршрут с. Тинди – язык ледника Аддала-Шухгельмеэр

1400–1500	22.III	*	*
1500–1600	22.III	100	0,33
1600–1700	21.III	90	0,30
1700–1800	21.III	80	0,27
1800–1900	20.III	70	0,26
1900–2000	19.III	60	0,21
2000–2100	19.III	50	0,20
2100–2200	19.III	60	0,22
2200–2300	18.III	50	0,21
2300–2400	18.III	30	0,13
2400–2500	17.III	30	0,13
2500–2600	17.III	50	0,20
2600–2700	17.III	40	0,16
2700–2800	16.III	40	0,18
2800–2900	16.III	40	0,15
2900–3000	15.III	50	0,19

Бассейн р. Кусарчай, маршрут с. Кузун – гора Шахдаг

1400–1500	15.III	70	0,31
1500–1600	15.III	70	0,31
1600–1700	16.III	80	0,28
1700–1800	16.III	80	0,28
1800–1900	16.III	90	0,33
1900–2000	16.III	80	0,29
2000–2100	16.III	80	0,30
2100–2200	17.III	80	0,30
2200–2300	17.III	90	0,30
2300–2400	17.III	80	0,31
2400–2500	17.III	90	0,32
2500–2600	17.III	80	0,28
2600–2700	17.III	80	0,28
2700–2800	17.III	70	0,26
2800–2900	13.III	40	0,17

Южный склон

Бассейн р. Бзыбь, маршрут устье р. Гега – курорт Авадхара

300–400	6.III	70	0,20
400–500	6.III	60	0,17
500–600	6.III	50	0,16

Таблица 53 (продолжение)

Параметры	1	2	3	4
600–700		6.Ш	50	0,15
700–800		6.Ш	40	0,12
800–900		7.Ш	30	0,10
900–1000		7.Ш	30	0,09
1000–1100		7.Ш	20	0,07
1100–1200		7.Ш	20	0,07
1200–1300		8.Ш	20	0,07
1300–1400		8.Ш	20	0,07
1400–1500		8.Ш	20	0,07
1500–1600		8.Ш	20	0,08
Бассейн р. Кодори, маршрут с. Ажара – исток р. Сакени				
600–700		5.Ш	60	0,18
700–800		5.Ш	50	0,15
800–900		6.Ш	30	0,10
900–1000		7.Ш	40	0,12
1000–1100		7.Ш	40	0,13
1100–1200		7.Ш	40	0,14
1200–1300		8.Ш	40	0,13
1300–1400		9.Ш	40	0,12
1400–1500		9.Ш	40	0,13
Бассейн р. Риони, маршрут с. Саглоло – Мамисонский перевал				
1130–1200		4.Ш	40	0,12
1200–1300		6.Ш	40	0,12
1300–1400		7.Ш	40	0,13
1400–1500		7.Ш	30	0,12
1500–1600		7.Ш	40	0,13
1600–1700		8.Ш	40	0,13
1700–1800		8.Ш	30	0,12
1800–1900		8.Ш	30	0,11
1900–2000		8.Ш	30	0,12
2000–2100		8.Ш	40	0,12
2100–2200		8.Ш	30	0,12
2200–2300		8.Ш	40	0,14
2300–2400		8.Ш	40	0,15
2400–2500		8.Ш	50	0,18
2500–2600		7.Ш	50	0,17
2600–2700		7.Ш	50	0,18
2700–2800		7.Ш	50	0,19
Бассейн р. Квирила (Риони), маршрут с. Чала – исток р. Квирила				
500–600		6.Ш	80	0,30
600–700		6.Ш	80	0,28
700–800		6.Ш	70	0,25
800–900		6.Ш	70	0,23
900–1000		6.Ш	60	0,21
1000–1100		6.Ш	60	0,19
1100–1200		5.Ш	60	0,19

Таблица 53 (окончание)

1	2	3	4
1200–1300	5.Ш	60	0,20
1300–1400	6.Ш	50	0,16
1400–1500	6.Ш	40	0,15
1500–1600	5.Ш	40	0,12
1600–1700	5.Ш	30	0,12
1700–1800	5.Ш	30	0,12
1800–1900	5.Ш	40	0,12
1900–2000	5.Ш	30	0,12
Бассейн р. Кура, маршрут курорт Джава – Рокский перевал			
1100–1200	5.Ш	50	0,17
1200–1300	5.Ш	40	0,14
1300–1400	5.Ш	50	0,17
1400–1500	6.Ш	50	0,17
1500–1600	6.Ш	50	0,19
1600–1700	7.Ш	40	0,17
1700–1800	7.Ш	50	0,20
1800–1900	7.Ш	60	0,23
1900–2000	8.Ш	60	0,23
2000–2100	8.Ш	60	0,22
2100–2200	9.Ш	70	0,24
2200–2300	9.Ш	70	0,26

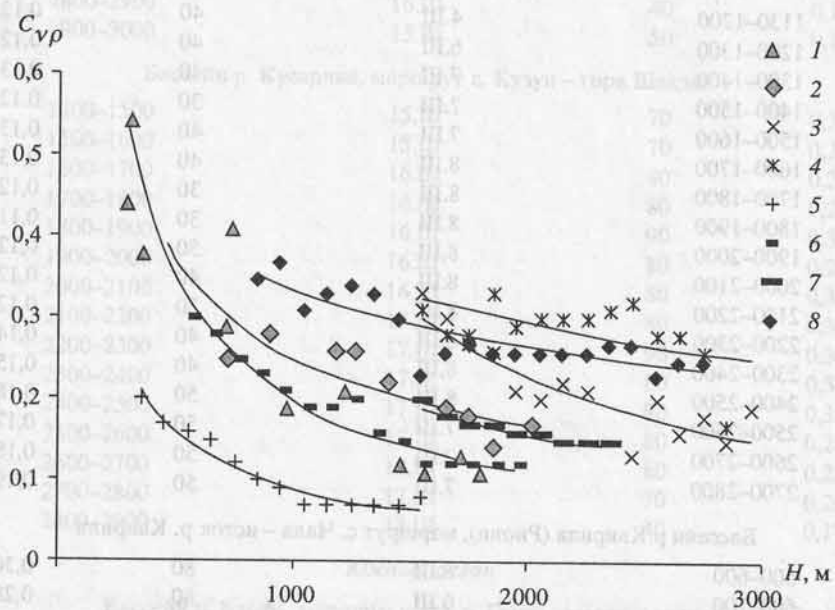


Рис. 64. Изменение коэффициента вариации плотности снежного покрова в марте с высотой в различных горных бассейнах
 Реки: 1 – Пшеха, 2 – Белая, 3 – Андийское Койсу, 4 – Кусарчай, 5 – Бзыбь, 6 – Квирила, 7 – Арагви, 8 – Кишчай

Таблица 54

Параметры (a , m) зависимости коэффициента вариации C_{vp} плотности снежного покрова в марте от высоты местности H (в м)

Горный бассейн	a	m	R^2
Пшеха	58,01	-0,823	0,875
Белая	12,57	-0,567	0,683
Андийское Койсу	159,93	-0,856	0,642
Кусарчай	5,89	-0,395	0,631
Бзыбь	23,72	-0,806	0,909
Квирила	54,93	-0,814	0,946
Арагви	23,34	-0,654	0,918
Кишчай	3,27	-0,331	0,704

ма данных, к сожалению, не представляется возможным получить надежные зависимости параметров связи $C_{vp} = aH^m$ от показателей, отражающих местную снежность (например, положение климатической снеговой границы), но вид данной связи можно распространить и на другие горные бассейны в пределах высотной зоны основного снегонакопления.

5.5. ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕГОЗАПАСОВ

Сведения о снегозапасах, наилучшим образом характеризующие снежность территории, находят свое применение при прогнозировании речного стока, оценке степени лавинной опасности и исследовании всего комплекса гляциоклиматологических связей, в том числе процессов массообмена в ледниках. Фоновые оценки снегозапасов необходимы для хозяйственного и рекреационного освоения горных территорий.

Ограниченность климатической информации о снегозапасах на Большом Кавказе, исчерпывающаяся данными справочников (Справочник... 1968, 1969, 1970) (табл. 55), вызвана не только труднодоступностью горных районов, но и трудоемкостью определения этой характеристики, особенно в многоснежных бассейнах. Пространственная структура снегозапасов в масштабе горной страны в связи с этим остается до настоящего времени слабо изученной. С обобщением данных снегомерных маршрутов информационная база снегозапасов в горах Большого Кавказа значительно расширена, что и послужило основой для качественно новой оценки закономерностей их распределения.

Расчет средних многолетних максимальных снегозапасов \bar{w}_{max} выполнялся двумя способами: 1) путем непосредственного осреднения фактических данных w , 2) с использованием фактических значений средней максимальной толщины снежного покрова и расчетных значений плотности $\psi_{max} = \bar{h}_{max} \rho_0$, где ρ_0 определялось по эмпирической формуле (5.1). Второй способ в ряде случаев оказывается предпочтительнее, поскольку оценки средней максимальной толщины снежного покрова, на наш взгляд, надеж-

Таблица 55

Внутригодовое распределение средних снегозапасов (в мм) по данным снегосъежек

Станция	Высота, м	Ноябрь			Декабрь			Январь		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3
Гузерипись	668	*	*	*	*	*	*	26	30	44
Архыз	1452	*	*	*	26	30	40	41	58	65
Шаджатмаз	2070	*	*	*	*	19	23	21	29	33
Бермамыт	2583	*	*	14	21	21	22	21	24	22
Сулак, в/г	2923	28	38	56	65	75	75	80	83	87
Кырыз	2071	*	*	*	13	19	23	24	30	26
Конахенд	1068	*	*	*	*	*	*	*	20	25
Красная	566	*	*	*	*	*	*	39	60	100
Поляна										
Ачишко	1880		101	234	387	685	812	1016	1143	1297
Псху, ГМС	685	*	*	*	*	*	40	81	89	136
Гагрский хребет	1644	*	*	65	101	138	169	209	277	344
Местия	1441	*	*	16	31	45	58	71	93	107
Шови	1507	*	*	21	39	70	77	92	123	138
Цагери	490	*	*	*	*	*	*	*	*	63
Джава	1109	*	*	*	22	24	32	41	67	84
Рока	1795	37	57	75	132	166	183	212	220	272
Крестовый перевал	2395	*	68	113	182	201	226	246	301	377
Алибек	1745	*	*	31	44	50	62	76	89	95

нее, чем аналогичные значения снегозапасов. Это связано с тем, что ряды наблюдений за снегозапасами на снегопунктах, как правило, короче, чем наблюдения за толщиной снежного покрова; кроме того, пропуски в измерениях плотности и снегозапаса отмечаются в основном в многоснежные годы, что сильно искажает оценку нормы. На значительной части снегопунктов (в том числе снегопунктов, оборудованных дистанционными рейками) плотность снежного покрова вообще не измеряется. Применение расчетных значений \bar{w} целесообразно для получения массовых данных, необходимых при построении карты распределения средних максимальных снегозапасов.

Сравнение значений \bar{w} и \bar{w}' показало их принадлежность к единой зависимости на уровне заданного отклонения (рис. 65). В качестве критерия допустимого отклонения \bar{w}' от кривой $\bar{w}(H)$, построенной по результатам фактического осреднения снегозапасов, принималось соотношение (2.1). Близость оценок средних максимальных снегозапасов, определенных двумя способами, показала состоятельность эмпирической формулы (5.1) и обоснованность использования расчетных значений \bar{w} для построения карты средних максимальных снегозапасов.

Оценка территориальной структуры поля снегозапасов проводилась путем построения высотных мезомасштабных зависимостей $\bar{w}_{\max} = f(H)$ на основе сделанного ранее районирования (см. рис. 41). Фоновые значения средних максимальных снегозапасов, полученные путем сглаживания кривых, даны в табл. 56.

Февраль			Март			Апрель			Май		
1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
37	39	36	*	*	*	*	*	*			
74	72	77	65	57	*	*	*	*			
38	36	37	42	37	36	*	*	*	*		
26	28	30	29	28	24	*	*	*	*	*	
86	88	94	98	100	104	125	133	125	76	*	*
25	22	20	18	*	*	*	*	*	*		
29	30	39	32	*	*	*					
129	110	125	106	*	*	*	*				
1452	1579	1685	1815	1868	1870	1786	1622	1357	1004	634	262
171	172	189	186	144	*	*					
453	454	521	493	558	529	389	246	*	*	*	
125	136	140	147	136	115	52	*				
180	181	205	221	220	181	97	*				
77	82	84	62	*	*						
78	78	70	46	34	*	*					
303	344	348	315	164	131	*					
423	442	504	590	632	678	699	702	669	577	411	168
102	124	141	150	161	150	109	49	*	*		

Прежде всего отметим значительное разнообразие вертикального распределения \bar{w}_{\max} в пределах рассматриваемой территории. Как и в случае высотного изменения средней максимальной толщины снежного покрова, зависимости $\bar{w}_{\max}(H)$ имеют объяснимое подобие в разных частях горной страны. Один из типов распределения, характеризующийся постепенным ростом вертикальных градиентов \bar{w}_{\max} до верхних пределов измерений, присущ наиболее увлажненной части Большого Кавказа (на северном склоне – бассейн Кубани за исключением верховий, на южном склоне – горные бассейны Шахе, Сочи, Мзымты, Бзыби, Кодори).

В меньшей степени выражена параболическая форма зависимости $\bar{w}_{\max}(H)$ в бассейнах Ингури и Риони (особенно в экранированных верховьях этих рек), но при ослаблении экранирующего действия южных передовых хребтов в бассейне Квирилы – левом притоке Риони – зависимость $\bar{w}_{\max}(H)$ имеет отчетливую параболическую форму. На Западном Кавказе в целом наблюдается максимальный разброс абсолютных значений снегозапасов в пределах сопоставимых высотных отметок. Так, если на высоте 2000 м в бассейне Пшехи $\bar{w}_{\max} = 950$ мм, то в верховьях Кубани \bar{w}_{\max} уменьшается до 200–90 мм.

Близка к линейной форма зависимости на Восточном Кавказе в бассейнах Сулака, Самура и азербайджанской части бассейна Куры. Здесь же отмечаются наименьшие для Большого Кавказа вертикальные градиенты \bar{w}_{\max} . Промежуточное положение занимают зависимости $\bar{w}_{\max}(H)$ в цент-

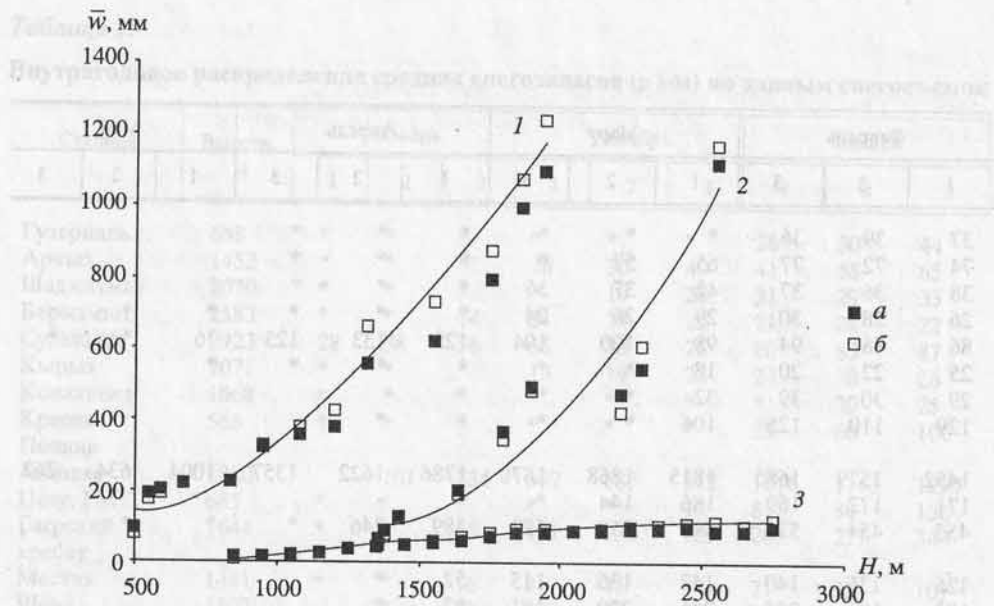


Рис. 65. Зависимости снегозапасов \bar{w} от высоты местности H , построенные по фактическим (а) и расчетным (б) данным, в бассейнах рек Мзымта (1), Теберда (2) и Агричай (3)

ральном секторе Большого Кавказа, образующие компактную группу и объединяющие бассейны Большой Лиахви, Ксани, Арагви, Иори на южном склоне и бассейны Малки, Ардона, Фиагдона и истоки Терека на северном склоне. В этой части Большого Кавказа в интервале высот 1200–2700 м, где аккумулируются основные снегозапасы, увеличения вертикальных градиентов \bar{w}_{\max} с высотой в целом не происходит, а в некоторых случаях может наблюдаться и их уменьшение.

Причины территориальных различий в вертикальном распределении снегозапасов кроются в изменении взаимодействия рельефа и влагонесущих масс. Адвективные процессы, определяющие осадкообразование в зимнее время, связаны, прежде всего, с выходом циклонов с запада. Рост вертикальных градиентов снегозапасов, как видим, наблюдается там, где особенно выражен орографический подъем влагонесущих потоков, т.е. на наветренных склонах в западном секторе Большого Кавказа. По мере усиления континентальности и ослабления влажосодержания воздушных масс роль орографических осадков падает, что проявляется в заметном уменьшении величин вертикальных градиентов \bar{w}_{\max} в восточной части Большого Кавказа.

Основная макромасштабная закономерность изменения поля средних максимальных снегозапасов — их уменьшение на одних и тех же высотах вдоль оси общекавказского простираения с запада на восток (рис. 66 и табл. 57), что вызвано субширотной вытянутостью горной страны. На характерном уровне 2000 м фоновые снегозапасы изменяются на северном склоне от 950 мм в бассейне Пшехи до ~40 мм в бассейнах Самура, Кусарчая и Вельвеличая; на южном склоне — от 1100 мм в бассейнах Шахе и Сочи до

Таблица 56

Средние максимальные снегозапасы (в мм) в горных бассейнах Большого Кавказа

Горный бассейн	Высота, км					
	0,5–1,0	1,0–1,5	1,5–2,0	2,0–2,5	2,5–3,0	3,0–3,5
Западнее бассейна	< 90					
р. Пшеха						
Пшеха	38–171	171–536	536–952	952–1147		
Белая	18–65	65–224	224–672	672–980		
Малая Лаба		75–270	270–759	759–945		
Большая Лаба		24–213	213–592	592–910		
Большой Зеленчук		22–162	162–496	496–850		
Малый Зеленчук		19–75	75–270	270–693		
Теберда		41–135	135–425	425–908	908–1050	
Учкулан			34–390	390–576	576–680	
Уллукам			18–88	88–464	464–527	
Малка			17–112	112–331	331–555	555–719
Ардон			40–213	213–348		
Фиагдон			16–31	31–144		
Терек			44–144	144–378		
Терек, верховья				112–150	150–214	214–287
Сунжа			38–69	69–103	103–126	
Андийское Койсу			32–77	77–153	153–224	
Аварское Койсу,			17–40	40–60	60–78	
Самур						
Шахе, Сочи,	75–276	276–620	620–1100	1100–1335		
Мзымта						
Бзыбь	130–390	390–550	550–1160	1160–1370		
Кодори	75–195	195–460	460–628	628–821	821–957	
Ингури		106–210	210–348	348–558	558–918	
Рioni		113–252	252–403	403–594		
Большая Лиахви	20–37	37–176	176–381	381–431		
Ксани, Арагви		21–125	125–247	247–419		
Иори	20–33	33–138	138–181	181–261		
Агричай, Турианчай		32–77	77–103	103–133		

~100 мм в бассейнах Агричай и Турианчай. На северном и южном склонах убывание \bar{w}_{\max} на уровне 2000 м, определяемое общекавказским горизонтальным градиентом, таким образом, составляет около 110 мм / 100 км и 145 мм / 100 км соответственно. На меньших высотах горизонтальные градиенты уменьшаются, на уровне 1500 м он равен около 70 мм / 100 км на северном склоне и 77 мм / 100 км на южном. Величины горизонтального градиента в общем уменьшаются с запада на восток, что вызвано нелинейным убыванием \bar{w}_{\max} в этом направлении.

На разных участках значения горизонтального градиента не остаются постоянными – особенно заметным является долготное уменьшение снегозапасов от горы Фишт до меридиана Лихского (Картло-Имеретинского) хребта. Восточнее убывание горизонтальных градиентов снегозапасов не-

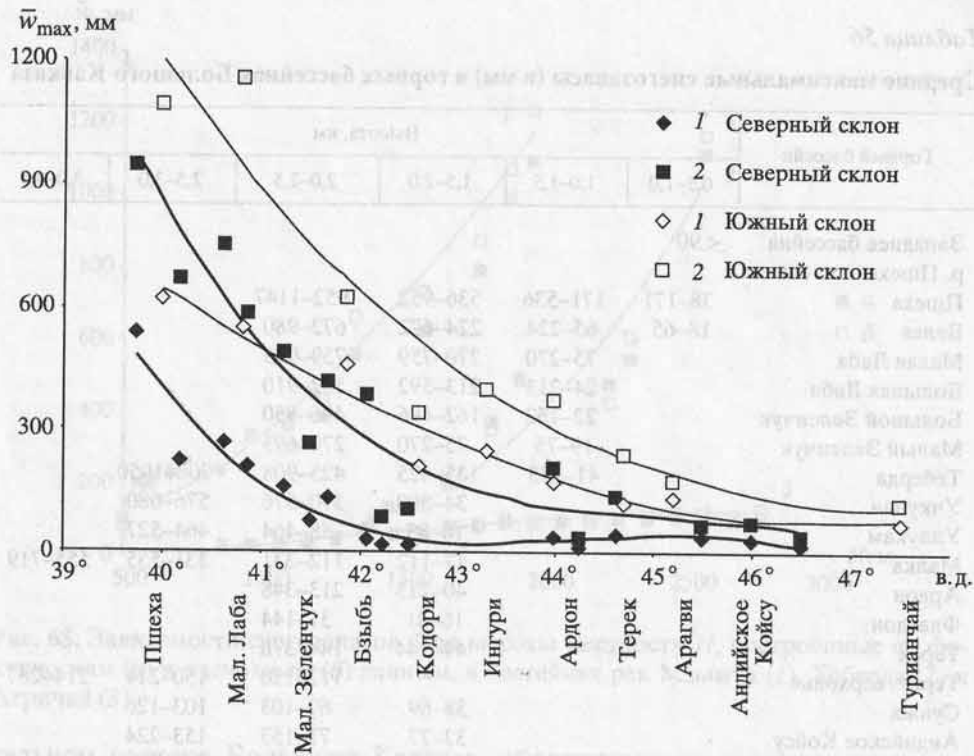


Рис. 66. Распределение средних максимальных снегозапасов \bar{w}_{\max} на северном (жирные линии) и южном (тонкие линии) макросклонах Большого Кавказа на высотах 1,5 км (1) и 2 км (2) в зависимости от географической долготы

значительно. В пределах западной части Большого Кавказа на отрезке Пшеха – Учкулан горизонтальный градиент на высоте 2000 м равен 250 мм / 100 км. Значительно меньше градиент на Центральном и Восточном Кавказе, например, на отрезке Малка – Самур он составляет 14 мм / 100 км.

Табл. 57 и рис. 66 показывают значимость географической долготы как фактора распределения поля средних максимальных снегозапасов в субширотной вытянутой горной стране. Таким образом, следует выделить два ведущих фактора распределения снегозапасов, действующих в масштабе горной страны: 1) экспозиционный и 2) долготный.

На существование макроэкспозиционного эффекта указывал А.Н. Кренке (1982), по оценкам которого для Большого Кавказа в целом величина различий в суммах твердых осадков между южным и северным склонами составляет 250 мм. Как видим (см. рис. 66), различия в \bar{w}_{\max} между северным и южным склонами на одних и тех же меридианах, позволяющие судить о вкладе макроэкспозиции в распределение поля снегозапасов, существенны. Например, на высоте 2000 м, по нашим расчетам, фоновые снегозапасы на южном склоне больше, чем на северном: на долготе 40° на 30%, на 41° – на 80%, на 42° – на 115%, на 43° – на 165%, на 44° – на 170%, на 45° –

Таблица 57

**Распределение средних максимальных снегозапасов (в мм)
в зависимости от географической долготы**

Горный бассейн	Долгота, град.	Высота, км		Горный бассейн	Долгота, град.	Высота, км	
		1,5	2			1,5	2
Северный склон				Южный склон			
Пшеха	39,8	536	952	Шахе, Сочи, Мзымта	40,0	620	1100
Белая	40,2	224	672	Бзыбь	40,8	550	1160
Малая Лаба	40,6	270	759	Кодори	41,9	460	628
Большая Лаба	40,9	213	592	Ингури	42,6	210	348
Большой	41,3	162	496	Риони	43,3	252	403
Зеленчук				Большая Лиахви	44,0	176	381
Малый Зеленчук	41,5	75	270	Ксани, Арагви	44,7	125	247
Теберда	41,7	135	425	Иори	45,2	138	181
Учкулан	42,1	34	390	Агричай,	47,5	77	103
Уллукам	42,3	18	88	Турианчай			
Баксан	42,5	17	112				
Ардон	44,0	40	213				
Фиэгдон	44,25	16	31				
Терек	44,6	44	144				
Сунжа	45,5	38	69				
Андийское Койсу	46,0	32	77				
Аварское Койсу	46,5	17	40				

на 120%, на 46° – на 100%. Влияние макроэкспозиции минимально в западной оконечности Большого Кавказа, где высота горного барьера еще не столь велика (не более 3000 м), с увеличением высоты горного сооружения на долготе центральной части Большого Кавказа (около 43–45° в.д.) экспозиционные контрасты в снегонакоплении закономерно возрастают и достигают максимума. Несколько сглаживаются они в восточной периферии горного сооружения на фоне общего резкого уменьшения снежности. Следовательно, роль макроэкспозиционных различий в распределении снежного покрова неодинакова в разных частях Большого Кавказа и усиливается с удалением от западной и восточной периферии горного сооружения.

Действие фактора географической долготы на поле снегозапасов в условиях Большого Кавказа проявляется гораздо более контрастней (о чем свидетельствуют горизонтальные градиенты снегозапасов), чем при сопоставимых меридиональных изменениях на Восточно-Европейской равнине, где долготные изменения фоновых снегозапасов почти не выражены (Атлас..., 1997а). Долгота отражает изменение континентальности и блокирующее влияние на влагонесущие потоки западной части горного сооружения, приводящее, видимо, к замедлению адвекции. Судя по распределению снегозапасов на Большом Кавказе (см. рис. 66), а именно – их уменьшению с запада на восток вдоль осевой части горной страны, с ростом долготы усили-

вается “обезвоживание” западных воздушных масс, траектории которых располагаются вдоль горного сооружения Большого Кавказа. Наветренным в этом случае оказывается не какой-то из макросклонов, а западный сектор Большого Кавказа, обращенный к адвекциям со стороны Атлантики. Когда вынужденный подъем воздушной массы приводит к осадкам, на подветренных склонах влажность воздуха падает, и в случае движения фронта фронтогенез ослабевает (Барри, 1984). При преобладающем движении циклонов вдоль оси Большого Кавказа фронтальные процессы, а следовательно, и осадкообразование, ослабевают.

Еще одним проявлением эффекта континентальности является изменение сезонного хода осадков: доля осадков зимнего периода уменьшается по мере удаления от акватории Черного моря, что в свою очередь также приводит к высоким контрастам в снегонакоплении между западной и восточной частями Большого Кавказа.

Карта распределения средних максимальных снеготпасов (рис. 67), построенная по результатам обобщения маршрутных наблюдений и формализации высотных зависимостей характеристик снежного покрова, нуждается в проверке. В этих случаях используется принцип гидрологического контроля. Оценки талого стока на Большом Кавказе, полученные обычными гидрологическими методами, приведены в работе Л.А. Владимирова и др. (1991), при этом указаны сведения о ледниковом стоке и об общих величинах талого стока, что позволяет выполнить расчет снеговой составляющей талого стока (табл. 58).

Автоматизированные методы картографирования снеготпасов значительно облегчают задачу расчета объема снеготпасов на исследуемом пространстве, которая ранее (Геткер, 1984) решалась методом планиметрирования карты и определения среднего по площади слоя снеготпасов. Для оценки географических закономерностей распределения средних максимальных снеготпасов (в абсолютных значениях объема воды) потребовалось провести расчеты в границах отдельных частей и высотных зон Большого Кавказа. Расчет объемов снеготпасов при помощи программы Surfer (фирма “Golden Software”) в этом случае осуществлялся путем наложения на карту снеготпасов контуров выделяемых высотных зон или участков горной страны.

Согласно нашим расчетам, объем средних максимальных снеготпасов на Большом Кавказе равен $25,2 \text{ км}^3$ (табл. 59), что близко к величине объема снегового стока ($28,6 \text{ км}^3$) по данным Л.А. Владимирова и др. (1991).

В работе Л.А. Владимирова (1991) площадь Большого Кавказа, определяемая с учетом границ водосборов рек, больше общепринятой и равна $197,1 \text{ тыс. км}^2$, что вызвано включением в контуры Большого Кавказа частей речных бассейнов, фактически находящихся на равнине (равнинные части бассейнов левых притоков Кубани и правых притоков Терека, низовья Риони, Ингури и др.). В низовьях этих рек снеговая составляющая стока мала, поскольку сами снеготпасы на равнине весьма незначительны. Поэтому, несмотря на заметные различия в рассматриваемых площадях, объемы снеготпасов и снегового стока для Большого Кавказа, рассчитанные независимыми методами, сопоставимы, как сопоставимы и значения объемов снеготпасов и снегового стока для соответствующих макросклонов Большого Кавказа (см. табл. 58 и 59).

Таблица 60

Распределение температуры воздуха в зимний период в различных частях территории

Местоположение	Температура воздуха (градусы Цельсия)
Северная часть	-35
Центральная часть	-25
Южная часть	-15

Распределение температуры воздуха в летний период в различных частях территории

Местоположение	Температура воздуха (градусы Цельсия)
Северная часть	+15
Центральная часть	+20
Южная часть	+25

Распределение температуры воздуха в осенний период в различных частях территории

Местоположение	Температура воздуха (градусы Цельсия)
Северная часть	+5
Центральная часть	+10
Южная часть	+15

Распределение температуры воздуха в весенний период в различных частях территории

Местоположение	Температура воздуха (градусы Цельсия)
Северная часть	+5
Центральная часть	+10
Южная часть	+15

с.ш.

45°

44°

43°

42°

41°

40°

42°

44°

46°

48°

50° в.д.

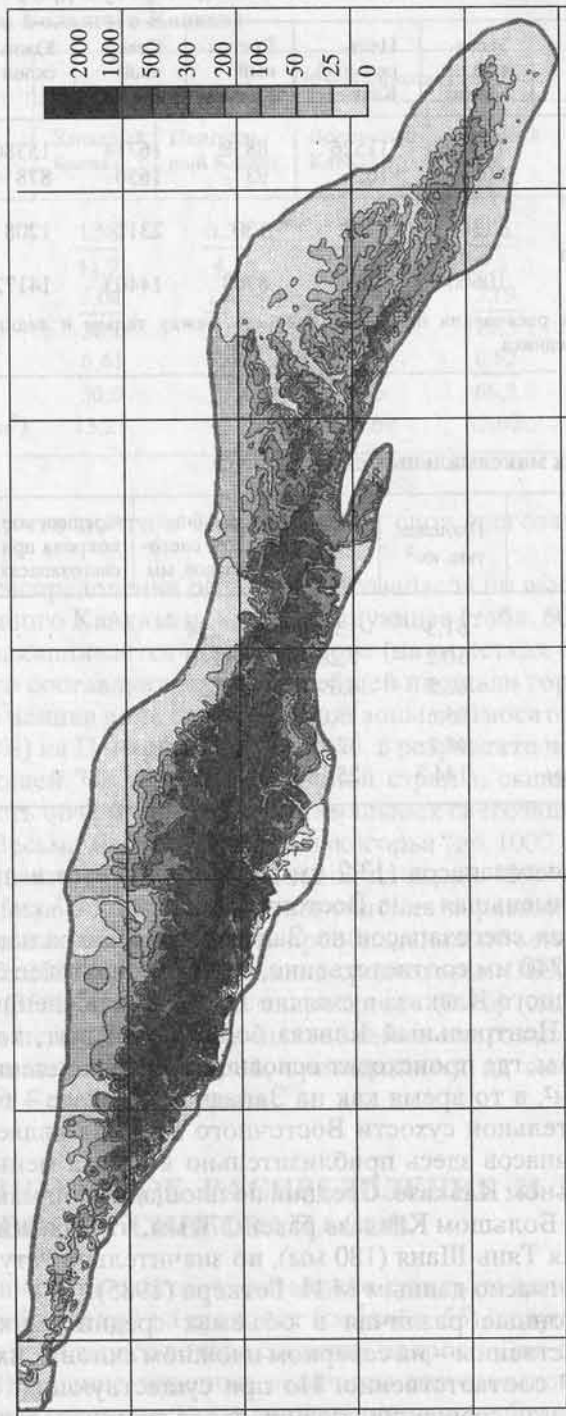


Рис. 67. Средние максимальные снеготпасы (в мм)

Таблица 58

Распределение талого стока (в млн м³) (по Л.В. Владимирову и др., 1991)

Сток	Запад- ный Кавказ	Цент- ральный Кавказ	Восточ- ный Кавказ	Север- ный склон	Южный склон	Большой Кавказ в целом
Талый сток	11730	11526	8838	16714	15380	32094
Ледниковый без учета снега на языке ледника	809	1626	93	1650	878	2528
Ледниковый с учетом снега на языке ледника	1130	2259	130	2311	1208	3519
Снеговой*	10600	9267	8708	14403	14172	28575

*Данная характеристика рассчитана нами, как разность между талым и ледниковым стоком с учетом снега на языке ледника.

Таблица 59

Распределение средних максимальных снеготпасов

Район	Площадь, тыс. км ²	Средний объем, км ³	Средний слой снего- запасов, мм	Средняя толщина снежного покрова при максимальных снеготпасах, см
Западный Кавказ	51,3	13,23	258	84
Центральный Кавказ	30,2	7,26	240	79
Восточный Кавказ	62,8	4,69	75	30
Северный макросклон	95,6	13,02	136	48
Южный макросклон	48,7	12,16	250	82
Большой Кавказ в целом	144,3	25,18	174	60

Большая часть снеготпасов (13,2 км³) аккумулируется в пределах Западного Кавказа, наименьшая – на Восточном Кавказе (4,7 км³). При этом средние значения слоя снеготпасов на Западном и Центральном Кавказе почти равны – 258 и 240 мм соответственно, несмотря на более благоприятное положение Западного Кавказа в смысле зимнего увлажнения. Такое равенство объяснимо: Центральный Кавказ более приподнят, территория с высотами более 2000 м, где происходит основное снеготнакопление, здесь составляет 10,6 тыс. км², в то время как на Западном Кавказе – 6,9 тыс. км². Отражением сравнительной сухости Восточного Кавказа является то, что средний слой снеготпасов здесь приблизительно в 3 раза меньше, чем на Западном и Центральном Кавказе. Средний по площади слой максимальных снеготпасов на всем Большом Кавказе равен 174 мм, что сравнимо с аналогичной величиной для Тянь-Шаня (180 мм), но значительно уступает Памиро-Алаю (350 мм), согласно данным М.И. Геткера (1985).

Макроэкспозиционные различия в объемах средних максимальных снеготпасов незначительны – на северном и южном склонах их аккумулируется 13 и 12,2 км³ соответственно. Но при существующей площадной асимметрии склонов при сравнении средних слоев снеготпасов отчетливо видно, что более снежным является южный макросклон со слоем снеготпа-

Таблица 60

Распределение средних максимальных снегозапасов по высотным зонам в разных частях Большого Кавказа

Высота, м	Объем снегозапасов, км ³ / %					
	Западный Кавказ	Центральный Кавказ	Восточный Кавказ	Северный склон	Южный склон	Большой Кавказ в целом
0–1000	1,58	0,34	0,41	1,21	1,12	2,33
	11,9	4,7	8,8	9,3	9,2	9,2
1000–2000	5,04	1,52	1,39	3,19	4,76	7,95
	38,1	20,9	29,6	24,5	39,1	31,6
> 2000	6,61	5,40	2,89	8,62	6,28	14,90
	50,0	74,4	61,6	66,2	51,7	59,2
Итого (в км ³)	13,23	7,26	4,69	13,02	12,16	25,18

пасов 250 мм, что почти в 2 раза больше слоя снегозапасов на северном склоне.

Расчеты распределения объемов снегозапасов по высотным зонам в целом для Большого Кавказа показали следующее (табл. 60): подавляющая их часть (59%) накапливается в высокогорье (на отметках более 2000 м), площадь которого составляет всего 25% общей площади горной страны.

Особенно велика доля высокогорной зоны в относительном объеме снегозапасов (74%) на Центральном Кавказе, в результате чего здесь на площади, составляющей 7% территории горной страны, скапливается приблизительно 1/5 часть объема средних максимальных снегозапасов всего Большого Кавказа. Весьма невелик вклад низкогорья (до 1000 м) в снегонакопление – 9% при занимаемой относительной площади 42%.

Вертикальная структура снегонакопления в разных частях Большого Кавказа неодинакова, при общем преобладании объемов снегозапасов на высотах более 2000 м, повышен вклад среднегорья (1000–2000 м) на Западном Кавказе (38%) и на южном макросклоне (39%) (см. табл. 60). В обоих случаях повышение относительных объемов снегозапасов в среднегорье вызвано сокращением площадей, приходящихся на высокогорную зону в данных частях Большого Кавказа.

5.6. ВНУТРИГОДОВОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СНЕГОЗАПАСОВ

О сезонной динамике снегозапасов можно судить по данным ограниченного количества наблюдений на станциях (см. табл. 55), ведущих декадные измерения плотности и запаса воды в снежном покрове. Для сравнимости на графике (рис. 68) средние декадные величины снегозапасов w_i нормировались максимальными среднедекадными значениями w_{max} . Сглаженный (осредненный по декадам) внутригодовой ход снегозапасов подобен ходу толщины

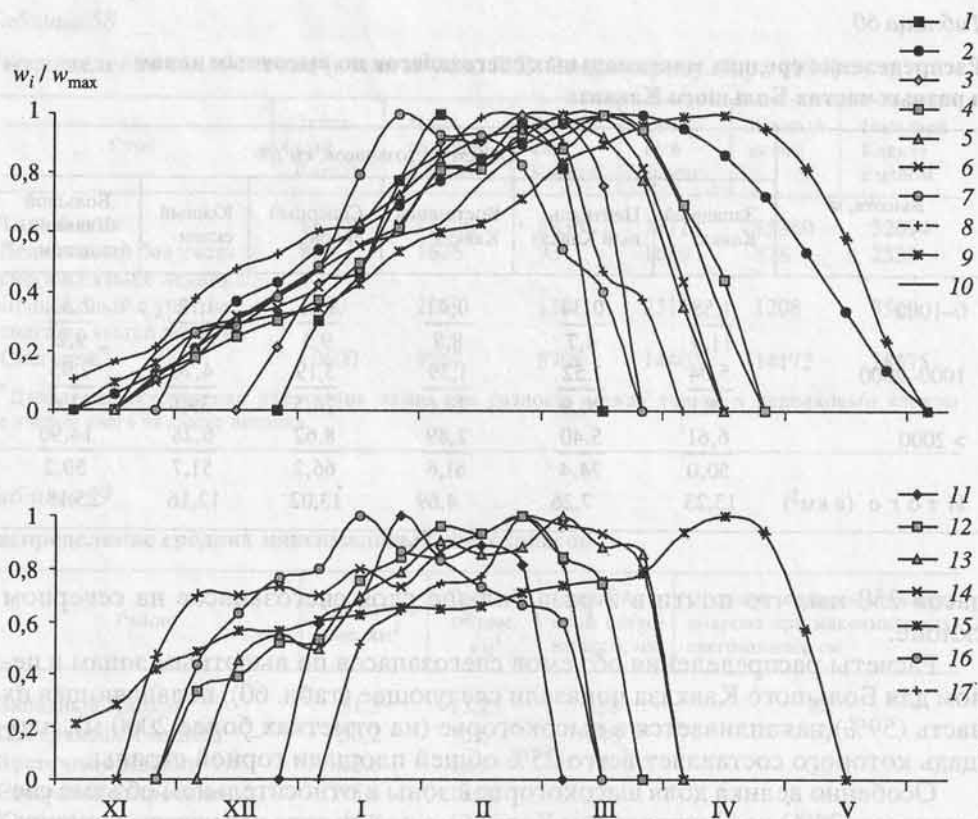


Рис. 68. Внутригодовой ход нормированных снегозапасов w_i/w_{\max} на станциях Большого Кавказа на южном (вверху) и северном (внизу) макросклонах

1 – Красная Поляна, 2 – Ачишхо, 3 – Псху, 4 – Гагрский хребет, 5 – Местия, 6 – Шови, 7 – Джава, 8 – Рока, 9 – Крестовый перевал, 10 – Алибек, 11 – Гузерипись, 12 – Архыз, 13 – Шаджатмаз, 14 – Бермамыт, 15 – Сулак, в/г, 16 – Кырыз, 17 – Конахкенд

снежного покрова: стадии накопления свойственны относительно медленный рост, стадии таяния – ускоренное уменьшение снегозапасов. Так, если на станции Архыз (1456 м) стадия аккумуляции снегозапасов занимает 9 декад, то стадия таяния – 3 декады, на станции Гагрский хребет фаза аккумуляции составляет 12 декад, фаза таяния – 4 декады. На средне- и высокогорных станциях продолжительность фазы аккумуляции снегозапасов приблизительно в 3 раза больше продолжительности фазы таяния. На многоснежных станциях (Ачишхо) это различие становится 2-кратным.

Как правило, средняя дата максимума снегозапасов $D_{w_{\max}}$ наблюдается через некоторое время после средней даты максимума толщины снежного покрова $D_{h_{\max}}$. Начиная с февраля эта разница составляет обычно одну декаду. Поскольку данных наблюдений за сезонным ходом снегозапасов, в отличие от наблюдений за толщиной снежного покрова, очень мало, для определения средних дат максимума снегозапасов удобно воспользоваться сведениями о $D_{h_{\max}}$. Связь между ними имеет вид $D_{w_{\max}} = 1,15 D_{h_{\max}}$ с коэффи-

коэффициентом детерминации $R^2 = 0,91$. Здесь $D_{h_{\max}}$ – средняя декада наступления максимальной толщины снежного покрова, отсчитываемая от первой декады января. Среднюю дату максимальной толщины снежного покрова можно определить как по результатам непосредственных наблюдений на станциях, так и по данным мартовских маршрутных снегосъемок, воспользовавшись уравнением (4.1) или (4.2).

В тех случаях, когда $D_{h_{\max}}$ неизвестно, для расчета $D_{w_{\max}}$ лучше воспользоваться уравнением, полученным по выборке из данных 20 станций,

$$D_{w_{\max}} = 2,68H + 0,008\bar{h}_{\max} + 2,4, \quad (5.3)$$

где $D_{w_{\max}}$ – средняя дата максимума снегозапасов, отсчитываемая от 1-й декады января; H – высота местности, км; \bar{h}_{\max} – средняя максимальная толщина снежного покрова, см. Качество зависимости характеризуется $R^2 = 0,81$ и стандартной ошибкой расчетов 1,1 декады. Из-за ограниченного количества данных невозможно определить изменение информативности зависимых переменных в разных географических условиях, но очевидно, что значимость h_{\max} в качестве предиктора растет в многоснежных районах Большого Кавказа.

Основной массив данных наблюдений за снегозапасами представлен результатами снегосъемок в марте, по которым трудно судить о сезонном распределении средних снегозапасов. Сезонному ходу снегозапасов, нормированных средними снегозапасами второй декады марта, на сопоставимых высотных уровнях свойственны черты подобия. Особенно это свойственно южному склону (Красная Поляна – Псху, Гагрский хребет – Алибек, Местия – Шови), более однородному по условиям формирования снежного покрова. Это делает возможным расчет снегозапасов в разные фазы снегонакопления по величине средних снегозапасов в марте \bar{w}_{III} . Были рассчитаны эмпирические коэффициенты w_i/w_{III} для южного склона (табл. 61), который почти не обеспечен ежемесячными снегосъемками.

Данных о межгодовой изменчивости снегозапасов на Большом Кавказе практически нет, поэтому полученные нами по результатам маршрутных наблюдений статистические характеристики изменчивости позволяют восполнить недостаток такого рода сведений. Особенно информативны в этом отношении ежемесячные снегосъемки на маршрутах со снегопунктами (табл. 62).

Диапазон характеристик изменчивости снегозапасов весьма широк и составляет для среднего квадратического отклонения $\sigma_w = 10-400$ мм, для коэффициента вариации $C_{vw} = 0,3-1,8$, что в целом больше, чем коэффициенты вариации толщины и намного больше коэффициентов вариации плотности снежного покрова.

Основными факторами временной изменчивости снегозапасов являются вариации осадкообразующих процессов в сочетании с изменчивостью термических условий. Значение фактора термической изменчивости убывает с высотой. Вместе с тем межгодовые вариации снегозапасов намного больше соответствующих показателей изменчивости осадков – коэффициенты вариации зимних осадков на Большом Кавказе в основном не превышают

Таблица 61

Эмпирические коэффициенты w_I/w_{III} для расчета внутригодового хода средних снегозапасов \bar{w}_I на южном склоне

Высота, м	Месяц				
	XII	I	II	III	IV
1000	0,72	2,00	2,30	1	0
1500	0,35	0,69	1,02	1	0
2000	0,31	0,52	0,75	1	0,70
2500	0,32	0,45	0,66	1	1,20

Таблица 62

Среднее квадратическое отклонение σ_w (в мм) снегозапасов по данным снегомерных маршрутов со снегопунктами

Высота, м	Месяц				
	XII	I	II	III	IV
ст. Даховская – гора Оштен					
460	*	14	10	*	*
720	*	15	19	*	*
900	17	34	44	*	*
1180	33	62	79	84	*
1260	26	67	77	92	*
1410	38	72	97	110	*
1650	70	106	123	144	*
1750	149	119	137	149	249
1850	142	203	224	209	281
2020	187	223	263	449	375
г. Теберда – ледник Хакель					
1360	35	55	77	*	*
1380	45	69	89	101	*
1430	47	99	115	123	*
1640	–	112	138	152	157
1800	101	163	193	196	264
1900	131	367	348	275	278
2210	142	230	280	238	304
п.г.т. Бурон – ледник Цей					
1500	*	34	38	*	*
1640	41	75	92	72	*
1780	51	72	91	64	87
1900	65	81	82	97	140
2000	94	102	118	106	138
2150	112	–	119	136	157
2300	132	–	151	148	162

0,3–0,35, что является нижним пределом вариации снегозапасов. В локальном масштабе на высотах более 2000 м на межгодовую изменчивость снегозапасов оказывает влияние изменчивость ветрового режима, что следует учитывать при интерпретации высотного распределения σ_w и C_{vw} .

Среднее квадратическое отклонение снегозапасов имеет более или менее закономерный сезонный ход на всех высотных отметках (см. табл. 62), являющийся отражением сезонного распределения средних снегозапасов. Максимальные значения σ_w в большинстве приходятся на фазу максимума снегозапасов. Значения σ_w говорят о существенной многолетней изменчивости снегозапасов и невозможности судить по данным ограниченного количества наблюдений о норме w .

Особенно велики σ_w в районах с усиленным метелево-ветровым режимом, например, в бассейне р. Белая на плато Лагонаки на высотах более 2000 м (см. табл. 62). Здесь σ_w достигает экстремальных значений более 300–400 мм. В каждый из месяцев повсеместно наблюдается закономерный рост σ_w с высотой, отражающий рост абсолютных величин снегозапасов.

Пространственные закономерности распределения коэффициентов вариации снегозапасов C_{vw} подчиняются высотным и долготным трендам. Повсеместно отмечено снижение относительной изменчивости снегозапасов с высотой (табл. 63 и рис. 69) объясняется, прежде всего, увеличением с высотой термической устойчивости условий холодного периода. В целом на равных высотных отметках с усилением континентальности отмечается рост C_{vw} с запада на восток на каждом из макросклонов.

Так, на высоте 2000 м от бассейна р. Пшеха до бассейна р. Каракойсу C_{vw} увеличивается от 0,3 до 0,9. В целом поле C_{vw} схоже с пространственной структурой коэффициента вариации толщины снежного покрова C_{vh} , более

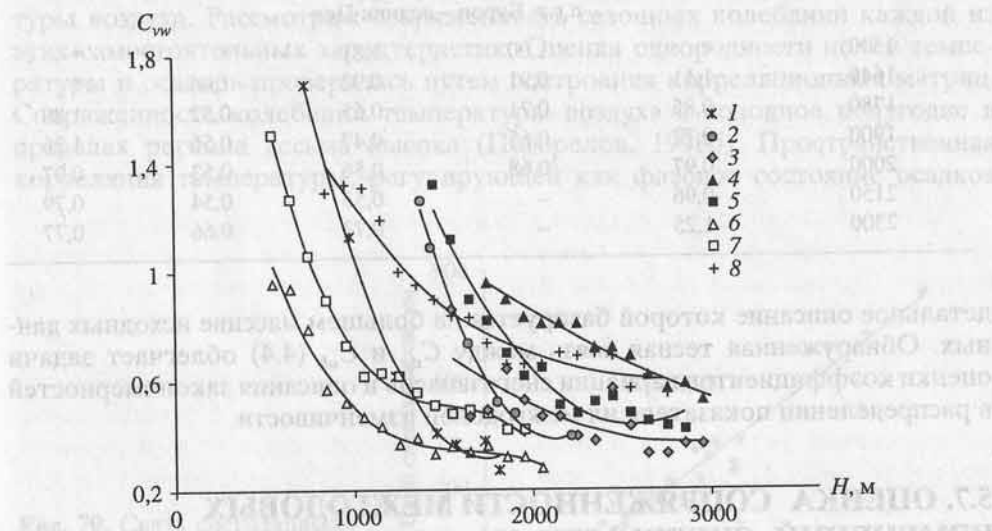


Рис. 69. Зависимость коэффициента вариации снегозапасов C_{vw} в марте от высоты местности в различных горных бассейнах

Реки: 1 – Пшеха, 2 – Теберда, 3 – Андийское Койсу, 4 – Каракойсу, 5 – Кусарчай, 6 – Бзыбь, 7 – Квирила, 8 – Кишчай

Таблица 63

Коэффициент вариации снегозапасов C_{vw} по данным снегомерных маршрутов со снегопунктами

Высота, м	Месяц				
	XII	I	II	III	IV
ст. Даховская – гора Оштен					
460	*	1,42	1,23	*	*
720	*	1,18	1,35	*	*
900	1,42	0,79	0,89	*	*
1180	1,51	0,76	0,79	1,21	*
1260	1,30	0,74	0,73	1,10	*
1410	1,00	0,64	0,61	0,70	*
1650	0,85	0,58	0,45	0,57	*
1750	1,22	0,44	0,35	0,38	0,94
1850	0,77	0,45	0,36	0,30	0,51
2020	0,95	0,63	0,47	0,56	0,55
г. Теберда – ледник Хакель					
1360	1,83	1,41	1,17	*	*
1380	1,59	1,12	0,99	1,26	*
1430	1,40	0,93	0,88	1,09	*
1640	–	0,83	0,69	0,74	1,69
1800	0,86	0,74	0,62	0,52	1,01
1900	0,74	0,96	0,68	0,48	0,59
2210	0,78	0,67	0,67	0,50	0,81
п.г.т. Бурон – ледник Цея					
1500	*	1,00	1,81	*	*
1640	1,11	0,91	0,92	1,06	*
1780	0,85	0,71	0,65	0,52	1,89
1900	0,77	0,65	0,47	0,56	1,26
2000	0,97	0,68	0,56	0,53	0,97
2150	0,96	–	0,53	0,54	0,79
2300	1,25	–	0,73	0,66	0,77

детальное описание которой базируется на большем массиве исходных данных. Обнаруженная тесная связь между C_{vw} и C_{vh} (4.4) облегчает задачи оценки коэффициентов вариации снегозапасов и описания закономерностей в распределении показателя их межгодовой изменчивости.

5.7. ОЦЕНКА СОПРЯЖЕННОСТИ МЕЖГОДОВЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СНЕЖНОСТИ НА БОЛЬШОМ КАВКАЗЕ

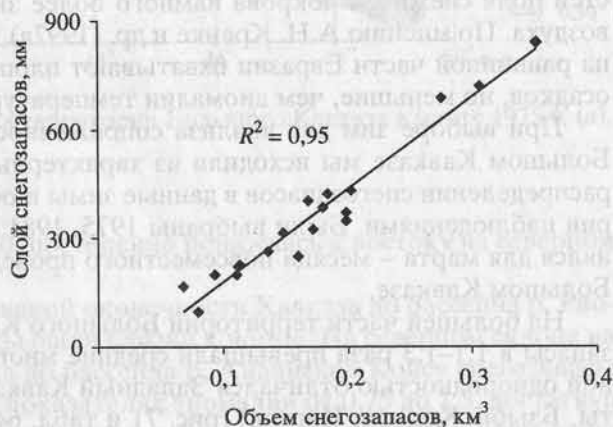
Создание базы данных по снежному покрову сделало возможным построение электронного атласа ежегодных карт снежного покрова Большого Кавказа, а также исследование межгодовых особенностей структуры поля сне-

гозапасов в региональном масштабе. При выполнении исследований использовался опыт проведения подобных работ для территории бывшего СССР, т.е. практически в масштабе континента (Кренке и др., 1997а; Китаев, Хромова, 1998).

Межгодовые изменения региональной структуры поля снегозапасов на территории Большого Кавказа изучались путем построения карт аномалий (отклонений от средних многолетних) снегозапасов w_i/\bar{w} . Здесь w_i – индекс снегозапасов в i -й год; \bar{w} – значение средних многолетних снегозапасов. Расчет аномалий на Большом Кавказе по регулярной сетке, как это сделано для относительно плоской поверхности северной половины Евразии (Кренке и др., 1997а), невозможен, поскольку интерполяция снегозапасов при значениях вертикальных градиентов, значительно превышающих горизонтальные, приводит к большим искажениям картографируемой характеристики. Поэтому мы обратились к обычному в этом случае способу построения карт при помощи нахождения мезомасштабных высотных зависимостей $\bar{w}(H)$, где H – высота местности. Отношение w_i/\bar{w} определялось в целом для всего горного бассейна в пределах действия мезомасштабной зависимости $\bar{w}(H)$. Для этого пришлось прибегнуть к интегральной оценке снегозапасов в каждом из горных бассейнов (или группе бассейнов), выделенных на основе однородной зависимости $\bar{w}(H)$ (см. рис. 41). Хорошим показателем относительной величины снегозапасов w_i , отражающим снежность зимы, служит их количество на уровне, близком к средней высоте водосбора (рис. 70). Это согласуется с результатами оценки высотного распределения осадков в горных бассейнах Средней Азии (Геткер, 1985).

Поле снегозапасов горной страны в конкретную зиму формируется под влиянием региональной структуры полей атмосферных осадков и температуры воздуха. Рассмотрим сопряженность сезонных колебаний каждой из этих самостоятельных характеристик. Оценка однородности полей температуры и осадков проверялась путем построения корреляционных матриц. Сопряженность колебаний температуры воздуха в холодное полугодие в пределах региона весьма высока (Погорелов, 1998б). Пространственная корреляция температуры, регулирующей как фазовое состояние осадков

Рис. 70. Связь снегозапасов (в мм) на уровне средне-взвешенной высоты бассейна р. Пшеха с интегральными снегозапасами (в км³) в бассейне



(что особенно важно для снегонакопления в переходные сезоны), так и продолжительность залегания снежного покрова, меняется в течение холодного полугодия (см. табл. 14). Наибольшая связанность полей исследуемой характеристики наблюдается, как правило, в январе, уменьшаясь в периоды установления (ноябрь) и разрушения (март) снежного покрова в среднегорье, где сосредоточиваются основные снеготопливы. Коэффициенты пространственной корреляции остаются статистически значимыми ($r > 0,7$) при линейных расстояниях около 500–600 км независимо от части Большого Кавказа и вектора корреляции. Синхронные колебания температуры воздуха в холодное полугодие, таким образом, охватывают весь регион, подчиняясь господствующим в данную зиму циркуляционным процессам.

Корреляция сумм зимних осадков охватывает гораздо меньшие территории (табл. 19). Среди причин выраженной анизотропии данной характеристики внутри горной страны выделяются, прежде всего, превышения и влияние орографии на осадкообразование. Синхронность колебаний осадков и площадь их одновременного выпадения возрастают на Западном Кавказе, где суммы зимних осадков наибольшие (Погорелов, 1999б). Так, на северном склоне область с высокой корреляцией сумм зимних осадков занимает участок, протянувшийся на 250 км от верховий р. Белая до верховий р. Баксан ($r = 0,8-0,9$). Аналогичные показатели пространственной корреляции зимних осадков свойственны и южному склону на участке около 250 км от долины р. Мзымта до верховий рек Ингури и Цхенисцкали. Радиус пространственной корреляции заметно уменьшается на Восточном Кавказе, где при сопоставимых линейных расстояниях коэффициент корреляции приблизительно в 2–3 раза меньше. Это объясняется уменьшением влияния на синхронность выпадения осадков орографической составляющей осадкообразования и выраженным зимним минимумом увлажнения, при которых возрастает роль случайных, охватывающих небольшие территории, флуктуаций осадков. По нашим оценкам, в горных районах Дагестана и Азербайджана статистически значимой корреляции зимних осадков в основном соответствует расстояние не более 80–100 км. Заметно ослабляется корреляция осадков на разных макросклонах по мере удаления от осевой части Большого Кавказа (см. табл. 19).

Таким образом, вклад осадков в формирование сезонных неоднородностей поля снежного покрова намного более значителен, чем температуры воздуха. По мнению А.Н. Кренке и др. (1997а), аномалии снежного покрова на равнинной части Евразии охватывают площади большие, чем аномалии осадков, но меньшие, чем аномалии температуры воздуха.

При выборе зим для анализа сопряженности колебаний снежности на Большом Кавказе мы исходили из характерных различий в региональном распределении снеготоплив в данные зимы и обеспеченности всей территории наблюдениями. Были выбраны 1975, 1981 и 1985 годы. Анализ выполнялся для марта – месяца повсеместного проведения снегомерных работ на Большом Кавказе.

На большей части территории Большого Кавказа в марте 1975 г. снеготопливы в 1,1–1,3 раза превышали средние многолетние, причем значительной однородностью отличался Западный Кавказ (бассейны Кубани, Мзымты, Бзыби, Кодори, Ингури) (рис. 71 и табл. 64). Здесь величина аномалий

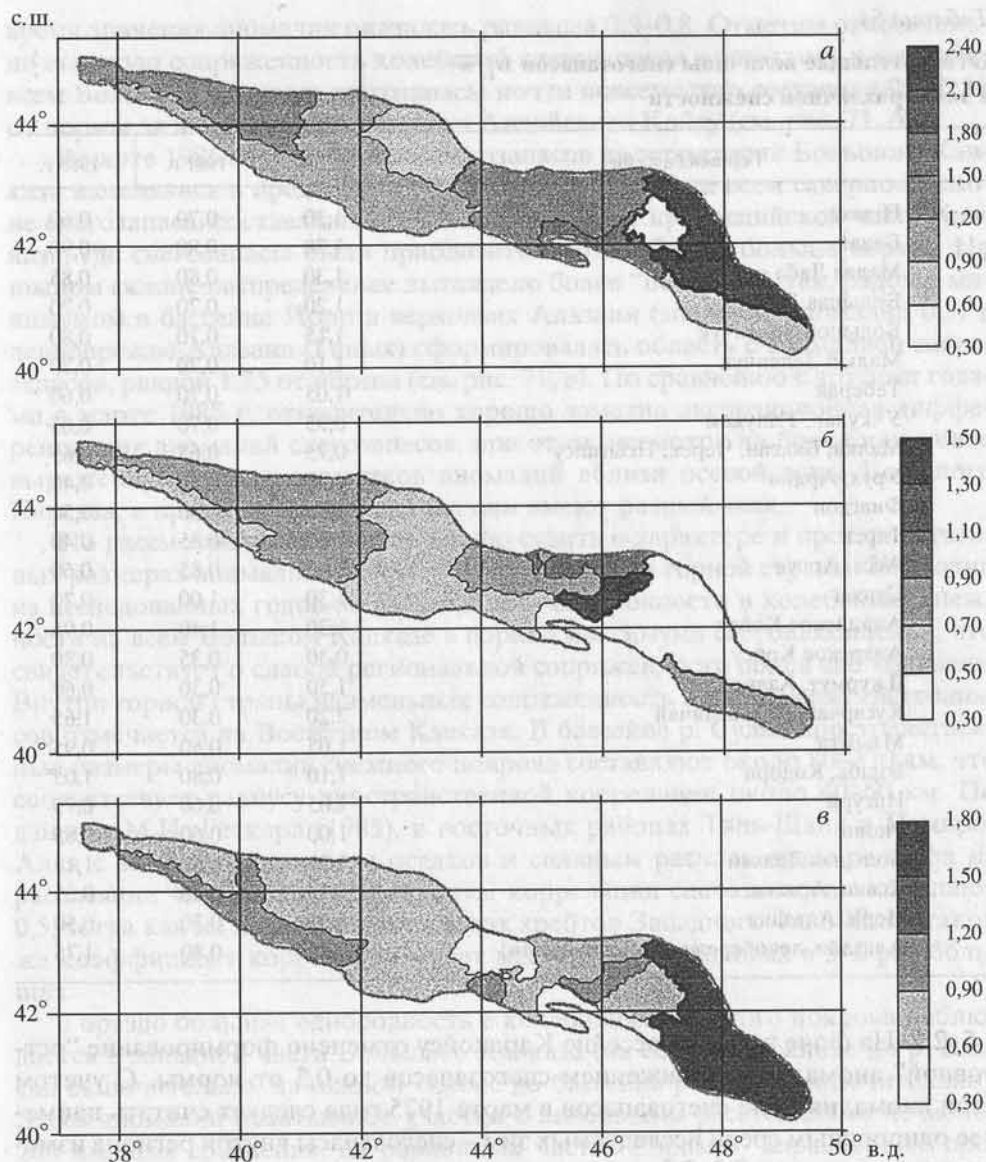


Рис. 71. Аномалии снежности на территории Большого Кавказа в марте 1975 г. (а), 1981 г. (б) и 1985 г. (в)

колебалась в пределах 1,3–1,0, постепенно понижаясь к востоку на северном склоне.

На южном склоне от западной оконечности Кавказа до бассейна р. Риони включительно снегозапасы были близки к норме. На северном склоне на участке от бассейна р. Малка до бассейна р. Андийское Койсу снегозапасы постепенно увеличивались в показателях аномалии от 0,75 до 1,3, достигнув в бассейнах рек Хзанор, Джурмут и районах Северного Азербайджана

Таблица 64

Относительные величины снегозапасов w_i/\bar{w}
в зимы различной снежности

Горный бассейн	1975 г.	1981 г.	1985 г.
Пшеха	1,30	0,70	0,60
Белая	1,30	0,80	0,90
Малая Лаба	1,30	0,80	0,85
Большая Лаба	1,20	0,70	0,70
Большой Зеленчук	1,15	0,70	0,80
Малый Зеленчук	1,10	0,70	0,70
Теберда	1,05	0,70	0,60
Учкулан, Уллукам	0,95	0,70	0,65
Малка, Баксан, Черек, Псыгансу	0,75	0,65	0,65
Урух, Ардон	1,30	0,80	0,40
Фиэгдон	1,30	0,80	0,50
Терек	1,30	0,85	0,40
Асса, Аргун	1,30	0,85	0,60
Сунжа	1,30	1,00	0,70
Андийское Койсу	1,30	1,40	0,95
Аварское Койсу	0,30	0,35	0,80
Джурмут, Хзанор	1,50	0,30	0,60
Кусарчай, Вельвеличай	2,20	0,30	1,65
Мзымта	1,05	0,60	0,95
Бзыбь, Кодори	1,10	0,80	1,05
Ингури	1,05	0,60	0,75
Риони	1,00	0,60	0,85
Большая Лиахви	1,30	0,50	1,15
Ксани, Арагви	1,35	0,50	0,65
Иори, Алазани	1,65	0,30	0,50
Алазани, левобережье (Азербайджан)	0,85	0,80	1,75

1,5–2,2. На фоне этого в бассейне Каракойсу отмечено формирование “островной” аномалии с понижением снегозапасов до 0,3 от нормы. С учетом этой аномалии поле снегозапасов в марте 1975 года следует считать наименее однородным среди исследуемых зим – снегозапасы внутри региона изменялись в пределах 0,3–2,2 по отношению к норме, причем экстремальные значения колебаний относительно компактно сосредоточились в границах Восточного Кавказа (см. рис. 71,а).

Март 1981 года отличался высокой однородностью распределения снегозапасов на северном склоне от бассейна Пшехи до верховий Терека включительно, где повсеместно значения аномалий составляли 0,65–0,85. Восточнее в бассейне Сунжи снегозапасы были близки к норме и заметно возросли в бассейне Андийского Койсу (показатель аномалии 1,4). Последний бассейн оказался единственным на территории Большого Кавказа в марте 1981 года, где снегозапасы заметно превысили норму. Показательно, что в смежном бассейне Аварского Койсу снегозапасы составили приблизительно 0,3 от средних многолетних. На большей части Восточного Кавказа в это

время значения аномалии оказались равными 0,3–0,8. Отметим относительно высокую сопряженность колебаний снеготазпасов в этом году в целом на всем Большом Кавказе: снеготазпасы почти повсеместно составили 0,5–0,85 от нормы за исключением бассейна Андийского Койсу (см. рис. 71, б).

В марте 1985 года величины снеготазпасов на территории Большого Кавказа изменялись в пределах 0,4–1,75 нормы. Почти на всем северном склоне снеготазпасы составляли 0,5–0,8 нормы, кроме прикаспийской части Кавказа, где снеготазпасы были приблизительно в 1,7 раза больше нормы. На южном склоне распределение выглядело более “пестрым”, так, рядом с минимумом в бассейне Иори и верховьях Алазани (значение аномалии 0,5) в левобережье Алазани (Ганых) сформировалась область с аномалией снеготазпасов, равной 1,75 от нормы (см. рис. 71, в). По сравнению с другими годами в марте 1985 г. относительно хорошо заметна экспозиционная дифференциация аномалий снеготазпасов, при этом, несмотря на более или менее выраженную границу участков аномалий вблизи осевой зоны Большого Кавказа, в пределах одного склона они имеют разный знак.

По рассмотренным данным можно судить о характере и пространственных размерах аномалий снежного покрова внутри горной страны. Ни в один из исследованных годов не наблюдалось синхронности в колебаниях снежности на всем Большом Кавказе в период максимума снеготазпасов, что свидетельствует о слабой региональной сопряженности полей снеготазпасов. Внутри горной страны наименьшая сопряженность в колебаниях снеготазпасов отмечается на Восточном Кавказе. В бассейне р. Сулак пространственные размеры аномалий снежного покрова составляют около 80–120 км, что соответствует радиусу пространственной корреляции около 40–60 км. По данным М.И. Геткера (1985), в восточных районах Тянь-Шаня и Памиро-Алая с зимним минимумом осадков и сильным расчленением рельефа на расстоянии 40–50 км коэффициенты корреляции снеготазпасов составляют 0,5, тогда как на наветренных склонах хребтов Западного Тянь-Шаня такой же коэффициент корреляции имеет место при расстояниях в 5–6 раз больших.

Гораздо большая однородность в колебаниях снежного покрова наблюдается в западной части Большого Кавказа (на северном склоне до р. Баксан включительно, на южном склоне до бассейна р. Риони включительно). Здесь аномалии охватывают участки с линейными расстояниями не менее 200 км. Для сравнения, на равнинных частях Евразии “характерные пространственные размеры периодически повторяющихся аномалий снежного покрова, обусловленных межгодовыми вариациями циркуляции атмосферы, составляют около 2000 км, а значит, радиус корреляции снеготазпасов составляет около 1000 км” (Кренке и др., 1997б, с. 44). По данным Е.П. Чемеренко (1975), на Европейской территории России значение ординаты пространственной корреляционной функции снеготазпасов (0,5) соответствует расстоянию 300 км на севере и 250 км на юге. Судя по размерам аномалий в наиболее благоприятных условиях увлажнения западной части Большого Кавказа, можно утверждать, что пространственная корреляция снеготазпасов здесь практически не отличается от таковой в южных районах Русской равнины. Влияние макроэкспозиции, как фактора дифференциации циркуляционных процессов, не является, на наш взгляд, определяющим при фор-

мировании аномалий снежного покрова, поскольку они (аномалии) имеют сравнительно небольшие пространственные масштабы.

Итак, установлено, что размеры аномалий снежного покрова в зимы различной снежности примерно соответствуют масштабам пространственной корреляции сумм зимних осадков. В условиях малой снежности в восточной части Большого Кавказа резко возрастает роль стохастических флуктуаций осадков, когда даже один снегопад (или, наоборот, его отсутствие) может повлиять на аномальное распределение снежного покрова в данную зиму. В западной части региона происходит "погашение" подобных локальных флуктуаций на фоне общей высокой снежности. В дальнейшем более детальное объяснение формирования аномалий в распределении снежного покрова возможно с использованием синоптических карт высокого пространственного разрешения и анализа данных режимных метеорологических наблюдений в районах исследуемых аномалий.

5.8. ПОЛИСТРУКТУРНОСТЬ ПОЛЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА КАК СПОСОБ ОРГАНИЗАЦИИ НИВАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Результаты анализа пространственного распределения снеготпасов, являющихся функцией толщины и плотности снежного покрова, позволяют подвести некоторые итоги исследования структуры полей снежного покрова в регионе. Очевидно, что выявленные статистические свойства и пространственная корреляция полей снеготпасов определяются уровнями организации* горной нивальной системы. Одна из наиболее острых теоретических и методологических проблем современного горного снеговедения, самым тесным образом связанная с концепцией нивальной системы, – определение соотношения между континуальностью и дискретностью полей снежного покрова. Эта проблема, безусловно, представляет собой лишь частный случай разработки теории полиструктурности географического пространства (Солнцев, 1974, 1981; Раман, 1976; Сочава, 1978; Коломыйц, 1998; и др.) и его иерархического устройства.

Представления об организации региональной нивальной системы, до сих пор расплывчатые, должны, по нашему мнению, основываться на эмпирически подтвержденном существовании системообразующих элементов и их иерархической соподчиненности. В качестве последних выступают разновневные структуры, обладающие принципиально разными механизмами формирования поля снежного покрова и образующие собственные относительно независимые континуумы с едиными преобладающими вещественно-энергетическими процессами. В структурах поля снежного покрова зафиксированы сведения об их внутренних и внешних связях, и, таким образом, они сами служат источником информации при осмыслении причинных механизмов их формирования, взаимообусловленности существования элементов нивальной системы. Обладая достаточной полнотой знаний о поле

* Следуя А.С. Кравец (цит. по: Коломыйц, 1998, с. 15), под организацией понимается "упорядоченная закономерная связь различных функций, операций, преобразований в самой системе и при ее связи со средой".

снежного покрова на разных масштабных уровнях, включающих результаты статистического и картографического моделирования, мы способны установить реальное проявление полиструктурности исследуемого поля, тем самым обоснованно судить об организации региональной нивальной системы.

Поле снегозапасов на Большом Кавказе имеет отчетливые анизотропные свойства, подтверждающиеся наличием градиентов. Согласно данным (Гарцман, 1971; Коломыц, 1998), зональность географического поля проявляется по вектору градиента, а именно, градиентные свойства исследуемого поля должны указывать на *доминирующий тип зональности* при формировании наложенных структур снегозапасов. Используя теоретические разработки по выделению природно-территориальных структур (Бяллович, 1973; Солнцев, 1974; Хаазе, 1980; Ретеюм, 1988; и др.) и исходя из нашего опыта моделирования полей снегозапасов, выделим следующие типы структур полей снежного покрова: 1) изопотенциальная (экспозиционная), 2) долготно-секторная (меридиональная), 3) бассейновая и 4) локальная (нуклеарная). Целесообразность такого способа "структуризации" опирается на полученные результаты описания полей толщины и плотности снежного покрова.

Для выявления градиентных свойств поля снегозапасов и отражения зональности применена процедура сглаживания поверхности поля, позволяющая отфильтровать действие подчиненных факторов. Сглаживание проводилось методом полиномиальной регрессии разных степеней. Как видим (рис. 72), на формирование структур поля снежного покрова в масштабе горной страны влияют два главных фактора: макроэкспозиционный (в сочетании с субширотной зональностью) и долготно-секторный.

При участии первого возникает изопотенциальная структура, которой свойственно выраженное субмеридиональное направление градиентов в фоновом поле снегозапасов (рис. 72, а). Широтно-экспозиционные контрасты в распределении снегозапасов обусловлены, прежде всего, фактором циркуляционной экспозиции, усиливающей проявление широтной зональности. При этом различия в средних максимальных снегозапасах \bar{w}_{\max} между северным и южным макросклонами на одних и тех же меридианах (см. табл. 57 и рис. 66), позволяющие судить о вкладе циркуляционной экспозиции в распределение \bar{w}_{\max} , существенны. В восточной периферии горного сооружения при возрастающем влиянии меридиональной зональности экспозиционные контрасты сглаживаются.

Долготно-секторная зональность, формирующая соответствующую нивальную структуру, обнаруживает себя при отчетливом субширотном направлении градиентов в фоновом поле снегозапасов (рис. 72, б). Долгота отражает изменение континентальности и блокирующее влияние на влагонесущие потоки западной части горного сооружения. С ростом долготы усиливается обезвоживание западных воздушных масс, а также уменьшается доля осадков холодного полугодия. Своеобразным показателем долготно-секторной дифференциации поля снежного покрова служит уменьшение в восточном направлении размеров аномалий снежности (см. рис. 71) или, иначе говоря, радиусов пространственной корреляции снегозапасов в конкретные зимы.

Судя по рис. 72, б, следует говорить о принципиально разных механизмах формирования полей снежного покрова в западной и восточной частях

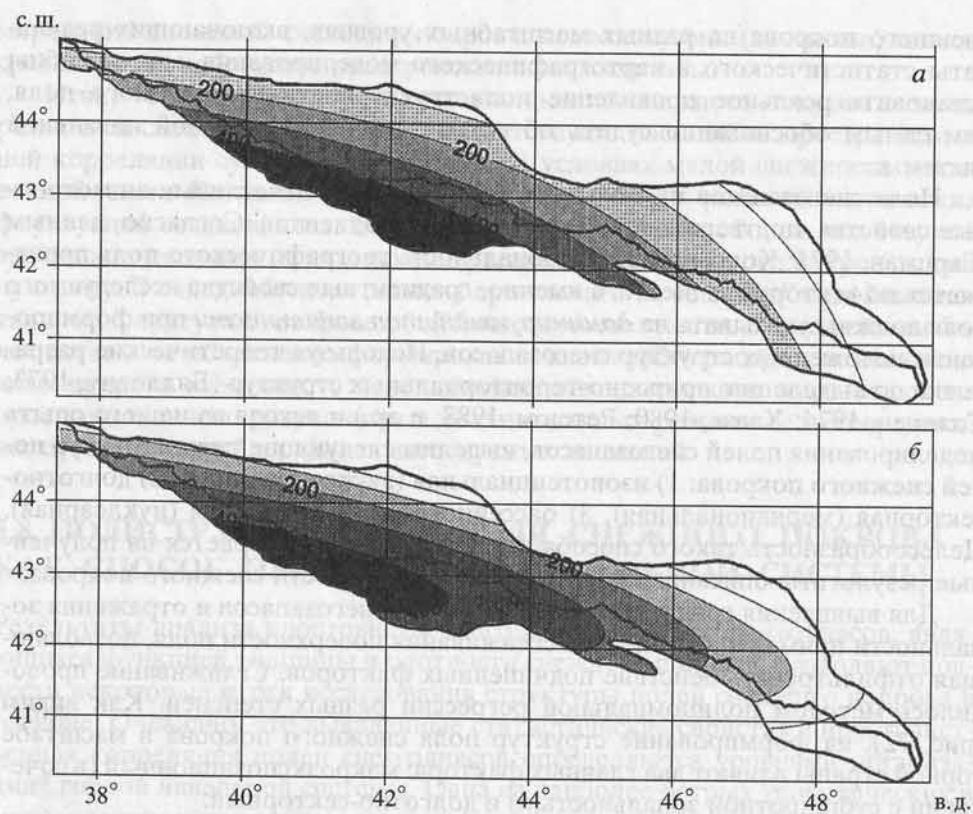


Рис. 72. Сглаживание поверхности поля снегозапасов (в мм) методом полиномиальной регрессии: bi-linear saddle (а), quadratic surface (б)

Большого Кавказа: в западной преобладает действие фактора циркуляционной экспозиции, приводящее к образованию изопотенциальной структуры, в восточной периферии – фактора меридиональной зональности, формирующего меридиональную структуру поля снежного покрова. Косвенным подтверждением этого является хорошо выраженная сопряженность схемы зональных геопространств на юге Русской равнины (Коломыц, 1998) с изопотенциальной и меридиональной структурами полей снегозапасов на Большом Кавказе.

Следующему уровню организации нивальной системы отвечает бассейновая структура, существенным признаком которой служит наличие вертикальных градиентов снегозапасов в границах бассейнов (групп бассейнов). При этом границы дискретных бассейновых структур (см. рис. 41) определяются единым механизмом мезомасштабных ороклиматических взаимодействий при формировании вертикального распределения снежного покрова в горах и соответствуют масштабам действия однородных высотных зависимостей \bar{h}_{\max} , $\bar{w}_{\max} = f(H)$. На этом уровне фактор высотной поясности подавляет влияние широтной и меридиональной зональности, следовательно, и проявление в пределах площади бассейнов горизонтальных градиентов

снегозапасов. Принцип бассейновой дискретизации использовался нами при выделении на Большом Кавказе участков с однотипным высотным распределением снежного покрова. Карта средних максимальных снегозапасов (см. рис. 67), построенная на основе аппроксимаций 28 мезомасштабных зависимостей $\bar{w}_{\max} = f(H)$, в наибольшей мере отражает доминирование на уровне бассейновой структуры вертикальных градиентов в поле снежного покрова.

Полю снегозапасов свойственна и локальная (нуклеарная) структура, находящаяся на низшей, элементарной ступени организации нивальной системы. Размеры локальных структур, “вложенных” в бассейновые структуры, сопоставимы с размерами местных микроформ рельефа и дальностью метелевого переноса снега. Анализ статистических свойств поля локальных структур, подробно рассмотренных в главе 4, показывает невыраженность каких-либо устойчивых градиентов, т.е. изотропность элементарного участка поля снежного покрова, что служит существенным признаком структуры на данном иерархическом уровне. Вместе с тем на локальном уровне пространственная изменчивость поля снежного покрова весьма значительна и нередко превышает межбассейновые различия.

Таким образом, поле снежного покрова горной страны возникает как результат суперпозиции разномасштабных географических явлений: субширотной климатической поясности, долготно-секторной зональности, высотной поясности и внутрирегиональных ороклиматических эффектов. Снежный покров как геокомпонент интегрирован в региональную природную систему Большого Кавказа, отличающуюся выраженной “экотональностью”, поэтому не удивительно, что процессам его интеграции свойственно большое разнообразие. Полиструктурность этих полей есть лишь одно из проявлений упорядоченности географического пространства и многоуровневой организации природно-территориальных структур.

Выделение структур полей снежного покрова согласно предложенной иерархии – первый опыт такого рода в горном снеговедении, поэтому концепцию полиструктурности применительно к изучаемым полям следует считать рабочей. Тем не менее мы надеемся, что предлагаемые разработки позволят на новой методической основе судить о системоформирующих факторах и самой организации нивальных систем любых горных регионов.

ВОПРОСЫ ПРИКЛАДНОГО СНЕГОВЕДЕНИЯ

Среди проблем, связанных с использованием снежного покрова горных территорий в хозяйственных целях, первостепенное значение имеют разработка оптимальной системы снегомерных наблюдений и оценки распределения снежного покрова и, в свою очередь, оперативное представление данных в виде, удобном для потребителей снегомерной информации. С решением данных проблем связано, например, прогнозирование снегового стока горных рек, надежность которого зависит от точности, кондиционности и способа представления снегомерных данных.

Результаты, полученные в предыдущих разделах, позволяют перейти к решению некоторых актуальных для Большого Кавказа задач прикладного снеговедения. Среди них мы выделим следующие: 1) совершенствование существующей системы снегомерных наблюдений, 2) геоинформационное обеспечение исследований снежного покрова, в том числе создание базы данных по снежному покрову, и разработку методов автоматизированного картографирования полей снежного покрова, 3) оперативную оценку снегозапасов на основе цифровых моделей рельефа, 4) исследование подобия полей снежного покрова в горных бассейнах, доказательство существования которого способствует оптимизации снегомерных наблюдений.

6.1. ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СНЕГОМЕРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Один из способов совершенствования снегомерных наблюдений – рационализация размещения снегомерной сети. Снегомерная сеть должна обеспечивать точность учета характеристик снежного покрова между пунктами наблюдений, соответствующую точности их измерений в пунктах наблюдений (Копанев, 1982). Рациональное размещение сети снегопунктов осуществляется на основе изучения пространственной статистической структуры полей характеристик снежного покрова.

Другой перспективный путь улучшения снегомерных наблюдений на Большом Кавказе – переход от традиционных наблюдений по наземным маршрутам к более широкому использованию дистанционных методов сле-

жения за снежным покровом в горах. Наиболее реально в нынешних условиях применение авиадистанционных методов, среди которых – гамма-съемка и съемка по маршрутам с дистанционными снегомерными рейками. Измерениям методом вертолетной гамма-съемки доступны снегозапасы до 600 мм, при больших величинах интенсивность фиксируемого гамма-излучения становится сопоставимой с погрешностями измерения (Геткер, Шенцис, 1983). Тем не менее дистанционные методы целесообразно применять в многоснежных (как правило, слабозаселенных) горных бассейнах и высотных зонах, где проведение наземных снегомерных съемок затруднено по объективным причинам. Это касается, прежде всего, горной части бассейна р. Кубань, верховой р. Терек, российской территории Причерноморья. Необходимо предусмотреть оптимальные способы перехода к маршрутам с авиадистанционными рейками, при которых информативность снегомерных наблюдений не пострадала бы. Основой для перехода к авиадистанционным измерениям служит не только опыт проведения подобных измерений на Большом Кавказе, но и установленные закономерности пространственно-временной структуры полей снежного покрова, существующая наземная снегомерная сеть.

Метод авиаснегосъемок по маршрутам с дистанционными рейками в течение 1960–90-х годов широко и эффективно применялся в горах Средней Азии (Геткер, Шенцис, 1983; Геткер, 1985), а с 1980-х годов и в ряде горных бассейнов Большого Кавказа (Заруднев, Панов, 1980). Несомненные достоинства этого метода заключаются в оперативности и возможности охватить большие и недоступные для наземных измерений в зимнее время территории. Проведение регулярных в течение зимы снегосъемок по наземным маршрутам, например, на многоснежном Западном Кавказе на высотах более 2000–2500 м не только трудоемко, но и связано с риском из-за частой повторяемости ненастных погод, лавинной опасности.

Специфика проведения наблюдений по авиадистанционным рейкам заключается в точечном измерении толщины снежного покрова, следствием чего является значительная вероятность нерепрезентативности подобных измерений в условиях повышенной неоднородности и анизотропности поля снежного покрова в горах. Авиаснегопункты (АСП) оборудованы 1–3 дистанционными рейками, поэтому требования к выбору площадок должны быть очень высоки, особенно в тех случаях, когда АСП организуется вне наземных снегомерных маршрутов.

Условие репрезентативности данных означает, что измерения в пункте с надлежащей точностью характеризуют значения измеряемой величины на окружающей территории (Гандин, Каган, 1976); при этом критерием репрезентативности выступает точность их интерполяции (экстраполяции). Если иметь в виду существующие мезомасштабные зависимости толщины снежного покрова от высоты местности $h(H)$, то репрезентативным следует считать такое измерение на снегопункте, которое с известной точностью характеризует осредненную по данному высотному интервалу ΔH толщину снежного покрова h . В этом случае критерием репрезентативности данных является их соответствие связи $h(H)$.

Другой специфической особенностью наблюдений по дистанционным снегомерным рейкам, судя по опыту наблюдений на Большом Кавказе,

является наличие значительного количества пропусков измерений, вызванных недостаточной высотой реек при большой толщине снежного покрова. Следовательно, из задач совершенствования снегомерных наблюдений выделим, во-первых, задачу рационального размещения сети наземных и авиационных снегопунктов, отвечающих требованию репрезентативности, во-вторых, правильный расчет рабочей высоты дистанционных снегомерных реек.

Существующие методы организации снегопунктов предусматривают статистическую оценку горизонтальных флуктуаций поля снежного покрова на элементарных склонах. По нашим данным пределы изменения коэффициентов пространственной вариации толщины снежного покрова составляют в марте 0,17–1,15 на открытых склонах и 0,06–0,24 в лесной зоне. При такой изменчивости поля снежного покрова для достижения приемлемых заданных ошибок измерения требуется установка большого количества реек*, размещенных случайно-равномерно на расстояниях, в которых измеряемые в точке характеристики могут считаться независимыми. Независимый интервал, определяемый посредством построения пространственной структурной функции и определения ее “насыщающего” значения, в разных ландшафтных условиях по нашим расчетам изменяется от 30 до 170 м.

Соблюдение требования расположения дистанционных реек на независимом расстоянии друг от друга с учетом “насыщающих” значений структурной функции не только технически осложнило бы проведение авиаснегосъемок, но и потребовало бы большого количества реек. Поэтому задачу размещения реек “по горизонтали” следует решать путем поиска репрезентативных площадок АСП. Одновременно необходимо определение оптимального высотного интервала между пунктами наблюдений (в том числе и АСП), поскольку очевидно, что он должен выбираться на основе точности интерполяции h между снегопунктами.

Снегопункт, расположенный в середине интервала ΔH , должен давать возможность определить с требуемой точностью значение толщины снежного покрова на концах интервала ΔH . Ошибка интерполяции толщины снежного покрова, как критерий организации снегомерной сети, должна быть известна. Основной характеристикой точности интерполяции является средний квадрат ошибки интерполяции E^2 . Задача состоит в определении оптимальной величины интервала ΔH между снегопунктами в горном бассейне при заданной точности осреднения. Воспользуемся формулой для линейной интерполяции (Гандин, Каган, 1976):

$$\frac{E^2}{\sigma^2} = \frac{3}{2} \pm 2r \left(\frac{\Delta H}{2} \right) + \frac{1}{2} r (\Delta H) + \frac{1}{2} \mu^2, \quad (6.1)$$

где σ^2 – дисперсия изменения во времени (от года к году) толщины снежного покрова в точке, в которую выполняется интерполяция, см^2 ; r – коэффициент корреляции толщины снежного покрова для соответствующих высотных интервалов ΔH , км; μ^2 – мера ошибок измерения (отношение дисперсии ошибок измерения к дисперсии ошибок толщины снежного покрова σ^2).

* До нескольких десятков дистанционных реек в одном высотном интервале, по расчетам М.И. Геткера и И.Д. Шенцис (1983).

Среднее квадратическое отклонение $\sigma = C_v h$ определяем, используя известные внутрорегиональные зависимости $C_v = f(H)$ и $h = f(H)$. Значения r следует определить из эмпирических корреляционных функций, параметры которых получены нами ранее (Погорелов, 1990). В качестве аргумента корреляционных функций толщины снежного покрова взят высотный интервал ΔH ; сами функции удовлетворительно аппроксимируются экспоненциальной зависимостью

$$r(\Delta H) = e^{\pm \lambda \Delta H}, \quad (6.2)$$

где λ – параметр функции. Качественный анализ корреляционных функций позволяет предположить, что величины λ в (6.2) связаны с показателями снежности горных бассейнов рек: Мзымта ($\lambda = 0,25$), Пшеха (0,51), Цица, Курджипис (1,20), Теберда (0,75), Учкулан (0,91), Уллукам (1,32), Ардон (1,38). Испытаниям подверглись участки Большого Кавказа, наиболее перспективные в отношении развития авиадистанционных снегомерных наблюдений. Более высокая корреляция толщины снежного покрова по “вертикали” в период максимального снегонакопления наблюдается в западной, более снежной и менее расчлененной части горной страны. Это вполне соответствует закономерностям пространственной корреляции зимних осадков на территории Большого Кавказа.

Подставим (6.2) в (6.1) и решим (6.1) относительно ΔH . Учитывая, что

$$r(\Delta H) = e^{\pm \lambda \Delta H} \text{ и } r\left(\frac{\Delta H}{2}\right) = e^{\pm \lambda \frac{\Delta H}{2}}, \text{ выражение (6.1) примет вид}$$

$$\frac{E^2}{\sigma^2} = \frac{3}{2} \pm 2r e^{\pm \lambda \frac{\Delta H}{2}} + \frac{1}{2} e^{\pm \lambda \Delta H} + \frac{1}{2} \mu^2. \quad (6.3)$$

Решим (6.3) относительно ΔH следующим образом:

$$e^{\pm \lambda \Delta H} \pm 4e^{\pm \lambda \frac{\Delta H}{2}} + \mu^2 + 3 \pm 2 \frac{E^2}{\sigma^2} = 0. \quad (6.4)$$

Введем обозначения $a = \mu^2 + 3 \pm \frac{2E^2}{\sigma^2}$; $y = e^{\pm \lambda \frac{\Delta H}{2}}$ и получим квадратное уравнение

$$y^2 \pm 4y + a = 0. \quad (6.5)$$

Исходя из того, что y есть коэффициент корреляции r , изменяющийся $0 \leq r \leq 1$, получим одно решение, а именно

$$y = 2 \pm \sqrt{4 \pm a}. \quad (6.6)$$

Подставим в равенство (6.6) значение a , получим

$$\Delta H = \frac{2 \ln \left[2 \pm \sqrt{4 + 2 \left(\frac{E^2}{\sigma^2} \pm \frac{3}{2} \pm \frac{1}{2} \mu^2 \right)} \right]}{\pm \lambda}. \quad (6.7)$$

Таблица 65

Величины высотных интервалов ΔH (в км) между снеготочками при заданной точности осреднения толщины снежного покрова

Горный бассейн	λ	Заданная точность осреднения $\frac{E}{\sigma}, \%$					
		10	15	20	25	30	50
Мзымта	0,25	0,02	0,12	0,26	0,44	0,66	1,20
Пшеха	0,51	0,01	0,06	0,13	0,22	0,32	0,97
Цица, Курджипс	1,20		0,025	0,05	0,09	0,14	0,41
Теберда	0,75	0,01	0,04	0,09	0,15	0,22	0,66
Учкулан	0,91	0,01	0,03	0,07	0,12	0,18	0,54
Уллукам	1,32		0,02	0,05	0,08	0,12	0,37
Ардон	1,38		0,02	0,05	0,08	0,12	0,36

В выражении (6.7) нам неизвестно μ^2 , а точнее – дисперсия ошибок измерения. С учетом опыта наблюдений, погрешности метода (5 см) и фактических величин σ , которые в преобладающих высотных зонах авианаблюдений составляют по данным наземных снегосъемок около 50–100 см, примем μ^2 равным 0,015. В табл. 65 для ряда горных бассейнов приведены рассчитанные по (6.7) значения ΔH с заданной точностью осреднения при соответствующем параметре λ корреляционной функции.

Преобладающие фактические интервалы ΔH между снеготочками на маршрутах составляют 0,1–0,2 км. Исходя из полученных результатов (см. табл. 65), можно сделать вывод, что точность осреднения толщины снежного покрова в интервалах ΔH на существующей снегомерной сети составляет около 15–25%. В условиях сложного рельефа и значительных превышений мы считаем такую точность вполне приемлемой.

Номограмма (рис. 73) предназначена для графического определения вертикального интервала между снеготочками при заданной точности осреднения толщины снежного покрова внутри этого интервала.

Расчетные вертикальные интервалы между снеготочками при заданной точности осреднения толщины снежного покрова существенно различаются в рассматриваемых горных бассейнах, что обуславливает необходимость дифференцированного подхода к оценке существующей и проектируемой снегомерной сети в конкретных частях горной страны. Вертикальный интервал ΔH , равный 0,01–0,02 км, в условиях реальных склонов приблизительно соответствует линейному расстоянию между промерами (100–150 м), на котором толщины снежного покрова не коррелируются. Как следует из табл. 65, для достижения точности осреднения менее 10% установка снегомерных реек (снеготочков) через соответствующий интервал ΔH равнозначна их установке на пренебрежимо малом превышении между снеготочками.

Следует учесть, что выражение (6.1) исходит из гипотезы изотропии поля снежного покрова. Чем больше она нарушается, тем больше вероятность увеличения погрешностей осреднения по сравнению с их теоретическими

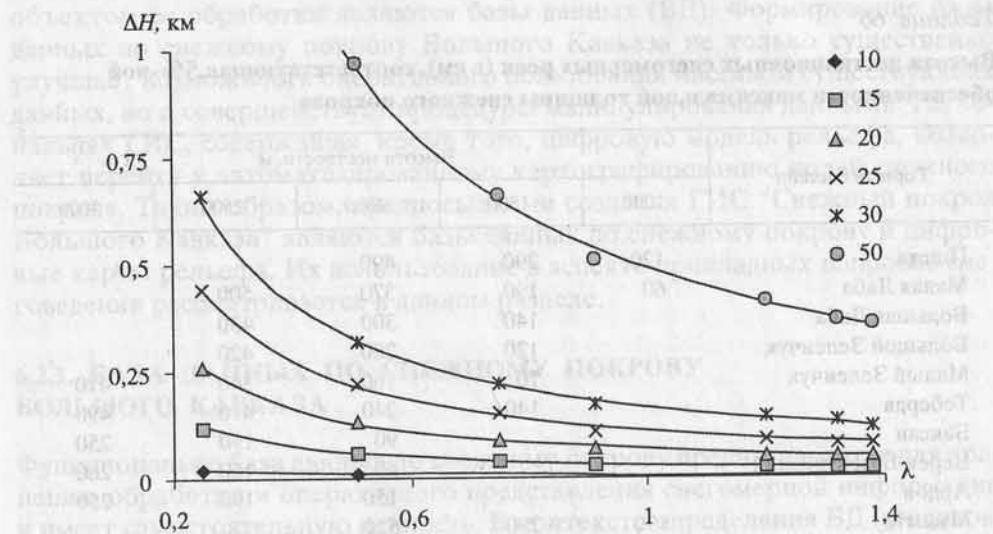


Рис. 73. Зависимость высотного интервала ΔH между снегопунктами от параметра λ эмпирической корреляционной функции толщины снежного покрова при заданной точности осреднения (в %)

оценками. Однако даже при больших отклонениях от однородности и изотропии поля оценки точности интерполяции и осреднения такого поля в предположении однородности и изотропности дают вполне удовлетворительные результаты (Гандин, Каган, 1976). Необходимо принимать во внимание и то, что пространственная корреляция толщины снежного покрова по дискретным речным измерениям ниже корреляции по снегопунктам, поскольку данные последних представляют собой осреднение по некоторой площади.

Таким образом, рассчитанные значения ΔH могут служить обоснованием для выбора высотных интервалов между снегопунктами при проектировании и анализе размещения снегомерной сети. Сокращение наземных снегомаршрутов или части их снегопунктов при обеспечении известной точности наблюдений следовало бы компенсировать развитием сети авиаснегопунктов с учетом требуемой точности осреднения толщины снежного покрова при выбранных интервалах ΔH в конкретных горных бассейнах.

Для расчета рабочей высоты дистанционных реек используем выражение

$$h_{5\%(H)} = \bar{h}_H (1 + kC_{vH}), \quad (6.8)$$

где \bar{h}_H и C_{vH} – средняя толщина, см, и коэффициент вариации толщины снежного покрова на абсолютной высоте H ; k – квантиль, соответствующий 5%-ной обеспеченности. Значения C_{vH} определяются по эмпирическим формулам (см. табл. 46) или берутся из табл. 47. Для определения k воспользуемся кривой обеспеченности Крицкого–Менкеля при соотношении $C_s = 1,5C_v$, которое, судя по данным станций с периодом наблюдений более

Таблица 66

Высота дистанционных снегомерных реек (в см), соответствующая 5%-ной обеспеченности максимальной толщины снежного покрова

Горный бассейн	Высота местности, м				
	1000	1500	2000	2500	3000
Пшеха	120	290	490		
Малая Лаба	60	190	370	500	
Большая Лаба		140	300	430	
Большой Зеленчук		120	280	420	
Малый Зеленчук		70	160	340	470
Теберда		140	240	410	490
Баксан			90	190	250
Черек Безенгийский			40	160	260
Ардон			150	190	250
Мзымта	190	290	520		

30 лет, характерно для условий региона. При $\bar{h} > 100$ см коэффициент вариации обычно равен 0,3–0,5, следовательно, примем k равным 1,72 (Руководство..., 1973). Среднюю толщину снежного покрова на известной высоте нетрудно определить по построенным зависимостям $\bar{h} = f(H)$ для соответствующих горных бассейнов.

В табл. 66 приведены рекомендуемые высоты дистанционных снегомерных реек для ряда горных бассейнов, соответствующие 5%-ной обеспеченности наибольшей за зиму толщины снежного покрова при фоновых условиях снегонакопления. Отметим, что фактическая высота дистанционных реек должна быть приблизительно на 0,5 м выше указанной в табл. 66 для облегчения обнаружения рейки с вертолета и возможности провести измерение при экстремальной толщине снежного покрова.

6.2. ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Успешное решение научно-прикладных задач, стоящих перед географией, в том числе и в сфере гляциологии и климатологии, сегодня немислимо без применения информационных технологий. Информационное обеспечение географии в значительной мере должно осуществляться и уже осуществляется через создание геоинформационных систем (ГИС). Внедрение геоинформационных технологий в отечественную гляциологию воплотилось в концепции гляциологических ГИС различного уровня и содержания (Книжников, Кравцова, 1990; Котляков и др., 1997; Хромова, 1997; Khromova, 1997; и др.).

Разработка гляциологической ГИС высокого (национального) уровня предполагает создание в ее рамках подсистемы "Снежный покров" (Царев, 1990; Kanaev et al., 1997). Основой любой ГИС и одновременно главным

объектом ее обработки являются базы данных (БД). Формирование базы данных по снежному покрову Большого Кавказа не только существенно улучшает возможности оперативного пользования массивом существующих данных, но и совершенствует процедуры манипулирования данными. Региональная ГИС, содержащая, кроме того, цифровую модель рельефа, позволяет перейти к автоматизированному картографированию полей снежного покрова. Таким образом, предпосылками создания ГИС "Снежный покров Большого Кавказа" являются базы данных по снежному покрову и цифровые карты рельефа. Их использование в аспекте прикладных вопросов снеговедения рассматривается в данном разделе.

6.2.1. БАЗА ДАННЫХ ПО СНЕЖНОМУ ПОКРОВУ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Функционально база данных по снежному покрову предназначена для хранения, обработки и оперативного представления снегомерной информации и имеет самостоятельную ценность. В контексте определения БД (Филатов, 1997) база данных по снежному покрову представляет собой совокупность сведений о снежном покрове региона, организованных по определенным правилам, которые устанавливают принципы описания, хранения и манипулирования данными.

Расширение областей применения и унификация промышленных информационных технологий, в том числе и информационных систем, значительно облегчает создание климатологических и гляциологических БД как предпосылок формирования соответствующих ГИС. Проблема переноса снегомерных и сопутствующих им данных с "бумажных" носителей на технические до сих пор не решена. Следует отметить, что, несмотря на огромные усилия создателей банка гляциологических данных для горных территорий бывшего СССР, их разработки (Суслов и др., 1990; Царев, 1996) не нашли достойного применения из-за ориентации на малоперспективные технические и программные средства. Вместе с тем предложенная ими концепция вполне может быть реализована на новом качественном уровне с использованием современного программного обеспечения.

Одной из задач настоящего исследования было создание макета и собственно базы данных по снежному покрову Большого Кавказа. Как и в разработанном для горных территорий Средней Азии банке данных "Снежный покров в горах" (Царев, 1996; Капаев et al., 1997), информационную базу целесообразно представить в виде блоков. Созданная нами база данных представлена двумя основными блоками (рис. 74).

Блок данных измерений содержит сведения об атмосферных осадках, температуре воздуха, снежном покрове, которые получены стандартными и специализированными наблюдениями за периоды их регулярного проведения. В состав стандартных наблюдений входят результаты наблюдений на станциях: данные декадных маршрутных измерений толщины, плотности, запаса воды в снежном покрове; наблюдения за толщиной снежного покрова по постоянной рейке на метеоплощадке; сведения о датах образования и разрушения устойчивого снежного покрова, числе дней со снежным покровом; месячные величины осадков; среднемесячные зна-

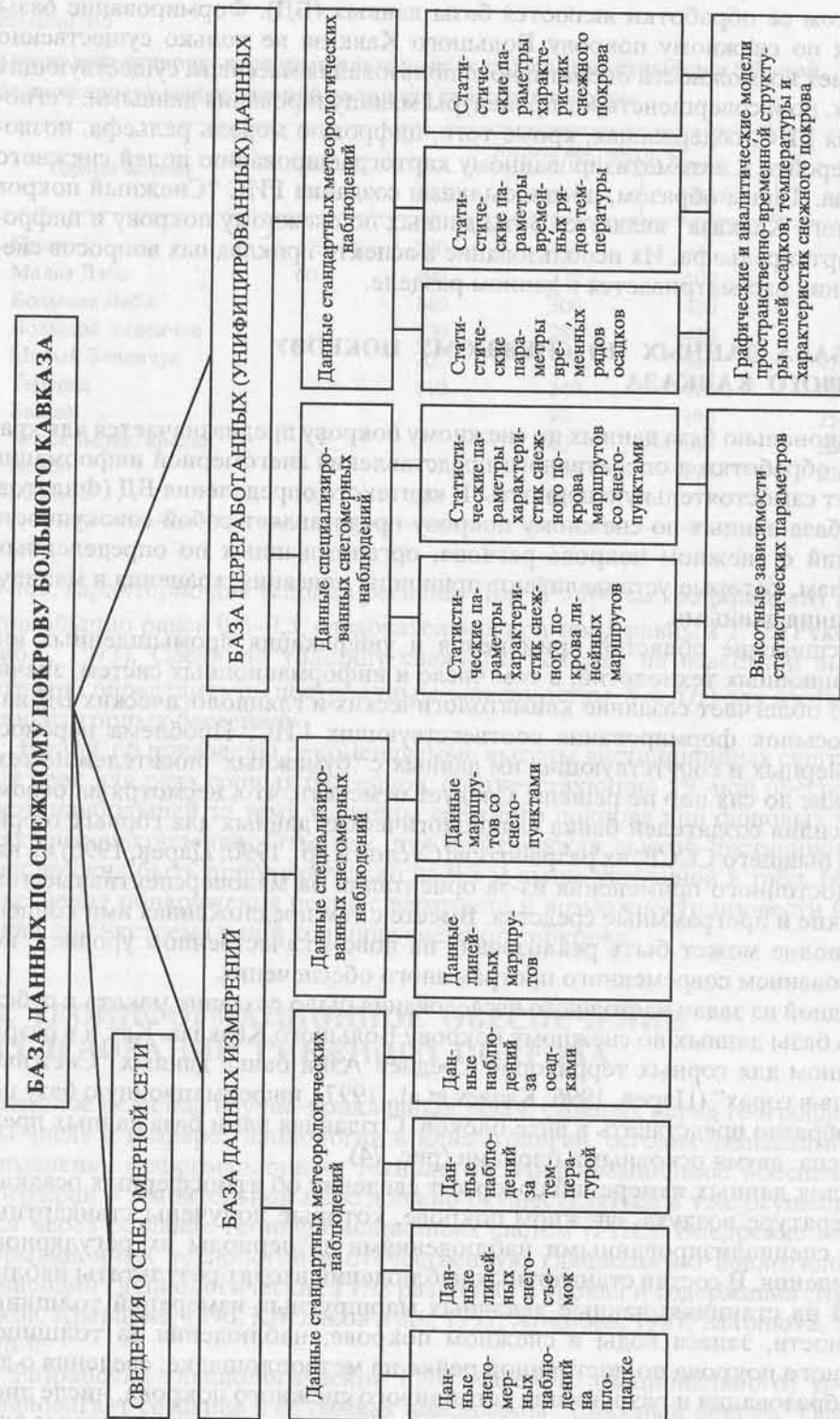


Рис. 74. Структура и состав базы данных по снежному покрову Большого Кавказа

чения температуры воздуха, сведения о датах начала и конца холодного периода.

Данные специализированных наблюдений содержат сведения о толщине, плотности и запасе воды в снежном покрове на линейных маршрутах и маршрутах со снегопунктами. На большей части линейных маршрутов данные относятся к марту, на маршрутах со снегопунктами значительная часть наблюдений представлена ежемесячными (декабрь–апрель) измерениями. Источниками сведений, помещенных в базу данных измерений, являются опубликованные материалы наблюдений над снежным покровом в горах Северного Кавказа, Дагестана, Грузии и Азербайджана; метеорологические данные за отдельные годы (снежный покров) в выпусках климатологических справочников СССР; метеорологические ежемесячники и ежегодники, метеорологические книжки КМ-1 и снегомерные книжки КС-1.

База переработанных (унифицированных) данных включает расчетные значения средних (норм), средних квадратических отклонений, коэффициентов вариации толщины, плотности и запаса воды в снежном покрове в точках снегопунктов и 100-метровых интервалах линейных снегомаршрутов; нормы, средние квадратические отклонения и коэффициенты вариации дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на станциях; нормы, средние квадратические отклонения, коэффициенты вариации месячных сумм осадков; нормы и средние квадратические отклонения среднемесячных температур воздуха, а также дат начала и конца холодного периода на станциях.

Как результат завершающей стадии переработки данных, входящих уже собственно в область научных данных, сюда же включены высотные зависимости статистических параметров снежного покрова, а также уравнения и графики, отражающие пространственную и временную структуру распределения полей осадков, температуры и снежного покрова в разных территориальных и временных масштабах.

Принципиально важным является вопрос структурирования первичных данных – преодоления “хаоса цифр” разнородной информации – в форме электронных таблиц. Иерархическую структуру данных (горный бассейн – снегомерный маршрут – снегопункты – характеристики снежного покрова) целесообразно преобразовать в унифицированные двумерные таблицы на основе реляционного подхода.

6.2.2. ЦИФРОВЫЕ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА КАК ОСНОВА АВТОМАТИЗИРОВАННОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ПОЛЕЙ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Развитие ГИС-технологий в значительной мере преследует цель усовершенствовать пространственные исследования и автоматизировать картографирование географических полей. Картографическая информация служит необходимым, а зачастую и основным модулем любой геоинформационной системы. Результаты автоматизированного картографирования характеристик снежного покрова уже представлены нами в соответствующих разделах. Здесь мы рассмотрим цифровые модели рельефа, служащие основой для подобного картографирования.

Концепция картографического “слоя” исходной информации применительно к региональной гляциологической ГИС предлагает следующее (Кузьмиченок, 1990): ГИС должна содержать типовую географическую основу, цифровую модель местности, цифровую модель рельефа и орографическую схему территории. Очевидны, в связи с этим, мотивы, побудившие нас к созданию цифровой модели рельефа Большого Кавказа, являющейся не только одной из предпосылок формирования региональной гляциологической ГИС, но и значительно облегчающей процедуру картографирования параметров снежного покрова и других географических характеристик. Область приложения цифровых моделей в географии все больше увеличивается (Мусин, Сербенюк, 1987; Кошкарев, Тикунов, 1993; Цветков, 1998; и др.); реализация их в горной гляциологии и климатологии, особенно при оценке взаимодействия сложного рельефа и гляциологических полей, сулит видимые перспективы.

Одной из разновидностей цифровой карты служит цифровая модель рельефа (ЦМР), являющаяся цифровой моделью местности, в которой описан только рельеф. Существует и более широкое толкование этого понятия. Так, по определению Ю.Г. Симонова и др. (1998), ЦМР – особый вид трехмерных математических моделей, представляющих отображение рельефа как реальных, так и абстрактных географических полей. Важным обстоятельством является то, что технологически моделирование топографической поверхности принципиально не отличается от цифрового моделирования абстрактных географических полей. На практике под ЦМР зачастую понимаются *цифровые модели высот*, которые создаются с использованием ограниченного набора исходных картографических данных о рельефе: совокупности горизонталей и высотных отметок, исчерпывающих требования к точности и достоверности к ЦМР со стороны практических приложений (Кошкарев, Тикунов, 1993).

Цифровая модель рельефа Большого Кавказа создавалась на основе нерегулярной сети высотных отметок с применением одного из вариантов графической визуализации местности (Triangulated Irregular Network – TIN). Создание TIN-модели – наиболее простой способ графической реализации сложных поверхностей. В работе было применено ручное цифрование горизонталей с относительной точностью определения географических координат до сотых долей градуса. Данный разряд точности, на наш взгляд, оптимален при заданном интервале координатной сетки.

В условиях сложной поверхности, какой является Большой Кавказ, наиболее целесообразной формой цифровой модели является структурная. Структурная модель содержит тройки пространственных координат X , Y , Z (широта, долгота, высота) характерных точек на структурных линиях рельефа, т.е. на водоразделах, тальвегах и т.п., и точек локальных экстремумов топографической поверхности (Кузьмиченок, 1990). Реальная топографическая поверхность в этом случае аппроксимируется многогранником. Плотность точек увеличивалась в местах усиления сложности (расчлененности) рельефа и сгущения изогипс.

В работе использовалась программа Surfer, предназначенная для графической визуализации цифровых данных в растровом формате с возможностью построения двух- и трехмерных карт. Аппроксимация поверхности по

более чем 38 тысячам точек предполагает выбор математического метода интерполяции в поле точек. Предпочтение было отдано кригингу (Kriging) – разновидности оптимальной интерполяции данных измерений в произвольно расположенных пунктах в узлы регулярной сетки, использующей в качестве интерполяционного веса пункта измерений значения структурной функции. Некоторые результаты моделирования рельефа Большого Кавказа показаны на рис. 2 и 75.

Границы Большого Кавказа определялись согласно орографической схемы и районированию (Кавказ, 1966). Площадь Большого Кавказа, приводимая разными исследователями (Н.А. Гвоздецкий, М.Ч. Залиханов, В.Д. Панов и др.), составляет 145 тыс. км², при этом не указывается картографический источник ее определения. По нашим расчетам, площадь Большого Кавказа на карте в выбранной цилиндрической равнопромежуточной проекции оказалась равной 144,3 тыс. км². Расхождение – в пределах погрешности проведения границ горной страны.

Кратко остановимся на методике оценки точности цифровой модели рельефа. При цифровом моделировании рельефа местности наиболее важным показателем качества является точность его представления. Базовой картой для построения ЦМР Большого Кавказа послужила топографическая карта масштаба 1:1 000 000 с шагом координатной сетки в 1°, погрешность исходного материала Δ_b , которой может быть оценена в 0,5 мм. Точность карт Δ_m приблизительно определяется толщиной изолинии, или 0,4 мм. Погрешность цифрования Δ_d составляет 0,5 мм. Поскольку источники ошибок независимы, пользуясь известным в статистике правилом “переноса ошибок”, общая погрешность Δ_i (позиционная точность) для карты исходного масштаба оценивается выражением

$$\Delta_i = \sqrt{\Delta_b^2 + \Delta_m^2 + \Delta_d^2} = 0,8 \text{ (мм)}, \quad (6.9)$$

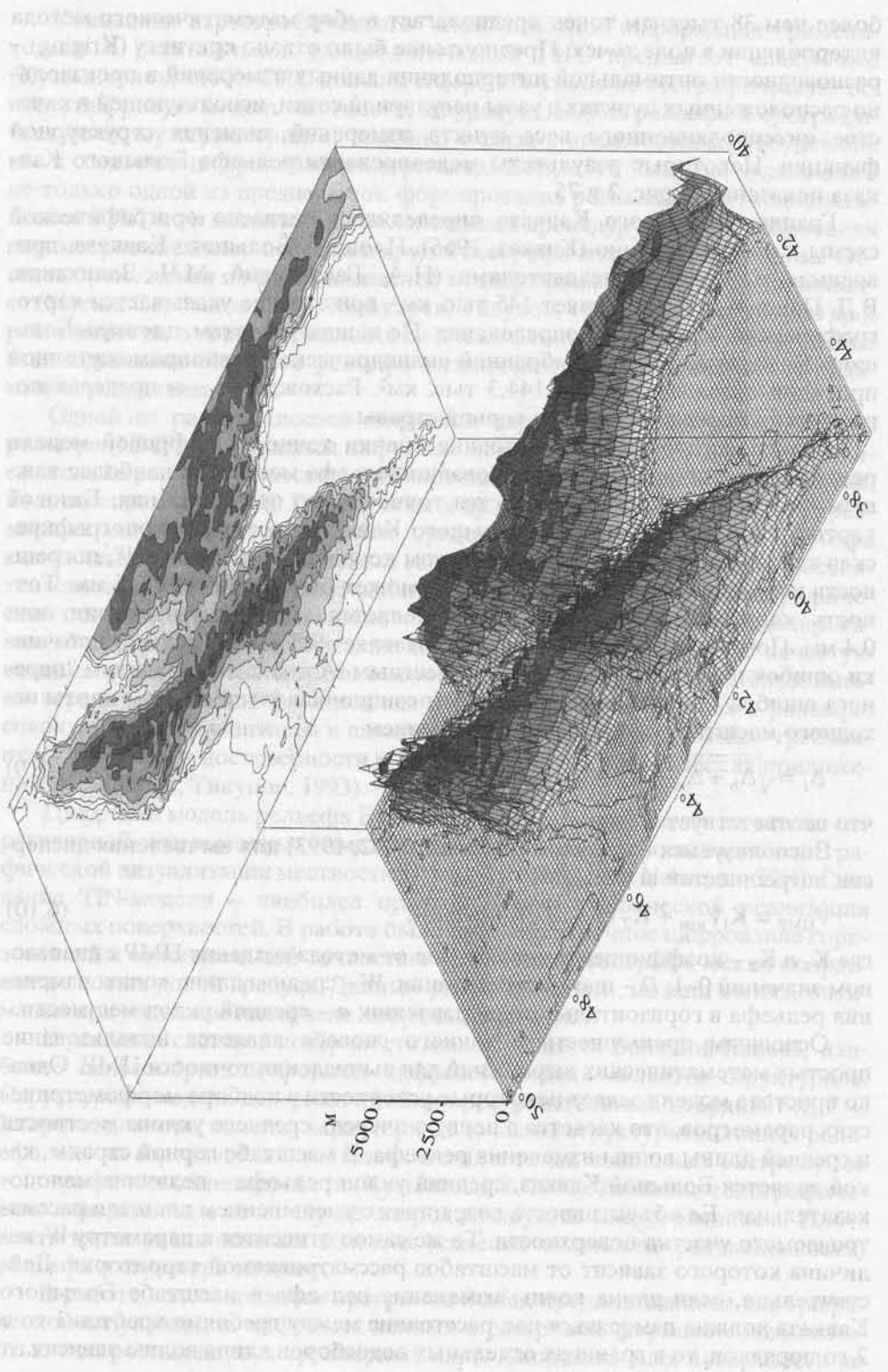
что соответствует 0,8 км.

Воспользуемся формулой (Li Znilin, 1992, 1993) для вычисления дисперсии погрешностей высот ЦМР:

$$V_{\text{ЦМР}} = K_1 V_{\text{изм}} + K_2 (1 + 4D/W) (Dtga)^2, \quad (6.10)$$

где K_1 и K_2 – коэффициенты, зависящие от метода создания ЦМР с диапазоном значений 0–1; D – шаг дискретизации; W – средняя длина волны изменения рельефа в горизонтальном направлении; a – средний уклон местности.

Основным преимуществом данного способа является использование простых математических выражений для вычисления точности ЦМР. Однако простота модели задает некоторые условности в подборе морфометрических параметров, это касается в первую очередь среднего уклона местности и средней длины волны изменения рельефа. В масштабе горной страны, какой является Большой Кавказ, средний уклон рельефа – величина малопоказательная. Ее объективность возрастает с уменьшением площади рассматриваемого участка поверхности. То же самое относится к параметру W , величина которого зависит от масштабов рассматриваемой территории. Действительно, если длина волны изменения рельефа в масштабе Большого Кавказа должна измеряться как расстояние между гребнями хребтов 1-го и 2-го порядков, то в границах отдельных водосборов длина волны зависит от



мезомасштабных форм рельефа: отдельных отрогов и хребтов низших порядков.

Расчет точности высот ЦМР по формуле (6.10) с применением единого для всего Большого Кавказа показателя среднего уклона поверхности приводит к большим погрешностям в оценке $V_{\text{ЦМР}}$ в разных частях горной страны, поэтому целесообразно определять $V_{\text{ЦМР}}$ дифференцированно для разных высотных интервалов. Кроме того, погрешность цифрования по топографической основе возрастает в местах сгущения горизонталей, и соответственно дисперсии погрешностей первичных измерений высот при равных шагах дискретизации D будут зависеть от уклона местности. Вклад уклона местности в формирование погрешности высот будет определяющим.

Дисперсия погрешностей первичных измерений высот независимо от высотного уровня остается практически малозначимой ($0,25-1,1 \cdot 10^{-3} \text{ км}^2$). Изменяются параметры W и a , характеризующие рельеф. Шаг дискретизации рельефа D , отражающий увеличение плотности точек цифрования в местах усиления неоднородности поверхности, уменьшается в высокогорье.

Для районов низкогорья со средней абсолютной высотой 500 м при $W = 15,4 \text{ км}$, $a = 3^\circ$ и $D = 3 \text{ км}$ дисперсия погрешностей высот ЦМР $V_{\text{ЦМР}}$ равна $0,012 \text{ км}^2$. Для высокогорных районов с абсолютными высотами приблизительно 2000 м $V_{\text{ЦМР}} = 0,063 \text{ км}^2$ при соответствующих параметрах $W = 12,9 \text{ км}$, $a = 10^\circ$, $D = 2 \text{ км}$. Аналогичные расчеты сделаны и для ЦМР отдельных горных бассейнов: $V_{\text{ЦМР}}$ составляет $0,005 \text{ км}^2$ и $0,0064 \text{ км}^2$ соответственно для бассейнов Пшехи и Мзымты. Полученные оценки точности построенных ЦМР дают возможность судить впоследствии и о качестве карт географических характеристик, созданных на основе цифровых моделей рельефа (высот).

Цифровая модель рельефа, безусловно, имеет самостоятельное значение, но для нас более интересны ее приложения, воплощающие свойство многофункциональности: ЦМР рассматривается нами как средство описания структуры географических полей посредством построенных карт. Традиционно методикой построения таких карт для горных территорий, как уже говорилось, предусматривается использование высотного тренда – преобразование координаты высоты в соответствующую климатическую либо какую-нибудь другую характеристику. База данных координатного описания уже на стадии цифрования делилась на “элементарные” массивы, представляющие собой совокупность точек в границах частных горных бассейнов. Определение границ таких бассейнов осуществлялось посредством построения высотных зависимостей снеготранспорта и их типизации (см. рис. 41).

Опыт построения цифровых моделей горного рельефа для последующего моделирования полей снежного покрова свидетельствует о возможности выявления связи между морфометрическими характеристиками рельефа (или высотой местности) и структурой поля снежного покрова на разных масштабных уровнях (Новаковский и др., 1993; Шутов, 1996; Погорелов, 1999в). Таким образом, вычленение отдельных цифровых массивов горных бассейнов имело цель в дальнейшем преобразовать координаты высоты



Рис. 75. Модель рельефа Большого Кавказа в виде блок-диаграммы

местности в характеристики (климатические, гидрологические, гляциологические), функционально зависящие от высоты, следовательно, цифровую модель рельефа – в цифровую карту соответствующих характеристик.

6.3. ОЦЕНКА СНЕГОЗАПАСОВ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЦИФРОВЫХ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА

Ограниченное знание закономерностей распределения снежного покрова в условиях сложного рельефа заметно затрудняет количественную оценку снегозапасов и вклада снежного покрова в гидрологические и климатические процессы в горах. Совершенствование существующих методов расчета снегозапасов в горах возможно с применением компьютерных технологий, в частности, цифрового моделирования рельефа.

Традиционно в практике снегомерных расчетов и гидрологических прогнозов подсчет снегозапасов w в горном бассейне проводится по формуле

$$w = w_1 f_1 + w_2 f_2 + \dots + w_n f_n, \quad (6.11)$$

где w_i – средний снегозапас в пределах i -й высотной зоны; f_i – площадь высотной зоны в долях от всей площади бассейна; n – число высотных зон. Воспользоваться ей невозможно, если неизвестны параметры гипсографической кривой бассейна.

Предлагается метод количественной оценки снегозапасов, базирующийся на предварительно построенной цифровой карте рельефа горного бассейна. Цифровые модели рельефа, получившие в настоящее время широкое распространение, позволяют с необходимой точностью определять морфометрические характеристики участков земной поверхности. При этом в случае нахождения надежной зависимости параметров снежного покрова от характеристики рельефа решается задача преобразования этой характеристики в показатели снежного покрова и дальнейшего картографирования снегозапасов.

На распределение характеристик снежного покрова влияет комплекс факторов, действие которых имеет пространственные ограничения и зависит от масштаба рассматриваемой территории. В малых горных бассейнах, где роль метелево-ветрового переноса перекрывает действие других факторов, в качестве параметра картографирования снегозапасов может выступать кривизна поверхности, которая определяется посредством цифрового моделирования рельефа (Новаковский и др., 1993).

Исследовался бассейн р. Пшеха (Западный Кавказ), находящийся в левобережье р. Кубань. Бассейн обеспечен достоверными наблюдениями по наземному снегомерному маршруту ст. Черниговская – гора Фишт. Площадь бассейна Пшехи выше створа ст. Черниговской составляет 641 км² при амплитуде абсолютных высот 300–2867 м. Как выяснилось, в масштабе рассматриваемой территории в распределении толщины снежного покрова h и снегозапасов w доминирует фактор высоты местности H , т.е. $h, w = f(H)$ (рис. 76). В исследуемом бассейне в интервале высот 300–1810 м имеется 12 снегопунктов, наблюдения по которым ведутся с 1978 г.

Дополнительной информацией послужили данные 4 авиационных снегопунктов, расположенных на высотах 1570–2540 м. Мы исходили из гипотезы репрезентативности площадок снегопунктов, т.е. адекватного отражения ими снегонакопления в соответствующей высотной зоне. Ранее проведенные нами линейные снегосъемки не опровергли эту гипотезу (Погорелов, 1986). Эти обстоятельства и позволили использовать ЦМР как осно-

ву для моделирования полей характеристик снежного покрова. Эмпирические зависимости $w = f(H)$ аппроксимировались полиномами 2-й или 3-й степени (табл. 67). Судя по величинам коэффициентов детерминации R^2 , доля объясненной дисперсии в изменчивости снеготолщин, определяемая высотой местности, достаточно велика, чтобы считать влияние других факторов пренебрежимо малым.

Таким образом, нахождение статистически надежных зависимостей $w(H)$ позволяет, пользуясь цифровой основой рельефа, построить модели распределения снеготолщин в исследуемом горном бассейне путем преобразования координаты H в характеристику w .

С использованием ЦМР и эмпирических зависимостей $w(H)$ не только упростилась задача расчета интегральных снеготолщин в горном бассейне посредством построения объемных моделей распределения снеготолщин (рис. 77, 78), но и стало возможным с необходимой детализацией оценить их вертикальную структуру. Хотя в течение зимы наблюдается постепенное накопление снеготолщин в горном бассейне с максимумом в марте, но разным высотным интервалам свойственна своя динамика снеготолщин.

Большая часть площади бассейна (51,7%) располагается в диапазоне высот 0,5–1,0 км. В декабре максимум снегонакопления в бассейне (54,5%) приходится на высотный интервал 1,0–1,5 км (табл. 68, 69), поскольку на более

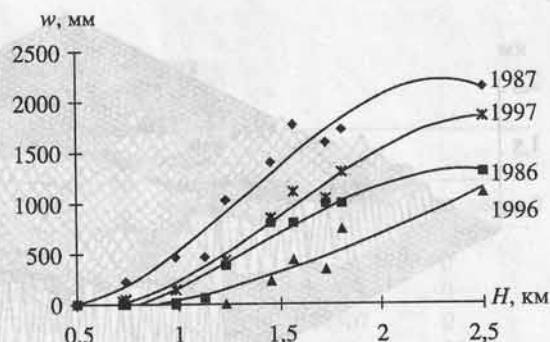


Рис. 76. Зависимости снеготолщин w на период их максимума от высоты местности H в бассейне р. Пшеха в марте в годы различной снежности

Таблица 67

Некоторые уравнения связи снеготолщин w (в мм) и высоты местности H (в км) для бассейна р. Пшеха в марте

Дата снегосъемки	Уравнение	R^2
19–21. III. 1980	$w = -186,65H^3 + 1016,7H^2 - 941,9H + 219,4$	0,995
13–17. III. 1986	$w = -212,54H^3 + 1175,4H^2 - 1290,2H + 314,6$	0,933
22–25. III. 1987	$w = -721,4H^3 + 2898,1H^2 - 2052,9H + 366,6$	0,960
17–21. III. 1996	$w = -356,7H^3 + 1686,9H^2 - 1666,8H + 408,4$	0,976
18–20. III. 1997	$w = -511,6H^3 + 2280,7H^2 - 1979,2H + 435,4$	0,987

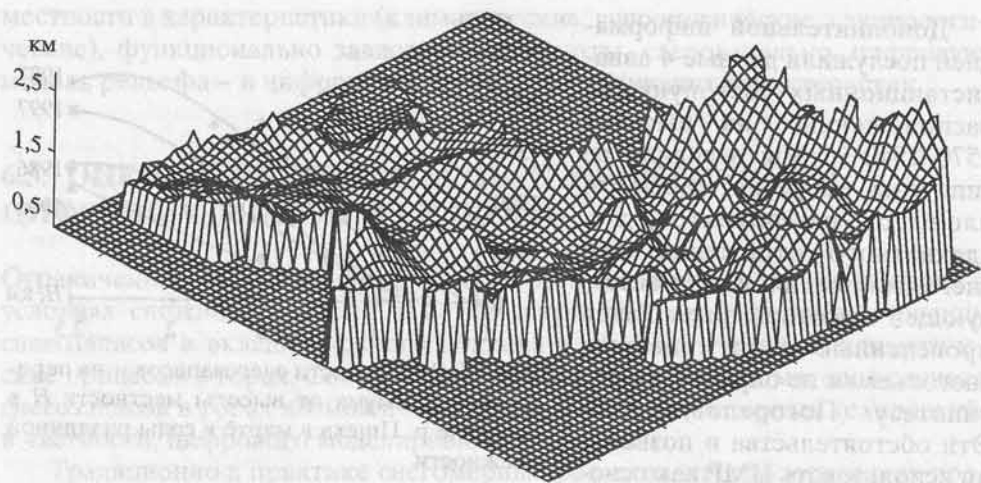


Рис. 77. Блок-диаграмма трехмерной модели рельефа бассейна р. Пшеха

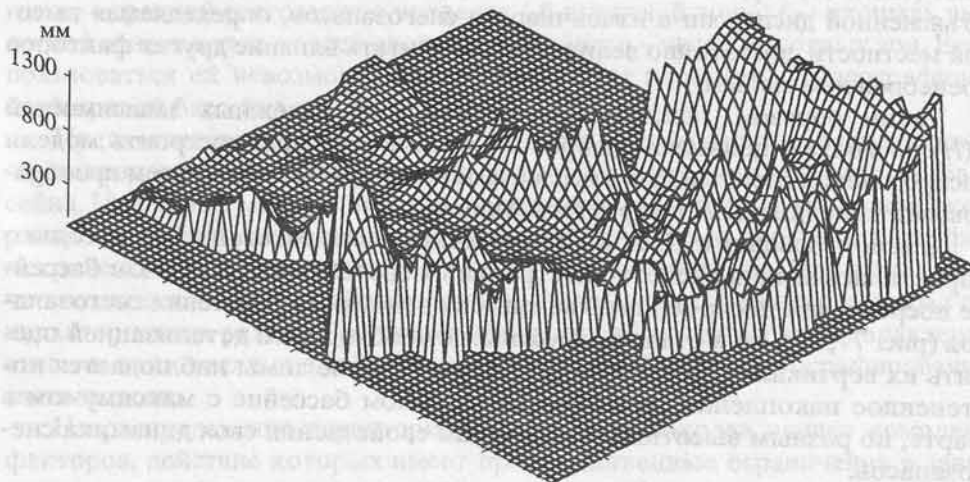


Рис. 78. Объемная модель распределения средних срезозапасов в марте в бассейне р. Пшеха

низких отметках возможно таяние снега и выпадение жидких осадков при относительно невысоких температурах воздуха.

Пропорции вертикального распределения снеготазпасов наиболее близки площадному распределению высотных зон (гипсографии) бассейна в январе (табл. 69), когда устойчивые отрицательные температуры воздуха преобладают во всем диапазоне рассматриваемых высот. К марту зона максимального снегонакопления вновь сдвигается в высотный интервал 1,0–1,5 км; в это время здесь отмечается не только относительный, но и абсолютный максимум снеготазпасов для рассматриваемых высотных интервалов в течение зимы.

Таблица 68

Высотное распределение абсолютных величин средних многолетних снегозапасов в бассейне р. Пшеха

Высота, км	Площадь, %	Снегозапасы, 10^{-6} км ³				
		Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
< 0,5	9,7	0	4551	2827	0	0
0,5–1,0	51,7	12323	68233	75523	52058	0
1,0–1,5	30,6	21289	39788	51029	105507	0
1,5–2,0	5,2	4777	8947	11179	20973	55089
2,0–2,5	2,1	590	640	750	867	12161
> 2,5	0,7	65	122	159	319	424
В с е г о:		39044	122281	141467	179724	67674

Таблица 69

Высотное распределение относительных величин средних многолетних снегозапасов в бассейне р. Пшеха

Высота, км	Площадь, %	Снегозапасы, %				
		Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
< 0,5	9,7	0	3,7	2,0	0	0
0,5–1,0	51,7	31,6	55,8	53,4	28,9	0
1,0–1,5	30,6	54,5	32,6	36,1	58,7	0
1,5–2,0	5,2	12,2	7,3	7,9	11,7	81,4
2,0–2,5	2,1	1,5	0,5	0,5	0,5	18,0
> 2,5	0,7	0,2	0,1	0,1	0,2	0,6

Одновременно растут относительные и абсолютные величины снегонакопления в интервале 1,5–2,0 км. В апреле в данном высотном диапазоне формируется четко выраженный максимум снегозапасов, поскольку накопление снега на данном уровне продолжается с декабря по апрель включительно. В апреле вертикальные контрасты в снегонакоплении наиболее велики, а интегральные снегозапасы уменьшаются по сравнению с мартовскими в 2,7 раза.

Внутрисезонная динамика снегозапасов на определенных гипсометрических уровнях имеет выраженные закономерности. Как видим (табл. 69 и рис. 79), в выделяемых высотных интервалах (ниже 0,5, 0,5–1,0, 1,0–1,5 и 1,5–2,0 км) максимальное снегонакопление наблюдается соответственно в январе, феврале, марте и апреле.

Расчет абсолютных величин снегозапасов на период максимального снегонакопления в горном бассейне позволяет перейти к количественной оценке влияния снежного покрова на тепловой баланс атмосферы данной местности, т.е. имеет климатологическое приложение. Расчет суммарных затрат тепла на таяние снегозапасов, определяемых предложенным способом, возможен. Кроме того, упрощается задача оценки снеговой составляющей сто-

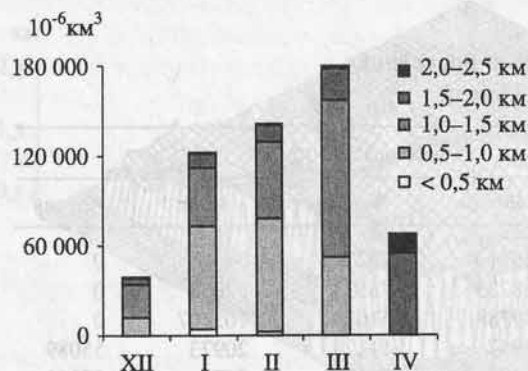


Рис. 79. Внутрисезонное распределение снегозапасов в различных интервалах абсолютных высот в бассейне р. Пшеха

уравнений $w = f(H)$, построенных для марта каждого года (см. табл. 67). Промежуточным результатом было построение трехмерной модели распределения максимальных снегозапасов (рис. 78) в каждый из годов. Это позволило, в свою очередь, рассчитать ежегодный объем снегозапасов (водного эквивалента) в контуре горного бассейна до замыкающего створа ст. Черниговской (табл. 70).

Река Пшеха относится к рекам с весенне-летним половодьем, которое начинается в марте, в некоторых случаях в феврале, заканчиваясь в июне. Паводки могут наблюдаться и в декабре-январе, что вызвано наблюдаемым в этой части Западного Кавказа вторым (наряду с летним) максимумом

ка. Гидрологическим приложением метода является определение связи объема воды в снежном покрове с речным стоком в период половодья. Одновременно осуществляется контроль расчетов снегозапасов речным стоком.

Данные снегосъемок в марте, отражающие максимальное снегонакопление в бассейне р. Пшеха, применяются в балансовых расчетах для Краснодарского водохранилища в период весенне-летнего половодья. Оценка снегозапасов проводилась посредством эмпирических

Таблица 70

Характеристики снегонакопления в горном бассейне р. Пшеха по данным наблюдений в марте

Год	Объем воды в снеге, км ³	Средний слой снегозапасов, мм	Суммарный сток в апреле-июне, км ³ *	Год	Объем воды в снеге, км ³	Средний слой снегозапасов, мм	Суммарный сток в апреле-июне, км ³ *
1979	0,161	272	0,243	1989	0,199	336	0,319
1980	0,113	191	0,251	1990	0,185	313	0,262
1981	0,199	336	0,371	1991	0,093	157	0,254
1982	0,172	291	0,329	1992	0,307	519	0,432
1983	0,168	284	0,272	1993	0,276	467	0,387
1984	0,080	135	0,226	1994	0,114	193	0,181
1985	0,137	232	0,226	1995	0,149	252	0,328
1986	0,068	115	0,147	1996	0,111	188	
1987	0,352	595	0,440	1997	0,204	345	
1988	0,181	306	0,277				

* Сток р. Пшеха дается по створу ст. Черниговская.

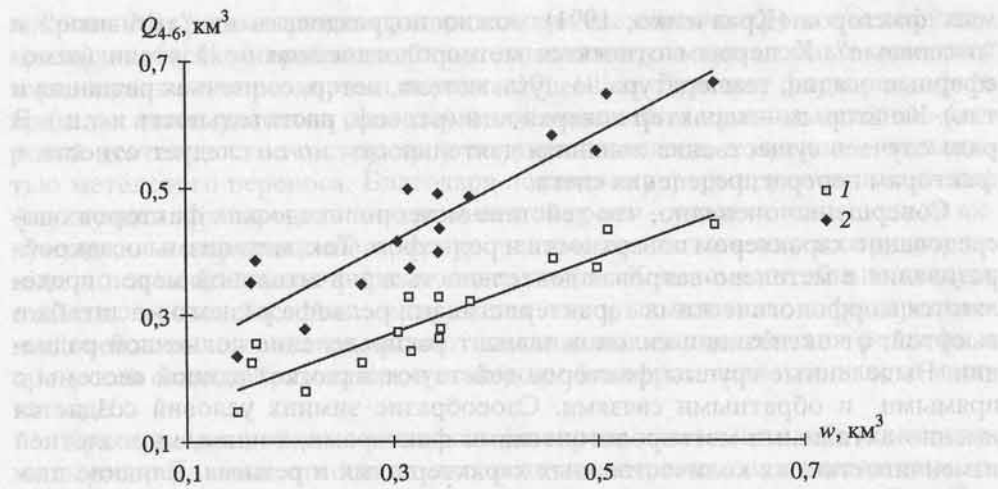


Рис. 80. Связь объема воды в снежном покрове w в бассейне р. Пшеха в марте с суммарным речным стоком за апрель–июнь Q_{4-6} в створах ст. Черниговская (1) и г. Апшеронска (2)

атмосферных осадков в зимнее время. Доля суммарного стока р. Пшеха за апрель–июнь в среднем составляет в годовом объеме 38%; в отдельные годы она колеблется от 14 до 58%.

Результаты поиска зависимости стока за период апрель–июнь Q_{4-6} от интегральных снегозапасов w_i в бассейне р. Пшеха оказались довольно успешными – достоверность аппроксимации $Q_{4-6} = f(w_i)$ достаточно высока (рис. 80) и оценивается коэффициентом корреляции $r = 0,899$ (для замыкающего створа ст. Черниговская) и $0,903$ (для расположенного ниже, в 30 км створа г. Апшеронска). Найденные зависимости представляют определенную прогностическую ценность. Средние величины интегральных снегозапасов, рассчитанные путем осреднения ежегодных значений (см. табл. 70) и посредством зависимости $\bar{w} = f(H)$, где \bar{w} – средние многолетние снегозапасы, получились близкими (соответственно $0,173$ и $0,180 \text{ км}^3$). Средний объем стока за период апрель–июнь в створе ст. Черниговская равен $0,275 \text{ км}^3$. По данным Л.А. Владимирова и др. (1991), средние годовые доли подземного и снегового питания реки в створе ст. Черниговская равны соответственно $19,2$ и $19,0\%$. Полученные нами величины вполне укладываются в представления о структуре питания реки, а качество связи рассчитанных интегральных снегозапасов с речным стоком в период весенне-летнего половодья косвенно свидетельствует о применимости предложенного метода оценки снегозапасов в горном бассейне.

6.4. О ПОДОБИИ ПОЛЕЙ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Распределение (и перераспределение) снежного покрова в горах определяется сочетанием ряда факторов, при этом на разных пространственных уровнях доминируют неодинаковые их группы. Все разнообразие выделяе-

мых факторов (Кравченко, 1991) можно подразделить на “активные” и “пассивные”. К первым относятся метеорологические показатели (атмосферные осадки, температура воздуха, метели, ветер, солнечная радиация и т.п.). Ко вторым – характер поверхности (рельеф, растительность и т.п.). В ряде случаев существенна лавинная деятельность, но ее следует отнести к факторам перераспределения снега.

Совершенно очевидно, что действие метеорологических факторов опосредованно характером поверхности и рельефом. Так, механизмы осадкообразования и метелево-ветровая деятельность в значительной мере определяются морфологическими характеристиками рельефа разного масштаба и высотой; от экспозиции склонов зависит распределение солнечной радиации. Выделенные группы факторов действуют в рамках единой системы с прямыми и обратными связями. Своеобразие зимних условий создается именно активными метеорологическими факторами, точнее, многолетней изменчивостью их количественных характеристик и режима. Влияние пассивных факторов в прямом и опосредованном виде на распределение снежного покрова создает предпосылки для сохранения черт подобия при формировании полей характеристик снежного покрова. Под подобием в данном случае понимается схожесть структуры поля, выраженная, например, в статистических параметрах или аппроксимирующих функциях.

Проблема подобия* полей снежного покрова имеет прикладное значение. Факт подобия следует учитывать при оценке снегозапасов в условиях сложного рельефа горных бассейнов, например, для гидрологических расчетов, а именно – вертикального распределения снегозапасов. В масштабе отдельных склонов и участков горного бассейна наличие подобия в распределении снежного покрова способствует рациональному проведению снегомерных работ, обеспечивая их точность и снижая трудоемкость. До сих пор на Большом Кавказе принцип подобия полей снежного покрова наиболее эффективно применялся для единичных ледниковых поверхностей (Меншутин, 1977; Поповнин, 1989; Петраков, 2000) при исследовании межгодовой изменчивости пространственного распределения снегозапасов. Опыт снегомерных работ на Большом Кавказе позволил В.Г. Ходакову и др. (1988) сделать вывод о целесообразности использования принципа подобия полей снегозапасов при анализе мезо- и макромасштабных закономерностей распределения снежного покрова.

М.И. Геткером в горах Средней Азии установлено подобие зависимостей зимних атмосферных осадков и снегозапасов от высоты местности; критерием (признаком) подобия являются географическое положение бассейнов и доля осадков холодного полугодия (Геткер, 1985). В работе Е.М. Локтионовой, Т.Г. Кадомцевой (1991) критериями подобия снегозапасов в мезо- и макромасштабе на Большом Кавказе выбраны сходство статистических характеристик их временной изменчивости и пространственная взаимосвязь снегозапасов.

Поле снежного покрова следует рассматривать в разных масштабах, от которых зависит набор факторов, влияющих на распределение снежного

* Термин “самоподобие” даже ближе к отражению сути рассматриваемого явления.

покрова. Мы рассматриваем распределение снежного покрова в мезо- и микромасштабе. К микромасштабным относились участки горных склонов с горизонтальными размерами порядка 10^2 – 10^3 м. Размеры форм рельефа в пределах таких участков сопоставимы с масштабом влияния метелево-ветровой деятельности на структуру поля снеготранспорта, а именно – дальностью метелевого переноса. Благодаря последнему формируются локальные флуктуации в распределении снежного покрова – участки повышенной аккумуляции и дефляции снега, приуроченные соответственно к отрицательным и положительным формам поверхности. К мезомасштабным следует отнести горные бассейны, в пределах которых влияние на распределение снежного покрова оказывают механизмы взаимодействия рельефа и процессов осадкообразования, а основным фактором является высота местности H .

Критерием подобия поля снежного покрова в мезомасштабе может служить распределение относительных величин снеготранспорта по высотным зонам. Изучение мезомасштабной структуры снеготранспорта в горном бассейне р. Пшеха проводилось с применением цифровых моделей рельефа. При обнаружении надежной зависимости снеготранспорта w от высоты местности H для исследуемого горного бассейна координата H преобразовывалась в величину снеготранспорта путем построения связи $w = f(H)$. Благодаря выраженной связи $w = f(H)$ как для осредненных во времени снеготранспортов, так и конкретной временной реализации их полей, цифровая модель рельефа и объемные модели распределения снеготранспортов “подобны” (см. рис. 77 и 78).

Судя по табл. 71 и рис. 81, вертикальное распределение снеготранспортов в бассейне р. Пшеха можно подразделить на 2 типа: к первому типу относится распределение, свойственное средне- и малоснежным зимам, ко второму – распределение, присущее многоснежным зимам (Погорелов, 1999). В первом случае зона основного снегонакопления в рассматриваемом бассейне находится на высотах 1,0–1,5 км, где аккумулируется 50–60% снеготранспортов, а в некоторые годы до 80%.

При втором типе (с интегральными снеготранспортами до 160–200% от средних) основное снегонакопление сдвигается на высоты 0,5–1,0 км, где накапливается до 55–60% снеготранспортов. Второй тип распределения запасов снега весьма близок к распределению площадей высотных ступеней, т.е. гипсографии бассейна. Но в каждом выделяемом случае формирование снеготранспортов по высоте сохраняет черты подобия.

Исследование структуры поля снеготранспортов в бассейне р. Мзымта (табл. 72) подтвердило наши выводы о характере их высотного распределения в зимы разной снежности: отчетливо видна схожесть кривых в мало-, средне- и многоснежные зимы (рис. 82).

К многоснежным мы отнесли 1976, 1983 и 1987 годы с интегральными снеготранспортами в границах горного бассейна в марте 153, 135 и 208% соответственно; к малоснежным были отнесены 1977, 1978, 1984 и 1986 годы с интегральными снеготранспортами соответственно 46, 57, 49 и 53% по отношению к норме. Как и в бассейне р. Пшеха, в многоснежные годы в водосборе р. Мзымта повышенное снегонакопление отмечается в нижней зоне водосбора, где на высотах до 1 км скапливается 21–29% снеготранспортов; в малоснежные годы в этой же зоне аккумулируется лишь 3–6% снеготранспортов.

Таблица 71

Высотное распределение относительных величин снегозапасов (в %) в марте в бассейне р. Пшеха в различные годы*

Год	Высотный интервал, км					
	<0,5	0,5-1	1-1,5	1,5-2	2-2,5	>2,5
1979	0	27,35	54,71	15,16	2,76	0,02
1980	0	34,02	47,54	15,03	3,34	0,07
1981	0	0	82,66	16,79	0,06	0,49
1982	0	22,47	62,04	14,78	0,57	0,14
1983	0	44,15	44,80	10,35	0,69	0,01
1984	0	23,47	53,35	18,41	4,63	0,14
1985	0	23,15	60,40	14,99	1,46	0,002
1986	0	0	70,60	24,00	5,30	0,10
1987	0	54,72	37,79	7,27	0,22	0,001
1988	0	30,19	56,76	12,53	0,31	0,21
1989	0	33,91	53,90	11,72	0,28	0,19
1990	0	37,46	51,36	10,8	0,11	0,27
1991	0	49,93	38,58	9,98	1,51	0,001
1992	12,44	56,17	26,14	5,01	0,19	0,05
1993	8,65	59,71	26,59	4,86	0,12	0,07
1994	0	35,81	51,45	12,05	0,66	0,03
1995	8,27	15,10	64,26	12,25	0,12	0,001
1996	0	23,14	58,71	16,12	1,97	0,06
1997	0	39,47	47,65	11,81	1,06	0,01

* Жирным шрифтом выделены годы с многоснежными зимами.

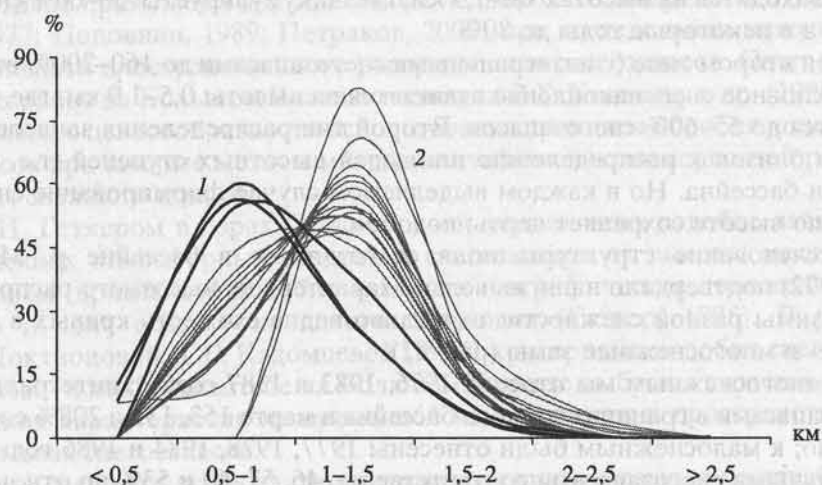


Рис. 81. Распределение снегозапасов (в %) по высотным интервалам в бассейне р. Пшеха и в многоснежные (1) и средне- и малоснежные (2) зимы

Таблица 72

Высотное распределение снегозапасов (в км³) в марте в бассейне р. Мзымта в различные годы*

Год	Высотный интервал, км					Всего
	0-0,5	0,5-1,0	1,0-1,5	1,5-2,0	> 2,0	
1975	0,010	0,061	0,075	0,102	0,095	0,343
1976	0,021	0,124	0,142	0,169	0,140	0,596
<i>1977</i>	0	0,009	0,031	0,067	0,073	<i>0,180</i>
<i>1978</i>	0	0,014	0,041	0,082	0,085	<i>0,222</i>
1979	0	0,021	0,070	0,139	0,131	0,361
1980	0,002	0,037	0,063	0,097	0,087	0,286
1981	0	0,021	0,069	0,135	0,127	0,352
1982	0,001	0,035	0,081	0,142	0,129	0,388
1983	0,023	0,129	0,131	0,135	0,108	0,526
<i>1984</i>	0	0,005	0,031	0,074	0,079	<i>0,189</i>
1985	0,004	0,055	0,080	0,113	0,099	0,351
<i>1986</i>	0	0,009	0,039	0,080	0,077	<i>0,205</i>
1987	0,024	0,146	0,192	0,251	0,196	0,809
1988	0,007	0,070	0,102	0,144	0,122	0,445
1989	0,003	0,065	0,113	0,166	0,140	0,487
1990	0,004	0,070	0,115	0,167	0,138	0,494

* Жирным шрифтом выделены годы с многоснежными зимами, курсивом – с малоснежными.

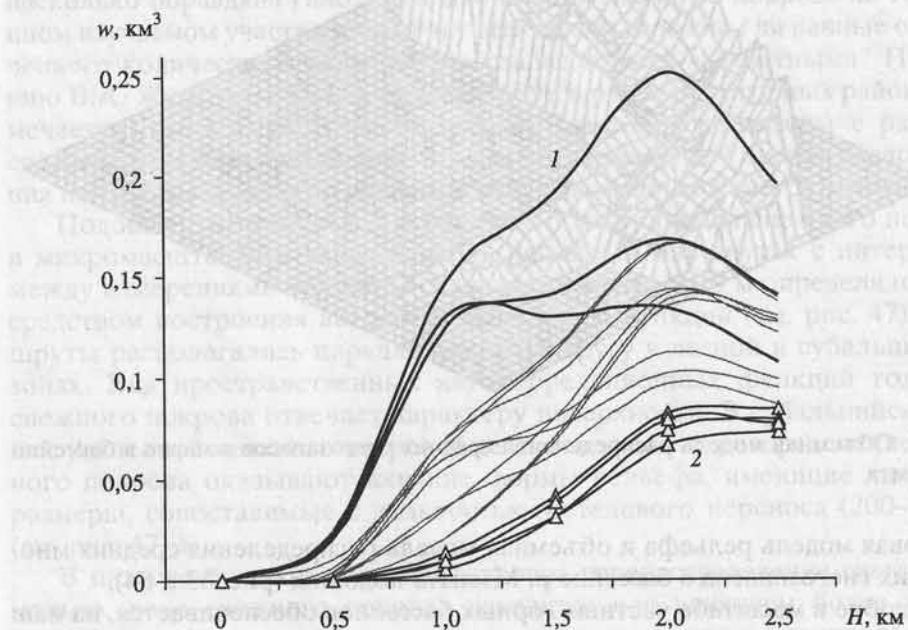


Рис. 82. Распределение снегозапасов w по высотным интервалам в бассейне р. Мзымта в многоснежные (1) и малоснежные (2) зимы

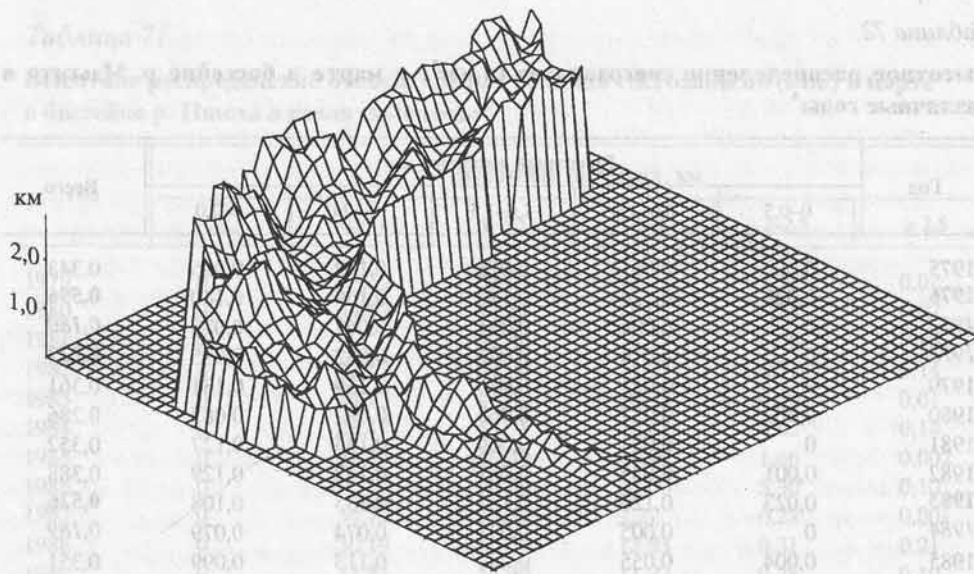


Рис. 83. Блок-диаграмма трехмерной модели рельефа бассейна р. Мзымта

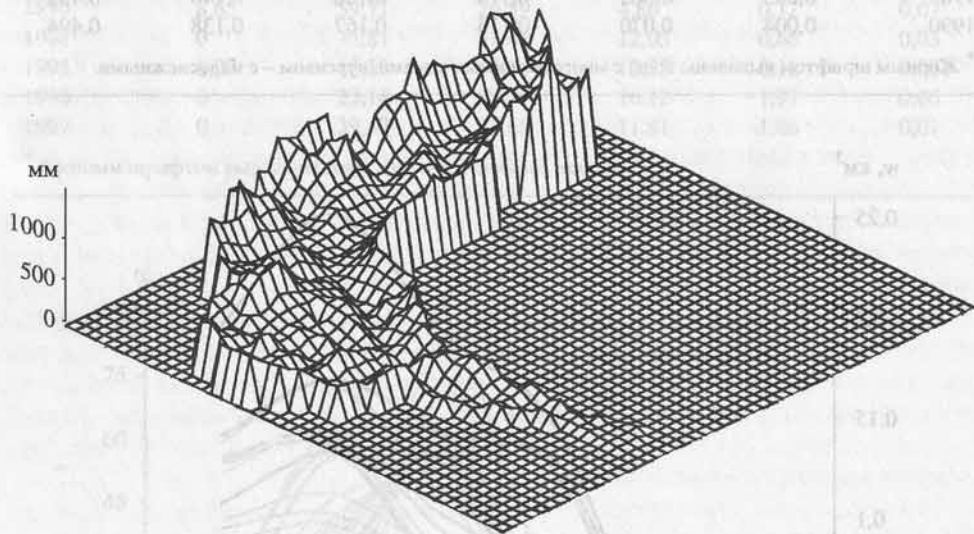


Рис. 84. Объемная модель распределения средних снегозапасов в марте в бассейне р. Мзымта

Цифровая модель рельефа и объемная модель распределения средних многолетних снегозапасов в бассейне р. Мзымта подобны (рис. 83 и 84).

Подобие в масштабе частных горных бассейнов обеспечивается, на наш взгляд, механизмами осадкообразования в зимы различной снежности. Хорошо известно, что выпадение осадков регулируется взаимодействием циркуляционных процессов и рельефа. При этом орографическая составля-

ющая осадкообразования приводит к заметному росту атмосферных осадков с высотой (прямой барьерный эффект). В зимы с обильными осадками вклад собственно циркуляционных процессов в формирование поля снеготрезпасов в горном бассейне доминирует над орографическим усилением осадков; последнее имеет существенное влияние на распределение снеготрезпасов в средне- и малоснежные зимы. Обострение процессов орографического усиления осадков в средне- и малоснежные зимы приводит к смещению зоны основного снеготрезпасования в рассматриваемом бассейне на более высокие отметки (см. рис. 81, 82). К подобным же выводам о распределении снега пришли Н. Кейн (Caine, 1975), анализирувавший влияние высоты местности на снеготрезпасование в мало- и многоснежные зимы в горах Сан-Хуан (штат Колорадо), а также Б.К. Царев (1996) по данным наблюдений в бассейне р. Пскем (Тянь-Шань). Относительная многоснежность года в сравнении с другими годами обусловлена, по мнению Царева, существенным увеличением снеготрезпасов в средних и нижних высотных зонах горного бассейна.

Отметим, что высотное распределение средних многолетних снеготрезпасов \bar{w} заметно отличается от реальной ситуации в большинстве зим. Поэтому судить о характере распределения снеготрезпасов в их конкретной временной реализации по высотным зависимостям $\bar{w} = f(H)$, используемым при картографировании средних снеготрезпасов, необходимо с определенной степенью приближения.

На микромасштабном уровне оценка подобия полей снежного покрова в бассейне р. Пшеха проводилась при помощи экспериментальных линейных снеготрезпасов в зимы различной снежности (1995/96 и 1996/97 гг.). Вопрос, насколько оправдана гипотеза подобия поля снежного покрова на том или ином изучаемом участке, может звучать иначе: способны ли данные ограниченного количества измерений снеготрезпасов быть адекватными? По мнению В.А. Жидкова, Р.С. Самойлова (1989), в различных горных районах отмечается соответствие (подобие) полей снеготрезпасов в годы с разными снежностью и метеоусловиями, что делает правомерной оценку распределения поля снеготрезпасов по данным одной максимальной снеготрезпаски.

Подобие статистической структуры поля толщины снежного покрова в микромасштабе на закрепленных линейных маршрутах с интервалом между измерениями толщины снежного покрова в 10 м определялось посредством построения автокорреляционных функций (см. рис. 47). Маршруты располагались параллельно друг другу в лесной и субальпийской зонах. Вид пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова отвечает характеру поверхности. В субальпийской зоне с усиленной метелево-ветровой деятельностью на распределение снежного покрова оказывают влияние формы рельефа, имеющие линейные размеры, сопоставимые с дальностью метелевого переноса (200–300 м) (см. рис. 47, а).

В пихтово-буковом лесу, где ветровое перераспределение снега минимально, поле снежного покрова находится под влиянием более мелких "волн" рельефа – пространственная корреляция толщины снежного покрова затухает уже на расстоянии 20–30 м (рис. 47, б). Существенным же является то, что, несмотря на различия в снежности по годам в рассматриваемых интервалах высот почти в 2 раза (1996/97 г. был более снежным), форма

пространственной автокорреляционной функции сохранила подобие на обоих маршрутах.

Такое соответствие статистической структуры детерминировано "пассивным" вкладом микрорельефа в формирование поля снежного покрова на линейных участках. Следовательно, гипотеза подобия поля снежного покрова может быть принята в той мере, в какой фактор морфологии поверхности регулирует распределение снежного покрова. Улучшение подобия достигается схожестью метеорологических условий зим. По данным В.В. Поповнина (1989), на ледниковой поверхности поле аккумуляции наилучшим образом сохраняет подобие в многоснежные годы, наихудшим – в малоснежные. В многоснежные зимы с увеличенной повторяемостью снегопадов поле толщины снежного покрова должно быть более однородно в результате уменьшения продолжительности низовых метелей и насыщения снего-ветрового потока в основном за счет выпадающего, а не отложенного снега (Котляков, 1968).

Статистические характеристики поля снежного покрова, в том числе и пространственные структурные функции (Погорелов, 1989), заметно меняются не только в пространстве, но и в течение зимы на одном и том же участке, подчиняясь закономерностям сезонного хода толщины снежного покрова. Поэтому оценка подобия статистической структуры поля снежного покрова во времени имеет смысл лишь для сопоставимых периодов снегонакопления.

Итак, рассмотренные случаи формирования полей снежного покрова на разных масштабных уровнях (в пределах частного горного бассейна и на реальном горном склоне) свидетельствуют о существовании пространственного подобия данных полей. Гипотеза подобия (или самоподобия) поля подтверждается: а) схожестью вертикального распределения снегозапасов в зимы со сравнимой снежностью (в мезомасштабе) и б) идентичностью пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова на закрепленных участках горных склонов (в микромасштабе).

Полученные результаты позволяют утверждать, что в мезомасштабе в горных районах, где преобладает снежный покров, существует пространственное подобие поля снежного покрова. Это подобие проявляется в схожести вертикального распределения снегозапасов в зимы со сравнимой снежностью (в мезомасштабе) и идентичности пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова на закрепленных участках горных склонов (в микромасштабе). В мезомасштабе подобие поля снежного покрова проявляется в схожести вертикального распределения снегозапасов в зимы со сравнимой снежностью (в мезомасштабе) и идентичности пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова на закрепленных участках горных склонов (в микромасштабе). В мезомасштабе подобие поля снежного покрова проявляется в схожести вертикального распределения снегозапасов в зимы со сравнимой снежностью (в мезомасштабе) и идентичности пространственных автокорреляционных функций толщины снежного покрова на закрепленных участках горных склонов (в микромасштабе).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение хотелось бы отметить, что в процессе работы над монографией были использованы материалы, собранные в течение длительного времени на Большом Кавказе, что позволило обобщить и систематизировать данные, полученные в результате многолетних наблюдений на Большом Кавказе.

Прежде всего автор выражает удовлетворение тем, что ему удалось в меру собственных сил обобщить обширные материалы полевых снегомерных наблюдений на Большом Кавказе, накопленные многолетним трудом работников Гидрометеослужбы. Проработав более 10 лет в снегомерной партии СКУГМС и имея представление о специфике полевых исследований, автор считал себя обязанным отдать должное нелегкому труду нескольких поколений снегомерщиков. Представленная монография является первым региональным обобщением всей совокупности снегомерных данных по Большому Кавказу, включающих материалы станций и постов, которыми до настоящего времени в основном ограничивалось изучение пространственно-временной структуры поля снежного покрова.

Фактический распад скоординированной системы гляциологических наблюдений Гидрометеослужбы на едином географическом пространстве Большого Кавказа, вызванный появлением на данной территории новых государственных границ и другими обстоятельствами, вряд ли позволяет ожидать в ближайшие годы массового пополнения имеющейся базы первичных гляциологических данных. Поэтому выполненный анализ полей снежного покрова кажется тем более своевременным. Главными результатами этого анализа, на наш взгляд, стали: 1) раскрытие ороклиматической обусловленности структуры и механизмов формирования полей снежного покрова на Большом Кавказе, 2) установление внутрорегиональных разномасштабных закономерностей распределения и пространственно-временной изменчивости характеристики снежного покрова, 3) эмпирическое установление иерархии разноуровневых нивальных структур как отображения системы разнопорядковых ороклиматических взаимодействий в холодное полугодие, 4) дальнейшее развитие принципов горного снеговедения на кавказском материале. Автор надеется, что достигнутые результаты будут способствовать совершенствованию представлений об организации и динамике нивально-гляциальной системы Большого Кавказа, в которой снег занимает ключевое место.

Каковы перспективы исследований снежного покрова на Большом Кавказе? Относительно методов наблюдений их следует связывать в первую очередь с поиском путей перехода от традиционных наземных измерений к

увеличению роли дистанционных методов слежения, включающих оперативную оценку снегозапасов. Эффективное осуществление подобного слежения возможно с использованием эмпирических итогов настоящего обобщения.

Несомненный теоретический интерес вызывают следующие направления научного поиска, непосредственно опирающиеся на результаты представленной работы: исследование функциональной организации и обратных связей региональной нивальной системы, а также ландшафтообразующей роли снежного покрова. Существующий материал позволяет, например, посредством физического и математического моделирования решать задачу количественной оценки влияния снежного покрова на региональный климат, в частности, на теплоэнергетические процессы в атмосфере.

Разработка концепции нивальной системы, предполагающая четкие представления об ее иерархической организации и системообразующих элементах, – одна из проблем, стоящих перед современным снеговедением. Достигнутая полнота статистической обработки исходных данных и установление соотношений континуальности и дискретности полей снежного покрова на Большом Кавказе значительно облегчают решение этой задачи в масштабе горной страны.

Наконец, очевидный практический интерес представляет скорейшее создание региональной ГИС “Снежный покров”, предпосылки для которой уже имеются в виде баз атрибутивных данных и цифровых моделей рельефа.

Умножение фактически выявленных функциональных связей между элементами системы, в частности, между снежным покровом и климатом, а также между снежным покровом и ландшафтом, является одним из основных направлений дальнейшего исследования. В частности, необходимо исследовать влияние снежного покрова на формирование климата в горной местности, а также на формирование ландшафта. В частности, необходимо исследовать влияние снежного покрова на формирование климата в горной местности, а также на формирование ландшафта. В частности, необходимо исследовать влияние снежного покрова на формирование климата в горной местности, а также на формирование ландшафта.

В работе представлены результаты исследования системы снежного покрова на Большом Кавказе. В частности, исследованы методы наблюдения и следует связывать в первую очередь с поиском путей перехода от традиционных наземных измерений к

ПОСЛЕСЛОВИЕ. К ВОПРОСУ О ПОЛИСТРУКТУРНОСТИ НИВАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Развитие представлений о полиструктурности (а точнее – о полиморфизме) систем земной природы является одним из фундаментальных направлений наук о Земле, которое имеет в физической географии глубокие исторические корни. Еще В.И. Вернадский подчеркивал, что полиморфизм есть общее состояние материи и проявляется в ее критических состояниях симметрии. Истоки концепции полиструктурности природных комплексов и их отдельных компонентов мы находим в многочисленных теоретических работах П.П. Семенова-Тян-Шанского, Б.Б. Польшова, Л.Г. Раменского, А. Гетнера, А.А. Григорьева, К.К. Маркова и др.

Наиболее аргументированные представления о полиструктурности природных комплексов любого ранга как фундаментальной закономерности иерархического устройства биосферы были изложены в 1950-е годы Д.Л. Армандом, который установил принципиально корреляционный характер межкомпонентных связей, показал условность выделяемых ландшафтных границ и доказал невозможность создания универсальной схемы природного районирования.

Представление о геосистемах как полиструктурных и полихронных природно-территориальных образованиях получило конкретное выражение более 20 лет назад в работах В.Н. Солнцева, К.Г. Рамана и В.Б. Сочавы, а в дальнейшем было развито А.Ю. Ретеюмом, Ю.Г. Пузаченко, А.А. Величко и А.А. Крауклисом. К настоящему времени оно приобрело вид рамочной концепции, сущность которой можно охарактеризовать следующими тезисами: а) об относительной независимости геокомпонентов и образуемых ими геопотоков и геополей; б) о ядерно-оболочечном способе организации геосистем разной субстратной природы в условиях континуальности как фундаментального свойства географических пространств; в) о множественности вариантов автохтонного поведения геокомпонентов, создающих на каждом иерархическом уровне наложенные разнокачественные структуры; г) о свойствах природного комплекса любого ранга как некоторого “диахронного целого”, где каждый природный компонент обладает своим характерным циклом развития, с отличительными свойствами инерционности, унаследованности и лабильности.

Идея полиструктурности ландшафта получила мощный стимул к развитию в значительной мере благодаря переходу от начального понятия “при-

родный комплекс” к более емкому и сложному понятию “геосистема”, в определении В.Б. Сочавы. Это позволило рассматривать природные компоненты в их разнообразных взаимосвязях и тем самым выявлять множество парциальных структур, каждая из которых по-своему отображает свойства целого – ландшафта.

Нам удалось эмпирически установить реальные формы проявления ландшафтного полиморфизма (Коломыц, 1998, 1999). Оказалось, что в основе полиморфизма региональных геосистем лежит феноменально низкая общая сопряженность геокомпонентов, на фоне которой образуются парциальные ландшафтные структуры с относительно высокой эквивалентностью геокомпонентных блоков. На примере Русской равнины показано, что полиморфизм природных комплексов регионального уровня (ландшафтно-зональных систем) проявляется, хотя и весьма по-разному, в обоих типах ландшафтных связей – как в полисистемном, так и в моносистемном. Соответственно выделяются две исходные категории (два класса) полиморфизма – полисистемная и моносистемная. В свою очередь, в классе моносистемного полиморфизма можно выделить два типа в соответствии с двумя типами ландшафтно-зональных геопространств – территориальный и параметрический. Территориальный полиморфизм, в свою очередь, прослеживается на двух иерархических уровнях – широтно-поясном и долготно-секторном. Параметрический полиморфизм проявляется в многообразии парциальных ландшафтных структур, или ландшафтных “проекции”, в понимании А.Д. Арманда. Развитие концепции ландшафтного полиморфизма означает, по существу, переход от единой модели природно-территориальной организации к множеству моделей. Это дает более разнообразную картину процессов интеграции и дифференциации в географической оболочке, обогащает наши представления о механизмах этих процессов.

Отрадно отметить, что идея полиструктурности начинает проникать и в отраслевые направления физической географии, примером тому служит монография А.В. Погорелова. Автором проведено многоплановое исследование структуры и динамики снежного покрова Большого Кавказа как исходного элемента горной нивально-гляциальной системы, формирующейся при сложных ороклиматических взаимодействиях на границе суббореального и субтропического поясов, и как водного ресурса, определяющего ведение хозяйства на горных и предгорных территориях. Нельзя сказать, что выбран наиболее удачный вариант самого исследовательского процесса. Автор пошел по традиционному в гидрометеорологии пути – отдельному рассмотрению каждого из трех параметров снега (толщины, плотности, водного эквивалента) и сосредоточился на поиске их наиболее тесных (внемасштабных) связей с различными факторами, без должной привязки этих связей к различным уровням организации самой геосистемы Большого Кавказа (представленным, например, в известных схемах природного районирования данной горной страны). Поэтому выдвинутый в самом начале постулат о нивальной системе горной страны как элементе более общей физико-географической системы остался недостаточно раскрытым. Тем не менее автору удалось решить главную задачу – установить дискретные и континуальные характеристики полей снежного покрова и сформулировать основные положения рабочей концепции полиструктурности нивальной системы гор-

ной страны в условиях сложного взаимоналожения разномасштабных географических явлений и процессов.

Для решения данной задачи Большой Кавказ является, с одной стороны, благоприятным, а с другой – весьма сложным объектом исследования. Эта субширотно вытянутая горная страна, расположенная, во-первых, в меридиональном секторе Евразии с высокими долготно-климатическими градиентами, а во-вторых, – на границе двух географических поясов (и по существу, вызывающая появление этой границы), концентрирует в себе целый спектр разномасштабных ороклиматических взаимодействий, индикатором которых в холодную половину года выступает снежный покров.

Уже в первой главе монографии наглядно демонстрируются полигенетические закономерности ороклиматических процессов холодного полугодия, имеющие общий физико-географический резонанс, хотя автор, к сожалению, не акцентирует на этом должного внимания. Прежде всего коснемся вопроса о конкретном прохождении по хребту высшего географического рубежа – границы между суббореальным и субтропическим климатическими поясами. Судя по относительной доле осадков холодного полугодия, для Западного и Центрального Кавказа этот рубеж приурочен к среднегорному ярусу южного макросклона. Таким образом, почти все высокогорье Большого Кавказа должно включаться в суббореальный пояс с умеренно континентальным типом климата (при летнем максимуме осадков). Лишь западный сектор Северного Кавказа имеет черты субокеанического умеренного климата. На Восточном же Кавказе широтно-поясная климатическая граница вообще размывается, становится неопределенной, о чем свидетельствуют коэффициенты корреляции осадков холодного периода по данным станций всего Горного Дагестана и станций южного макросклона. Это позволяет более отчетливо проявляться субрегиональным и локальным факторам формирования и режима снежного покрова.

Вместе с тем подобие внутригодового хода коэффициентов вариации многолетней изменчивости толщины снежного покрова для высокогорий и южного макросклона Западного Кавказа указывает, как подчеркивает сам автор, на сходство условий снегонакопления в этих регионах. Возможно, что здесь границу между суббореальным и субтропическим поясами следует сместить к среднегорьям северного макросклона хребта.

Поясной климатический рубеж хорошо заметен также по низким коэффициентам пространственной корреляции полей температуры, осадков и характеристик снежного покрова между северным и южным макросклонами Большого Кавказа, что указывает на качественно разнородные климатообразующие процессы по обе стороны от Главного водораздела. Для южного макросклона генетическое единство полей снежного покрова доказано синхронностью последовательных оценок средней толщины снега и ее средних квадратических отклонений.

Столь же высокую дискретность обнаруживают и высотно-ярусные подразделения хребта, и это – свидетельство существенных различий в ороклиматических взаимодействиях между низко-, средне- и высокогорными ярусами горной страны. В то же время в меридиональном направлении зимние гидротермические поля гораздо более однородны – продольно-циркуляционная зональность, по И.Н. Гарцману, имеет более континуальный характер.

ктер. Наконец, на основе описанных в четвертой и пятой главах многочисленных и весьма тесных связей характеристик снежного покрова с абсолютной высотой по отдельным речным бассейнам автор доказал еще более высокую континуальность высотно-зональных гидротермических полей субрегионального уровня.

Судя по картине высотного распределения коэффициентов вариации максимальной толщины снежного покрова на Большом Кавказе от года к году, межгодовую изменчивость снежности можно считать максимальной в низко- и среднегорьях и минимальной в высокогорном ярусе. Вместе с тем высокогорья Западного и Центрального Кавказа обнаруживают низкую степень синхронности процессов установления и разрушения снежного покрова. Низко- и среднегорные ярусы в данных секторах имеют гораздо большую синхронность.

Итак, материалы, приведенные в книге, позволяют наметить следующее иерархическое деление системы зимних гидротермических полей на Большом Кавказе: климатическая поясность, усиленная орографическим рубежом (дискретность I порядка), → долготная секторность (континуальность I порядка) → высотная ярусность (дискретность II порядка) → вертикальная зональность (континуальность II порядка).

Несомненную методическую новизну представляет использование А.В. Погореловым характеристик пространственной связности полей зимних температур, осадков и самих параметров снежного покрова как показателей фонового давления крупномасштабных ороклиматических взаимодействий (I порядка), которые дифференцируются в соответствии с климатической поясностью, создающей макроэкспозиционные контрасты Большого Кавказа. Макроклиматическое единство этой горной страны как ороклиматической системы подтверждается приведенными в книге достаточно высокими коэффициентами пространственной корреляции среднемесячных температур воздуха и количества осадков холодного периода.

Описание полей атмосферных осадков следовало бы сопроводить более развернутым анализом причинных механизмов их формирования. Автор ограничился общей оценкой влияния горного рельефа (главным образом макро- и мезоэкспозиции) на влагонесущие воздушные массы, приведя данные по площадям различных высотных ступеней по различным секторам Большого Кавказа на его северном и южном макросклонах. Упоминается также в общих чертах роль массивности горного сооружения. Вместе с тем недостаточно глубоко проанализированы осадко- и снегоформирующие эффекты таких известных для горных районов явлений, как барьерное подножие и барьерная тень, гидрометеорологическая доступность территории, "горные волны" в атмосфере, обусловленные вертикальным и горизонтальным расчленением рельефа, и др. Такой анализ тем более актуален, что в монографии приведены новые данные по суммарным осадкомерам для высокогорий Большого Кавказа, полученные после 1980 г. В связи с этим остался открытым, например, вопрос о пространственном распределении верхнего предела роста атмосферных осадков с высотой.

Автор правильно отмечает, что радиус пространственной корреляции гидротермических параметров есть векторная величина, имеющая горизонтальную и вертикальную составляющие, однако мысль эта требует дальней-

шего развития. Стремясь к подтверждению гипотезы изотропности исследуемого поля, нельзя забывать важнейший постулат Д.Л. Армандо о том, что изотропность (однородность) – понятие относительное, и это главное условие выявления иерархической организации того или иного географического объекта.

Используемые в данной работе коэффициенты пространственной корреляции между снегомерными параметрами могут быть использованы в гораздо более широкой географической трактовке. Скажем, по корреляционным матрицам связности температур и осадков холодного периода логично напрашивается гидроклиматическое районирование Большого Кавказа или хотя бы выделение “ядер типичности” различных районов (если недостаточно метеостанций). Тем самым более четко обрисовалась бы дискретность зимних гидротермических полей и соответствующих параметров снежного покрова. Соответственно более упорядоченным стало бы и само описание закономерностей пространственного распределения снежных полей.

По термическим зимним характеристикам (даты начала и окончания холодного периода и его продолжительности, минимальная среднемесячная температура, число дней со снежным покровом) автором установлено четкое проявление макроэкспозиционной зональности, вызывающее климатические контрасты поясного уровня, для низкогорного яруса Большого Кавказа и отсутствие этого эффекта в среднегорьях и особенно высокогорьях. Здесь фактор восходящего скольжения воздушных масс, вызывающий смену высотных зон, становится ведущим и подавляет макроэкспозиционные различия.

Проведенный в работе весьма интересный анализ зимних синоптических процессов над Большим Кавказом подтверждает наличие вдоль субширотной оси хребта резко выраженных климатических градиентов, вполне сопоставимых, как отмечает и сам автор, с макроэкспозиционными контрастами. При этом показано, что на южном макросклоне меридиональный градиент атмосферного увлажнения гораздо более высок, чем на северном.

Северный и южный макросклоны достаточно четко различаются также по структуре сезонного хода толщины снежного покрова: более многоснежному южному макросклону свойственна и более высокая пространственная однородность динамики снегонакопления, нежели более континентальному северному макросклону. В последнем случае, особенно на Восточном Кавказе получают максимальное проявление региональные и локальные контрасты снежности.

Западный, Центральный и Восточный Кавказ имеют свои региональные особенности вертикальных изменений толщины и плотности снега и снегозапасов с высотой, а также различную динамику вертикальных градиентов этих параметров. Однако остается проблематичным, как отличаются эти контрасты от общих различий между северным и южным макросклонами хребта, что из них является первостепенным. Судя по материалам, приведенным в монографии, можно полагать, что на всем меридиональном протяжении хребта контрасты снегозапасов между северным и южным макросклонами остаются наиболее высокими (по крайней мере для средне- и высокогорий). В то же время среднегорья северного макросклона на Центральном и Восточном Кавказе имеют одинаково малые снегозапасы, а на

южном макросклоне меридиональные различия прослеживаются до восточной оконечности хребта. Таким образом, макросклоны существенно различаются и меридиональными градиентами снежности.

На основе подробного статистического анализа современных изменений климата А.В. Погореловым получены интересные и по существу новые данные о трендах зимних температур и осадков на Большом Кавказе. Он показал, что предгорно-низкогорный ярус этой горной страны резко отличается от средне- и высокогорий по тенденциям климатических изменений. Если в первом случае тренды температур и осадков положительны (эффект общего зимнего потепления при росте снежности), то во втором – отрицательны (причем, выражены они гораздо резче). Тенденции, как видим, разнонаправленные: внизу климат становится более океаническим, а в верхнем ярусе наоборот, более континентальным.

Итак, в данной работе наиболее полно раскрыт пространственный полиморфизм полей снежного покрова и процессов, их формирующих. Однако приведенные материалы позволяют говорить не только о территориальной, но и параметрической полиструктурности нивальной системы Большого Кавказа. Судя по значениям коэффициентов пространственной корреляции, можно полагать, что в целом поле зимних температур наиболее непрерывно, между тем как поле осадков холодного периода обладает повышенной дискретностью, контрастностью. Этот важный вывод служит доказательством относительной независимости вещественных и энергетических процессов формирования снежного покрова в горах. При этом в рассматриваемой функциональной системе намечается определенная связь: чем выше атмосферное увлажнение и чем соответственно ниже континентальность зимы, тем однороднее поля осадков холодного периода и самого снежного покрова.

Параметрическая полиструктурность нивальной системы Большого Кавказа обнаруживается также в долготно-секторных изменениях связности зимних гидротермических параметров. В работе убедительно показано, что в направлении с востока на запад по мере увеличения снежности зимы (ослабления ее континентальности) становятся все более независимыми друг от друга зимние термические условия, с одной стороны, и режимные характеристики снежного покрова (т.е. режим увлажнения) – с другой. Взаимобусловленность гидротермических процессов холодного полугодия свойственна лишь наиболее континентальным районам Восточного Кавказа.

Проведя весьма интересный пространственный анализ аномалий снежности для конкретных зим, автор получил важные материалы о радиусах пространственных корреляций снегозапасов для различных меридиональных секторов и макросклонов Большого Кавказа и сравнил эти показатели с их аналогами для равнинных территорий и других горных стран. Однако на основе этого богатого материала получен весьма скромный вывод о слабой региональной сопряженности полей снегозапасов. Между тем признак аномалий снежности может быть положен в основу дифференциации полей снежного покрова на втором (долготно-секторном) уровне, а в макроэкспозиционном масштабе ведущим признаком остаются сами значения снегозапасов.

Изучение снежного покрова в горах с позиций полиструктурности его полей имеет не только теоретическое, но и не менее важное прикладное значение, прежде всего для практики Гидрометеослужбы. В этом отношении данная монография может справедливо рассматриваться как новейшее справочное пособие для снегомерных, гидрологических и снеголавинных инженерных расчетов. Таковы, например, приведенные в пятой главе расчетные формулы для получения значений снегозапасов в любой момент зимнего сезона по данным о максимальных снегозаписах, фиксируемых перед началом снеготаяния. В работе масса необходимых эмпирических формул, графиков, таблиц. При этом все приводимые расчетные параметры подвержены строгой статистической оценке.

Представляя разнообразные материалы по снежному покрову Большого Кавказа, А.В. Погорелов сопоставляет их с аналогичными данными по другим горным регионам юга boreального пояса Евразии (Альпам, Тянь-Шаню, Памиро-Алаю, горам юга Восточной Сибири и Забайкалья), что позволяет автору выходить далеко за рамки изучаемой территории. В этом видится главный научно-методический вклад данного исследования в разработку прикладных вопросов горного снеговедения.

Особенно важно подчеркнуть следующее. Установленные автором многочисленные перекрестные связи параметров залегания и режима снежного покрова между собой и с ороклиматическими факторами снегонакопления не только позволяют восстанавливать недостающие нивальные характеристики при малой исходной информации, но и прогнозировать наиболее вероятные условия снежности для тех горных районов, где какие-либо снегомерные наблюдения вообще не проводились. Для территории Большого Кавказа – этого, казалось бы, давно хорошо изученного региона – такой возможности до сих пор не было.

Решая практические вопросы оптимизации маршрутных снегомерных работ в горах, А.В. Погорелов исследует вклад локальных неоднородностей залегания снежного покрова в его фоновые величины с целью перехода от макро- и мезомасштабных характеристик снежности к микромасштабным. Для решения этой задачи проведены экспериментальные снегосьемки в ряде горных бассейнов Западного Кавказа. В качестве критерия выявления локальных особенностей дифференциации снежного покрова использован так называемый независимый интервал между снегомерными точками, который связан с дальностью метелевого переноса снега. Это позволило автору установить величину репрезентативного шага при снегомерных маршрутах для различных условий горного микрорельефа, каждого срока зимнего сезона и при любом уровне самой снежности. Таким образом, показан путь оптимизации снегомерных наблюдений в горах с целью получения наиболее репрезентативной “горизонтальной выборки.” С помощью пространственной автокорреляционной функции толщины снега установлено также подобие статистической структуры снежных полей, обусловленное микрорельефом и характером растительности вне зависимости от метеоусловий данной конкретной зимы. Тем самым открывается возможность использования материалов однократных маршрутных снегосьемок в горах для ориентировочной оценки многолетних характеристик распределения основных параметров снежного покрова, что также имеет важное практическое значение.

Подводя общий итог изложенному в данной монографии пространственно-временному анализу горной нивальной системы, можно с полной уверенностью говорить о зарождении новой рабочей концепции ороклиматических взаимодействий в холодное полугодие и формирования трехмерных полиструктурных полей снежного покрова горной страны в условиях суперпозиции трех разномасштабных (разнопорядковых) географических явлений: субширотной климатической поясности, меридиональной секторности и высотно-ярусной зональности. Представленные в книге материалы и результаты их анализа создают научно-методические предпосылки и фактологическую базу для разработки теории и методов полиморфизма нивальной системы горных стран, что дает толчок дальнейшему развитию горного снеговедения как отрасли комплексной физической географии.

*Доктор географических наук,
профессор Э.Г. Коломьц*

ПРИЛОЖЕНИЯ

(альпологи) (П. 1947)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снего-съемки	Средняя толщина снежного покрова h , см	Среднее квадратическое отклонение σ_h , см	Коэффициент вариации C_{vh}
1400-1500	22.III	*	*	*
1500-1600	22.III	11	9	0,82
1600-1700	21.III	18	8	0,44
1700-1800	21.III	25	13	0,52
1800-1900	20.III	30	19	0,64
1900-2000	19.III	35	16	0,44
2000-2100	19.III	37	15	0,39
2100-2200	19.III	37	15	0,40
2200-2300	18.III	38	14	0,36
2300-2400	18.III	40	14	0,35
2400-2500	17.III	48	22	0,47
2500-2600	17.III	64	32	0,50
2600-2700	17.III	67	26	0,39
2700-2800	16.III	81	31	0,38
2800-2900	16.III	80	32	0,39
2900-3000	15.III	79	35	0,44

Таблица П1
Средняя толщина снежного покрова h (в см), среднее квадратическое отклонение σ_h (в см) и коэффициент вариации C_{vh} толщины снежного покрова по высотным интервалам маршрутов на дату проведения линейной снегосъемки

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снего-съемки	h	σ_h	C_{vh}
<i>Северный склон</i>				
Бассейн р. Сулак				
с. Тинди – язык ледника Аддала-Шухгельмезр				
1400-1500	22.III	*	*	*
1500-1600	22.III	11	9	0,82
1600-1700	21.III	18	8	0,44
1700-1800	21.III	25	13	0,52
1800-1900	20.III	30	19	0,64
1900-2000	19.III	35	16	0,44
2000-2100	19.III	37	15	0,39
2100-2200	19.III	37	15	0,40
2200-2300	18.III	38	14	0,36
2300-2400	18.III	40	14	0,35
2400-2500	17.III	48	22	0,47
2500-2600	17.III	64	32	0,50
2600-2700	17.III	67	26	0,39
2700-2800	16.III	81	31	0,38
2800-2900	16.III	80	32	0,39
2900-3000	15.III	79	35	0,44
с. Укал – гора Шугди				
1500-1600	17.III	*	*	*
1600-1700	17.III	*	*	*
1700-1800	17.III	6	10	1,70
1800-1900	17.III	9	12	1,33

Таблица П1 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снего- съемки	h , см	σ_h , см	C_{vh}
1900–2000	17.Ш	13	15	1,16
2000–2100	18.Ш	15	17	1,13
2100–2200	18.Ш	15	16	1,10
2200–2300	18.Ш	17	16	0,97
2300–2400	18.Ш	15	16	1,07
2400–2500	18.Ш	17	16	0,98
2500–2600	19.Ш	18	16	0,88
2600–2700	19.Ш	19	15	0,80
2700–2800	19.Ш	22	17	0,77
2800–2900	19.Ш	25	18	0,73
2900–3000	19.Ш	29	20	0,71
с. Ириб – гора Гоцдагль				
1700–1800	15.Ш	12	11	0,90
1800–1900	15.Ш	18	15	0,83
1900–2000	15.Ш	21	16	0,78
2000–2100	15.Ш	24	17	0,72
2100–2200	15.Ш	25	17	0,69
2200–2300	16.Ш	27	18	0,68
2300–2400	16.Ш	29	16	0,57
2400–2500	17.Ш	28	15	0,54
2500–2600	17.Ш	30	16	0,54
2600–2700	17.Ш	33	16	0,47
2700–2800	17.Ш	32	15	0,46
2800–2900	17.Ш	32	13	0,41
2900–3000	18.Ш	34	11	0,31
с. Тлерочи – гора Гадвадумезр				
1600–1700	18.Ш	10	9	0,67
1700–1800	18.Ш	13	10	0,77
1800–1900	18.Ш	15	12	0,79
1900–2000	19.Ш	17	13	0,74
2000–2100	19.Ш	21	14	0,68
2100–2200	19.Ш	21	13	0,60
2200–2300	19.Ш	21	14	0,69
2300–2400	19.Ш	22	14	0,63
2400–2500	20.Ш	24	13	0,53
2500–2600	20.Ш	26	12	0,45
2600–2700	20.Ш	28	13	0,45
2700–2800	20.Ш	29	13	0,46
2800–2900	20.Ш	29	13	0,43
2900–3000	21.Ш	30	13	0,42
Южный склон				
Бассейн р. Бзыбь				
устье р. Бавю – перевал Чамашха				
500–600	4.Ш	49	46	0,93
600–700	4.Ш	54	48	0,89

Таблица П1 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снего- съемки	h , см	σ_h , см	C_{vh}
700–800	4.Ш	64	50	0,77
800–900	5.Ш	98	57	0,58
900–1000	5.Ш	113	59	0,53
1000–1100	5.Ш	119	56	0,47
1100–1200	6.Ш	129	52	0,40
1200–1300	6.Ш	145	48	0,33
1300–1400	7.Ш	151	49	0,32
1400–1500	7.Ш	165	46	0,28
1500–1600	7.Ш	164	47	0,29
1600–1700	7.Ш	183	51	0,28
1700–1800	7.Ш	212	56	0,26
1800–1900	7.Ш	241	56	0,23
1900–2000	7.Ш	307	69	0,23
2000–2055	7.Ш	332	62	0,19
Бассейн р. Кодори с. Ажара – исток р. Сакени				
500–600	7.Ш	25	–	–
600–700	5.Ш	45	34	0,77
700–800	5.Ш	44	37	0,82
800–900	6.Ш	48	41	0,85
900–1000	7.Ш	57	44	0,77
1000–1100	7.Ш	63	47	0,75
1100–1200	7.Ш	74	48	0,65
1200–1300	8.Ш	89	52	0,59
1300–1400	9.Ш	105	53	0,51
1400–1500	9.Ш	122	60	0,49
1500–1600	11.Ш	150	–	–
1600–1700	11.Ш	152	–	–
Бассейн р. Ингури с. Бечо – исток р. Долра				
1300–1400	7.Ш	55	28	0,52
1400–1500	8.Ш	61	29	0,47
1500–1600	8.Ш	66	30	0,45
1600–1700	9.Ш	82	39	0,48
1700–1800	9.Ш	94	38	0,41
1800–1900	10.Ш	103	34	0,33
Бассейн р. Риони с. Летихи – исток р. Корудаш				
1000–1100	3.Ш	53	39	0,73
1100–1200	3.Ш	54	40	0,73
1200–1300	4.Ш	50	33	0,64
1300–1400	5.Ш	50	30	0,60
1400–1500	6.Ш	64	35	0,54
1500–1600	6.Ш	77	34	0,44
1600–1700	7.Ш	81	34	0,43

Таблица П1 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снего-съемки	h , см	σ_h , см	C_{vh}
1700–1800	7.III	93	34	0,37
1800–1900	7.III	104	36	0,34
1900–2000	8.III	115	39	0,34
с. Саглоло – Мамисонский перевал				
1130–1200	4.III	59	36	0,60
1200–1300	6.III	60	36	0,60
1300–1400	7.III	63	36	0,58
1400–1500	7.III	73	35	0,48
1500–1600	7.III	84	37	0,44
1600–1700	8.III	96	38	0,40
1700–1800	8.III	111	40	0,36
1800–1900	8.III	120	41	0,35
1900–2000	8.III	116	47	0,40
2000–2100	8.III	118	50	0,42
2100–2200	8.III	122	53	0,44
2200–2300	8.III	125	54	0,43
2300–2400	8.III	138	50	0,36
2400–2500	8.III	148	51	0,35
2500–2600	7.III	164	52	0,32
2600–2700	7.III	175	56	0,32
2700–2800	7.III	166	55	0,33
Бассейн р. Кура курорт Джава – Рокский перевал				
1100–1200	5.III	32	27	0,84
1200–1300	5.III	40	29	0,74
1300–1400	5.III	50	31	0,63
1400–1500	6.III	62	34	0,54
1500–1600	6.III	69	38	0,55
1600–1700	7.III	77	37	0,47
1700–1800	7.III	96	39	0,40
1800–1900	7.III	107	45	0,42
1900–2000	8.III	121	48	0,40
2000–2100	8.III	128	34	0,27
2100–2200	9.III	141	38	0,27
2200–2300	9.III	138	39	0,29
2300–2400	9.III	135	–	–
2400–2500	10.III	127	–	–
2500–2600	10.III	139	–	–
2600–2700	12.III	159	–	–
с. Квешети – Крестовый перевал				
1500–1600	5.III	72	40	0,56
1600–1700	5.III	81	42	0,52
1700–1800	5.III	86	42	0,49
1800–1900	5.III	97	43	0,44
1900–2000	5.III	102	44	0,43

Таблица П1 (окончание)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снего-съемки	h, см	σ_h , см	C_{vh}
2000–2100	6.III	110	45	0,41
2100–2200	6.III	120	46	0,38
2200–2300	6.III	138	45	0,32
2300–2400	7.III	157	48	0,30
2400–2500	9.III	172	–	–
г. Шеки – гора Чходурмас				
800–900	12.III	7	8	1,14
900–1000	12.III	8	9	1,11
1000–1100	12.III	10	11	1,05
1100–1200	12.III	13	13	0,98
1200–1300	12.III	17	13	0,80
1300–1400	12.III	19	14	0,71
1400–1500	12.III	22	15	0,68
1500–1600	12.III	25	18	0,71
1600–1700	12.III	29	22	0,76
1700–1800	13.III	33	25	0,77
1800–1900	13.III	36	27	0,77
1900–2000	12.III	37	28	0,77
2000–2100	12.III	34	20	0,58
2100–2200	12.III	36	21	0,58
2200–2300	12.III	38	21	0,56
2300–2400	12.III	40	22	0,54
2400–2500	12.III	42	23	0,54
2500–2600	12.III	43	22	0,51
2600–2700	13.III	41	21	0,52
2700–2800	13.III	45	21	0,47
2800–2900	16.III	51	–	–

Примечания к Приложению. 1. Все расчеты проводились согласно методике (Методические..., 1988).
 2. Здесь и далее знак "*" означает, что снежный покров отмечался менее чем в 50% зим; прочерк – нет данных. 3. В скобках даны значения, рассчитанные по коротким рядам.

Таблица П2

Средняя толщина снежного покрова (в см) на снегопунктах (СП)
наземных маршрутных снегосъемок

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
<i>Северный склон</i>						
Бассейн р. Кубань						
с. Черниговское – гора Фишт						
300	1	*	9	5	*	*
310	2	*	10	3	*	*
370	3	*	15	6	*	*
720	4	*	20	13	*	*
740	5	14	36	30	15	*
985	6	19	60	53	42	*
1130	6A	21	62	60	49	*
1230	7	32	86	84	108	*
1460	8	63	140	144	172	84
1570	9	83	182	198	221	144
1730	10	75	159	173	219	176
1810	11	106	207	241	271	230
ст. Даховская – гора Оштен						
460	1	*	5	4	*	*
720	2	*	6	6	*	*
900	3	6	18	20	*	*
1180	4	10	32	38	24	*
1260	5	10	35	41	27	*
1410	6	18	47	59	49	*
1490	7	19	48	62	49	*
1650	7A	37	62	85	68	*
1750	8	50	97	129	119	70
1850	9	78	159	198	195	129
2040	10	85	157	234	228	208
2020	11	65	105	158	198	147
г. Теберда – ледник Хакель						
1360	1	8	17	22	*	*
1380	2	12	25	31	23	*
1430	3	14	39	45	32	*
1640	4	23	55	67	64	26
1800	5	43	82	102	110	67
1900	6	60	112	145	162	123
2210	7	67	118	123	132	85
2285	8	78	174	–	178	132
2550	9	175	210	254	311	273
с. В. Учкулан – ледник Гондарай						
1500	1	*	*	*	*	*
1560	2	*	*	11	*	*

Таблица П2 (продолжение)

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
1590	3	8	14	23	18	
1660	4	21	35	58	48	
1790	5	23	34	76	65	*
1900	6	41	51	104	106	40
2030	7	75	87	135	128	34
2100	8	100	124	216	257	195
2230	9	99	134	209	225	169
Бассейн р. Терек						
п.г.т. Баксан – ледник М. Азау						
1480	1	–	–	–	*	–
1660	2	–	–	–	*	–
1880	3	–	–	–	12	–
1900	4	–	–	–	35	–
2040	5	–	–	–	43	–
2220	6	–	–	–	83	–
2400	7	–	–	–	112	–
3100	7А	–	–	–	177	–
3500	8	–	–	–	224	–
п.г.т. Бурон – ледник Цея						
1220	1	*	*	*	*	
1350	2	*	*	*	*	
1500	3	*	13	11	*	*
1640	4	18	37	40	27	*
1780	5	28	45	56	46	13
1900	6	39	53	68	64	31
2000	7	42	60	78	67	38
2150	8	48	62	83	81	52
2300	9	39	55	66	68	53
п.г.т. Бурон – верховья р. Закка						
1220	1		*	*	*	
1500	2		*	*	*	
1680	3	*	11	25	*	*
1700	4	9	20	36	22	*
1800	5	18	37	57	37	*
1980	6	29	51	72	63	35
2140	7	41	66	92	90	43
2260	8	34	63	72	77	42
2340	9	41	72	91	102	67
2510	10	47	72	108	122	103
2620	11	48	72	–	–	–
с. Харачой – оз. Казенойам						
1100	1	–	8	–	15	–
1450	2	–	6	–	14	–
1610	3	–	21	–	14	–

Таблица П2 (окончание)

(в сантиметрах) СП

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
1810	4	-	23	-	17	-
1920	5	-	21	-	27	-
2170	6	-	20	-	31	-
<i>Южный склон</i>						
Бассейн р. Мзымта						
к.п. Красная Поляна – гора Аишха II						
500	1	-	-	-	*	-
550	2	-	-	-	51	-
590	3	-	-	-	55	-
670	4	-	-	-	63	-
840	5	-	-	-	64	-
950	6	-	-	-	87	-
1080	7	-	-	-	99	-
1200	8	-	-	-	110	-
1320	9	-	-	-	160	-
1550	10	-	-	-	174	-
1750	11	-	-	-	199	-
1860	12	-	-	-	237	-
1940	13	-	-	-	269	-

Таблица ПЗ

Среднее квадратическое отклонение σ_h (в см) и коэффициент вариации C_{vh} толщины снежного покрова на снегопунктах наземных маршрутных снегосъемок

Высота СП, м	№ СП	Месяц									
		XII		I		II		III		IV	
		σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}
<i>Северный склон</i>											
Бассейн р. Кубань											
с. Черниговское – гора Фишт											
300	1	–	–	10	1,01	–	–	*	*	–	–
310	2	–	–	10	0,93	–	–	*	*	–	–
370	3	–	–	15	0,96	–	–	*	*	–	–
720	4	–	–	22	1,09	–	–	*	*	–	–
740	5	–	–	37	1,01	–	–	20	1,32	–	–
985	6	–	–	51	0,84	–	–	41	0,99	–	–
1130	6A	–	–	53	0,86	–	–	45	0,93	–	–
1230	7	–	–	59	0,68	–	–	60	0,56	–	–
1460	8	–	–	64	0,46	–	–	64	0,37	–	–
1570	9	–	–	73	0,40	–	–	72	0,33	–	–
1730	10	–	–	90	0,57	–	–	83	0,38	–	–
1810	11	–	–	91	0,41	–	–	72	0,26	–	–
ст. Даховская – гора Оштен											
460	1	*	*	6	1,33	4	1,12	*	*	*	*
720	2	*	*	6	1,15	7	1,18	*	*	*	*
900	3	8	1,29	12	0,65	14	0,70	*	*	*	*
1180	4	15	1,44	18	0,56	20	0,51	30	1,26	*	*
1260	5	12	1,23	17	0,50	20	0,48	28	1,04	*	*
1410	6	20	1,08	22	0,48	26	0,44	38	0,77	*	*
1490	7	20	1,06	20	0,42	24	0,38	32	0,72	*	*
1650	7A	28	0,77	28	0,45	25	0,30	39	0,57	*	*
1750	8	40	0,80	32	0,33	25	0,20	38	0,32	67	0,97
1850	9	40	0,51	57	0,36	47	0,24	49	0,25	66	0,51
2020	11	47	0,72	54	0,51	61	0,38	93	0,47	75	0,51
2040	10	57	0,67	64	0,41	100	0,43	88	0,38	66	0,32
г. Теберда – ледник Хакель											
1360	1	12	1,50	24	1,40	24	1,10	*	*	*	*
1380	2	15	1,30	29	1,14	28	0,91	28	1,18	*	*
1430	3	17	1,19	35	0,89	35	0,77	32	1,00	*	*
1640	4	–	–	45	0,81	40	0,59	42	0,66	38	1,44
1800	5	32	0,74	60	0,73	54	0,53	50	0,46	58	0,88
1900	6	42	0,69	60	0,54	66	0,45	54	0,33	63	0,51
2210	7	43	0,64	76	0,64	70	0,55	53	0,40	59	0,69
с. В. Уччулан – ледник Гондарай											
1590	3	9	1,13	–	–	–	–	29	1,64	–	–
1660	4	20	0,94	–	–	–	–	36	0,75	–	–
1790	5	20	0,88	–	–	–	–	57	0,87	–	–

Таблица ПЗ (окончание)

Высота СП, м	№ СП	Месяц									
		XII		I		II		III		IV	
		σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}	σ_h	C_{vh}
1900	6	36	0,89	-	-	-	-	57	0,54	-	-
2030	7	60	0,80	-	-	-	-	-	-	-	-
2100	8	48	0,48	-	-	-	-	109	0,42	-	-

Бассейн р. Терек
п.г.т. Баксан – ледник М. Азау

1880	3	-	-	-	-	-	-	16	1,35	-	-
1900	4	-	-	-	-	-	-	28	0,81	-	-
2040	5	-	-	-	-	-	-	35	0,82	-	-
2220	6	-	-	-	-	-	-	38	0,46	-	-
2400	7	-	-	-	-	-	-	35	0,31	-	-
3500	8	-	-	-	-	-	-	34	0,15	-	-

п.г.т. Бурон – ледник Цея

1500	3	*	*	16	1,23	16	1,45	*	*	*	*
1640	4	18	1,00	29	0,78	32	0,80	30	1,11	*	*
1780	5	21	0,75	26	0,58	31	0,55	23	0,50	23	1,77
1900	6	22	0,56	29	0,55	26	0,38	31	0,48	33	1,06
2000	7	28	0,67	32	0,53	31	0,40	29	0,43	32	0,84
2150	8	32	0,67	-	-	33	0,40	35	0,43	36	0,69
2300	9	36	0,92	-	-	38	0,58	36	0,53	36	0,68

п.г.т. Бурон – верховья р. Закка

1680	3	*	*	15	1,36	34	1,36	*	*	*	*
1700	4	13	1,44	18	0,90	36	1,00	34	1,55	*	*
1800	5	20	1,11	22	0,59	37	0,65	23	0,62	*	*
1980	6	27	0,93	25	0,49	30	0,42	28	0,44	57	1,63
2140	7	31	0,76	28	0,42	33	0,36	27	0,30	36	0,84
2260	8	17	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-
2340	9	19	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-
2510	10	20	0,43	-	-	-	-	-	-	-	-
2620	11	20	0,42	-	-	-	-	-	-	-	-

Южный склон

Бассейн р. Мзымта
к.п. Красная Поляна – гора Аишха II

550	2	-	-	-	-	-	-	59	1,16	-	-
590	3	-	-	-	-	-	-	61	1,11	-	-
670	4	-	-	-	-	-	-	66	1,04	-	-
840	5	-	-	-	-	-	-	60	0,95	-	-
950	6	-	-	-	-	-	-	62	0,71	-	-
1080	7	-	-	-	-	-	-	67	0,67	-	-
1200	8	-	-	-	-	-	-	69	0,62	-	-
1320	9	-	-	-	-	-	-	78	0,49	-	-
1550	10	-	-	-	-	-	-	73	0,42	-	-
1750	11	-	-	-	-	-	-	72	0,36	-	-
1860	12	-	-	-	-	-	-	71	0,30	-	-
1940	13	-	-	-	-	-	-	73	0,27	-	-

Таблица П4

Средняя плотность снежного покрова ρ (в кг/м³), среднее квадратическое отклонение σ_ρ (в кг/м³) и коэффициент вариации $C_{v\rho}$ плотности снежного покрова по высотным интервалам маршрутов на дату проведения линейной снегосъемки

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	ρ	σ_ρ	$C_{v\rho}$
<i>Северный склон</i>				
Бассейн р. Сулак				
с. Тинди – язык ледника Аддала-Шухгельмеэр				
1500–1600	22.III	300	100	0,33
1600–1700	21.III	290	90	0,31
1700–1800	21.III	290	80	0,27
1800–1900	20.III	270	70	0,26
1900–2000	19.III	270	60	0,22
2000–2100	19.III	270	50	0,19
2100–2200	19.III	260	60	0,22
2200–2300	18.III	260	50	0,19
2300–2400	18.III	260	30	0,13
2400–2500	17.III	260	30	0,13
2500–2600	17.III	260	50	0,19
2600–2700	17.III	250	40	0,16
2700–2800	16.III	240	40	0,18
2800–2900	16.III	240	40	0,15
2900–3000	15.III	240	50	0,19
с. Укал – гора Шугди				
1700–1800	17.III	330	50	0,16
1800–1900	17.III	300	80	0,26
1900–2000	17.III	280	60	0,22
2000–2100	18.III	270	60	0,23
2100–2200	18.III	290	70	0,25
2200–2300	18.III	270	70	0,27
2300–2400	18.III	300	80	0,26
2400–2500	18.III	280	50	0,18
2500–2600	19.III	280	50	0,17
2600–2700	19.III	280	50	0,18
2700–2800	19.III	270	50	0,19
2800–2900	19.III	270	50	0,20
2900–3000	19.III	280	60	0,22
с. Ириб – гора Гоцодатль				
1700–1800	15.III	320	100	0,30
1800–1900	15.III	300	90	0,28
1900–2000	15.III	310	90	0,28
2000–2100	15.III	310	80	0,27
2100–2200	15.III	320	90	0,27
2200–2300	16.III	320	90	0,28
2300–2400	16.III	320	100	0,30
2400–2500	17.III	340	100	0,30

Таблица П4 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	ρ	σ_p	C_{up}
2500–2600	17.Ш	330	90	0,27
2600–2700	17.Ш	320	80	0,26
2700–2800	17.Ш	320	80	0,25
2800–2900	17.Ш	320	90	0,28
2900–3000	18.Ш	320	100	0,32
с. Тлерочи – гора Гадвадумеэр				
1600–1700	18.Ш	260	90	0,34
1700–1800	18.Ш	270	80	0,31
1800–1900	18.Ш	270	70	0,26
1900–2000	19.Ш	290	70	0,24
2000–2100	19.Ш	290	80	0,27
2100–2200	19.Ш	290	70	0,25
2200–2300	19.Ш	290	80	0,29
2300–2400	19.Ш	300	60	0,21
2400–2500	20.Ш	300	80	0,25
2500–2600	20.Ш	300	80	0,28
2600–2700	20.Ш	310	100	0,33
2700–2800	20.Ш	310	100	0,33
2800–2900	20.Ш	310	100	0,33
2900–3000	21.Ш	300	110	0,37
Южный склон				
Бассейн р. Бзыбь				
устье р. Бавю – перевал Чамашха				
500–600	4.Ш	340	60	0,18
600–700	4.Ш	340	80	0,23
700–800	4.Ш	350	60	0,16
800–900	5.Ш	350	40	0,12
900–1000	5.Ш	340	50	0,14
1000–1100	5.Ш	340	50	0,14
1100–1200	6.Ш	330	50	0,15
1200–1300	6.Ш	330	40	0,13
1300–1400	7.Ш	320	50	0,16
1400–1500	7.Ш	310	50	0,15
1500–1600	7.Ш	310	40	0,14
1600–1700	7.Ш	320	40	0,14
1700–1800	7.Ш	330	50	0,15
1800–1900	7.Ш	330	50	0,15
1900–2000	7.Ш	340	60	0,16
2000–2055	7.Ш	340	50	0,14
Бассейн р. Кодори				
с. Ажара – исток р. Сакени				
500–600	7.Ш	310	–	–
600–700	5.Ш	300	60	0,18
700–800	5.Ш	310	50	0,15
800–900	6.Ш	320	30	0,10

Таблица П4 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	ρ	σ_p	$C_{вр}$
900–1000	7.Ш	310	40	0,12
1000–1100	7.Ш	310	40	0,13
1100–1200	7.Ш	310	40	0,14
1200–1300	8.Ш	310	40	0,13
1300–1400	9.Ш	310	40	0,12
1400–1500	9.Ш	310	40	0,13
1500–1600	11.Ш	320	–	–
1600–1700	11.Ш	320	–	–
Бассейн р. Ингури				
с. Бечо – исток р. Долра				
1300–1400	7.Ш	290	50	0,16
1400–1500	8.Ш	290	50	0,18
1500–1600	8.Ш	280	50	0,18
1600–1700	9.Ш	280	50	0,19
1700–1800	9.Ш	280	50	0,19
1800–1900	10.Ш	290	50	0,19
Бассейн р. Риони				
с. Летихи – исток р. Корулдаш				
1000–1100	3.Ш	310	40	0,13
1100–1200	3.Ш	300	40	0,15
1200–1300	4.Ш	290	40	0,14
1300–1400	5.Ш	290	40	0,15
1400–1500	6.Ш	290	30	0,12
1500–1600	6.Ш	290	30	0,11
1600–1700	7.Ш	290	40	0,13
1700–1800	7.Ш	290	40	0,12
1800–1900	7.Ш	290	40	0,12
1900–2000	8.Ш	290	40	0,13
с. Сагголо – Мамисонский перевал				
1130–1200	4.Ш	320	40	0,12
1200–1300	6.Ш	310	40	0,12
1300–1400	7.Ш	300	40	0,13
1400–1500	7.Ш	300	30	0,12
1500–1600	7.Ш	280	40	0,13
1600–1700	8.Ш	280	40	0,13
1700–1800	8.Ш	280	30	0,12
1800–1900	8.Ш	270	30	0,11
1900–2000	8.Ш	280	30	0,12
2000–2100	8.Ш	280	40	0,12
2100–2200	8.Ш	280	30	0,12
2200–2300	8.Ш	270	40	0,14
2300–2400	8.Ш	270	40	0,15
2400–2500	8.Ш	270	50	0,18
2500–2600	7.Ш	270	50	0,17
2600–2700	7.Ш	270	50	0,18

Таблица П4 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	ρ	σ_p	$C_{ур}$
2700–2800	7.Ш	270	50	0,19
2800–2900	11.Ш	310	—	—
Бассейн р. Кура курорт Джава – Рокский перевал				
1100–1200	5.Ш	300	50	0,17
1200–1300	5.Ш	300	40	0,14
1300–1400	5.Ш	290	50	0,17
1400–1500	6.Ш	280	50	0,17
1500–1600	6.Ш	280	50	0,19
1600–1700	7.Ш	270	40	0,17
1700–1800	7.Ш	260	50	0,20
1800–1900	7.Ш	260	60	0,23
1900–2000	8.Ш	260	60	0,23
2000–2100	8.Ш	280	60	0,22
2100–2200	9.Ш	280	70	0,24
2200–2300	9.Ш	280	70	0,26
2300–2400	9.Ш	270	—	—
2400–2500	10.Ш	280	—	—
2500–2600	10.Ш	280	—	—
2600–2700	12.Ш	290	—	—
с. Квешети – Крестовый перевал				
1500–1600	5.Ш	290	60	0,20
1600–1700	5.Ш	290	50	0,18
1700–1800	5.Ш	280	50	0,17
1800–1900	5.Ш	280	50	0,17
1900–2000	5.Ш	280	50	0,16
2000–2100	6.Ш	280	40	0,16
2100–2200	6.Ш	280	40	0,15
2200–2300	6.Ш	280	40	0,15
2300–2400	7.Ш	290	40	0,15
2400–2500	9.Ш	300	—	—
г. Шеки – гора Чходурмас				
800–900	12.Ш	230	80	0,35
900–1000	12.Ш	230	90	0,37
1000–1100	12.Ш	230	70	0,31
1100–1200	12.Ш	230	70	0,33
1200–1300	12.Ш	230	80	0,34
1300–1400	12.Ш	230	80	0,33
1400–1500	12.Ш	240	70	0,30
1500–1600	12.Ш	240	60	0,23
1600–1700	12.Ш	240	60	0,26
1700–1800	13.Ш	240	60	0,27
1800–1900	13.Ш	250	70	0,26
1900–2000	12.Ш	250	60	0,26
2000–2100	12.Ш	250	60	0,26

Таблица П4 (окончание)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	ρ	σ_p	C_{up}
2100-2200	12.III	250	60	0,26
2200-2300	12.III	240	60	0,26
2300-2400	12.III	240	70	0,27
2400-2500	12.III	250	70	0,27
2500-2600	12.III	230	50	0,23
2600-2700	13.III	240	60	0,25
2700-2800	13.III	250	60	0,25

Таблица П5

Средняя плотность снежного покрова ρ (в кг/м³) на снегопунктах (СП) наземных маршрутных снегосъемок

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
<i>Северный склон</i>						
Бассейн р. Кубань						
с. Черниговское – гора Фишт						
300	1	*	180	260	*	
310	2	*	220	240	*	
370	3	*	210	240	*	
720	4	*	190	250	*	
740	5	180	250	260	290	*
985	6	150	230	280	360	*
1230	7	170	260	330	380	*
1460	8	190	270	320	390	440
1570	9	220	290	330	400	480
1730	10	270	320	370	410	500
1810	11	260	310	330	390	480
ст. Даховская – гора Оштен						
460	1	*	190	220	*	*
720	2	*	210	230	*	*
900	3	190	230	230	*	*
1180	4	200	240	240	310	*
1260	5	200	250	240	310	*
1410	6	220	230	260	310	*
1650	7A	240	240	310	370	*
1750	8	220	270	300	330	410
1850	9	230	270	310	360	440
2020	11	280	320	350	390	440
г. Теберда – ледник Хакель						
1360	1	200	230	240	*	*
1380	2	200	240	250	280	*
1430	3	210	240	250	300	*
1640	4	230	240	270	300	300
1800	5	270	260	280	340	360
1900	6	290	310	320	350	380
2210	7	260	280	310	350	420
2285	8	260	290	–	320	400
2550	9	290	320	300	340	410
с. В. Учкулан – ледник Гондарай						
1560	2	*	*	280	*	
1590	3	200	180	270	310	
1660	4	220	220	280	320	
1790	5	220	240	300	330	*
1900	6	240	250	330	310	410

Таблица П5 (продолжение)

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
2030	7	270	260	320	310	400
2100	8	280	310	360	340	410
2230	9	280	300	360	350	390
Бассейн р. Терек						
п.г.т. Баксан – ледник М. Азау						
1880	3	–	–	–	280	–
1900	4	–	–	–	280	–
2040	5	–	–	–	300	–
2220	6	–	–	–	290	–
2400	7	–	–	–	290	–
3100	7А	–	–	–	300	–
3500	8	–	–	–	340	–
п.г.т. Бурон – ледник Цея						
1500	3	*	210	180	*	*
1640	4	190	210	230	260	*
1780	5	210	210	240	270	350
1900	6	200	220	250	270	330
2000	7	210	230	260	290	350
2150	8	220	240	260	300	370
2300	9	240	260	290	310	380
п.г.т. Бурон – верховья р. Закка						
1680	3	*	200	220	*	*
1700	4	180	220	230	310	*
1800	5	200	220	280	320	*
1980	6	210	230	260	310	370
2140	7	210	240	270	320	370
2260	8	190	220	240	260	360
2340	9	210	240	250	260	340
2510	10	220	230	220	–	330
2620	11	230	240	–	–	–
с. Харачой – оз. Казеноям						
1100	1	–	170	–	260	–
1450	2	–	180	–	260	–
1610	3	–	200	–	220	–
1810	4	–	200	–	230	–
1920	5	–	230	–	240	–
2170	6	–	220	–	250	–
Южный склон						
Бассейн р. Мзымта						
к.п. Красная Поляна – гора Аишха II						
550	2	–	–	–	380	–
590	3	–	–	–	370	–
670	4	–	–	–	360	–

Таблица П5 (окончание)

Высота СП, м	№ СП	Месяц			
		XII	I	II	III
840	5	370	370	370	370
950	6	360	360	360	360
1080	7	370	370	370	370
1200	8	-	-	-	360
1320	9	-	-	-	360
1550	10	-	-	-	360
1750	11	-	-	-	360
1860	12	-	-	-	360
1940	13	-	-	-	370

Таблица П6

Среднее квадратическое отклонение σ_p (в кг/м³) и коэффициент вариации C_{vp} плотности снежного покрова на снеготочках наземных маршрутных снегосъемок

Высота СП, м	№ СП	Месяц									
		XII		I		II		III		IV	
		σ_p	C_{vp}	σ_p	C_{vp}	σ_p	C_{vp}	σ_p	C_{vp}	σ_p	C_{vp}
<i>Северный склон</i>											
Бассейн р. Кубань											
с. Черниговское – гора Фишт											
300	1	–	–	80	0,44	–	–	*	*	–	–
310	2	–	–	120	0,54	–	–	*	*	–	–
370	3	–	–	80	0,38	–	–	*	*	–	–
720	4	–	–	50	0,29	–	–	*	*	–	–
740	5	–	–	100	0,41	–	–	150	0,51	–	–
985	6	–	–	70	0,30	–	–	120	0,32	–	–
1230	7	–	–	50	0,19	–	–	90	0,24	–	–
1460	8	–	–	60	0,21	–	–	50	0,12	–	–
1570	9	–	–	50	0,18	–	–	50	0,11	–	–
1730	10	–	–	50	0,17	–	–	50	0,13	–	–
1810	11	–	–	50	0,15	–	–	70	0,11	–	–
ст. Даховская – гора Оштен											
460	1	*	*	40	0,21	50	0,21	*	*	*	*
720	2	*	*	30	0,13	60	0,25	*	*	*	*
900	3	60	0,31	60	0,28	70	0,28	*	*	*	*
1180	4	40	0,21	60	0,26	90	0,37	100	0,31	*	*
1260	5	40	0,23	60	0,26	80	0,34	90	0,30	*	*
1410	6	70	0,30	50	0,22	70	0,27	70	0,22	*	*
1650	7A	60	0,26	60	0,20	60	0,19	50	0,13	*	*
1750	8	70	0,31	50	0,19	50	0,18	60	0,18	80	0,21
1850	9	50	0,21	40	0,14	40	0,14	50	0,14	70	0,16
2020	11	50	0,17	60	0,20	70	0,20	60	0,17	90	0,20
г. Теберда – ледник Хакель											
1360	1	50	0,25	24	1,40	24	1,10	*	*	*	*
1380	2	50	0,27	29	1,14	28	0,91	28	1,18	*	*
1430	3	60	0,29	35	0,89	35	0,77	32	1,00	*	*
1640	4	–	–	45	0,81	40	0,59	42	0,66	38	1,44
1800	5	50	0,18	60	0,73	54	0,53	50	0,46	58	0,88
1900	6	30	0,12	60	0,54	66	0,45	54	0,33	63	0,51
2210	7	50	0,18	76	0,64	70	0,55	53	0,40	59	0,69
с. В. Уччулан – ледник Гондарай											
1590	3	30	0,13	–	–	–	–	110	0,35	–	–
1660	4	60	0,29	–	–	–	–	80	0,25	–	–
1790	5	60	0,27	–	–	–	–	80	0,24	–	–
1900	6	60	0,25	–	–	–	–	70	0,23	–	–
2030	7	50	0,18	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица Пб (окончание)

Высота СП, м	№ СП	Месяц									
		XII		I		II		III		IV	
		σ_p	$C_{вр}$	σ_p	$C_{вр}$	σ_p	$C_{вр}$	σ_p	$C_{вр}$	σ_p	$C_{вр}$
2100	8	(50)	(0,19)	-	-	-	-	80	0,24	-	-
2230	9	-	-	-	-	-	-	50	0,15	-	-
Бассейн р. Терек п.г.т. Баксан – ледник М. Азау											
1880	3	-	-	-	-	-	-	50	0,18	-	-
1900	4	-	-	-	-	-	-	60	0,21	-	-
2040	5	-	-	-	-	-	-	50	0,17	-	-
2220	6	-	-	-	-	-	-	60	0,20	-	-
2400	7	-	-	-	-	-	-	50	0,17	-	-
3500	8	-	-	-	-	-	-	40	0,13	-	-
п.г.т. Бурон – ледник Цея											
1500	3	*	*	20	0,10	60	0,33	*	*	*	*
1640	4	50	0,26	40	0,19	50	0,22	50	0,19	*	*
1780	5	50	0,24	50	0,24	30	0,13	60	0,22	60	0,17
1900	6	60	0,30	50	0,23	40	0,16	70	0,26	70	0,21
2000	7	60	0,29	50	0,22	40	0,15	60	0,21	70	0,20
2150	8	60	0,27	-	-	50	0,19	60	0,20	60	0,16
2300	9	80	0,33	-	-	60	0,21	80	0,26	70	0,18
п.г.т. Бурон – верховья р. Закка											
1680	3	*	*	110	0,55	80	0,36	*	*	*	*
1700	4	50	0,28	70	0,32	70	0,30	80	0,26	*	*
1800	5	70	0,35	50	0,23	70	0,25	80	0,25	*	*
1980	6	60	0,29	50	0,22	60	0,23	90	0,29	60	0,16
2140	7	60	0,29	50	0,21	60	0,22	70	0,22	50	0,14
2260	8	30	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-
2340	9	30	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-
2510	10	30	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-
Южный склон Бассейн р. Мзымта к.п. Красная Поляна – гора Аишха II											
550	2	-	-	-	-	-	-	40	0,11	-	-
590	3	-	-	-	-	-	-	40	0,11	-	-
670	4	-	-	-	-	-	-	50	0,13	-	-
840	5	-	-	-	-	-	-	50	0,13	-	-
950	6	-	-	-	-	-	-	90	0,26	-	-
1080	7	-	-	-	-	-	-	80	0,22	-	-
1200	8	-	-	-	-	-	-	70	0,19	-	-
1320	9	-	-	-	-	-	-	60	0,17	-	-
1550	10	-	-	-	-	-	-	50	0,15	-	-
1750	11	-	-	-	-	-	-	50	0,15	-	-
1860	12	-	-	-	-	-	-	50	0,14	-	-
1940	13	-	-	-	-	-	-	40	0,11	-	-

Таблица П7

Средний запас воды в снежном покрове w (в мм), среднее квадратическое отклонение σ_w (в мм) и коэффициент вариации C_{vw} запаса воды в снежном покрове по высотным интервалам маршрутов на дату проведения линейной снегосъемки

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	w	σ_w	C_{vw}
<i>Северный склон</i>				
Бассейн р. Сулак				
с. Тинди – язык ледника Аддала–Шухгельмеэр				
1500–1600	22.III	32	28	0,86
1600–1700	21.III	53	25	0,47
1700–1800	21.III	71	35	0,49
1800–1900	20.III	81	52	0,64
1900–2000	19.III	98	52	0,53
2000–2100	19.III	101	47	0,47
2100–2200	19.III	96	45	0,47
2200–2300	18.III	98	39	0,40
2300–2400	18.III	104	39	0,38
2400–2500	17.III	127	72	0,57
2500–2600	17.III	158	68	0,43
2600–2700	17.III	160	53	0,33
2700–2800	16.III	189	63	0,33
2800–2900	16.III	191	71	0,37
2900–3000	15.III	178	66	0,37
с. Укал – гора Шугди				
1700–1800	17.III	17	30	1,75
1800–1900	17.III	27	35	1,32
1900–2000	17.III	34	40	1,16
2000–2100	18.III	37	40	1,09
2100–2200	18.III	39	40	1,04
2200–2300	18.III	42	38	0,92
2300–2400	18.III	38	38	0,98
2400–2500	18.III	43	38	0,89
2500–2600	19.III	45	35	0,78
2600–2700	19.III	49	34	0,69
2700–2800	19.III	56	39	0,70
2800–2900	19.III	63	43	0,68
2900–3000	19.III	74	45	0,61
с. Ириб – гора Гоцодатль				
1700–1800	15.III	40	39	0,96
1800–1900	15.III	53	48	0,90
1900–2000	15.III	67	56	0,83
2000–2100	15.III	77	63	0,81
2100–2200	15.III	86	69	0,81
2200–2300	16.III	94	76	0,81
2300–2400	16.III	98	70	0,72
2400–2500	17.III	103	74	0,72

Таблица П7 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	w	σ_w	C_{uw}
2500–2600	17.III	104	72	0,69
2600–2700	17.III	112	70	0,62
2700–2800	17.III	107	61	0,57
2800–2900	17.III	106	63	0,59
2900–3000	18.III	111	59	0,53
с. Тлерочи – гора Гадвадумеэр				
1600–1700	18.III	24	26	1,10
1700–1800	18.III	34	30	0,88
1800–1900	18.III	41	38	0,92
1900–2000	19.III	51	43	0,86
2000–2100	19.III	60	49	0,81
2100–2200	19.III	64	48	0,74
2200–2300	19.III	64	58	0,90
2300–2400	19.III	70	54	0,77
2400–2500	20.III	77	52	0,68
2500–2600	20.III	81	49	0,60
2600–2700	20.III	89	59	0,66
2700–2800	20.III	90	58	0,64
2800–2900	20.III	92	54	0,58
2900–3000	21.III	97	62	0,63
Южный склон Бассейн р.Бзыбь устье р. Бавю – перевал Чамашха				
500–600	4.III	164	157	0,96
600–700	4.III	179	168	0,94
700–800	4.III	211	167	0,79
800–900	5.III	322	183	0,57
900–1000	5.III	360	189	0,52
1000–1100	5.III	385	180	0,47
1100–1200	6.III	418	180	0,43
1200–1300	6.III	464	172	0,37
1300–1400	7.III	487	189	0,39
1400–1500	7.III	517	172	0,33
1500–1600	7.III	518	187	0,36
1600–1700	7.III	593	202	0,34
1700–1800	7.III	712	257	0,36
1800–1900	7.III	805	261	0,32
1900–2000	7.III	1080	346	0,32
2000–2055	7.III	1158	328	0,28
Бассейн р.Кодори с. Ажара – исток р. Сакени				
500–600	7.III	74	–	–
600–700	5.III	141	117	0,83
700–800	5.III	141	124	0,88
800–900	6.III	152	136	0,90

Таблица П7 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	w	σ_w	C_{uw}
900–1000	7.Ш	176	140	0,79
1000–1100	7.Ш	195	146	0,75
1100–1200	7.Ш	226	148	0,66
1200–1300	8.Ш	274	161	0,59
1300–1400	9.Ш	323	171	0,53
1400–1500	9.Ш	376	198	0,53
1500–1600	11.Ш	473	—	—
1600–1700	11.Ш	484	—	—
Бассейн р. Ингури с. Бечо – исток р. Долра				
1300–1400	7.Ш	155	85	0,54
1400–1500	8.Ш	169	85	0,50
1500–1600	8.Ш	183	88	0,48
1600–1700	9.Ш	223	105	0,47
1700–1800	9.Ш	265	122	0,46
1800–1900	10.Ш	298	113	0,38
Бассейн р. Риони с. Летихи – исток р. Корулдаш				
1000–1100	3.Ш	164	123	0,75
1100–1200	3.Ш	160	115	0,72
1200–1300	4.Ш	147	95	0,64
1300–1400	5.Ш	146	91	0,62
1400–1500	6.Ш	185	109	0,56
1500–1600	6.Ш	225	105	0,46
1600–1700	7.Ш	236	106	0,45
1700–1800	7.Ш	269	110	0,41
1800–1900	7.Ш	302	116	0,38
1900–2000	8.Ш	330	127	0,39
с. Саглоло – Мамисонский перевал				
1130–1200	4.Ш	192	119	0,62
1200–1300	6.Ш	186	114	0,62
1300–1400	7.Ш	187	108	0,58
1400–1500	7.Ш	214	108	0,51
1500–1600	7.Ш	236	104	0,44
1600–1700	8.Ш	266	108	0,41
1700–1800	8.Ш	306	122	0,40
1800–1900	8.Ш	326	125	0,38
1900–2000	8.Ш	324	141	0,43
2000–2100	8.Ш	330	145	0,44
2100–2200	8.Ш	340	157	0,46
2200–2300	8.Ш	344	160	0,46
2300–2400	8.Ш	384	161	0,42
2400–2500	8.Ш	402	174	0,43
2500–2600	7.Ш	447	185	0,41
2600–2700	7.Ш	488	215	0,44

Таблица П7 (продолжение)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	w	σ_w	C_{0w}
2700–2800	7.Ш	467	216	0,46
2800–2900	11.Ш	510	—	—
Бассейн р. Кура курорт Джава – Рокский перевал				
1100–1200	5.Ш	96	87	0,91
1200–1300	5.Ш	119	94	0,79
1300–1400	5.Ш	140	95	0,68
1400–1500	6.Ш	172	103	0,60
1500–1600	6.Ш	189	117	0,62
1600–1700	7.Ш	205	104	0,51
1700–1800	7.Ш	254	118	0,47
1800–1900	7.Ш	283	141	0,50
1900–2000	8.Ш	312	151	0,48
2000–2100	8.Ш	362	130	0,36
2100–2200	9.Ш	407	156	0,38
2200–2300	9.Ш	389	165	0,42
2300–2400	9.Ш	372	—	—
2400–2500	10.Ш	361	—	—
2500–2600	10.Ш	398	—	—
2600–2700	12.Ш	476	—	—
с. Квешети – Крестовый перевал				
1500–1600	5.Ш	207	117	0,57
1600–1700	5.Ш	229	120	0,52
1700–1800	5.Ш	239	124	0,52
1800–1900	5.Ш	272	132	0,48
1900–2000	5.Ш	285	137	0,48
2000–2100	6.Ш	312	145	0,47
2100–2200	6.Ш	344	156	0,45
2200–2300	6.Ш	397	159	0,40
2300–2400	7.Ш	464	177	0,38
2400–2500	9.Ш	529	—	—
г. Шеки – гора Чходурмас				
800–900	12.Ш	16	20	1,29
900–1000	12.Ш	18	24	1,32
1000–1100	12.Ш	22	29	1,31
1100–1200	12.Ш	27	32	1,19
1200–1300	12.Ш	39	39	1,00
1300–1400	12.Ш	45	43	0,95
1400–1500	12.Ш	52	46	0,90
1500–1600	12.Ш	60	50	0,84
1600–1700	12.Ш	64	54	0,83
1700–1800	13.Ш	74	55	0,74
1800–1900	13.Ш	85	56	0,66
1900–2000	12.Ш	86	57	0,66

Таблица П7 (окончание)

Высотный интервал, м	Средняя дата проведения снегосъемки	w	σ_w	C_{uw}
2000–2100	12.III	90	60	0,66
2100–2200	12.III	91	64	0,70
2200–2300	12.III	95	66	0,69
2300–2400	12.III	100	70	0,70
2400–2500	12.III	104	72	0,69
2500–2600	12.III	92	53	0,57
2600–2700	13.III	89	55	0,62
2700–2800	13.III	101	56	0,55

Таблица П8

Средний запас воды в снежном покрове w (в мм) на снегопунктах (СП) наземных маршрутных снегосъемок

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
<i>Северный склон</i>						
Бассейн р. Кубань						
с. Черниговское – гора Фишт						
300	1	*	17	14	*	
310	2	*	21	8	*	
370	3	*	29	15	*	
720	4	*	36	31	*	
740	5	22	83	83	48	*
985	6	29	147	155	155	*
1230	7	43	236	279	419	*
1460	8	125	396	457	676	381
1570	9	183	543	659	887	692
1730	10	229	516	645	883	901
1810	11	268	656	833	1059	1092
ст. Даховская – гора Оштен						
460	1	*	10	8	*	*
720	2	*	12	14	*	*
900	3	12	43	49	*	*
1180	4	22	81	100	70	*
1260	5	20	90	106	84	*
1410	6	38	113	159	157	*
1650	7A	83	185	273	251	*
1750	8	122	269	394	391	265
1850	9	185	448	628	709	554
2020	11	197	352	566	795	679
г. Теберда – ледник Хакель						
1360	1	19	39	66	*	*
1380	2	28	61	90	80	*
1430	3	33	107	130	113	*
1640	4	61	135	199	206	93
1800	5	118	220	311	374	261
1900	6	177	383	510	577	468
2210	7	182	343	418	473	374
2285	8	205	513	–	550	543
2550	9	539	859	906	1081	1127
с. В. Учкулан – ледник Гондарай						
1500	1	*	*	*	*	
1560	2	*	*	40	*	
1590	3	18	26	71	58	
1660	4	55	76	170	161	
1790	5	59	78	270	219	*

Таблица П8 (продолжение)

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
1900	6	114	126	369	347	165
2030	7	225	229	463	408	-
2100	8	291	394	785	893	869
2230	9	293	418	789	810	728
Бассейн р. Терек						
п.г.т. Баксан – ледник М. Азау						
1880	3	-	-	-	33	-
1900	4	-	-	-	103	-
2040	5	-	-	-	139	-
2220	6	-	-	-	252	-
2400	7	-	-	-	337	-
3100	7A	-	-	-	446	-
3500	8	-	-	-	762	-
п.г.т. Бурон – ледник Цея						
1220	1	*	*	*	*	*
1350	2	*	*	*	*	*
1500	3	*	34	21	*	*
1640	4	37	82	100	68	*
1780	5	60	102	141	122	46
1900	6	84	124	176	173	111
2000	7	97	149	211	200	143
2150	8	117	158	226	252	199
2300	9	106	150	206	224	211
п.г.т. Бурон – верховья р. Закка						
1680	3	*	27	60	*	*
1700	4	19	46	89	71	*
1800	5	42	88	164	118	*
1980	6	68	127	196	204	137
2140	7	100	168	262	292	158
2260	8	68	144	178	207	155
2340	9	87	176	240	264	227
2510	10	101	150	211	-	302
2620	11	111	170	-	-	-
с. Харачой – оз. Казенойам						
1100	1	-	14	-	49	-
1450	2	-	10	-	42	-
1610	3	-	40	-	39	-
1810	4	-	47	-	50	-
1920	5	-	47	-	90	-
2170	6	-	45	-	113	-

Таблица П8 (окончание)

Высота СП, м	№ СП	Месяц				
		XII	I	II	III	IV
<i>Южный склон</i>						
Бассейн р. Мзымта						
к.п. Красная Поляна – гора Аишха II						
500	1	-	-	-	*	-
550	2	-	-	-	193	-
590	3	-	-	-	206	-
670	4	-	-	-	224	-
840	5	-	-	-	232	-
950	6	-	-	-	325	-
1080	7	-	-	-	362	-
1200	8	-	-	-	386	-
1320	9	-	-	-	565	-
1550	10	-	-	-	626	-
1750	11	-	-	-	717	-
1860	12	-	-	-	866	-
1940	13	-	-	-	1013	-

Таблица П9

Среднее квадратическое отклонение σ_w (в мм) и коэффициент вариации C_{vw} запаса воды в снежном покрове на снеготочках наземных маршрутных снегосъемок

Высота СП, м	№ СП	Месяц									
		XII		I		II		III		IV	
		σ_w	C_{vw}	σ_w	C_{vw}	σ_w	C_{vw}	σ_w	C_{vw}	σ_w	C_{vw}
<i>Северный склон</i>											
Бассейн р. Кубань											
с. Черниговское – гора Фишт											
300	1	–	–	16	0,94	–	–	*	*	–	–
310	2	–	–	17	0,84	–	–	*	*	–	–
370	3	–	–	28	0,96	–	–	*	*	–	–
720	4	–	–	37	1,01	–	–	*	*	–	–
740	5	–	–	89	1,08	–	–	81	1,69	–	–
985	6	–	–	142	0,97	–	–	175	1,13	–	–
1230	7	–	–	204	0,86	–	–	258	0,62	–	–
1460	8	–	–	244	0,62	–	–	275	0,41	–	–
1570	9	–	–	291	0,54	–	–	326	0,37	–	–
1730	10	–	–	313	0,61	–	–	334	0,38	–	–
1810	11	–	–	337	0,48	–	–	287	0,27	–	–
ст. Даховская – гора Оштен											
460	1	*	*	14	1,42	10	1,23	*	*	*	*
720	2	*	*	15	1,18	19	1,35	*	*	*	*
900	3	17	1,42	34	0,79	44	0,89	*	*	*	*
1180	4	33	1,51	62	0,76	79	0,79	84	1,21	*	*
1260	5	26	1,30	67	0,74	77	0,73	92	1,10	*	*
1410	6	38	1,00	72	0,64	97	0,61	110	0,70	*	*
1650	7A	(70)	(0,85)	106	0,58	123	0,45	(144)	(0,57)	*	*
1750	8	149	1,22	119	0,44	137	0,35	149	0,38	249	0,94
1850	9	142	0,77	203	0,45	224	0,36	209	0,30	281	0,51
2020	11	187	0,95	223	0,63	263	0,47	449	0,56	(375)	(0,55)
г. Теберда – ледник Хакель											
1360	1	35	1,83	55	1,41	77	1,17	*	*	*	*
1380	2	45	1,59	69	1,12	89	0,99	101	1,26	*	*
1430	3	47	1,40	99	0,93	115	0,88	123	1,09	*	*
1640	4	–	–	112	0,83	138	0,69	152	0,74	157	1,69
1800	5	101	0,86	163	0,74	193	0,62	196	0,52	264	1,01
1900	6	131	0,74	367	0,96	348	0,68	275	0,48	278	0,59
2210	7	142	0,78	230	0,67	280	0,67	238	0,50	304	0,81
с. В. Учкулан – ледник Гондарай											
1590	3	21	1,18	–	–	–	–	101	1,74	–	–
1660	4	66	1,21	–	–	–	–	138	0,86	–	–
1790	5	66	1,11	–	–	–	–	225	1,03	–	–
1900	6	123	1,08	–	–	–	–	246	0,71	–	–
2030	7	213	0,95	–	–	–	–	–	–	–	–

Таблица П9 (окончание)

Высота СП, м	№ СП	Месяц									
		XII		I		II		III		IV	
		σ_w	$C_{\text{ув}}$	σ_w	$C_{\text{ув}}$	σ_w	$C_{\text{ув}}$	σ_w	$C_{\text{ув}}$	σ_w	$C_{\text{ув}}$
2100	8	181	0,62	-	-	-	-	510	0,57	-	-
2230	9	-	-	-	-	-	-	282	0,35	-	-
Бассейн р. Терек											
п.г.т. Баксан – ледник М. Азау											
1880	3	-	-	-	-	-	-	48	1,48	-	-
1900	4	-	-	-	-	-	-	100	0,97	-	-
2040	5	-	-	-	-	-	-	112	0,81	-	-
2220	6	-	-	-	-	-	-	170	0,68	-	-
2400	7	-	-	-	-	-	-	146	0,43	-	-
3500	8	-	-	-	-	-	-	211	0,28	-	-
п.г.т. Бурон – ледник Цея											
1500	3	*	*	34	1,00	38	1,81	*	*	*	*
1640	4	41	1,11	75	0,91	92	0,92	72	1,06	*	*
1780	5	51	0,85	72	0,71	91	0,65	64	0,52	87	1,89
1900	6	65	0,77	81	0,65	82	0,47	97	0,56	140	1,26
2000	7	94	0,97	102	0,68	118	0,56	106	0,53	138	0,97
2150	8	112	0,96	-	-	119	0,53	136	0,54	157	0,79
2300	9	132	1,25	-	-	151	0,73	148	0,66	162	0,77
п.г.т. Бурон – верховья р. Закка											
1680	3	*	*	40	1,48	99	1,65	*	*	*	*
1700	4	30	1,58	46	1,00	110	1,24	125	1,76	*	*
1800	5	49	1,17	65	0,74	129	0,79	84	0,71	*	*
1980	6	68	1,00	81	0,64	119	0,61	113	0,55	81	0,59
2140	7	117	1,17	101	0,60	140	0,53	132	0,45	117	0,74
2260	8	38	0,56	84	-	-	-	-	-	-	-
2340	9	48	0,55	111	-	-	-	-	-	-	-
2510	10	55	0,54	-	-	-	-	-	-	-	-
Южный склон											
Бассейн р. Мзымта											
к.п. Красная Поляна – гора Аишха II											
550	2	-	-	-	-	-	-	217	1,13	-	-
590	3	-	-	-	-	-	-	223	1,08	-	-
670	4	-	-	-	-	-	-	230	1,03	-	-
840	5	-	-	-	-	-	-	225	0,97	-	-
950	6	-	-	-	-	-	-	242	0,74	-	-
1080	7	-	-	-	-	-	-	239	0,66	-	-
1200	8	-	-	-	-	-	-	232	0,60	-	-
1320	9	-	-	-	-	-	-	277	0,49	-	-
1550	10	-	-	-	-	-	-	270	0,43	-	-
1750	11	-	-	-	-	-	-	289	0,40	-	-
1860	12	-	-	-	-	-	-	311	0,36	-	-
1940	13	-	-	-	-	-	-	321	0,32	-	-

ЛИТЕРАТУРА

- Агаев Ш.М. Снежный покров Дагестанской АССР // Тр. ТбилНИГМИ. 1961. Вып. 9. С. 52–58.
- Алибегова Д.А., Элизбарашвили Э.Ш. Статистическая структура атмосферных осадков в горных районах. Л.: ГИМИЗ, 1980. 136 с.
- Алиев И.А., Залиханов М.Ч., Цомае В.Ш. Средние многолетние снегозапасы и снеговая нагрузка на дату максимального снегонакопления в горах Кавказа // Тр. ЗакНИГМИ. 1988. Вып. 88(95). С. 46–58.
- Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1974. 209 с.
- Арвеладзе Г.А., Асланикашвили Н.А., Гагуа В.П. и др. Прогноз гидрометеорологических условий Колхидской низменности после осушения. Л.: ГИМИЗ, 1983. 248 с.
- Архипова О.М., Геткер М.И. Расчет и распределение дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на территории Памиро-Алая // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 99(180). С. 20–30.
- Архипова О.М., Геткер М.И. Внутригодовое распределение и межгодовая изменчивость снегозапасов в горах Средней Азии // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1988. Вып. 129(210). С. 3–9.
- Архипова О.М., Геткер М.И., Царев Б.К. К методике климатологического анализа данных авианаблюдений за снежным покровом в горах // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1988. Вып. 129(210). С. 9–19.
- Архипова О.М., Геткер М.И., Подкопаева Л.Д., Царев Б.К. Опыт анализа и восстановления рядов данных снегомерных наблюдений в горах // Тр. САНИГМИ. 1989а. Вып. 132(213). С. 3–13.
- Архипова О.М., Геткер М.И., Царев Б.К. Внутригодовое распределение статистических характеристик плотности снежного покрова в бассейнах рек Западного Тянь-Шаня // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1989б. Вып. 132(213). С. 13–20.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. М., Рос. акад. наук, 1997а, 392 с.
- Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. Т. II. М., Рос. акад. наук. 1997б. Кн. 1, 263 с; Кн. 2, 270 с.
- Барри Р.Г. Погода и климат в горах. Л.: ГИМИЗ, 1984. 312 с.
- Береснева И.А., Копанев И.Д. Программа и методические основы составления Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира. Раздел “Термический режим зимнего периода” // МГИ*. 1992. Вып. 74. С. 65–72.
- Богданова Э.Г. Методика расчета доли осадков разных видов (твердых, жидких и смешанных) в горных условиях // МГИ. 1977. Вып. 30. С. 126–129.
- Борзенкова И.И. О природных индикаторах современного глобального потепления // Метеорология и гидрология. 1999. № 6. С. 98–109.

* Здесь и далее МГИ – Материалы гляциологических исследований.

- Боровик Э.С.* Условия снегонакопления на Марухском леднике // Сб. работ Ростовской ГМО. 1977. Вып. 13. С. 40–46.
- Боровик Э.С., Сунцов А.М.* Снежный покров бассейна р. Теберда // Сб. работ Ростовской ГМО. 1977. Вып. 16. С. 63–69.
- Бруханда В.И., Дмишев Л.В., Мингалиев Ф.В.* О фоновом распределении снежного покрова на севере Камчатки // Тр. САНИГМИ. 1989. Вып. 142(223). С. 143–146.
- Будыко М.И., Ефимова Н.А., Лугина К.М.* Современное глобальное потепление // Метеорология и гидрология. 1993. № 7. С. 29–34.
- Будыко М.И., Израэль Ю.А.* Антропогенные изменения климата. Л.: ГИМИЗ, 1987. 404 с.
- Бут И.В., Акулинина Е.Ф.* Характеристика осадков и атмосферной циркуляции над западными районами Большого Кавказа // Гляциолог. исследования. 1973. № 24. С. 39–44.
- Бяллович Ю.П.* Системы биогеоценозов // Проблемы биогеоценологии. М.: Наука, 1973. С. 37–47.
- Важнов А.И.* Анализ и прогнозы стока рек Большого Кавказа. М.: ГИМИЗ, 1966. 276 с.
- Владимиров Л.А., Гигинейшвили Г.Н., Джавахишвили А.И., Закарашвили Н.Н.* Водный баланс Кавказа и его географические закономерности. Тбилиси: Мецниереба, 1991. 142 с.
- Воейков А.И.* Снежный покров, его влияние на почву, климат и погоду и способы исследования // А.И. Воейков. Избр. соч., т. 3. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 15–153.
- Гагуа В.П.* Статистическая структура температуры воздуха на территории Закавказья // Тр. ЗакНИИ. 1980. Вып. 74(80). С. 52–62.
- Гандин Л.С., Каган Р.Л.* Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: ГИМИЗ, 1976. 360 с.
- Гарцман И.Н.* Проблемы географической зональности и дискретность гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата // Тр. ДВНИГМИ. 1971. Вып. 35. С. 3–31.
- Гвоздецкий Н.А.* Орографическая схема Большого Кавказа // Победенные вершины, год 1950. М.: Географгиз, 1950. С. 209–223.
- Гвоздецкий Н.А.* Физическая география Кавказа. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1954. 208 с.
- Геологический словарь. Т. 2. М.: Недра, 1978. 456 с.
- Геткер М.И.* Дополнение к программе и методическим указаниям по составлению Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира. Раздел "Снежный покров" // МГИ. 1980. Вып. 39. С. 8–20.
- Геткер М.И.* Методика расчета характеристик устойчивого снежного покрова для построения карт Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира // МГИ. 1983. Вып. 46. С. 73–82.
- Геткер М.И.* Снежные ресурсы Памиро-Алая // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1984. Вып. 105(186). С. 27–37.
- Геткер М.И.* Снежные ресурсы горных территорий Средней Азии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1985. 44 с.
- Геткер М.И.* Продолжительность залегания снежного покрова на Тянь-Шане // Тр. САНИИ. 1986. Вып. 107(188). С. 3–15.
- Геткер М.И., Глазырин Г.Е., Емельянов Ю.Н.* Расчет месячных сумм твердых осадков по общим месячным суммам осадков и средним месячным температурам воздуха // Тр. САНИГМИ. 1972. Вып. 62(77). С. 39–45.
- Геткер М.И., Жданов А.А.* Закономерности распределения высоты и плотно-

- сти снежного покрова в горно-таежных районах Саян // Тр. САНИГМИ. 1992. Вып. 146(227). С. 56–63.
- Геткер М.И., Ивановская Т.Э., Кравченко Г.Н., Осипов А.Е.* Исследования снежного покрова для оценки условий зимней рекреации // МГИ. 1988. Вып. 63. С. 81–89.
- Геткер М.И., Костяшкина Т.Э.* Сезонный снежный покров // Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. Т. II, 1 кн. М., 1997. С. 116–156.
- Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Оценка характеристик статистической структуры поля снежного покрова в горах Средней Азии // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84 (165). С. 48–58.
- Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Комплексная методика оценки снеготпасов в горном бассейне на основе авиадистанционных измерений // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1983. Вып. 99(180). С. 3–15.
- Гирс А.А.* Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.: ГИМИЗ, 1971. 280 с.
- Глазовская Т.Г.* Возможное изменение снежности и лавинной активности вследствие прогнозируемого глобального потепления // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 70–73.
- Глазырин Г.Е.* О расчете среднего числа дней со снежным покровом // Тр. САНИГМИ. 1977. Вып. 53(134). С. 74–83.
- Глазырин Г.Е., Дробышев Г.Е.* Вертикальное распределение атмосферных осадков и его связь с долей ледникового стока в суммарном стоке горных рек // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 7–11.
- Глобальное потепление. Доклад Гринпис / Под ред. Дж. Леггетта. М.: Изд-во МГУ, 1993. 272 с.
- Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: ГИМИЗ, 1984. 528 с.
- Гохман В.В., Жидков В.А.* О пространственном распределении снеготпасов на Полярном Урале // МГИ. 1980. Вып. 37. С. 177–182.
- Гройсман П.Я.* Современные изменения атмосферных процессов Северного полушария // Изв. АН. Сер. геогр. 1990. № 3. С. 20–30.
- Гуртовая Е.Е., Сулаквелидзе Г.К., Яшина А.В.* Закономерности распределения снежного покрова на Большом Кавказе // География снежного покрова. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 7–19.
- Давидович Н.В.* Методика составления карт тепловых ресурсов в горно-ледниковых районах мира // МГИ. 1984. Вып. 50. С. 68–80.
- Давидович Н.В., Богданова Э.Г., Волошина А.П.* Климатические условия зон постоянных снежников и горных ледников в высокогорных областях внеполярных широт // Атлас снежно-ледовых ресурсов Мира. Т. II, 1 кн. М.: Рос. акад. наук, 1997. С. 87–108.
- Давидович Н.В., Тареева А.М.* Составление гляциоклиматических карт масштаба 1:3 000 000 для Атласа снежно-ледовых ресурсов Мира // МГИ. 1979 (1980). Вып. 37. С. 66–71.
- Дроздов О.А.* Среднее многолетнее количество осадков // Климаты СССР. Ч. 5. М.; Л.: ГИМИЗ, 1936.
- Ефимова Н.А., Строкина Л.А., Байкова И.М., Малкова И.В.* Изменения основных элементов климата на территории СССР в 1967–1990 гг. // Метеорология и гидрология. 1996. № 4. С. 34–41.
- Ефремов Ю.В., Ильичев Ю.Г., Панов В.Д.* Орогидрографические проблемы Большого Кавказа // Проблемы геоморфологии и геологии Кавказа и Предкавказья. Материалы Междунар. совещания “Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие”. Краснодар, 2001. С. 203–219.
- Жидков В.А.* К методике снеготъемов в горно-ледниковых бассейнах // МГИ. 1979. Вып. 35. С. 159–168.

- Жидков В.А., Самойлов Р.С.* Статистическая структура снеготазпасов на разных типах поверхностей в условиях Заполярья // МГИ. 1989. Вып. 65. С. 118–124.
- Залиханов М.Ч.* Плотность и водность снежного покрова на Большом Кавказе // Тр. ВГИ. 1974. Вып. 27. С. 99–111.
- Залиханов М.Ч.* Снежно-лавинный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1981. 376 с.
- Залиханов М.Ч., Коломыйц Э.Г., Панов В.Д., Докукин М.Д.* Прогноз изменения климата, высокогорных ландшафтов и оледенения Большого Кавказа на ближайшие десятилетия // Тр. ВГИ. 1985. Вып. 62. С. 14–33.
- Занина А.А.* Климат СССР. Вып. 2. Кавказ. Л.: ГИМИЗ, 1961. 290 с.
- Заруднев В.М., Панов В.Д.* Некоторые итоги и перспективы развития гляциологических работ в Северо-Кавказском УГКС // Сб. работ Ростовской ГМО. 1980. Вып. 17. С. 3–10.
- Иванченко Т.Е., Панов В.Д.* Распределение атмосферных осадков на Большом Кавказе // Сб. работ Ростовской ГМО. 1980. Вып. 18. С. 125–133.
- Исаченко А.Г.* Ландшафты СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 320 с.
- Кавказ / Под ред. И.П. Герасимова. М.: Наука, 1966. 482 с.
- Кадомыцева Т.Г., Локтионова Е.М.* Устойчивость и изменчивость максимальных снеготазпасов в высотнo-ландшафтнoй зоне южного склона Большого Кавказа // МГИ. 1989. Вып. 67. С. 38–44.
- Калантаров Б.И., Квачев В.И.* Некоторые закономерности распределения плотности снежного покрова в бассейне р. Амударья на территории Таджикской ССР // Тр. САНИГМИ. 1989. Вып. 132(213). С. 31–36.
- Китаев Л.М., Хромова Т.Е.* Адекватность автоматизированных методов картографирования снежного покрова при анализе полей // Изв. АН. Сер. геогр. 1998. № 3. С. 114–121.
- Климат и климатические ресурсы Грузии / Под ред. В.П. Ломинадзе и Г.И. Чиракадзе. Л.: ГИМИЗ, 1971. 384 с.
- Климатологический справочник СССР (Метеорологические данные за отдельные годы). Вып. 13, ч. II, III. Л.: ГИМИЗ, 1956. 524 с.
- Клименко Л.В.* Об изменениях климата в центре и на юге Европейской территории России в холодном полугодии текущего столетия // Метеорология и гидрология. 1998. № 11. С. 59–64.
- Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И.* Облик и перспективы создания ГИС "Гляциология" // МГИ. 1990. Вып. 70. С. 135–140.
- Кожаев Д.А., Самукашвили Р.Д.* К вопросу методики расчета изменчивости основных характеристик режима снежного покрова во времени для северных склонов Кавказа // Тр. ВГИ. 1988. Вып. 73. С. 14–20.
- Колесников Е.И., Попов В.И.* О погрешностях расчета снеготазпасов при использовании аэроснегосъемки в горах // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1982. Вып. 84(165). С. 67–76.
- Коломыйц Э.Г.* Снежный покров горно-таежных ландшафтов севера Забайкалья. Л.; М.: Наука, 1966. 184 с.
- Коломыйц Э.Г.* Высокогорные экосистемы под воздействием человека // Тр. ВГИ. 1985. Вып. 60. С. 3–21.
- Коломыйц Э.Г.* Полиморфизм ландшафтнo-зональных систем. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 312 с.
- Коломыйц Э.Г.* Полиморфизм ландшафтнo-зональных систем // Изв. АН. Сер. геогр. 1999. № 6. С. 21–31.
- Кондратьев В.Я.* Новое в оценках изменения глобального климата // Изв. РГО. 1993. Т. 125. Вып. 4. С. 1–11.
- Копанев И.Д.* Методы изучения снежного покрова. Л.: ГИМИЗ, 1971. 226 с.

- Копанев И.Д.* Климатические аспекты изучения снежного покрова. Л.: ГИМИЗ, 1982. 240 с.
- Коровин В.И.* О связи дат разрушения с датами образования снежного покрова // Тр. КазНИГМИ. 1964. Вып. 21. С. 97–99.
- Королева Т.В., Пиманкина Н.В., Северский И.В.* Распределение снежного покрова на Алтае // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 31–36.
- Корошинадзе Л.Ф., Элизбарашвили Э.Ш.* О статистической структуре поля температуры // Сообщ. АН ГрузССР. 1976. Т. 84, № 3. С. 593–596.
- Котляков В.М.* Снежный покров Земли и ледники. Л.: ГИМИЗ, 1968. 478 с.
- Котляков В.М., Зверкова Н.М., Хромова Т.Е.* Концепция гляциологической геоинформационной системы // Изв. АН. Сер. геогр. 1997. № 5. С. 125–136.
- Котляков В.М., Кренке А.Н.* Нивально-гляциальные системы Памира и Гиссаро-Алая // МГИ. 1979. Вып. 35. С. 25–33.
- Котляков В.М., Лебедева И.М.* Возможные изменения абляции ледников и ледникового стока высочайших горных стран Азии в связи с глобальным потеплением климата // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 3–15.
- Кошкарев А.В., Тикунов В.С.* Геоинформатика. М.: Картгеоцентр – Геоиздат, 1993. 216 с.
- Кравченко Г.Н.* Основные факторы распределения снежного покрова на горных склонах // МГИ. 1991. Вып. 72. С. 43–48.
- Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: ГИМИЗ, 1982. 288 с.
- Кренке А.Н., Китаев Л.М., Кадомцева Т.Г.* Межгодовые изменения снежного покрова на территории СНГ // Метеоролог. исследования. 1997а. Вып. 16. С. 3–18.
- Кренке А.Н., Китаев Л.М., Качалин А.Б., Вегенер Т.Н.* Геоинформационные технологии в исследованиях сопряженности полей параметров снежного покрова, климата и гидрологических процессов // МГИ. 2000. Вып. 88. С. 60–64.
- Кренке А.Н., Китаев Л.М., Турков Д.В., Кадомцева Т.Г., Айзина Е.М.* Изменения снежного покрова и их климатическая роль // Криосфера Земли. 1997б. Т. 1, № 1. С. 39–46.
- Кузнецов А.Т.* Особенности формирования снежного покрова в равнинной части Казахстана // Вопросы географии Казахстана. Вып. 8. Алма-Ата. 1961. С. 147–161.
- Кузьмиченок В.А.* Картографическая информация в ГИС “Гляциология” // МГИ. 1990. Вып. 70. С. 152–156.
- Ледник Марух (Западный Кавказ) / А.Н. Кренке, В.М. Меншутин, А.П. Волошина и др.* Л.: ГИМИЗ, 1988. 255 с.
- Локтионова Е.М.* Особенности распределения снежного покрова на территории Западной Европы // МГИ. 1987. Вып. 60. С. 125–133.
- Локтионова Е.М., Кадомцева Т.Г.* Распределение снежного покрова в высотнорландшафтных зонах Большого Кавказ // МГИ. 1991. Вып. 72. С. 34–39.
- Мавлюдов Б.Р.* Снегонакопление на южном склоне Бзыбского хребта и роль карстового рельефа в его перераспределении // МГИ. 1996. Вып. 80. С. 146–150.
- Материалы наблюдений над снежным покровом в горах Азербайджана и Дагестана за 1960–1985 гг.* Баку, 1966–1986.
- Материалы наблюдений над снежным покровом и осадками в горах Северного Кавказа за 1966–1990 гг.* Ростов-на-Дону, 1970–1990.
- Материалы наблюдений над снежным покровом по данным маршрутных снего съемок в горах Грузии за 1961–1985 гг.* Тбилиси, 1964–1986.
- Материалы наблюдений над снежным покровом по маршрутным снего съемкам в горах Кавказа за 1936–1960 гг.* Л.; М., 1958–1964.

- Менишутин В.М.* Баланс массы Марухского ледника и изменчивость его составляющих // МГИ. 1977. Вып. 31. С. 38–44.
- Менишутин В.М.* Закономерности формирования и распределения снежного покрова высокогорий Большого Кавказа // МГИ. 1991. Вып. 72. С. 39–43.
- Методические рекомендации по составлению I части "Справочника по снежному покрову в горах" / М.И. Геткер, Б.К. Царев, О.М. Архипова и др. Ташкент, 1988. 88 с.
- Мещерская А.В., Белянкина И.Г., Голод М.П.* Мониторинг толщины снежного покрова в основной зернопроизводящей зоне бывшего СССР за период инструментальных наблюдений // Изв. АН. Сер. геогр. 1995. № 4. С. 101–110.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Геологическое строение Кавказа // М.: Изд-во МГУ, 1963. 357 с.
- Мумладзе Д.Г.* Многолетнее изменение температуры января с высотой в горах // Сообщ. АН ГрузССР. 1972. Т. 65, № 1. С. 89–92.
- Мусин О.Р., Сербенюк С.Н.* Цифровые модели "рельефа" континуальных и дискретных географических полей // Банки географических данных для тематического картографирования. М.: Изд-во МГУ, 1987. С. 156–170.
- Насимович А.А.* Роль снежного покрова в жизни копытных животных на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 402 с.
- Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3, ч. 1–6. Вып. 13. Л.: ГИМИЗ, 1990. 725 с.
- Нефедьева Е.А., Яшина А.В.* Роль снежного покрова в дифференциации ландшафтной среды. М.: Наука, 1985. 144 с.
- Новаковский Б.А., Сапунов В.Н., Волков П.С.* Цифровое фотограмметрическое моделирование горного рельефа для выявления закономерностей распределения снежного покрова (на примере горы Айкуайвенчорр, Хибинь) // Геоморфология. 1993. № 3. С. 75–83.
- Околов В.Ф., Мягков С.М., Глазовская Т.Г.* Число дней со снежным покровом (расчет для горных районов) // Склоновые процессы (лавины и сели). Вып. 4. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 125–132.
- Оледенение Памиро-Алая / В.М. Котляков, О.В. Рототаева, И.М. Лебедева и др. М.: Наука, 1993. 256 с.
- Олейников А.Д., Исаев А.А., Виноградова В.В.* Долгосрочные прогнозы лавинной деятельности для Большого Кавказа // МГИ. 1990. Вып. 69. С. 35–42.
- Онучин А.А., Буренина Т.А.* Пространственно-временная динамика плотности снежного покрова на территории Северной Евразии // Метеорология и гидрология. 1996. № 12. С. 101–111.
- Осокин И.М.* Об изменении плотности снежного покрова с высотой в горных районах СССР // Зап. Забайкал. отд. ВГО. 1962. Вып. 18.
- Осокин И.М.* География снежного покрова горных районов востока Забайкалья. Чита, 1967. 191 с.
- Панов В.Д.* Ледники в верховьях Кубани. Л.: ГИМИЗ, 1968. 132 с.
- Панов В.Д.* Главный, Боковой и Водораздельный хребты Большого Кавказа // Изв. ВГО. 1979. Т. 111. Вып. 5. С. 438–442.
- Панов В.Д.* Эволюция современного оледенения Кавказа. СПб.: ГИМИЗ, 1993. 432 с.
- Панов В.Д., Ефремов Ю.В., Саражин В.И.* Хребты Западного Кавказа и их влияние на изменчивость некоторых элементов климата // Сб. работ Ростовской ГМО. 1980. Вып. 17. С. 89–93.
- Панова С.В.* Взаимосвязь снеговых линий в горах умеренного пояса (на примере Большого Кавказа) // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ростов-на-Дону, 1996. 25 с.

- Папинашвили Л.К.* Снежный покров // Климат и климатические ресурсы Грузии. Л.: ГИМИЗ, 1971. С. 271–294.
- Папинашвили Л.К.* Многолетние колебания снежного покрова на территории Грузии // Тр. ЗакНИГМИ. 1974. Вып. 58(64). С. 356–364.
- Папинашвили Л.К.* Изменчивость высоты снежного покрова на территории Закавказья // Тр. ЗакНИИ. 1980. Вып. 74(80). С. 72–79.
- Петраков Д.А.* Устойчивость полей внешнего массообмена горного ледника: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2000. 24 с.
- Погорелов А.В.* О пространственной изменчивости толщины снежного покрова на Западном Кавказе (на примере бассейна р. Белой). Деп. ВИНТИ Изв. Северо-Кавказского науч. центра высшей школы, № 3098–В86, 28.03.86. 17 с.
- Погорелов А.В.* Временная изменчивость высоты снежного покрова на Западном Кавказе // Сб. работ Гидрометеорологического центра Сев.-Кав. УГКС. 1987а. Вып. 2(20). С. 95–107.
- Погорелов А.В.* Плотность снежного покрова на Западном Кавказе // Изв. Сев.-Кав. науч. центра высшей школы. Естеств. науки, № 4. 1987б. С. 100–104.
- Погорелов А.В.* О “полюсе снежности” Большого Кавказа // Тр. САНИИ Госкомгидромета. 1988. Вып. 129(210). С. 25–30.
- Погорелов А.В.* Закономерности распределения и пространственная корреляция характеристик снежного покрова на Западном Кавказе // Тр. САНИГМИ. 1989. Вып. 132(213). С. 20–31.
- Погорелов А.В.* Статистическая структура поля снежного покрова и рационализация снегомерных работ в горах Северного Кавказа // Тр. ЗакНИГМИ. 1990. Вып. 87(94). С. 133–140.
- Погорелов А.В.* О влиянии термических условий на режим снежного покрова в горах Большого Кавказа // Изв. РГО. 1998а. Т. 130, вып. 2. С. 27–32.
- Погорелов А.В.* Особенности термического режима зимнего периода на Большом Кавказе // МГИ. 1998б. Вып. 84. С. 100–107.
- Погорелов А.В.* Режим устойчивого снежного покрова на Большом Кавказе // МГИ. 1998в. Вып. 84. С. 170–175.
- Погорелов А.В.* Микромасштабная структура поля толщины снежного покрова в горных бассейнах Западного Кавказа // МГИ. 1999а. Вып. 87. С. 201–206.
- Погорелов А.В.* Осадки холодного полугодия на Большом Кавказе (распределение и изменчивость) // Природа. Общество. Человек. Вестн. Южно-Российск. отд. Междунар. акад. наук высшей школы. 1999б. № 1 (12). С. 52–59.
- Погорелов А.В.* Исследование структуры снеготопливных запасов в горном бассейне и их оценка с применением цифровых моделей рельефа // МГИ. 1999в. Вып. 86. С. 160–164.
- Погорелов А.В.* О подобии снежного покрова в горах (из опыта снегомерных работ в бассейне р. Пшехи, Западный Кавказ) // Изв. РГО. 1999г. Т. 131, вып. 1. С. 59–64.
- Погорелов А.В.* Многолетняя изменчивость высоты снежного покрова на Большом Кавказе // Изв. РГО. 2000. Т. 132, вып. 3. С. 57–62.
- Погорелов А.В., Измайлов Г.Г., Уманский И.В.* К анализу существующих неоднородных периодов наблюдений за снежным покровом в горах Западного Кавказа // Тр. САНИГМИ. 1991. Вып. 140(221). С. 3–11.
- Погорелов А.В., Коливердова И.Б.* О структуре циркуляционных процессов холодного полугодия на Большом Кавказе // Вестн. КОРГО. 1998. Вып. 1. С. 31–39.
- Погорелов А.В., Панова С.В.* О числе дней со снежным покровом на Большом Кавказе // МГИ. 1997. Вып. 82. С. 175–179.
- Поповнин В.В.* Бюджетная эволюция репрезентативного ледника Джанкуат: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1989. 26 с.

- Радионов В.А. О точности цифрового представления рельефа // Геодезия и картография. 1996. № 10. С. 34–37.
- Раман К. Опыт понимания геокомплекса как пространственно-полиструктурного единства // Международная география-76. Общая физическая география. М., Междунар. геогр. конгресс, 1976. С. 18–22.
- Ранькова Э.Я., Груза Г.В. Индикаторы изменений климата России // Метеорология и гидрология. 1998. № 1. С. 5–18.
- Ревакин В.С., Попов В.И. Полюс снежности Алтая // Изв. ВГО. 1976. Т. 108, вып. 6. С. 550–554.
- Ретеюм А.Ю. Земные миры. М.: Мысль, 1988. 268 с.
- Рихтер Г.Д. Снежный покров, его формирование и свойства. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
- Рихтер Г.Д. Роль снежного покрова в физико-географическом процессе // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1948. Т. 40. 171 с.
- Рубинштейн Е.С. Однородность метеорологических рядов во времени и пространстве в связи с исследованиями изменения климата. Л.: ГИМИЗ, 1979. 80 с.
- Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик / Под ред. А.И. Чеботарева и Ф.В. Залесского. Л.: ГИМИЗ, 1973. 111 с.
- Руководство по снегомерным работам в горах. Л.: ГИМИЗ, 1958. 148 с.
- Северский И.В., Благовещенский В.П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата: Наука, 1983. 220 с.
- Северский И.В., Пиманкина Н.В. Опыт расчета сроков залегания устойчивого снежного покрова в горах Средней Азии и Казахстана по стандартной метеорологической информации // МГИ. 1980. Вып. 37. С. 71–79.
- Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972. 251 с.
- Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. Смоленск: Изд-во Смолен. гос. ун-та, 1998. 272 с.
- Симонов Ю.Г., Кошель С.М., Кружалин В.И., Новаковский Б.А., Прасолов С.В. Использование ГИС-технологий и цифровых моделей рельефа при решении геоэкологических задач // Экология и промышленность России. 1998. Апрель. С. 41–45.
- Снег: справочник / Под. ред. Д.М. Грзя и Д.Х. Мэйла. Л.: ГИМИЗ, 1986. 752 с.
- Солнцев В.Н. О некоторых фундаментальных свойствах геосистемной структуры // Методы комплексных исследований геосистем. Иркутск, 1974. С. 26–36.
- Солнцев В.Н. Системная организация ландшафтов. М.: Мысль, 1981. 239 с.
- Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
- Справочник по водным ресурсам СССР. Т. X, Северный Кавказ. Л.: Редакционно-издательский отдел ЦУЕГМС, 1931. 1096 с.
- Справочник по климату СССР. Вып. 13, ч. II. Л.: ГИМИЗ, 1966, 492 с. Вып. 14, 347 с.
- Справочник по климату СССР. Вып. 13, ч. IV. Л.: ГИМИЗ, 1968, 356 с. Вып. 14, 1969, 239 с. Вып. 15, 1970, 424 с.
- Сулаквелидзе Г.К. Снежный покров Большого Кавказа и его физические свойства: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. Тбилиси, 1953. 59 с.
- Сулаквелидзе Г.К. Некоторые физические свойства снежного покрова // Вопросы изучения снега и использование его в народном хозяйстве. М., 1956. С. 24–54.
- Сурова Н.А. Сопряженность современных ландшафтов с климатом и климатический прогноз // Тр. ВГИ. 1985. Вып. 60. С. 21–46.
- Суслов В.Ф., Царев Б.К., Чиркова А.А. Банк гляциологических данных: опыт разработки, эксплуатации и перспективы развития // МГИ. 1990. Вып. 68. С. 75–79.
- Тареева А.М. Температура воздуха в высокогорной зоне Кавказа в летний период // МГИ. 1976. Вып. 28. С. 59–66.

- Тареева А.М.* Расчет поля аккумуляции на высоте границы питания ледников Кавказа // МГИ. 1978. Вып. 34. С. 64–68.
- Тареева А.М.* Количество твердых осадков на ледниках Кавказа // МГИ. 1980. Вып. 40. С. 128–132.
- Темникова Н.С.* Климат Северного Кавказа и прилегающих степей. Л.: ГИМИЗ, 1959. 368 с.
- Темникова Н.С.* Некоторые характеристики климата Северного Кавказа и прилегающих степей. Л.: ГИМИЗ, 1964. 176 с.
- Трошкина Е.С.* Лавинный режим горных территорий СССР. М.: ВИНТИ. Итоги науки и техники. Серия гляциология. 1992. Т. 11. 185 с.
- Трошкина Е.С., Андреев Ю.Б., Глазовская Т.Г., Светлосанов В.А.* Многолетняя динамика снежности горных районов Евразии // Тез. докл. XII гляциологического симпозиума “Ритмы природных процессов в гляциосфере Земли”. М., 2000. С. 30.
- Филатов Н.Н.* Географические информационные системы: применение ГИС при изучении окружающей среды. Петрозаводск: Изд-во КГПУ, 1997. 104 с.
- Хаазе Г.* Изучение топических и хорических структур, их динамики и развития в ландшафтных системах // Структура, динамика и развитие ландшафтов. М.: Ин-т географии АН СССР, 1980. С. 57–81.
- Хмаладзе Г.Н.* Задачи и методы снегоъемок в горах Кавказа // Тр. ТбилНИГМИ. 1958. Вып. 3. С. 5–12.
- Хмаладзе Г.Н.* Особенности распределения запасов воды в снеге в горах Закавказья // Тр. ТбилНИГМИ. 1961. Вып. 9. С. 64–78.
- Ходаков В.Г.* Снежный покров северной части Урала и некоторые задачи горного снеговедения // МГИ. 1967. Вып. 13. С. 44–51.
- Ходаков В.Г., Менишутин В.М., Локтионова Е.М.* и др. Особенности формирования и распределения снегозапасов Большого Кавказа в аномально снежную зиму 1986/87 г. // МГИ. 1988. Вып. 64. С. 13–19.
- Хромова Т.Е.* Геоинформационное моделирование нивально-гляциальных систем. Концепция, стратегия, пути реализации // МГИ. 1999. Вып. 86. С. 37–44.
- Царев Б.К.* ГИС “Гляциология”: подсистема “Снежный покров” // МГИ. 1990. Вып. 70. С. 140–144.
- Царев Б.К.* Мониторинг снежного покрова горных территорий. Ташкент, 1996. 227 с.
- Цветков В.Я.* Геоинформационные системы и технологии. М.: Финансы и статистика, 1998. 288 с.
- Цомая В.Ш.* К методике расчета плотности снега в горном бассейне // Тр. ТбилНИГМИ. 1956. Вып. 1. С. 69–77.
- Цомая В.Ш.* Методика производства маршрутных снегоъемок и анализ материалов наблюдений // Тр. ТбилНИГМИ. 1958. Вып. 3. С. 48–73.
- Цомая В.Ш.* Снежный покров, его особенности и влияние на весеннее половодье рек Закавказья // Тр. ЗакНИГМИ. 1963. Вып. 14. С. 16–31.
- Цомая В.Ш.* Оценка снегозапасов для гидропрогнозов методом анализа пространственной и корреляционной функции // Тр. ЗакНИГМИ. 1977. Вып. 48(54). С. 71–79.
- Цомая В.Ш.* Характеристика твердых осадков и распределение их на территории Кавказа // Тр. ЗакНИГМИ. 1979. Вып. 68(74). С. 48–56.
- Цомая В.Ш.* Число дней со снежным покровом, даты его появления и схода и суточный прирост толщины снежного покрова в горах Кавказа // Тр. ЗакНИГМИ. 1988. Вып. 88(95). С. 58–70.
- Чемеренко Е.П.* Объективный анализ характеристик снежного покрова // Тр. Гидрометцентра СССР. 1975. Вып. 168. С. 24–37.

- Чиркова А.А. Статистический анализ распределения глубины снежного покрова на малых площадях в горах // Тр. САРНИГМИ. 1977. Вып. 32(113). С. 41–54.
- Чиркова А.А. Влияние ориентации склонов и расчленения рельефа на статистическую структуру глубины снега // Тр. САРНИГМИ. 1978. Вып. 44(125). С. 64–77.
- Чиркова А.А. Закономерности влияния рельефа на залегание снежного покрова в горных районах // МГИ. 1979. Вып. 35. С. 126–133.
- Шутов В.А. Интерполяция и расчет снегозапасов в речных бассейнах с учетом рельефа местности // Метеорология и гидрология. 1996. № 10. С. 67–74.
- Щербакова Е.Я. Изучение режима снежного покрова в СССР // Тр. III Всесоюз. гидролог. съезда. Л.: ГИМИЗ, 1959. Т. 3. С. 215–220.
- Эйюбов А.Д. Снежный покров в Азербайджанской ССР // Тр. ТбилНИГМИ. 1961. Вып. 9. С. 48–52.
- Эйюбов А.Д., Агаев Ш.М. Снежный покров // Климат Азербайджана. Баку, 1968. С. 186–200.
- Элизбараивили Э.Ш. О влиянии массивности Большого Кавказа на поле температуры // Сообщ. АН ГССР. 1989. Т. 135, № 2. С. 325–328.
- Armstrong R.L., Barry R.G., Krenke A.N., Kadomtseva T.G., Kitaev L.M. Monitoring snow cover fluctuation in the former Soviet Union using surface station data and passive microwave remote sensing // МГИ. 1997. Вып. 81. С. 179–192.
- Braun L.M., Rohrer M.B., Lang H. Analysis of snow-water equivalent records in the Swiss Alps // Ibid. 1997. Publ. 81. P. 161–170.
- Caine N. An elevational control of peak snowpack variability // Water Res. Bull. 1975. N 11. P. 613–621.
- Climate Change, 1995 // The Science of Climatic Change. Cambridge: The Cambridge Univ. Press, 1996.
- Fallot J.-M., Barry R.G., Armstrong R.L. et al. 20-th century variations in snow cover and climate in Eurasia // Int. Symposium on the role of the cryosphere in Global change. Columbus (Ohio), 1994. 11 p.
- Fliri F. Die Schneeverhältnisse in Nord und Ostiron in der Periode 1895–1991 // Mitt. Östter. geogr. Ges. 1991. Bol. 133. S. 7–25.
- Flohn H. Hochgebirge und allgemeine Zirkulation. II. Die Gebirge als Wärmequellen // Arch. Met. Geophys. Biokl. A. 1953. Bd. 5. S. 265–279.
- Groisman P.Ya., Karl T.R., Knight T.W. Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures // Science. 1994. Vol. 268. P. 118–200.
- Hulme M. Estimating global change in precipitation // Weather. 1995. Vol. 50, N 2. P. 34–42.
- Ito T. Regional characteristics of the maximum depth of snow cover in Japan // J. of Natural Disaster Science. 1985. Vol.7, N 1. P. 25–39.
- Jackson M.C. Snow cover in Great Britain // Weather. 1978. Vol. 33. P. 298–309.
- Kanaev L.A., Myagkov S.V., Suslov V.F., Tsarev B.K., Shchetinnikov A. Data banks "Snow cover in mountains", "Avalanches" and "Glaciers" and their functional capacities // МГИ. 1997. Вып. 81. С. 193–195.
- Khromova T.E. From the World Atlas of snow and ice resources to glaciological GIS // ICC'97: 18th ICA/ACI Int. Cartogr. Conf., Stockholm, 23–27 June, 1997: Proceedings. Gavle, 1997. Vol. 2. P. 628 – 634.
- Khromova T.E., Chernova L.P. Using GIS to estimate snow and glacier phenomena in mountain regions // Proc. of the Third Join European Conference on Geographical Information. Vienna, 1997. Vol. I. P. 497–506.
- Kitaev L.M., Krenke A.N., Barabanova E.A. Generation and application of snow cover information system on continental scale // Advances in Databases and Information Systems. M.: MERHY Publ. 1996. Vol. II. P. 71–77.

Lauscher F. Weltweite Typen der Hohenabhängigkeit des Niederschlags // Wetter u Leben. 1976. N 28. S. 80–90.

Li Peiji. Seasonal snow resources and their fluctuations in China // IAHS Publ. 1987. N 166. P. 93–104.

Li Znilin. Variation of the accuracy digital terrain models with sampling interval // Photogrammetric Record. 1992. N 14 (79). P. 113–128.

Li Znilin. Mathematical models of the accuracy of digital terrain model surfaces linearly constructed from square gridded data // Ibid. 1993. N 14 (82). P. 661–674.

Maohuan Huang. An outline of the study of seasonal snow and ice in China // Seppyo. 1980. Vol. 42, N 4. P. 203–213.

Maulbetsch K.E. Verarbeitung und Dauer der Schneedecke in Nordamerika. Tübingen, 1975. 195 S.

Meiman J.R. Snow accumulation related to elevation, aspect and forest canopy // Proc. Workshop Semin. Snow Hydrol. Ottawa: Queen's Printer of Canada, 1970. P. 35–47.

Mercalli L., Paludi S. Snow cover trend in Western Italian Alps: The case of Stura di Lanzo Valleys // МГИ. 1997. Вып. 81. С. 171–178.

Potter J.G. Snow cover. Toronto, 1965. 69 p. (Canada. Dep. of Transport. Meteorol. Branch. Climatol. Studies; N 3).

Rhea J.O., Grant L.O. Topographic influences on snowfall patterns in mountainous terrain // Adv. Concepts Techn. Study Snow Ice Resour. Interdiscip. Symp. Wash. (D.C.): US Nat. Acad. Sci., 1974. P. 182–192.

Robinson D.A., Keining F.T., Dewey K.F. Recent variations in Northern Hemisphere snow cover // Proceeding of the Fifteenth Annual Diagnostic workshop / NWS, Climate Analysis Center. Wash. (D.C.), 1990.

Storr D., Golding D.L. A preliminary water balance evaluation of an intensive snow survey in a mountainous watershed // Adv. Concepts Techn. Study Snow Ice Resour., Interdiscip. Symp. Wash. (D.C.): US Nat. Acad. Sci., 1974. P. 294–303.

Zingg Th. Das Ruauumgewicht der Scheedecke // Actes. Soc. Helv. Sci. Natur. 1958. N 138. S. 156–188.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	8
<i>Глава 1</i>	
Ороклиматические факторы формирования снежного покрова	12
1.1. Основные черты рельефа	12
1.2. Климат	22
1.2.1. Циркуляция атмосферы	22
1.2.2. Термический режим холодного полугодия	30
1.2.3. Атмосферные осадки холодного полугодия	45
1.2.4. Современные тенденции климата в регионе	63
<i>Глава 2</i>	
Методика анализа и обобщения снегомерной информации	73
2.1. Изученность снежного покрова и система снегомерных наблюдений	73
2.2. Методика критического анализа и обобщения материалов наблюдений	82
2.3. Анализ периодов осреднения для расчета норм и характеристик много-	85
летней изменчивости	
2.4. Анализ однородности различных способов наблюдений за снежным по-	92
кровом	
<i>Глава 3</i>	
Режимные характеристики снежного покрова	97
3.1. Число дней со снежным покровом	97
3.2. Даты образования, разрушения и продолжительность залегания устой-	105
чивого снежного покрова	
<i>Глава 4</i>	
Пространственно-временная структура поля толщины снежного покрова	115
4.1. Высотно-территориальное распределение толщины снежного покрова	115
4.2. Микромасштабная структура поля толщины снежного покрова	128
4.3. Внутригодовое распределение толщины снежного покрова	139
4.4. Межгодовая изменчивость толщины снежного покрова	149

Глава 5

Пространственно-временная структура полей плотности снежного покрова и снеготпасов	159
5.1. Изменение плотности снежного покрова с высотой	160
5.2. Связь плотности снежного покрова с его толщиной и территориальное распределение плотности	166
5.3. Внутригодовое распределение плотности снежного покрова	170
5.4. Межгодовая изменчивость плотности снежного покрова	175
5.5. Территориальное распределение снеготпасов	183
5.6. Внутригодовое распределение и временная изменчивость снеготпасов	193
5.7. Оценка сопряженности межгодовых изменений снежности на Большом Кавказе	198
5.8. Полиструктурность поля снежного покрова как способ организации нивальной системы	204

Глава 6

Вопросы прикладного снеговедения	208
6.1. Пути совершенствования снегомерных наблюдений	208
6.2. Геоинформационное обеспечение исследований снежного покрова	214
6.2.1. База данных по снежному покрову Большого Кавказа	215
6.2.2. Цифровые модели рельефа как основа автоматизированного картографирования полей снежного покрова	217
6.3. Оценка снеготпасов с применением цифровых моделей рельефа	222
6.4. О подобии полей снежного покрова	227
Заключение	235
Послесловие. К вопросу о полиструктурности нивальной системы Большого Кавказа. Э.Г. Коломыйц	237
Приложения	245
Литература	275

ОГЛАВЛЕНИЕ

129	129
130	130
131	131
132	132
133	133
134	134
135	135
136	136
137	137
138	138
139	139
140	140
141	141
142	142
143	143
144	144
145	145
146	146
147	147
148	148
149	149
150	150
151	151
152	152
153	153
154	154
155	155
156	156
157	157
158	158
159	159
160	160
161	161
162	162
163	163
164	164
165	165
166	166
167	167
168	168
169	169
170	170
171	171
172	172
173	173
174	174
175	175
176	176
177	177
178	178
179	179
180	180
181	181
182	182
183	183
184	184
185	185
186	186
187	187
188	188
189	189
190	190
191	191
192	192
193	193
194	194
195	195
196	196
197	197
198	198
199	199
200	200
201	201
202	202
203	203
204	204
205	205
206	206
207	207
208	208
209	209
210	210
211	211
212	212
213	213
214	214
215	215
216	216
217	217
218	218
219	219
220	220
221	221
222	222
223	223
224	224
225	225
226	226
227	227
228	228
229	229
230	230
231	231
232	232
233	233
234	234
235	235
236	236
237	237
238	238
239	239
240	240
241	241
242	242
243	243
244	244
245	245
246	246
247	247
248	248
249	249
250	250
251	251
252	252
253	253
254	254
255	255
256	256
257	257
258	258
259	259
260	260
261	261
262	262
263	263
264	264
265	265
266	266
267	267
268	268
269	269
270	270
271	271
272	272
273	273
274	274
275	275
276	276
277	277
278	278
279	279
280	280
281	281
282	282
283	283
284	284
285	285
286	286
287	287
288	288
289	289
290	290
291	291
292	292
293	293
294	294
295	295
296	296
297	297
298	298
299	299
300	300

Научное издание

Погорелов Анатолий Валерьевич

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

ОПЫТ ПРОСТРАНСТВЕННО- ВРЕМЕННОГО АНАЛИЗА

Зав. редакцией *А.А. Фролова*

Редактор *Л.С. Аюпова*

Художник *А.С. Скороход*

Технический редактор *М.К. Зарайская*

ИД № 04284 от 15.03.2001

Подписано к печати 16.09.2002

Формат 70 × 100 1/16

Гарнитура Таймс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 23,4. Усл.кр.-отт. 23,9. Уч.-изд.л. 22,0

Тираж 400 экз. Тип. зак.4870.

Международная академическая издательская компания
"Наука/Интерпериодика"

Издательско-книготорговый центр «Академкнига»
117997 ГСП-7, Москва, Профсоюзная ул., 90
e-mail: bookman@maik.ru, web-site: http://www.maik.ru

По вопросам поставок обращаться
в отдел реализации
тел./факс: (095) 334-73-18
e-mail: bookreal@maik.ru.

Отпечатано с готовых диапозитивов в Ивановской област-
ной типографии Министерства Российской Федерации
по делам печати, телерадиовещания и средств массовых
коммуникаций. 153008. г. Иваново, ул. Типографская, 6
E-mail: 091-018@adminet.ivanovo.ru



**АНАТОЛИЙ
ВАЛЕРЬЕВИЧ
ПОГОРЕЛОВ**

Анатолий Валерьевич Погорелов - профессор Кубанского государственного университета. В 1981-1991 гг. в гидрографической (снегомерной) партии Краснодарского краевого центра по гидрометеорологии занимался гляциологическими и метеорологическими наблюдениями на Кавказе.

В 1990 г. в Тбилисском государственном университете защитил кандидатскую диссертацию. С 1991 г. преподает в КубГУ. За исследование пространственно-временной структуры полей снежного покрова на Большом Кавказе в 2001 г. присуждена ученая степень доктора географических наук.

Автор около 70 научных работ, посвященных проблемам горного снеговедения и гляциоклиматологии. В последние годы специализируется в области геоинформационных технологий, руководит отделением геоинформатики на географическом факультете Кубанского государственного университета.