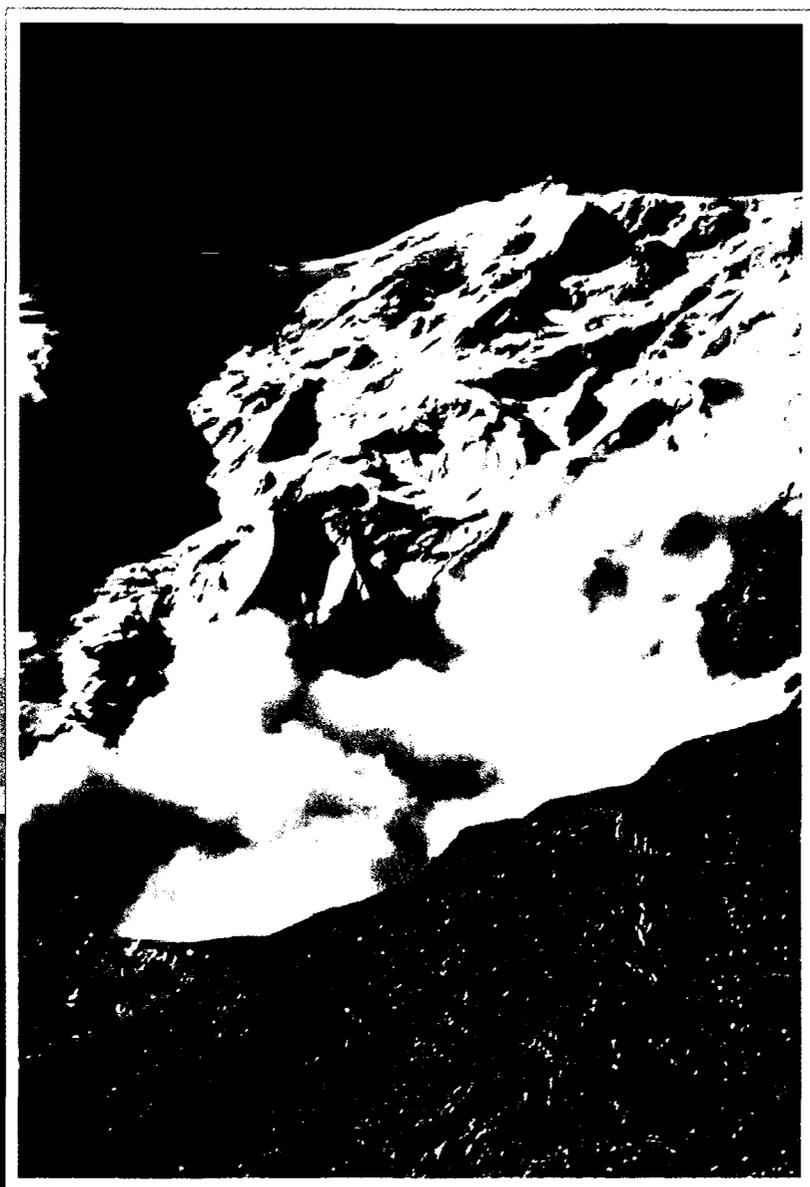


Снежный покров и лавины Тянь-Шаня



И.В. Северский, В.П. Благовещенский,
С.И. Северский, Н.В. Пиманкина,
Се Зичу, Жан Жизонг, Ху Руджи

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
АКАДЕМИЯ НАУК КИТАЯ

И. В. Северский, В. П. Благовещенский,
С. И. Северский, Н. В. Пиманкина,
Се Зичу, Жан Жизонг, Ху Руджи

Снежный покров и лавины Тянь-Шаня

АЛМАТЫ
2006

Научные редакторы:

академик НАН РК, профессор *И.В. Северский*,
профессор *Се Зичу*

Рецензенты:

доктор географических наук, профессор *Г.Е. Глазырин*,
доктор географических наук, профессор *Е.Н. Вилесов*

Авторы:

И.В. Северский, *В.П. Благовещенский*, *С.И. Северский*,
Н.В. Пиманкина, *Се Зичу*, *Жан Жизонг*, *Ху Руджи*

С 53 **Снежный покров и лавины Тянь-Шаня** / Северский И.В.,
Благовещенский В.П., Северский С.И. и др. – Алматы, 2006. – 184 с.

ISBN 9965-482-42-X

Рассмотрены закономерности распределения снежного покрова и лавин в горах Тянь-Шаня. Изложена методика оценки характеристик снежного покрова и лавинной опасности в недостаточно изученных районах. Описан режим лавин и приведены данные о лавинной опасности в различных районах Тянь-Шаня.

Книга рассчитана на специалистов, занимающихся проблемами гидрологии, гляциологии, снежности и лавинной опасности горных районов.

С 1805040800
00(05)-06

ББК 26.222.8

ISBN 9965-482-42-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

За 20 лет между конференциями по проблемам окружающей среды и развитию в Стокгольме (1972 г.) и Рио-де-Жанейро (1992 г.) на решение экологических проблем мир истратил более 1,3 триллиона долларов США и пришел к печальному итогу: при отдельных локальных улучшениях глобальная экологическая ситуация стремительно ухудшалась [11, 62, 125]. Это заставило усомниться в основополагающих принципах стратегии развития, основанной на представлениях о природной среде как источнике ресурсов для социально-экономического прогресса и о возможности решения экологических проблем чисто техническими методами.

Согласно оценкам, выполненным на основе теории биотической регуляции и устойчивости окружающей среды [57, 58] с привлечением всей суммы эмпирических данных, превышение порога возмущения – допустимого предела несущей емкости биосферы Земли за счет хозяйственной деятельности – произошло еще в начале XX века и мир уже сейчас находится в состоянии жесткого экологического кризиса [11, 57, 62, 125]. Допустимый законами устойчивого развития биосферы предел потребления первичной биотической продукции человеком превышен в несколько десятков раз. Тем не менее каждый четвертый житель Земли относится к категории бедных либо голодающих [11, 125].

Среди мер, призванных обеспечить выход из кризиса, наряду с неизбежным сокращением населения и потребляемой энергии, как и с отказом от освоения Мирового океана, важное место отводится прекращению освоения ненарушенных хозяйственной деятельностью земель и постепенному наращиванию площади естественных экосистем до минимального предела, который обеспечит глобальную устойчивость окружающей среды [11]. В связи с этим особого внимания заслуживает вопрос о роли горных территорий в формировании устойчивой жизни.

Именно в горах, в первую очередь, необходимо свести до минимума антропогенное давление на природную среду, а процессам регенерации естественных экосистем придать устойчивый и необратимый характер.

Современный мир все более склоняется к пониманию особой роли горных территорий в формировании условий устойчивого развития. Проблемы горных территорий привлекают все большее внимание не только представителей различных направлений естествознания, но и политических деятелей и правительств развитых стран мира. Беспокойство за судьбу населения гор и горных геосистем отразилось в документах Всемирной конференции ООН по проблемам окружающей среды в Рио-де-Жанейро в 1992 году и в решениях последовавшей серии международных научных конференций по проблемам горных территорий. Выражением этой обеспокоенности стало решение Генеральной Ассамблеи ООН о провозглашении 2002 года Международным годом гор.

Все возрастающий интерес к проблемам горных территорий не случаен. Если говорить кратко и исключительно в контексте тематики данного обобщения, он определяется тем, что:

1. При относительно немногочисленном населении горных стран (около 10% населения Земли) от ресурсов гор, состояния горных геосистем и происходящих в горах процессов прямо или косвенно зависят условия жизни около 50% всего населения мира [223, 230].

2. Одна из главных причин возникновения экологически кризисных ситуаций и социально-экономической напряженности, особенно в аридных зонах, – все возрастающий дефицит чистой воды. По оценкам экспертов [226], только за текущее десятилетие (1991–2000 гг.) потребность в воде на Земле увеличилась более чем на четверть. По тем же оценкам для индивидуального пользования необходимо не менее 5 тыс. м³ свежей воды в год, тогда как в Центральной Азии доступными являются не более 700 м³/год.

3. Для стран Центральной Азии, как и для других внутриконтинентальных аридных зон мира, горы – уникальная территория: здесь формируется подавляющая часть возобновляемых водных и гидроэнергетических ресурсов. Так, из 65 км³ поверхностных вод, формируемых на территории Казахстана, 47 км³, т. е. более 70%, приходится на сток горных рек юго-востока республики.

4. С горами неразрывно связана жизненно важная для большинства стран мира проблема чистой воды. Она особенно актуальна для Казахстана: большинство его крупных рек (Иртыш, Или, Урал, Сырдарья) формируется на территории соседних государств и достигает его границ в виде сильно загрязненных потоков. В этих условиях сток с гор, подавляющая часть которого формируется за счет талых снеговых и ледниковых вод, – практически единственный источник возобновляемых ресурсов чистой воды.

5. Геосистемы большинства горных стран несут все более выраженные черты экологической деградации. Во многих районах она так велика, что рассчитывать на обратимый характер изменений только за счет механизмов саморегулирования экосистем не приходится.

Среди проблем горных территорий Центральной Азии особое место занимают проблемы оценки снежности и опасности стихийных явлений. Решение первой проблемы исключительно важно для понимания закономерностей формирования и распределения возобновляемых водных ресурсов, а опасные стихийные явления, определяя нередко саму возможность жизни в горах, прямо или косвенно воздействуют на условия жизни населения густонаселенных предгорных равнин.

Оценка снежности горной территории – одна из наиболее сложных проблем, решение которой затруднено острым дефицитом фактической информации. Нет оснований надеяться, что положение существенно улучшится в ближайшей перспективе. В связи с этим особенно актуален поиск методов расчета характеристик снежного покрова, основанных на данных стандартных наблюдений. Этой задаче посвящена большая часть монографии.

С упомянутой проблемой неразрывно связана не менее актуальная проблема оценки лавинной опасности. Именно лавины – одно из главных ограничений возможностей освоения ресурсов горных территорий. По широте распространения и повторяемости они значительно превосходят все другие опасные экзогенные явления в горах.

Исследования по обеим проблемам на территории Тянь-Шаня в течение длительного периода проводились раздельно в Китае и бывшем СССР. В 1987 г. по инициативе директора Ланчжоуского института гляциологии и геокриологии Академии

наук Китая, профессора Се Зичу и директора Института географии Академии наук СССР (ныне РАН) академика В. М. Котлякова было начато совместное изучение оледенения, снежного покрова и лавин Тянь-Шаня как единой горной системы. Исследованиями по проблемам снежного покрова и лавин руководили Се Зичу с китайской стороны и И. В. Северский с казахстанской. Эти контакты, в ходе которых осуществлялись взаимные поездки ученых для обмена опытом, фактической информацией и выполнения совместных натурных наблюдений, продолжались вплоть до 1994 года.

Итогом этих работ стали две монографии: «Оледенение Тянь-Шаня», изданная в 1995 г. на русском языке, и «Снежный покров и лавины Тянь-Шаня», изданная в 1996 г. на китайском языке.

Настоящее издание является публикацией первоначального текста монографии, подготовленного на русском языке и дополненного результатами исследований китайских ученых. Оно несколько отличается от китайского издания. В нем рассмотрены некоторые дополнительные аспекты и приведены результаты последних лет.

Авторы выражают благодарность руководству Академии наук Китая, Государственному комитету по науке и технике КНР и Академии наук Республики Казахстан за поддержку казахстанско-китайских исследований и руководству Института географии МОН РК, без поддержки которого издание настоящей монографии было бы невозможным.

Особенно признательны авторам академиком Ши Яфэну, В. М. Котлякову и бывшему директору Синцзянского института географии АН Китая профессору Ван Шуцзы за внимание и поддержку совместных исследований. Мы выражаем благодарность также сотрудникам Ланчжоуского института гляциологии и геокриологии АН КНР Кэн Эрси, Лю Чаохаю, Ван Янлуну и Ян Дачину за оказанное содействие в ходе совместных работ и консультации, а также сотрудникам Института географии МОН Республики Казахстан М. Е. Лиманскому, Б. С. Фельдману, Н. Н. Гировке, Р. Г. Ленковой, Н. П. Гасановой, Н. П. Скороход, Н. П. Кусковой, принимавшим участие в полевых исследованиях, анализе материалов натурных наблюдений и оформлении полученных результатов.

1.1. ОРОГРАФИЯ, РЕЛЬЕФ

Горная страна Тянь-Шань (рис. 1.1) расположена в центре Евразийского материка между 40 и 46° с. ш. и 67 и 95° в. д. Ее протяженность с запада на восток составляет 2300 км, а с юга на север – 680 км.

Основные складчатые структуры Тянь-Шаня сформировались в палеозойское время, причем складчатость во времени перемещалась с севера на юг. Поэтому на севере Тянь-Шаня основные процессы складкообразования завершились в ранне- и среднепалеозойское время, а в центре и на юге – в основном в позднем палеозое.

В мезозое эта горная страна была почти полностью пенепленизирована. В альпийскую эпоху орогенеза, в конце третичного и начале четвертичного периода пенеплен был вновь поднят с образованием складок большего радиуса, сопровождающимся разломами и дифференцированными движениями. Интенсивность поднятия составляла 1–4 мм/год [139]. С этой эпохой связано развитие первого оледенения, которое было максимальным по распространению и носило полупокровный характер. Ледники выходили на предгорья и во внутригорные впадины, растекаясь по ним широкими лопастями. Новый этап подъема интенсивностью 0,5–5 мм/год произошел в конце среднего – начале позднего плейстоцена [139]. В это время на Тянь-Шане развилось второе оледенение, преимущественно горно-долинного типа с максимумом 60–50 тыс. лет тому назад [123]. Процессы орогенеза сопровождались эрозией и денудацией, а в межгорных котловинах – аккумуляцией обломочного материала. Все эти процессы вместе с ледниковой экзарацией

высоких хребтов и определили особенности современного рельефа Тянь-Шаня.

Основными структурными элементами Тянь-Шаня являются системы хребтов субширотного простирания со скульптурно-тектоническими формами рельефа, крупные межгорные впадины и продольные долины с аккумулятивным рельефом, а также слабо расчлененные древние денудационные поверхности. Поверхности древней денудации занимают водораздельные пространства на западной и восточной окраинах Джунгарского Алатау, в хребтах Кетмень, Сармин-Ула, Хуола и Алагой. В хр. Терской-Ала-Тоо они широко распространены по его южному склону. Во Внутреннем Тянь-Шане поверхности выравнивания оказались днищами отставших в поднятии внутригорных впадин: Арабельсу, Сарычат, Тарагай, Карасай, Аксай и др. Они представляют собой знаменитые тянь-шаньские «сырты» – окруженные относительно невысокими хребтами высоко поднятые замкнутые равнины с богатыми пастбищами.

Горные хребты Тянь-Шаня сложены преимущественно кристаллическими и метаморфическими породами докембрийского и палеозойского возраста с прорывающими их каледонскими и герцинскими интрузиями гранитоидов. Предгорья же в большинстве случаев состоят из пестроцветных соленосных глин, песчаников и конгломератов мезозойского и кайнозойского времени образования [213].

Горообразовательные движения на Тянь-Шане продолжаются и в настоящее время, что обуславливает его высокую сейсмичность. Здесь возможны землетрясения интенсивностью до 12 баллов. Они связаны с

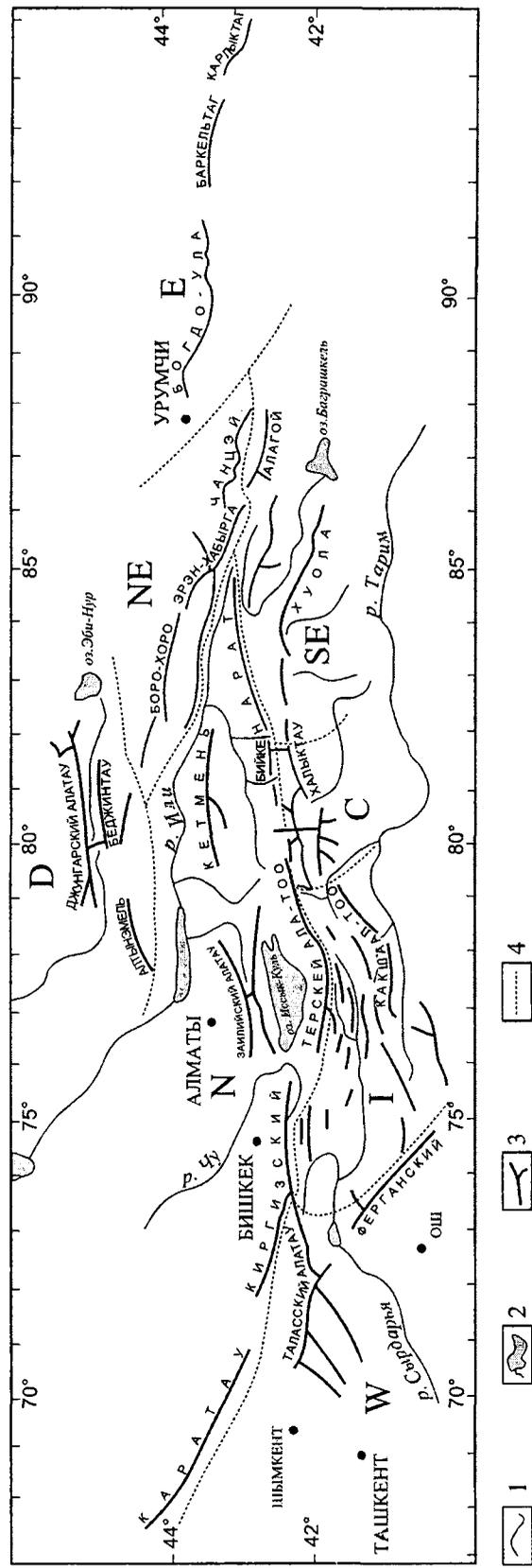


Рис. 1.1. Орографическая схема Тянь-Шаня. Районы: D – Джунгарский; NE – Северо-Восточный; N – Северный; W – Юго-Западный; I – Внутренний; C – Центральный; SE – Юго-Восточный; E – Восточный. 1 – реки; 2 – озера; 3 – хребты; 4 – границы районов

крупными разломами земной коры и обычно приурочены к окраинам межгорных депрессий и наружным подошвам гор.

По неполным данным, с 1700 по 1994 г. на Тянь-Шане произошло около 130 землетрясений силой более 6 баллов по шкале Рихтера (рис. 1.2). Из них с магнитудой 7,0–7,8 балла – 21 раз, 8–8,5 балла – 4 раза [253].

Наиболее крупными землетрясениями в историческую эпоху были Верненское в 1887 г. и Кеминское в 1911 г. Свидетелями более древних катастрофических землетрясений являются многочисленные сейсмодислокации горных пород объемами в десятки млн. м³ в Джунгарском и Заилийском Алатау, Кунгей-Алатау, Терскей-Ала-Тоо и в других хребтах Тянь-Шаня. Часто сейсмообвалы перегораживают долины рек массивными плотинами, за которыми образуются озера. Такое завальное происхождение имеют, например, озера Сарычелек, Акколь, Коккия, Кольсай, Каинды, Большое Алматинское, Лепсы, Тенчи и др.

На Тянь-Шане имеется также большое количество озер тектонического происхождения, образовавшихся в депрессиях на дне межгорных впадин. Крупнейшим из них является оз. Иссык-Куль длиной 180 и шириной 60 км, более мелкими – озера Внутреннего Тянь-Шаня – Сонг-Кель и Чатыр-Кель.

В гляциальном поясе Тянь-Шаня широко распространены озера, подпруженные конечными моренами отступивших ледников. Размеры их не велики, но они представляют большую опасность, являясь очагами формирования гляциальных селей. Примерами катастрофических проявлений гляциальных селей являются сели в Заилийском Алатау: в долине р. Иссык в 1963 г., в долине р. М. Алматинка в 1973 г. и в долине р. Б. Алматинка в 1977 г. Аналогичные сели наблюдались в 1956, 1957, 1959, 1964 и 1972 гг. на р. Кунмалик и в 1970, 1972 и 1975 гг. на р. Сыкешу в горах Эрэн-Хабырга [254].

Широко распространены и важную роль в природе Тянь-Шаня играют мерзлые породы и мерзлотные процессы. Нижняя граница

сплошного распространения многолетней мерзлоты расположена, как правило, на 100–200 м выше границы леса [160]. Как и все природные границы, на Тянь-Шане она повышается в направлении с севера на юг и с запада на восток. Наиболее развиты мерзлые породы во Внутреннем и в Центральном Тянь-Шане. Широкий комплекс криогенных форм рельефа ярко выражен в большинстве высокогорных районов Тянь-Шаня.

В формировании рельефа значительной части территории Тянь-Шаня большую роль сыграло современное и древнее оледенение. Следы первого раннеплейстоценового оледенения почти полностью уничтожены процессами последующей эрозии и денудации, хотя это оледенение считается максимальным [68]. Следы второго оледенения, максимум которого отмечался 50–60 тыс. лет тому назад, хорошо сохранились в рельефе большинства хребтов Тянь-Шаня. Депрессия снеговой линии в эпоху максимума второго оледенения по сравнению с ее современным положением составляла 400–600 м [24]. Общая площадь распространения этого оледенения 61,3 тыс. км², что в 3 раза превышает современную.

Ледники на Тянь-Шане почти полностью исчезли между первым и вторым оледенениями, 5–3 тыс. лет назад и в I тыс. н. э. [24, 68]. Современное оледенение является самостоятельным, молодым и очень неустойчивым. В настоящее время оно переживает период деградации, на фоне которой наблюдаются эпизоды наступания ледников: в XII–XIII вв., в 1450–1650 гг., в конце XIX в., когда осадки, например, в Центральном Тянь-Шане были в среднем на 100 мм больше современных, а средняя годовая температура воздуха на 0,2–0,5°С ниже [68]. С тех пор наблюдается устойчивое повышение температуры воздуха с трендом около 0,02°С/год и такое же устойчивое сокращение площади оледенения. По оценкам казахстанских гляциологов, масса ледников Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау за последние 30 лет сокращалась со средней интенсивностью

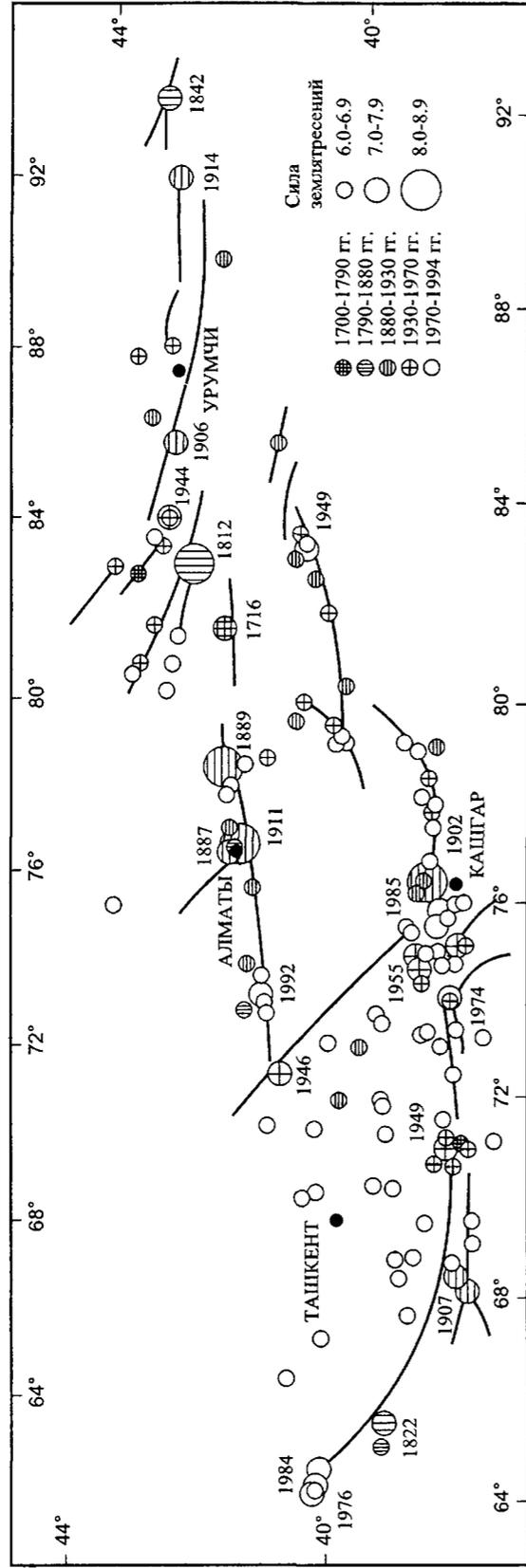


Рис. 1.2. Карта распространения сильных землетрясений (с магнитудой более 6,0) на Тянь-Шане с 1700 по 1994 г. [253]

1% в год и превысила в сумме 27–30% в сравнении с характеристиками, указанными в Каталоге ледников СССР [84, 260].

Фирновая линия на Тянь-Шане повышается в направлении на юго-юго-восток. В хр. Сарыжас она находится на высоте около 4000 м, в хр. Какшаал-Тоо – 4200–4250 м, в хр. Терской-Ала-Тоо – 4150 м, в хр. Богдо-Уда – 3800 м, в массиве п. Победы (Томур) – 4200–4400 м [228], Карлытаг – 4000–4100 м.

Современное оледенение распространено в хребтах Джунгарский Алатау, Заилийский Алатау, Кунгей-Алатау, Терской-Ала-Тоо, Биике, Нарат, Боро-Хоро, Эрэн-Хабырга, Чанцэй, Алагой, Сармин-Ула, Богдо-Ула, Карлытаг, в хребтах Внутреннего Тянь-Шаня. Самое мощное оледенение сосредоточено в Центральном Тянь-Шане, в массиве п. Победы, где ледники занимают более 80% поверхности, спускаясь языками до высоты 2700–2500 м, самой низкой на Тянь-Шане. Значительное оледенение имеется также в хребтах Какшаал-Тоо и Халыктау.

Орография. Внешние очертания Тянь-Шаня имеют форму асимметричного клина с вершиной, направленной на восток (см. рис. 1.1). С севера он ограничен Джунгарской и Балхаш-Алакольской впадинами, которые соединяются узким проходом в районе Джунгарских ворот. К югу от Тянь-Шаня расположена Таримская впадина, отделяющая его от хр. Кунь-Лунь. Северная и южная ветви Тянь-Шаня сходятся в верховьях бассейна р. Или. Северная ветвь значительно короче южной. Между ними находится открытая на запад Илийская впадина, ось которой проходит примерно по 44° с.ш. Ширина впадины по меридиану 80° в. д. (г. Жаркент) достигает 100 км. На юго-западе на стыке хребтов Ферганского и Торугарт-Тоо Тянь-Шань узкой перемычкой перевала Кугарт сочленен с системой хребтов Памиро-Алая.

Основными орографическими элементами Тянь-Шаня являются горные хребты преимущественно субширотного простирания и разделяющие их внутригорные впадины и продольные долины. Всю территорию Тянь-

Шаня можно разделить на 8 физико-географических районов: Джунгарский, Северный, Северо-Восточный, Юго-Западный, Внутренний, Центральный, Юго-Восточный и Восточный. Принятое нами районирование несколько отличается от используемых другими авторами [213].

Джунгарский район является самым северным районом Тянь-Шаня. Его площадь составляет 31,5 тыс. км². Основой его орографии являются два хребта субширотного простирания: северный Джунгарский Алатау и южный, состоящий из хребтов Токсанбай и Беджинтау. Водоразделы хребтов поднимаются до отметок 4100–4300 м. В средней части хребты соединены невысокой короткой перемычкой. К востоку от нее простирается широкая долина р. Боро-Тала, впадающей в оз. Эби-Нур, а к западу проходит узкая V-образная долина р. Коксу, относящаяся к бассейну оз. Балхаш. Восточная часть хр. Джунгарский Алатау ограничена тектоническим разломом северо-западного простирания, образующим южную границу Джунгарских ворот. К юго-западу от хр. Токсанбай отходит хр. Алтынэмель с максимальными высотами водораздела до 3500 м. Восточная часть хр. Беджинтау отделена от хр. Кегучин, относящимся к Северо-Восточному Тянь-Шаню, впадиной с оз. Сайрам-Нур на высоте 2000 м.

Северо-Восточный Тянь-Шань занимает площадь 39,3 тыс. км². Он включает в себя хребты Кегучин, Боро-Хоро, Эрэн-Хабырга, Чанцэй и Аврал-Ула, вытянутые в восточно-юго-восточном направлении. Высота водоразделов повышается от 2500 м на западе в хр. Кегучин до 5500 м в средней части хр. Эрэн-Хабырга, понижаясь далее к востоку до 4500 м в хр. Чанцэй. Хр. Аврал-Ула отходит на запад от середины хр. Эрэн-Хабырга и отделен от хр. Боро-Хоро продольной долиной р. Каш.

Самым сложным по орографии и физико-географическим условиям является Северный Тянь-Шань, представляющий собой цепь хребтов субширотного простирания,

протягивающуюся с запада от хр. Каратау на восток до хр. Нарат более чем на 1500 км. Площадь, занятая хребтами и внутригорными впадинами этого района, составляет 77 тыс. км².

Орографически Северный Тянь-Шань делится на ряд изолированных групп хребтов. Самый западный из них – низкогорный массив Каратау с высотами водоразделов до 2000 м. Основной чертой рельефа здесь являются широкие водоразделы и короткие неглубокие узкие долины. Далее к востоку простирается Киргизский хребет. Он пологой дугой возвышается над южной частью Шуйской долины. Его высота до 4400 м, протяженность – 350 км.

Группа из двух параллельных хребтов Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау отделяет внутригорную Иссык-Кульскую впадину от Илийской долины. Высшая точка Заилийского Алатау достигает 4973 м, Кунгей-Алатау – 4770 м. Эти хребты соединены в средней части Чилико-Кеминской перемычкой. На восток от нее проходит долина р. Чилик, а на запад – долина р. Чон-Кемин.

К югу от Иссык-Кульской котловины простирается плавная дуга хр. Терскей-Ала-Тоо длиной 300 км с высотами до 5000 м. Северный склон хребта круто обрывается к оз. Иссык-Куль с отметкой около 1600 м, а южный полого спускается к возвышенным равнинам Внутреннего Тянь-Шаня. Восточным продолжением хр. Терскей-Ала-Тоо являются хр. Бийке и Нарат с высотами более 4000 м. Северный склон хр. Бийке, подобно хр. Терскей-Ала-Тоо, резко возвышается над днищем Текесской впадины с высотами 1700 – 1800 м. С юга этот хребет отделен от хр. Халыктау узкими и глубокими продольными долинами рек Агиаз и Кенсу. Хр. Нарат, соединяясь на востоке с хр. Аврал-Ула перевалом Адункур (2860 м), замыкает с востока бассейн р. Или. Между хребтами Нарат и Аврал-Ула проходит долина р. Кюнес, притока р. Или, являющаяся границей между Северным и Северо-Восточным Тянь-Шанем.

К северу от хр. Бийке между Текесской впадиной и Илийской долиной расположен хр. Кетмень длиной около 200 км с высотами до 3600 м.

Юго-Западный Тянь-Шань состоит из Талассо-Чаткальской группы хребтов и Ферганского хребта, разделенных антецедентной долиной р. Нарын. Площадь этого района составляет 46,2 тыс. км². Таласский хребет имеет субширотное простираение, а отходящие от его южного склона хребты Угамский, Пскемский и Чаткальский вытянуты в юго-западном направлении. Ферганский хребет проходит с юго-востока на северо-запад. Высота водоразделов хребтов Юго-Западного Тянь-Шаня достигает 4500 м. Долины рек Пскем и Чаткал, разделяющие хребты Угамский, Пскемский и Чаткальский, в средней части представляют собой продолговатые котловины, а в нижней переходят в узкие и глубокие долины прорыва.

Юго-восточный склон Чаткальского и юго-западный склон Ферганского хребтов круто обрываются к Ферганской долине, днище которой расположено на высотах 600–800 м. Северо-восточный склон Ферганского хребта на 500–800 м возвышается над днищами высокогорных впадин – Казарманской и Арпинской, относящихся к Внутреннему Тянь-Шаню.

Внутренний Тянь-Шань занимает площадь 51,6 тыс. км². С севера он ограничен хребтами Киргизский и Терскей-Ала-Тоо, с юго-запада – Ферганским хребтом, с юго-востока – хр. Какшаал-Тоо. Для рельефа этого района характерны поднятые на разную высоту широкие внутригорные впадины и разделяющие их короткие изолированные горные хребты субширотного простираения. Это единственный район Тянь-Шаня, в котором горный рельеф занимает менее половины его площади. На долю горных хребтов здесь приходится 24,2 тыс. км², а выровненные и слаборасчлененные поверхности занимают 27,4 тыс. км². Наиболее крупными впадинами Внутреннего Тянь-Шаня являются Кочкорская (1800–2000 м),

Суусамырская (2200–2500 м), Джумгалская (1500–2000 м), Казарманская (1000–1500 м), Сонг-Кельская (3000–3200 м), Нарынская (1500–2000 м), Атбашинская (2000–2500 м), Арпинская (2800–3500 м), Аксайская (3200–3500 м), Тарагайская (3500–4000 м).

Большинство хребтов Внутреннего Тянь-Шаня – Суусамыр-Тоо, Джумгал-Тоо, Кызарт, Нура-Тоо, Джетим-Бель, Нарын-Тоо, Боркалды-Тоо, Джангы-Джер, Ат-Баши, Джаман-Тоо, Кекерим-Тоо имеет высоты водоразделов 4000–4500 м. Только в его восточной части – в хребтах Ак-Шийрак, Кеолу-Тоо и Какшаал-Тоо водоразделы поднимаются выше 5000 м.

Южный склон хр. Какшаал-Тоо круто возвышается над днищем Таримской впадины с высотами 1000–1500 м. Сам хребет в нескольких местах прорезан глубокими узкими антецедентными долинами рек Какшаал, Узенгю-Кууш и Сарьжаз (Аксу). К югу от хр. Какшаал-Тоо параллельно ему протягивается хр. Майдантаг с высотами до 4500 м.

К Центральному Тянь-Шаню относится наиболее высоко поднятая часть Тянь-Шаня с массивами п. Победы (Томур) и Хан-Тенгри. Высота водоразделов на большом протяжении превышает 5000 м, многие вершины достигают более 6000 м. Здесь же находится высшая точка Тянь-Шаня – пик Победы (7439 м). Площадь этого района равна 17,7 тыс. км². Это единственный район Тянь-Шаня с хребтом меридионального простираения, протягивающимся от Текесской котловины на севере до Таримской впадины на юге. От центрального меридионального хребта веерообразно расходятся боковые хребты. На восток Центральный Тянь-Шань продолжается хр. Халыктау до его соединения с хр. Бийке. Хр. Халыктау отделен от массива п. Победы глубокой и узкой долиной р. Музарт. Большая часть территории Центрального Тянь-Шаня занята ледниками, языки которых спускаются здесь до 2500 м, а их длина достигает 60 км.

Юго-Восточный Тянь-Шань включает в себя хребты Алагой, Сармин-Ула, Хуола,

Кекетиек и восточную часть хр. Халыктау. Площадь этого района составляет 44,3 тыс. км². Высота водораздельных гребней – 4000–4500 м. Расчленение рельефа увеличивается в юго-восточном направлении и достигает максимума – 800–1000 м на периферии горной страны. В средней части района расположены две обширные внутригорные впадины на высотах 2200–2700 и 2500–2800 м с общей площадью более 6 тыс. км².

К Восточному Тянь-Шаню относится цепь отдельно стоящих горных хребтов, расположенных восточнее хр. Чанцэй. Это хребты Богдо-Ула (5445 м), Баркельтаг (4267 м) и Карлыктаг. К северу от них находится Джунгарская впадина с высотами 500–800 м, а к югу – Турфанская (–150 м) и Хамийская (600–800 м) впадины. Общая площадь горных хребтов здесь составляет 17,1 тыс. км².

1.2. КЛИМАТ

1.2.1. Циркуляция атмосферы

Горная система Тянь-Шаня относится к умеренному климатическому поясу [9, 206, 269]. Циркуляция воздуха над Тянь-Шанем происходит под влиянием двух наиболее мощных и активных центров действия атмосферы. Одним из них является зимний сибирский антициклон, другим – летняя термическая депрессия. Большое значение имеют также меридиональные процессы, сопровождаемые выносом холодного арктического воздуха и вызывающие похолодания, особенно частые в переходные (весенний и осенний) сезоны.

В средних и верхних слоях тропосферы (3–12 км) преобладает западный перенос воздушных масс. Западный поток воздуха, встречая на своем пути горные цепи, разветвляется на два потока, огибающие горы с севера и юга. Меридиональные северные и северо-западные вторжения холодного воздуха задерживаются хребтами Тянь-Шаня и в нижнем (до 4 км) слое отклоняются к востоку [216].

В зимний период наиболее существенное влияние на погоду оказывают перемещающиеся с запада на восток циклоны и антициклоны, формирующиеся над Атлантическим океаном и Европой. Большое значение имеют также вторжения теплого тропического воздуха из Ирана и Афганистана, прорывающиеся на территорию Тянь-Шаня в теплом секторе

ридиональных процессов, которые приводят к прорыву на территорию Тянь-Шаня южных циклонов. Выходы южных циклонов отмечаются в течение всей зимы и прекращаются с наступлением теплого периода, когда сглаживаются меридиональные контрасты температур. Прохождение южных циклонов над западными районами Тянь-Шаня сопровождается деформацией холодного фронта

Таблица 1.1. Повторяемость основных синоптических процессов над территорией Тянь-Шаня

Синоптический процесс	Месяцы												Год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Южные циклоны	6,7	6,7	5,7	4,4	4,3	1,0	0,1	0,4	1,2	2,7	4,6	5,8	43,6
Северные вторжения	5,0	5,2	5,1	4,5	6,3	7,2	8,2	7,0	5,7	5,5	5,3	5,7	69,7
Западные вторжения	2,5	2,4	4,8	3,4	5,6	5,3	5,7	4,5	4,0	3,4	2,8	2,3	46,7
Периферия антициклона	6,2	5,6	6,3	6,2	5,1	3,4	2,6	4,4	5,6	6,1	6,3	7,0	64,8
Термическая депрессия	0	0	0	0	0	1,7	4,7	5,2	0,4	0	0	0	12,0

циклонов. Эти вторжения вызывают резкие потепления и сопровождаются обильными осадками.

Погода зимой формируется под действием четырех основных групп синоптических процессов: 1) периферии сибирского антициклона; 2) выходов южных циклонов; 3) холодных вторжений; 4) волновой деятельности на фронтах (табл. 1.1).

Большую часть зимы, особенно в ее начале и середине, Тянь-Шань находится под влиянием отрога сибирского антициклона, который обуславливает ясную и морозную погоду с температурными инверсиями. Нередко антициклональный характер погоды над северными районами Тянь-Шаня является результатом прохождения ядер высокого давления воздуха азорского происхождения, связанным с зональным типом циркуляции. Осенью действие сибирского антициклона начинает проявляться со второй половины сентября. В весенние месяцы его повторяемость начинает убывать и уже в мае он появляется лишь эпизодически.

Период действия антициклона в большинстве случаев заканчивается развитием ме-

и образованием орографических окклюзий, вызывающих интенсивные осадки. Начинаясь с дождя, осадки переходят в снег и характеризуются большой продолжительностью. Все циклонические прорывы завершаются каким-либо видом холодного вторжения.

При северных холодных вторжениях при подходе к горам скорость перемещения атмосферного фронта уменьшается и происходит обострение всех синоптических процессов [216], что вызывает резкое ухудшение погоды: резкое похолодание, усиление ветра, выпадение значительных осадков в виде снега.

Большую роль в циркуляции атмосферы играет также волнообразование на фронтах, при котором в холодном фронте, при подходе к горам, развивается ряд циклонических волн, смещающихся в восточном и северо-восточном направлении. При этом в горных районах выпадают осадки исключительно высокой интенсивности. В целом за холодное полугодие повторяемость южных циклонов составляет 26,0% случаев, холодных вторжений – 50,6%, причем среди них западные вторжения составляют больше половины

(26,7% случаев). Большую повторяемость (17,7% случаев) имеет также волновая деятельность на фронтах [13, 79].

Период действия одного синоптического процесса обычно равен 2–3 дням. Однако длительность волновой деятельности на фронтах может достигать 10–12 дней.

Лавинообразование в зимнее время наблюдается практически при всех типах синоптических процессов, но в разной степени. Волновая деятельность на фронтах в 49% всех случаев сопровождается сходом лавин. Несколько реже (в 42% случаев) лавины сходят при северо-западных вторжениях. Примерно в 1/3 всех случаев сход лавин вызывает такие процессы, как выходы южных циклонов, северные и западные вторжения. Наиболее редко (в 15–20% случаев) сход лавин отмечается при малоподвижных циклонах и распространении на территорию Тянь-Шаня периферии сибирского антициклона [168].

Около 32% всех лавиноопасных периодов наблюдается при холодных вторжениях, 19% – при волновой деятельности на фронтах, 17% – при выходах южных циклонов и 25% – при антициклональных типах погоды.

1.2.2. Температура воздуха

Среднегодовая температура воздуха t_r в приземном слое Тянь-Шаня на одних и тех же высотах понижается в направлении с юга на север и с запада на восток. На ограниченной территории с сильно расчлененным рельефом температура воздуха определяется главным образом абсолютной высотой местности. Зависимости t_r от высоты для 42 и 45° с. ш. приведены на рис. 1.3. Выше 2000 м над ур. м. t_r уменьшается с высотой по прямолинейной зависимости с градиентом около 7°С/км. Ниже 2000 м зависимости t_r от высоты криволинейны, что объясняется влиянием зимних инверсий температуры.

Переход среднегодовой температуры воздуха через 0°С на широте 42° с.ш. происходит на высоте 2600 м, а на широте

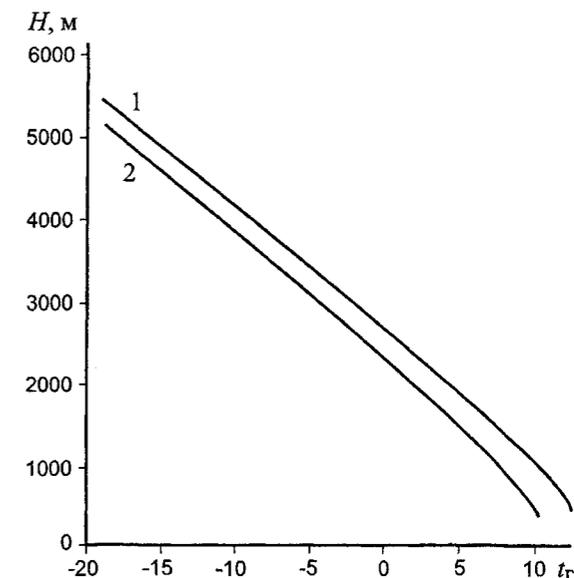


Рис. 1.3. Зависимости среднегодовой температуры воздуха t_r , °С от абсолютной высоты на Тянь-Шане: 1 – 42° с. ш., 2 – 45° с. ш.

45° с.ш. – 2000 м. В широких замкнутых котловинах Внутреннего Тянь-Шаня из-за сильного зимнего выхолаживания воздуха t_r на 4–5°С ниже, чем на этой же высоте на склонах хребтов. В котловинах с высотой днищ 3000–3500 м t_r составляет от –8 до –10°С, а на склонах хребтов – от –3 до –6°С.

В Центральном Тянь-Шане на уровне высочайших вершин t_r равна от –20 до –30°С.

Широтный градиент среднегодовой температуры воздуха на высотах до 2000 м над ур. м. составляет –1,2° С/град широты, на высотах более 2000 м он равен –1,0° С/град широты. В направлении с запада на восток t_r уменьшается с градиентом –0,16° С/град долготы [16].

Среднемесячные температуры воздуха в зимние месяцы уменьшаются к северу с градиентом –2,0° С/град широты. Летом этот градиент равен –0,9° С/град широты. В направлении с запада на восток среднемесячные температуры воздуха зимой снижаются с градиентом –0,1° С/град долготы, а летом увеличиваются с тем же градиентом, но противоположного знака.

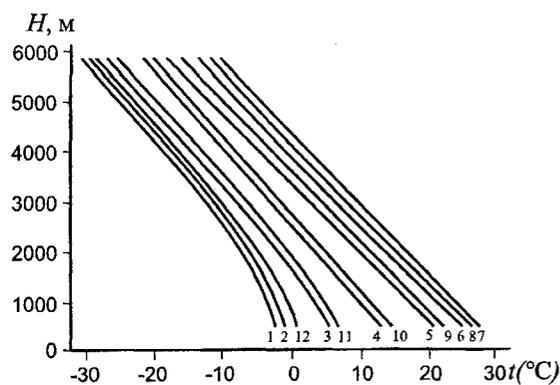


Рис. 1.4. Зависимости среднемесячных температур воздуха от абсолютной высоты местности H на Тянь-Шане для 42° с. ш. Цифры у кривых — номер месяца

Зависимости среднемесячных температур воздуха от высоты на широте 42° с.ш. приведены на рис. 1.4, а в табл. 1.2 даны величины их высотных градиентов.

В зимнее время на Тянь-Шане при антициклональном типе погоды в предгорьях и во внутриворонных котловинах отмечаются температурные инверсии, глубина которых достигает 10°C . Инверсионное распределение температуры воздуха по высоте прослеживается иногда до уровня на 1500 м выше выровненных поверхностей.

Осенью устойчивый переход температуры воздуха в область отрицательных значений

происходит на высоте 1000 м — в первой декаде января, 2000 м — во второй декаде ноября, 3000 м — в первой декаде октября, 4000 м — в середине августа. Выше 4300 м отрицательные температуры воздуха преобладают круглый год.

Для низкогорного и среднегорного пояса Тянь-Шаня (ниже 3000 м над ур. м.) в зимний период характерны оттепели, которые возможны в любой зимний месяц, но частота и глубина оттепелей повышаются к концу зимы (табл. 1.3).

С ноября по март оттепели наблюдаются только в дневное время, а ночью температура воздуха остается отрицательной. Только в апреле бывают периоды, когда положительные температуры воздуха сохраняются непрерывно в течение нескольких суток. Устойчивый переход температуры воздуха от холода к теплу наблюдается на высоте 1000 м в начале марта, 2000 м — в третьей декаде марта, 3000 м — в первой декаде мая, 4000 м — в конце июня.

Самым холодным месяцем на Тянь-Шане является январь. На широте 42° среднемесячная температура воздуха t_x составляет, $^\circ\text{C}$: на высоте 1000 м — $-3,5$; 2000 м — $-7,5$; 3000 м — -12 ; 4000 м — -18 ; 5000 м — -25 . На большей части территории Тянь-Шаня средняя температура января ниже -10°C .

Таблица 1.2. Высотные градиенты среднемесячных температур воздуха на Тянь-Шане, $^\circ\text{C}/100$ м

Месяц	Высотный интервал (м абс.) и соответствующие значения градиента				
	менее 1000	1000-1500	1500-2000	2000-3000	более 4000
1	0,20	0,42	0,44	0,47	0,60
2	0,40	0,44	0,45	0,50	0,60
3	0,42	0,50	0,50	0,60	0,64
4	0,70	0,64	0,65	0,65	0,65
5	0,30	0,78	0,75	0,74	0,70
6	0,80	0,77	0,76	0,79	0,72
7	0,30	0,80	0,77	0,77	0,70
8	0,76	0,73	0,76	0,76	0,70
9	0,64	0,69	0,68	0,68	0,68
10	0,60	0,60	0,62	0,64	0,64
11	0,38	0,48	0,55	0,57	0,60
12	0,20	0,20	0,50	0,57	0,58

Таблица 1.3. Число дней с оттепелью в Заилийском Алатау [97]

Число дней	Метеостанция (абс. высота)	Месяц					
		11	12	1	2	3	4
С оттепелью	Б. Алм. озеро (2560)	17	10	7	11	18	29
	Мынжилки (3013)	9	2	1	4	13	22
С отрицательными температурами в течение суток	Б. Алм. озеро (2560)	12	21	24	17	12	4
	Мынжилки (3013)	21	29	30	24	18	6
С положительными температурами в течение суток	Б. Алм. озеро (2560)	1	0	0	0	1	7
	Мынжилки (3013)	0	0	0	0	0	2

Только на Юго-Западном Тянь-Шане в среднегорной зоне t_x достигает от -5 до -10°C . В высокогорном поясе Тянь-Шаня t_x ниже -15°C . В котловинах Внутреннего Тянь-Шаня и в гляциальной зоне среднеянварские температуры воздуха опускаются ниже -20°C , а в Центральном Тянь-Шане — ниже -30°C .

Практически на всей территории Тянь-Шаня минимальные температуры воздуха возможны от -30 до -40°C . Только в Иссык-Кульской котловине из-за тепляющего влияния озера температура воздуха никогда не опускалась ниже -30°C . В гляциальном поясе и котловинах Внутреннего Тянь-Шаня отмечены абсолютные минимумы температуры воздуха до -50°C . На уровне высочайших вершин Центрального Тянь-Шаня возможны понижения температуры до -60°C и ниже.

Продолжительность холодного периода T_x увеличивается с абсолютной высотой (рис. 1.5). На широте 42° она составляет: на высоте 1000 м — 80 , 2000 м — 130 , 3000 м — 215 , 4000 м — 285 дней. Уровень «365 дней» находится на высоте около 5000 м над ур. м. В направлении с юга на север T_x увеличивается примерно на 20 дней на каждый градус широты. Изменения продолжительности холодного периода по долготе незначительны.

На большей части территории Тянь-Шаня продолжительность холодного периода превышает 150 дней в году. На Юго-Западном Тянь-Шане в среднегорной зоне $T_x=100-150$ дней. В высокогорной зоне и котловинах Внутреннего Тянь-Шаня T_x больше 200 дней, а в гляциальной зоне — больше 300 дней в году.

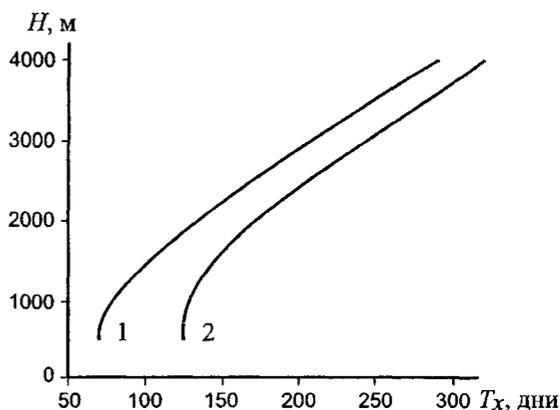


Рис. 1.5. Зависимости продолжительности холодного периода N от абсолютной высоты на широте 42° с. ш. (1) и 45° с. ш. (2)

В области питания современных ледников (выше снеговой линии) продолжительность холодного периода составляет 365 дней.

1.2.3. Атмосферные осадки

Удаленность Тянь-Шаня от основных источников формирования влагоносных воздушных масс и его сложная орография определяют большие пространственные контрасты в распределении атмосферных осадков. Особенности распределения и режим атмосферных осадков на Тянь-Шане многократно описаны в научных публикациях [7, 20, 23, 68, 80, 81, 133, 217, 219 и др.]. С учетом задач настоящего обобщения рассмотрим распределение осадков холодного периода, выпадающих преимущественно в твердом

виде. Основные же закономерности их распределения более подробно рассмотрим ниже – при характеристике снежного покрова.

На Тянь-Шане большая часть лавин (60–80%) в той или иной мере связана со снегопадами, поэтому частота и интенсивность снегопадов являются важными лавинообразующими факторами. Обычно снегопады наблюдаются при юго-западных и западных вторжениях. Интенсивные снегопады, когда за сутки выпадает более 15 мм осадков (около 20% всех снегопадов), наблюдаются при слиянии над территорией Тянь-Шаня двух или даже трех высотных фронтальных зон. При этом образуется планетарная высотная фронтальная зона с контрастами температур до 20 °C на 1000 км.

Количество выпадающих осадков зависит также от влагосодержания и температуры приходящей воздушной массы. Интенсивные снегопады наблюдаются преимущественно в случаях, когда в приземном слое воздуха содержится более 5 г водяных паров на 1 кг воздуха при температуре более 4 °C. На уровне 700 м эти показатели должны быть более 3,2 г/кг и выше –6,5 °C соответственно [96].

При низких температурах воздуха (ниже 5 °C) выпадает сухой снег, интенсивность снегопада, как правило, меньше 0,5 мм/ч, приращение высоты снега не превышает 10–15 см. Плотность свежеснегоснега составляет 50–60 кг/м³. Такие снегопады характерны для начала и середины зимы. Вероятность схода лавин при таких снегопадах невелика.

Наиболее интенсивные и обильные снегопады наблюдаются в весеннее время при вторжении теплых циклонов. При температурах воздуха, близких к 0 °C, выпадают крупные хлопья влажного снега, формирующие плотный и прочный слой с плотностью 150–200 кг/м³. Интенсивность таких снегопадов превышает 1 мм/ч, достигая иногда 10 мм/ч и даже более. За такой снегопад может выпасть более 50 см снега. Вероятность схода лавин при снегопадах, когда за сутки выпадает более 25 мм осадков, а приращение высоты снега превышает 40 см, составляет 90% [14].

Наибольшее количество интенсивных снегопадов отмечается на макросклонах хребтов западной и юго-западной ориентации. Это бассейны Юго-Западного Тянь-Шаня, бассейны рек Чиже и Коксу Джунгарского Алатау. Снегопады меньшей интенсивности характерны для Северного Тянь-Шаня. Наименьшее количество снегопадов, в том числе и лавиноопасных, наблюдается во Внутреннем и Юго-Восточном Тянь-Шане. В Центральном Тянь-Шане зимой осадков очень мало, однако летом в гляциальном поясе вероятны случаи, когда за снегопад выпадает более 50 мм осадков.

На рис. 1.6 показано распределение во времени снегопадов, при которых наблюдался сход лавин с 1971 по 1980 г. в районе снеголавинных станций Юго-Западного (Кызылча), Северного (Тюя-Ашу) и Внутреннего (Чон-Ашу) Тянь-Шаня, полученное по данным, опубликованным в Кадастре лавин СССР [83].

На Юго-Западном и Северном Тянь-Шане ежегодно случается от 4 до 6 лавиноопасных снегопадов. При этом на Юго-Западном Тянь-Шане примерно 1 раз в 2 года бывают снегопады, когда сумма выпавших осадков превышает 100 мм. На Северном Тянь-Шане за этот период максимальная сумма осадков за снегопад составила 56,3 мм (1977 г.). На Внутреннем Тянь-Шане наблюдается до двух лавиноопасных снегопадов ежегодно. При этом только дважды за 10 лет (в 1973 и 1979 гг.) суммы осадков немного превышали 30 мм.

На рис. 1.7 представлено распределение вероятности лавиноопасных снегопадов разной интенсивности. Рисунок отражает и приращение Тянь-Шаню территориальные различия. Внутренний Тянь-Шань характеризуется минимальной частотой снегопадов и наименьшим количеством осадков за снегопад: подавляющее их число приходится на снегопады с осадками от 10 до 20 мм. На Северном Тянь-Шане частота лавиноопасных снегопадов (>10 мм) почти вдвое больше, а снегопады с суммой осадков более 30 см случаются почти ежегодно. Существенно

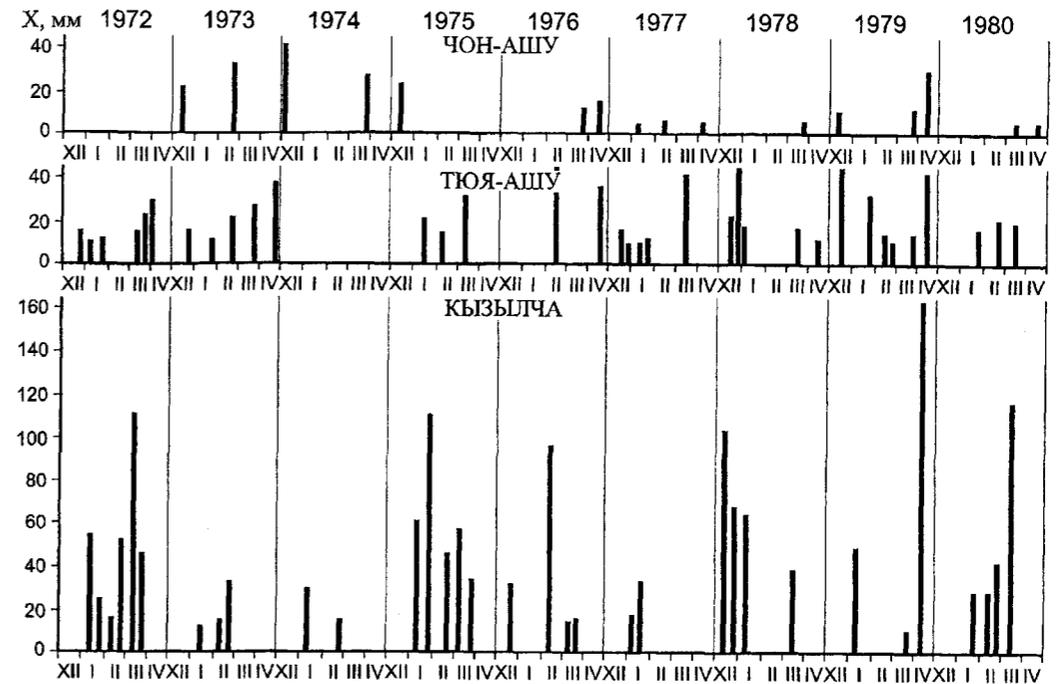


Рис. 1.6. Распределение по времени лавиноопасных снегопадов с 1972 по 1980 г. по данным снеголавинных станций: Чон-Ашу (Внутренний Тянь-Шань), Тюя-Ашу (Северный Тянь-Шань) и Кызылча (Западный Тянь-Шань). X, мм – сумма осадков за снегопад

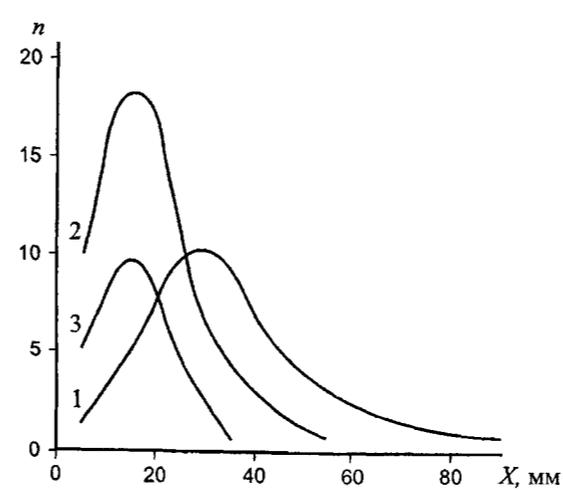


Рис. 1.7. Распределение частоты лавиноопасных снегопадов n (число снегопадов за 10 лет) во Внутреннем Тянь-Шане (СЛС Чон-Ашу – 3), на Северном Тянь-Шане (СЛС Тюя-Ашу – 2) и на Юго-Западном Тянь-Шане (СЛС Кызылча – 1). X, мм – количество осадков за снегопад

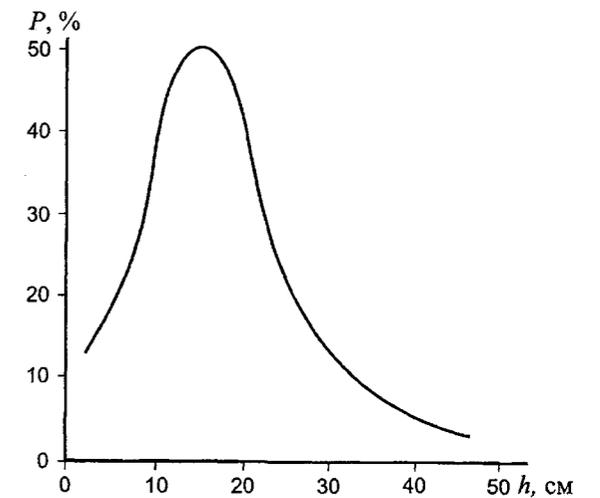


Рис. 1.8. Распределение вероятности снегопадов P по приращению высоты снежного покрова h в Заилийском Алатау на высоте 2000 м

иное распределение типично Юго-Западному Тянь-Шаню: подавляющее количество снегопадов характеризуется суммой осадков более 20–25 см, а в среднем трижды за десятилетие сумма осадков за снегопад превышает 50 мм (рис. 1.7).

В лавиноактивном поясе Заилийского Алатау (Северный Тянь-Шань) в среднем каждый второй снегопад характеризуется приращением высоты снежного покрова больше критической, необходимой для лавинообразования ($\Delta h_k = 15$ см), а более 10 % снегопадов свойственна величина Δh вдвое больше критической (рис. 1.8).

1.3. ФАКТОРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

1.3.1. Рельеф как фактор лавинообразования

Рельеф – один из основных компонентов природы, определяющих лавинную опасность. При благоприятных для лавинообразования условиях снежности возможности формирования лавин и характеристики лавинной опасности решающим образом зависят от особенностей рельефа. Абсолютная и относительная высота, крутизна и ориентация склонов, форма поперечного профиля и ширина речных долин и водоразделов предопределяют морфологический тип и характер пространственного распределения лавинных очагов, повторяемость лавин, высоту фронта и площадь сечения лавинного потока, скорость движения, дальность выброса и силу удара лавин, т.е. практически все показатели лавинной опасности [17, 159].

Наряду с рельефом на условия лавинообразования огромное влияние оказывают микрорельеф, тип растительности и состояние поверхности склонов, определяемое условиями промерзания-протаивания грунтов и стока талых вод и атмосферных осадков в период снеготаяния. Сочетание условий рельефа, снежности и характера поверхности склонов формируют тип лавиноопасной территории. Определяющими при этом яв-

ляются глубина и густота расчленения рельефа, форма поперечного профиля речных долин и водоразделов и характер поверхности склонов.

Анализ фактических данных по многим горным районам Евразии (Памир, Тянь-Шань, Алтай, Кавказ, Хибины, Альпы и др.) показал, что для выделения типов лавиноопасных территорий могут быть приняты следующие состояния факторов лавинообразования:

1. По густоте расчленения рельефа: территории с густорасчлененным крутосклонным рельефом горного типа, территории с редкорасчлененным выровненным рельефом овражно-балочного или холмисто-увалистого типа, в которых лавиноопасные участки занимают менее 10% площади.

2. По глубине расчленения рельефа ΔH : мелко расчлененные (ΔH менее 100 м), неглубоко расчлененные ($\Delta H = 100–250$ м), средне расчлененные ($\Delta H = 250–500$ м), глубоко расчлененные ($\Delta H = 500–1000$ м), очень глубоко расчлененные (ΔH более 1000 м).

3. По характеру поверхности склонов: территории с залесенными, травянистыми, каменистыми скальными и ледовыми поверхностями.

4. По форме поперечного профиля долин и водоразделов: с узкими долинами и водоразделами, с широкими долинами и узкими водоразделами, с узкими долинами и широкими водоразделами, тектонические уступы внешних склонов хребтов.

Каждый тип лавиноопасной территории характеризуется присущими ему особенностями условий лавинного режима и диапазоном значений характеристик лавинной опасности, прежде всего таких, как площадь лавиностворов, объем лавин, дальность их выброса и доля поражаемой лавинами площади [17, 159].

Свойственная горным странам высотно-экспозиционная зональность природных факторов предопределяет основные закономерности пространственного распределения типов лавиноопасной территории на Тянь-Шане (рис. 1.9). В высотном профиле здесь выделяются следующие типы лавиноопасных территорий: низкогорного степного или полу-

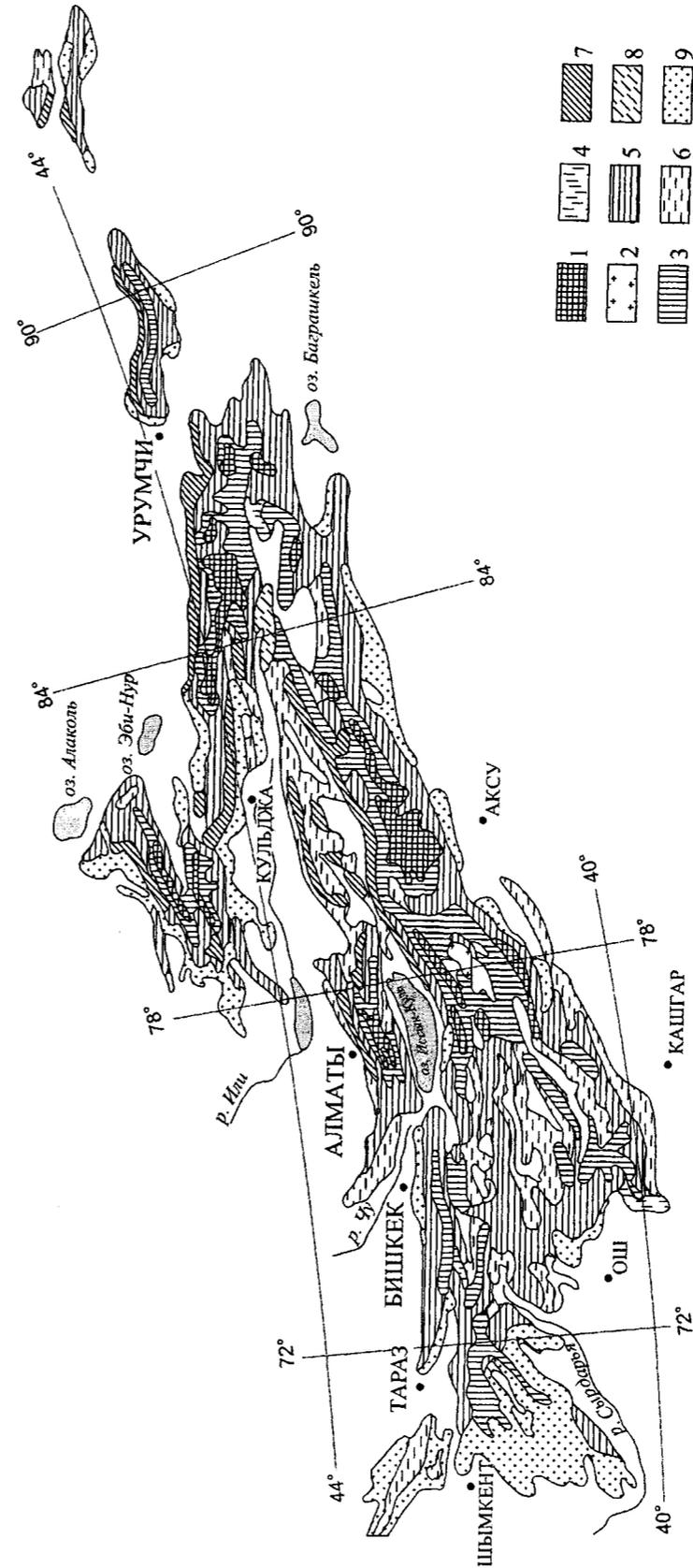


Рис. 1.9. Карта типов лавиноопасных территорий Тянь-Шаня: 1 – высокогорного гляциального пояса с широкими долинами и узкими водоразделами, $\Delta H = 500–1000$ м; 2 – с широкими долинами и водоразделами, $\Delta H = 100–250$ м; 3 – высокогорного перигляциального пояса с широкими долинами и узкими водоразделами, слабо задернованными каменистыми склонами, $\Delta H > 1000$ м; 4 – то же, с широкими долинами и водоразделами, $\Delta H = 100–250$ м; 5 – среднегогорного лугового пояса с узкими долинами и водоразделами, с хорошо задернованными луговыми склонами, $\Delta H > 1000$ м; 6 – то же, с узкими долинами и широкими водоразделами, ΔH до 250 м; 7 – среднегогорного лесолугового пояса с узкими долинами и водоразделами, с залесенными склонами, $\Delta H > 1000$ м; 8 – то же, с узкими долинами и широкими водоразделами, ΔH до 250 м; 9 – низкогорного степного с узкими долинами и широкими водоразделами, с травянистыми и закрушенными склонами, $\Delta H = 100–250$ м

Таблица 1.4. Площади лавиноопасных территорий, тыс. км²

Высотный пояс	Район								Весь Тянь-Шань
	Джунгарский	Северный	Северо-Вост.	Восточный	Западный	Внутренний	Центральный	Юго-Вост.	
Гляциальный	4,0	4,4	4,9	1,8	0,9	2,9	6,3	1,6	26,8
Перигляциальный	3,8	8,7	7,8	1,2	6,8	4,6	4,3	8,2	45,4
Среднегорный луговой	10,0	18,5	14,5	9,0	27,3	17,5	3,5	12,2	112,5
Среднегорный лесной	1,8	6,9	5,4	2,4	—	—	0,7	0,3	17,5
Низкогорный	2,5	11,4	1,6	3,5	4,4	8,8	0,4	10,3	42,9

пустынного, среднегорного лесо-лугово-степного, среднегорного лугового, высокогорного каменистого (перигляциального) и высокогорного ледникового (гляциального) поясов (табл. 1.4).

Как видно из табл. 1.4, подавляющая часть лавиноопасной площади Тянь-Шаня (около 75%) приходится на среднегорно-высокогорный пояс, расположенный выше верхней границы леса. При этом более 45% лавиноопасной площади Тянь-Шаня приходится на среднегорный луговой пояс. Именно ему присущи максимальные значения глубины расчленения рельефа, площади лавинных очагов и объема лавин [17, 159]. Минимальным набором типов лавиноопасной территории характеризуется Внутренний и Западный Тянь-Шань. Остальным районам присущи практически полный спектр типов лавиноопасной территории и соответственно более широкий диапазон характеристик лавинной опасности.

Как показали исследования в различных горных районах Евразии, каждый тип лавиноопасной территории характеризуется свойственными ему особенностями условий лавинообразования, лавинного режима и диапазоном значений характеристик лавинной опасности, прежде всего таких, как площадь лавиносборов, объем лавин, дальность их выброса и доля поражаемой лавинами площади [17, 159]. При прочих равных условиях (снежность, тип развития структурно-прочностных свойств снежного покрова и др.) главным показателем, определяющим основные характеристики лавинной опасности, является площадь лавинного очага (лавиносбора) F_d . Этот показатель, как и характер распределения лавинных очагов по площади, достаточно жестко увязан с глубиной расчленения рельефа (табл. 1.5, рис. 1.10).

Исследования показали, что приведенные здесь соотношения глубины расчленения релье-

Таблица 1.5. Средняя площадь лавинных очагов, га

Глубина расчленения рельефа, м	Тип лавиносбора и очага			
	Склоны	Долины	Воронки	Желоба
100	1,7	—	1,0	0,5
200	3,5	—	2,0	1,0
300	5,2	—	4,0	1,5
400	6,9	15,0	6,0	2,5
500	8,6	20,0	9,0	3,5
600	10,3	25,0	12,0	5,5
700	12,0	35,0	17,0	7,5
800	14,0	45,0	22,0	10,0
900	18,0	55,0	27,0	12,0
1000	25,0	70,0	33,0	15,0

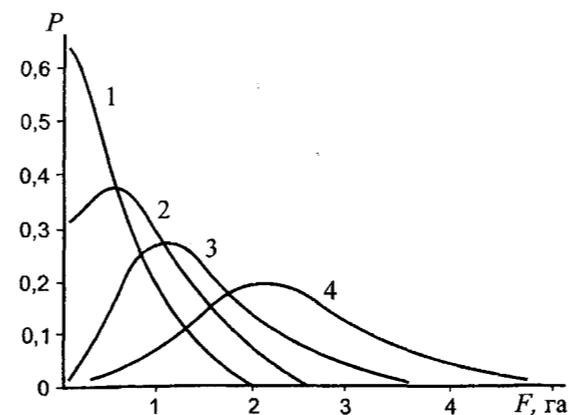


Рис. 1.10. Распределение площади лавинных очагов типа желоб F_d при глубине расчленения рельефа: 1 - 100-200 м, 2 - 200-300 м, 3 - 300-400 м, 4 - 400-500 м

фа и площади лавинных очагов достаточно универсальны. Они широко использовались нами при оценке и картографировании лавинной опасности горных районов Центральной Азии.

Для определения лавинной опасности принципиальное значение имеет вопрос о минимальном угле наклона, при котором возможен сход снежных лавин. Натурные данные в разных горных районах [5, 118, 123, 142] показывают, что в подавляющем большинстве случаев лавинообразование происходит на склонах крутизной 30-40°. Однако в литературе встречаются описания случаев схода лавин при меньших углах наклона, вплоть до 8° [5]. На этом основании некоторые исследователи предлагают снизить критическую крутизну склона до 15-17° [89] или даже считают бессмысленной саму постановку вопроса о минимальном угле лавиноопасного склона [5].

Выполненный А. В. Руничем [147] анализ данных о сходе лавин с пологих склонов показал, что все они относятся к «гидропорным» [6] или «слякотным» лавинам, которые, по существу, являются водоснежными потоками [18]. Они обладают рядом признаков, объединяющих их с лавинами, но механизм их движения совершенно иной.

Измерения крутизны склонов в местах отрыва лавин на Тянь-Шане показали, что чаще всего лавины формируются на склонах

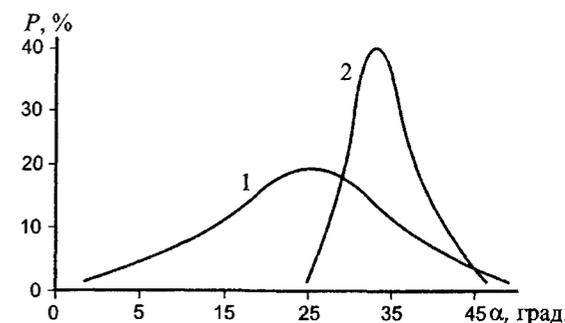


Рис. 1.11. Распределение крутизны склонов на Юго-Западном Тянь-Шане: 1 - все склоны, 2 - лавиноактивные

крутизной 30-35°. Даже зимой 1985/86 гг., когда при высоте снежного покрова 90 см около 60 см снега было представлено слоем очень рыхлого крупнокристаллического глубинного инея, во время массового весеннего лавинообразования снежные лавины не сходили со склонов положе 28°. На рис. 1.11 даны распределение крутизны лавиноактивных склонов и общее распределение крутизны склонов на Западном Тянь-Шане. Как видим, минимальной крутизной, достаточной для схода лавин, является уклон 25°. Эта величина подтверждается данными и по другим горным районам [130].

Многолетние материалы картографирования площадей лавинообразования на северном склоне Заилийского Алатау позволили рассчитать вероятность схода лавин в зависимости от крутизны склона (рис. 1.12).

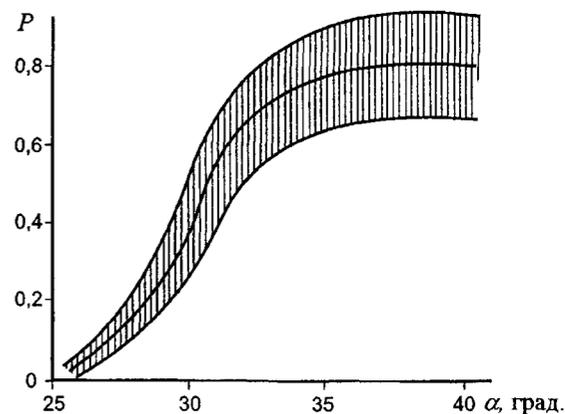


Рис. 1.12. Зависимость вероятности лавинообразования P от крутизны ровного лугового склона α при высоте снежного покрова 100 см

Вероятность лавинообразования возрастает с увеличением крутизны склона α от 25 до 35°, оставаясь постоянной и максимальной при $\alpha = 35-45^\circ$. На склонах круче 45° P резко падает из-за того, что на склонах такой крутизны снежный покров не задерживается. Восходящая ветвь зависимости P от α описывается уравнением

$$P(\alpha) = 0,8/[1 + \exp(33 - 57\alpha)].$$

1.3.2. Характер поверхности склонов как фактор лавинообразования

Большое влияние на активность лавинообразования и режим лавин оказывают характер поверхности склонов, определяемый сочетанием микроформ рельефа, тип растительности и литологический состав покровных образований.

С точки зрения условий лавинообразования наиболее типичны ледниковые, фирновые, скальные, осыпные, луговые, закустаренные и залесенные поверхности. Ледниковые и фирновые поверхности из-за малой шероховатости наиболее благоприятны для скольжения снежных лавин. Вместе с тем они отличаются наименьшей амплитудой колебаний температуры, малой теплоемкостью и сравнительным постоянством температурного режима. Возникающие в этих условиях градиенты тепла и влаги в снежном покрове невелики, и лавиноопасные горизонты рыхлого снега здесь обычно не формируются. Все это проявляется в своеобразном режиме лавинообразования: лавины сходят часто, но в подавляющем большинстве случаев в движение вовлекается лишь верхний слой свежеснежавшего либо подтаявшего на солнце снега.

Сходные для лавинообразования условия складываются и на относительно ровных участках обнажения кристаллических пород. Однако выходы коренных пород характеризуются обычно большой амплитудой вертикального расчленения и обилием поверхностей, которые из-за большой крутизны даже в многоснежные зимы не покрыты снегом.

Обнаженные участки скал, прогреваясь на солнце, обуславливают подтаивание и обрушение венчающих скальные выступы снежных «шапок». В результате после снегопадов здесь формируются многочисленные лавины из свежего снега.

Для осыпных толщ, особенно широко распространенных в высокогорном поясе, характерны большая скважность, глубокое зимнее выхолаживание и провальная фильтрация талых снеговых вод весной. Все это, несомненно, влияет на характер трансформации снежной толщи и активность лавинообразования.

Почвенно-растительный покров, слабо развитый в гляциально-нивальном поясе, преобладает на остальной территории, занимая нередко от 50 до 70% суммарной площади гор [161]. Он представлен большим разнообразием типов и разностей, характеризуется четко выраженной высотной экспозиционной поясностью. В сравнении с ледниково-фирновыми и осыпными толщами почвы отличаются значительно большей теплоемкостью. Поэтому задернованным поверхностям свойствен существенно более напряженный влаго-энергообмен между почвой и снежным покровом, что способствует активизации структурных преобразований снежной толщи и проявляется в конечном итоге в типе и режиме лавинообразования. С переходом от ледниково-фирновых поверхностей к задернованным создаются все более благоприятные условия для формирования мощных лавин, обусловленных интенсивным разрыхлением снежной толщи.

Следствием четко выраженной в горах высотной экспозиционной зональности составляющих водно-энергетического баланса является закономерное изменение характера подстилающей поверхности по абсолютной высоте и ориентации склонов. Достаточно характерный пример – распределение типов подстилающей поверхности по высоте и ориентации в междуречье Нарынкол – Орта-Кокпак на Северном Тянь-Шане. До высоты 2800–3000 м на склонах

северной, восточной и западной ориентации сочетание лугов и хвойного леса образует лесолуговой пояс. Доля покрытой лесом площади здесь в среднем составляет 50, а в диапазоне 2400–2600 м – 65% поверхности склонов северной ориентации. На западных и восточных склонах резко преобладает луг, на долю леса приходится от 15 до 30% их площади. На склонах южной четверти горизонта вплоть до отметок 2800–3000 м доминируют лугово-степные ассоциации, около четверти площади этих склонов покрыто густыми зарослями арчевников, доля которых на высотах 2800–3000 м достигает 33%.

Выше, до высоты 3500 м, т. е. вплоть до нижней границы гляциального пояса, луговые поверхности на северных, восточных и западных склонах и лугово-степные на южных еще преобладают, однако все шире распространяются осыпные и скальные поверхности, которые на высоте 3400–3800 м занимают уже более половины всей площади. Доля скальных обнажений в целом по району невелика (около 6%). Они наиболее часто встречаются выше 3400 м, особенно на крутых склонах ледниковых цирков и каров. Выше 3800 м широко представлены снежно-ледяные поверхности, максимально развитые на высотах 3600–3800 м, где на их долю приходится около 30% площади склонов. Языки крупных ледников спускаются до отметки 3400 м.

Аналогична вертикальная поясность типов поверхности склонов и в других районах Тянь-Шаня. В гляциально-нивальном поясе преобладают снежно-ледяные, скальные и осыпные поверхности, в перигляциальном, наряду с осыпными и скальными, значительные площади занимают луговые поверхности, которые у нижней границы пояса доминируют. Среднегорный пояс характеризуется сочетанием луговых и покрытых парковым лесом поверхностей на склонах северной ориентации, доля осыпных и скальных поверхностей здесь невелика и быстро уменьшается к нижней границе пояса. На южных склонах среднегорья преобладают

здернованные поверхности с лугово-степной растительностью и кустарниками, что в сочетании с особенностями режима снежного покрова значительно снижает активность лавинообразования, а в малоснежных и умеренно снежных районах зачастую и вовсе исключает возможность формирования лавин. В низкогорном поясе доминируют хорошо задернованные склоны с характерным остепененным составом растительных ассоциаций.

Общая для Тянь-Шаня закономерность – увеличение засушливости и соответствующее повышение высотных границ ландшафтной поясности в направлении с запада на восток – отчетливо прослеживается, например, вдоль северных склонов этой горной системы. Наиболее отчетливо это проявляется в состоянии хвойных лесов: в направлении с запада на восток полнота хвойных лесов уменьшается, сплошные лесные массивы становятся все более редкими и на склонах хр. Карлытаг практически исчезают.

Необходимо отметить еще одну особенность горных территорий – четко выраженную высотную экспозиционную поясность мощности и механического состава рыхлых покровных образований на склонах. В горах Юго-Восточного Казахстана, например, мощные каштановые почвы низкогорий сменяются в среднегорном поясе относительно небольшим слоем (до 50–60 см) черноземовидных горно- и лесолуговых почв, которые выше уступают место маломощным горно-луговым субальпийским (до 30–40 см) и альпийским (до 10–15 см) почвам. Одновременно с уменьшением мощности рыхлых склоновых отложений с подъемом в горы быстро увеличивается их щебнистость. Это существенно отражается на активности влаго- и теплообмена на границе почва – снег и оказывает тем самым значительное влияние на интенсивность перекристаллизации снежной толщи, что в конечном итоге проявляется в активности лавинообразования.

1.3.3. Состояние поверхности склонов как фактор лавинообразования

Активность массо-энергообмена между рыхлообломочными толщами склоновых отложений, снежным покровом и атмосферой в значительной мере предопределяется тепловым режимом, механическим составом и водно-физическими свойствами почвогрунтов. При прочих равных условиях, чем теплее покрытая снегом почва, тем большие градиенты тепла и влаги возникают в снежной толще, а следовательно, активнее процессы перекристаллизации снега с формированием лавиноопасных горизонтов разрыхления.

От состояния поверхности склонов — фильтрационных свойств, глубины промерзания и льдистости почвогрунтов — зависят условия стока талых вод и атмосферных осадков периода снеготаяния, а также вероятность формирования так называемых гидронапорных лавин, которые представляют собой водоснежный поток, приближающийся по динамическим свойствам к селевому.

Результаты анализа материалов многолетних наблюдений в Заилийском Алатау показали, что характер теплообмена между почвой, снежным покровом и атмосферой, а также глубина промерзания покровных образований в значительной мере зависят от механического состава последних. Чем грубее механический состав рыхлых толщ, тем более интенсивному и глубокому выхолаживанию они подвержены. Поскольку каменистость почв возрастает с увеличением абсолютной высоты и изменением ориентации от северной и южной, то, очевидно, в том же направлении должны вырастать глубина и степень их выхолаживания.

Экспозиционные контрасты характеристик сезонного промерзания в значительной мере определяются особенностями распределения и режима снежного покрова в горах. В условиях среднегорного пояса по указанной причине максимальному промерзанию

подвержены почвы южных склонов, тогда как наиболее снежные северные склоны промерзают обычно неглубоко и их почвы с началом весеннего снеготаяния быстро восстанавливают присущие им фильтрационные свойства.

Характерно также, что в большинстве районов Тянь-Шаня максимум снегонакопления вплоть до весенней активизации циклонов отличается среднегорный пояс, поэтому почвы на лавиноактивных склонах вплоть до высот 2500–2600 м обычно промерзают несильно. Выше указанных отметок вертикальные градиенты снеготаяния в течение бывшей части зимнего периода невелики, а выше верхней границы леса они имеют нередко отрицательные значения. Поэтому с переходом к высокогорному поясу теплоизолирующее влияние снежного покрова снижается, температурный режим грунтов становится все более жестким, а степень выхолаживания и промерзания возрастает. Согласно материалам многолетних наблюдений твердомерзлое водонепроницаемое состояние рыхлых покровных образований выше 2800–3000 м сохраняется вплоть до стаивания снежного покрова, что способствует формированию водоснежных потоков. Высотный пояс от 2500–2600 до 2800–3000 м в этом отношении является переходным: водонепроницаемое состояние мерзлых почв в период интенсивного снеготаяния наблюдается здесь ежегодно. Закономерности формирования сезонно-мерзлых пород и особенности территориальных различий режима промерзания — протаивания грунтов в горах региона рассмотрены в специальной монографии [160].

В обобщенном виде выявленные закономерности представлены на рис. 1.13. Главная закономерность — ярко выраженная высотная поясность и экспозиционная зональность глубины сезонного промерзания отчетливо выявляются для всех ландшафтов и типов покровных образований. Максимальному выхолаживанию подвержены грубообломочные толщи, существенно

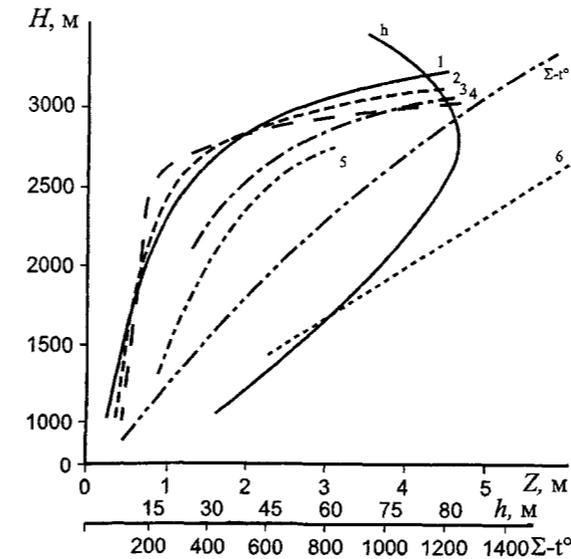


Рис. 1.13. Зависимость глубины сезонного промерзания (Σ) от абсолютной высоты (H), состава грунтов, ориентации склонов и типа растительного покрова на северном склоне Заилийского Алатау в связи с изменением высоты снежного покрова (h , см) и сумм отрицательных среднесуточных температур ($\Sigma-t^\circ$): 1 — лугово-степные склоны южной ориентации; 2 — луговые склоны северной ориентации; 3 — луговые склоны восточной и западной ориентации; 4 — заросли можжевельника; 5 — еловые леса; 6 — крупнообломочные отложения

меньшему — грунты подкрановых участков в хвойном лесу и склонов, поросших арчевником, а минимальному — почвогрунты открытых луговых склонов. Резкое увеличение глубины сезонного промерзания на луговых склонах выше верхней границы леса обусловлено отмеченными особенностями режима атмосферных осадков и снегонакопления в высокогорье.

Представленные на рис. 1.13 соотношения достаточно типичны для всего Тянь-Шаня, хотя вертикальные границы геокриологической высотной поясности, судя по опубликованным данным, все более понижаются в направлении с запада на восток и с переходом от открытых к предгорным равнинам внешних хребтов в глубь горной системы. Высотный интервал зоны глубокого сезон-

ного промерзания грунтов и экспозиционные контрасты глубины и степени их промерзания при прочих равных условиях сокращаются в направлении с севера на юг и с переходом от малоснежных районов к многоснежным [159–161].

Территориальные различия температурного режима и характера промерзания грунтов проявляются в активности процессов перекристаллизации снега и в конечном итоге в активности лавинообразования. На лавиноактивных склонах среднегорного пояса вследствие больших перепадов температуры между поверхностью почвы и снежного покрова происходит интенсивная перекристаллизация снега с формированием лавиноопасных горизонтов разрыхления в припочвенном слое. Поэтому для среднегорья характерны мощные весенние лавины с захватом всей снежной толщи. Вероятность же формирования водоснежных потоков здесь невелика, поскольку к началу интенсивного весеннего снеготаяния почвы успевают оттаять до водонепроницаемого состояния и подавляющая часть талых вод в формировании поверхностного стока не участвует.

Иные условия складываются в высокогорном поясе. Вследствие глубокого выхолаживания и сильной цементации промерзших почв возникающие в снежном покрове градиенты температуры и влажности обычно невелики, процессы сублимационного разрыхления снега подавлены. Поэтому здесь обычны пластовые лавины из свежевывающего и подтаявшего на солнце слоя снега, тогда как грунтовые лавины — явление редкое. Вместе с тем вероятность формирования водоснежных потоков с переходом к высокогорному поясу резко возрастает.

Таким образом, все факторы подстилающей поверхности, от которых в той или иной мере зависят тип и режим лавинообразования в горах Тянь-Шаня, как, очевидно, и в других лавиноопасных районах, закономерно изменяются по абсолютной высоте и ориентации склонов. Еще более отчетливо закон высотно-экспозиционной зональности

проявляется в территориальном распределении климатических факторов лавинообразования [155, 157, 159, 166, 163].

Присущая горам ярусность рельефа в сочетании с высотной-экспозиционной зональностью характера и интенсивности экзогенных рельефообразующих процессов обуславливает закономерное изменение геоморфологических условий лавинообразования по абсолютной высоте и экспозиции склонов. Информативным показателем геоморфологических условий лавинообразования является глубина расчленения рельефа, с которой тесно связаны многие характеристики лавинной опасности. Присущие данному ландшафтному поясу сочетания лавинных бассейнов и очагов с нелавинноопасными участками формируют определенный тип лавинноопасной территории. Каждому из них свойственны свои соотношения морфологических типов лавинных очагов и их параметров.

Все это предопределяет закономерную территориальную дифференциацию лавинной активности и характера лавинопроявлений. Наиболее благоприятные условия для формирования мощных лавин складываются в среднегорном поясе, где глубина вертикального расчленения максимальна, формы рельефа и характер поверхности склонов

предопределяют одновременное обрушение снежных масс с большой площади.

С переходом к высокогорному поясу, где доминируют скальные, гравитационно-осыпные и снежно-ледовые поверхности, подверженные глубокому и сильному осенне-зимнему выхолаживанию, условия для сублимационного разрыхления снежной толщи становятся все менее благоприятными. В сочетании с существенно большей дробностью расчленения рельефа и значительным ветровым уплотнением снежного покрова это ограничивает возможности формирования крупных лавин в высокогорье. Однако на склонах заснеженных гор и отдельных пиков, высота которых значительно превышает границу питания ледников, снегонакопление происходит в течение всего года. В сочетании с быстро нарастающей с высотой ролью метелевого снеготранспорта это способствует формированию мощных снежно-фирновых лавин, объем которых может превышать 1 млн м³.

Условия для лавинообразования все более ухудшаются с переходом от среднегорного пояса к низкогорному, главным образом, из-за ухудшения условий снежности, быстрого уменьшения относительных превышений и уклонов и сокращения удобных для формирования лавин луговых склонов.

Глава 2. СНЕЖНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Из всего комплекса показателей снежности [101] для решения задач наших исследований, как и прикладных задач горного снеговедения, связанных с освоением территорий и оптимизацией природопользования, наибольший интерес представляют показатели пространственно-временного распределения снежного покрова. Основные из них – сроки залегания устойчивого снежного покрова, его высота и водность.

Несмотря на постоянное внимание к проблеме оценки снежности, многие ее аспекты, особенно применительно к горной территории, разработаны недостаточно либо не решены вовсе. Главное препятствие на пути разрешения проблемы – острый дефицит фактической информации.

Метод оценки снежности горной территории, основанный на построении зависимостей упомянутых характеристик от абсолютной высоты, применим лишь для немногих бассейнов, в которых имеется густая сеть снегомерных пунктов. В подавляющем большинстве случаев данных прямых наблюдений для решения задачи явно недостаточно. Особенно редка сеть снегомерных наблюдений в высокогорье, зачастую здесь единственной информацией о снежности являются величины суммарной аккумуляции твердых осадков на границе питания ледников. Эти значения широко используются в данной работе, поэтому изложение целесообразно начать с описания методики расчета высоты снеговой границы на ледниках и снеготранспорта на этом уровне.

2.1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА В ГОРНО-ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНАХ

Для определения снеготранспорта в высокогорье воспользуемся результатами расчета годовых сумм твердых осадков X_T на уровне границы питания ледников, где (при условии пренебрежения различиями за счет внутреннего питания) справедливо равенство средних годовых величин общей абляции и аккумуляции твердых осадков [101, 110–112, 186, 190, 220, 261].

При расчете годовых сумм осадков по этой методике неизбежно возникают два вопроса: 1) какую абсолютную отметку принять за расчетную высоту границы питания, когда речь идет не о конкретном леднике, а их совокупности в том или ином бассейне или ледниковом районе; 2) какую поправку на лавинную и ветровую концентрацию снега вводить при переходе от расчетных величин суммарной аккумуляции снега к фоновым осадкам. Именно последние представляют для нашей задачи наибольший интерес: только эти величины пригодны для сопоставления с результатами определения снеготранспорта на остальной части горной территории. Когда задачей исследования является выявление среднегодовой аккумуляции снега на конкретном леднике, все более или менее ясно: в соответствии с методическими рекомендациями [113, 114] определяется высота фирновой линии, которая в среднем за многолетие отождествляется с высотой границы питания ледника, и для этого уровня выполняется расчет. При построении региональных карт суммарной аккумуляции

снега на ледниках последние объединяются в группы по территориальному признаку [33], и в пределах группы высота фирновой линии осредняется.

Но такое решение неприемлемо, если задачей является расчет средних годовых сумм осадков для какого-либо бассейна или района: как показали определения, разность высот границы питания на ледниках в одном районе (ледниковый диапазон) исчисляется зачастую сотнями метров, и осредненные значения высоты фирновой линии даже в рядом расположенных бассейнах могут различаться настолько, что объяснение выявленных контрастов различиями в суммарном увлажнении становится сомнительным.

Как климатический феномен снеговая граница испытывает сильное влияние локальных условий и в любом проявлении является ороклиматической [187, 189, 190, 191]. Именно воздействием локальных факторов преимущественно неклиматических обусловлен большой диапазон изменения высоты снеговой границы на ледниках одного района.

Следует заметить, что при расчетах сумм аккумуляции и абляции на ледниках по упомянутой методике исследователь оперирует значениями «реальной (орографической)» высоты снеговой границы в понимании Г. Луиса [242], которая обычно не совпадает с высотой, характерной для данного района климатической границы снега на ледниках. Очевидно, что для расчета сумм твердых осадков наибольший интерес представляет *климатическая* граница снега, высота которой определяется главным образом макроклиматическими условиями района при максимально ограниченном влиянии локальных неклиматических факторов. Степень воздействия последних на высоту фирновой линии в значительной мере зависит от размеров ледника [161, 236]: чем больше ледник, тем это влияние должно быть

меньше. Обнаружено, что для всех горноледниковых районов зависимости высоты фирновой линии H_{ϕ} от площади ледника F однотипны: по мере увеличения площади ледника диапазон колебаний высоты фирновой линии в данном районе быстро сокращается и, достигнув некоторого предела, в дальнейшем практически не изменяется (рис. 2.1). При этом роль морфологии ледников не является решающей: однотипные ледники распространены во всем ледниковом диапазоне и с равной вероятностью могут появляться как у верхнего, так и у нижнего пределов последнего (см. рис. 2.1, б)¹.

Параметры расчетных уравнений кривых, огибающих поле точек зависимости $H_{\phi} = f(F)$ для различных районов, очень близки. Это послужило основанием для осреднения результатов определений для различных горноледниковых районов мира (рис. 2.2), включая Альпы, Кавказ, горы Центральной и Средней Азии, юга Сибири, Камчатки и Северной Америки.

Как видно, зависимость $H_{\phi} = f(F)$ имеет асимптотический характер: при $F \geq 13-14 \text{ км}^2$ дальнейшее увеличение площади ледника практически не отражается на высоте фирновой линии. Это и понятно: с увеличением размеров ледника все в большей степени проявляется механизм его саморегулирования и на положении фирновой линии все меньше сказывается влияние локальных неклиматических факторов и все более отчетливо проявляется роль макроклиматических условий, прежде всего типичное для района соотношение суммарного теплоприхода и годовых сумм твердых осадков. Судя по характеру зависимостей $H_{\phi} = f(F)$, можно, по-видимому, считать, что на ледниках, площадь которых больше указанного критического предела, высота фирновой линии определяется преимущественно *фоновыми макроклиматическими условиями* данного района.

¹Ледники плоских вершин в расчет не принимались: вследствие сноса части твердых осадков высота фирновой линии на них зачастую много выше фоновой.

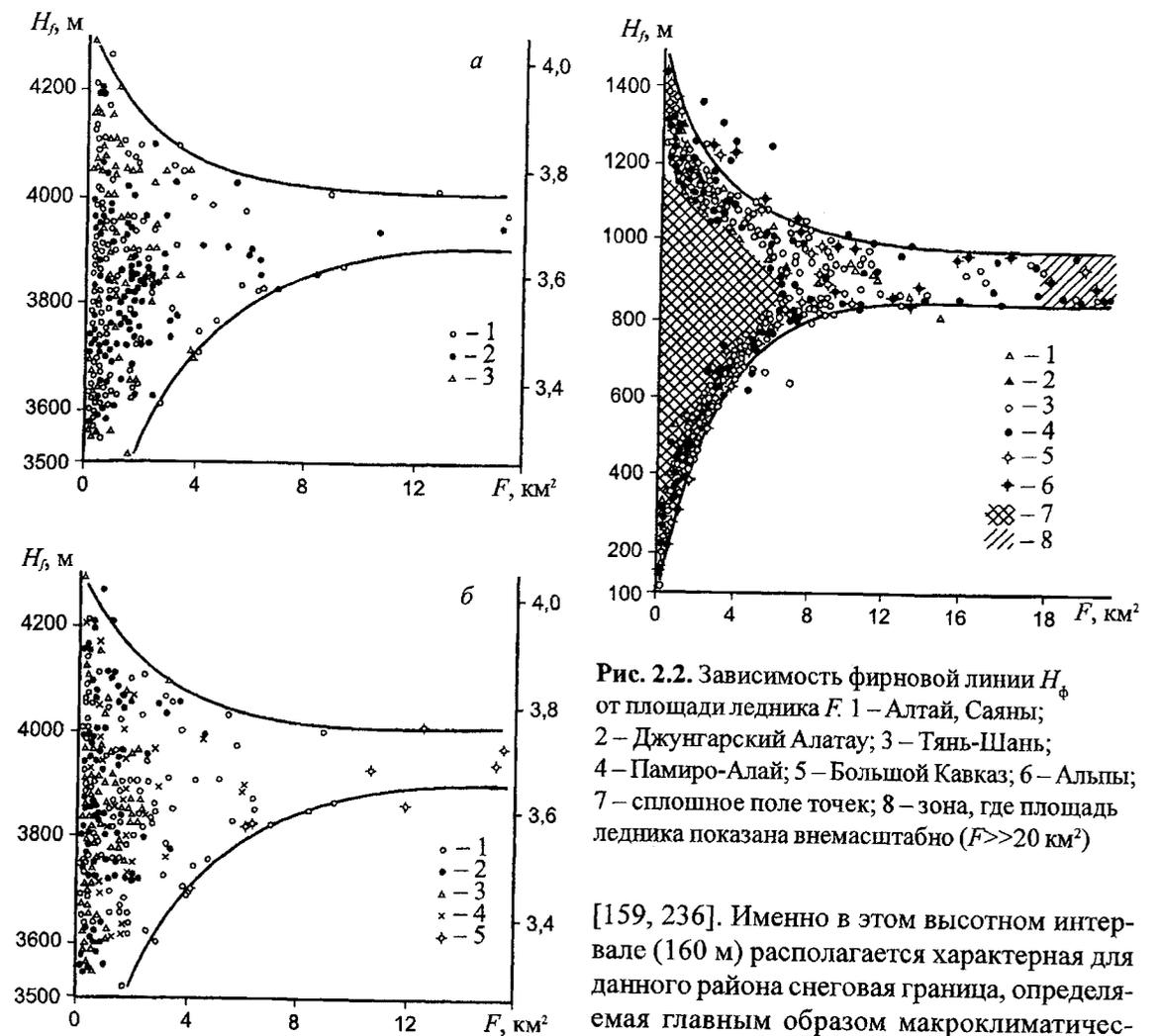


Рис. 2.1. Зависимость высоты фирновой линии H_{ϕ} : а – от площади ледника в Кунгей-Алатау (1), Заилийском Алатау (2), хребтах Пскемский и Таласский (3); б – от площади и морфологии ледника в тех же районах. 1 – долинные ледники; 2 – каровые и карово-долинные; 3 – висячие; 4 – шельфовые; 5 – котловинные. Справа – шкала высот для ледников Пскемского и Таласского хребтов

Разность между верхней и нижней огибающими поля точек зависимости $H_{\phi} = f(F)$ при $F \geq 14 \text{ км}^2$ составляет в среднем 160 м и в значительной мере обусловлена случайными колебаниями: для ледников северной ориентации среднее квадратическое отклонение значений H_{ϕ} при $F > 10 \text{ км}^2$ $\sigma = 128 \pm 15 \text{ м}$

Рис. 2.2. Зависимость фирновой линии H_{ϕ} от площади ледника F . 1 – Алтай, Саяны; 2 – Джунгарский Алатау; 3 – Тянь-Шань; 4 – Памиро-Алай; 5 – Большой Кавказ; 6 – Альпы; 7 – сплошное поле точек; 8 – зона, где площадь ледника показана внемасштабно ($F \gg 20 \text{ км}^2$)

[159, 236]. Именно в этом высотном интервале (160 м) располагается характерная для данного района снеговая граница, определяемая главным образом макроклиматическими условиями. Во избежание возможной терминологической путаницы назовем эту снеговую границу *приведенной* (H_{π}), имея в виду, что она приводится к уровню фирновой линии на больших ($F > 14 \text{ км}^2$) ледниках. По сути, приведенная фирновая линия – это нижний уровень хионосферы, определяемой С. В. Калесником [84] как уровень нулевого баланса твердых осадков, обусловленный чисто климатическими условиями.

Расчетные уравнения зависимости (рис. 2.2) имеют вид:

для нижней огибающей

$$H_{\pi} = H_{\phi} + 670 \cdot 10^{-0,155F}, \quad (2.1)$$

для верхней

$$H_{\pi} = H_{\phi} - 430 \cdot 10^{-0,2F}, \quad (2.2)$$

где H_n – абс. высота приведенной фирновой линии, м; H_ϕ – абс. высота фирновой линии на конкретном леднике, м; F – площадь открытой части ледника, км².

Уравнения (2.1) и (2.2) позволяют рассчитать высоту приведенной фирновой линии для большинства горно-ледниковых районов, включая районы, где крупных ледников нет. Для этого необходимо по фактическим данным построить графическую зависимость $H_\phi = f(F)$ и, проведя огибающие кривые, выявить прилегающие к ним эмпирические точки H_ϕ , данные по которым используются для расчета искомого высотного уровня по уравнениям (2.1) и (2.2). С учетом точности определения высоты фирновой линии при непосредственных наблюдениях, равной 30 м [113, 114]¹, и погрешности вычислений H_n по уравнению (2.1) в расчет следует принять точки, отстоящие от огибающей на расстояние до 60 м по высоте, и вычисленные по ним значения осреднить. Важно также, чтобы для ледников, данные по которым распределяются на графике $H_\phi = f(F)$ вблизи огибающих кривых, высота фирновой линии была приведена к многолетней норме либо рассчитана косвенно (предпочтительно методом Куровского); в последнем случае результаты определений удовлетворительно характеризуют средний многолетний уровень фирновой линии [113, 214].

Уравнения (2.1) и (2.2) получены для районов с глубокорасчлененным рельефом. В районах же, где значительные площади в высокогорье представлены платообразными и относительно неглубоко расчлененными поверхностями (Скандинавские горы, Урал, Восточный Памир, восточные районы Алтая, Джунгарский Алатау и др.), характер зависимостей $H_\phi = f(F)$ тот же [159], но параметры расчетных уравнений иные: для нижней огибающей поля точек рассматриваемой зависимости:

$$H_n = H_\phi + 450 \cdot 10^{-0,28F}, \quad (2.3)$$

для верхней

$$H_n = H_\phi - 440 \cdot 10^{-0,22F}. \quad (2.4)$$

Согласно этим результатам, в районах с неглубоко расчлененным рельефом критическая площадь ледника $F_n \geq 8$ км², т.е. на треть меньше характерной для районов с глубокорасчлененным рельефом.

Причина различий эмпирических коэффициентов рассмотренных уравнений и критических значений F_n заключается в разной степени влияния упомянутых типов рельефа на режим оледенения. В районах с глубокорасчлененным рельефом относительная высота, протяженность и крутизна окружающих ледники склонов много больше, чем в районах с преобладающим выровненным неглубоко расчлененным рельефом. При первом типе рельефа относительная высота, протяженность, крутизна и площадь неледниковых склонов, а соответственно орографическая затененность ледников и степень воздействия не покрытых льдом склонов на активность энергообмена в системе «ледник – неледниковые склоны» значительно больше. Иными словами, роль локальных условий в режиме оледенения в районах с глубокорасчлененным рельефом значительно больше, соответственно больше и критическая масса ледника, необходимая для нейтрализации воздействия локальных факторов.

В большинстве случаев распределение высоты фирновой линии предопределяет более надежный расчет нижней огибающей рассматриваемой зависимости [уравнения (2.2) и (2.4)]. Среднее квадратическое отклонение рассчитанных по формуле (2.1) значений H_n от фактических $\sigma = 21 \pm 3$ м. За характерную для данного района высоту приведенной фирновой линии правомерно принять среднее из результатов вычислений по формулам для верхней и нижней огибающих

зависимости $H_\phi = f(F)$. В случае, если расчет по одному из уравнений (для нижней либо верхней огибающей) надежнее обеспечен фактическими данными, за среднюю высоту приведенной фирновой линии следует принять результаты вычислений по соответствующему уравнению, внося поправку, численно равную половине разности высот фирновой линии, рассчитанную по уравнениям (2.1) и (2.2) для районов с глубокорасчлененным рельефом либо по уравнениям (2.3) и (2.4) для районов, где рельеф высокогорья характеризуется широким развитием платообразных и относительно неглубоко расчлененных поверхностей. Как отмечалось, разность эта составляет в среднем 160 м, следовательно, искомая поправка равна ± 80 м.

Для надежного расчета высоты приведенной фирновой линии (с погрешностью не более ± 30 м) по уравнениям (2.1) и (2.4) необходимо иметь не менее 5 точек, расположенных в краевой зоне у верхнего либо нижнего предела зависимостей $H_\phi = f(F)$.

Анализ полученных зависимостей $H_\phi = f(F)$ позволяет сделать еще один интересный вывод, подтверждающий мнение о том, что величина охлаждающего эффекта ледника мало зависит от его размеров [55]. С учетом известных рекомендаций [55, 203] можно было ожидать, что с увеличением площади ледника охлаждающий эффект его должен возрастать, результатом чего должно быть относительно более низкое положение фирновой линии на крупных ледниках. Но, судя по упомянутым зависимостям (рис. 2.1, 2.2), заметного снижения снеговой границы с увеличением площади ледника нет. Вероятно, обнаруженный ранее эффект охлаждающего влияния ледника [51] возникает на ледниках сравнительно небольшого размера; с достижением же некоторого предельного размера площади дальнейшее увеличение последней не сказывается существенно на величине темпе-

ратурного скачка. Вопрос требует дополнительных исследований.

Понятие о приведенной фирновой линии позволяет конкретизировать представления о репрезентативности ледников как индикаторов климатических условий. Исходя из того, что с увеличением площади ледников различия в режиме температуры и аккумуляции (за счет лавинной и ветровой концентрации снега) все более сглаживаются, В. М. Котляков [101] в качестве репрезентативного рекомендует выбирать долинные ледники средних размеров. Но что означает ледники средних размеров? Как видно из рис. 2.2, в районах с глубокорасчлененным рельефом влияние локальных факторов становится неощутимым лишь при $F > 14$ км², а в районах с относительно неглубоким вертикальным расчленением – при $F > 8$ км² [160]. По-видимому, эти размеры и могут служить критерием для выбора репрезентативных ледников (в смысле их реакции на колебания климатических условий)¹. Таких ледников немного, но тем важнее организация на них гляциоклиматических наблюдений: можно надеяться, что в режиме именно таких ледников наиболее отчетливо проявляются изменения климатических условий.

Соотношение уровней H_ϕ и H_n характеризует репрезентативность высоты фирновой линии. Количественным выражением критерия репрезентативности t может быть соотношение

$$t = \frac{H_\phi - H_n}{\sigma}, \quad (2.5)$$

где σ – среднее квадратическое отклонение значений H_ϕ от H_n при площади ледников больше критической. Ледник репрезентативен при t от $-1,0$ до $1,0$. Чем больше отклонение этого показателя от единицы за пределами указанного диапазона, тем больше на положение фирновой линии оказывают влияние местные неклиматические факторы.

¹Репрезентативность в этом понимании не равнозначна представительности ледника по отношению к ледникам данного бассейна либо района.

¹По исследованиям О. В. Рототаевой [114, 145], случайная ошибка определения высоты границы питания по аэрофотоснимкам и с воздуха составляет ± 50 м, а суммарная средняя квадратическая ошибка определения высоты границы питания для каждого ледника по данным Каталога ледников – ± 135 м.

Для ледника Туюксу, например, $t = 1,01$; для ледника Шумского (Джунгарский Алатау) $t = 0,62$.

Можно полагать, что на тех крупных ледниках, для которых критерий $t \leq 1,0$, в положении высоты фирновой линии наиболее отчетливо проявляются изменения макроклиматических условий и прежде всего колебания характерного для района соотношения суммарного теплоприхода и годовых сумм осадков; к флуктуациям же мезо- и микроклиматических условий такие ледники менее чувствительны. Очевидно, именно эти ледники представляют наибольший интерес для организации гляциоклиматических наблюдений.

2.1.1. Возможности определения высоты климатической снеговой границы в неледниковых районах

К сожалению, из-за недостатка фактических данных далеко не всегда возможен надежный расчет высоты приведенной фирновой линии рассмотренным способом. Особенно сложно выявить этот высотный уровень в районах с «трудным» оледенением, где преобладают малые ледники, и практически невозможно в тех горных районах, где ледников нет.

Попытаемся решить эту задачу на основе косвенных показателей. В последние годы повысился интерес гляциологов к проблеме взаимосвязи высот снеговой границы на ледниках (фирновая линия) и верхней границы леса. Оба высотных уровня – и фирновая линия, и верхняя граница леса рассматриваются как важные гляциоклиматические показатели [191] и подчеркивается принципиальная возможность определения высоты климатической снеговой границы по данным о верхней границе леса в районах со слабо развитым оледенением. Исследованиями [1, 2, 54, 74, 197, 198] бесспорно доказана параллельность изменения обоих высотных уровней, что отражает решающую

роль макроклиматических условий района в целом, которые более или менее плавно меняются по территории. Вместе с тем в высоте снеговой границы на каждом леднике, как и высоте верхней границы леса в частном речном бассейне, существенно проявляется влияние неклиматических факторов. Так, высота фирновой линии, определяемая главным образом вертикальным распределением твердых осадков и температуры воздуха, существенно зависит от орографии, морфологии и ориентации склонов, теплофизических свойств горных пород на не покрытых льдом склонах, направления и интенсивности ветрового снеготранспорта, которые весьма существенно меняются даже на сравнительно небольших участках горной поверхности. Именно наложением влияния этих факторов на фоновые климатические условия обусловлен большой вертикальный диапазон высоты фирновой линии на ледниках одного района либо крупного речного бассейна, исчисляемый зачастую сотнями метров.

Еще в большей степени изложенное относится к верхней границе леса: в зависимости от конкретных сочетаний климатических условий и неклиматических природных факторов (рельеф, гидрогеологические условия, состав и свойства подстилающих почвогрунтов, крутизна и ориентация склонов и др.) она может значительно изменяться от одного бассейна к другому. Кроме того, разные флорогенетические группы различно реагируют на территориальные изменения гидротермических условий [71]. Нельзя не учитывать и роли антропогенного фактора: систематический выпас скота, вырубка леса и связанное с этим усиление лавинной активности приводят нередко к необратимому снижению верхнего предела распространения древесной растительности в горах. В ряде районов Альп, например, современная высота верхней границы леса из-за лавин и хозяйственной деятельности на 300–400 м ниже возможного климатического предела [34, 63, 234, 241, 242]. Снижение верхней

границы леса вследствие хозяйственной деятельности человека и стихийных процессов (пожары, лавины) отмечено и в ряде горных районов СНГ [159].

Все это затрудняет сопоставление высот фирновой линии и верхней границы леса: связь этих уровней, построенная по данным соответствующих определений в сравнительно небольших районах или отдельных речных бассейнах, не очень тесная (см., например, [54]).

Признавая важными и интересными исследования соотношения высоты фирновой линии в отдельных малых бассейнах, мы отказались от такого дифференцированного анализа и попытались сопоставить фоновые – характерные для района в целом высотные уровни фирновой линии (высоты приведенной фирновой линии) и границ древесно-кустарниковой растительности, полагая, что на основе таких сопоставлений более полно выявляется зависимость этих высотных уровней от макроклиматических условий, а роль неклиматических факторов ограничена.

Высота верхней границы леса, принятая для сопоставлений с фирновой линией, заимствована из геоботанических описаний по различным районам.

Как видно из рис. 2.3, полученная связь высоты приведенной фирновой линии H_n с высотой верхней границы леса H_n одинакова для всех рассматриваемых горных районов (Кавказ, Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Алтай, Саяны, Урал, горы Камчатки и Центральной Азии). Расчетное уравнение зависимости имеет вид [159]

$$H_n = 1,11 H_n + 0,69, \quad (2.6)$$

где H_n и H_n – соответствующие высоты, км.

Несколько менее тесная связь, но также вполне убедительная и единая для перечисленных горных районов, получена при сопоставлении высот приведенной фирновой линии и верхней границы субальпийских кустарников (H_k):

$$H_n = 1,12 H_k + 0,30. \quad (2.7)$$

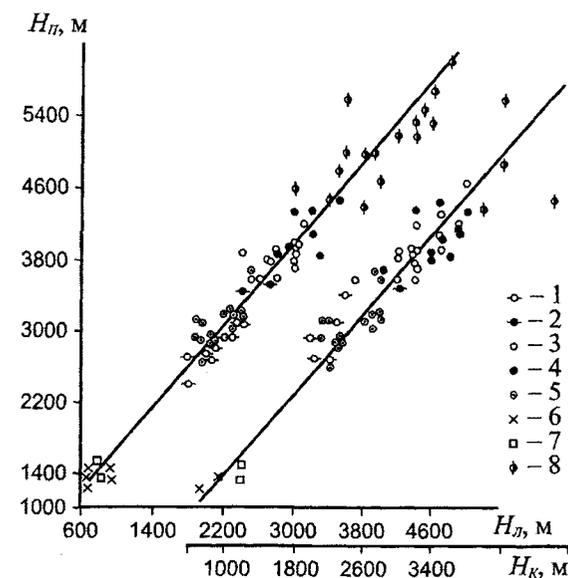


Рис. 2.3. Связь высоты приведенной фирновой линии H_n с высотой верхней границы леса H_n и субальпийских кустарников H_k . 1 – Алтай и Саяны; 2 – Джунгарский Алатау; 3 – Тянь-Шань; 4 – Памир и Гиссаро-Алай; 5 – Кавказ; 6 – Урал; 7 – Камчатка; 8 – Гималаи, Каракорум, Тибет, Алашань

Связь рассматриваемых показателей тесная: коэффициент корреляции в обоих случаях оказался равным 0,97. Ошибка расчета по уравнениям (2.6) и (2.7) σ_x составляет 0,223 и 0,227 км соответственно.

Следует заметить, что, несмотря на различный методический подход к определению высоты снеговой границы на ледниках, данные Виссмана по зарубежной Азии (рис. 2.3) не отклоняются существенно от линии регрессии $H_n = f(H_n)$, выявляемой по данным о высоте приведенной фирновой линии и границы леса для гор юга СНГ. Это свидетельствует о том, что обе характеристики – и климатическая снеговая граница, вычисленная Виссманом как средняя экспозиционная высота фирновой линии с учетом различий по экспозиции, условий ветрового снеготранспорта и глубины расчленения рельефа [242], и приведенная фирновая линия [158, 236] близки по смысловому содержанию.

В единстве связей высот фирновой линии и верхней границы древесно-кустарниковой растительности для столь удаленных друг от друга и разнообразных по природным условиям горных районов проявляется общая для всех гор зависимость рассматриваемых характеристик от макроклиматических условий.

Рассмотрим еще один аспект вопроса о соотношении высот фирновой линии и верхней границы леса. По данным рис. 2.3 нетрудно убедиться, что по мере увеличения высоты фирновой линии разность высотных уровней $\Delta H = H_{\text{п}} - H_{\text{л}}$ нарастает.

Главная причина этого, по мнению М. В. Тронова [190] и Р. Д. Забирова [74], – последовательное увеличение сухости климата, причиной которого может быть как уменьшение сумм осадков, так и повышение температуры воздуха: чем больше величина температурного градиента, тем меньше должно быть вертикальное расстояние между границей леса и снеговой линией [190]. Но поскольку вертикальные градиенты температуры характеризуются высоким территориальным постоянством [16, 55, 224], а влияние ледников на климат невелико [109, 110], то можно считать, что величина вертикального интервала между высотами фирновой линии и верхней границы леса определяется прежде всего градиентом увлажнения: чем он больше, тем меньше разность $\Delta H = H_{\text{п}} - H_{\text{л}}$. При этом большое (если нерешающее) влияние имеют осадки холодного периода, выпадающие преимущественно в твердом виде. Большие снеготопки на склонах препятствуют глубокому промерзанию почв зимой и являются основным источником влаги, обеспечивающим развитие растений в первые месяцы вегетации: именно в результате таяния снежного покрова почвогрунты лесного пояса насыщаются влагой до состояния наименьшей влагоемкости [176]. Чем меньше снеготопки, тем больше глубина и степень сезонного промерзания почв, тем большая часть снеговой влаги стекает по мерзлой поверхности и не участвует в увлажнении почв. Все это отрицательно сказывается на развитии древесной растительности, и верхняя граница леса снижается.

В то же время с уменьшением снежности при прочих равных условиях повышается высота фирновой линии. Следовательно, упомянутая разность высот ΔH по мере уменьшения снежности увеличивается. Таким образом, величину ΔH можно рассматривать как некий индекс увлажнения территории. Но к определению этого индекса в количественном выражении следует подходить весьма осторожно. Как видно из рис. 2.4, связь дифференцированных значений рассматриваемой разности ΔH и высоты приведенной фирновой линии не очень тесная, хотя общая тенденция увеличения этой разности по мере роста высоты фирновой линии несомненна. Слабая связь этих показателей обусловлена упомянутым разнообразием сочетаний климатических и неклиматических природных факторов в каждом конкретном случае и различной реакцией разных флорогенетических групп на увеличение континентальности климата. Качественная же картина возрастания разности ΔH по мере повышения сухости климата несомненна. Заметим, что

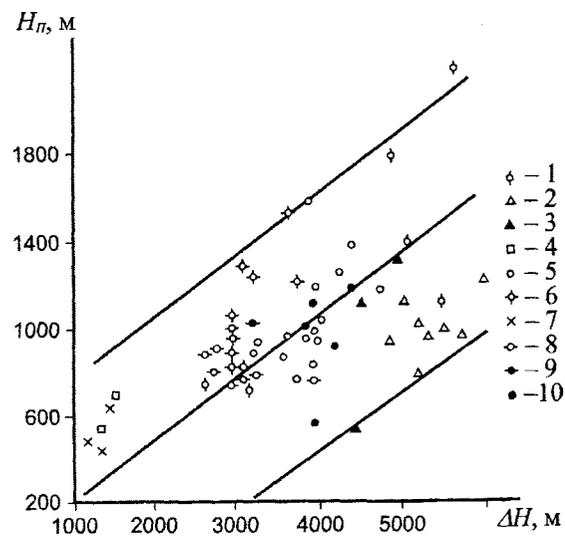


Рис. 2.4. Зависимость разности приведенной фирновой линии и верхней границы пояса ΔH от высоты приведенной фирновой линии $H_{\text{л}}$. 1 – Тибет, Алашань; 2 – Гималаи; 3 – Каракорум; 4 – горы Камчатки; 5 – Алтай, Саяны; 6 – Кавказ; 7 – Урал; 8 – Тянь-Шань; 9 – Джунгарский Алатау; 10 – Памир, Гиссаро-Алай

в зависимости от степени увлажненности территории на поле графика (см. рис. 2.4) обнаруживается определенная дифференциация фактических данных даже при одинаковой высоте фирновой линии. Так, при близких высотах климатической снеговой границы (4,8–5,5 км) рассматриваемая разность ΔH на хорошо увлажняемом южном склоне Гималаев почти на 1000 м меньше, чем в Тибете и Алашане (см. рис. 2.4).

Таким образом, возрастание разности высот фирновой линии и верхней границы леса в горно-ледниковых районах свидетельствует об увеличении континентальности климата, т.е. является неким индексом увлажненности территории. Но для количественного расчета этого индекса пока нет достаточных оснований: конечный результат такого расчета не только во многом определяется степенью влияния на положение обих высотных уровней многочисленных и пока не поддающихся строгому количественному учету природных факторов неклиматического характера, но и существенно зависит от индивидуальной реакции различных флорогенетических групп на увеличение континентальности климата.

Полученные зависимости (см. рис. 2.3) могут быть использованы для определения высоты климатической снеговой границы в районах с «трудным» оледенением и там, где ледников нет. Это, в частности, открывает возможности для более детального изучения распределения высоты климатической границы над континентом и расчета годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников.

2.1.2. Основные закономерности территориальных изменений высоты приведенной фирновой линии

Изложенные методические построения были использованы для составления карты высоты приведенной фирновой линии в горах Средней Азии, Казахстана, Восточного Тянь-Шаня на территории КНР. Методика построения карты сводилась к следующему.

По данным Каталога ледников с использованием расчетных уравнений (2.1)–(2.4) была определена высота приведенной фирновой линии для горно-ледниковых бассейнов, где это было возможно. Для ряда районов, где достоверный расчет значений $H_{\text{п}}$ из-за недостатка фактических данных невозможен, искомый высотный уровень определен по зависимости от верхней границы древесно-кустарниковой растительности, заимствованной из геоботанических описаний либо снятых с крупномасштабных (1:25 000 – 1:100 000) топографических карт. Все результаты определений вынесены на карту (в масштабе 1:2 500 000) и использованы для выявления закономерностей территориальных изменений высоты фирновой линии. Полученные результаты (рис. 2.5) вполне соответствуют сложившимся в гляциологии представлениям: на исследуемой территории отчетливо проявляется закономерное увеличение высоты приведенной фирновой линии в направлении с севера на юг.

При явной ведущей роли географической широты на высоте фирновой линии отражается и ориентация ледниковых бассейнов:

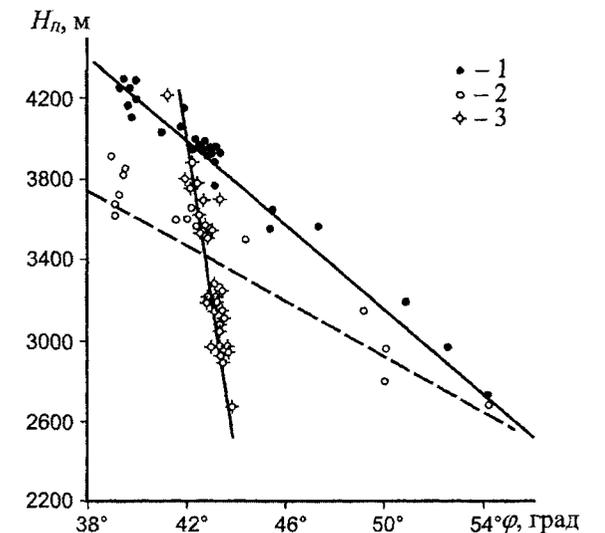


Рис. 2.5. Зависимость высоты приведенной фирновой линии $H_{\text{л}}$ от географической широты φ . 1 – Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Алтай, Саяны – северные склоны; 2 – западные склоны тех же горных систем; 3 – Кавказ

на западных и северо-западных склонах хребтов, ориентированных навстречу влагоносным воздушным массам, фирновая линия на той же широте существенно ниже, чем на северных (см. рис. 2.5). Характерно, что разность высот приведенной фирновой линии между склонами северной и западной ориентации закономерно уменьшается в направлении с запада на восток и на $95-100^\circ$ в.д. становится незначительной (рис. 2.6). По-видимому, наряду с постепенным истощением влагосодержания атлантических воздушных масс с запада на восток [215] в большей мере сказывается эффект массивности гор, влияние которого, вероятно, особенно ощутимо в Алтае-Саянской горной системе, где рассматриваемые различия (см. рис. 2.6) минимальны. Все это хорошо согласуется с известными представлениями о географии высоты фирновой линии в горах СНГ [84, 101, 145, 114] и косвенно подтверждает достоверность результатов расчета высоты приведенной фирновой линии.

Для Памира и Гиссаро-Алая характерен существенно больший широтный градиент высоты приведенной фирновой линии, со-

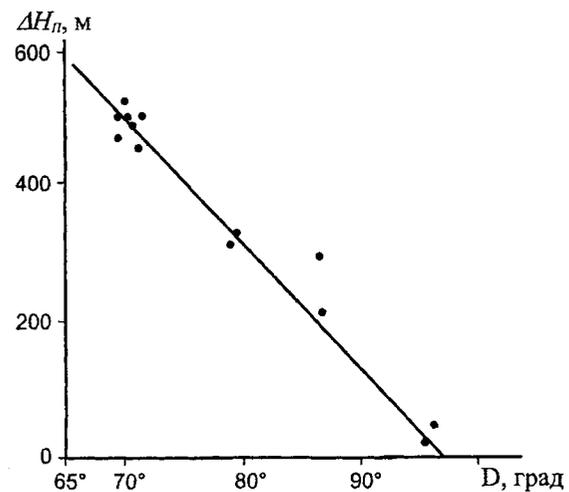


Рис. 2.6. Изменение разности между высотами приведенной фирновой линии ΔH_p на северных и западных макросклонах хребтов Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Алтая и Саян в направлении с запада на восток (D – географическая долгота)

ставляющий в среднем около 1000 м/град широты. Здесь особенно ярко проявляются эффект массивности гор и резкое уменьшение суммарной увлажненности территории от открытых к юго-западу склонов Гиссаро-Алая и передовых северо-западных хребтов Памира в глубь горной страны [113, 114].

Несмотря на сравнительно небольшое изменение по широте в пределах Главного Кавказского хребта, зависимость высоты приведенной фирновой линии от географической широты проявляется и здесь, однако доминирует изменение значений H_p вдоль хребта (рис. 2.7). Характерно, что разность высот приведенной фирновой линии между северным и южным склонами хребта на всем его протяжении остается постоянной и составляет в среднем 200–220 м (см. рис. 2.7). Близкие величины разности высот приведенной фирновой линии на северных и южных склонах горных хребтов типичны и для гор Средней Азии [29, 31, 52]. Это вдвое меньше разности средних высот фирновой линии

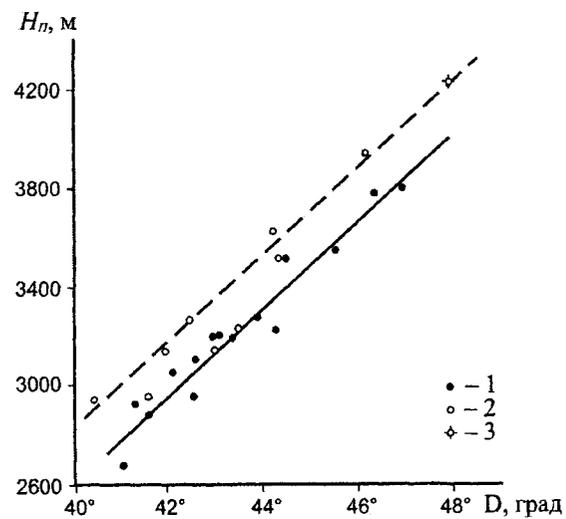


Рис. 2.7. Изменение высоты приведенной фирновой линии H_p на Кавказе в зависимости от географической долготы D . 1 – Северный Кавказ (ледники склонов северной ориентации); 2 – южный склон Большого Кавказа (ледники склонов южной ориентации); 3 – Восточный Кавказ (ледники южных склонов в бассейне р. Усучхай)

между северными и южными склонами, выявленной Виссманом [242] для гор Центральной Азии.

Введением в расчет выявленных широтных градиентов все данные о высоте фирновой линии были приведены к единой широте ($\varphi = 40^\circ$ с. ш.), что позволило проанализировать изменение значений H_p в направлении с запада на восток. При этом выявлено, что в пределах Памира, Гиссаро-Алая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Алтае-Саянской горной системы эти изменения при прочих равных условиях (исключено влияние географической широты и ориентации склонов) незначительны, различия обусловлены лишь ориентацией макросклонов по отношению к преобладающему направлению

влагопереноса и положением района относительно периферии горной страны.

Полученные результаты (значения H_p , вычисленные для различных районов по данным Каталога ледников, выявленные широтные градиенты этих значений и незначительное изменение высоты фирновой линии в направлении с запада на восток при условии исключения влияния географической широты и макроориентации склонов) использованы для определения высоты приведенной фирновой линии в узлах координатной сетки карты с интервалом 20 мин по широте и долготе. Полученное таким образом поле высот фирновой линии использовано для построения карты изохион (рис. 2.8). На ней отчетливо выражены рассмотренные

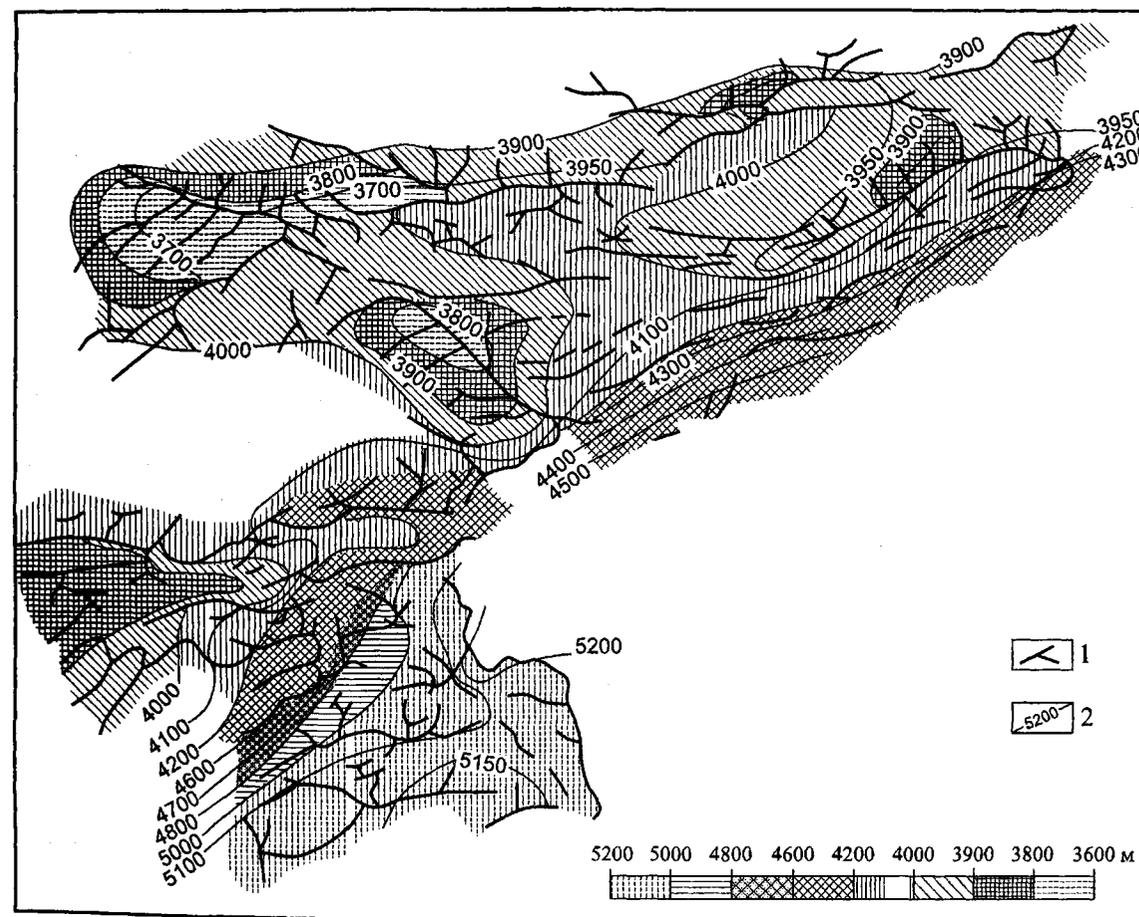


Рис. 2.8. Схематическая карта высоты приведенной фирновой линии в горах Средней Азии. 1 – основные хребты и водоразделы; 2 – изохионы

закономерности территориальных изменений высоты приведенной фирновой линии: широтная зональность и приуроченность наименьших значений $H_{\text{ц}}$ к внешним склонам передовых хребтов на западной и юго-западной периферии горных стран (Западный Тянь-Шань, юг Гиссаро-Алая, юго-западный склон Ферганского хребта). Карта (см. рис. 2.8) использована для расчета годовых сумм аккумуляции твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии.

2.1.3. Годовая аккумуляция твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии

Явный недостаток фактической информации вынуждает искать методы косвенного определения осадков и снеготпасов в горах. Среди них весьма перспективен расчет аккумуляции твердых осадков на высоте границы питания ледников, где справедливо равенство средних годовых величин общей абляции – $A_{\text{г}}$ (таяние + испарение) и сумм твердых осадков $x_{\text{г}}$ (включая результирующую процессов ветрового и лавинного снеготпереноса)¹. Методика расчета величин $A_{\text{г}}$ и $x_{\text{г}}$ на границе питания ледников, основанная на использовании эмпирических зависимостей стаивания снега от показателей теплового и радиационного режима [107, 108, 112, 129], все шире используется при решении ряда теоретических и прикладных задач гляциологии, климатологии и гидрологии.

Следует заметить, что при расчетах сумм аккумуляции твердых осадков на ледниках по упомянутой методике исследователи оперируют, как правило, значениями высоты снеговой границы, осредненной для однородных групп ледников, которая далеко не всегда совпадает с высотой фоновой климатической границы снега на ледниках, характерной для данного района. Очевидно, что

для нашей задачи – определения годовых сумм твердых осадков – наибольший интерес представляет именно последняя – фоновая граница снега, высота которой определяется, главным образом, климатическими условиями района при максимально ограниченном влиянии локальных факторов. К этому уровню, как показано выше, приближается высота приведенной фирновой линии, которая обычно существенно больше высоты фирновой линии, рассчитанной как среднее для совокупности ледников даже крупных речных бассейнов либо районов. Согласно результатам исследований [159], эти различия могут изменяться в крупных ледниковых районах от 20 до 350–370 м и составляют в среднем около 130 м. Еще большие различия возможны при расчете средней высоты фирновой линии для малых групп ледников, объединяемых по территориальному признаку [33], при этом отклонения $H_{\text{ф}}$ от $H_{\text{ц}}$ могут иметь различный знак. Напомним, что ошибка в высоте границы питания всего на 35 м эквивалентна ошибке в 0,25 °С в определении средней летней температуры воздуха и ошибке в осадках, равной 40–140 мм [113]. Ясно, что суммы осадков, рассчитанные для уровней $H_{\text{ф}}$ и $H_{\text{ц}}$, могут значительно различаться.

Исходя из указанных соображений при определении годовых сумм аккумуляции твердых осадков по упомянутой методике в расчет принималась высота приведенной фирновой линии. Расчет выполнен по кубической зависимости [112]:

$$A_{\text{г}} = (t_{\text{VI-VIII}} + 9,5)^3, \quad (2.8)$$

где $A_{\text{г}}$ – годовая абляция снега и льда на высоте фирновой линии, мм; $t_{\text{VI-VIII}}$ – средняя летняя (за июнь-август) температура воздуха на расчетной высоте, °С.

Для выявления закономерностей территориального изменения средней летней

температуры в горах предварительно были выполнены специальные исследования с использованием всей доступной фактической информации по горной территории Центральной и Средней Азии и Казахстана [106]. В результате установлены устойчивые и закономерные изменения средней летней температуры воздуха по широте и долготе. Также определено, что вертикальный градиент значений $t_{\text{VI-VIII}}$ не одинаков на разных высотах: для большей части территории Тянь-Шаня, Памира и Гиссаро-Алая на малых и средних высотах (до 3000 м) этот градиент устойчив и составляет в среднем 0,64 °С/100 м высоты. Выше он постепенно увеличивается, а на высотах более 3500–4000 м приближается к градиенту температуры в свободной атмосфере, составляя в среднем 0,70 °С/100 м высоты. Используя опыт аналогичных исследований [55, 108, 111, 114], на основе этих результатов и данных режимных метеорологических наблюдений, содержащихся в климатологических справочниках, мы рассчитали среднюю летнюю температуру воздуха на высоте 3500 м в узлах пересечения координатной сетки карты Памира, Гиссаро-Алая и Тянь-Шаня с интервалом 20 мин по широте и долготе. При проведении изотерм результаты расчетов корректировались по вынесенным на ту же карту данным фактических измерений температуры на станциях и постах, приведенным с учетом выявленных вертикальных градиентов температуры к расчетному уровню (3500 м). Полученное таким образом поле средней летней температуры воздуха на высоте 3500 м использовано для определения значений $t_{\text{VI-VIII}}$ на высоте приведенной фирновой линии в горноледниковых бассейнах и узлах пересечения упомянутой координатной сетки. Эти значения по уравнению (2.8) пересчитаны в величины абляции, численно равные суммарной аккумуляции твердых осадков. Коэффициент концентрации твердых осадков на этом этапе исследований принят равным единице, а ледниковый скачок температуры – 1 °С.

В результате составлена карта годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии в горах Средней Азии и Казахстана (рис. 2.9).

В общих чертах карта хорошо согласуется с результатами аналогичных построений, выполненных ранее А. Н. Кренке и О. В. Рототаевой [107, 145, 146] на основе данных о средней высоте фирновой линии. Поскольку принятые в расчет значения $H_{\text{ц}}$ характеризуют фоновый (типичный для данного бассейна либо района) уровень снеговой границы на ледниках, наша карта не отражает деталей, выявляемых на картах А. Н. Кренке и О. В. Рототаевой, но более отчетливо характеризует общие закономерности увлажнения гляциального пояса, отмеченные ранее А. Н. Кренке [107, 110]. Поражают огромные межрайонные контрасты увлажнения, обусловленные влиянием рельефа. В распределении величины $A_{\text{г}}$ (см. рис. 2.9) отчетливо проявляются эффекты орографического барьера и «массивности гор». Первый особенно ярко выражен на западе Тянь-Шаня и Памиро-Алая: максимальные величины $A_{\text{г}}$ приурочены здесь к бассейнам со свободным доступом юго-западных и западных влагонесущих потоков воздуха (бассейны рек южного склона Гиссарского хребта, реки Пскем на крайнем западе Тянь-Шаня, Майлису и Кугарт на западном склоне Ферганского хребта). За гребнями хребтов, замыкающих долины перечисленных рек, величины $A_{\text{г}}$ много меньше. Проявлением этого эффекта служит также последовательное уменьшение значений $A_{\text{г}}$ вдоль гребней хребтов широтного простирания, особенно отчетливо выраженное в бассейне р. Сурхоб. Эффект «массивности гор» особенно ярко проявлен на Памире и Внутреннем Тянь-Шане, где увлажненность территории закономерно и существенно уменьшается с запада на восток.

В районе Ферганского хребта на карте (см. рис. 2.9) проявляется еще один интересный эффект: зона относительно большого увлажнения к востоку от гребня упомянутого

¹Различие по высоте между фирновой линией и границей питания в среднем за многолетие в условиях Средней Азии не превышает 20 м [145] и с учетом точности наших расчетов им можно пренебречь.

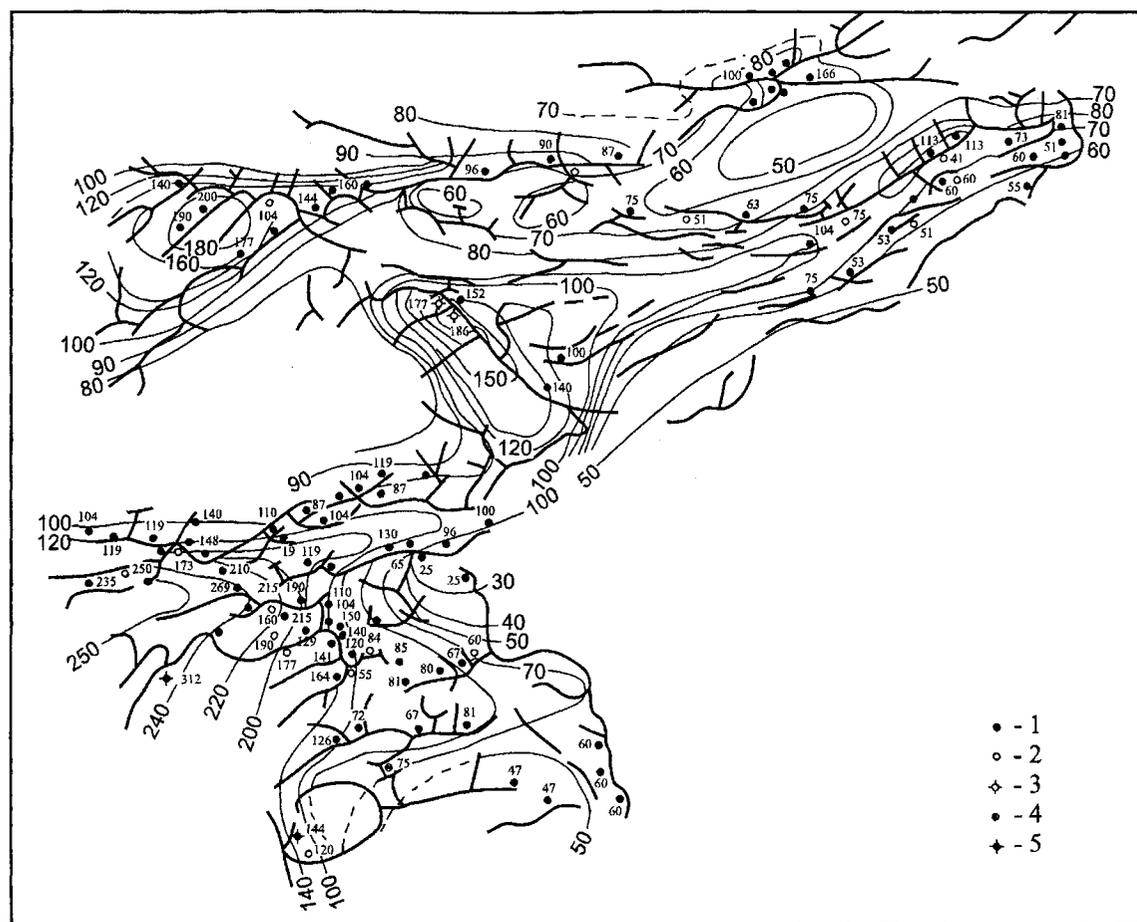


Рис. 2.9. Карта годовой аккумуляции твердых осадков A_r на высоте приведенной фирновой линии в горах Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана. Необходимая для расчета величины A_r высота фирновой линии определена: 1 – по данным Каталога ледников для склонов северной, восточной и западной ориентации; 2 – для ледников южных склонов; 3 – по связи с верхней границей древесно-кустарниковой растительности; 4 – по данным прямых измерений; 5 – гидрологический контроль (по данным А. Н. Кренке и О. В. Рототаевой [114])

хребта. По-видимому, это проявление процессов значительного ветрового перераспределения атмосферных осадков в процессе их выпадения [101, 189, 203].

Самым сухим районом Средней Азии является территория бассейнов оз. Каракуль и р. Маркансу на Восточном Памире, самым влажным – южный склон Гиссарского хребта и северо-западный район Памира (бассейны рек Обихингоу, Ванч).

На карте отчетливо прослеживается главное (юго-западное) направление атмосферного влагопереноса. Совпадая с направ-

лением основных хребтов внутреннего Тянь-Шаня, влагонесущие потоки воздуха, преодолев хр. Терскей-Алатау, обуславливают сравнительно большое увлажнение восточной части Прииссыккуля. Именно этими потоками обусловлена большая снежность пригребневой зоны Терскей-Алатау, подтвержденная измерениями аккумуляции на леднике Орто-Тер [107].

Изложенное позволяет заключить, что при определении годовых сумм аккумуляции твердых осадков в высокогорье в расчет следует принимать высоту приведенной

фирновой линии: она максимально приближается к климатической снеговой границе, а рассчитанные для этого уровня величины аккумуляции надежнее характеризуют фоновое увлажнение высокогорной зоны в сравнении с соответствующими значениями, определенными для осредненной высоты фирновой линии.

2.1.4. Коэффициент концентрации твердых осадков на ледниках

Поскольку влияние ледниковых систем СНГ на климат невелико [110], поля аккумуляции могут быть преобразованы в поля годовых сумм твердых осадков. Для этого используется введенное В. Г. Ходаковым представление о коэффициенте концентрации, который является количественным выражением дополнительного питания ледника за счет метелевого и лавинного сноса части снеготазов с окружающих склонов. Степень метелевой и лавинной концентрации снега можно вычислить по соотношению [101, 185]

$$x_{\text{ср}} = x_0 \frac{F_1 + F_2}{F_1}, \quad (2.9)$$

где $x_{\text{ср}}$ – суммарное снегонакопление на леднике; x_0 – величина фоновых осадков; F_1 и F_2 – площади со снегом и без снега в данном ледниковом бассейне.

Отношение F_1/F_2 характеризует величину дополнительного питания и может быть названо коэффициентом концентрации K_x [185]. Сходное смысловое значение представляет предложенный В. Ш. Цомаея [205] коэффициент неравномерности оледенения K_n , равный отношению площади ледника к площади бассейна. Оба коэффициента связаны между собой гиперболической зависимостью [223]

$$K_x = \frac{1}{K_n} - 1. \quad (2.10)$$

Справедливо считая, что коэффициенты K_x и K_n завышают потенциальное дополни-

тельное питание ледника, А. С. Щетинников предложил показателем концентрации снега на ледниках считать отношение площади скального обрамления выше фирновой линии $f_{\text{ск}}$ к площади области питания ледника f : $\lambda_{\text{п}} = f_{\text{ск}} / f$.

В. Г. Ходаков и Г. П. Моисеева [202] в качестве меры ветровой и лавинной концентрации снега на границе питания предложили использовать отношение ширины ледникового бассейна B_6 к ширине ледника на уровне этой границы B_0 : $K_c = B_6/B_0$. Результаты их расчетов показали, что чем крупнее ледник, тем меньше величина K_c : для малых каровых ледников она равна 2, для средних горнодолинных – 1,5, для крупных долинных близка к единице.

Выполненные А. С. Щетинниковым [224] массовые определения перечисленных коэффициентов для ледников Средней Азии показали, что наиболее устойчивы средне-взвешенные значения коэффициента K_c , для отдельных же ледников этот показатель изменяется от 1,0 до 20,0, а территориальное распределение величин K_c в Гиссаро-Алае, в частности, характеризуется большой пестротой, не выявляя определенных закономерностей. Еще более значителен диапазон колебаний коэффициента $\lambda_{\text{п}}$.

Перечисленные коэффициенты характеризуют максимально возможную величину лавинного и метелевого питания: предполагается, что весь снег со скального обрамления сносится лавинами либо ветром на ледник. На самом же деле, вряд ли это типично. Во-первых, многие лавины не достигают поверхности ледника, останавливаясь у фронтального откоса боковой морены [223]. Во-вторых, большая часть поверхности склонов ледникового обрамления представлена относительно высоко приподнятыми скальными обнажениями, на стенках которых снег из-за большого уклона не скапливается, ссыпаясь по мере накопления к основанию скальных выступов, где формируются многочисленные микроснежинки. Кроме того, при характерной для гляциального

пояса большой дробности расчленения рельефа неизбежно формирование на склонах многочисленных, хотя и сравнительно небольших, ветровых снежников. Все эти микроснежники в лавинообразовании, как правило, не участвуют и остаются на склоне вплоть до стаивания, хотя склон в целом может восприниматься на аэроснимке как бесснежный.

Следует также иметь в виду, что в умеренно снежных районах, где велики экспозиционные контрасты снежности (большая часть территории Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, Восточный Памир, северные склоны Алайского и Туркестанского хребтов), значительная часть снегозапасов на склонах южной четверти горизонта может расходоваться на радиационное таяние (особенно в первой половине холодного периода, когда снегозапасы в гляциально-нивальном поясе относительно невелики) и испарение, а следовательно, в дополнительном питании ледника не участвуют.

Таким образом, все перечисленные коэффициенты завышают потенциальное лавинное и метелевое питание ледников и вычислить величину этого завышения из-за недостатка фактических данных пока невозможно. Прямые же определения коэффициента концентрации единичны, на их основании принято считать, что для долинных ледников этот показатель составляет 1,4 [107, 108, 114].

А. Н. Кренке и Л. Н. Шантыкова [113, 214] предприняли попытку дифференцировать значения коэффициента концентрации в зависимости от морфологии ледников. При этом за эталон, как и прежде, принимался коэффициент концентрации на долинных ледниках, равный, по мнению авторов, 1,4, а коэффициент концентрации для ледников другого морфологического типа вычисляется по отклонению высоты границы питания от ее значения на небольших долинных ледниках. Для каждого класса ледниковых систем, выделяемых по соотношению ледников различного морфологического типа, находился характерный коэффициент концентрации,

который, согласно результатам этих определений, изменятся от 0,7 до 2,2 [110].

Попытаемся рассмотреть эту задачу с несколько иных позиций, опираясь на понятие приведенной фирновой линии [158, 236]. Использование высоты приведенной фирновой линии при расчете годовых сумм твердых осадков в ледниковых районах в значительной мере избавляет от неопределенности поправок на метелевую и лавинную концентрацию снега, обусловленную локальными различиями орографии, морфологии и экспозиции ледников. Действительно, на всех ледниках (по крайней мере, при площади ледника $F > 14 \text{ км}^2$), где высота фирновой линии совпадает с приведенной, величина коэффициента концентрации будет единой, независимо от их морфологии и размеров.

Как отмечалось ранее [158, 236], высота фирновой линии на крупных ледниках предопределена преимущественно климатическими условиями района при максимально ограниченном влиянии локальных неклиматических факторов. Можно, по-видимому, принять, что чем больше высотный интервал между границей питания на данном леднике и приведенной фирновой линией, тем более аномален режим его аккумуляции-абляции. Величину $R_n = H_\phi / H_n$ можно рассматривать как меру аномалии в упомянутом режиме. Показателем этой аномалии является и отношение годовой аккумуляции A_r к фоновой величине твердых осадков $x_{тв}$, формирующих аккумуляцию на уровне границы питания. По сути отношение $K_n = A_r / x_{тв}$ характеризует величину дополнительного метелевого и лавинного питания ледника. Следует подчеркнуть, что для решения нашей задачи необходимы именно значения дополнительной концентрации твердых осадков на уровне границы питания K_n , а не суммарное дополнительное питание ледника в целом K_n , вычисляемое как отношение средневзвешенных по площади A_r и $x_{тв}$. Значения K_n и K_n могут не совпадать: для ледников Туокусу, например, по осредненным за 1959–1970 гг. данным они равны 1,40 и 1,17.

К сожалению, величина $K_n = A_r / x_{тв}$ характеризует не только дополнительную концентрацию снега. По своему содержанию она по меньшей мере трехкомпонентна: помимо влияния ветровой и лавинной концентрации снега здесь неизбежно проявляются и локальные аномалии в режиме абляции и, прежде всего, в режиме радиационного теплоприхода. Очевидно, эти аномалии по мере увеличения площади ледника должны проявляться все в меньшей степени и, судя по рассмотренным зависимостям $H_\phi = f(F)$, при площади ледника $F > 14 \text{ км}^2$ становятся неощутимыми. Следовательно, можно считать, что величина K_n характеризует преимущественно дополнительную концентрацию снега за счет ветрового и лавинного сноса.

Итак, отчетливо сознавая, что мы рискуем несколько завысить значение K_n , но не имея возможности определить меру этого завышения из-за недостатка фактических данных, примем за коэффициент концентрации твердых осадков на уровне границы питания отношение годовой аккумуляции A_r , вычисленной по кубической зависимости [112], к годовой сумме твердых осадков $x_{тв}$, принимающих участие в формировании величины A_r .

Очевидно, что $x_{тв} = x_r - Z - x_{ж}$, где x_r – годовая сумма осадков, мм; Z – суммарное испарение снега, мм; $x_{ж}$ – сумма жидких осадков за год, мм.

Данные фактических наблюдений, по которым можно надежно вычислить K_n , немногочисленны. Тем не менее по этим данным выявляются определенные закономерности. Как видно из рис. 2.10, в большинстве горно-ледниковых бассейнов, где величина осадков на разных высотных уровнях определена надежно, значения K_n тесно связаны с $R_n = H_\phi / H_n$. При этом данные по большинству рассматриваемых бассейнов группируются в единую зависимость, которой соответствует уравнение

$$K_n = 1,07 R_n^{7,10}, \quad (2.11)$$

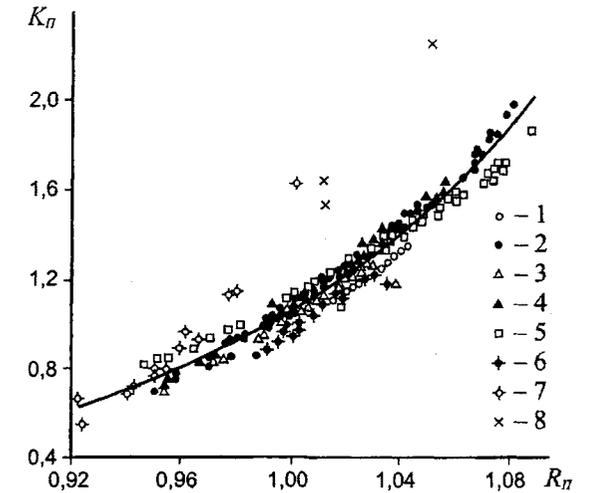


Рис. 2.10. Зависимость коэффициента твердых осадков на ледниках от величины $R_n = \frac{H_\phi}{H_n}$ (H_ϕ – высота фирновой линии на данном леднике, H_n – высота приведенной фирновой линии). 1–8 – горно-ледниковые бассейны

где K_n – коэффициент концентрации твердых осадков на уровне границы питания; R_n – отношение высоты приведенной фирновой линии к высоте фирновой линии на данном леднике.

Судя по этой зависимости, коэффициент концентрации твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии в разных бассейнах изменяется от 0,95 до 1,15 при среднем $K_n = 1,07$.

Из рис. 2.10 следует, что от общей зависимости $K_n = f(R_n)$ существенно отклоняются данные по бассейну р. Коксу (район ледника Абрамова). Представляются вероятными две причины такого несоответствия. Во-первых, судя по опубликованным данным [119], гляциальный пояс этого бассейна отличается аномально большим снегонакоплением даже на фоне общей снежности района в целом, чем, вероятно, и обусловлено отклонение данных по бассейну р. Коксу от зависимости $K_n = f(R_n)$, типичной для других районов. Во-вторых, как будет показано, бассейн р. Коксу существенно более заснежен в сравнении с другими бассейнами, данные

по которым использованы для построения зависимости (см. рис. 2.10). Вполне вероятно, что полученная для бассейна р. Коксу зависимость $K_n = f(R_n)$ отражает реальные соотношения, характерные для аномально снежных районов. Близкие к этой зависимости соотношения выявляются и для юго-западного склона Ферганского хребта, территория которого также характеризуется относительно большой снежностью. К сожалению, решить более определенно, насколько координаты зависимостей $K_n = f(R_n)$ в аномально снежных районах отличаются от типичных для остальной территории (см. рис. 2.10), из-за недостатка фактических данных об осадках пока невозможно.

Таким образом, на уровне приведенной фирновой линии величина коэффициента концентрации твердых осадков едина и не зависит от размеров и морфологии ледника. В среднем для ряда наиболее изученных бассейнов K_n равен 1,07, и на современном этапе изученности без существенного ущерба для результатов расчета годовых сумм осадков на уровне H_n может быть принят равным 1,10.

Изложенные материалы позволяют сделать следующие выводы:

1. Степень влияния климатических и неклиматических (орография, рельеф, подстилающие породы, мезо- и микроориентация склонов и др.) факторов на высоту фирновой линии в большой мере зависит от площади ледника. Можно полагать, что при $F > 14 \text{ км}^2$ высота фирновой линии определяется преимущественно фоновыми макроклиматическими условиями района при существенно ограниченном влиянии локальных неклиматических факторов.

2. Для районов, где фактических данных недостаточно для уверенного определения высоты приведенной фирновой линии H_n по предложенной методике, этот показатель можно установить по связи с верхней границей древесно-кустарниковой растительности. Эти связи едины для гор континента и отражают общую для всех горных районов

связь указанных высотных уровней с макроклиматическими условиями, которые более или менее плавно меняются по территории континента.

3. Разность высот фирновой линии и верхней границы леса в горно-ледниковых районах можно рассматривать как индекс увлажненности территории. Но для количественного расчета этого показателя пока нет достаточных оснований: конечный результат этого расчета не только во многом определяется степенью влияния на положение обоих уровней многочисленных и пока не поддающихся строгому количественному учету природных факторов неклиматического характера, но и существенно зависит от индивидуальной реакции различных флорогенетических групп на изменение увлажненности.

4. В территориальном распределении высоты приведенной фирновой линии всюду отчетливо проявляется влияние географической широты и ориентации горно-ледниковых бассейнов относительно преобладающего направления влагопереноса над континентом. Характерный для континента широтный градиент значений H_n может существенно изменяться под влиянием эффекта «массивности гор» и региональных особенностей суммарной увлажненности.

5. В горах юга СНГ (от Кавказа до Саян) всюду максимально увлажнены бассейны, ориентированные на запад (З, ЮЗ, СЗ) – навстречу влагоносным воздушным массам; высота приведенной фирновой линии здесь существенно меньше, чем на макросклонах хребтов полярной ориентации и внутригорных районов. Роль атлантических воздушных масс в суммарном увлажнении понижается к востоку и на 95–100 меридиане в. д. становится неощутимой: судя по высоте приведенной фирновой линии, горно-ледниковые бассейны независимо от их ориентации увлажнены здесь более или менее одинаково.

6. При определении годовых сумм аккумуляции твердых осадков по методике, основанной на зависимости стаивания снега от

показателей теплового и радиационного режимов, в расчет целесообразно вводить высоту приведенной фирновой линии: она максимально приближается к климатической снеговой границе, а рассчитанные для этого уровня значения аккумуляции надежнее характеризуют фоновое увлажнение высокогорной зоны в сравнении с соответствующими величинами, рассчитанными для высоты фирновой линии, осредненной для территориально однородных групп ледников.

7. На современном этапе изученности коэффициент концентрации твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии можно принять равным 1,10.

2.2. РАСЧЕТ СРОКОВ ЗАЛЕГАНИЯ УСТОЙЧИВОГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРАХ

Для решения многих научно-методических и прикладных задач необходимы сведения о сроках залегания устойчивого снежного покрова в горах. В частности, продолжительностью периода с устойчивым снежным покровом в значительной мере определяются длительность периода аккумуляции атмосферных осадков, выпадающих преимущественно в твердом виде, сроки окончания весеннего половодья, продолжительность лавиноопасного периода и условия проходимости и хозяйственного освоения горной территории в целом.

В горных районах, где прямыми наблюдениями охвачен значительный диапазон высот, обнаруживается тесная зависимость сроков залегания снежного покрова от абсолютной высоты [53, 80, 101, 173, 195]. Однако для большей части горной территории, особенно для ее среднегорно-высокогорного пояса, определить сроки установления и разрушения устойчивого снежного покрова по имеющимся данным прямых наблюдений не удается. В этих условиях большое значение приобретает выявление общих для различных горных районов закономерностей территориальных изменений исследуемых

характеристик, на основе которых возможны интерполяционные построения, опирающиеся на ограниченную фактическую информацию. Опыт такого исследования излагается ниже.

В поисковых разработках использованы нормированные величины сроков залегания устойчивого снежного покрова, содержащиеся в климатологических справочниках по территории Алтая, Джунгарского Алатау, Памиро-Алая, Кавказа и Тянь-Шаня, включая его восточную часть на территории КНР. При этом потребовалась предварительная доработка фактической информации по территории Восточного Тянь-Шаня в целях приведения ее к виду, сопоставимому с данными соответствующих наблюдений на территории СНГ. Дело в том, что в климатологических справочниках по территории КНР нет информации о сроках залегания устойчивого снежного покрова. Приведены лишь данные о количестве дней со снежным покровом за каждый месяц холодного периода и сведения о датах образования и разрушения снежного покрова, сформировавшегося в результате первого осеннего и последнего весеннего снегопадов. При определении сроков образования и разрушения устойчивого снежного покрова за основу принят первый из названных видов фактической информации. Снежный покров считался устойчивым, если продолжительность периода без снега в течение месяца не превышала 3 сут. Количество дней с неполной продолжительностью снежного периода в течение месяца в начале и конце холодного сезона плюсовалась к последующему (предыдущему) периоду с устойчивым снежным покровом. Результаты этих определений использованы для соответствующей корректировки сведений о датах образования (разрушения) первого и последнего снежного покрова.

С этой целью по данным 92 станций Восточного Тянь-Шаня были построены графические связи дат образования и разрушения первого (последнего) и устойчивого снежного покрова. Коэффициенты корреляции этих

связей высокие: $> 0,90$ для сроков образования снежного покрова и $0,83$ для сроков разрушения. На основе этих связей по данным о сроках залегания первого и последнего снежного покрова были определены даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова для 100 станций. Таким образом, общее количество станций, данные по которым использованы в поисковых разработках для Восточного Тянь-Шаня, составило 192.

Полученная информация о сроках залегания устойчивого снежного покрова в Восточном Тянь-Шане в совокупности с упомянутыми данными по Казахстану и республикам Средней Азии использована для последующих методических разработок. Первоначально мы пытались решить задачу путем построения районных зависимостей сроков установления и разрушения устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты. При этом для определения верхнего предела зависимостей («уровень 365» по Г. К. Тушинскому) использованы данные о высоте приведенной фирновой линии с учетом разности высот снеговой границы на ледниках и неледниковых склонах. Судя по опубликованным данным [15, 101, 188, 231], эта разность существенно меняется от района к району (от 100–150 до 800 м), но в большинстве случаев составляет около 400 м. Эта средняя величина принята в расчет при определении верхнего предела средней высоты снеговой границы на непокрытых льдом склонах.

Как выяснилось, для всех горных районов, где по данным режимных наблюдений удалось построить зависимости сроков установления T_y и разрушения T_p устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты H , характер этих зависимостей одинаков, для многих районов близки и вертикальные градиенты рассматриваемых характеристик, хотя их абсолютные значения на сопоставимых высотах значительно различаются. Общий для разных районов характер зависимостей $T_{yp} = f(H)$ и сходство вертикаль-

ных градиентов исследуемых показателей дают основание полагать, что всем горным районам присущи единые закономерности территориальных изменений сроков залегания устойчивого снежного покрова. Очевидно, что выявление этих закономерностей должно базироваться на использовании фактической информации по различным районам. Но для этого необходимо исключить различия, обусловленные влиянием присущих данному району локальных условий формирования и режима снежного покрова. С этой целью мы попытались совместить зависимости $T_{yp} = f(H)$, полученные для различных районов, предварительно пересчитав шкалу времени в относительные величины. За начало отсчета приняты даты образования и разрушения устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м. Выбор этого высотного уровня не случаен: большинство пунктов режимных наблюдений за снежным покровом в горах как юга СНГ, так и КНР располагается на малых высотах и координаты зависимостей $T_{yp} = f(H)$ здесь более или менее надежно выявляются по фактическим данным.

При совмещении региональных кривых $T_{yp} = f(H)$ на эталонном уровне (1000 м) выяснилось, что данные по упомянутым горным районам группируются в три типовые зависимости, представленные на рис. 2.11, 2.12. Первая (см. рис. 2.11) отражает изменение по высоте сроков установления и разрушения устойчивого снежного покрова на макросклонах горных хребтов широтного и субширотного простирания, вторая – на более увлажненных макросклонах хребтов, ориентированных на запад (СЗ, З, ЮЗ), а третья (см. рис. 2.12) характеризует вертикальное распределение этих показателей в орографически закрытых внутригорных районах и межгорных котловинах. Показательно, что параметры уравнений регрессии зависимостей $T_y = f(H)$, полученные для указанных групп районов, очень близки. Это и понятно: главным аргументом, определяющим сроки образования устойчивого снежного покрова

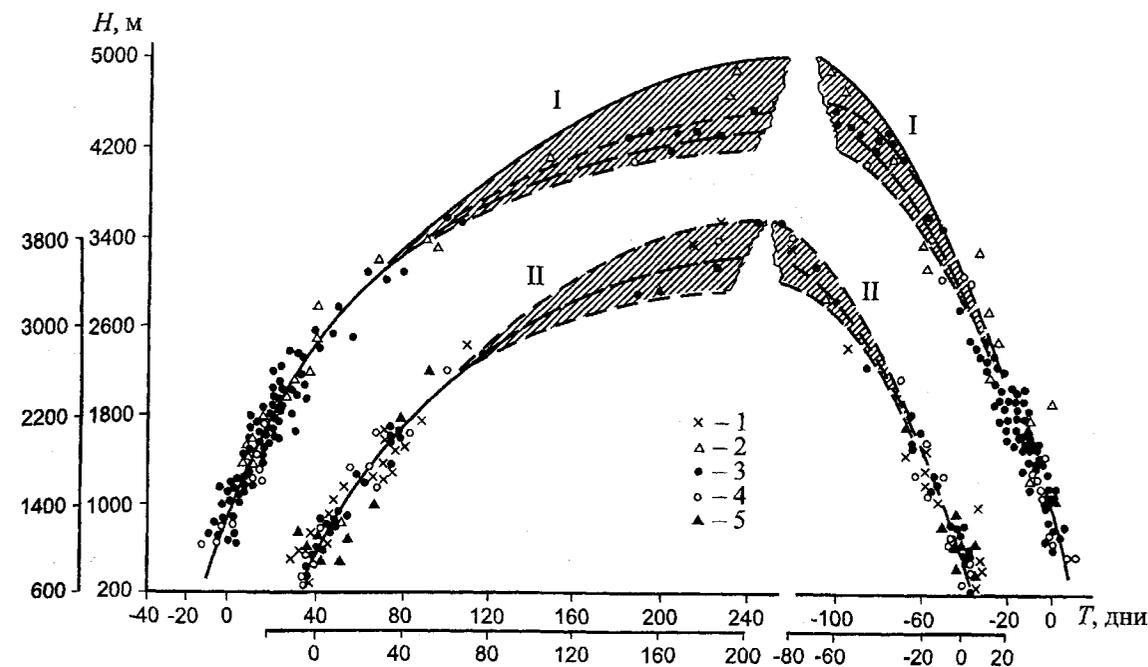


Рис. 2.11. Зависимость относительных сроков установления (на графике справа) и разрушения устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты в горах юга СНГ: I – для макросклонов горных хребтов широтного простирания; II – для макросклонов хребтов западной ориентации. 1 – южный склон Большого Кавказа; 2 – Памир, Гиссаро-Алай; 3 – Тянь-Шань; 4 – Джунгарский Алатау; 5 – Алтай. Нижняя шкала – для макросклонов хребтов западной ориентации. Штриховкой показана зона вероятного положения линии регрессии для различных районов

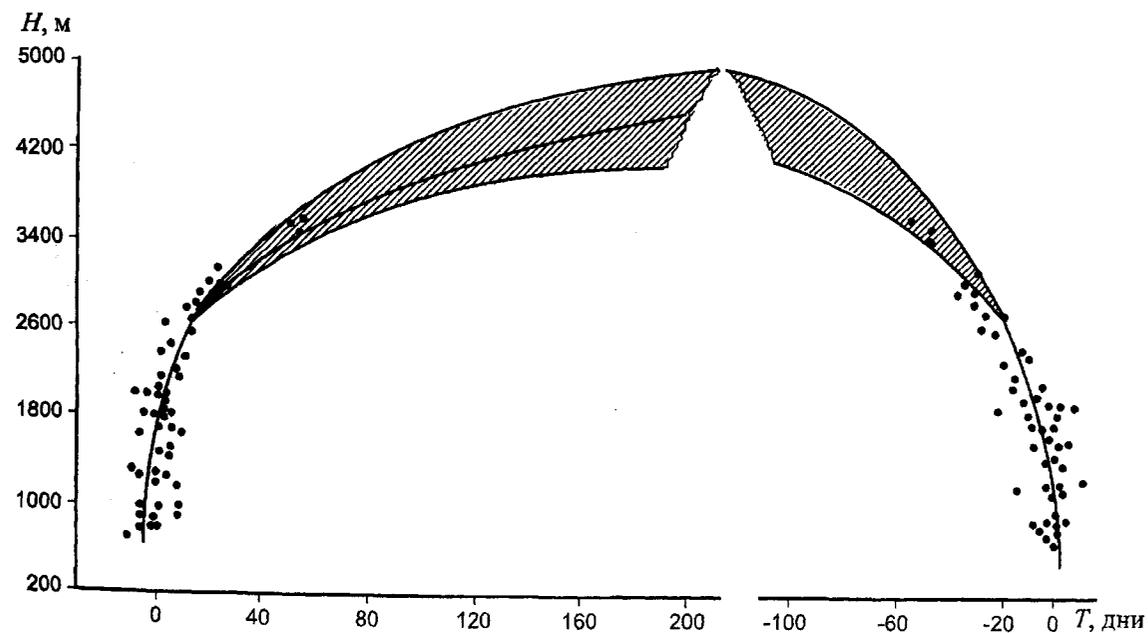


Рис. 2.12. Зависимость сроков установления и разрушения устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты в орографически закрытых внутригорных районах и межгорных котловинах (Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Алтай)

в горах, является температура воздуха, поле которой сравнительно плавно меняется по территории, а межрайонные различия, обусловленные региональными особенностями синоптического режима и различной интенсивностью снегопадов в начале холодного периода, по-видимому, не столь существенны. Период же разрушения устойчивого снежного покрова на хорошо увлажненных макросклонах западной ориентации гораздо продолжительнее (см. рис. 2.11): кроме влияния упомянутых условий здесь сказываются межрегиональные различия в суммарном снегонакоплении.

Полученные зависимости (см. рис. 2.11, 2.12) довольно тесные: средние квадратические отклонения фактических данных от линии регрессии $T_{y,p} = f(H)$ менее 5 сут ($\sigma_{Ty} = 4,3$ сут, $\sigma_{Tp} = 4,7$ сут), а максимальные отклонения в подавляющем большинстве случаев не превышают декады. Поскольку для рассматриваемых построений использованы данные по многим и весьма различным по природным условиям горным районам, очевидно, что представленные на рис. 2.11, 2.12 зависимости отражают общие для горных территорий закономерности. Они могут быть использованы для расчета средних

дат установления и разрушения устойчивого снежного покрова для любого горного района в пределах рассматриваемой территории, где хотя бы на одном высотном уровне эти даты надежно выявляются по фактическим данным.

Региональные расчетные уравнения зависимостей $T_{y,p} = f(H)$ представлены в табл. 2.1.

Мы рассмотрели закономерности изменения сроков залегания снежного покрова по высоте. Но абсолютная высота – не единственная причина территориальных изменений режима снежного покрова в горах. Несомненно, эти сроки в большой мере зависят и от географической широты пункта наблюдений и удаленности его от передовых горных хребтов, обращенных к преобладающему потоку влагоносных воздушных масс, и от ориентации склонов. Для выявления закономерностей территориальных изменений сроков залегания снежного покрова в горах необходимо выделить «в чистом виде» роль одного из факторов, максимально исключив роль остальных. Именно из этих соображений при построении обобщенных зависимостей $T_{y,p} = f(H)$ использована шкала условного времени, рассчитанного по отношению к срокам залегания снежного

покрова на высоте 1000 м. Таким образом, в значительной мере удалось исключить влияние географической широты и долготы пункта наблюдений. С выявлением же типовых зависимостей $T_{y,p} = f(H)$ появилась возможность исключить из рассмотрения и абсолютную высоту. С этой целью по региональным расчетным уравнениям (см. табл. 2.1) данные о сроках установления и разрушения устойчивого снежного покрова по всем пунктам наблюдений были приведены к единому высотному уровню (1000 м), что позволило проследить изменение рассматриваемых характеристик в зависимости от других природных факторов.

На рис. 2.13 представлена схематическая карта районирования территории Тянь-Шаня и Памиро-Алая по срокам образования устойчивого снежного покрова, приведенным к высоте 1000 м (T_{y1000}). На ней отчетливо прослеживается географическая зональность рассматриваемых характеристик.

Вместе с тем на фоне ярко выраженной закономерной смены сроков установления снежного покрова (T_{y1000}) в направлении с севера на юг четко проявляется и роль орографии. На Тянь-Шане наиболее ранние даты образования устойчивого снежного покрова присущи северному склону Заилийского Алатау, который является передовым барьером на пути вторжений холодных воздушных масс с севера и отличается относительно большим вертикальным градиентом температуры воздуха как в целом за год, так и в период формирования снежного покрова. Сравнительно более ранние сроки образования устойчивого снежного покрова (на 3–5 сут) присущи межгорным впадинам (Таласская, Текесская, Нарынская, Арпинская, Чатыркельская), а в относительно более теплой Иссык-Кульской котловине устойчивый снежный покров (T_{y1000}) образуется на 10–15 сут позже, чем на той же широте в соседних районах Тянь-Шаня. Влияние орографии

Таблица 2.1. Типовые уравнения для расчета средних дат установления и разрушения устойчивого снежного покрова в горах

Тип распределения	Район	Расчетные уравнения	Диапазон высот, м абс. (граничные условия)
I	Периферийные бассейны Тянь-Шаня (кроме Западного) и Джунгарского Алатау (кроме бас. рек Коксу, Чиже, Кара)	$\Delta T_y = 14 - 0,9H - 0,035H^2$	600–2800*
		$\Delta T_p = 0,11H^2 - 1,1H$	600–3400
II	Открытые на запад периферийные бассейны Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау	$\Delta T_y = 17 - 1,5H - 0,025H^2$	600–2800*
		$\Delta T_p = 0,88H + 0,086H^2 - 16$	600–3400
III	Внутригорные районы Тянь-Шаня, межгорные котловины	$\Delta T_y = 3,0 - 0,325H^2$	600–3400
		$\Delta T_p = 0,039H^2 - 0,03H - 4$	

Примечание. $\Delta T_y, \Delta T_p$ – разность между сроками установления или разрушения устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м и расчетной высоте H , сут; H – абс. высота данного пункта, сотни м.

* Для Джунгарского Алатау.

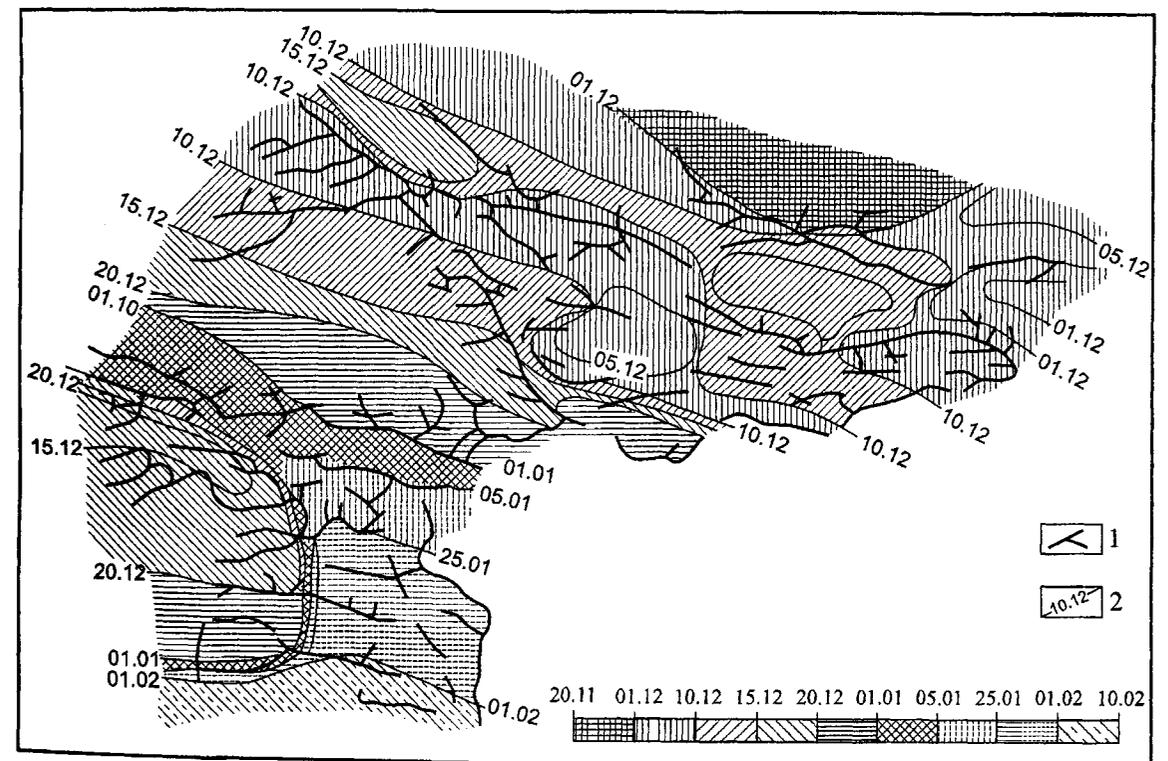


Рис. 2.13. Карта сроков образования устойчивого снежного покрова, приведенных к высоте 1000 м (Памир, Тянь-Шань). 1 – изолинии равных дат T_y ; 2 – основные хребты и водоразделы

особенно резко проявляется на Памире: на склонах хребтов, открытых к западу, устойчивый снежный покров ложится более чем на месяц раньше, чем на Восточном Памире, хотя и здесь широтная зональность рассматриваемых характеристик проявляется отчетливо (см. рис. 2.13).

Тесная связь сроков образования устойчивого снежного покрова (T_{y1000}) с географической широтой выявляется и по фактическим данным (рис. 2.14, а): даты установ-

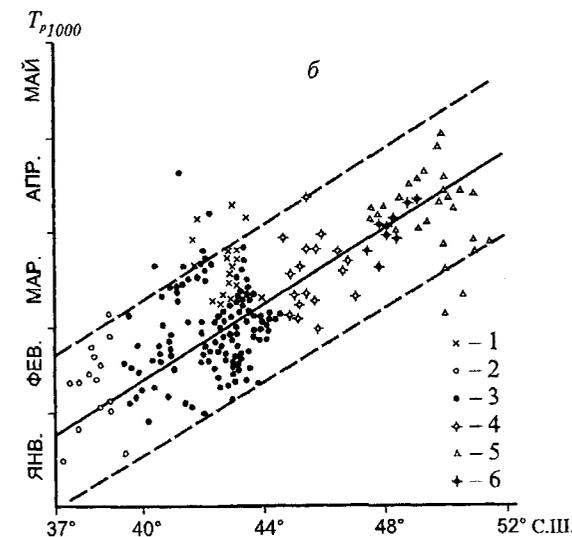
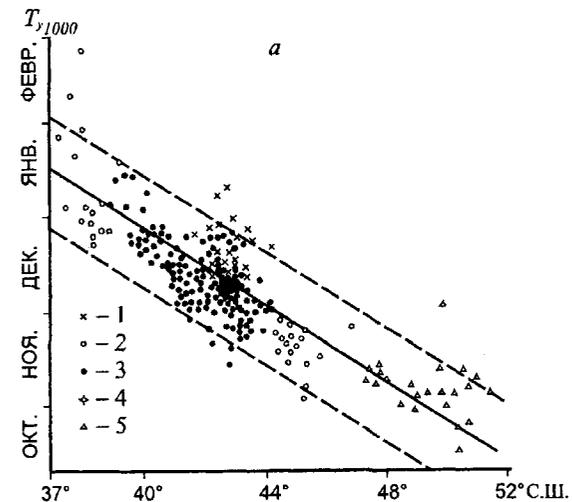


Рис. 2.14. Зависимость сроков образования (а) и разрушения (б) устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м в горах СНГ от географической широты. 1 – Кавказ; 2 – Памир; 3 – Тянь-Шань; 4 – Джунгарский Алатау; 5 – Алтай; 6 – Саур-Тарбагатай

ления устойчивого снежного покрова, приведенные к условному высотному уровню, закономерно изменяются с конца октября на 50° с. ш. до середины января на 37° с. ш. со средним градиентом 6,15 сут/град. При этом отчетливо выявляются пункты наблюдений с явно аномальным режимом снежного покрова. Для котловинных станций с выраженным инверсионным режимом температуры воздуха в начале холодного периода (например, ст. Лепсинск в Джунгарском Алатау), а также пунктов, расположенных на подветренных склонах вблизи горных перевалов (например, ст. Сан-Таш на Тянь-Шане), характерны более ранние сроки установления снежного покрова. Малоснежным районам и станциям, расположенным на наветренных склонах вблизи горных перевалов (ст. Казбеги на Кавказе), присущи относительно более поздние сроки установления снежного покрова.

Сроки разрушения устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м (T_{p1000}) изменяются в направлении с юга на север в обратной последовательности – в среднем с конца января на 37° с. ш. до конца февраля на 43° с. ш. (см. рис. 2.14, б). Но влияние орографии и эффект «массивности гор» проявляются здесь более резко – сказывается существенная роль различий в снегонакоплении между западными склонами, открытыми навстречу влагоносным воздушным потокам, и расположенными в орографической тени внутригорными районами. Именно поэтому зависимость $T_{p1000} = f(\varphi)$ менее тесная (см. рис. 2.14, б) в сравнении с рассмотренной выше (см. рис. 2.14, а). Тем не менее широтный градиент сроков разрушения устойчивого снежного покрова, единый для гор юга СНГ, выявляется вполне отчетливо и составляет в среднем 6,3 сут/град.

Рассмотренные закономерности отчетливо проявляются на карте сроков разрушения устойчивого снежного покрова, приведенных к высоте 1000 м (рис. 2.15). Из-за малых снеготпасов раньше всего разрушается снежный покров на крайнем юге

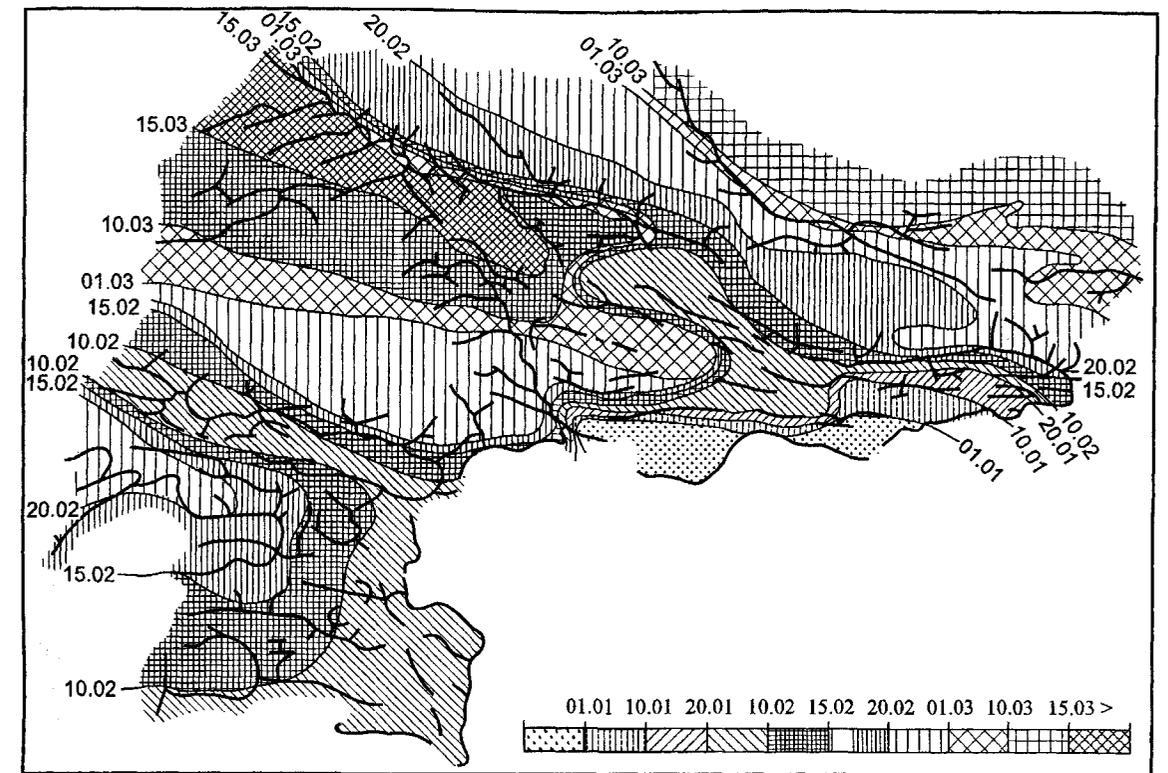


Рис. 2.15. Карта сроков разрушения устойчивого снежного покрова на высоте 1000 м (Памир, Тянь-Шань)

Внутреннего Тянь-Шаня, затем на Восточном Памире, а наиболее поздно – в максимально заснеженных районах Западного Тянь-Шаня. Сравнительно более поздними сроками разрушения снежного покрова выделяются Сусамырская и Арпинская котловины, а более ранними – Иссык-Кульская. Хорошо выраженная на карте широтная зональность рассматриваемых показателей нарушается проявлением эффекта «массивности гор» и межрайонных контрастов снежности; они особенно отчетливы на Памире и Внутреннем Тянь-Шане (см. рис. 2.15).

Введением в расчет упомянутых широтных градиентов все фактические данные о сроках залегания снежного покрова в горах Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Алтая были приведены к единой географической широте. Полученные результаты позволили проследить, как меняются сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова в направлении с запада на восток.

Как выяснилось, для Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау характерна монотонная сдвигка приведенных сроков установления снежного покрова с середины декабря на 70° в. д. на конец ноября на 80° в. д. со средним градиентом $dT_y/dt = -1,67$ сут/град: чем дальше к востоку, тем при прочих равных условиях раньше образуется устойчивый снежный покров [164]. Такое изменение, по-видимому, является следствием увеличения континентальности климата в направлении с запада на восток, что подтверждается результатами анализа территориальных изменений температуры воздуха в начале холодного периода.

На фоне этих изменений резко выделяется территория Памира и Западного Алтая. Здесь долготные градиенты dT_y/dt не только имеют существенно иные абсолютные значения, но и противоположный знак в сравнении с выявленным на Тянь-Шане: для Памира этот градиент равен 16 сут/град, а для

Западного Алтая он составляет 2,8 сут/град. По-видимому, эффект увеличения континентальности климата к востоку перекрывается здесь большими градиентами осадков в том же направлении: годовые и сезонные суммы осадков здесь быстро убывают от передовых западных хребтов в глубь горной страны. Показательно, что на Тянь-Шане и Памире аналогичная картина прослеживается и в распределении годовых сумм атмосферных осадков на высоте фирновой линии [108, 157].

Аналогично изменяются вдоль параллели и сроки разрушения устойчивого снежного покрова, приведенные к высоте 1000 м и единой широте: в диапазоне от 70 до 90° в. д. средний градиент этих изменений составляет 1,75 сут/град [156, 160].

Выявленные для гор Средней Азии и Казахстана закономерности изменения сроков залегания снежного покрова в направлении с запада на восток типичны в целом для гор юга СНГ: сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова изменяются в рассмотренной последовательности от Кавказа до Алтая [156]. Такое изменение обусловлено, по-видимому, устойчивым увеличением к востоку континентальности климата и уменьшением зимних осадков и максимальных снегозапасов. Это подтверждается и результатами анализа соответствующих данных по территории Восточного Тянь-Шаня. Наибольшие градиенты dT/dt свойственны Памиру, где годовые и зимние суммы осадков особенно быстро убывают от западной периферии горной страны к востоку.

Рассмотренные зависимости (см. рис. 2.11, 2.12) построены без учета ориентации склонов. Выявить ее роль по данным, содержащимся в климатологических справочниках, невозможно. Можно лишь предположить, опираясь на опыт специальных исследований [171, 173, 177, 178], что на графике зави-

симости сроков образования устойчивого снежного покрова от абсолютной высоты (см. рис. 2.11) крайнее левое положение (левее линии регрессии) занимают точки, характеризующие установление снежного покрова на северных (С, СЗ, СВ) склонах, а крайнее правое – на южных (Ю, ЮВ, ЮЗ). Разница между ними составляет в среднем около двух недель. Соответственно на графиках $T_p = f(H)$, представленных на рис. 2.11, точки, относящиеся к северным склонам, занимают крайнее правое положение, а к южным – левое. Разность между ними составляет около 20 сут. Показательно, что, судя по данным режимных наблюдений, в Кунгей-Алатау устойчивый снежный покров на южном склоне хребта разрушается на столько же раньше, чем на северном.

Таким образом, сроки залегания устойчивого снежного покрова, являясь сложной функцией пространственных изменений характеристик водно-теплового режима, испытывают закономерные территориальные изменения, обнаруживая устойчивую связь с абсолютной высотой, ориентацией склонов и географическими координатами данного пункта. На основе выявленных закономерностей возможны расчет средних дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова для любого участка горной территории и картографирование этих характеристик. Такой расчет нами сделан для слабо изученной территории Тянь-Шаня и Памиро-Алая, где установить распределение $T_{yp} = f(H)$ по фактическим данным невозможно. В качестве исходной информации использованы данные о сроках образования и разрушения устойчивого снежного покрова, приведенных к высоте 1000 м и 43° с. ш.¹

Схема расчета такова. Приняв за исходные средние районные даты образования (либо разрушения) устойчивого снежного

покрова, приведенные к условному высотному уровню и 43° с. ш., и введя поправки на широту, мы рассчитали и вынесли на карту сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова (T_{yp1000}) для всей территории Тянь-Шаня и Памиро-Алая с шагом 20 мин по широте и долготе; те же характеристики были рассчитаны для каждого пункта режимных наблюдений. Таким образом, было получено поле сроков образования и разрушения устойчивого снежного покрова на условном высотном уровне (T_{yp1000}). На основе этих данных по региональным расчетным уравнениям с учетом указанных в табл. 2.1 граничных условий были найдены сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова на фактической высоте данного пункта в узлах координатной сетки с упомянутым шагом по широте и долготе. На карту вынесены также фактические данные о средних датах образования и разрушения устойчивого снежного покрова во всех пунктах режимных наблюдений. Для участков, расположенных выше высотного предела, до которого возможен расчет значений T_{yp} по типовым уравнениям (см. табл. 2.1), сроки залегания снежного покрова сняты непосредственно с кривых зависимостей $T_{yp} = f(H)$, верхним пределом которых является вычисленная для данного района максимальная высота приведенной снеговой границы на неледниковых склонах («уровень 365»). Результаты расчета использованы для построения карт дат образования, разрушения устойчивого снежного покрова и продолжительности его залегания (рис. 2.16, 2.17, 2.18).

В высокогорье Тянь-Шаня уже к началу октября образуется устойчивый снежный покров. При этом четко выявляются межрайонные различия синоптического режима и интенсивность осадков в начале холодного сезона [159]. Если на западной периферии Тянь-Шаня (обращенные к западу склоны Чаткальского, Ферганского хребтов) граница устойчивого снежного покрова к началу октября располагается на высоте 3800 м, то

на периферии Северного Тянь-Шаня (северные склоны хребтов Киргизский, Заилийский Алатау) она на 100–150 м выше, а на территории Внутреннего Тянь-Шаня, где суммарное увлажнение и интенсивность осадков в холодный период много меньше, снеговая граница к началу октября располагается на высоте 4100–4200 м.

Вместе с тем по результатам определений отчетливо прослеживается влияние отмеченного ранее увеличения континентальности климата в направлении с запада на восток. Если в бассейне р. Пскем на крайнем западе Тянь-Шаня высота снеговой границы в начале октября располагается на высоте 3800 м, то в долинах рек Коксу на западе Джунгарского Алатау, а также в бассейнах рек Каш и Кюнес она находится на высоте 3400 м – это самое низкое положение снеговой границы в начале октября на Тянь-Шане. Максимальной же высоты снеговая граница достигает в этот период в Центральном и на юге Восточного Тянь-Шаня – в бассейнах левых притоков р. Кашгар. Здесь устойчивый снежный покров к началу октября формируется лишь выше отметок 4200–4300 м.

К концу сентября на большей части Тянь-Шаня устойчивый снежный покров образуется не более чем на трети площади. В силу гипсометрических особенностей территории максимум покрытой снегом площади приходится в этот период на Центральный Тянь-Шань – верховья рек Атбаши, Сарыжас, Иньлчек, Аксу, Музарт. Сравнительно велика доля покрытой снегом площади за сентябрь и на севере Восточного Тянь-Шаня – на северных склонах хребтов Боро-Хоро и Эрэн-Хабырга.

Увеличение площади, покрытой устойчивым снежным покровом на Тянь-Шане в течение октября, сравнительно невелико (см. рис. 2.16). Смещение снеговой границы по высоте составляет за этот месяц от 600–700 м в бассейнах рек Центрального Тянь-Шаня до 1000–1400 м на периферии Западного и Северного Тянь-Шаня и достигает

¹ Поправка на долготу в большинстве случаев не вводилась: межрайонные различия рассматриваемых сроков по долготе вполне учитывались расчетом средних для каждого района дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова, приведенных к указанному высотному уровню и единой широте.

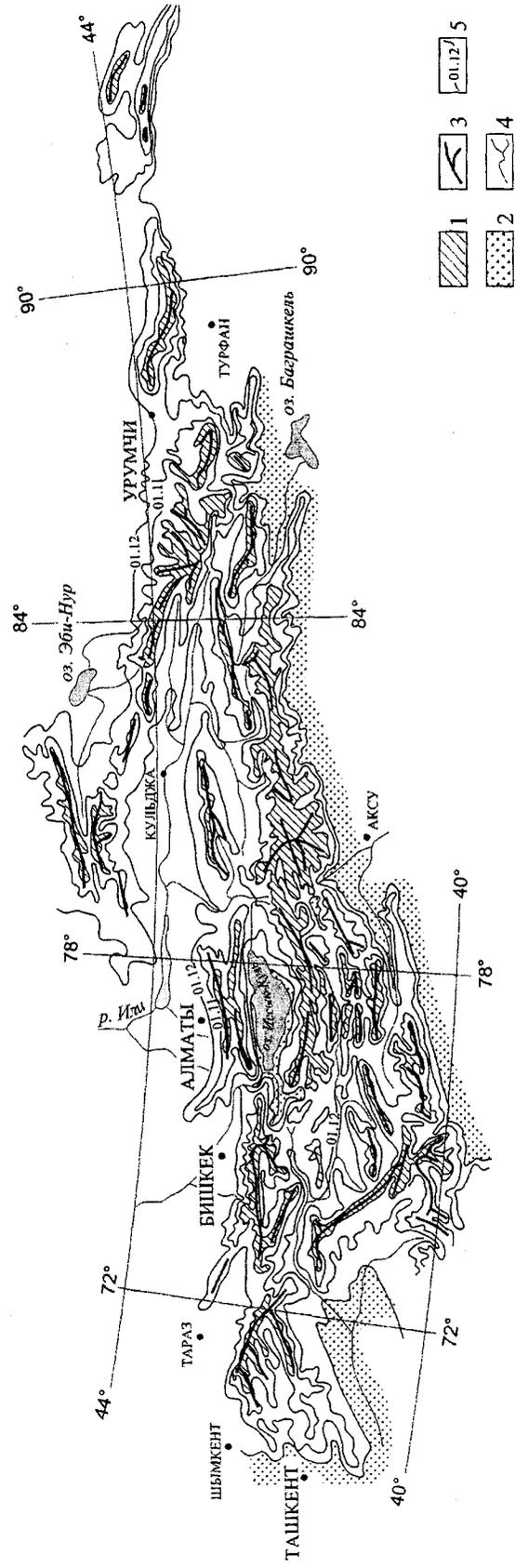


Рис. 2.16. Карта сроков установления устойчивого снежного покрова на Тянь-Шане: 1 – устойчивый снежный покров сохраняется круглый год; 2 – неустойчивый снежный покров; 3 – основные водоразделы; 4 – гидросеть; 5 – изолинии сроков установления

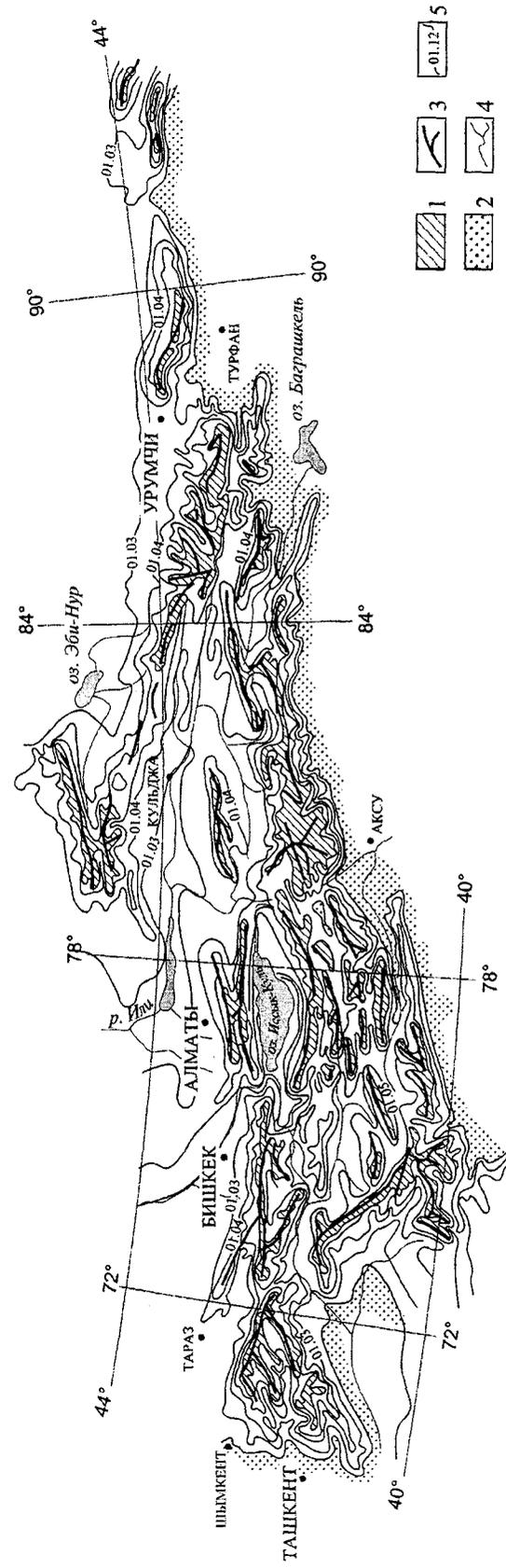


Рис. 2.17. Карта сроков разрушения устойчивого снежного покрова на Тянь-Шане: 1 – устойчивый снежный покров сохраняется круглый год; 2 – неустойчивый снежный покров; 3 – основные водоразделы; 4 – гидросеть; 5 – изолинии сроков разрушения

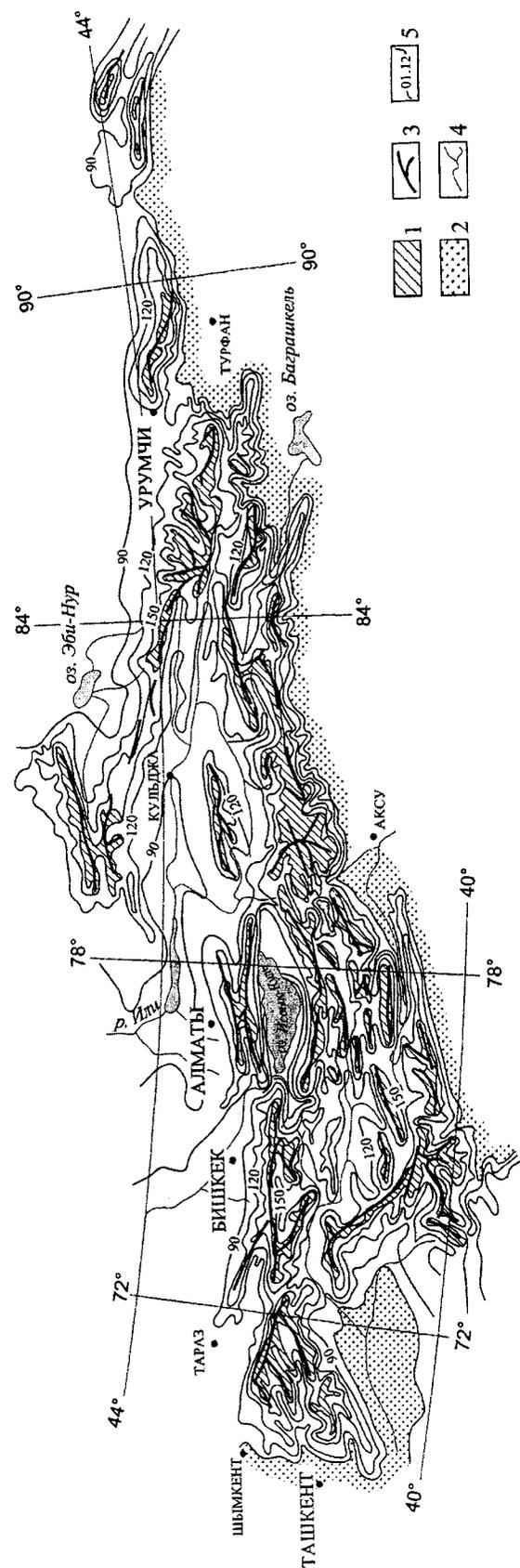


Рис. 2.18. Карта продолжительности периода с устойчивым снежным покровом на Тянь-Шане: 1 – устойчивый снежный покров сохраняется круглый год; 2 – неустойчивый снежный покров; 3 – основные водоразделы; 4 – гидросеть; 5 – изолинии продолжительности залегания устойчивого снежного покрова, сут.

максимума – до 1800 м на северных склонах хребтов Эрэн-Хабырга и Богдо-Ула. Приблизительно на тот же высотный интервал – от 800 м в Центральном до 1400 м на Северном Тянь-Шане – смещается снеговая граница и в течение ноября, но вследствие геоморфологических особенностей территории приращение заснеженной площади за ноябрь на Тянь-Шане в целом значительно больше, а на территории Северного, Западного и особенно Внутреннего Тянь-Шаня максимально: устойчивый снежный покров образуется здесь в течение ноября более чем на 50% горной территории.

На общем для Тянь-Шаня фоне сравнительно более равномерным увеличением заснеженной площади с конца сентября по ноябрь характеризуются Джунгарский Алатау и северные склоны хребтов Боро-Хоро, Эрэн-Хабырга, а также территория хребтов Богдо-Ула и Баркель.

Территория с неустойчивым снежным покровом, где он отсутствует более чем в 50% зим, типична для южных районов Центрального и Восточного Тянь-Шаня. Здесь граница пояса с неустойчивым снежным покровом поднимается до 2000–2100 м (бассейны рек Какшаал, Музарт, Аксу). Сравнительно высока (до 1600–1800 м) эта граница на южных склонах хребтов Богдо-Ула и Баркель (см. рис. 2.16).

Разрушается снежный покров на Тянь-Шане в обратной последовательности (см. рис. 2.17). При этом темпы освобождения территории от снежного покрова близки к таковым в период его образования. К началу марта снежный покров разрушается в предгорьях Тянь-Шаня: снеговая граница поднимается до 400–500 м у подножия Западного и Северного Тянь-Шаня, северных склонов Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау. На юге горной страны – в бассейнах рек Какшаал, Кашгар, Аксу, Карашар она достигает к началу марта 2200 м.

В течение марта устойчивый снежный покров разрушается преимущественно в ма-

лоснежных районах – предгорно-низкогорной части Северного и Восточного Тянь-Шаня и на дне обширных межгорных впадин на территории Восточного Тянь-Шаня (в верховьях рек Бага-Юлдуз и Карашар), Таласской и Илийской на Северном, Нарынской во Внутреннем Тянь-Шане.

В темпах разрушения устойчивого снежного покрова в полной мере проявляются межрайонные различия суммарного снегонакопления. Если в малоснежных районах Центрального и Южного Тянь-Шаня снеговая граница в течение марта поднимается до отметок 2500 м (бас. рек Аксу, Музарт, Карашар), 3100 м (бассейны левых притоков р. Кашгар), то в наиболее снежных районах она поднимается за тот же месяц лишь до высоты 1300 м в бассейнах рек Пскем, Чаткал на Западном Тянь-Шане и 1500–1600 м в бассейнах рек Каш, Кюнес в Восточном Тянь-Шане и рек Кора, Чиже, Коксу на западе Джунгарского Алатау.

В течение апреля вертикальное смещение снеговой границы на всей территории Тянь-Шаня сравнительно невелико – 600–800 м. Наиболее высоко – до 3600–3800 м она поднимается в бассейнах рек Центрального и Южного Тянь-Шаня. В значительно более снежных бассейнах на западе Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, как и в верхней части бассейна Или (реки Каш, Кюнес), к концу апреля она не поднимается выше 2200–2400 м.

В течение мая снеговая граница на Тянь-Шане, как и в горах Памира и Гиссаро-Алая [159, 164], смещается в гляциально-нивальный пояс – выше 3300–3500 м на периферийных хребтах Северного Тянь-Шаня, до 2800–3000 м в бассейнах рек Пскем и Кугарт на западе горной страны, до 3100 м в верховьях р. Или и до 4000–4100 м в наименее снежных бассейнах Центрального и Южного Тянь-Шаня.

В сроках залегания устойчивого снежного покрова отчетливо проявляется присущая горам экспозиционная асимметрия снежности: в открытых на запад периферийных

бассейнах (реки Пскем, Майлису, Кугарт, Чиже, Коксу, Каш, Кюнес) и на северных склонах горных хребтов, особенно на периферии Тянь-Шаня, устойчивый снежный покров значительно раньше образуется и позже разрушается (см. рис. 2.16, 2.17). Вполне отчетливо проявляются также различия синоптического режима, выраженные в закономерном увеличении доли осадков за период с устойчивым снежным покровом в их годовой сумме в направлении с запада на восток. Так, на внешних северных склонах Тянь-Шаня высота снеговой границы в конце мая изменяется от 3500 м в Киргизском Алатау и в бассейне р. Талас до 3300 м в Заилийском Алатау и до 3100 м на северных склонах хребтов Эрэн-Хабырга и Богдо-Ула.

В целом период разрушения устойчивого снежного покрова на Тянь-Шане продолжается с конца февраля на дне Таласской и Илийской долин и предгорной равнине на севере Восточного Тянь-Шаня до конца августа в гляциальной зоне. Подавляющая часть горной территории Тянь-Шаня освобождается от снежного покрова к началу июня, когда снеговая граница поднимается до высот 2800–2900 м в наиболее снежных бассейнах на западе Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау и до 4100–4200 м в бассейнах Центрального и Южного Тянь-Шаня.

Рассмотренные закономерности изменения сроков залегания снежного покрова по широте и долготе на итоговых картах (см. рис. 2.16, 2.17) выражены менее отчетливо: влияние этих факторов перекрывается действием более мощных – абсолютной высоты и горизонтальных контрастов снежности. Влияние последних особенно отчетливо проявляется на Западном Тянь-Шане: на сопоставимых высотах устойчивый снежный покров сохраняется здесь на 1,0–1,5 мес дольше, чем на близких по широте внешних склонах Северного Тянь-Шаня.

Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом на Тянь-Шане характеризуется большими пространственными

контрастами. В них помимо влияния абсолютной высоты четко прослеживаются различия как суммарного снегонакопления – эффект «массивности гор», так и увеличения континентальности климата в направлении с запада на восток.

В наиболее снежных бассейнах на западной периферии Тянь-Шаня границы зон с одинаковой продолжительностью рассматриваемого периода располагаются существенно ниже, чем на подавляющей части Тянь-Шаня. Так, нижняя граница зоны с продолжительностью $T_c > 90$ дней в бассейнах рек Пскем, Чаткал, Майлису, Кугарт располагается на высотах 800–1000 м, а изолинии $T_c > 120$ и $T_c > 210$ дней – на высотах 1800–2000 и 2600–2800 м соответственно (см. рис. 2.18).

Близкие по высоте границы этих зон характерны для западного района Джунгарского Алатау и верхней части бассейна р. Или, ориентированной на запад: в бассейнах рек Коксу, Чиже (Джунгарский Алатау) границы зоны $90 < T_c < 120$ расположены на высотах 800–900 и 1700–1800 м, а в бассейне р. Или – на высотах 900 и 1500 м соответственно – это самое низкое положение указанных границ на Тянь-Шане. В среднем на 100–200 м выше указанные границы в бассейне р. Текес.

Влияние континентальности климата вполне отчетливо прослеживается в изменении высотных границ зон различной продолжительности T_c вдоль северной периферии Тянь-Шаня. Так, на северном склоне хр. Киргизский границы зоны $90 < T_c < 120$ дней расположены на высотах 1600 и 2600 м. На северном склоне Заилийского Алатау эти границы находятся на высотах 900 и 1500 м соответственно, а на северных склонах хребтов Боро-Хоро и Эрэн-Хабырга в Восточном Тянь-Шане – на высотах 700–600 ($T_c > 90$ дней) и 1300–1400 м. В том же направлении снижается и высота границы $T_c > 210$ дней: от 3600 м на северных склонах Киргизского и Заилийского Алатау до 3000 м на северных склонах Боро-Хоро и Эрэн-Хабырга.

На значительно более высокий уровень смещена граница $T_c > 210$ дней во внутреннем Тянь-Шане: в бассейнах рек Джумгол и Алабуга она отмечается на высотах 3500–3700 м, а в горном обрамлении Арпинской впадины – на высоте 4000 м. Наиболее же высоко рассматриваемые зоны расположены в бассейнах Центрального и Южного Тянь-Шаня, где границы $120 < T_c < 210$ дней не опускаются ниже 3000 и 4000 м.

В распределении T_c на Тянь-Шане, как и на территории других горных стран СНГ от Кавказа до Алтае-Саянской горной системы [156, 159], отчетливо проявляется эффект орографического барьера. Особенно ощутимы контрасты по обе стороны хребтов Ферганский и Таласский Алатау на западе Тянь-Шаня. Так, на северном склоне Таласского Алатау границы зон одинаковой продолжительности периода с устойчивым снежным покровом на 800–1200 м выше, чем в бассейне р. Пскем, а на юго-западном склоне Ферганского хребта эти границы на 700–1000 м ниже, чем за его гребнем – в междуречье Кара-Суу–Арпа.

Ориентация бассейнов относительно господствующего направления атмосферного влагопереноса отчетливо проявляется и в Иссык-Кульской котловине. В западной ее половине – орографически закрытой границы соответствующих зон T_c на 600–700 м выше, чем в восточной. Тот же эффект типичен и для всей территории Тянь-Шаня, хотя во внутригорных его районах выражен значительно менее ярко.

В целом на подавляющей части Тянь-Шаня продолжительность периода с устойчивым снежным покровом составляет 4–6 мес, а более 40% его территории приходится на зону с $T_c > 7$ мес. Подавляющая часть площади этой зоны приходится на Центральный Тянь-Шань и наиболее высокогорные районы к востоку от горного узла Хан-Тенгри – пик Победы в бассейне р. Текес и междуречье Аксу–Музарт.

2.2.1. Влияние локальных условий и межгодовая изменчивость сроков залегания снежного покрова

Приведенные результаты характеризуют фоновое распределение сроков залегания снежного покрова без учета влияния локальных условий. Оценить их воздействие по данным стандартных наблюдений невозможно. Методические разработки по оценке положения снеговой границы в горах по материалам космической съемки, хотя и дали обнадеживающие результаты [192], реализованы лишь в порядке эксперимента на небольших участках горной территории. Так, У. О. Турсунов [192] исследовал возможности использования материалов космической съемки для оценки влияния экспозиции склонов и типа подстилающей поверхности на высоту снеговой границы в контрастных по снежности бассейнах рек Пскем и Сох. Совместное использование телевизионной спутниковой информации в видимом диапазоне спектра и фотоснимков из космоса, сделанных космонавтами либо полученных с автоматических спутников и отличающихся высоким пространственным разрешением, позволило повысить точность определений высотного положения снеговой границы на горных склонах до 160 м.

Результатами этих исследований подтверждены известные выводы о влиянии локальных условий на режим и распределение снежного покрова в горах [12, 44, 47–49, 235]. Согласно этим результатам [167, 192], на склонах восточной и западной ориентации влияние уклона на положение снеговой границы незначительно. Наиболее значимым оказалось воздействие экспозиции склона: отклонения реальной высоты снеговой границы на склоне от средней для бассейна увеличиваются по мере перехода от склонов северной ориентации к восточным (западным) и далее к южным.

Из факторов подстилающей поверхности наибольшее влияние на положение снего-

вой границы оказывают древесно-кустарниковый покров и скалы.

Очевидно, что надежно выявить количественную меру воздействия локальных условий на распределение характеристик снежности можно лишь на основе данных специальных натуральных наблюдений, которые немногочисленны. Впервые экспериментальные исследования влияния ориентации склонов на режим снежного покрова в горах предприняты М. И. Ивероновой [76, 77] и И. С. Соседовым [172, 173, 177, 178]. Согласно их результатам по мере перехода от северных склонов к южным на сопоставимых высотах режим снежного покрова существенно меняется в связи с увеличением прихода прямой солнечной радиации. Различия столь значительны, что на южных склонах, за редким исключением, устойчивый снежный покров очень непродолжителен и преобладают периоды без снега, а границей ясно выраженного устойчивого снежного покрова является юго-западная и юго-восточная ориентация [197]. В среднем за 1958–1962 гг. устойчивый снежный покров в условиях среднегорья Заилийского Алатау (2300 м) на юго-западном склоне образуется на полмесяца позже и на месяц раньше разрушается, чем на северном.

По влиянию на сроки образования устойчивого снежного покрова в условиях среднегорья изменение ориентации от северной до юго-западной равнозначно изменению

абсолютной высоты от 800 м по юго-западному склону до 5560 м по северному. Соответствующие эквивалентные высоты по срокам разрушения снежного покрова в среднем за 4 года составили 2780 и 1140 м [197].

Рассмотренные результаты подтверждаются материалами наших исследований. В табл. 2.2 обобщены данные ежедневных наблюдений на трех площадках, проводимых на северном склоне Заилийского Алатау в бассейне р. Тургенъ с 1970/71 по 1988/89 гг.

Согласно этим данным сроки установления снежного покрова на горизонтальной и северной площадках во все годы наблюдений близки: разница в среднем за указанный период составляет лишь 3 дня. Разрушается же снежный покров на северной площадке на декаду позже, чем на горизонтальной. Резко отличается режим снежного покрова на южном склоне: устойчивый снежный покров образуется здесь в среднем на 23 дня позже и разрушается на 1,5 мес раньше, чем на северном. Во все годы наблюдений, за редким исключением, периоды без снега на южном склоне по суммарной продолжительности больше числа дней со снегом, т.е. период с устойчивым снежным покровом был непродолжительным, а нередко – прерывистым. Средняя продолжительность периода с устойчивым снежным покровом на южном склоне почти на 100 дней меньше, чем на северном (см. табл. 2.2).

Таблица 2.2. Сроки залегания устойчивого снежного покрова на контрольных площадках в бассейне р. Тургенъ на высоте 1600 м

Сроки залегания устойчивого снежного покрова	Характеристика	Площадки		
		горизонтальная	южная	северная
Средние	T_y	8.XI	28.XII	5.XI
	T_p	7.IV	3.III	17.IV
	T_c	150	65	164
Самые ранние	T_y	8.X	1.XI	8.X
	T_p	26.III	27.XI	6.IV
Самые поздние	T_y	19.XII	11.III	19.XII
	T_p	15.IV	3.IV	28.IV

Еще более значительны контрасты в экстремально малоснежные зимы: разница в сроках образования устойчивого снежного покрова на южном и северном склонах превышает 3 мес, а по срокам разрушения – 130 дней, т.е. более 4 мес. При характерных для Заилийского Алатау вертикальных градиентах сроков залегания устойчивого снежного покрова это эквивалентно изменению абсолютной высоты более чем на 4 тыс. м по срокам образования устойчивого снежного покрова и на 3300 м по срокам его разрушения. При средних за рассматриваемый период сроках установления и разрушения снежного покрова соответствующий эквивалент составляет 1700 и 800 м.

Таким образом, горизонтальные градиенты сроков образования и разрушения устойчивого снежного покрова, особенно в малоснежных районах, больше вертикальных, что нельзя не учитывать при инженерных изысканиях, связанных с использованием характеристик снежности, и в гидрологических прогнозах.

Приведенные в табл. 2.2 данные в известной мере характеризуют межгодовую изменчивость рассматриваемых показателей: размах экстремальных значений сроков образования устойчивого снежного покрова составляет 72 дня для северных склонов и 131 день для южных, а сроков разрушения – 22 и 128 дней соответственно.

Возможности более надежной оценки межгодовой изменчивости сроков залегания снежного покрова, как и других показателей снежности, ограничены недостатком фактических данных и малой продолжительностью периода наблюдений, что не позволяет исследовать изменчивость с учетом связности рядов. Это вынуждает рассматривать ряд ежегодных значений названных показателей как совокупность случайных величин и в качестве меры использовать безразмерный коэффициент вариации C_v .

Соответствующие исследования, выполненные по данным режимных наблюдений на сети станций Северного Тянь-Шаня, по-

казали, что коэффициент вариации продолжительности периода с устойчивым снежным покровом в предгорьях составляет 0,30–0,40. С переходом к средне-высокогорному поясу вследствие увеличения снежности величина C_v рассматриваемого показателя закономерно уменьшается до 0,10–0,15 в условиях гляциально-нивального пояса. Межгодовые колебания сроков залегания снежного покрова на сопоставимых высотах в различных бассейнах Северного Тянь-Шаня синхронны. Однако при сопоставлении данных по разным высотам синхронность нарушается: нередки случаи, когда при повышенной снежности в условиях среднегорного пояса суммарное снегонакопление и продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в высокогорье ниже нормы. Об этом свидетельствуют также и величины корреляции высоты снежного покрова: для близких по высоте станций коэффициент корреляции равен 0,8–0,9; при сопоставлении данных по станциям соседних высотных зон он не превышает 0,5–0,6, а корреляция показателей снежности низкогорного и высокогорного пояса нередко имеет отрицательный знак.

Существенно слабее корреляция сроков залегания снежного покрова. Даже при сопоставлении T_c по станциям одного высотного пояса коэффициент корреляции, как правило, не превышает 0,6 [136].

Анализ многолетних данных по наиболее длиннорядным метеорологическим станциям Северного Тянь-Шаня [19, 136] не выявил устойчивой тенденции к изменению как климатических показателей (температура воздуха, атмосферные осадки), так и показателей снежности: при ярко выраженной ритмичности колебаний температуры воздуха и сумм осадков холодного периода их значения по данным наблюдений на ст. Алмата (1879–1995 гг.) и Большое Алматинское озеро (1930–1995 гг.) не выходят за пределы коридора естественных колебаний.

Не выявляется устойчивой тенденции изменений и при сопоставлении соответствующих данных за последние десятилетия (табл. 2.3).

Таблица 2.3. Изменение средней температуры воздуха (t_x , °C) сумм атмосферных осадков за ноябрь–март (X_x , мм) и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова (T_c , сут) на северном склоне Заилийского Алатау

Станция	Высота, м абс.	1961-1970			1971-1980			1981-1990		
		t_x	X_x	T_c	t_x	X_x	T_c	t_x	X_x	T_c
Мыңжилки	3017	-9,1	161	215	-9,1	135	211	-8,8	156	210
Бол. Алматинское озеро	2506	-5,9	192	169	-6,4	160	161	-6,1	181	182
Верх. Горельник	2272	-4,0	263	165	-4,4	208	149	-3,9	228	168
Усть -Горельник	1950	-3,4	240	159	-4,0	178	146	-3,6	212	175
Алматы, ГМО	844	-2,2	231	80	-2,5	208	89	-1,5	231	80

Как видно из приведенных данных, типичный для большей части высотного диапазона отрицательный знак изменений рассматриваемых характеристик в 70-е годы в сравнении с данными за предыдущее десятилетие сменился на положительный в 80-е годы (см. табл. 2.3).

Приведенные результаты побуждают осторожно относиться к появившимся в последние годы многочисленным публикациям, авторы которых высказывают мнение об устойчивой тенденции значительного (до 1°С и более) антропогенного потепления климата и соответствующих изменений показателей суммарного увлажнения [26, 27, 32, 59, 70, 135, 208, 212, 229, 230]. Как показали исследования, выполненные на основе анализа трендов среднегодовой температуры воздуха по 54 длиннорядным станциям Казахстана, выявляемое в последнее десятилетие потепление не отражает реальных изменений климата, а есть результат учета накопленных искажений естественного температурного поля отепляющим влиянием урбанизированных территорий. Главная причина этих искажений в том, что климатологические станции, созданные вне жилого массива, за последние 5–6 десятилетий оказались внутри его (нередко в центре города) и по мере урбанизации в показателях станций все более отчетливо проявлялось отепляющее влияние жилого массива [237].

2.3. МАКСИМАЛЬНЫЕ СНЕГОЗАПАСЫ

Все более активное и многоплановое освоение труднодоступных горных районов, а также состояние и перспективы водохозяйственного обеспечения густонаселенных оазисов Казахстана и Средней Азии [104] вызывают острую необходимость детального изучения закономерностей распределения снеготаяния, особенно в высокогорном поясе, где формируется подавляющая часть возобновляемых водных ресурсов Средней Азии и Казахстана, а участие снеговых и ледниковых вод в речном стоке является решающим. Улучшение методики оценки ресурсов снежно-ледовой влаги – одна из главных задач горной гляциологии [3, 56, 102].

Приемы оценки территориального распределения характеристик снежности, методической основой которых является линейная интерполяция в поле фактических точек, даже в условиях равнин эффективны лишь при наличии данных наблюдений на достаточно густой и равномерно распределенной сети снегомерных пунктов [39, 41, 42, 46, 99, 131]. При характерной для гор анизотропии поля характеристик снежности применение этих приемов еще более ограничено: в лучшем случае по данным стандартных наблюдений удастся более или менее надежно выявить распределение снеготаяния по абсолютной высоте в сравнительно немногих

горно-речных бассейнах, к тому же зачастую в ограниченном диапазоне высот. Для определения закономерностей дифференциации характеристик снежности в зависимости от экспозиции склона и характера подстилающей поверхности необходимы данные специальных наблюдений [28, 61, 77, 172, 173, 174]. Явный недостаток фактической информации вынуждает искать косвенные пути оценки снежности горной территории.

В последние годы активно развивается метод теплового проявления снежного покрова и других снежно-ледовых объектов [64, 65, 200, 201], основанный на решении уравнения

$$Y_T = W + \Delta W - E,$$

где Y_T – талый снеговой сток в данной точке земной поверхности; W – максимальное зимнее снегонакопление; ΔW – приращение снеготаяния за период снеготаяния; E – расчетная величина весеннего испарения. Определив даты начала абляции и схода снежного покрова, по эмпирическим значениям интенсивности снеготаяния и показателям теплового режима можно вычислить W и Y_T и построить соответствующие карты [64, 103, 200].

На основе этого метода и материалов повторной аэрофотосъемки удастся получить значительно более детальную картину распределения снеготаяния в условиях сложной орографии в сравнении с выявляемой по данным прямых измерений на действующей сети снегомерных пунктов [4, 35, 64, 209, 210, 221]. Но возможности применения материалов повторной аэрофотосъемки сильно ограничены территориально и вряд ли можно рассчитывать на широкое их использование для определения характеристик снежности значительных по площади горных районов. Этот путь перспективен для решения некоторых принципиальных вопросов, в частности, для установления влияния на распределение снеготаяния локальных факторов мезо- и микромасштабного ранга (мезо- и микроориентация склонов, тип и флорогене-

тический состав растительности, характер подстилающей поверхности, удаленность от водораздельных гребней и др.), хотя ясно, что решение этой задачи потребует серьезных методических проработок, связанных, прежде всего, с изучением закономерностей ландшафтной дифференциации показателей теплового режима и соответствующих им величин интенсивности снеготаяния. Основные же перспективы развития метода теплового проявления связываются с использованием спутниковой информации [35, 36, 98, 103, 203]. Однако практическая реализация возможностей метода с применением космических снимков требует решения многих методических и организационных задач и сопряжена со значительными трудностями.

Ландшафтный метод индикации высоты снежного покрова [69, 93, 105, 152], в основе которого учет внешних проявлений реакции растительности на снежность территории, в высокогорных районах также неприемлем: методика выявления снеготаяния по внешнему облику и флорогенетическому составу луговых сообществ пока не разработана.

Более широкие возможности для расчета фона снеготаяния в горах представляет метод ландшафтно-дифференцированного анализа элементов водного баланса [173, 174]. В основе метода расчет осредненных для высотных зон величин годовых сумм атмосферных осадков X_T по уравнению водного баланса с использованием расчетных величин по зональному испарению и данных о речном стоке в замыкающем створе. Этот метод расчета величин максимального снеготаяния весьма трудоемок, закономерности территориальных изменений соотношения W/X_T слабо изучены, что существенно ограничивает возможности его применения для определения характеристик снежности в мало исследованных районах.

Таким образом, возможности обнаружения характеристик снежности для слабо изученных горных территорий пока ограничены. Особенно сложно определить показатели, необходимые для средне- и крупномасштабных

оценок снежности средне- и высокогорных районов, где сеть снегомерных пунктов особенно редка. В этих условиях актуально выявление макро- и мезомасштабных закономерностей, основанных на учете и количественном описании влияния основных природных факторов формирования и режима снежного покрова. Имеются многочисленные работы по изучению региональных и порайонных закономерностей распределения характеристик снежного покрова в зависимости от абсолютной высоты, дополненные в последние десятилетия интересными и важными в методическом отношении результатами по оценке влияния экспозиции склонов [38, 77, 149, 172, 177, 178, 211], эффекта «массивности гор» [39, 40, 43, 45], характера и состава растительности [60, 61, 183]. Излагаемая методика оценки характеристик снежности является по сути развитием этого направления исследований.

2.3.1. Возможности оценки снежности по территориально-общим зависимостям снегозапасов от абсолютной высоты

Теоретической предпосылкой исследований явились известные результаты оценки влияния подстилающей поверхности на поля накопленных осадков [10, 20, 40, 43, 81, 171, 180, 215]. Законы взаимодействия влагоносных воздушных масс с горным рельефом всюду едины и проявляются в общих чертах в следующем. На восходящие потоки воздуха, которые служат основной причиной выпадения осадков [171, 215, 222] и обусловлены общим характером глобальной циркуляции атмосферы, в условиях горного рельефа накладываются местные потоки, обусловленные свойствами подстилающей поверхности: изменением высоты, дробностью и глубиной расчленения рельефа, видом растительности и др. Это, в свою очередь, обуславливает присущие горам особенности территориального распределения характеристик суммарной увлажненности и снежности: ярко

выраженную анизотропию полей осадков и снегозапасов и большие межрайонные контрасты увлажненности и снежности.

Даже относительно невысокие (до 300–400 м) возвышенности значительно влияют на распределение сумм осадков, профиль которых либо повторяет профиль вертикального сечения местности, либо несколько сдвинут вдоль оси воздушного потока [10, 28, 74, 132, 171]. На наветренном склоне происходит увеличение осадков, особенно отчетливо выраженное на периферии горных стран. На подветренном вследствие уменьшения влагосодержания воздушных масс (в результате разгрузки на противоположном склоне) и развития нисходящих потоков суммы осадков, как правило, меньше. Во внутригорных районах распределение осадков особенно сложное. Вертикальные градиенты осадков и снегозапасов здесь значительно меньше, чем на внешних склонах периферийных горных хребтов, а суммы осадков и снегозапасы убывают в глубь горной страны [20, 37, 39, 40, 43, 47, 48, 81, 137, 215].

Поскольку законы взаимодействия воздушных масс с рельефом всюду едины, можно предположить, что в сходных условиях рельефа характер распределения сумм осадков и снегозапасов должен повторяться. На первом этапе исследований резонно предположить наличие нескольких типов территориального распределения сумм осадков и максимальных снегозапасов, соответствующих определенным условиям рельефа (высота, ориентация склонов, глубина и дробность расчленения, особенности орографии) и положению района относительно периферии горных стран. С поиска таких территориально-общих зависимостей максимальных снегозапасов от показателей рельефа и были начаты исследования. По справедливому заключению В. Л. Шульца [218], при выявлении подобных зависимостей, взамен частных, полученных по ограниченной информации для мелких районов, необходимо совершенствовать методы расчета элементов водного баланса в горах.

В качестве рабочей в поисковых разработках принята схема, аналогичная использованной при изучении особенностей территориальных изменений сроков залегания снежного покрова [164], изложенной в предыдущем разделе.

На первом этапе по осредненным за многолетний период данным регулярных изменений на сети станций, постов и снегомерных маршрутов были построены частные (для отдельных речных бассейнов) зависимости максимальных снегозапасов W от абсолютной высоты H^1 . Затем шкала снегозапасов этих зависимостей была пересчитана в относительные величины W_y . При этом за начало отсчета (условный нуль снегонакопления) принят максимальный запас воды в снежном покрове на едином высотном уровне, наиболее надежно обеспеченном данными наблюдений².

Далее, полагая, что в однородных по снежности районах характер распределения снегозапасов по абсолютной высоте должен быть единым, мы попытались сопоставить полученные кривые $W_y=f(H)$, совместив их на высотном уровне, соответствующем условному нулю снегонакопления.

В высотном диапазоне, освещенном данными наблюдений, последние сгруппировались в тесные зависимости, отражающие характер распределения снегозапасов по высоте, единый для данного района.

В итоге в горах Средней Азии и Казахстана выявлены восемь типов распределения снегозапасов по высоте. Две типовые зависимости $W=f(H)$ в качестве примера

представлены на рис. 2.19, расчетные уравнения зависимостей – в табл. 2.4, а территориальное распределение последних показано на рис. 2.20.

Применение типовых зависимостей ограничено высотным диапазоном (см. табл. 2.4), в котором координаты $W_y=f(H)$ надежно выявляются по данным стандартных наблюдений. Для высокогорного пояса, где фактических данных о снежности недостаточно, а зачастую и нет вовсе, для определения снегозапасов использованы результаты расчета суммарной годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии (H_n): верхние участки типовых зависимостей $W_y=f(H)$ были продолжены до максимума, соответствующего величине рассчитанной годовой аккумуляции твердых осадков на высоте H_n^3 .

При этом характер зависимости $W_y=f(H)$ в высокогорье для каждого из перечисленных в табл. 2.4 районов выявлен по данным наблюдений в бассейнах, где имеется более или менее густая сеть снегомерных пунктов.

Полученные зависимости (см. табл. 2.4) весьма надежные: средние квадратические отклонения фактических точек от линии регрессии, соответствующей типовому уравнению, в подавляющем большинстве случаев не превышают $\pm 10\%$, а абсолютные отклонения не более ± 50 мм. Подчеркнем, что эти отклонения в значительной мере случайны и обусловлены индивидуальными особенностями снегонакопления в каждом снегомерном пункте, отражая влияние мезо- и микроориентации склона по отношению к сторонам

¹Использованы все данные о снегозапасах, содержащиеся в климатологических справочниках по территории Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Алтая, Памира, Гиссаро-Алая, Кавказа, данные наблюдений на снегомерных маршрутах в горах Средней Азии, Казахстана и на Кавказе, материалы соответствующих обобщений по упомянутым горным районам [7, 67, 120, 121, 153, 181, 182] и др., а также результаты осреднения (за многолетие) максимальных снегозапасов по данным стандартных наблюдений в горах Средней Азии, любезно представленные М. И. Геткером.

²За начало отсчета принималась величина максимального запаса воды в снежном покрове на высоте 1600 м над уровнем моря.

³Методика определения высоты приведенной фирновой линии и величины годовой аккумуляции твердых осадков на этом уровне была изложена.

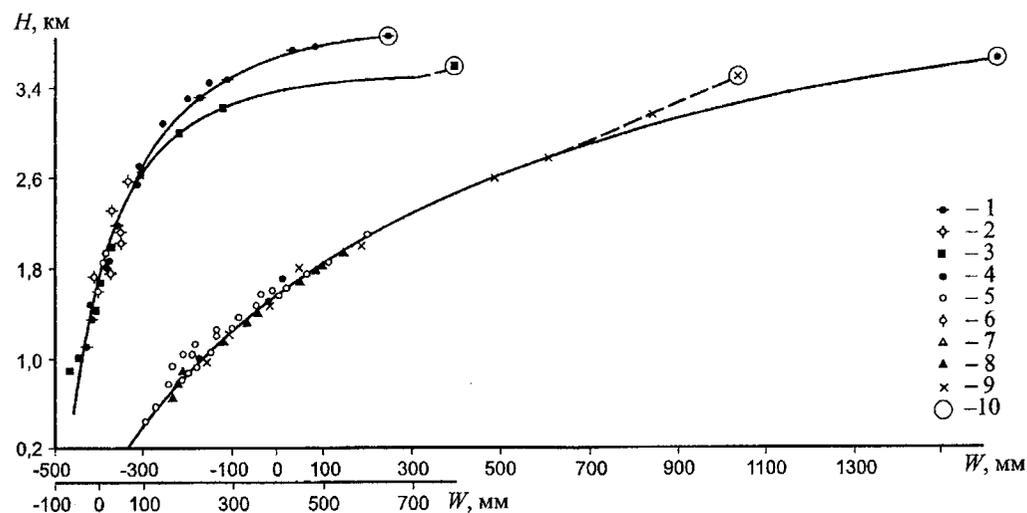


Рис. 2.19. Типовые зависимости средних максимальных запасов воды в снежном покрове от абсолютной высоты. Тип зависимости: I – северотянь-шаньский; II – западнотянь-шаньский. Бассейны рек: 1 – М. Алматинка; 2 – реки северного склона Терской-Алатау (западный район); 3 – реки северного склона Джунгарского Алатау; 4 – Пскем; 5 – Варзоб; 6 – Ахангаран; 7 – Кызылча; 8 – Туполанг; 9 – Каратал (Чижке, Кара, Коксу); 10 – величины годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии в соответствующих бассейнах

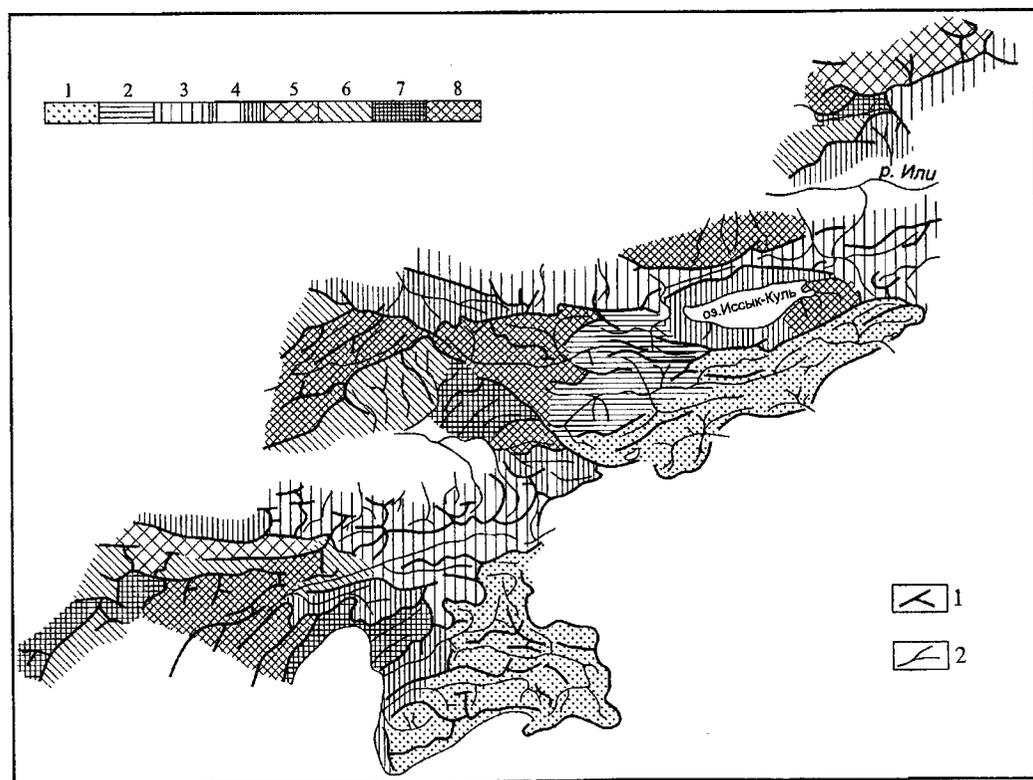


Рис. 2.20. Схематическая карта районирования горной территории Средней Азии и Казахстана по типам распределения максимальных снегозапасов в зависимости от абсолютной высоты. I–VIII – номера типов распределения $W = f(H)$ по табл. 2.4; 1 – основные хребты и водоразделы; 2 – гидросеть

Таблица 2.4. Типовые расчетные зависимости максимальных снегозапасов от абсолютной высоты

Тип распределения снегозапасов	Расчетные уравнения	Погрешность расчета, σ		Ограничения по высоте, м абс.
		мм	%	
Центральнотянь-шаньский	$\Delta W = 5,2 H^{2,00}$	25		600-3400
Внутреннетянь-шаньский	$\Delta W = 5,0 H^{2,80}$	21		600-3200
Алайский	$\Delta W = 13,0 H^{1,85}$	29	23	600-3200
Таласский	$\Delta W = 11,7 H^{2,30}$	25	20	600-3200
Северотянь-шаньский	$\Delta W = 13,6 H^{2,60}$	23	14	600-3200
Курамино-Чаткальский	$\Delta W = 25,0 H^{2,60}$	28	20	600-2600
Ферганский	$\Delta W = 40,83 H^{2,56}$	44	19	600-2600
Западнотянь-шаньский	$\Delta W = 94,5 H^{2,20}$	50	15	600-2600

Примечание. ΔW – разность значений средних из максимальных снегозапасов на «нулевом» (600 м) и расчетном уровнях, мм; H – абсолютная высота (расчетный уровень), км.

горизонта и преобладающему на данном участке долины направлению ветрового потока, типа растительности и характера (шероховатости) поверхности склона. Ясно, что предлагаемый метод расчета не учитывает влияние перечисленных локальных факторов в полной мере. Сравнение же рассчитанных по типовым уравнениям (см. табл. 2.4) значений W со среднезональными величинами максимальных снегозапасов, выявленных по результатам непосредственных измерений, свидетельствует о том, что ошибка расчета W по типовым уравнениям, как правило, меньше 10 %.

Итак, рассмотренные типовые уравнения (см. табл. 2.4) в сочетании с данными о годовой аккумуляции твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии впервые позволяют рассчитать распределение снегозапасов по высоте в любом бассейне, где хотя бы на одном высотном уровне значения W известны. Практически расчет снегозапасов по этой методике сводится к следующему. На первом этапе показания всех пунктов наблюдений, расположенных в дан-

ном бассейне¹, пересчитываются по соответствующему типовому уравнению (см. табл. 2.4) в величины снегонакопления на высоте 600 м (с учетом высоты каждого пункта наблюдений) и путем осреднения полученных результатов определяется искомое значение W_{600} . Затем по тому же типовому уравнению находится поправка ΔW , соответствующая данной высоте, и по соотношению $W_n = W_{600} + \Delta W$ вычисляется максимальный запас воды в снежном покрове на заданном высотном уровне.

Существенным преимуществом рассмотренного метода является то, что он базируется на использовании стандартной информации и других легко доступных данных. Тем не менее этот метод – лишь первое приближение: судя по соотношению параметров типовых зависимостей $W = f(H)$ каждая из них характеризует более или менее частный случай распределения снегозапасов по высоте. Сравнительный анализ выявленных зависимостей дает основание полагать, что тип распределения снегозапасов по высоте в значительной мере определяется

¹За однородный принимается бассейн главной реки, пересекающей макросклон горного хребта от его водораздела до выхода реки из гор. Например, бассейны таких рек, как Карабалты на северном склоне Киргизского хребта, М. Алматинка (Заилийский Алатау), Бартанг (Западный Памир), Варзоб (южный склон Гиссарского хребта), Баскан (Джунгарский Алатау).

ориентацией макросклонов горных хребтов. Действительно, максимальные градиенты dW/dH свойственны западотянь-шаньскому и ферганскому типам распределения снегозапасов по высоте, т. е. бассейнам, ориентированным навстречу средиземноморским и атлантическим воздушным потокам, с вторжением которых связана подавляющая часть твердых осадков в горах Средней Азии и Казахстана. Существенно меньшие вертикальные градиенты снегозапасов присущи северным макросклонам хребтов, расположенным на периферии горных стран, а минимальные – внутригорным районам Центрального Тянь-Шаня и Восточного Памира, где в полной мере проявляется эффект орographic барьера и «массивности гор».

Последующие исследования убедительно показали, что тип вертикального распределения максимальных снегозапасов определяется, главным образом, ориентацией

макросклонов горных хребтов (азимут падения долин главных рек) относительно господствующего в холодный период направления атмосферного влагопереноса [156, 161]. Согласно результатам этих исследований в периферийных районах горных поднятий Средней Азии и Казахстана максимально увлажнены бассейны рек, обращенные к юго-западу (азимут долин $A = 220^\circ$), южные и западные макросклоны получают приблизительно одинаковое количество твердых осадков, а минимум снегозапасов присущ макросклонам северной и восточной ориентации. На Кавказе максимальной снежностью отличаются бассейны рек с азимутом падения главных долин $A = 240^\circ$, на Алтае – $A = 270^\circ$, а минимальной снежностью – бассейны, расположенные на макросклонах северной и восточной ориентации [156, 160].

Для иллюстрации этих выводов на рис. 2.21 представлены зависимости максимальных

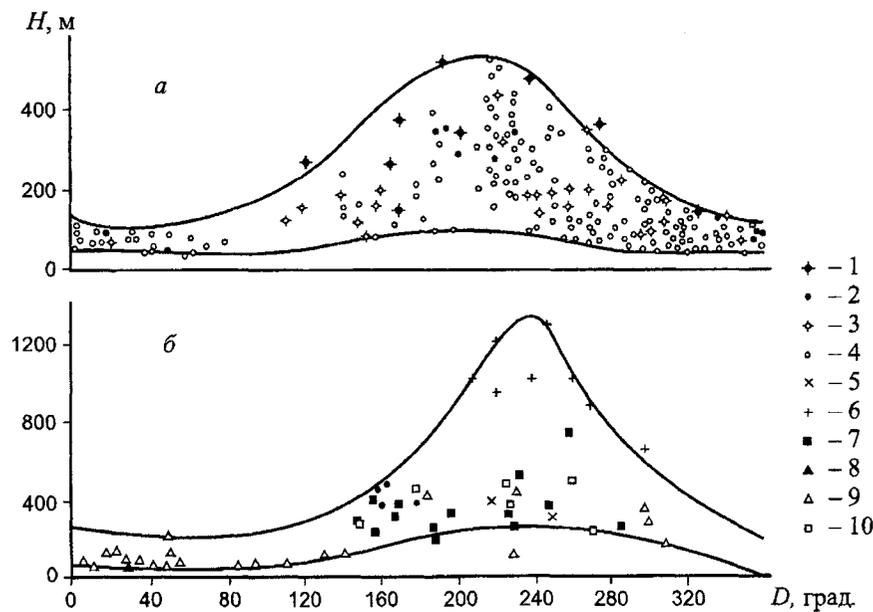


Рис. 2.21. Зависимость максимального запаса воды в снежном покрове на высоте 2000 м от макроориентации склонов (азимут падения долин главных рек) в горах Средней Азии и Казахстана (а) и на Кавказе (б). 1 – периферийные районы Тянь-Шаня и северный склон Алайского хребта по данным маршрутных снегоъемок; 2 – те же районы по данным станций и постов; 3 – внутригорные районы Памира, Гиссаро-Алая и Тянь-Шаня по данным маршрутных снегоъемок; 4 – те же районы по данным станций и постов; 5 – различные районы Кавказа по данным маршрутных снегоъемок; 6 – периферийные районы Западного Закавказья; 7 – Центральное Закавказье (южный склон Б. Кавказа); 8 – Северный Кавказ; 9 – Восточный и Малый Кавказ; 10 – внутригорные районы Западного Закавказья

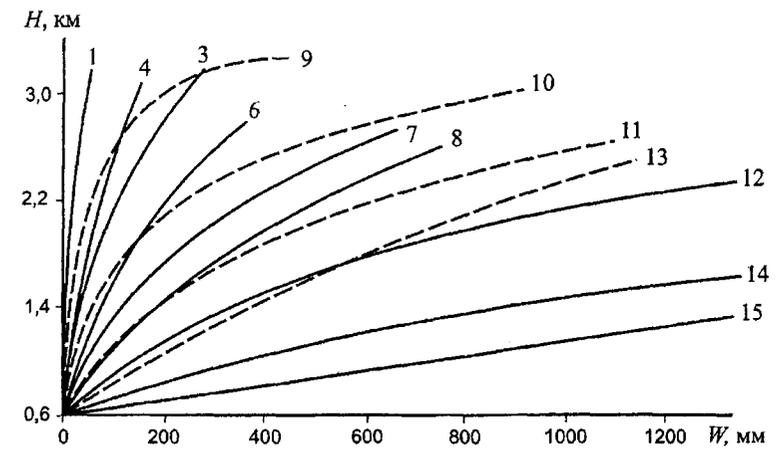


Рис. 2.22. Соотношение типовых зависимостей нормы снегозапасов от абсолютной высоты в различных горных районах Евразии. Районы: с 1 по 8 соответствуют номерам типовых зависимостей для гор Средней Азии и Казахстана (по табл. 2.4), 9 – внутригорные районы Северного Кавказа; 10 – периферийные районы Северного Кавказа; 11 – Центральное Закавказье (южный склон хр. Большой Кавказ); 12 – Западное Закавказье; 13 – внутренние районы Южной Норвегии; 14 – внутренние районы Северной Норвегии; 15 – западные прибрежные районы Южной Норвегии

снегозапасов, приведенных по соответствующим типовым уравнениям к высоте 2000 м, от азимута падения долин главных рек в горах Средней Азии и Казахстана (Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Джунгарский Алатау) и Кавказа, а на рис. 2.22 сопоставлены типовые зависимости $W = f(H)$, полученные для различных районов Евразии. Полагаем, что зависимости на рис. 2.22 отражают всю гамму типов распределения снегозапасов по абсолютной высоте в горах Евразии. Вертикальные градиенты снегозапасов максимальны в открытых к западу и юго-западу приморских районах Скандинавии и Закавказья. Существенно меньшие градиенты dW/dH присущи открытым на запад бассейнам внутриконтинентальных горных районов (бассейны рек западных районов Тянь-Шаня, Алтая, Джунгарского Алатау, Памира), а минимальные – внутригорным районам Памира и Тянь-Шаня.

Все это хорошо согласуется с известными представлениями о направлении влагопереноса над континентом в холодный период [9, 72, 101, 116, 206, 215], подтверждая прежние преимущественно качественные выводы о влиянии макроориентации склонов

на увлажненность количественными показателями, открывает новые возможности для оценки снежности горной территории, что было реализовано нами на примере ряда районов Тянь-Шаня, Памира и Алтая [156].

Рассмотренная методика предполагает наличие данных снегомерных наблюдений хотя бы на редкой сети станций. Зачастую таких данных нет и тогда единственной информацией о снежности и суммарной увлажненности территории являются величины годовой аккумуляции твердых осадков на границе питания ледников A_r .

Поскольку законы взаимодействия циклонических воздушных масс с горным рельефом всюду едины, о чем, в частности, свидетельствует тот факт, что снегозапасы и осадки в горах, за редким исключением, нарастают по мере увеличения абсолютной высоты, можно, по-видимому, рассматривать величины годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии как некий индекс увлажнения данного бассейна. Иными словами, межбассейновые различия величин годовой аккумуляции твердых осадков на высоте H_p отражают уровень увлажненности во всем диапазоне

высот сравниваемых бассейнов. Исходя из этого мы попытались выявить возможности оценки вертикального распределения максимальных снегозапасов по данным о годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии. В результате были получены двухфакторные зависимости снегозапасов от величин годовой аккумуляции твердых осадков на уровне H_n и азимута падения долин главных рек [159]. Снегозапасы, рассчитанные по этим зависимостям, в среднем на 10% меньше измеренных, а экстремальные отклонения рассчитанных значений W от измеренных почти во всем диапазоне высот выходят за пределы $\pm 50\%$.

Строго говоря, при построении районных зависимостей максимальных снегозапасов от абсолютной высоты верхние участки кривых $W = f(H)$ необходимо ориентировать на величины W_n — максимальный снегозапас на неледниковых склонах на высоте климатической снеговой границы. Данных прямых измерений снегозапасов на этом уровне почти нет. Но максимальный снегозапас в первом приближении здесь можно рассчитать по соотношению $W = A_r - X_a$, где X_a — сумма атмосферных осадков за период абляции ледников. Необходимо иметь в виду, что величины A_r , вычисленные по формуле Кренке-Ходакова [112], характеризуют суммарное снегонакопление на ледниковой поверхности, и для перехода к снегозапасам на неледниковых склонах необходимо значение A_r исправить на удвоенный коэффициент концентрации K_r , отражающий дополнительное накопление снега на леднике за счет ветрового и лавинного сноса с окружающих склонов: $W_n = A_r / K_r^2 - X_a$. Как было показано, коэффициент концентрации твердых осадков на уровне приведенной фирновой линии можно принять равным 1,10.

Продолжительность периода абляции ледников в горах Средней Азии и Казахстана

примем условно постоянной с июня по август: именно в течение этих месяцев выпадает подавляющая часть осадков теплого периода в районе ледников.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в гляциальном поясе гор Средней Азии и Казахстана доля X_a в годовой сумме осадков сравнительно плавно меняется по территории¹. Средние районные величины X_a представлены в табл. 2.5. Судя по этим данным, осадки абляционного и холодного периодов всюду соизмеримы: доля X_a в годовой сумме в большинстве районов увеличивается от 35–40% в зоне ледниковых языков до 50–60% в зоне питания ледников и достигает максимума — 68–69% в гляциальном поясе Восточного Тянь-Шаня. Интересно, что в распределении X_a отчетливо проявляется закономерность: с переходом от благоприятно ориентированных к потоку атмосферной влаги районов на западной периферии горных стран к районам с неблагоприятной ориентацией макросклонов и по мере продвижения в глубь горных стран доля летних осадков в годовой сумме возрастает (см. табл. 2.5).

Следовательно, и межсезонное распределение осадков благоприятно для большого снегонакопления на открытых к юго-западу и западу макросклонах горных хребтов: доля осадков холодного периода (с сентября по май), выпадающих преимущественно в твердом виде, здесь существенно больше.

Рассмотренные зависимости и изложенные материалы позволяют заключить, что во всех горных районах снегозапасы увеличиваются по высоте вплоть до уровня приведенной фирновой линии. Выше этого предела картина распределения снегозапасов по высоте менее определенная. М. И. Геткер, опираясь на данные соответствующих измерений на Памирском фирновом плато [73], установил, что и выше фирновой линии

¹Для определения средних величин X_a использованы все фактические данные, приводимые в климатологических справочниках по горной территории Средней Азии и Казахстана, а также сведения, содержащиеся в соответствующих выпусках Каталога ледников и других публикациях.

Таблица 2.5. Типовое распределение сумм атмосферных осадков абляционного периода (июнь–август) по высоте в горах Средней Азии и Казахстана

Тип распределения снегозапасов по абс. высоте	Абсолютная высота (H , км) и соответствующие величины осадков абляционного периода (X_a , %)								
	2,8	3,0	3,2	3,4	3,6	3,8	4,0	4,2	4,4
Восточнотянь-шаньский	62	64	65	66	67	68	69		
Центральнотянь-шаньский		58	60	61	63	63	63	62	62
Внутреннетянь-шаньский	46	47	50	52	55	58	60	60	
Северотянь-шаньский	47	51	52	52	53	53	50	(40)	(36)
Алайский	45	48	48	49	49	48	46	40	36
Таласский	33	35	37	38	38	39	40	40	40
Курамино-чаткальский	40	43	44	45	45	45	(45)		
Ферганский	30	32	33	35	36	(38)	(36)	(35)	
Западнотянь-шаньский	28	28	28	30	31	32	32	32	30

снегозапасы на Памире продолжают увеличиваться приблизительно с тем же вертикальным градиентом, что и в ниже расположенном ледниковом диапазоне [48]. Та же особенность выявляется по данным снегомерных наблюдений в бассейнах ледника Абрамова и р. Комаров (Гиссаро-Алай), а также в горах Норвегии (рис. 2.23)¹ и является, по-видимому, типичной для всех горных территорий. Вместе с тем судя по данным наблюдений [157, 182] в Заилийском Алатау максимальные снегозапасы увеличиваются по высоте лишь до уровня приведенной фирновой линии. С дальнейшим возрастанием высоты по мере приближения к обрамляющим ледниковый бассейн гребням они уменьшаются (рис. 2.23).

Такая же картина свойственна и Джунгарскому Алатау [207]. По-видимому, такое распределение снегозапасов по высоте здесь обусловлено влиянием рельефа; гребни гор всюду отличаются сравнительно бурным ветровым режимом и часть отложенного при осадках снега сносится ветром с пригребневых участков склонов и откладывается на более низких уровнях. На крутых склонах ледниковых цирков и каров значительная часть снега сносится со склонов лавинами. В результате зона максимума снегонакопления располагается ниже гребней, окаймляющих верхние участки горно-ледниковых

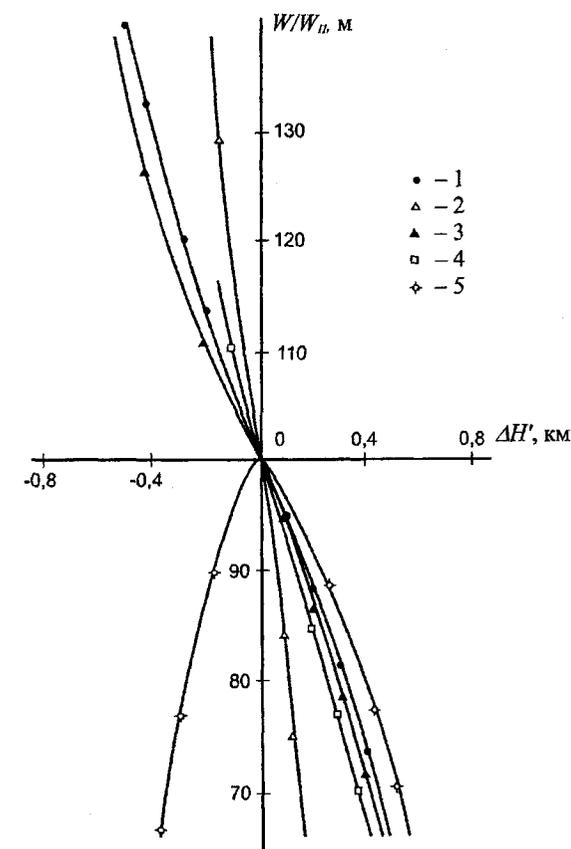


Рис. 2.23. Изменение соотношения снегозапасов на данной высоте W и высоте приведенной фирновой линии W_n в зависимости от разности этих высот $\Delta H'$. Районы: 1 — Скандинавия; 2 — Алтайский хребет (ледник Абрамова); 3 — Гиссаро-Алай (бас. р. Каратаг); 4 — то же (бас. р. Комаров); 5 — Северный Тянь-Шань (бас. р. М. Алматинка)

¹По Норвегии использованы данные В. И. Кравцовой [106]; высота приведенной фирновой линии в Скандинавских горах вычислена описанным методом по данным Атласа ледников.

долин. Судя по измерениям в Заилийском и Джунгарском Алатау [182, 184, 207] и нашим наблюдениям в горных районах Джунгарского Алатау и Тянь-Шаня, наиболее активный ветровой снегоперенос локализуется в сравнительно небольшой по высоте (200–400 м) пригребневой полосе склонов. К аналогичному выводу пришел М. И. Геткер на основе наблюдений в горах Тянь-Шаня и Памиро-Алая (устное сообщение). Все это позволяет в первом приближении принять, что зона максимума снегозапасов в горах Средней Азии и Казахстана располагается приблизительно на 200–400 м ниже водораздельных гребней, окружающих верхние участки горно-ледниковых бассейнов. Разумеется, этот вывод не распространяется на отдельные горные вершины, где ветровой и лавинный снос снега особенно активен.

2.3.2. Расчет максимальных снегозапасов для Восточного Тянь-Шаня

Рассмотренные методические решения использованы для определения максимальных снегозапасов в горах Средней Азии и Казахстана, в том числе на Тянь-Шане в границах СНГ.

Сложнее обстоит дело с оценкой снежности территории Восточного Тянь-Шаня. Сеть регулярных наблюдений за снежным покровом здесь очень редка: из 234 станций, подавляющая часть которых расположена в низко-среднегорном поясе и на предгорной равнине, данные о снежности имеются лишь для 91. К тому же справочная информация характеризует преимущественно динамику высоты снежного покрова. Систематические измерения плотности снега здесь не проводятся. Поэтому рассмотренные методические приемы расчета высоты и водности снежного покрова в условиях Восточного Тянь-Шаня без предварительной доработки не приемлемы.

Существенно более обширна информация о распределении атмосферных осадков:

месячные их суммы имеются для всех 234 станций. В связи с этим мы попытались рассчитать искомые характеристики снежного покрова по данным об осадках. Основной расчёта послужили соотношения максимальных снегозапасов и сумм осадков за период залегания устойчивого снежного покрова X_c . Последние определены по нормированным данным 214 горных станций Тянь-Шаня, Памира, Джунгарского Алатау и Алтая, приведенным в климатологическом справочнике. Для тех же станций найдена доля X_c от годовых. При этом для пунктов, по которым нет данных о сроках залегания снежного покрова, они определены по районным зависимостям $T_{xp} = f(H)$ либо рассчитаны по рассмотренным типовым уравнениям. Дополнительно использованы данные об осадках, измеренных по суммарным осадкомерам, большая часть которых расположена в высокогорье. Вся эта информация использована для построения графических связей средних величин X_c и W (рис. 2.24).

Как оказалось, эти соотношения региональны, соответствующее расчетное уравнение для Алтая имеет вид

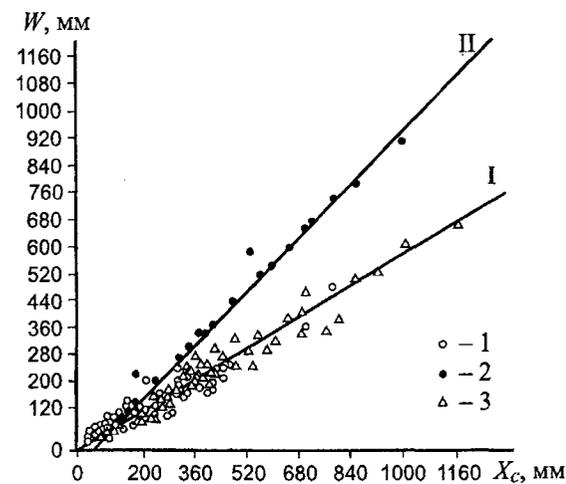


Рис. 2.24. Связь средних максимальных снегозапасов W и сумм осадков за период с устойчивым снежным покровом X_c . I — Тянь-Шань, Джунгарский Алатау; II — Алтай. 1, 2 — данные станций режимных наблюдений; 3 — данные суммарных осадкомеров

$$W = 0,98X_c - 40,6, \quad (2.12)$$

для других перечисленных районов

$$W = 11,4 + 0,53X_c. \quad (2.13)$$

Расчетные уравнения достаточно надежны: коэффициент корреляции рассматриваемых связей высок: 0,99 для Алтая и 0,97 для Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, а соответствующие стандартные ошибки расчета σ составили $\pm 30,30$ и $\pm 26,18$. К сожалению, и рассмотренный прием не изменил ситуацию радикально: в результате расчета по уравнениям (2.12), (2.13) значимые величины W выявлены лишь для 134 станций, большая часть которых расположена на предгорной равнине либо в средне-низкогорном поясе — до высот 1700–1800 м в бассейнах рек Или, Текес и на северных склонах хребтов Боро-Хоро и Эрэн-Хабырга и до 2400–2600 м на склонах хр. Богдошань и Барколь, а также в бассейнах рек южной периферии Восточного Тянь-Шаня. Тем не менее по этим данным удалось выявить вполне надежные зависимости $W = f(H)$ для низко-среднегорного пояса основных бассейнов Восточного Тянь-Шаня. Выше высотного диапазона, обеспеченного соответствующими данными, зависимости $W = f(H)$ продолжены до значений W_n — максимальных снегозапасов на неледниковых склонах на высоте климатической снеговой границы. Значения W_n рассчитаны по изложенной методике.

Результаты определений наряду с фактической информацией, приведенной в климатологических справочниках, использованы для составления карты средних максимальных снегозапасов на территории Тянь-Шаня в масштабе 1:2 500 000 (рис. 2.25).

2.3.3. Расчет высоты снежного покрова и характеристик снежности заданной обеспеченности

Нами были рассмотрены возможности расчета максимального запаса воды в снежном покрове. Поскольку его плотность в

сравнении с другими показателями снежности отличается наименьшей пространственно-временной изменчивостью, выявленные максимальные снегозапасы можно пересчитать в величины высоты снежного покрова h с учетом характерной для данного района средней плотности снежного покрова в период максимума снегонакопления.

Судя по данным стандартных наблюдений в горах Средней Азии и Казахстана (Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Алтай, Джунгарский Алатау), максимальный запас воды W и плотность снежного покрова γ в период максимума снегонакопления связаны соотношением

$$\gamma = 102,3W^{0,184}, \quad (2.14)$$

где γ — плотность снега, кг/м^3 .

Ошибка расчета высоты снежного покрова m_h по данным о максимальном снегозапасе, вычисленная по уравнению (2.14) средней плотности снежного покрова при $W = 100$ мм, составляет $\pm 25\%$ и быстро уменьшается по мере увеличения снегозапасов: при $W = 150$ мм $m_h = \pm 17\%$, а при $W > 250$ мм она равна $\pm 5\%$ [156].

Для перехода от нормы максимальных снегозапасов к средней высоте снежного покрова можно также воспользоваться соотношением, полученным М. И. Геткером для гор Средней Азии:

$$h = 1,24W^{0,77}. \quad (2.15)$$

Оно характеризуется корреляционным отношением $\eta = 0,85$ и средней квадратической ошибкой $\sigma = 12$ см. Результаты расчета h по обеим формулам при $50 < W < 600$ мм практически одинаковы.

Рассмотренные построения основаны на средних многолетних величинах максимального снегонакопления. Кроме средних для решения многих практических задач необходимы сведения о снегозапасах различной обеспеченности — от 1%-й, соответствующей повторяемости явления 1 раз в 100 лет, до 80–90%-й, характеризующей гарантированный минимум, повторяющийся практически

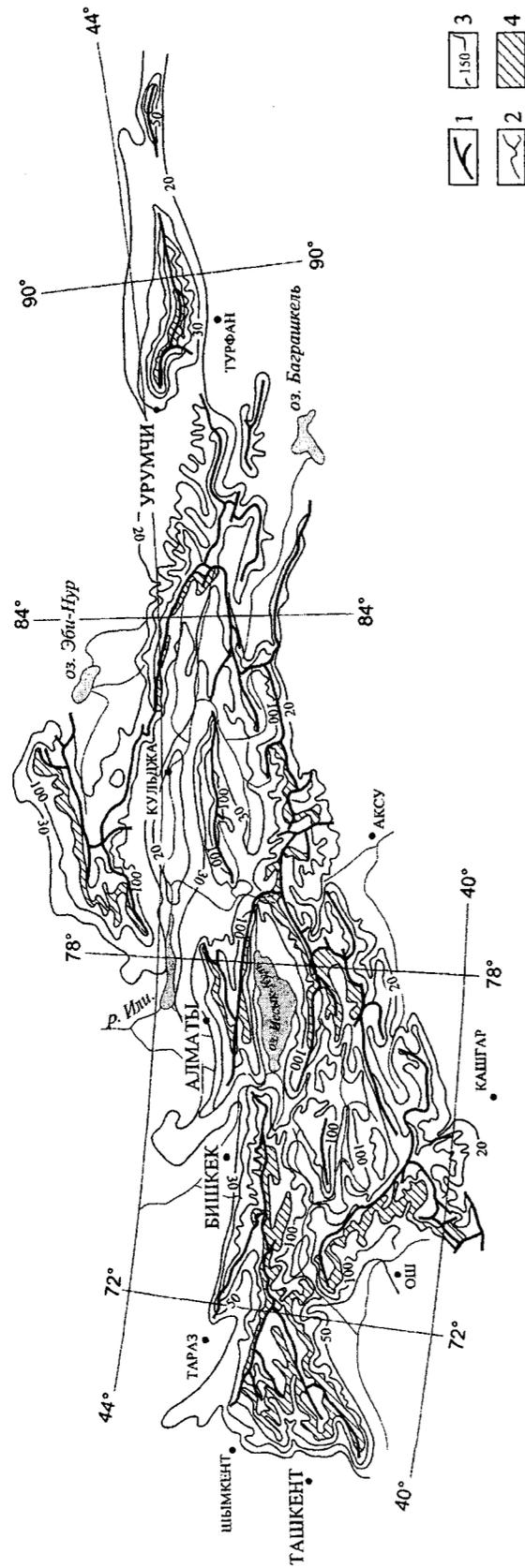


Рис. 2.25. Карта максимальных запасов воды в снежном покрове Тянь-Шаня: 1 — основные водоразделы; 2 — гидросеть; 3 — изолинии снегозапасов; 4 — снегозапасы W от 200 до 300 мм

Таблица 2.6. Координаты номограммы для расчета максимального запаса воды в снежном покрове заданной обеспеченности (W_p) по данным о средней водности снежного покрова на дату максимума снегонакопления (W)

Средний запас воды в снежном покрове (норма) W , мм	Наиболее вероятные значения W_p , соответствующие обеспеченности					Гарантированные минимальные W_p , соответствующие обеспеченности					
	1%	2%	5%	10%	20%	1%	2%	5%	10%	20%	50%
50	140	105	80	70	60	120	85	75	65	55	45
100	265	200	160	140	120	240	170	150	130	110	85
150	410	310	240	210	185	376	260	230	205	170	125
200	560	415	320	280	250	470	340	305	270	230	170
250	680	520	405	360	315	590	430	380	340	290	210
300	825	630	490	430	390	715	525	460	410	350	260
350	960	740	570	510	450	840	610	540	480	410	300
400	1100	840	660	570	510	950	700	620	540	470	340
450	1230	940	740	640	570	1090	780	700	610	530	380
500		1040	820	720	630	1180	870	770	680	590	430
550		1150	900	790	700		960	850	750	650	470
600			990	860	760		1050	930	810	710	510
650			1080	940	830		1130	1010	880	770	560

ежегодно. Рассчитать показатели снежности заданной обеспеченности по фактической информации для подавляющей части горной территории практически невозможно. Поэтому мы попытались выявить искомые показатели на основе эмпирических соотношений норм максимальных снегозапасов и соответствующих величин W заданной обеспеченности, вычисленных по стандартной методике для ряда пунктов, обеспеченных надежными данными снегомерных наблюдений. В поисковых разработках использованы результаты определения снегозапасов различной обеспеченности W_p , выполненных для 104 пунктов Средней Азии за три характерных по снежности года [7]¹ с использованием данных из работ Г. Н. Леухиной [120] и любезно предоставленных нам М. И. Геткером результатов соответствующих определений для большинства пунктов режимных снегомерных наблюдений в горах Средней Азии. Выявленные соотношения (табл. 2.6) позволяют по данным о норме максималь-

ных снегозапасов определить значения W_p заданной обеспеченности либо гарантированные минимальные величины W_p , соответствующие норме максимального снегонакопления [159].

2.3.4. Особенности территориальных изменений снежности

Изложенные методы расчета годовой аккумуляции и максимальных снегозапасов на высоте приведенной фирновой линии и оценки характеристик снежности гор позволили с достаточной для решения гидрологических задач и инженерного проектирования точностью определить максимальные снегозапасы и составить карты фоновой снежности Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, ряда характерных районов Памира, Гиссаро-Алая, Алтая и Кавказа.

На основе полученных результатов появилась возможность исследовать основные особенности территориальных изменений

¹Данные о снегозапасах по каждому снегопункту предварительно приведены к средним с 1891 по 1969 г.

снежности во внутриконтинентальных горных районах Евразии.

Наиболее общей закономерностью является существенное увеличение суммарного снегонакопления с переходом от внутригорных районов к периферийным; на периферии же горных стран максимально заснежены бассейны рек, расположенных на макросклонах западной и юго-западной ориентации: южный склон Гиссарского хребта, бассейны рек Пскем, Ахангаран, Болдыбрек в Западном Тянь-Шане, бассейны рек Майлису, Кугарт, Яссы на юго-западном склоне Ферганского хребта, бассейны рек Чиже, Кара, Коксу на западе Джунгарского Алатау и бассейны рек Уба, Ульба на Алтае. Макросклоны же хребтов северной ориентации на периферии горных стран значительно менее заснежены в сравнении с перечисленными районами на западной периферии гор, хотя и отличаются от внутригорных районов существенно большим снегонакоплением. Наименее заснежены внутригорные районы и бассейны рек, расположенные на макросклонах периферийных хребтов восточной ориентации (бассейны рек Ргайты, Боро-Тала в Джунгарском Алатау, Чилик, Текес, Байнкол, Хасан и Сумбе в горах Северного Тянь-Шаня) (см. рис. 2.25).

Единая для всех горных стран закономерность – ярко выраженная высотная поясность суммарной увлажненности и снежности гор в зависимости от макроориентации склонов и положения района относительно периферии горных стран проявляется в разной степени. Вертикальные градиенты снеготазпасов максимальны на западной периферии горных стран; с изменением ориентации макросклонов от западной к восточной и с переходом от периферийных районов к внутригорным они быстро уменьшаются.

Особенностью являются также экспозиционные контрасты снежности как во внутригорных районах, так и на макросклонах северной (С, СЗ, СЗ) и восточной ориентации на периферии горных стран (Гиссаро-Алай, Тянь-Шань, Джунгарский Алатау,

Памир, Алтай): склоны южной ориентации здесь значительно менее заснежены в сравнении с остальными. По мере перехода к западной периферии горных стран экспозиционные контрасты сглаживаются и в наиболее влагообеспеченных бассейнах различия в суммарном увлажнении на склонах разной ориентации минимальны. Существенно сглаживаются экспозиционные контрасты снежности и с переходом от среднегорного пояса к гляциально-нивальному. Отмеченные особенности отчетливо проявлены всюду в горах юга СНГ – от Карпат и Кавказа на западе до Алтае-Саянской горной системы на востоке и ярко выражены на Тянь-Шане.

Влияние орографии и ориентации бассейнов относительно господствующего в холодный период направления атмосферного влагопереноса особенно отчетливо прослеживается в распределении снежного покрова Западного Тянь-Шаня. Наибольшей снежностью отличаются здесь бассейны со свободным доступом юго-западных воздушных масс. Максимальные градиенты dW/dH присущи бассейну р. Пскем (табл. 2.7), где снеготазпасы уже на высотах 1000–1200 м превышают минимальный предел, необходимый для активного лавинообразования и, быстро увеличиваясь с высотой, достигают в пригребневой зоне 1300–400 мм. Немногим меньше среднезональные величины W в открытом к юго-западу бассейне р. Ахангаран.

При близкой ориентации главной долины значительно – в 1,5–2 раза – меньше максимальные снеготазпасы на соответствующих высотах в бассейне р. Чаткал, куда доступ юго-западных воздушных масс в значительной мере затруднен отрогами Чаткальского хребта. Влияние орографического барьера особенно ярко проявляется в распределении снеготазпасов в бассейне р. Терс, расположенном за относительно высоким отрогом Чаткальского хребта: вертикальные градиенты максимальных снеготазпасов здесь значительно меньше, чем в бассейне Чаткал, а в диапазоне 1400–2200 м отрицательны (табл. 2.7).

Таблица 2.7. Координаты зависимости нормы максимального запаса воды в снежном покрове от абсолютной высоты в характерных бассейнах Западного Тянь-Шаня

Бассейн реки	Запас воды (мм) на высоте H , км:							
	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8
Хребты Пскемский, Чаткальский, Угамский								
Пскем	100	210	320	450	660	860	1070	1280
Чаткал	110	160	200	250	310	380	470	560
Кассан-Сай, Гава-Сай		30	70	120	170	260	340	430
Ахангаран	40	155	280	410	550	700	810	940
Кара-Суу	100	150	210	310	420	570	730	
Хр. Ферганский								
Майлы-Суу, Кугарт	120	140	220	300	420	570	730	940
Яссы	75	90	120	180	240	340	470	670
Карадарья		80	100	150	210	300	410	570
Хр. Таласский Алатау								
Аксу, Жабагысу	60	100	140	200	280	420	670	
Талас (междуречье Кара-Буура-Беш-Таш)	25	40	60	70	100	140	180	
Уч-Кошой			20	30	50	110	190	

На юго-восточных склонах Кураминского и Чаткальского хребтов среднезональные снеготазпасы во всем диапазоне высот существенно меньше присущих наиболее снежным бассейнам Западного Тянь-Шаня: в высокогорном поясе соответствующие величины различаются в 2,5–2,8 раза. Со сменной ориентации долин на более благоприятную фоновые снеготазпасы вновь увеличиваются: на юго-западном склоне Атайнокского хребта в бассейне р. Кара-Суу они почти во всем диапазоне высот значительно больше соответствующих значений W , присущих не только соседним бассейнам рек юго-восточного склона Чаткальского хребта, но и бассейну р. Чаткал.

Эффект орографического барьера прекрасно выражен в распределении снежного покрова за гребнем Таласского Алатау: на северном подветренном склоне хребта снеготазпасы на сопоставимых высотах в 5–6 раз меньше, чем в бассейне р. Пскем и в 1,5–3 раза меньше, чем в бассейне р. Чаткал. Не менее разительные контрасты снежности наблюдаются на противоположных скло-

нах Ферганского хребта. На юго-западном склоне максимальной снежностью отличаются бассейны рек Майлы-Суу, Кугарт со свободным доступом юго-западных воздушных масс. По мере продвижения к югу условия проникновения влагоносных воздушных масс в бассейны рек рассматриваемого района все более ухудшаются из-за влияния отрогов Ферганского и Алайского хребтов. Вследствие этого фоновые снеготазпасы в бассейне р. Яссы уже 1,2–1,5 раза, а в бассейне р. Карадарья почти вдвое меньше, чем в бассейне р. Кугарт (см. табл. 2.7, рис. 2.25). За гребнем же Ферганского хребта – в бассейнах левых притоков рек Алабука и Арпа максимальные снеготазпасы в 2–3,5 раза меньше, чем на сопоставимых высотах в междуречье Кугарт–Карадарья. В свою очередь, и эти сравнительно небольшие снеготазпасы велики по отношению к характерным для близлежащих районов Внутреннего и Центрального Тянь-Шаня: на склонах горного обрамления Чатыркельской и Аксайской котловин они в 3–4 раза меньше типичных для бассейнов левых притоков рек

Таблица 2.8. Координаты зависимости нормы максимального запаса воды в снежном покрове от абсолютной высоты в характерных бассейнах Центрального и Внутреннего Тянь-Шаня

Бассейн реки, район	Запас воды (мм) на высоте H , км:									
	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8	4,2	4,6
Чичкан		100	130	180	230	280	360			
Сусамыр			100	140	190	240	290	340		
Атбаши, верховья р. Нарын			50	70	100	135	170	215	260	
Каракуджур, Тюлек					30	65	115	170	270	
Арпинская котловина				60	75	120	180	260		
Чатыркельская котловина						40	50	80	160	300
Аксайская котловина						20	40	60	90	140
Инылчек						30	55	100	170	270

Арпа и Ала-Бука (табл. 2.8). Подобное распределение снежного покрова иллюстрирует проявление эффекта «массивности гор»: чем дальше в глубь горной территории, тем меньше суммарное увлажнение и снежность. Это явление хорошо показано М. И. Геткером [48] на примере распределения максимальных снегозапасов в зависимости от расстояния до орографического барьера и абсолютной высоты (рис. 2.26). Фактически та же, но еще более выраженная картина получена нами при исследовании распределения снегозапасов на Алтае (рис. 2.27).

На рис. 2.27 представлено распределение максимальных снегозапасов, приведенных к

высоте 2000 м, в узком широтном коридоре (от 50°15' до 50°40' с.ш.) в направлении с запада на восток от периферии Алтая в глубь гор. Как видим, эффекты орографического барьера и «массивность гор» выражены здесь еще ярче. В бассейне р. Убы по мере приближения к гребню хр. Коксу снегозапасы быстро увеличиваются с нарастающим градиентом и, достигнув максимума в пригребневой зоне, еще более стремительно уменьшаются за его гребнем: на расстоянии всего около 40–50 км они сокращаются до значений W , характерных для обширной внутригорной территории Алтая. Здесь в полной мере проявляется свойственное

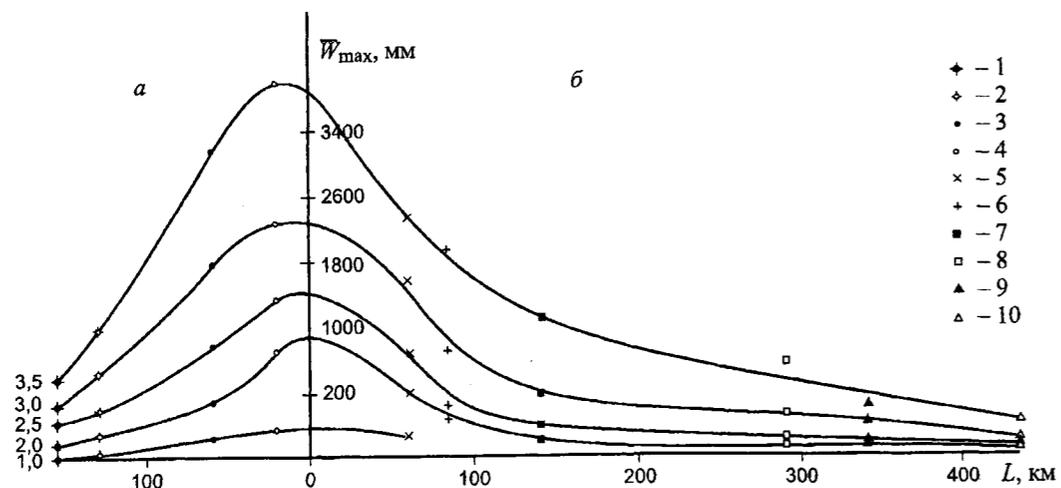


Рис. 2.26. Распределение максимальных снегозапасов на склонах Чаткальского и Кураминского хребтов (а) и в долине р. Нарын (б) в зависимости от расстояния (L) центра бассейна до орографического барьера (Атайнакский и Ферганский хребты) и высоты местности (числа у кривых). Пункты режимных снегомерных наблюдений: 1 – Чадек; 2 – Гавасай; 3 – Падшаата; 4 – Карасу; 5 – Чичкан; 6 – Сусамыр; 7 – Зап. Каракол; 8 – Атбаши низовье; 9 – Атбаши верховье; 10 – Б. Нарын

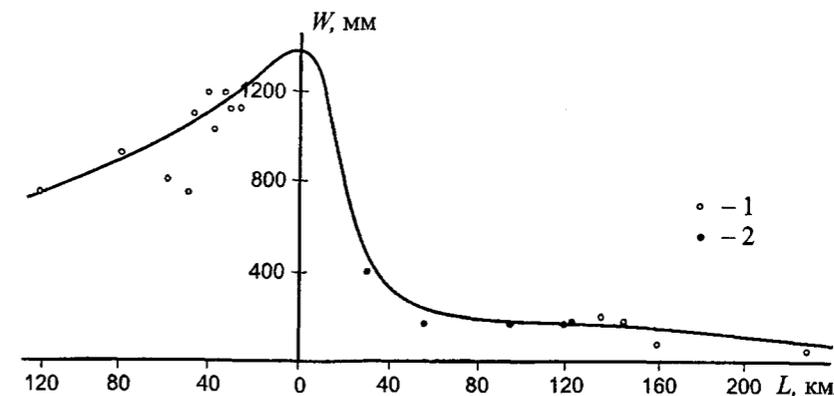


Рис. 2.27. Распределение максимальных снегозапасов (приведенных к высоте 2000 м) на Алтае в зависимости от расстояния до орографического барьера (Коксуиский хр.). Определено: 1 – по данным суммарных осадкомеров; 2 – по данным метеостанций

горным системам континента явление «обратного барьерного эффекта» – убывание максимальных снегозапасов от периферии в глубь горной системы вследствие экранирующего воздействия орографических препятствий на влагоносные потоки.

Эти результаты вполне согласуются с выводом о наличии шлейфа относительно высокого увлажнения за гребнем наветренных склонов, особенно периферийных хребтов горных систем, полученным в ходе исследований распределения годовой аккумуляции твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии [156, 159].

На склонах периферийных хребтов Северного Тянь-Шаня в характере распределения снегозапасов отчетливо проявляются различия, обусловленные экранирующим влиянием боковых отрогов горных хребтов и азимутом падения главных долин. Так, почти на всем протяжении северного склона Киргизского хребта при сходных орографических условиях и несущественных различиях в ориентации главных долин высотное распределение максимальных снегозапасов мало меняется от бассейна к бассейну; достаточно характерным является распределение $W = f(H)$ в бассейне р. Алаарча. Существенно иная картина на северном склоне Заилийского Алатау.

Максимальной снежностью характеризуются здесь бассейны рек центральной

наиболее возвышенной части хребта; к востоку и западу среднезональные величины снегозапасов существенно уменьшаются. Минимальной снежностью отличаются бассейны рек Кастек и Каракастек, расположенные в орографической тени хр. Жетьжол: на малых высотах максимальные снегозапасы здесь втрое меньше соответствующих значений W в бассейне р. М. Алматинка (табл. 2.9). С увеличением высоты межбассейновые контрасты существенно сглаживаются, но значительные различия – до 100 мм сохраняются и в высокогорье. Существенно меньше фоновые снегозапасы на сопоставимых высотах и в восточной части хребта, хотя различия не столь велики. Типичное для большинства бассейнов сглаживание межбассейновых различий снежности в пригребневой зоне здесь не наблюдается. Это можно объяснить неблагоприятной северо-восточной ориентацией верхней части бассейна р. Тургень: его территория орографически затенена относительно влагонесущих потоков как с юго-запада, так и с севера. Эффект ориентации долины еще более выражен в бассейне р. Чилик, где среднезональные снегозапасы во всем диапазоне высот почти вдвое меньше характерных для бассейна р. Тургень (см. табл. 2.9).

В примыкающем к Тянь-Шаню Джунгарском Алатау закономерности распределения снегозапасов в зависимости от орографии и

Таблица 2.9. Координаты зависимости нормы максимального запаса воды в снежном покрове от абсолютной высоты в характерных бассейнах Северного Тянь-Шаня

Бассейн реки	Запас воды (мм) на высоте H , км:								
	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8	4,2
Хр. Киргизский									
Алаарча	30	40	55	75	90	115			
Хр. Заилийский Алатау									
Кастек, Каракастек	35	45	60	80	105	145	220		
М. Алматинка	120	140	160	185	220	265	320	420	520
Тургень	55	80	105	130	160	200	265	360	
Чилик		45	55	70	90	120	180	600	
Хребты Сарыджас, Терскей-Ала-Тоо									
Баянкол			45	50	50	60	105	220	
Текес				75	100	140	240	580	650
Южный склон Кюнгей-Ала-Тоо (Иссык-Кульская котловина)									
Калмаксу, Талдыбулак, Торуайгыр			25	55	85	130	180	260	
Курменты			90	120	150	190	245	330	
Северный склон Терскей-Ала-Тоо (Иссык-Кульская котловина)									
Улахол, Актерек, Тюп			30	50	85	130	180	250	
Чонг-Кызылсу			60	90	120	160	215	345	
Джергалан, Тюп			105	150	205	280	370	510	
Хр. Кетмень									
Дардамты		35	65	95	130	180	240	330	
Шалкудысу			45	70	100	210	320	420	

рельефа проявляются не менее ярко. Максимальной снежностью отличаются бассейны рек Чиже, Коксу, ориентированные навстречу юго-западным влагоносным потокам, существенно меньше снеготзапасы на северном склоне хребта, а минимальные установлены в орографически закрытом бассейне р. Боро-Тала (табл. 2.10).

В Восточном Тянь-Шане наибольшие снеготзапасы характерны для благоприятно ориентированного бассейна р. Или. Необходимый для активного лавинообразования минимум снеготнакопления наблюдается здесь на высоте 2200 м (см. табл. 2.10). Относительно высокая снежность присуща северному склону хр. Богдошань, однако указанный предел снеготнакопления достига-

ется здесь на 800 м выше. Значительно меньше максимальные снеготзапасы в других бассейнах северной периферии Восточного Тянь-Шаня, а минимальные отмечаются во внутригорных и южных бассейнах рек Карашар, Музарт, Аксу, Какшаал (см. табл. 2.10).

Для Тянь-Шаня характерно крайне неравномерное распределение снежного покрова: размах колебаний W увеличивается от 100 мм на высоте 1000 м до 1100 мм и более выше 3500–3600 м (рис. 2.28). На периферийных склонах хребтов Тянь-Шаня, как и других внутриконтинентальных горных систем континента, распределение максимальных снеготзапасов определяется в основном ориентацией долин главных рек относительно господствующего в холодный период направ-

Таблица 2.10. Координаты зависимостей нормы максимального запаса воды в снежном покрове от абсолютной высоты в характерных бассейнах Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау

Бассейн реки, район	Запас воды (мм) на высоте H , км:									
	1,0	1,4	1,8	2,2	2,6	3,0	3,4	3,8	4,2	4,6
Восточный Тянь-Шань										
Или	35	50	75	100	135	180	235	305	410	
Манас, Сыкэшү	20	20	25	30	35	55	80	120	180	300
Северный склон хр. Богдошань	30	35	40	45	65	100	160	240	360	
Северный склон хр. Баркель			15	20	40	60	110	190	360	
Алгой, Юлдуз, Карашар			10	10	15	20	35	80	170	290
Аксу, Музарт, Аласу					10	10	25	55	115	210
Джунгарский Алатау										
Чиже	80	145	270	445	650	880	1100			
Коксу	75	130	215	320	440	580	740	880	960	
Баскан	55	90	130	175	225	280	345	355		
Лепсы, Тентек	70	110	150	190	235	285	350	480		
Борохузир	30	40	50	70	120	200	340	560	700	
Междуречье Усек-Хоргос	40	50	60	100	155	240	370	570	700	
Ргайты	65	95	125	135	160	200	230			
Боро-Тала		10	20	30	50	75	105	150	210	

ления влагонесущих потоков. При исходной ориентации бассейнов их снежность вследствие увеличения континентальности климата уменьшается в направлении с запада на восток. Так, в сходных орографических условиях на западе Джунгарского Алатау – в бассейнах рек Чиже, Коксу снеготзапасы на сопоставимых высотах существенно меньше, чем в бассейне р. Пскем на Западном Тянь-Шане, и много меньше они в верхней части бассейна р. Или (см. рис. 2.27). Наиболее снежными районами Северного Тянь-Шаня являются центральная часть северного склона Заилийского Алатау и крайний восточный участок северного склона Терскей-Ала-Тоо в Иссык-Кульской котловине. Почти вдвое меньше максимальные снеготзапасы в наиболее снежных бассейнах северной периферии Восточного Тянь-Шаня, а минимальной снежностью отличаются бассейны рек юга Восточного Тянь-Шаня (см. рис. 2.28): снеготзапасы на большей части

высотного диапазона на 100–160 мм меньше, чем на тех же высотах в малоснежных бассейнах Центрального Тянь-Шаня.

Рассмотренные соотношения отражают присущие Тянь-Шаню особенности пространственного распределения средних показателей снежности. В экстремальные по снежности годы характер распределения снежного покрова сохраняется, но абсолютные значения показателей снежности могут изменяться в больших пределах [156]. Достаточно типичным для гор Юго-Восточного Казахстана и, судя по опубликованным данным [243, 244, 246, 249, 255, 262, 264, 267, 268], сопредельных районов Восточного Тянь-Шаня (бассейны рек Или, Текес) является характер территориально-временного распределения снежного покрова в Заилийском Алатау¹.

Главная особенность – высотно-экспозиционная зональность высоты и водности снежного покрова выражена во всех бассейнах

¹Подробно этот вопрос рассмотрен в монографии [157].

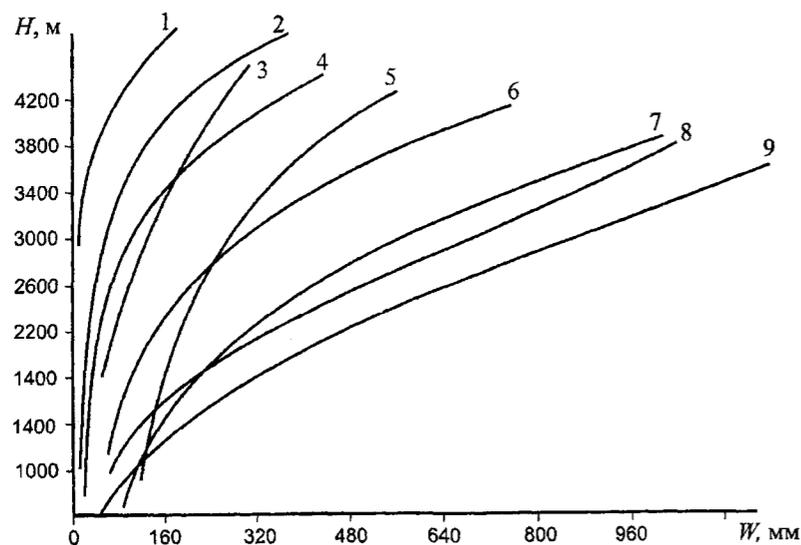


Рис. 2.28

хребта. В среднем за многолетний период уже на высоте 2000 м максимальная высота снежного покрова h_m превышает критический предел (70 см), необходимый для образования значительных лавин из старого снега, и, продолжая увеличиваться с равномерно нарастающим градиентом, достигает 120–140 см в высокогорном поясе. Абсолютные максимумы снегонакопления на северном склоне Заилийского Алатау приурочены к гляциально-нивальному поясу бассейнов рек М. Алматинка, Талгар и Иссык, где максимальные снеготолщины обычно превышают 500 мм.

Экстремальные величины значительно отличаются от средних, причем с увеличением абсолютной высоты разность между максимальными и минимальными h_m повышается. Иными словами, с высотой изменчивость рассматриваемых характеристик возрастает [157].

В период максимума лавинной активности, который на большей части горной территории Юго-Восточного Казахстана совпадает с весенней активизацией циклонов

и началом снеготаяния в марте – начале апреля, высота снежного покрова по мере увеличения абсолютной высоты нарастает лишь в нижнем ярусе гор и, достигнув максимума в среднегорном поясе, вновь убывает выше отметок 2800–3000 м. Характерны также весьма отчетливые экспозиционные контрасты снежности: как в отдельные годы, так и за многолетний период наибольшая высота снежного покрова наблюдается на северных склонах. Несколько меньше (на 10–15 см) она на северо-восточных и северо-западных и существенно (на 30–35 см) меньше на восточных и западных склонах. Это соотношение устойчиво во всем диапазоне высот и проявляется ежегодно, хотя абсолютные величины разностей значений h_m , обусловленных ориентацией, в зависимости от синоптических условий каждого года могут отличаться от средних [157].

Исследования [157] свидетельствуют о том, что на большей части территории северного склона Заилийского Алатау зимой устанавливается снежный покров высотой от 30–40 до 100–120 см. В среднем за мно-

голетие в центральной части хребта уже на отметках 1500–1700 м высота снежного покрова на лавиноактивных склонах превышает критический предел (70 см), необходимый для образования больших лавин. К востоку и западу от бассейна р. М. Алматинки нижняя граница зоны распространения снежного покрова более 70 см в обычных условиях располагается несколько выше – на высотах 1800–2000 м. В многоснежные зимы эта граница повсюду спускается на 200–300 м ниже обычного, а в особо благоприятных условиях вся территория гор выше отметок 1200–1400 м покрывается снежным покровом более 70–80 см, как это наблюдалось в 1965/66, 1968/69 и 1986/87 гг.

В экстремально снежные годы зона вероятного образования больших лавин в Заилийском Алатау значительно расширяется и нижняя граница ее смещается до уровня «прилавок». Даже в наименее снежных бассейнах рек Каскелен и Тургенъ площади, в которых снеготолщины превышают 250 мм, составляют до 50–60 % горной территории. На значительной части среднегорного пояса и в высокогорье центральной части северного склона хребта максимальные снеготолщины в многоснежные годы вдвое превышают указанный предел и достигают 700 мм и более.

Таким образом, на всем северном склоне Заилийского Алатау в многоснежные зимы создаются благоприятные для лавинообразования условия. В наиболее снежной – центральной части хребта уже выше отметок 1700–2000 м снеготолщины превышают минимальный критический предел, необходимый для массового образования мощных лавин.

Результаты определений показателей снежности по изложенной методике использованы для составления карты фоновой снежности Тянь-Шаня в масштабе 1:2 500 000.

Малый масштаб изображения не позволил отразить на карте влияние ориентации склонов и типа подстилающей поверхности. Поэтому составленная карта характеризует снежность наиболее лавиноактивных склонов северной ориентации, на долю которых

на Тянь-Шане, как и в других горных районах Средней Азии и Казахстана, приходится большая часть лавиноопасной территории.

Карта отражает лишь наиболее общие фоновые условия снегонакопления без учета влияния мезо- и микроориентации склонов, типа подстилающей поверхности и роли ветрового и лавинного перераспределения снега. Тем не менее на этой карте отчетливо проявляются макро- и мезомасштабные различия, обусловленные влиянием орографии и ориентации долин главных рек. Так, на северных склонах хребтов Терской-Ала-Тоо и Сарыджас (в границах Казахстана) максимум снеготолщин наблюдается в бассейнах рек Каркара и Текес, однако и здесь из-за орографической закрытости района снеготолщины на 130–150 мм меньше, чем на соответствующих высотах северного склона Заилийского Алатау и в соседних бассейнах Восточного Прииссыккуля. В бассейнах же рек Нарынкол, Баянкол, Улькен и Орта-Кокпак суммарное снегонакопление во всем диапазоне высот на 100–150 мм меньше, чем в бассейне р. Каркары, и лишь на высотах более 3400 м средние максимальные снеготолщины превышают минимальный предел (100 мм), достаточный для лавинообразования.

2.3.5. Изменчивость максимальных снеготолщин

Межгодовая изменчивость количества твердых осадков – основная причина колебаний снежных ресурсов и стока горных рек внутриконтинентальных районов Евразии. Мерой изменчивости показателей суммарного увлажнения и снежности территории является коэффициент вариации C_v . Изменчивость норм максимальных снеготолщин и средней высоты снежного покрова при максимуме снегонакопления в горах Средней Азии обстоятельно исследована М. И. Геткером [39]. Он установил, что обусловленная влиянием орографии и рельефа изменчивость средних максимальных снеготолщин по площади региона составляет $C_v = 1,0$

и намного превышает межгодовую изменчивость средних для региона снеготазпасов, обусловленную вариацией осадкообразующих процессов ($C_v = 0,35-0,40$) [167].

По результатам анализа двухфакторных зависимостей $C_v = f(W, H)$ М. И. Геткер определил, что при увеличении норм максимальных снеготазпасов C_v убывает от 0,6–2,0 при $W = 25-50$ мм до 0,3–0,2 при $W > 500$ мм. Вследствие снижения межгодовой изменчивости термических условий холодного периода и непрерывного увеличения W по H с повышением абсолютной высоты C_v максимальных снеготазпасов убывает. Исключения представляют межгорные котловины с выраженным инверсионным режимом термических условий. Установлено также, что с увеличением континентальности климата в направлении с запада на восток C_v максимальных снеготазпасов при равных нормах W уменьшается. Важно отметить, что C_v толщины снежного покрова в период максимума снеготазпасов связан тесной ($r = 0,95$) линейной зависимостью с C_v максимальных снеготазпасов.

Результаты исследований изменчивости максимальных снеготазпасов, выполненных нами по материалам наблюдений в горах Юго-Восточного Казахстана (Северный Тянь-Шань, Джунгарский Алатау, Саур-Тарбагатай, Алтай), подтверждая в целом выводы М. И. Геткера, несколько отличаются от приведенных. Наши исследования основаны на материалах наблюдений по 40 горным станциям и нескольким снегомерным маршрутам с продолжительностью наблюдений $n > 10$ лет. При этом за основу приняты C_v , рассчитанные по рядам с $n \geq 20$ лет, а соответствующие C_v , вычисленные по рядам $n < 20$, использованы как вспомогательные.

Методом выравнивания и нормализации исходных переменных, предложенным Г. А. Алексеевым [8], исходные переменные были преобразованы в нормализованные [квантилями нормализованного распределения $U(C_v)$, $U(W)$ и $U(H)$]. При этом все попарные криволинейные монотонные связи

(C_v, W) и (C_v, H) преобразуются в попарно линейные корреляционные связи $U(C_v); U(W)$ и $U(C_v); U(H)$ между нормализованными и переменными, а общее уравнение множественной регрессии приобретает линейный вид.

В результате таких преобразований было получено уравнение множественной регрессии:

$$U(C_v) = -0,53U(W) + 0,23U(H)$$

с общим коэффициентом корреляции $R_0 = 0,52$.

Детерминированный вклад максимальных снеготазпасов и абсолютной высоты в это уравнение составил 91 и 8% соответственно. Иными словами, коэффициент вариации максимальных снеготазпасов решающим образом зависит от W . Анализ зависимостей $C_v = f(W, H)$ показал, что по мере увеличения снеготазпасов коэффициент вариации уменьшается. С повышением абсолютной высоты наблюдается слабое возрастание C_v , связанное, по-видимому, с усилением ветрового снеготазпереноса, который особенно активен в прибрежной зоне. Но по мере увеличения высоты резко сокращается количество пунктов снегомерных наблюдений, а ограниченная информация указывает на такое слабое влияние абсолютной высоты на величину C_v , что этим фактором при определении коэффициента вариации можно пренебречь.

Коэффициент вариации максимальных снеготазпасов, полученный по материалам маршрутных снеготазсъемок, практически не отличается от C_v , рассчитанного по данным метеостанций. Это позволило существенно расширить объем фактической информации без ущерба для точности, особенно в высокогорной зоне, где проводятся преимущественно маршрутные снеготазсъемки.

Всего в разработках использованы материалы по 350 снегомерным пунктам, расположенным в упомянутых горных районах Казахстана. Попытка построения номограммы $C_v = f(H, W)$ показала, что амплитуда колебаний C_v сравнительно невелика – от 0,25

до 0,80, несколько сужаясь с увеличением H до $C_v = 0,25-0,53$. При этом зоны распространения C_v в зависимости от снежности на поле координат C_v и H взаимно перекрываются практически по всей амплитуде колебаний C_v . Поэтому корректное построение номограммы $C_v = f(H, W)$, аналогичной полученной М. И. Геткером для гор Средней Азии [48], по имеющимся данным невозможно.

Более интересные результаты дал анализ зависимостей $C_v = f(W)$, построенных по материалам снеготазсъемок в 11 бассейнах Алтая, Заилийского и Джунгарского Алатау. Для всех бассейнов вид кривой $C_v = f(W)$ оказался одинаковым. Причем в тех бассейнах, где C_v получено по длинным рядам наблюдений, фактические данные сгруппировались в два типа зависимостей $C_v = f(W)$. Первый тип (рис. 2.29) характерен для мало- и умеренно снежных районов, где средние макси-

мальные снеготазпасы меньше 400–500 мм (бассейны рек Шалкудысу, М. Алматинка, Лепсы, Сарымсақты). Амплитуда колебаний C_v при средних максимальных снеготазпасах $W \leq 100-150$ мм здесь довольно велика (от 0,26 до 0,70).

Значительная изменчивость максимальных снеготазпасов при небольшой снежности обусловлена экспозиционными контрастами термического и радиационного режима. С дальнейшим увеличением W значения C_v практически не меняются, оставаясь близкими к $C_v = 0,35$. Но выше верхней границы леса, начиная с отметок 2600–2800 м, несмотря на возрастание W , на всех графиках $C_v = f(W)$ наблюдается устойчивое увеличение C_v до 0,4, связанное, по-видимому, с повышением влияния ветрового перераспределения снега, особенно значительного в прибрежной зоне. Возможно также, что

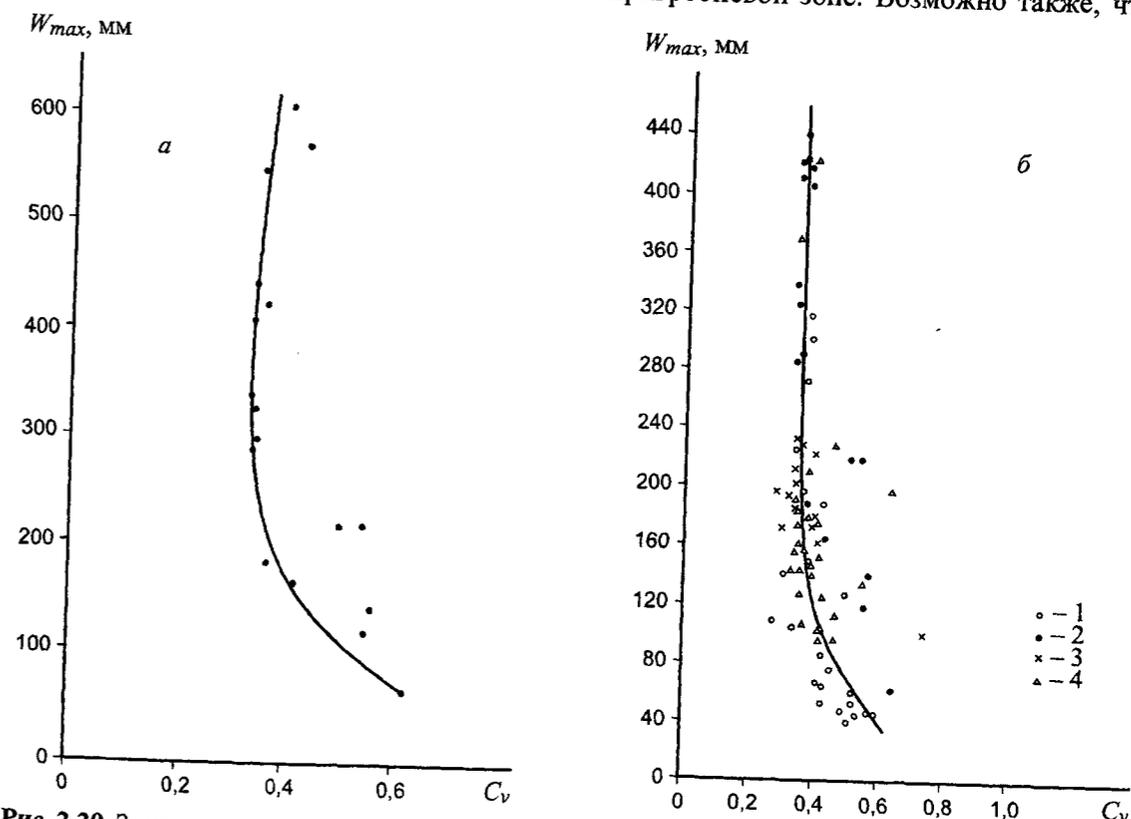


Рис. 2.29. Зависимость изменчивости максимальных снеготазпасов C_v от максимального запаса воды в снеге W , измеренного на стандартных снегомерных пунктах: а – в бассейне р. Белая Берель; б – в бассейнах рек: 1 – Каратал, 2 – Шалкудысу, 3 – Лепсы, 4 – М. Алматинка (корреляционное отношение $\eta_{C_v, W} = 0,61$, $S\eta = \pm 0,064$)

отмеченное увеличение C_v в высокогорье связано с возрастанием изменчивости сумм весенних осадков, значительная часть которых выпадает в твердом виде и участвует в формировании максимальных снегозапасов.

Поскольку общая кривая изменения C_v в зависимости от максимальных снегозапасов получена для рек Шалкудысу, М. Алматинка, Чилик, Сарымсақты, бассейны которых расположены на разных по ориентации макросклонах, отличаются режимом снегонакопления и уровнем снежности, есть основание полагать, что зависимость $C_v = f(W)$ является единой для всего рассматриваемого региона.

Второй тип зависимости $C_v = f(W)$ получен для районов повышенной снежности, где $W > 450$ мм. Это бассейны рек Ульба и Белая Берель на Алтае. Для этого типа зависимостей $C_v = f(W)$ значительный разброс значений C_v наблюдается в низкоротной зоне, где $W \leq 200$ мм. С дальнейшим увеличением абсолютной высоты вследствие возрастания максимальных снегозапасов размах колебаний коэффициента вариации становится все менее значительным, а выше отметки, где $W = 320-350$ мм, C_v не меняется, оставаясь близким к $C_v = 0,25-0,26$.

Таким образом, в мало- и умеренно снежных горных районах Юго-Восточного Казахстана, в бассейнах, не охваченных наблюдениями, коэффициент изменчивости максимальных снегозапасов можно принять постоянным и равным 0,35 в интервале от высоты, где $W > 100-150$ мм, и до верхней границы леса (до высоты 2800 м). Выше этой отметки C_v монотонно увеличивается, достигая 0,40 в гляциальном поясе.

В низкоротном поясе, где $W < 140$ мм, определение C_v возможно при совместном анализе графиков $W = f(H)$ и $C_v = f(W)$ для бассейнов-аналогов, которые подбираются по единым макропризнакам (ориентация бассейна, положение относительно периферии горной страны).

Последующий анализ данных режимных наблюдений по станциям Юго-Восточного

Казахстана [136] подтвердил приведенные результаты. Для оценки территориально-временной изменчивости максимальных снегозапасов в названном регионе использованы данные режимных наблюдений Казгидромета на 11 снегомерных маршрутах и 33 станциях, а также результаты многолетних экспериментальных исследований Института географии МОН РК в бассейнах рек Тургенъ и Малая Алматинка (Заилийский Алатау). Продолжительность периода наблюдений составляет от 20 до 67 лет.

Для характеристики трендов изменения показателей снежности использованы прямая апроксимация, угловой коэффициент тренда A , константа B и ошибки их определения, а также среднее квадратическое отклонение остатков и статистика Дарбина-Уотсона (DW). Достоверность значений A и B оценивалась по критерию Стьюдента t .

Анализ всей информации не выявил однозначных изменений высоты и водности снежного покрова для рассматриваемого региона. Достаточно показательны в этом отношении данные табл. 2.11.

Обращает внимание низкая достоверность трендов. Из 62 пунктов наблюдений только по 18 вероятность наличия тренда превышает 80% и лишь по 10 – 90%. При слабо отрицательных значениях углового коэффициента трендов, выявленных по данным предгорно-низкоротных станций, обнаруживаются слабо выраженные положительные значения для некоторых горных станций. Можно констатировать, что размах колебаний экстремальных значений W за последние 30 лет существенно (на ряде станций более чем вдвое) увеличился по сравнению с соответствующим показателем за период до середины 60-х годов. Наибольшее возрастание размаха колебаний величин снегозапасов отмечено в низкоротном поясе южного склона Джунгарского Алатау и Западного Тянь-Шаня. В ряде районов (бассейны рек Тургенъ, Шилик, Дардамты, М. Алматинка) отмечено небольшое увеличение снежности за последние 30 лет.

Таблица 2.11. Параметры линейных трендов средних из максимальных снегозапасов по данным метеостанций (Юго-Восточный Казахстан)

Метеостанция	Продолжительность периода наблюдений	Высота метеостанции, м абс.	Угловой коэфф. тренда, мм/год	Вероятность тренда	Статистика Дарбина-Уотсона	Константа B , мм	Ошибка константы, мм	Среднеквадр. отклонение остатков, мм
Шилик	1951-1988	608	-0,12	0,29	2,21	27	7,4	22
Жаркент	1926-1987	640	-0,35	0,84	2,05	32	6,3	20
Лепсинск	1933-1990	1022	-1,21	0,47	2,37	202	27,2	65
Кордай	1948-1993	1145	-0,29	0,57	1,98	58	9,8	33
Подгорное	1935-1994	1273	0,02	0,06	1,71	48	7,7	26
Куталы	1928-1990	1385	-0,73	0,80	2,42	164	16,7	58
Текели	1959-1990	1702	2,90	0,99	2,08	91	18,5	60
Луговое	1936-1994	682	0,20	0,69	2,10	23	6,1	59
Блинково	1917-1990	1122	0,82	0,92	2,15	61	12,3	41
Алматы, агро	1961-1994	1370	0,10	0,14	2,64	109	12,9	37
Б. Алм. озеро	1934-1995	2516	-0,06	0,07	2,12	160	18,8	59
Ледн. Туяксу	1972-1996	3400	2,48	0,50	2,16	307	47,0	107

Однако полагать о появлении устойчивой тенденции повышения снежности нет оснований: вряд ли отмеченный положительный тренд превысил верхнюю границу естественных колебаний снежности. Сравнительно небольшая продолжительность периода наблюдений пока не позволяет оценить межгодовую изменчивость снежности более надежно.

Расчет статистики Дарбина-Уотсона показал, что периодичность в колебаниях максимальной высоты и водности снежного покрова выражена слабо. В большинстве случаев значения DW мало отличаются от 2, что свидетельствует об отсутствии периодической составляющей. Можно отметить лишь некоторое повышение вероятности появления циклов продолжительностью 3 года.

Следовательно, две много – либо мало-снежные зимы могут следовать друг за другом, что и наблюдается в действительности [136].

Рассмотренные результаты позволяют заключить, что в горах Средней Азии и Казахстана, в том числе на Тянь-Шане, изменчивость максимальных снегозапасов сравнительно невелика, а ведущим фактором, определяющим величину C_v , является запас воды в снежном покрове. Косвенное воздей-

ствие рельефа проявляется через изменение норм максимальных снегозапасов по высоте, что приводит к снижению C_v . В то же время выше 3000 м наблюдается слабое увеличение C_v с высотой, связанное с усилением ветрового снегопереноса в высокогорье и, возможно, возрастанием изменчивости сумм весенних осадков.

Таким образом, в горах Юго-Восточного Казахстана межгодовая изменчивость максимальных снегозапасов сравнительно невелика и закономерно снижается по мере увеличения снежности от 0,60–0,65 при $W \leq 100$ мм до 0,35 при $300 < W < 500$ мм. С дальнейшим возрастанием снежности, что на рассматриваемой территории сопряжено с переходом от среднегорного пояса к высокогорью, C_v несколько повышается в связи с усилением ветрового перераспределения снега. В диапазоне снегозапасов от 150–160 до 500–550 мм, характерном для подавляющей части рассматриваемой территории, C_v максимальных снегозапасов можно принять равным 0,35.

Надежной характеристикой территориальной неоднородности поля W являются пространственные корреляционные функции поля снегозапасов. Согласно результатам

обстоятельных исследований [48], указанные корреляционные функции в горах Средней Азии, в том числе на Тянь-Шане, резко дифференцированы в зависимости от особенностей осадкообразующих процессов и степени расчлененности рельефа.

Коэффициенты территориальной корреляции снегозапасов убывают по мере перехода от наиболее снежных бассейнов западной периферии Тянь-Шаня, Памира, Гиссаро-Алая с зимне-весенним максимумом осадков к менее снежным экранированным районам с зимним минимумом осадков, а также по мере увеличения расчлененности рельефа. Так, на склонах экранированных хребтов и в районах глубокорасчлененного рельефа коэффициенты корреляции снегозапасов до 0,5 снижаются при возрастании расстояния всего на 40–50 км против 250–300 км в районах с выровненным рельефом и зимне-весенним максимумом осадков [48].

Нет оснований полагать, что в условиях Восточного Тянь-Шаня межгодовая и пространственная изменчивость показателей снежности существенно отличается от выявленных для гор Средней Азии и Казахстана.

Сформулируем выводы по главе.

Степень влияния климатических и неклиматических (орография, рельеф, подстилающие породы, мезо- и микроориентация и др.) факторов на высоту фирновой линии в значительной мере зависит от размеров ледника. Можно полагать, что при площади ледника $F > 14 \text{ км}^2$ высота фирновой линии определяется преимущественно макроклиматическими условиями района при существенно ограниченном влиянии локальных и неклиматических факторов.

При определении средних годовых сумм твердых осадков в горно-ледниковых районах по методике, основанной на зависимости стаивания снега от показателей теплового и радиационного режима, в расчет целесообразно вводить высоту фирновой линии, приведенной к уровню снеговой границы на больших ($F > 14 \text{ км}^2$) ледниках. Использование для этой цели средней для данной со-

вокупности ледников высоты фирновой линии может привести к большим ошибкам.

Даже без учета различий в составе флорогенетических групп, образующих верхнюю границу леса в различных горных районах, обнаруживается единая для гор Евразии (по крайней мере) связь высоты приведенной фирновой линии с высотой верхней границы древесно-кустарниковой растительности. В ней отражена общая для всех горных районов связь указанных высотных уровней с макроклиматическими условиями, которые более или менее плавно меняются по территории континента. Эти зависимости могут быть использованы для определения высоты климатической снеговой границы в районах с «трудным» оледенением и там, где ледников нет, что может быть использовано в гляциоклиматических, гидрологических и общегеографических исследованиях. Для крупных ледников, где высота фирновой линии совпадает с приведенной ($H_{\phi} = H_n$), результирующая влияния ветрового и лавинного снегопереноса одинакова и не зависит от морфологического типа и размеров ледника. На современном уровне знаний величину поправки на ветровую и лавинную концентрацию снега при расчете сумм твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии правомерно принять равной 1,10.

В территориальном распределении высоты приведенной фирновой линии всюду отчетливо проявляется влияние географической широты и ориентации горно-ледниковых бассейнов относительно преобладающего направления влагопереноса над континентом. Характерный для континента широтный градиент значений H_n может существенно изменяться под влиянием эффекта «массивности гор» и региональных особенностей территориальных изменений суммарной увлажненности.

Выявленные особенности пространственных изменений высоты приведенной фирновой линии позволяют заключить, что в горах юга СНГ (от Кавказа до Саян) и прилегающих районов Центральной Азии всюду максимально увлажнены бассейны, ориентиро-

ванные на запад и юго-запад – навстречу влагоносным воздушным массам: высота фирновой линии здесь существенно ниже, чем на макросклонах хребтов полярной ориентации и во внутригорных районах.

Основные характеристики снежности горной территории обнаруживают тесную связь с абсолютной высотой и географическими координатами пункта наблюдений. Полученные количественные соотношения этих показателей в сочетании с величинами годовой аккумуляции твердых осадков на снеговой границе позволяют достаточно надежно рассчитывать максимальные снегозапасы для всего диапазона высот в любом бассейне. Поскольку плотность снежного покрова в период максимума снегонакопления сравнительно мала и закономерно изменяется по территории, переход от снегозапасов к высоте снежного покрова не представляет затруднений.

Сроки образования и разрушения устойчивого снежного покрова, являясь сложной функцией продолжительности холодного периода, интенсивности и сумм осадков, зависят от географической широты, орографии и положения района в горной системе. Они закономерно меняются по высоте и характеризуются большими межрайонными контрастами. При значительных различиях конкретных дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова для гор Евразии характерны три типа их вертикального распределения: первый – для благоприятно ориентированных бассейнов на западной периферии горных стран, вертикальные градиенты $\Delta T_{\text{хр}} = F(H)$ здесь максимальны; второй – для периферийных склонов хребтов широтного и субширотного простирания; третий – для внутригорных орографически закрытых районов и внутригорных котловин, где указанные вертикальные градиенты на большей части высотного диапазона существенно меньше.

Тип распределения снегозапасов по высоте при прочих равных условиях определяется ориентацией макросклонов горных хребтов относительно главного направления влагопереноса в холодный период. Последнее

в горах юга СНГ не остается постоянным. На Кавказе главная ось влагопереноса в холодный период направлена под углом 60° к меридиану, в горах Средней Азии (Памир, Гиссаро-Алай, Тянь-Шань) этот угол равен 40° . Далее к северу преобладающее направление влагопереноса все более приближается к западному: в Джунгарском Алатау максимальное снегонакопление соответствует азимуту $A = 250^\circ$, а на Алтае – $A = 270^\circ$. Обусловленные макроориентацией склонов горизонтальные контрасты снежности в горах юга СНГ зачастую значительно больше различий вертикальных.

Зависимости характеристик снежности от абсолютной высоты и макроориентации склонов одинаковы во всех горных районах Евразии, хотя их абсолютные значения различны. Вертикальный градиент снегозапасов в максимально влагообеспеченных бассейнах уменьшается с запада на восток: максимальные значения градиентов dW/dH присущи западному склону Скандинавских гор, на западе Закавказья они почти вдвое меньше и еще меньше на западной периферии Тянь-Шаня и Алтая [156, 159]. В отдельных регионах изменение снегозапасов в направлении с запада на восток несущественно в сравнении с изменением в зависимости от абсолютной высоты и географической широты.

В горах юга СНГ (по крайней мере, от Кавказа до Саян) максимальной снежностью характеризуется территория макросклонов западной и юго-западной ориентации на западной периферии горных стран. Помимо благоприятной ориентации по отношению к господствующему в холодный период направлению влагопереноса, этому способствуют особенности межсезонного распределения осадков: доля осадков холодного периода, выпадающих преимущественно в твердом виде, здесь существенно больше, чем в орографически «закрытых» внутригорных районах и на неблагоприятно ориентированных макросклонах на периферии гор.

Межрайонные контрасты W вертикальных градиентов снежности в горах Средней

и Центральной Азии велики и определяются положением района в горной системе и ориентацией долин главных рек относительно влагоносных воздушных потоков. Можно предположить, что третьим определяющим фактором являются относительная высота и уклон макросклона хребта – орографического барьера на пути атмосферного влагопереноса; вероятно, именно по этой причине при одинаково благоприятной ориентации долин в средне-высокогорном поясе Памира и Гиссаро-Алая максимальные снегозапасы намного больше, чем в наиболее снежных районах Западного Тянь-Шаня [156].

Вертикальные градиенты снегозапасов закономерно и значительно увеличиваются с переходом от внутригорных и неблагоприятно ориентированных периферийных районов к макросклонам передовых хребтов с благоприятной ориентацией относительно главной оси влагопереноса и от внутриконтинентальных районов к приморскому. В гляциально-нивальном поясе вертикальные градиенты снегозапасов в относительно малоснежных районах резко увеличиваются и межрайонные различия снежности сглаживаются: градиенты снегонакопления в приледниковой зоне во всех горных районах максимальны, а межрайонные различия между ними существенно меньше в сравнении с градиентами на меньших высотах.

Во внутригорных районах вследствие экранирующего воздействия основных орографических элементов горной системы на влагоносные воздушные потоки снегозапасы уменьшаются в направлении от орографического барьера в глубь горной страны. При этом наиболее резкое (нередко обвальное) уменьшение W приходится на сравнительно узкую – первые десятки км – полосу за орографическим барьером.

Основная закономерность распределения максимальных снегозапасов как на периферии горных стран, так и во внутригорных районах – непрерывное увеличение их с высотой с возрастающими вертикальными градиентами. Это предопределяет резко выраженную

асимметрию в распределении снежных ресурсов: до 50% объема максимальных снегозапасов сосредоточено в высокогорье на 15–20% суммарной площади горного бассейна.

В горных районах континента максимальные снегозапасы непрерывно возрастают вплоть до высоты приведенной фирновой линии. Выше этого предела типичным, по видимому, следует считать дальнейшее увеличение снегозапасов, по крайней мере, до изогипсы, расположенной на 200–400 м ниже замыкающих данный ледниковый бассейн гребней (исключая отдельные вершины); выше этого уровня по мере приближения к водораздельным гребням снегозапасы вследствие ветрового и лавинного перераспределения снега убывают.

Межгодовая изменчивость максимальных снегозапасов на Тянь-Шане, как и в сопредельных горных районах Средней Азии и Казахстана, сравнительно невелика и определяется, главным образом, величиной суммарного снегонакопления, закономерно снижаясь по мере увеличения максимальных снегозапасов. Эта зависимость косвенно проявляется в непрерывном уменьшении C_v по высоте вплоть до верхней границы леса. При максимальных снегозаписах $150 < W < 500$ мм C_v максимальных снегозапасов можно принять равным 0,35, при $W > 500$ мм C_v продолжает сокращаться до 0,3–0,2.

Межгодовая изменчивость норм снегозапасов несколько убывает в направлении с запада на восток вследствие увеличения континентальности климата.

Пространственная изменчивость характеристик снежности значительно больше обусловленной вариацией осадкообразующих процессов. При прочих равных условиях C_v снегозапасов и высоты снежного покрова убывают по мере перехода от многоснежных районов на западной периферии горных стран с зимне-весенним максимумом осадков к экранированным внутригорным с зимним минимумом осадков, а также с увеличением расчлененности рельефа.

Глава 3. ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРАХ

Рассмотренные методы расчета характеристик снежного покрова позволяют оценить фоновую снежность: рассчитанные величины соответствуют среднезональным, выявленным на основе зависимостей $W, T_{ур} = f(H)$, линии регрессии которых проведены как среднее по данным измерений на элементарных площадках, различных по абсолютной высоте, ориентации и типу поверхности склонов. Поскольку большинство снегомерных пунктов по условиям доступности и безопасности расположено на слабонаклонных (обычно 5–8°) либо близких к горизонтальным участкам дна долин, результаты стандартных снегомерных наблюдений, на материалах которых основаны упомянутые расчетные методы, как правило, не отражают фактическое распределение снегозапасов в горах, а существующие расчетные рекомендации не позволяют учесть влияние локальных факторов на распределение и режим снежного покрова. Между тем учет этого влияния – необходимое условие успешного решения многих практических задач, в том числе оценки снежно-ледовых ресурсов, прогноза стока, крупномасштабной оценки и картографирования лавинной опасности, прогноза лавин, проектирования и эксплуатации инженерных сооружений.

Локальными факторами, наиболее значимыми с точки зрения влияния на распределение снежного покрова в горах, являются ориентация склонов, уклон, характер растительности, ветровое перераспределение снега [156, 167]. Причем из них нельзя выделить главный (наиболее эффективный с точки зрения влияния на распределение снега) для всех районов: в зависимости от конкретных сочетаний местных природных факторов таковым может стать любой из них. Так, в малоснеж-

ных районах всюду типичны разительные экспозиционные контрасты снежности. С переходом к многоснежным районам эти контрасты сглаживаются и доминирующим фактором, предопределяющим неравномерность распределения снегозапасов по территории, становится ветровой режим либо характер растительности.

В умеренно и малоснежных районах, в том числе и на большей части Юго-Восточного Казахстана, а также в горах Северного, Центрального Тянь-Шаня и Восточного Памира экспозиционные контрасты снежности значительны и проявляются во всем диапазоне высот. При этом характерно, что зона наибольшего снегонакопления в период максимума лавинной активности приходится на среднегорный пояс [157].

В районах многоснежных (бассейны рек на западной периферии Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Алтая, южные и юго-западные склоны Гиссаро-Алая) экспозиционные контрасты снежности сглажены: значения высоты снежного покрова на всех склонах на сопоставимых высотах близки между собой. Все склоны здесь, независимо от их ориентации, в обычные и многоснежные зимы покрыты снегом вплоть до начала интенсивного весеннего снеготаяния, и различия в снегозаписах на склонах разной ориентации определяются лишь разностью потерь на испарение снега, которая невелика [157].

Рассмотрим последовательно влияние упомянутых локальных факторов на распределение максимальных запасов воды в снежном покрове, в величине которых в интегральном виде отражены особенности формирования и режима снежного покрова, присущие каждому участку горной поверхности.

3.1. ВЛИЯНИЕ УКЛОНА МЕСТНОСТИ

Теоретические предпосылки вероятного значительного влияния уклона на интенсивность и количество осадков в горах известны. После достижения воздушной массой состояния влагонасыщения интенсивность осадкообразования определяется главным образом скоростью ее охлаждения. Очевидно, что последняя при одинаковой скорости ветра и характерных для гор устойчивых вертикальных градиентах температуры воздуха тем выше, чем больше уклон. Исходя из этого можно предположить, что количество твердых осадков, а следовательно и максимальные снегозапасы, при прочих равных условиях (положение района относительно периферии горной страны, степень орографической экранированности территории, ориентация речных долин) зависят в основном от уклона местности. Мы попытались выявить такие зависимости по данным многолетних наблюдений в 7 наиболее изученных горных бассейнах Казахстана.

Исследовались зависимости максимальных снегозапасов от:

среднего уклона J на участке от изогипсы 500 м до пункта снегомерных наблюдений;

среднего уклона J' на участке от абсолютной отметки у выхода реки из гор до пункта наблюдений;

среднего уклона J_{20} на участке от абсолютной отметки дна долины 15 км ниже пункта снегомерных наблюдений до абсолютной отметки, расположенной 5 км выше него.

Последний вид зависимостей был построен из предположений, что на интенсивность осадков, а следовательно и снегозапасы, наиболее существенное влияние оказывает уклон на двадцатикилометровом отрезке у данной станции [167]. При этом для характеристики уклона вышележащего участка местности принят пятикилометровый участок вверх по долине, так как в воздушной массе возмущение из нижних слоев передается в верхние и препятствия, расположенные впереди воздушного потока, вызывают возмущения на некотором расстоянии перед собой.

Исследования показали (табл. 3.1), что корреляционные отношения указанных зависимостей соответствуют критерию Фишера на 1 %-м уровне значимости и в целом не ниже соответствующих показателей зависимостей $W=f(H)$. Из трех названных наиболее тесными оказались зависимости $W=f(J_{20})$, т.е. наибольшее влияние на интенсивность и величину твердых осадков оказывает уклон на двадцатикилометровом участке в районе данного снегомерного пункта [167, 238].

Зависимости $W=f(J)$ физически более обоснованы в сравнении с зависимостями

$W=f(H)$. Однако использование последних более удобно, так как в этом случае нет необходимости в расчетах уклона местности, а их точность лишь незначительно ниже точности определения W по зависимостям $W=f(J_{20})$.

3.2. ВЛИЯНИЕ ОРИЕНТАЦИИ СКЛОНОВ

Влияние ориентации склонов на распределение снежного покрова в горах на качественном уровне общеизвестно. Попытка оценить это влияние количественно впервые предпринята М. И. Ивероновой [76, 77] по материалам стандартных наблюдений Тянь-Шаньской физико-географической станции на северном склоне Терской-Алатау. Уже это первое обобщение, основанное на материалах двухлетних наблюдений, позволило выявить основные эффекты ориентации и крутизны склонов: закономерное уменьшение продолжительности залегания снежного покрова, его высоты и водности с изменением ориентации от северной к южной. Более обстоятельные исследования стокообразующего эффекта склонов, в том числе и влияния ориентации склонов на режим и распределение снежного покрова в горах, были проведены И. С. Соседовым [172, 173] в центральной части северного склона Заилийского Алатау. В течение продолжительного периода изучения на разных высотах позволило не только оценить количественно экспозиционные контрасты снежности, но и выявить основные закономерности вертикальной поясности характеристик режима снежного покрова в зависимости от ориентации склонов [173, 177, 178].

Первопричиной присутствующих горам экспозиционных контрастов снежности являются различия в количестве радиационного тепла, поступающего на горные склоны.

Большое число специальных исследований, в том числе экспериментальных, радиационного баланса наклонных поверхностей [94], а также экспериментальные исследо-

вания в горах региона убедительно свидетельствуют о вполне закономерных изменениях составляющих радиационного баланса (прежде всего прямой и суммарной радиации) по ориентации и крутизне склонов. На широте 43° (широта района экспериментальных исследований в Заилийском Алатау) при условиях безоблачного неба в среднем за холодный период (с ноября по апрель) южные склоны получают в 2,8 раза больше радиационного тепла, чем северные, причем в декабре это соотношение составляет 6,1, а в апреле — 1,4 [173]. С учетом облачности это соотношение снижается до 2,4, но во всех высотных поясах южные склоны в среднем за холодный период получают в 1,3–1,4 раза больше тепла, чем горизонтальные (слабонаклонные) поверхности, а северные на 40–45 % меньше горизонтальных [173]. Это хорошо согласуется с результатами наших наблюдений в бассейне р. Тургеня. И. С. Соседовым [173] наиболее полно изложены теоретические основы методики учета влияния ориентации склонов на распределение и режим снежного покрова в горах. Его идеи послужили основой дополнительных исследований [156, 159, 164], в ходе которых проанализированы все доступные данные стандартных снегомерных наблюдений в горах Средней Азии и Казахстана, а также результаты специальных натурных наблюдений, проводимых Институтом географии МОН РК в бассейнах рек Тургеня и М. Алматинка с 1970 по 1992 г.

Результаты этих работ с учетом данных экспериментальных исследований [172, 173, 178, 197] обобщены И. В. Северским [156, 159]. Судя по этим результатам, экспозиционные контрасты снежности зависят от суммарного снегонакопления и в среднем для гор Средней Азии и Казахстана характеризуются соотношениями, представленными в табл. 3.2.

Эти результаты хорошо согласуются с данными наблюдений, проведенных проф. Чжан Чжизуном в бассейне р. Кунес (Восточный Тянь-Шань) [270, 273, 274].

Таблица 3.1. Показатели тесноты связей η максимальных снегозапасов с абсолютной высотой H и уклоном местности J

Бассейн	Количество снегопунктов	η_{WH}	η_{WJ}	$\eta_{WJ'}$	$\eta_{WJ_{20}}$
Баскан	13	0,922	0,955	0,964	0,90
Баянкол	12	0,955	0,93	0,94	0,95
Каракол	27	0,91	0,944	0,95	0,984
М. Алматинка	31	0,95	0,962	0,88	0,952
Тургеня	15	0,80	0,67	0,66	0,68
Дардамты	11	0,988	0,982	0,965	0,974
Лепсы	10	0,971	0,966	0,961	

Примечание. η — корреляционное отношение.

Таблица 3.2. Зависимость коэффициентов снежности K от запаса воды в снежном покрове на северных склонах W_c

Ориентация склонов	K при снегозапасе на северных склонах							
	100	200	300	400	500	550	600	650
Южная	0,10	0,26	0,43	0,60	0,75	0,82	0,90	0,98
Восточная и западная	0,55	0,63	0,71	0,80	0,67	0,91	0,95	0,99

С учетом задач оценки лавинной опасности в табл. 3.2 приведены данные, отражающие минимальный предел рассматриваемых соотношений, выявленных по зависимости $K_n = f(W_c)$: в этом случае можно быть уверенным, что рассчитанные с учетом выявленных коэффициентов снежности (см. табл. 3.2) характеристики лавинной опасности для лавинных очагов южной четверти горизонта не будут занижены.

Как видно из табл. 3.2, по мере увеличения снежности экспозиционные контрасты быстро сглаживаются и при $W_c > 600-650$ мм влияние ориентации становится меньше ошибок измерений снегозапасов.

Необходимо отметить, что из-за недостатка фактических данных приведенные в табл. 3.2 значения K для восточных и западных склонов получены как полусумма коэффициентов снежности северных и южных склонов.

Выявленные соотношения вполне логичны и закономерны: по мере увеличения снежности все более сглаживаются экспозиционные контрасты в режиме снегонакопления, поскольку и южные склоны большую часть холодного периода остаются под снегом, а различия в снегозапасах определяются, главным образом, разницей в потерях снега на испарение, обусловленной экспозицией склонов. Вследствие различий температуры поверхности снега интенсивность испарения снега увеличивается с переходом от северных склонов к южным, однако в суммарном выражении различия эти невелики: интенсивность испарения снежного покрова на северных склонах в среднем за 6 лет специальных наблюдений в условиях среднегорного пояса

Заилийского Алатау составила 0,34 мм/сут против 0,48 мм/сут на южном [173].

Таким образом, присущие мало- и умеренно снежным горным районам экспозиционные контрасты максимальных снегозапасов обусловлены различиями радиационного теплоприхода и разницей в продолжительности залегания снежного покрова на склонах разной ориентации. Из-за существенно меньшего альбеда непокрытой снегом поверхности суммарные потери влаги на испарение с южных склонов в среднем за холодный период в 2,3 раза больше, чем с северных [173, 179]. Контрасты особенно велики в малоснежных районах и малоснежные зимы, когда из-за редких и неинтенсивных снегопадов южные склоны большую часть времени, особенно в первой половине холодного сезона, свободны от снега. По той же причине в мало- и умеренно снежных районах увеличивается продолжительность периода с оголенной почвой на южных склонах с переходом от среднегорного пояса к высокогорному. Соответственно возрастают экспозиционные контрасты снежности, типичные для большей части холодного сезона. Они существенно сглаживаются в весенний период, когда зона наибольшей интенсивности осадков смещается в высокогорье.

На большей части горной территории Средней Азии и Казахстана (исключая западные макросклоны) снегозапасы редко превышают 300–400 мм. Судя по данным табл. 3.2, экспозиционные контрасты здесь велики: даже на склонах восточной и западной ориентации максимальные снегозапасы на 30–40 % меньше, чем на северных. Ясно, что недоучет этих различий может существ-

венно исказить результаты оценки снежных ресурсов, лавинной опасности и снизить достоверность гидрологических прогнозов.

Приведенные в табл. 3.2 результаты обобщения – лишь первое приближение [159]. Выявить в полной мере влияние этого фактора по данным режимных снегомерных наблюдений сложно, поскольку типичные для гор экспозиционные контрасты снежности из-за малых уклонов снегомерных площадок сглажены, а результаты измерений недостаточно полно характеризуют распределение снегозапасов на склонах характерной для гор крутизны (20–35°). Для более полного учета экспозиционных различий начиная с 1970 г. в бассейнах рек Тургень и Мал. Алматинка Институт географии МОН РК проводит регулярные снегосьемки на типичных по крутизне (20–35°) склонах, различных по абсолютной высоте, ориентации и типу растительности. Материалы этих наблюдений послужили основой для изучения влияния ориентации склонов на распределение снежного покрова в горах. Логика теоретических построений и основные результаты этих исследований опубликованы в [160, 238], поэтому ограничимся лишь кратким их описанием с приведением некоторых новых результатов.

В качестве исходного принят общеизвестный факт, что пространственная изменчивость потерь снега на испарение и таяние в горах определяется различиями теплоприхода к поверхности склонов и что решающая роль в формировании этих различий принадлежит солнечной радиации [94, 134, 173, 174].

Не имея возможности организовать актинометрические и теплобалансовые наблюдения на многих площадках с учетом их различий по абсолютной высоте, экспозиции и типу растительности, мы несколько упростили схему радиационного теплоприхода к деятельной поверхности. В качестве обобщающего показателя радиационного теплоприхода к поверхности склона использован экспозиционный коэффициент A , учитывающий азимут склона A_3 , его крутизну p и высоту солнца ξ :

$$A = \sin [A_3/2 \cdot (\xi + \alpha)]. \quad (3.1)$$

При определении A для склонов северной четверти горизонта, азимут которых $315^\circ \leq A_3 \leq 45^\circ$, второй сомножитель имеет вид $\sin(\xi - \alpha)$, а в случае $|\alpha| > |\xi|$ принималось, что $A = 0$, поскольку при данном соотношении склон солнцем не освещается.

Следует отметить, что в наших расчетах ξ для склонов любой ориентации принималось единым, равным высоте солнца в полдень. Ошибкой расчетов из-за принятия $\xi = \text{const}$ для склонов различной ориентации можно пренебречь: ее роль незначительна в сравнении с влиянием неучтенных факторов (закрытость горизонта второго рода, ветровой снегоперенос).

Сложную задачу представляет учет потоков рассеянной радиации, которые согласно данным непрерывных актинометрических наблюдений в бассейне р. Тургень могут составить до 30 % суммы радиационного теплоприхода для склонов, освещаемых солнцем, а для теневых склонов являются единственным источником поступления солнечной радиации. В теоретическом плане природа данного явления ясна, разработаны и соответствующие математические модели [94, 169]. Однако их использование на практике существенно ограничено необходимостью учета распределения озона, водяного пара и давления воздуха по высоте.

Не менее сложна задача учета отраженной радиации в горах. На склон поступает радиация, отраженная от дна долины и окружающих склонов, имеющих разную продолжительность освещения солнцем, крутизну, азимут, альбеда поверхности. Кроме того, направление отраженной радиации меняется от изотропного при свежеснежавшем снеге до зеркального при наличии на поверхности склона ледяной корки. Однако в целом отраженная радиация растет с увеличением крутизны склона [94].

Распределение рассеянной и отраженной радиации исследовано по данным непрерывных актинометрических наблюдений на

северной ($A_3 = 360^\circ$, $\alpha = 30^\circ$, солнцем в течение всей зимы не освещается) и горизонтальной (время освещения в течение зимы изменяется от 1,5 до 9 ч/сут) площадках в бассейне р. Тургеня. Согласно полученным результатам, на обеих площадках в течение зимы поток рассеянной и отраженной радиации возрастает вслед за повышением высоты солнца от $125 \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут) в декабре до $500 \cdot 10^4$ Дж/(м²·сут) в марте. В среднем с декабря по март в ясную погоду на северную площадку поступает рассеянной и отраженной радиации на 10 % больше, чем на горизонтальную (рис. 3.1). Можно принять, что в ясную погоду уменьшение рассеянной радиации, обусловленное увеличением крутизны склона, полностью компенсируется повышением потока отраженной радиации, а суммы потоков рассеянной и отраженной радиации, поступающей на разные склоны, кроме южных, различаются несущественно. Таким образом, суммарный поток рассеянной и отраженной радиации при безоблачном небе для неосвещенных склонов практически изотропен, а на освещенных солнцем склонах он в основном повторяет ход прямой радиации.

В дни со сплошной облачностью суммарная радиация на все три площадки, включая южную ($A_3 = 180^\circ$, $\alpha = 30^\circ$, в ясную погоду

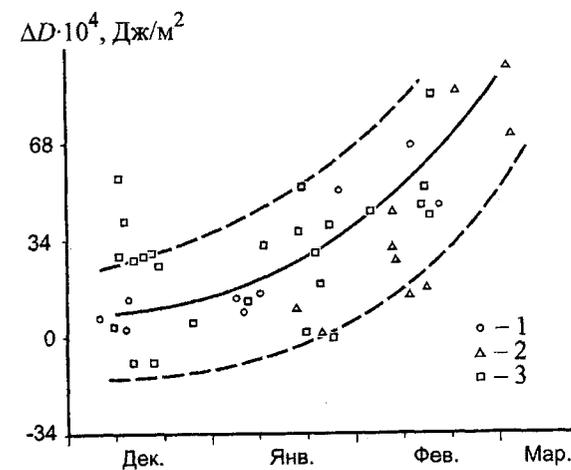


Рис. 3.1. Временной ход разницы потоков рассеянной радиации, поступающей на горизонтальную D_r и северную D_c площадки. Годы: 1 — 1972/73; 2 — 1973/74; 3 — 1974/75

продолжительность освещения в течение зимы меняется от 4 до 10 ч/сут) различается несущественно. При переменной облачности дневные суммы поступающей на упомянутые склоны радиации колеблются в больших пределах в зависимости от вида и хода облачности. Но при осреднении величин радиационного теплоприхода за 10 дней и более влияние облачности сглаживается и ход суммарной радиации в основном определяется потоком прямой солнечной радиации.

Таким образом, при оценке суммарной радиации, поступающей на поверхность склонов, поток рассеянной и отраженной радиации можно считать изотропным, а суточный ход и пространственная изменчивость суммарной радиации обусловлены, главным образом, различиями в поступлении прямой радиации. Следовательно, формула (3.1) отражает основные особенности радиационного режима горных склонов и использование экспозиционного коэффициента A как основного аргумента для оценки экспозиционных различий снежности достаточно обосновано.

В качестве меры различий в снегозапасах на луговых склонах разной ориентации, обусловленных экспозиционными контрастами радиационного теплоприхода, примем величину разности ΔW снегозапасов на склонах произвольной и северной ориентации при одинаковой абсолютной высоте.

По результатам синхронных наземных регулярных снегосъемок в бассейне р. Тургеня в 1970–1989 гг. на контрольных луговых склонах, различных по ориентации и крутизне, построены зависимости $\Delta W = f(A)$ за каждый месяц. Форма их оказалась единой, но линии регрессии для каждого последующего месяца смещены параллельно по оси ΔW , что объясняется постепенным увеличением ΔW со временем за счет потерь снега на испарение.

Абсолютные значения ΔW в разные годы различны и определяются, главным образом, особенностями снежно-метеорологического режима в начале зимы. Эти различия минимальны в многоснежные годы, когда в резуль-

тате обильных снегопадов в начале холодного сезона на всех склонах, включая южные, образуется устойчивый снежный покров, не разрушающийся вплоть до начала весеннего снеготаяния. В малоснежные годы из-за различий в сроках установления снежного покрова на разных склонах значения ΔW существенно больше.

Вследствие экспозиционных контрастов теплоприхода в течение зимы величины ΔW постепенно возрастают. Различия, обусловленные особенностями снежно-метеорологического режима в начале зимы, постепенно сглаживаются и к периоду максимума снегонакопления характеризуются соотношениями, представленными на рис. 3.2. Соответствующее уравнение имеет вид

$$\Delta W = 10 - 50,9A + 194,8A^2 \quad (3.2)$$

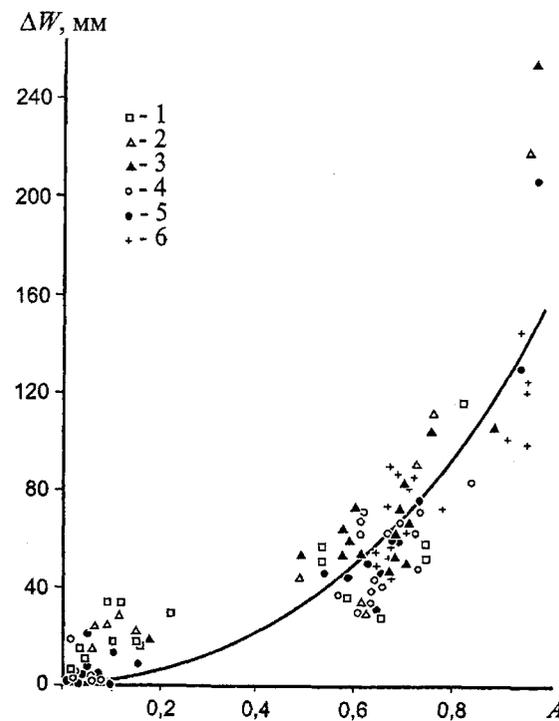


Рис. 3.2. Зависимость ΔW — разницы в снегозапасах на луговых склонах северной W_c и произвольной W_s экспозиции — от экспозиционного коэффициента A . Годы и модульные коэффициенты снежности K : 1 — 1986 г., $K = 0,90$; 2 — 1987 г., $K = 1,32$; 3 — 1985 г., $K = 1,38$; 4 — 1984 г., $K = 0,66$; 5 — 1988 г., $K = 1,54$; 6 — с 1971 по 1983 г.

и характеризуется корреляционным отношением $\eta = 0,69$. Проверка его по критерию Фишера показала, что связь достоверна с доверительной вероятностью 99 %.

Уравнение (3.2) позволяет по данным о фоновых (среднезональных) снегозапасах W , соответствующих снегонакоплению на склонах северной ориентации, и экспозиционным характеристикам склонов определить запас воды в снежном покрове на склоне любой экспозиции: $W_s = W - \Delta W$. Проверка по независимым данным показала, что относительная ошибка расчета W составляет в среднем $\pm 7\%$ и, как правило, не превышает $\pm 10\%$, что соизмеримо с погрешностью определения снегозапаса по стандартной методике.

Однако теоретические ошибки могут быть несколько больше: средняя квадратическая ошибка расчета W_s по уравнению (3.2) $\delta = \pm 20$ мм, а относительная погрешность определения снегозапаса в точке на склоне произвольной экспозиции колеблется в среднем от 10 до 18 %.

Поскольку в расчетной зависимости в качестве аргумента используется величина A , характеризующая одновременно высоту солнца, азимут падения и крутизну склона, ее можно применить для выявления экспозиционных различий снежности в других горных районах, где велика роль радиационной составляющей в таянии снежного покрова.

Итак, воздействие ориентации склонов отчетливо проявляется в особенностях режима и распределения снежного покрова в горах. По срокам залегания устойчивого снежного покрова и режиму снегонакопления во всех высотных поясах существенно выделяются склоны южной четверти горизонта. При прочих равных условиях продолжительность залегания устойчивого снежного покрова на южных склонах существенно меньше в сравнении с остальными. Режим снегонакопления, особенно в малоснежных районах, с характерными для них нечастыми и слабоинтенсивными снегопадами в первой половине холодного сезона, носит

прерывистый характер: периоды со снежным покровом чередуются с бесснежными, когда интенсивность испарения вследствие уменьшения альбедо деятельной поверхности резко возрастает, что является причиной экспозиционных контрастов суммарного снегонакопления. В многоснежных районах и многоснежные зимы вследствие сокращения различий в продолжительности залегания устойчивого снежного покрова на разных склонах эти контрасты сглаживаются и в условиях Средней Азии и Казахстана достигают минимума на западной периферии горных стран (западные районы Памира, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и Алтая), для которых характерны значительно большие повторяемость и интенсивность снегопадов [156, 159].

Влияние ориентации склонов на распределение снежного покрова в горах отражено в экспозиционных коэффициентах снежности (табл. 3.2) и более надежно может быть учтено на основе выявленных соотношений $\Delta W = f(A)$. Характер этих зависимостей (рис. 3.2) дает основание полагать, что они отражают наиболее общие закономерности пространственных изменений соотношения составляющих тепло-влагообмена на склонах, присущие всем горным районам Центральной Азии, а относительно небольшая погрешность позволяет рекомендовать их для определения снежных и водных ресурсов, в снеголавинных расчетах и при решении других задач, связанных с хозяйственным освоением горной территории.

3.3. ВЛИЯНИЕ ХАРАКТЕРА РАСТИТЕЛЬНОСТИ

Сложную задачу при оценке территориальных различий снежности в горах представляет учет влияния характера растительности и типов ландшафта в целом. По сути, разработанные к настоящему времени методические приемы ландшафтной индикации снежного покрова позволяют более или менее надежно определить фоновые величины

снежности (преимущественно высоты снежного покрова). Возможности этих методов показаны в работах В. Е. Дмитриева, В. И. Кравцовой и Г. С. Самойловой по территории Алтая [69, 105, 152], Н. Л. Кондаковой по Аджарии [93]. Судя по результатам этих работ, каждому региону присущи свои индикационные критерии, к тому же использование этой методики предполагает наличие предварительно составленных детальных ландшафтных карт. Очевидно, что для выявления индикационных признаков снежности других горных районов потребуются специальные исследования.

Что касается методики ландшафтной индикации снежного покрова для крупномасштабного картографирования показателей снежности и лавинной опасности, то они почти не разработаны. Однако перспективы этого направления исследований несомненны. Об этом убедительно свидетельствует опыт количественной оценки показателей снежности в разных типах ландшафта гор Сибири [61, 69, 92].

Для оценки влияния характера растительности на распределение снежного покрова в горах нами были предприняты специальные исследования. В 1983–1989 гг. в бассейне р. Турген в Заилийском Алатау на высотах от 1500 до 2600 м для наблюдений были выбраны контрольные площадки, различные по ориентации и типу растительности. В зимний сезон 1983/84 гг. регулярные синхронные снегоъемки проводились на 32 контрольных площадках, в последующие годы их количество увеличилось до 60. Подавляющее большинство контрольных площадок расположено на склонах типичной для гор крутизны (25–35°), и в первом приближении различиями по крутизне склонов можно пренебречь. По возможности выбирались группы экспериментальных площадок, близких по абсолютной высоте, но различных по ориентации и характеру растительности.

Поскольку решение этой задачи возможно лишь на основе сопоставимых по точности данных о пространственно-временном

распределении высоты и плотности снежного покрова на участках с различным типом растительности, предварительно было выявлено количество измерений высоты h и плотности γ снежного покрова на площадках с разным характером растительности, необходимое для определения указанных показателей снежности и снегозапасов W с заданной точностью [167]. С этой целью в 1982–1985 гг. на упомянутых экспериментальных площадках детально измерялись высота и плотность снежного покрова. Для характеристики типа растительности приняты укрупненные градации без учета различий по видовому составу и полноте насаждений в выделяемом типе: луг, луг с редким кустарником, кустарник (в том числе арчевники), лиственный и хвойный лес. Высота снежного покрова на каждой площадке измерялась в точках, равномерно распределенных по сетке равновеликих квадратов с шагом 2 либо 3 м. В зависимости от типа растительности число измерений высоты снега изменялось от 20 (для луговых поверхностей) до 180 (в хвойном лесу), а его плотности – от 4 до 30 соответственно. Для исследований использованы результаты 176 детальных снегоъемок, характеризующих особенности пространственного распределения упомянутых показателей снежности на склонах с

различным типом растительности для снегозапасов W от 10 до 420 мм.

По данным измерений вычислялись ошибка обнаружения высоты снежного покрова Δh и количество необходимых измерений высоты снежного покрова n_h и его плотности n_γ в целях нахождения характеристик снежности с заданной точностью. Исходя из того, что для решения практических задач гидрологии и инженерной географии определение снегозапасов с погрешностью 10 % является достаточным, в наших исследованиях допустимая ошибка определений принималась равной плотности снежного покрова $\Delta \gamma = 0,01 \text{ г/см}^3$, его высоты $\Delta h = 2 \text{ см}$, а относительные ошибки обоих показателей – не более 5%.

По результатам определений для разных типов растительности построены графические зависимости числа измерений высоты n_h и плотности n_γ снега, необходимых для обеспечения заданной точности измерений запаса воды W в снежном покрове [167, 238]. Итоговые результаты исследований обобщены в табл. 3.3.

Как и следовало ожидать, пространственная неоднородность характеристик снежности быстро увеличивается по мере перехода от луговых поверхностей к закустаренным и залесенным и сильно зависит от ве-

Таблица 3.3. Координаты зависимостей количества необходимых измерений высоты n_h и плотности снежного покрова от его водности

Тип растительности	Характеристика	Запас воды в снежном покрове и соответствующее количество необходимых измерений высоты и плотности снежного покрова, мм							
		50	100	150	200	250	300	350	400
Луг, луг с редким кустарником, лиственный лес	n_h	36	21	12	7	5	3	3	(2)
	n_γ	6	4	3	3	3	2	2	
Кустарник (в т.ч. арчевники)	n_h	56	34	23	16	11	7	(5)	(4)
	n_γ	14	8	5	4	3	3	(3)	(2)
Хвойный лес	n_h	186	118	70	48	(37)	(30)	(24)	
	n_γ	–	17	9	7	5	5	(4)	(4)

Примечание. К типу «луг с редким кустарником» отнесены лугово-кустарниковые ассоциации при сомкнутости крон кустарников не более 0,3.

личины снеготпасов (см. табл. 3.3). Изменчивость высоты снежного покрова минимальна на луговых поверхностях: для заданных значений точности число необходимых измерений n_h при $W = 100$ мм равно 21 и снижается до 3–4 при снеготпасах более 250 мм. По сути, те же значения n_h можно принять для слабо закустаренных луговых поверхностей и лиственного леса, а также для полян в хвойном лесу, ширина которых более чем втрое превышает диаметр крон елей, типичных для данного участка леса.

Аналогичен характер зависимостей $n_h = f(W, B)$: величины n_h для луговых, слабо закустаренных поверхностей, полян в хвойном лесу и лиственного леса изменяются от 6 при $W = 100$ мм до 3 при снеготпасах более 200 мм.

Существенно большей пространственной неоднородностью характеризуется снежный покров на склонах, покрытых кустарником (в том числе арчевниками) при сомкнутости крон более 0,3 (см. табл. 3.3); в упомянутом диапазоне W величины n_h изменяются от 34 до 11, а n_v – от 8 до 3.

Наибольшей неоднородностью отмечается снежный покров в еловом лесу: для достижения упомянутой точности определения показателей снежности при снеготпасе $W = 100$ мм необходимо сделать более 100 измерений высоты и около 20 измерений плотности снежного покрова (см. табл. 3.3).

Полученные результаты (см. табл. 3.3) следует учитывать при снеготсъемках на склонах с различным типом растительности и в исследованиях закономерностей территориального распределения снежного покрова в горах. Выявленные соотношения отражают особенности распределения снежного покрова в условиях незначительного ветрового воздействия на снежный покров, типичных для низко-среднегорного пояса гор Юго-Восточного Казахстана. В условиях значительного ветрового перераспределения снежного покрова рассматриваемые соотношения будут существенно иными. Так, по исследованиям Ю. Ф. Малюгина [128], в условиях Южного Сихотэ-Алиня для определения предвесеннего снеготпаса с отно-

сительной ошибкой 5 % необходимое количество измерений высоты снежного покрова на вырубках и гарях в зависимости от уровня снежности изменяется в последовательности, обратной выявленной в условиях Заилийского Алатау: от 62 в малоснежные зимы до 236 в многоснежные.

С учетом рассмотренных результатов на всех контрольных склонах в 1984–1987 гг. проводились регулярные синхронные снеготсъемки. Полученные материалы послужили основой для количественной оценки влияния типа растительности на распределение снеготпасов. В качестве меры этого влияния использован безразмерный коэффициент K_p – отношение снеготпасов на склоне с данным типом растительности W_p к снеготпасам на луговом склоне W (при равной высоте и одинаковой экспозиции склонов). В условиях слабого ветрового перераспределения снега, типичного для большей части гор Средней Азии и Казахстана вплоть до верхней границы среднегорного лесолугового пояса, величины W характеризуют фоновые снеготпасы.

Значения коэффициентов K_p , полученные в результате снеготсъемок на контрольных склонах, послужили основой для построения зависимости $K_p = f(W)$, представленной на рис. 3.3 и 3.4, соответствующие уравнения регрессии приведены в табл. 3.4. Как видно из этих рисунков, величины K_p существенно различны для разных типов растительности, минимальные его значения присущи хвойному лесу, а максимальные, приближающиеся к единице, – редким кустарникам. Для всех рассматриваемых типов растительности K_p возрастает по мере увеличения снеготпасов. При прочих равных условиях значения K_p сильно зависят от полноты древесно-кустарниковых насаждений (см. рис. 3.3, 3.4).

Приведенные в табл. 3.4 уравнения регрессии, характеризующие влияние типа растительности, могут быть использованы для перехода от фоновых (среднезональных) величин снеготнакопления, выявленных по эмпирическим зависимостям снеготпасов от абсолютной высоты, к величинам снего-

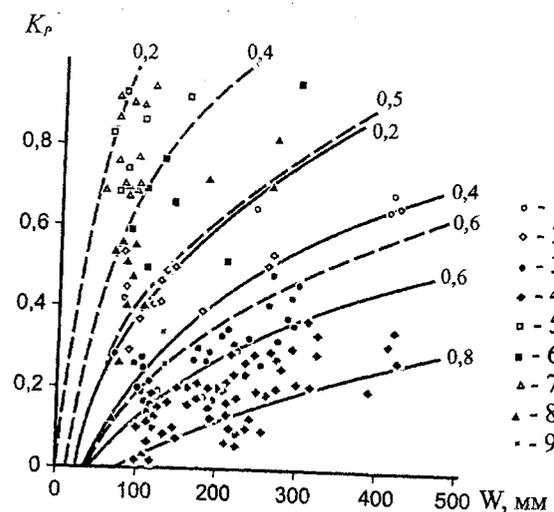


Рис. 3.3. Зависимость коэффициента снежности K_p от фонового запаса воды в снежном покрове W и типа растительности B . 1 – поляна в хвойном лесу шириной менее 20 м. Хвойный лес с сомкнутостью крон: 2 – 0,3–0,4; 3 – 0,5–0,6; 4 – 0,7–0,6. Арчевники с сомкнутостью крон: 5 – 0,3–0,4; 6 – 0,5–0,6. Мелколиственный кустарник с сомкнутостью крон: 7 – 0,3–0,4; 8 – 0,0–0,6; 9 – все виды кустарников с сомкнутостью крон менее 0,3. Цифры у кривых – сомкнутость крон

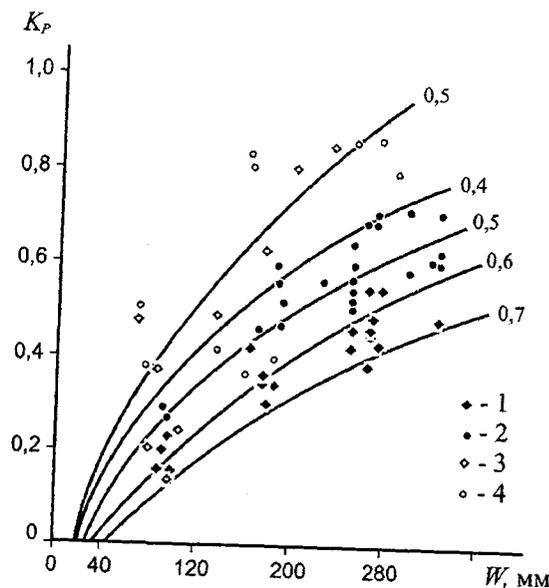


Рис. 3.4. Зависимость коэффициента снежности K_p от запаса воды в снежном покрове W на луговой поверхности при сомкнутости крон лиственного леса: 0,6 (1); 0,4–0,5 (2); 0,3 (3); < 0,3 (4)

Таблица 3.4. Расчетные зависимости коэффициента снежности K_p от запаса воды на луговом склоне и характера растительности

Тип растительности	Сомкнутость крон, доли от единицы	Расчетные уравнения	Средняя квадратическая ошибка δ_{\max}
Хвойный лес	0,8	$K_p = 0,004 (W-70)^{0,72}$	± 0,025
	0,7	$K_p = 0,011 (W-55)^{0,59}$	
	0,6	$K_p = 0,011 (W-40)^{0,64}$	
	0,5	$K_p = 0,009 (W-30)^{0,69}$	
	0,4	$K_p = 0,018 (W-25)^{0,60}$	
	0,3	$K_p = 0,030 (W-20)^{0,55}$	
Лиственный лес	0,7	$K_p = 0,012 (W-40)^{0,66}$	± 0,043
	0,6	$K_p = 0,014 (W-30)^{0,68}$	
	0,5	$K_p = 0,020 (W-25)^{0,62}$	
	0,4	$K_p = 0,049 (W-20)^{0,48}$	
	0,3	$K_p = 0,115 (W-20)^{0,37}$	
Кустарник	0,6	$K_p = 0,021 (W-50)^{0,56}$	± 0,040
	0,5	$K_p = 0,043 (W-30)^{0,52}$	
	0,4	$K_p = 0,064 (W-15)^{0,53}$	
	0,3	$K_p = 0,164 (W-10)^{0,42}$	

накопления на реальной поверхности горных склонов.

Интересно сопоставить влияние ориентации и типа поверхности склонов на показатели снежности с соответствующим влиянием абсолютной высоты. Согласно определениям И. С. Соседова [172, 173] влияния на сроки залегания снежного покрова в Заилийском Алатау, изменение ориентации от северной к юго-западной равносильно изменению абсолютной высоты (на склонах северной ориентации) более чем на 1000 м. С учетом приведенных в табл. 3.2 и 3.4 коэффициентов при характерных для Заилийского Алатау вертикальных градиентах максимальных снегозапасов изменение ориентации от северной к восточной (западной) эквивалентно уменьшению абсолютной высоты почти на 1000 м (в среднегорном поясе). Переход от луговых поверхностей к склонам, покрытым лиственным лесом, по степени воздействия на величины максимального снегонакопления равнозначен изменению ориентации от северной к восточной (западной). Снегозапасы же в хвойном лесу при прочих равных условиях почти вдвое меньше, чем в лиственном. Иными словами, уменьшение снегозапасов, соответствующее переходу от луговых ассоциаций к хвойному лесу (при типичной полноте насаждений 0,3–0,5) более чем вдвое превышает величину изменения снегозапасов, соответствующую уменьшению абсолютной высоты от 2500 до 1500 м.

Таким образом, воздействие ориентации склонов и характера растительности в умеренно снежных районах значительно больше влияния абсолютной высоты. С переходом к многоснежным районам экспозиционные контрасты снежности быстро сглаживаются; в наиболее снежных районах на западной периферии горных стран эти различия минимальны и определяются преимущественно экспозиционными различиями потерь на испарение снега. Несколько сглаживаются с увеличением снежности и различия, обусловленные типом растительности (табл. 3.4).

Ясно, что выявленные соотношения (см. табл. 3.4) региональны. Они пригодны для соответствующих расчетов показателей снежности в Заилийском Алатау (вплоть до верхней границы леса) и близких по снежнo-метеорологическим условиям холодного периода в Северном Тянь-Шане и Джунгарском Алатау. На других территориях эти соотношения могут быть иными. Не исключено, что в районах с бурным ветровым режимом соотношение снегозапасов на луговых и залесенных склонах может быть противоположным рассмотренному выше: в этих условиях в лесу аккумулируется значительная часть переносимого ветром снега.

Изложенные результаты следует рассматривать как первое приближение. Полагаем, что дальнейшие исследования позволят выявить более строгие количественные показатели, характеризующие влияние локальных факторов на распределение и режим снежного покрова в горах.

3.4. ВЕТРОВОЕ И ЛАВИННОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕГА

Закономерности ветрового перераспределения снега в горах изучены недостаточно. На основе результатов наших наблюдений и анализа опубликованных сведений по различным горным районам можно сформулировать лишь основные из них. В течение последних 20 лет в ходе экспедиционных снеголавинных исследований Института географии МОН РК проводилось регулярное картографирование ветровых снежников в типичных бассейнах Джунгарского Алатау, Тянь-Шаня, а в отдельные годы – на Памире и Гиссаро-Алае. Аналогичные исследования с 1967 по 1988 г. проводились китайскими учеными в районе перевалов Айкэнь и Лаэрдунь в верховьях р. Кюнес [250, 251, 270]. Согласно результатам этих наблюдений активный снегоперенос во всех названных районах отмечается выше верхней границы леса – начиная с отметок 2600–2700 м в Джунгарском Алатау, 2800–2900 м на Северном Тянь-Шане. По исследованиям китайских

ученых в Восточном Тянь-Шане (хребты Эрэн-Хабырга, Нарат, Карлытаг, Баркуль, Богдошань), в горах Халыктау (Центральный Тянь-Шань) активное ветровое распределение снега наблюдается выше 2550–2600 м. Интенсивность снегопереноса здесь так велика, что за 10–12 ч после снегопада на дорогах образуются снежные заносы высотой до 3 м, а на 15-километровом участке дороги у перевала Айкен при фоновой высоте снежного покрова 0,8–1,0 м толщина ветровых снежников может превысить 7 м [244, 246, 249, 258, 263–266, 270]. Особенно активен ветровой снегоперенос в пригребневой зоне. Причем на больших высотах – у замыкающих гребней долин главных рек всюду в горах Джунгарского Алатау, Тянь-Шаня и Гиссаро-Алая резко преобладает западное и юго-западное направление снегопереноса: подавляющее большинство навешанных снежников приурочено к пригребневой зоне северо-восточных и восточных склонов.

С переходом от высокогорного пояса к среднегорному в распределении снегозапасов все более ощутима роль горного ветра, направление которого совпадает с направлением речных долин. Одновременно снижается интенсивность ветрового снегопереноса, и хотя сравнительно небольшие навешанные снежники прослеживаются в отдельных районах до высот 2000 – 2200 м, неравномерность территориального распределения снежного покрова ниже верхней границы леса обусловлена главным образом различиями экспозиции склонов и типом растительности.

В пригребневой зоне, отличающейся особенно бурным ветровым режимом, приводо-раздельные участки наветренных склонов в полосе шириной до 150–200 м характеризуются существенно меньшей снежностью в сравнении с фоновой, а самые верхние участки этих склонов в полосе шириной до 50 м вследствие ветрового перераспределения снега нередко лишены снежного покрова. На противоположных – подветренных склонах в пригребневой полосе формируются мощные навешанные снежники с нависающими карнизами, их обрушение часто является при-

чиной формирования многочисленных лавин. Ниже карнизов под действием стоковых ветров значительная часть снега сносится вниз и аккумулируется у подножия склона. Особенно активен этот процесс на крутых подветренных склонах современных и древнеледниковых каров и цирков. Контрасты снежности усугубляются здесь активным лавинным перераспределением снега. В итоге вдоль подножия этих склонов обычно формируется сплошной шлейф навешанных и лавинных снежников. Именно к этому высотному уровню приурочена зона абсолютного максимума снегонакопления во многих ледниковых бассейнах; по высоте она смещена на 200–400 м ниже обрамляющих водораздельных гребней.

Аналогичные особенности ветрового перераспределения снега характерны и для Алтая [142, 143]. Следует отметить, что в горах Юго-Восточного Казахстана и, по-видимому, в сопредельных горных районах Центральной Азии к началу весенней активизации лавинообразования зона относительно высокой снежности приурочена к среднегорному поясу и расположена во многих районах у верхней границы леса [157]. Этому способствуют не только отмеченное резкое ослабление активности ветрового снегопереноса ниже верхней границы леса, но и особенности режима снегонакопления: с переходом от среднегорного пояса к высокогорному временной максимум количества и интенсивности твердых осадков смещается на более поздние сроки, а максимум снегонакопления в гляциально-нивальном поясе наступает лишь в апреле-мае, когда большая часть снежного покрова в среднегорье уже стаяла. Повышенное в сравнении с фоновым снегонакопление у верхней границы лесного пояса характерно для гор Сибири [61, 142, 143] и, по-видимому, горных районов умеренных широт Евразии.

Таким образом, возможности учета влияния ветрового перераспределения снегозапасов пока ограничены. Более строгий учет роли ветрового перераспределения снега сопряжен с постановкой комплекса специальных

продолжительных наблюдений в типичных горных бассейнах.

Вопросы лавинного перераспределения снега почти не разработаны. По немногочисленным опубликованным данным роль лавин в перераспределении снеготопливных запасов весьма значительна. По определениям М. И. Ивероновой [78], в бассейне р. Чон-Кызылсу (Терской-Ала-Тоо) лавины ежегодно сносят на дно долин в среднем 10 % суммарных снеготопливных запасов; доля сносимого лавинами снега существенно колеблется по годам от 0,3 до 30% снеготопливных запасов в бассейне. Близкие величины по весьма приближенной оценке получены Алликсом [78] для Альп, К. С. Лосевым [123] для Западного Тянь-Шаня и М. Ч. Залихановым [75] для Кавказа.

Для количественной оценки роли лавинного перераспределения снега с 1960 г. в нескольких лавинных бассейнах Заилийского Алатау ежегодно тщательно измерялись масса лавинных снежников и максимальные снеготопливные запасы в зоне формирования лавин¹.

Наиболее продолжительные наблюдения проведены в трех репрезентативных лавинных бассейнах – Лагерном, Водопадном и Кумбель. Судя по результатам этих наблюдений (табл. 3.5) в среднегорном поясе Заи-

лийского Алатау роль лавин в перераспределении снеготопливных запасов весьма значительна: в среднем за 7 лет наблюдений лавинному перераспределению подвержено около 30% снеготопливных запасов на лавиноактивных склонах, или 20% снеготопливных запасов на дату максимума снегонакопления. Количество переотложенного лавинами снега существенно колеблется по годам от 4–6 до 65–70% снеготопливных запасов на лавиноактивных склонах [157]. Эти колебания соответствуют изменениям снежности года. Хорошая сходимость результатов по трем бассейнам за весь период наблюдений позволяет заключить, что соотношения показателей снежности и лавинного сноса отражают общую закономерность.

В табл. 3.6 представлены результаты оценки роли лавин в перераспределении снежных масс в бассейне р. М. Алматинка, выполненной на основе данных о территориальном распределении лавиноактивной площади и выявленных по материалам упомянутых измерений в контрольных бассейнах зависимостей модуля лавинного сноса от показателей рельефа и снежности [157] с использованием фактической информации о распределении максимальных снеготопливных запасов по абсолютной высоте и ориентации склонов.

Таблица 3.5. Количество переотложенного лавинами снега в зависимости от снежности года, %

Год	Характеристика снежности года	Лавиноактивные склоны				Вся площадь водосбора			
		Водо-падный	Лагер-ный	Кум-бель	В средн. по трем басс.	Водо-падный	Лагер-ный	Кум-бель	В средн. по трем басс.
1960/61	Средний	9	7	12	9	8	5	8	7
1961/62	Малоснежный	14	4	11	10	12	3	3	6
1962/63	Малоснежный	30	31	29	30	26	21	17	21
1963/64	Малоснежный	37	28	36	34	32	20	25	26
1964/65	Малоснежный	6	11	7	8	5	8	5	6
1965/66	Исключительно многоснежный	71	68	70	69	62	44	40	49
1966/67	Многоснежный	36	30	38	35	32	21	24	26
В среднем за 1961-1967		29	25	29	28	25	17	17	20

¹Под лавинным бассейном в отличие от отдельных лавинных очагов мы понимаем совокупность последних, в которых лавины формируют единый снежник.

Необходимо заметить, что более достоверные данные получены для территории, расположенной ниже отметки 3200 м, где снежный покров мало подвержен ветровому перераспределению, а фактическая информация позволяет надежно оценить максимальные снеготопливные запасы на склонах. Выше роль ветрового перераспределения снега возрастает и данные маршрутных снегосъемок, приуроченных главным образом к дну долин, менее показательны. Кроме того, мы не располагаем данными непосредственных измерений модуля лавинного сноса в высокогорном поясе (выше 3200 м), поэтому при расчете количества переотложенного лавинами снега условно принято, что лавины здесь ежегодно сносят не меньшую долю максимальных снеготопливных запасов, чем на высотах 2600–3000 м.

Как видно, роль лавин в перераспределении снежных масс на северном склоне Заилийского Алатау велика. Ниже изогипсы 3200 м в бассейне р. М. Алматинка в среднем за десять лет (1956–1967 гг.) лавинному перераспределению подвержено 16 % снеготопливных запасов (на дату максимума снегона-

копления) и около 20 % снеготопливных запасов на лавиноактивных склонах, по бассейну эти величины равны соответственно 21 и 24 %.

В соответствии с изменением лавинной активности количество переотложенного лавинами снега существенно колеблется по годам от 7–8 до 30–40 % (табл. 3.6). Такие же величины лавинного перераспределения снега получены для Терской-Алатау, Западного Тянь-Шаня и Альп [123]. В связи с тем, что лавины 1965/66 гг. характеризуются исключительно редкой повторяемостью [157], данные за этот год (см. табл. 3.6) можно рассматривать как близкие и максимальные, а данные за экстремально малоснежные годы (1961/62 и 1964/65), вероятно, близки к минимальным.

Таким образом, в центральной части северного склона Заилийского Алатау лавинному перераспределению подвержена значительная доля снеготопливных запасов, что не может не отразиться на характере гидрофизических процессов в горах и режиме речного стока.

Согласно результатам исследований [157] вследствие увеличения с высотой максимальных снеготопливных запасов и лавиноактивной

Таблица 3.6. Роль лавин в перераспределении снеготопливных запасов в бассейне р. М. Алматинка

Показатели	Год наблюдений										В среднем	
	1957/58	1958/59	1959/60	1960/61	1961/62	1962/63	1963/64	1964/65	1965/66	1966/67	1958-1967	1961-1967
Модульный коэффициент лавинной активности	1,25	1,40	1,37	0,25	0,18	1,00	1,31	0,24	2,40	0,60	1,00	—
Количество снесенного лавинами снега, м ³ 10 ³ :												
а) ниже изогипсы 3200 м	3,1	5,2	3,0	0,9	0,5	2,3	3,9	0,8	7,8	2,1	3,0	2,6
б) во всем бассейне	8,5	9,5	9,3	1,7	1,2	6,8	8,9	1,6	16,3	4,1	6,8	5,8
Количество снесенного лавинами снега, % от максимального снеготопливных запасов:												
а) по всей площади ниже изогипсы 3200 м	19	24	18	6	6	17	21	6	32	12	16	14
б) в бассейне в целом	27	29	27	7	7	25	29	7	41	15	21	19
в) с площади лавиноактивных склонов ниже изогипсы 3200 м	24	32	23	8	7	21	27	8	40	16	21	18
г) с лавиноактивной площади всего бассейна	29	35	30	90	8	26	32	9	46	18	24	21

площади доля переотложенного лавинами снега возрастает от 3–5 % на высотах 2200–2300 м до 30 % выше 2800–3000 м. В условиях среднегорного пояса лавины в среднем за 14 лет наблюдений поражают около 40 % поверхности лавиноактивных склонов, или до четверти всей поверхности бассейнов. В зависимости от лавинной активности года доля поражаемых лавинами склонов изменяется по годам от 7–9 до 60 % от суммарной площади бассейнов и от 10 до 80 % от площади лавиноактивных склонов [157, 159].

Общее лавинное перемещение снежных масс по высоте на северном склоне Заилийского Алатау оказалось весьма значительным. Анализ крупномасштабных карт лавинной опасности и данных каталога лавин показал, что на северном склоне Заилийского Алатау выше 1600–1800 м перемещение снежных масс по высоте составляет в среднем 300–400 м и достигает 600–700 м на высотах от 2200–2400 до 3000–3200 м. По данным наземного обследования катастрофических лавин 1966 г. общее перемещение снежных масс по вертикали составило в среднем 500–600 м.

Несмотря на столь значительное перемещение снежных масс по высоте, вследствие сокращения снежной поверхности продолжительность таяния переотложенного лавинами снега резко увеличивается нередко на 2–3 мес после схода снежного покрова. Все это дает основание полагать, что лавины, перераспределяя снеготопливные запасы в бассейне, способны существенно повлиять на режим и внутригодовое распределение речного стока. Исследования [157, 173] показали, что в условиях Заилийского Алатау лавины выполняют роль регулятора речного стока, несколько снижая максимальные расходы и повышая расходы на спаде половодья. В среднем за 3 года специальных наблюдений доля летнего (июнь–август) стока опытных ручьев увеличивается за счет лавин на 5–7 %, а в исключительно лавинном 1965/66 г. это увеличение составило в разных бассейнах от 22 до 30 %. Вместе с тем вследствие лавин-

ного перераспределения снежных ресурсов несколько снижается весенний и меженный сток. В среднем по двум контрольным бассейнам в результате схода лавин максимальное увеличение доли стока за июнь–август составило около 27 %, а доля весеннего (март–май) и меженного (октябрь–февраль) стока снизилась соответственно на 17 и 9 % [157, 173]. Снижение меженного стока с увеличением лавинной активности свидетельствует о том, что почвенно-грунтовое и подземное регулирование талого стока более глубокое по сравнению с лавинным, т.е. переотложение снега лавинами отрицательно сказывается на общей зарегулированности стока.

Сходные результаты получены китайскими учеными в ходе многолетних наблюдений в условиях среднегорного пояса бассейна р. Кюнес (Восточный Тянь-Шань): количество переотложенного лавинами снега в среднем с 1966 по 1994 г. составляет около 30% и изменялось по годам от 5 до 50% [262].

С переходом к высокогорному поясу соотношение грунтового и лавинного регулирования талого стока, по-видимому, существенно изменяется: вследствие различий в режиме промерзания – протаивания грунтов роль грунтового регулирования талого стока в высокогорье существенно снижается, соответственно возрастает водорегулирующая роль лавин.

Роль лавин в перераспределении снега в высокогорном, особенно гляциально-нивальном поясе, весьма велика. Так, по определениям китайских ученых, в Центральном Тянь-Шане, в районе пика Победы (Томур) концентрация снега на ледниках за счет лавинного сноса составляет в разные годы от 25 до 63% [257]. В районе пика Богдо (Восточный Тянь-Шань) масса снега (водный эквивалент), сносимого ежегодно лавинами на ледники, равна в среднем 2,5 млн м³, что эквивалентно 35% приходной части ледового баланса. [267]. Отдельные ледники существуют преимущественно за счет лавинного питания.

Глава 4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ КАК ФАКТОР ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ

Основные вопросы оценки снежного покрова как фактора лавинообразования хорошо изучены и в той или иной мере освещены в большинстве работ, связанных с исследованием условий лавинообразования и оценкой лавинной опасности [5, 117, 118, 123, 193, 194, 196 и др.]. Применительно к горам Юго-Восточного Казахстана они подробно рассмотрены в монографии [157]. Поэтому в дополнение к рассмотренным закономерностям распределения максимальных снеготопливных запасов отметим кратко особенности распределения снежного покрова в течение лавиноопасного периода и более подробно отметим закономерности территориально-временных изменений структурно-прочностных свойств снежного покрова на лавиноактивных склонах. Эти вопросы освещаются применительно к конкретной территории – горам Юго-Восточного Казахстана и сопредельной территории Восточного Тянь-Шаня, где в течение многих лет проводились специальные натурные исследования.

4.1. ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ В ЛАВИНООПАСНЫЙ ПЕРИОД

В условиях Юго-Восточного Казахстана режим снегонакопления в зоне активного лавинообразования наиболее полно изучен в Заилийском Алатау и охарактеризован во многих публикациях [154, 157, 159, 172, 173]. Поэтому кратко изложим основные результаты, учет которых необходим для более полного понимания задач оценки лавинной опасности.

Как показали исследования [157, 162, 172, 173], в течение первой половины холодного сезона в горах Юго-Восточного Казахстана, как и Восточного Тянь-Шаня, осадки сравнительно невелики и высота снежного покрова на лавиноактивных склонах увеличивается постепенно вплоть до конца февраля. В марте вследствие резкой активизации циклонических процессов, сопровождающейся частыми и обильными снегопадами, снеготопливные запасы в лавиноактивной зоне резко увеличиваются и лишь в конце марта – начале апреля в связи с началом интенсивного таяния начинают убывать. Такой режим снегонакопления довольно устойчив во времени и, за редким исключением, повторяется наиболее часто, предопределяя типичные для гор Юго-Восточного Казахстана особенности лавинного режима: в течение холодного периода активность лавинообразования постепенно нарастает вплоть до максимума, совпадающего по времени с весенней активизацией циклонов и началом интенсивного снеготаяния в марте – начале апреля. В связи с этим большой интерес представляет выявление особенностей распределения снежного покрова в период, когда на большей части горной территории наблюдается максимум лавинной активности.

Результаты многолетних исследований свидетельствуют о том, что как в отдельные годы, так и в среднем за многолетний период наибольшей высотой снежного покрова в период максимального снегонакопления h_m отличаются северные склоны. Несколько меньше (на 10–15 см) высота снежного покрова на северо-восточных и северо-западных и существенно (на 30–35 см) меньше на восточных и западных. Это соотношение

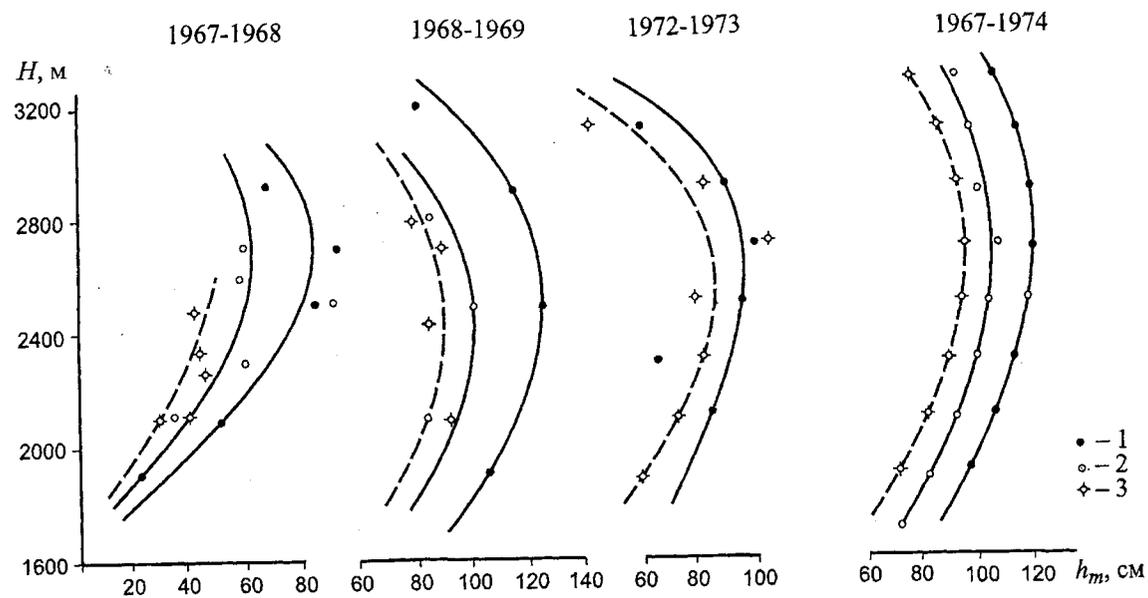


Рис. 4.1. Зависимость максимальной (с ноября по апрель) высоты снежного покрова от абсолютной высоты и ориентации склонов в бассейне р. М. Алматинка за характерные годы. Ориентация склонов: 1 – северная; 2 – северо-восточная и северо-западная; 3 – восточная и западная

устойчиво во всем диапазоне высот и проявляется ежегодно, хотя абсолютные величины разностей значений h_m , обусловленных ориентацией, в зависимости от синоптических условий каждого года могут отличаться от средних (рис. 4.1).

Характер распределения снежного покрова в период максимума лавинной активности (март – начало апреля) существенно отличается от рассмотренного распределения снега на дату максимума снегозапасов. В бассейне р. М. Алматинка максимальная высота снежного покрова по мере увеличения абсолютной высоты на всех склонах возрастает лишь в нижнем ярусе гор и, достигнув максимума в среднегорном поясе (2500–2800 м), вновь убывает выше отметок 2800–3000 м. Аналогичная картина выявляется по данным наблюдений в бассейнах рек Б. Алматинка и Тургенъ [156, 157] и в бассейне р. Кюнес в Восточном Тянь-Шане [249, 264, 274]. Характерно, что средние абсолютные значения экспозиционных различий высоты снежного покрова во всех этих бассейнах очень близки. Все это дает основание полагать, что полученные результаты

отражают общие закономерности распределения снежного покрова в лавиноактивной зоне. С учетом значительной общности синоптических условий, а также территориального распределения времени максимума атмосферных осадков [156, 159] можно полагать, что особенности режима снегонакопления и пространственного распределения снегозапасов в период максимума лавинной активности типичны для большинства горных районов Тянь-Шаня.

Такой характер распределения снегозапасов неизбежно проявляется в присущей Тянь-Шаню и сопредельным горным районам территориальной дифференциации лавинообразования. В период весенней активизации лавинной активности наиболее мощные лавины сходят в среднегорье, где снегозапасы к этому времени максимальны. С переходом к гляциально-нивальному поясу активность лавинообразования в связи с уменьшением снегозапасов существенно снижается, а максимум лавинной активности смещается на более поздние сроки, вплоть до конца мая – начала июня в гляциальном поясе.

4.2. РАЗВИТИЕ СТРУКТУРНО-ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ И ИХ РОЛЬ В ЛАВИНООБРАЗОВАНИИ

Особенности климата и метеорологического режима определяют не только закономерности снегонакопления, но и режим трансформации снежного покрова, выражающийся в непрерывном изменении структуры, плотности и прочностных свойств снега, в значительной мере определяющих возможность формирования лавин.

Процессы перекристаллизации снега издавна являлись предметом специального изучения. История этих исследований обстоятельно изложена Г. М. Куваевой [115], а полученные результаты наиболее полно и последовательно рассмотрены в работах Э. Г. Коломыца [90, 91].

Согласно современным представлениям [90, 91], развитие сезонного снега складывается из трех последовательных периодов метаморфизма: деструктивного, конструктивного и регрессивного. Периоды метаморфизма состоят из ряда стадий, каждой из которых соответствует свой класс форм кристаллов. Основными стадиями являются полиэдрическая (зернистая), две гранных (плоских и столбчатых призм), скелетная, пластинчатая и, наконец, стадия сублимационной фирнизации.

В период деструктивного метаморфизма свежеснеживший снег преобразуется в осевший, ведущим процессом при этом является оседание и уплотнение под действием собственного веса. Конечным продуктом процесса, независимо от первоначальной формы отложенного снега, оказывается так называемый зернистый снег, представляющий, по сути, однообразные формы кристаллов – полиэдры. Деструктивный метаморфизм и интенсивное оседание снега наиболее типичны для районов с мягкой зимой, где снежный покров характеризуется слабоградиентным температурным полем. По мере увеличения континентальности климата деструкция первич-

ных кристаллов снега быстро сокращается во времени и сменяется конструктивным метаморфизмом. Структурные преобразования снега в этот период сводятся к формированию гранных и скелетных форм кристаллов глубинной изморози, образующих наименее прочные горизонты снежной толщи. Но и скелетные формы кристаллов не являются конечным результатом метаморфизма. При определенных условиях возможен регрессивный метаморфизм: скелетные формы кристаллов распадаются на отдельные части, преобразуясь в оледенелые зерна уплощенной формы и тонкие пластики. В оптимальных условиях процесс структурных преобразований снега завершается стадией сублимационной фирнизации – формированием мельчайших зернистых частиц. В зависимости от состояния подстилающей поверхности и особенностей метеорологического режима отдельные стадии и даже периоды метаморфизма снега могут «выпадать». Если деструктивный метаморфизм – региональная особенность районов с мягкой зимой, то районам резко континентальных зим наиболее типичен конструктивный метаморфизм. Процессы же регрессивного метаморфизма, даже в резко континентальных климатических условиях, могут завершаться лишь первой стадией – формированием секторальных форм кристаллов, либо не проявляться вовсе.

4.2.1. Деструктивный метаморфизм и оседание снега

В горах Казахстана и Средней Азии преобладают лавины свежеснежившего снега [126, 157, 159, 204, 222], причем большое количество лавин сходит в первые 2–3 сут после прекращения осадков. Очевидно, причиной их формирования являются структурные преобразования, происходящие в процессе деструкции первичных кристаллов снега и на первых стадиях конструктивного метаморфизма. Наиболее ярким внешним выражением преобразований в слое свежеснежившего снега является его оседание, сопровож-

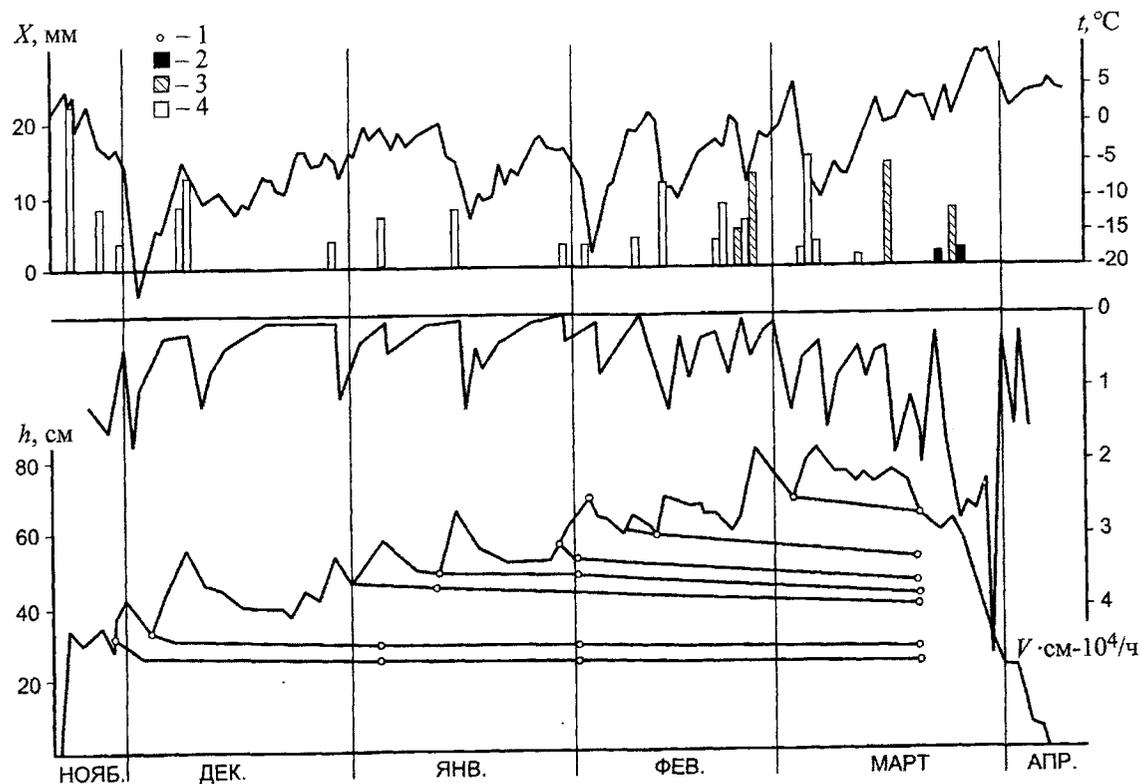


Рис. 4.2. Хронологический ход интенсивности оседания снежного покрова на горизонтальной площадке в бассейне р. Тургень на высоте 1600 м в связи с режимом осадков, средней суточной температуры воздуха и изменением высоты снежного покрова в 1974–1975 гг. 1 – положение маркирующих нитей в снежной толще; 2 – дождь; 3 – смешанные осадки; 4 – снег

дающееся увеличением плотности и прочностных свойств снега.

Являясь прямой функцией величины нагрузки, оседание снега наиболее активно в первые несколько суток после снегопадов, причем до 70–80% общей усадки снежного покрова приходится на слой свежес выпавшего снега (рис. 4.2). Показателен ход кривой интенсивности оседания: вплоть до весеннего снеготаяния максимумы скорости оседания наблюдаются непосредственно после снегопадов и достигают 1,5–1,8 мм/ч (см. рис. 4.2). Ход линий оседания типичен для районов с умеренно и резко континентальной зимой. В частности, кривые оседания снега в Заилийском Алатау близки к таковым в условиях Сибири. Абсолютные максимумы присущи слою свежес выпавшего снега и наблюдаются в первые 3–4 дня после

снегопадов. В последующие дни интенсивность оседания снега быстро снижается и по истечении 10–15 сут после снегопада наступает относительная стабилизация процесса.

В условиях эксперимента (см. рис. 4.2) существенной разницы в интенсивности оседания снега в зависимости от температуры не выявляется. При более низких температурах (ниже минус 20–30°C) сопротивление сжатию резко возрастает и препятствует оседанию. Показательны в этом отношении результаты экспериментальных исследований, проведенных Се Зичу [244] в бассейне р. Кюнес, согласно которым при теплом режиме метаморфизма интенсивность оседания снега в соответствующих горизонтах снежной толщи в десятки раз выше, чем при холодном.

Как видно из рис. 4.2, наибольшее компрессионное уплотнение наблюдается в

период, когда слой снега расположен у поверхности снежного покрова. По мере удаления от дневной поверхности уплотнение его становится все менее значительным. Так, с января до середины марта 1975 г., несмотря на существенное увеличение поверхностной нагрузки в результате снегопадов, усадка в горизонтах 0–25, 25–30 и 30–45 см над почвой составила 1; 2 и 5 см соответственно. Следовательно, режим начальных структурных преобразований снега в значительной мере зависит от метеорологических условий. В теплые многоснежные зимы, когда промежутки времени между снегопадами непродолжительны, в погребенных слоях снега длительное время продолжаются процессы деструктивного метаморфизма. В суровые и малоснежные зимы с малым количеством атмосферных осадков деструкция и уплотнение снега быстро сменяются конструктивным метаморфизмом. Эти различия в характере структурных преобразований снега неизбежно отражаются на динамике прочностных свойств снежного покрова и в значительной мере определяют тип и режим лавинообразования.

4.2.2. Температурный режим структурных преобразований снега

Результаты наблюдений убеждают в том, что в зоне наиболее активного лавинообразования в Заилийском Алатау, как, по-видимому, и в других горных районах Юго-Восточного Казахстана и аналогичных по снежности районах Центральной Азии, в обычных снежно-метеорологических условиях в развитии снежного покрова резко преобладает конструктивный метаморфизм, сопровождающийся формированием мощных горизонтов крупнокристаллической глубинной изморози. Энергетической базой метаморфизма снега в этот период является разница в теплосодержании между нижними и верхними слоями снежной толщи, выражаемая температурным градиентом. В связи с этим

активность метаморфизма и степень структурных преобразований снега в большой мере зависят от температурного режима снежной толщи. Для его изучения в 1971–1990 гг. на двух опытных площадках (горизонтальной и северной) в бассейне р. Тургень проводились учащенные (от 4 до 8 раз в сутки) измерения температуры снега и метрового слоя почвы с помощью высокочувствительных терморезисторов, установленных с интервалом 10 см в снегу и 20 см в почве в плоскости, перпендикулярной поверхности склона. Аналогичные наблюдения проводились в указанный период на горизонтальной и южной площадках в бассейне р. Кюнес на высоте 1770 м [258]. Они показали, что температурный режим снежного покрова и подстилающего метрового слоя почвы, несмотря на различия в метеорологическом и погодном режиме зимних сезонов 1970–1990 гг., однообразен. В целом температурное поле снежной толщи характеризуется снижением температуры, увеличением ее градиентов и амплитуды колебаний в направлении от почвы к поверхности снега.

Вплоть до начала интенсивного весеннего снеготаяния колебания температуры в снежном покрове почти синхронны колебаниям температуры воздуха. Вследствие сильного излучения и высокого альбедо снежного покрова температура на поверхности снега в течение большей части суток существенно ниже температуры воздуха. Разница составляет обычно 3–6°C и может достигать 12–15°C. При оттепелях эта разница наименьшая и приближается иногда к 0°C. Для сравнения отметим, что такого же порядка величины характерны для резко континентальных таежных районов Западной Сибири [90] и Восточного Тянь-Шаня [248, 249].

Особенностью температурного режима снежной толщи в зоне наиболее активного лавинообразования в Заилийском и Джунгарском Алатау является напряженный теплообмен между снежным покровом и почвой. Приток тепла из почвы особенно эффективен в условиях среднегорного пояса, где

почвогрунты к моменту образования снежного покрова остаются в талом состоянии, отличаются сравнительно высокой влажностью и обладают значительным запасом тепла. В результате резких и продолжительных похолоданий, особенно в первой половине зимы, когда высота снежного покрова менее 40 см, волны холода достигают поверхности почвы и температура ее понижается [15, 159, 160]. Однако с ослаблением морозов почва вновь прогревается, а направление изотерм в снежной толще приближается к вертикальному, что свидетельствует о значительном влиянии теплопотока из почвы на температурный режим снежной толщи. Активному выносу тепла и влаги из почвы в снежный покров способствует то, что почвы среднегорья к моменту установления снежного покрова характеризуются относительно высокой влажностью и в течение большей части холодного периода остаются в талом либо слабозмерзлом состоянии [175, 176].

Данные измерений свидетельствуют о высоких теплоизоляционных свойствах снежного покрова: уже при высоте снежного покрова более 40–50 см суточные колебания температуры не достигают поверхности почвы и в течение большей части зимнего сезона здесь удерживается сравнительно высокая, зачастую близкая к нулю температура. В результате в снежном покрове устанавливаются высокие температурные градиенты – необходимое условие возникновения и роста скелетных форм кристаллов глубинной изморози. С началом интенсивного снеготаяния по всему профилю снежной толщи быстро устанавливаются температуры, близкие к нулю, кристаллы снега оплавляются и снежная толща приобретает все более однородное строение [157, 159].

Суточные колебания температуры в снежном покрове приурочены главным образом к верхнему 20–30-сантиметровому слою снега, где наряду с молекулярным теплообменом сказывается влияние проникающей в снег солнечной радиации днем и эффективного излучения ночью. Следует

подчеркнуть, что четко выраженные ритмичные внутрисуточные колебания температуры воздуха и поверхности снега наиболее существенно отражаются на температурном режиме лишь самого верхнего (10–15 см) слоя снежного покрова. Глубокие межсуточные колебания температуры с некоторой сдвижкой во времени проникают значительно глубже и нередко охватывают всю снежную толщу. Полный период этих колебаний составляет от 1,0–1,5 до 6–7 сут в зависимости от конкретных синоптико-метеорологических условий.

В течение продолжительного периода (ноябрь–февраль) при сравнительно небольшой (до 40–45 см) мощности снежного покрова температурные градиенты резко выражены по всей толще снега, и в горизонте 0–10 см (над почвой) составляют 0,20–0,35 °C/см при средних значениях 0,10–0,15 °C/см. Вся снежная толща характеризуется в этот период нормальным распределением градиентов упругости водяного пара: поток паров направлен вверх, градиенты в нижних горизонтах снежной толщи достигают 0,08–0,11 мб/см [157].

Из анализа графиков термоизоэплет в снежном покрове за 1971–1990 гг. следует, что температурному режиму снежной толщи свойственны затухание амплитуды температуры снега и некоторый сдвиг периода этих колебаний по глубине.

Таким образом, при характерной для среднегорного пояса мощности снежного покрова (80–100 см) уже глубже 25–30 см от поверхности режим температуры снега определяется преимущественно длиннопериодными температурными колебаниями, а у поверхности почвы амплитуда этих колебаний в 5–10 раз меньше, чем в верхнем (10–20 см) слое снежного покрова. Все это оказывает значительное влияние на характер и интенсивность процессов перекристаллизации в различных горизонтах снежной толщи.

Практически не отличаются результаты соответствующих исследований по материалам многолетних наблюдений в бассейне

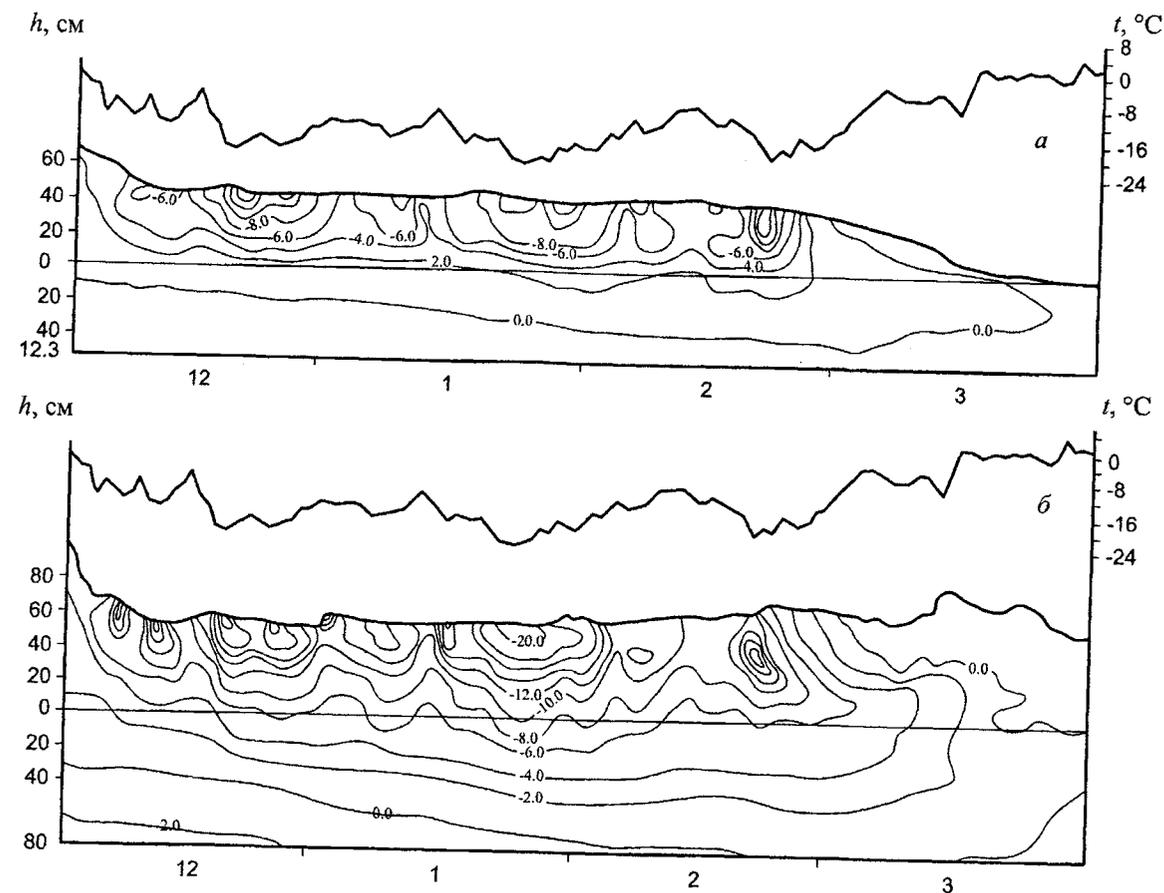


Рис. 4.3. Изменение температуры снежной толщи и почвы на южном склоне (а) и горизонтальном участке дна долины (б) в бассейне р. Кюнес в связи с режимом температуры воздуха и высоты снежного покрова

р. Кюнес [272]. Район регулярных снеголавинных наблюдений характеризуется здесь, как и западный район Джунгарского Алатау, относительно более высокой снежностью. В годы, когда и южные склоны в течение большей части холодного периода покрыты снегом, обнаруживаются определенные экспозиционные различия температурного режима снежной толщи: при сохранении общей направленности процессов теплообмена в системе атмосфера – снежный покров – подстилающие грунты абсолютные значения температуры снега на сопоставимых глубинах на горизонтальной площадке и северных склонах значительно (в 1,5–2 раза) ниже, чем на южном склоне. Типичный пример пред-

ставлен на рис. 4.3. Главная причина выявляемых различий – в резких экспозиционных контрастах радиационного баланса.

4.3. РАЗВИТИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Под действием перекристаллизации и оседания снежный покров в течение зимы претерпевает существенные изменения. С 1960/61 г. в бассейне р. М. Алматинка, а с 1963/64 г. и в бассейне р. Б. Алматинка проводились регулярные наблюдения за стратиграфией снежной толщи на характерных участках с учетом различий по абсолютной высоте и ориентации склонов.

Результаты этих исследований частично опубликованы [157, 165, 166]. С 1965/66 г. описание стратиграфии снежной толщи сопровождалось послойным измерением сил сцепления и сопротивления снега разрыву по общепринятой методике [148]. В 1970–1987 гг. основные исследования были сосредоточены в бассейне р. Тургеня, где специальные наблюдения осуществлялись на типичных площадках, расположенных на высотах от 1600 до 2600 м на склонах разной ориентации с различным характером подстилающей поверхности. Дополнительные наблюдения с измерением прочностных свойств снега проводились непосредственно в зоне отрыва лавин на высотах от 1800 до 2800 м в бассейнах рек Тургеня и Талгара (Северный Тянь-Шань). Аналогичные наблюдения с 1970 по 1974 г. и с 1979–1990 гг. проводились в районе снеговой станции Кюнес в Восточном Тянь-Шане.

С 1974/75 г. визуальная характеристика структуры и текстуры снежной толщи была дополнена фотографированием кристаллов снега с последующим определением по методике Б. А. Савельева и М. Н. Лаптева [151] диаметра усредненного кристалла $d_{кр}$, коэффициента связности кристаллов $K_{св}$ и площади сцепления между снежными кристаллами $S_{сц}$. Съемка кристаллов снега проводилась непосредственно на опытной площадке с помощью зеркальной фотокамеры «Зенит-Е», дополненной макрофотонасадкой МФН-2. Фотографирование проводилось на техническую негативную пленку типа «Микрат-300». Объект съемки помещался на специально изготовленном подвижном столике, что позволило получить стереоснимки, необходимые для выявления объемной формы кристаллов. Все измерения выполнялись на проекции с негативов с помощью видеоскопа 5ПО-II при 30-кратном увеличении. С 1974/75 г. аналогичные наблюдения проводились и в Джунгарском Алатау – в бассейнах рек Коксу, Кара и Лепсы и эпизодически – в бассейнах рек Каркара, Тургеня-Аксу, Чон-Кызылсу и Барскаун в Терской-

Алатау (Северный Тянь-Шань). Таким образом, наблюдениями охвачено большое разнообразие условий, что в сочетании с материалами по стратиграфии снежного покрова в гляциальном поясе [30, 95, 97, 181] и данными режимных наблюдений снеговалинных станций в бассейнах рек Б. и М. Алматинки в Заилийском Алатау, в бассейне р. Коксу в Джунгарском Алатау и в бассейне р. Кюнес в Восточном Тянь-Шане позволяет выявить основные черты трансформации сезонного снежного покрова в зоне активного лавинообразования.

4.3.1. Развитие снежного покрова в условиях среднегорного пояса

Анализ полученных результатов не оставляет сомнений в том, что на территории среднегорного пояса в условиях Северного и Восточного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, где лавинообразование особенно активно, в развитии снежной толщи наиболее эффективны процессы конструктивного метаморфизма [157, 159, 161, 165]. Период деструкции первичных кристаллов снега непродолжителен, а регрессивный метаморфизм ограничен обычно первой – секторальной стадией. Образовавшийся на почве снежный покров высотой 10–15 см в начале зимы обычно подтаивает и при последующем похолодании смерзается в прочный горизонт среднекристаллического снега. К середине февраля в процессе перекристаллизации нижняя часть снежной толщи преобразуется в слой рыхлой крупнокристаллической глубинной изморози и к началу снеготаяния в строении снежной толщи отчетливо выделяется три горизонта: на почве – горизонт рыхлой глубинной изморози (скелетная и секторальная стадии), над ним слой крупнокристаллического рыхлого снега с большим содержанием полускелетных и скелетных форм кристаллов глубинной изморози и слой свежего осевшего снега, образовавшегося в результате весенних снегопадов. Такое трехслойное строение

снежной толщи перед снеготаянием весьма характерно для Заилийского и Терской-Алатау; исключения представляют склоны южной четверти горизонта, где вследствие отмеченных особенностей теплового режима постоянный снежный покров в течение зимы либо отсутствует, либо представлен чередованием горизонтов вторично смерзшегося снега и прочных снежно-ледяных корок и настов преимущественно радиационного происхождения.

В обычные годы смерзшийся на почве слой снега к началу весеннего снеготаяния не успевает трансформироваться в слой рыхлой глубинной изморози и наименее прочный слой снега располагается на некоторой высоте над почвой. С началом интенсивного снеготаяния весь снег становится мокрым и однородно-зернистым. Кристаллы глубинной изморози оплавляются и трансформируются в ледяные зерна неправильной формы [157, 159].

В экстремальные по снежности зимы общее направление процессов трансформации снежной толщи остается неизменным, но существенно меняется их интенсивность, что в значительной мере предопределяет условия и характер лавинообразования. В многоснежные годы при частых и обильных снегопадах и быстром нарастании мощности снежного покрова (свыше 40–45 см), даже при условии сохранения низких температур на его поверхности, интенсивность сублимационной перекристаллизации сравнительно невелика, и снежная толща характеризуется высокой плотностью и слабым развитием лавиноопасного горизонта глубинной изморози. Ярким примером является зима 1965/66 г. Из-за частых и обильных снегопадов и относительно высокой температуры воздуха процессы сублимационной перекристаллизации снега в эту зиму были заторможены. В результате мощность лавиноопасного горизонта глубинной изморози к началу марта 1966 г. достигала на разных склонах 10–20 см против 30–40 см в обыч-

ных условиях, а сопротивление сдвигу в этом горизонте (по измерениям 18 марта) было в 2–3 раза выше обычного. Кроме того, сформировавшийся осенью на почве прочный горизонт смерзшегося снега сохранился в 1966 г. вплоть до конца марта, тогда как обычно он разрушается к концу февраля.

В малоснежные холодные зимы интенсивность перекристаллизации особенно велика и к концу февраля до 70 % снежной толщи преобразуется в сравнительно однородный слой средне- и крупнокристаллического снега, насыщенного скелетными формами кристаллов глубинной изморози.

Существенных различий в строении снежной толщи на склонах разной высоты и ориентации в пределах среднегорного пояса (вплоть до верхней границы леса) не обнаруживается. Так, в конце февраля 1966 г. в ур. Верхний Горельник (2270 м), на склонах С, СВ, В и З ориентации, строение снежной толщи практически одинаково (рис. 4.4). Существенно выделяется строением снежной толщи юго-западный склон, где в течение зимы снежный покров неоднократно подвергался поверхностному таянию с последующим замерзанием; в результате в отличие от других склонов в снежной толще сформировались два прочных горизонта смерзшегося снега мощностью до 12–15 см каждый. На южном склоне снежный покров был представлен несколькими смерзшимися горизонтами зернистого снега.

По наблюдениям 10 марта 1966 г. (см. рис. 4.4) основные горизонты, слагающие снежную толщу на высоте 2270 м, прослеживались в той же последовательности на всех склонах на высотах 2000–2800 м. Аналогичная картина наблюдалась в 1975/76 г. (см. рис. 4.4) и, судя по данным наблюдений за 1960–1990 гг., повторяется ежегодно. Основные горизонты снежной толщи перед началом весеннего снеготаяния в одинаковой последовательности были представлены на всех обследованных площадках во всем диапазоне высот вплоть до нижней границы

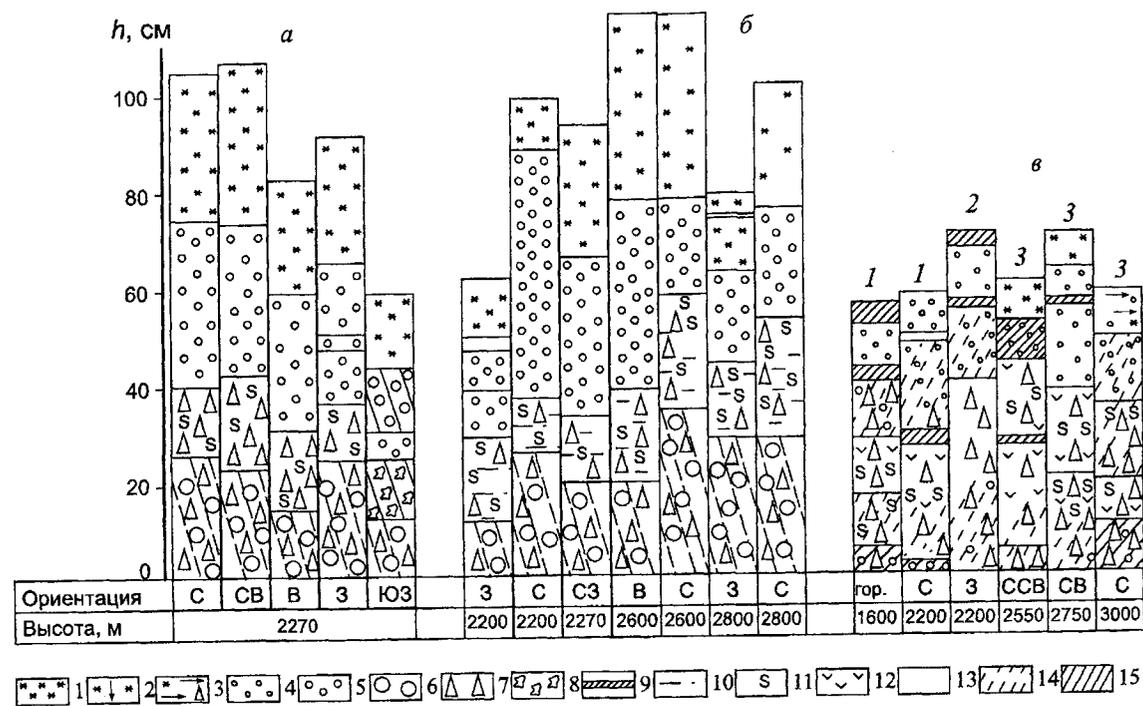


Рис. 4.4. Стратиграфия снежной толщи на склонах различной высоты и ориентации в Заилийском Алатау: а – урочище В. Горельник, 10 марта 1966 г.; б – бассейны рек Б. и М. Алматинки, 10 марта 1966 г.; в – бассейны рек Тургенъ (1), М. Алматинка (2) и Б. Алматинка (3) перед началом весеннего снеготаяния (10–12 марта) 1976 г. 1–11 – элементы стратиграфии снега: 1 – свежеснеговывалившийся; 2 – свежеснеговывалившийся осевший, 3 – метелевый, 4 – мелкозернистый, 5 – среднезернистый, 6 – крупнозернистый, 7 – глубинная изморозь, 8 – оплавленные кристаллы снега, 9 – снежная корка-наст, 10 – прослойки и линзы льда, ледяные корки, 11 – волокнистая текстура; 12–15 – прочность снежного горизонта: 12 – сыпучий снег, 13 – рыхлый снег, 14 – слабо прочный снег, 15 – повторно смерзшийся прочный снег

высокогорного пояса. Разница обнаруживается в основном в мощности отдельных горизонтов снежной толщи и обусловлена главным образом различиями в величинах осадков за каждый снегопад, а также характером и состоянием подстилающей поверхности. Лавиноопасные горизонты слабо связанных кристаллов глубинной изморози наиболее развиты в среднегорном поясе на хорошо задернованных луговых склонах, где сравнительно мощные почвы большей частью остаются под снегом в талом либо слабомерзлом состоянии. Это способствует активному тепло- и массообмену между снежным покровом и почвой и активизирует процессы перекристаллизации снега. Аналогичное развитие и строение

снежной толщи отмечается на территории среднегорного пояса Джунгарского Алатау (рис. 4.5).

Таким образом, в условиях среднегорного пояса северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау, как, очевидно, и в других горных районах рассматриваемого региона, снежная толща развивается обычно по типу разрыхления, с формированием мощного лавиноопасного горизонта крупнокристаллической глубинной изморози. Доминирующим процессом в трансформации снега является диффузионный массо- и теплообмен, обусловленный большими градиентами тепла и влаги в снежном покрове при ограниченной роли оседания и ветрового уплотнения снега.

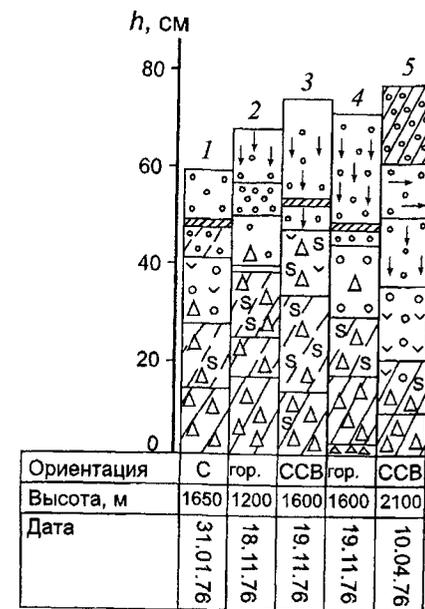


Рис. 4.5. Стратиграфия снежной толщи на лавиноактивных склонах в среднегорном поясе Заилийского и Джунгарского Алатау перед началом снеготаяния в 1976 г. Бассейны рек: 1 – Тургенъ (Заилийский Алатау); 2 – Лепсы; 3 – Кара; 4 – Коксу (Джунгарский Алатау). Условные обозначения см. на рис. 4.4

4.3.2. Особенности развития снежного покрова в высокогорном поясе

С переходом от среднегорного пояса к высокогорному условия перекристаллизации снега существенно изменяются и активность этих процессов снижается. Немалую роль в этом играет рассмотренное в первой главе закономерное изменение с высотой характера и состояния подстилающей поверхности. По мере увеличения абсолютной высоты возрастает щебнистость грунтов, быстро уменьшается мощность почвенного горизонта. Одновременно значительно увеличиваются глубина промерзания и льдистость грунта, что препятствует активному влаго- и теплообмену на границе почва – снег либо вообще его исключает [159, 161]. Уже выше 2700–2800 м почвогрунты еще до установления снежного покрова успевают промерзнуть

на значительную глубину, а выше 3100–3200 м сезонно-мерзлый и многолетнемерзлый слой грунта смыкаются. Благодаря сильному осенне-зимнему выхолаживанию подстилающей поверхности в нижних слоях снежного покрова высокогорного пояса удерживаются низкие температуры, особенно на ледниковых, щебнистых и скальных поверхностях. Так, среднемесячная температура на поверхности ледника при высоте снежного покрова 50–80 см в декабре–феврале достигает минус 17–18°C [30], что в несколько раз ниже, чем на поверхности почвы в среднегорном поясе. Перепад температуры между поверхностями снега и льда, по наблюдениям Е. Н. Вилесова [30] на леднике Туоксу в 1957–1960 гг., при толщине снежного покрова 50 см не превышал 5–10°C, что в 1,5–2 раза меньше, чем в среднегорном поясе. Возникающие в этих условиях температурные градиенты в снежной толще невелики и колеблются от 0,008–0,012 до 0,056–0,064 °C/см [30]; это в 5–6 раз меньше величин, наблюдаемых в соответствующих горизонтах снежной толщи на высотах 2200–2500 м.

Миграция водяных паров и развитие процессов сублимационного разрыхления в снежной толще высокогорного пояса существенно затруднены не только вследствие низких температурных градиентов, но и в результате увеличения с высотой роли ветрового уплотнения снега. Согласно данным многолетних наблюдений [157], плотность лежалого зернистого снега в процессе оседания и ветрового уплотнения на высотах свыше 3200–3300 м увеличивается к началу снеготаяния до 0,45–0,50 г/см³ и достигает в период снеготаяния 0,65 г/см³, что в 1,5–2 раза превышает максимальную плотность снежного покрова на лавиноактивных склонах в среднегорном поясе. Существенным фактором, препятствующим миграции водяных паров в снежной толще, является возрастание с высотой доли прямой солнечной радиации [173], что обуславливает образование многочисленных радиационных корок и

настов в снежном покрове. Кроме того, с увеличением абсолютной высоты возрастает и мощность снежного покрова, а следовательно, и нагрузка на его нижние горизонты, что также снижает активность процессов перекристаллизации снега. Развивающиеся в этих условиях процессы сублимационной перекристаллизации характеризуются небольшой интенсивностью, и к началу снеготаяния снежная толща в высокогорном поясе сложена преимущественно плотными горизонтами зернистого снега (от мелко- до крупнозернистого). Содержание скелетных и полускелетных форм кристаллов глубинной изморози в снеге незначительно, а самостоятельный слой рыхлой глубинной изморози обычно не развит или имеет сравнительно небольшую (до 5–10 см) мощность [95, 97].

Вследствие возрастающей при снегопадах поверхностной нагрузки и рассмотренных особенностей температурного и ветрового режима в условиях высокогорного пояса развитие процессов конструктивного метаморфизма ограничено и снежная толща развивается по типу уплотнения. Косвенным подтверждением этого являются высокая плотность всех горизонтов снежной толщи и отсутствие самостоятельного слоя рыхлой глубинной изморози. В течение всей зимы для снежной толщи характерны многочисленные радиационные и метелевые корки и прочные насты смерзшегося снега. Особенно интенсивно они формируются в предвесенний период, когда частые радиационные и адвентивные оттепели чередуются с похолоданиями. В период интенсивного снеготаяния (июнь–июль) происходит разрушение большинства корок и настов и снежная толща становится сравнительно однородной. Именно в этот период в гляциальном поясе наблюдается резкая активизация лавинообразования [157].

Таким образом, в отличие от среднегорного пояса снежная толща в высокогорье развивается по типу уплотнения: процессы сублимационного разрыхления в значительной мере подавлены ветровым уплотнением и

оседанием снега под действием собственного веса.

В условиях Восточного Тянь-Шаня вследствие закономерного уменьшения доли зимних осадков в направлении с запада на восток высота снежного покрова в горах, в том числе на ледниках, существенно меньше, чем на сопоставимых высотах в бассейнах Северного Тянь-Шаня.

Как показали многолетние наблюдения в районе ледника №1 (бассейн р. Урумчи), вплоть до конца марта – начала апреля высота снежного покрова даже на склонах северной ориентации невелика (обычно не более 20–25 см), лишь к началу мая она увеличивается до 40–60 см. В результате в снежной толще даже на поверхности ледников выявляются определенные особенности: при небольшой высоте снежного покрова даже межсуточные колебания температуры на его поверхности проникают до подстилающей поверхности и уже к концу января в снежной толще формируются самостоятельные прослойки разрыхления. В итоге в строении снежной толщи наряду с типичными для гляциального пояса радиационно-ледяными корками, прослойками вторично смерзшегося снега и ветрового наста отчетливо выявляются самостоятельные горизонты сублимационного разрыхления.

Даже в апреле – начале мая около половины профиля снежной толщи представлено слоем глубинной изморози плотностью 0,25–0,35 г/см². Результат – активное лавинообразование вследствие увеличения снеговой нагрузки при интенсивных снегопадах в мае–июне и в начале абляционного периода [260, 273, 275].

4.4. ДИНАМИКА ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕГА

Рассмотренные структурные преобразования снега сопровождаются значительными изменениями размеров снежных кристаллов и площади контакта между ними, что в конечном итоге приводит к существенному

изменению прочностных свойств снежной толщи и неизбежно проявляется в режиме лавинообразования.

Исследования динамики твердости снежного покрова (сопротивление пенетрации), выполненные китайскими учеными [249, 272], показали, что твердость снега функционально зависит от размера снежных кристаллов. Она минимальна в слое свежееотложенного снега при среднем диаметре кристаллов менее 1 мм и максимальна в слое смерзшейся глубинной изморози (табл. 4.1). Кратность увеличения твердости снега в зависимости от диаметра кристаллов может превысить 14–15.

Таблица 4.1. Твердость различных типов снега в бассейне р. Кюнес

Тип снега	Твердость, г/см ²		
	средняя	минимальная	максимальная
Свежевыпавший	13,5	6,5	16,6
Мелкозернистый	26,5	11,8	41,0
Среднезернистый	42,0	30,8	75,8
Крупнозернистый	46,2	26,2	62,8
Вторично смерзшийся	108,0	20,9	289,1
Глубинная изморозь	162,3	51,4	140,7

Независимо от размера снежных кристаллов твердость отложенного снега возрастает по мере увеличения его плотности. Поскольку плотность снежного покрова со временем растет, соответственно повышается и его твердость. На фоне этой общей тенденции отчетливо выявляется четкая зависимость твердости снега от температуры: с понижением температуры твердость снега увеличивается, а с ее повышением уменьшается. В этом одна из основных причин схода лавин при оттепелях, в том числе с затененных склонов, и главная причина формирования инсоляционных лавин: под действием солнечной радиации твердость подтаявшего снега на солнце слоя снега значительно

сокращается. Это приводит нередко к массовому сходу лавин в послеполуденные часы, особенно характерному для начала весеннего снеготаяния.

Результаты лабораторных экспериментов и полевых измерений показали, что прочность снега на разрыв возрастает вслед за увеличением его плотности (рис. 4.6). При этом минимальные значения прочности на разрыв характерны для крупнокристаллической глубинной изморози. Твердость снега на сдвиг линейно зависит от поверхностной нагрузки и является функцией силы сцепления C_0 и силы трения [249, 272, 275]. В этом нетрудно убедиться из данных табл. 4.2.

Согласно результатам фотограмметрических исследований процесс конструктивного метаморфизма в условиях среднегорья продолжается до конца февраля – начала марта. Средние размеры снежных кристаллов к этому времени достигает максимума (табл. 4.3). Вследствие этого быстро уменьшается коэффициент связности $K_{св}$. В нижних горизонтах снежной толщи в течение двух первых зимних месяцев значение $K_{св}$ сокращается более чем в 10 раз и в последующем

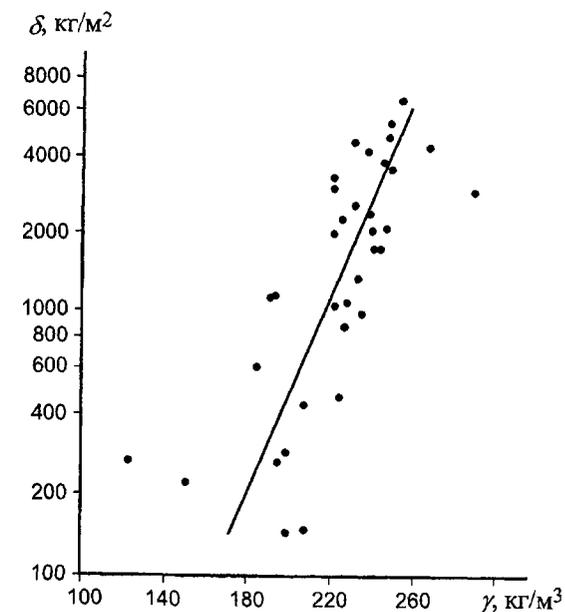


Рис. 4.6. Связь между прочностью снега на разрыв и его плотностью [272]

Таблица 4.2. Характеристика прочности снега на сдвиг

Тип снега	Плотность, г/см ³	Сила сцепления C_0 , кг/м ²	Коэффициент трения	Прочность на сдвиг τ_c при стандартной нагрузке, кг/м ²	Температура, °С	Глубина взятия пробы, см
Свежевыпавший	0,060	0,20	0,18	0,38	-2,0	45-50
Свежевыпавший	0,123	0,70	0,27	0,97	-13,0	40-46
Мелкозернистый	0,160	2,70	0,49	4,49	-7,0	40-45
Мелкозернистый	0,230	4,00	0,53	3,23	-15,0	21-27
Среднезернистый	0,220	5,00	0,40	5,40	-2,0	
Крупнозернистый	0,230	4,30	0,38	4,64	-8,0	23-44
Глубинная изморозь	0,210	3,80	0,36	4,16	-6,0	15-20
Глубинная изморозь	0,230	6,50	0,40	6,96	-20,0	12-13
Крупнозернистый по поверхности почвы		5,0-15,0	0,50-0,65	5,50-15,65	-3,0	
Крупнозернистый по каменистой поверхности		14,0-20,0	0,6-0,7	14,60-20,70	-3,0	

Таблица 4.3. Средний диаметр кристаллов снега (мм) в горизонте разрыхления (10–35 см) по наблюдениям на горизонтальной площадке в бассейне р. Тургеня ($H = 1550$ м) в последнюю декаду месяца (по определениям Н. Н. Гировки)

Годы	Месяцы				
	XI	XII	I	II	III
1974/75	0,8	1,5	2,2	3,3	3,2
1975/76	1,2	2,7	3,6	3,8	3,3
1976/77	0,7	1,7	2,6	3,1	3,3
1977/78	0,4	1,7	2,7	3,2	1,8
1978/79	0,5	1,9	2,8	2,9	2,6
1979/80	0,9	2,1	2,9	3,4	2,9
1980/81	0,4	1,2	2,3	3,0	2,7
1981/82	0,8	1,3	2,4	3,4	3,0
1982/83	0,6	1,8	2,6	3,2	2,9
1983/84	0,7	2,4	3,4	3,7	3,4
1984/85	1,0	1,6	2,9	2,7	2,6
1985/86	0,8	2,0	2,6	3,1	3,0
1986/87	1,1	2,6	2,8	3,1	2,7
1987/88	0,9	1,7	2,4	2,9	3,1
Средний	0,8	1,9	2,7	3,2	2,9

изменяется мало, хотя величины $d_{кр}$ продолжают возрастать [50, 159].

Процесс разрыхления нижних горизонтов снежной толщи в основном завершается уже к концу января и в дальнейшем, хотя и продолжается, на степень устойчивости снежного покрова существенно не влияет: коэффициент устойчивости K_y снежного покрова, рассчитанный как отношение величин сцепления C_0 к снеговой нагрузке на данный снежный горизонт W , уже к концу января в горизонтах разрыхления приближается к критическим значениям (0,5), а с конца февраля редко превышает этот предел [50, 159].

Таким образом, основные структурные изменения, в результате которых существенно снижаются прочностные свойства снега, связаны с развитием процессов конструктивного метаморфизма и в нижних горизонтах снежной толщи к началу периода интенсивных весенних снегопадов в основном завершаются.

Как показали наблюдения, прочностные свойства снега подвержены значительным пространственно-временным изменениям [50, 157]. Большим разнообразием прочности

характеризуется свежевыпавший снег. В начале зимы при температуре от 0 до 5°С выпадает влажный и мокрый снег с плотностью 0,12–0,17 г/см³ и сцеплением до 30–40 кг/м². При устойчивой отрицательной температуре выпадает сухой пушистый снег, который отличается малой плотностью (0,04–0,10 г/см³) и минимальным сцеплением от 0 до 10–12 кг/м². Нередко такой снегопад продолжается в течение двух-трех суток подряд и может увеличивать высоту снежного покрова на 40–50 см, что приводит обычно к массовому лавинообразованию. Весной при температуре, близкой к нулю, и высокой влажности воздуха хлопьями выпадает мокрый снег, плотность его достигает 0,15–0,17 г/см³, сцепление – 40 кг/м². Он образует иногда значительный (до 50–60 см) слой и, как правило, вызывает сход мощных грунтовых лавин [157 и др.].

Все остальные типы снега характеризуются значительно большей изменчивостью прочностных характеристик по сравнению со свежевыпавшим. Высокая прочность характерна для мелко- и среднекристаллического снега: максимальные и средние величины сцепления составляют соответственно 610 и 640 и 170 и 230 кг/м². В малоснежные и холодные зимы, когда роль оседания мала и развитие снежной толщи определяется процессами разрыхления, сцепление в горизонтах мелко- и среднекристаллического снега снижается до минимальных значений (8–10 кг/м²), приближаясь к прочности свежевыпавшего пушистого снега.

В крупнокристаллическом снеге, долгие подверженном процессам сублимационного разрыхления (гранная и полускелетная стадии конструктивного метаморфизма), сцепление в 3–3,5 раза меньше, чем в средне- и мелкокристаллическом, и близко к сцеплению в слое крупных полых кристаллов глубинной изморози (скелетная стадия конструктивного и секторальная стадия регрессивного метаморфизма). Наибольшей прочностью характеризуется повторно смерзший снег (C_0 – до 1000 кг/м², δ – до 1500 кг/м²).

Характерно, что для всех типов снега (кроме редких в условиях среднегорного пояса прочных корок и настов различного происхождения, где сопротивление сдвигу τ_c не определялось) сопротивление разрыву меньше или равно сопротивлению сдвигу. Поскольку площадь поверхности по контуру отрыва снежного пласта в сотни раз меньше площади контакта его с поверхностью склона, очевидно, что решающая роль в удержании снежного покрова на склоне принадлежит сцеплению снега с подстилающей поверхностью.

Сопоставление прочности разных типов снега в Заилийском Алатау и в бассейне р. Кюнес в Восточном Тянь-Шане с соответствующими данными по другим горным территориям позволяет заключить, что здесь развивается более рыхлый снежный покров, способный участвовать в лавинообразовании при меньших нагрузках, чем на Кавказе, Алтае и в Хибиных [156, 157, 159].

Наибольшим разнообразием условий трансформации структурно-прочностных свойств отличается свежевыпавший снег, степень связности его кристаллов зависит от весьма изменчивых сочетаний многих факторов, среди которых главными являются первоначальная форма кристаллов, температура воздуха и скорость ветра при снегопаде [85, 124]. Характер и интенсивность изменения прочности снега в первые дни после снегопада не однозначны и зависят от свойств выпавшего снега и конкретных метеорологических условий. В большинстве случаев исследователи отмечают увеличение прочности свежееотложенного снега по времени [124, 198], что подтверждается результатами наших наблюдений. Вместе с тем это не согласуется с известным фактом обрушения многих лавин в течение первых 2–3 сут после прекращения осадков. К. С. Лосев [124] справедливо считает причиной схода этих лавин ослабление связей между кристаллами в результате их разрушения при деструктивном метаморфизме. Уменьшение прочности свежееотложенного снега при распаде первичных кристаллов

в лабораторных условиях установил М. Д. Кервен [88]. Аналогичные изменения в первые 2–3 сут после снегопадов выявляются и по результатам непосредственных измерений. Так, на горизонтальной площадке в районе стационара «Тургень» в 1974 г. в течение первых 3 сут после снегопада (1–3.XII) сцепление уменьшилось с 8 до 3 кг/м². Еще более резкое ослабление прочности свежееотложенного снега зарегистрировано Г. Г. Харитоновым [198] в районе снеголавинной станции «Наугарзан» (Западный Тянь-Шань) в феврале 1967 г.: за сутки сцепление упало с 52 до 11 кг/м².

В тех немногих случаях, когда непосредственными измерениями удавалось зафиксировать уменьшение сил сцепления в слое свежееотложенного снега, оно наблюдалось при устойчивой либо понижающейся температуре и продолжалось не более 3–3,5 сут, после чего прочность снега увеличивалась¹.

В большинстве же случаев, особенно при повышении температуры, по данным полевых измерений выявляется повышение прочностных свойств снега, начинающееся сразу после прекращения осадков. Причем, как показали эксперименты, поставленные А. И. Королевым [100], решающее влияние на увеличение прочности в слое свежееотложенного снега оказывает не сам процесс деструктивного метаморфизма, а величина снеговой нагрузки. Уже через несколько дней после снегопада прочность свежееотложенного снега вследствие интенсивного оседания увеличивается в 5–6 раз. Характер и интенсивность дальнейших преобразований свойств снега зависят от соотношения интенсивности увеличения поверхностной нагрузки и активности сублимационного разрыхления. При морозной погоде и отсутствии обильных снегопадов довольно значительный (до 20 см) слой свежееотложенного снега после некоторого уплотнения под действи-

ем оседания в течение 15–20 дней способен полностью трансформироваться в очень непрочный слой полускелетных и скелетных форм снежных кристаллов. При частых снегопадах (особенно в чередовании с оттепелями) процессы перекристаллизации подавлены и в развитии снежного покрова преобладает уплотнение под действием возрастающей нагрузки. В этих условиях свежеевыпавший снег трансформируется в мелкокристаллический малопористый прочный снег (сцепление до 500–600 кг/м², сопротивление разрыву до 700–800 кг/м²).

Наблюдения показали, что, несмотря на существенно изменяющиеся от года к году снежнотемпературные условия, общий характер трансформации прочностных свойств снега остается неизменным: в течение зимы во всех горизонтах снежной толщи обнаруживается увеличение значений временного сопротивления сдвигу τ_c , сцепления C_0 и твердости снега H_0 , продолжающееся вплоть до начала весеннего снеготаяния. На общем фоне увеличения значений этих характеристик, обусловленного возрастающей поверхностной нагрузкой, отчетливо прослеживается существенное их снижение, вызванное интенсивной перекристаллизацией снега в периоды без осадков. С началом интенсивного весеннего снеготаяния все прочностные характеристики снега резко снижаются. Так, значения τ_c в горизонтах разрыхления понижаются в 2–4, а иногда в 8–10 раз в сравнении с величинами накануне снеготаяния. Это и является причиной резкой активизации лавинообразования весной.

Если общий характер развития прочностных свойств снега сохраняется ежегодно, то абсолютные значения характеристик прочности существенно изменяются в зависимости от снежнотемпературных условий года. Различия в активности процессов сублимационного разрыхления настолько

существенны, что в разные по снежности годы формируются различные профили прочности снежного покрова, что в значительной мере предопределяет характер лавинообразования. В малоснежные зимы снежная толща характеризуется малой прочностью почти всех горизонтов (кроме смерзшегося на почве снега), а мелкокристаллический снег, расположенный у поверхности снежного покрова, по прочностным характеристикам приближается к свежеевыпавшему. В связи с этим в малоснежные годы наблюдается сход лавин при сравнительно небольших снегопадах, когда приращение высоты снежного покрова значительно меньше критической высоты свежеевыпавшего снега¹. Многочисленные пластовые лавины наблюдались, например, во время снегопадов в январе и феврале 1968 г. в бассейнах рек Б. и М. Алматинки при приращении высоты снежного покрова около 7–10 см, что в 1,5–2 раза меньше расчетной критической высоты свежеевыпавшего снега ($h_k = 15$ см).

В многоснежные зимы снежная толща отличается значительно большей прочностью, что препятствует лавинообразованию зимой и способствует, таким образом, накоплению больших масс снега в лавиносборах и формированию мощных лавин весной.

Состояние устойчивости снежного покрова в целом характеризуется коэффициентом K_y , представляющим собой отношение величины сцепления в данном горизонте C_0 к весу вышележащего слоя снега W . На общем фоне значительных колебаний коэффициента устойчивости, обусловленных периодической сменой сублимационного разрыхления снежной толщи ее уплотнением при снегопадах, в течение зимы наблюдается его постепенное снижение. Обычно уже к середине февраля значения K_y приближаются к 0,5. Это критический предел, ниже которого

снежный покров приобретает состояние неустойчивого равновесия [130, 193].

Показательно, что, несмотря на близкие к критическим значения коэффициента устойчивости, самопроизвольного обрушения всей снежной толщи или хотя бы части ее, расположенной выше горизонтов разрыхления, вплоть до начала весеннего снеготаяния обычно не наблюдается. И лишь с началом интенсивного снеготаяния в результате резкого снижения прочности тающего снега отмечается массовый сход грунтовых лавин.

Такой режим лавинообразования характерен для большей части Тянь-Шаня. Даже в малоснежные зимы, когда в развитии снежной толщи доминируют процессы сублимационного разрыхления, снежная толща, вплоть до интенсивного таяния, обладает значительным запасом прочности, а для схода лавин из старого снега необходим дополнительный импульс (снегопад, обрушение снежного карниза и др.). Расчеты показали, что для преодоления сопротивления сдвигу в горизонте разрыхления на склоне крутизной 35°С необходима нагрузка, в 2–3 раза превышающая расчетную критическую высоту слоя свежеевыпавшего снега. Очевидно, что самопроизвольное обрушение лавин из старого снега при указанных значениях вряд ли возможно, поэтому подавляющее большинство лавин на северном склоне Зайлийского Алатау, как и в большинстве районов Тянь-Шаня, сходит во время снегопадов и начинается с движения слоя свежеевыпавшего снега. Аналогичные условия свойственны и другим горным районам умеренных широт – Карпат, Кавказа и Закавказья, а также гор Сахалина [191].

В многоснежные (особенно теплые) зимы снежный покров на всех склонах обладает еще более высоким запасом прочности и необходимым условием его обрушения

¹ Авторы полагают, что снижение прочностных свойств свежееотложенного снега в результате распада первичных кристаллов – явление обычное, однако несовершенство приборов и методов полевых измерений не позволяет его зафиксировать.

¹ Под критической понимается расчетная высота снежного покрова, при которой он находится в состоянии предельного равновесия и малейшее повышение этого предела высоты может привести к сходу лавин. Соответственно под критической нагрузкой понимается водность снежного покрова (мм), высота которого равна критической.

являются обильные интенсивные снегопады, вызывающие сход значительных по объему лавин свежеснегавшего снега [157]. В этом отношении характерен пример массового схода катастрофических лавин в Заилийском Алатау 14–15 марта 1966 г. По измерениям 18 марта на восточном и северном (ССВ) склонах крутизной 30 и 35°С в ур. Верхний Горельник выше линии отрыва лавин наименьшие величины предельного сопротивления сдвигу наблюдались в слое влажной крупнокристаллической глубинной изморози (горизонт скольжения лавин) и составляли соответственно 146 и 160 кг/м². Необходимая для схода лавин добавочная нагрузка, рассчитанная с учетом плотности и высоты старого снега над этим слоем, оказалась равной 200 мм слоя воды или 140 см свежеснегавшего снега плотностью 0,14 г/см³ (измерена 17 марта). Фактическое приращение высоты снежного покрова с 11 по 16 марта в среднегорном поясе составило 80 см, расчетная критическая высота свежеснегавшего снега указанной плотности на тех же склонах не превышала 35–40 см. Очевидно, что сход лавин начинался с движения масс свежеснегавшего снега, и лишь динамическое воздействие этих лавин на старый снежный покров привело к нарушению сцепления в слое глубинной изморози и обрушению всей снежной толщи. Это подтвердилось и результатами наземного обследования лавин в марте и апреле 1966 г. [165]. Показательно также, что в ряде случаев в период снегопада 14–16 марта, в результате которого суммарное приращение высоты снежного покрова превысило 80 см, лавины сходили дважды с одних и тех же склонов.

Согласно материалам наблюдений, в условиях Джунгарского Алатау развитие снежной толщи и прочностных свойств снега существенно не отличается: в среднегорном поясе обоих районов стратиграфия снежного покрова и характер изменения структурно-прочностных свойств снега по глубине аналогичны, близки и абсолютные значения рассматриваемых характеристик [50, 159, 161].

4.5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СТРУКТУРНО-ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Наряду с рассмотренной временной изменчивостью характеристик прочности снега, обусловленной изменением метеорологических условий и снежности зим, обнаруживаются значительные пространственные изменения структурных и прочностных свойств снежного покрова. Так, по результатам фотограмметрических исследований в Заилийском Алатау выявляется закономерное изменение элементов структуры снега по абсолютной высоте. Максимальным развитием вторично-идиоморфных кристаллов характеризуется снежный покров среднегорья, средний диаметр снежных кристаллов в горизонтах разрыхления составляет здесь 0,42–0,47 см, а коэффициент связности $K_{св}$ минимален (табл. 4.4).

Выше 3000–3200 м эффективность сублимационного разрыхления быстро снижается и у нижней границы гляциального пояса средний диаметр кристаллов снега в горизонтах разрыхления в 1,5 раза меньше, а величины $K_{св}$ в несколько раз больше соответствующих значений, присущих снежному покрову среднегорья. Даже в годы, когда

Таблица 4.4. Изменение элементов структуры снега по абсолютной высоте в Заилийском Алатау в 1974–1975 гг.

Высота, абс. м	Ориентация склона	Высота границ слоя над почвой, см	Средний диаметр снежных кристаллов, см	Коэффициент связности
1600	Северная	10-30	0,36	2,10
2200	»	5-35	0,42	1,25
2400	»	10-20	0,45	1,10
2800	Северо-восточная	0-15	0,47	1,00
3400	Северная	0-20	0,31	7,00

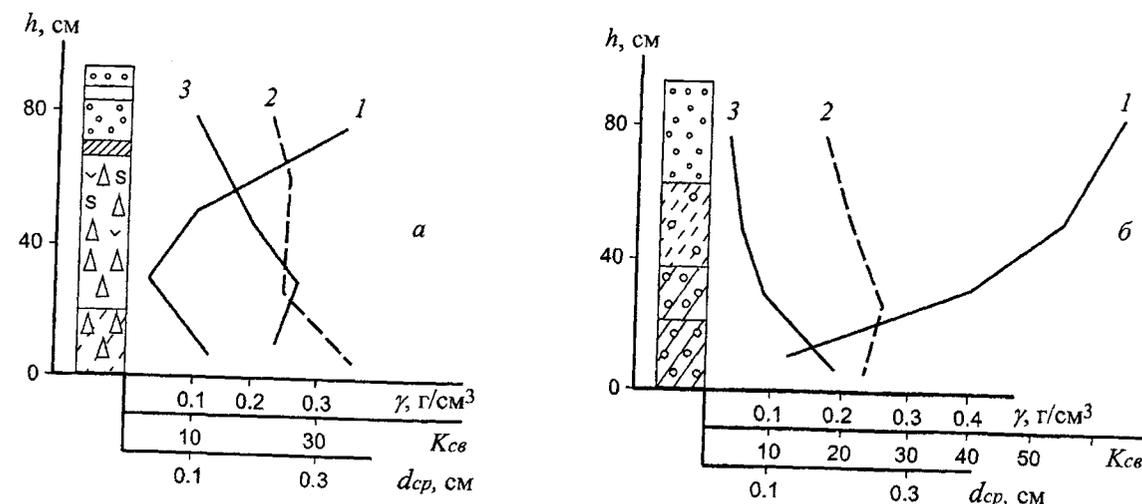


Рис. 4.7. Стратиграфия и свойства снежной толщи на луговом участке (а) и грубощебнистой осыпи (б) перед началом весеннего снеготаяния в бассейне р. Тургеня в 1975 г. ($H = 1600-1650$ м). Элементы структуры и прочности снега: 1 – коэффициент связности кристаллов; 2 – средний диаметр кристаллов; 3 – плотность снега (обозначения стратиграфии см. на рис. 4.4)

и в высокогорье вследствие благоприятного сочетания снежнотемпературных условий процессы конструктивного метаморфизма особенно эффективны, здесь формируется значительно более прочный снежный покров, чем в среднегорном поясе [157, 159].

Помимо вертикальной поясности снежнотемпературных условий, являющихся главной причиной пространственных изменений структурных и прочностных свойств снега, на развитие последних большее влияние оказывают характер и состояние подстилающей поверхности. Как показали многолетние наблюдения, конструктивный метаморфизм снега наиболее эффективен на луговых склонах с хорошо развитым почвенно-растительным покровом. Значительно хуже условия перекристаллизации снега на поверхности грубощебнистых осыпей, скальных обнажений и ледников. Различия структурно-прочностных свойств снега в зависимости от характера подстилающей поверхности весьма значительны (рис. 4.7).

На рис. 4.8 и в табл. 4.5 представлены обобщенные результаты соответствующих наблюдений за ряд лет в горах Юго-Восточного Казахстана. Несмотря на различие снежнотемпературных условий, основная

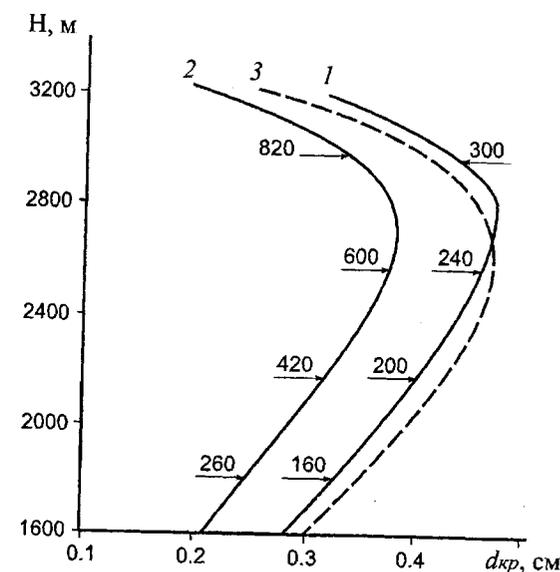


Рис. 4.8. Осредненные за ряд лет результаты исследований изменения среднего диаметра кристаллов в горизонте разрыхления в зависимости от абсолютной высоты: 1 – в Заилийском Алатау за 1975–1977 гг.; 2 – в Терской-Ала-Тоо за 1976–1978 гг.; 3 – в Джунгарском Алатау за 1975–1977 гг. (по наблюдениям в конце зимнего сезона на луговых склонах северной ориентации). Цифры у кривых – максимальный запас воды в снежном покрове, мм

Таблица 4.5. Средний диаметр кристаллов снега (мм) в нижних горизонтах (10–45 см) на луговых склонах в Заилийском Алатау по измерениям в конце февраля – начале марта

Годы	Высотная зона						
	1,4-1,8	1,8-2,2	2,2-2,6	2,6-3,0	3,0-3,4	3,4-3,8	3,8-4,0
1974/75	3,5	3,8	4,0	3,4	2,7	2,3	
1975/76	3,8	4,1	4,5	5,1	4,6	3,2	
1976/77	3,1	3,6	3,9	4,1	3,7	2,9	2,2
1977/78	3,2	3,4	3,7	4,0	4,2	3,2	1,9
1978/79	2,9	3,1	3,5	4,3	3,0		
1979/80	3,4	3,6	3,9	4,8	4,7	3,0	
1980/81	3,0	3,3	3,4	3,7	3,1		
1981/82	3,4	3,9	4,1	4,5			
1982/83	3,2	3,7	4,3	5,0			
1983/84	3,0	3,4	4,5	5,3	4,6	3,7	2,6
1984/85	2,7	2,9	3,4	4,0	3,7		
1985/86	3,2	3,5	3,9	3,8	2,6		
1986/87	3,0	3,2	3,7	3,3			
1987/88	2,8	3,1	3,4	2,9			
Среднее	3,1	3,4	3,9	4,2	3,6	3,0	2,2

закономерность – высотная поясность структурно-прочностных свойств снежного покрова в Заилийском Алатау четко проявляется ежегодно: накануне весенней активизации лавинообразования средний диаметр снежных кристаллов в горизонтах разрыхления закономерно увеличивается по высоте до максимума у верхней границы среднегорного пояса, а затем резко уменьшается с переходом к высокогорью. Аналогичная картина типична и для других районов Юго-Восточного Казахстана (рис. 4.8). Показательны соотношения величин $d_{кр}$ в разных районах (см. рис. 4.8): в Заилийском и Терскей-Ала-Тоо при близких величинах максимальных снегозапасов значения $d_{кр}$ на сопоставимых высотах почти одинаковы, в значительно более снежном районе Джунгарского Алатау (бассейны рек Кара, Коксу) средний диаметр кристаллов во всем диапазоне высот значительно меньше и даже в зоне максимального развития процессов конструктивного метаморфизма на высотах от 2600 до 2800 м не достигает 0,4 см.

Таким образом, в полученных результатах (рис. 4.7 и табл. 4.5) отчетливо прояв-

ляется влияние как абсолютной высоты, так и уровня снежности территории. В горах Юго-Восточного Казахстана вплоть до отметок 2800–2900 м в развитии снежного покрова доминируют процессы конструктивного метаморфизма, хотя интенсивность перекристаллизации снега и конечный результат процесса, выражением которого является средний диаметр снежных кристаллов в горизонтах разрыхления, существенно зависят от уровня снежности территории. На больших высотах активность сублимационной перекристаллизации снега резко снижается и в развитии снежной толщи все более отчетливо проявляются процессы уплотнения.

Показателен характер изменения величин $d_{кр}$ по высоте (см. рис. 4.8, табл. 4.5). В Заилийском Алатау, где максимальные величины снегонакопления к концу зимы наблюдаются в среднегорье и редко превышают 250–300 мм, процессы конструктивного метаморфизма доминируют ежегодно. На западе Джунгарского Алатау активное разрыхление снежной толщи выражено вплоть до отметок 2600–2800 м, где снегозапасы к концу зимы достигают 600–700 мм [157]. На больших

высотах в развитии снежной толщи начинают доминировать процессы уплотнения.

Хорошей иллюстрацией динамики структурных изменений снежной толщины в процессе конструктивного метаморфизма в условиях Северного Тянь-Шаня являются данные наблюдений китайских ученых (рис. 4.9) [259]. Как видим, доля кристаллов крупного

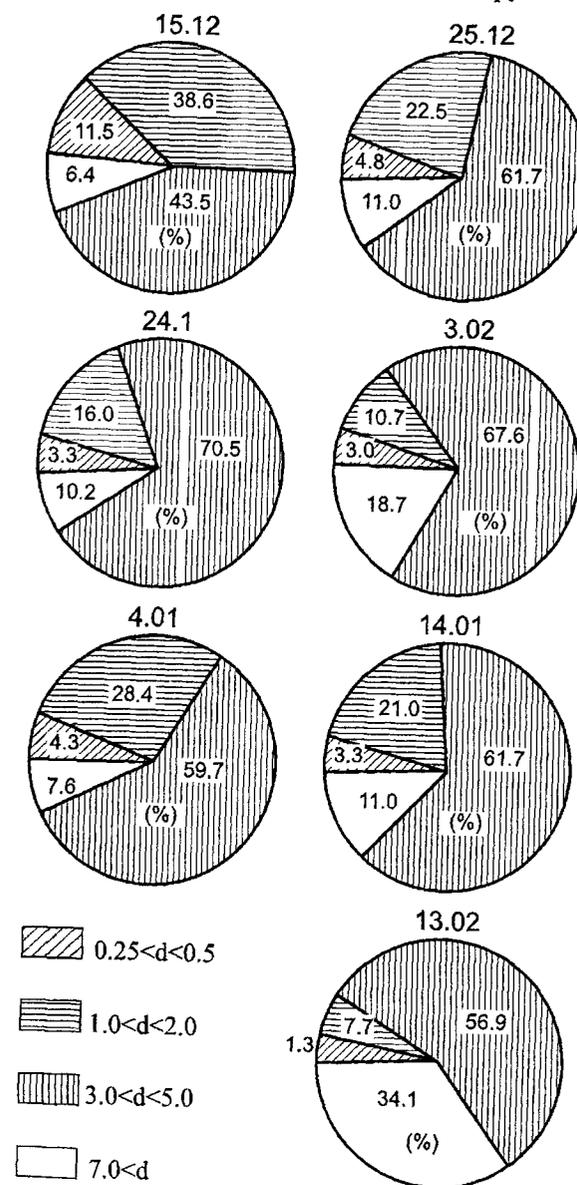


Рис. 4.9. Изменение соотношения снежных кристаллов различного размера в строении снежной толщи на луговых склонах в бассейне р. Кюнес в течение зимы [259]

размера в течение зимы закономерно увеличивается и уже к середине февраля практически вся снежная толща на лавиноактивных склонах представлена почти исключительно кристаллами диаметром более 3 мм, а более 30% в структуре снежной толщи приходится на кристаллы глубинной изморози размером более 5 мм.

На рис. 4.10 представлена зависимость среднего диаметра кристаллов в горизонте разрыхления от снеговой нагрузки, соответствующей водному эквиваленту вышележащей снежной толщи. Как видим, при $50 \text{ мм} < W < 170\text{--}180 \text{ мм}$ процессы конструктивного метаморфизма наиболее интенсивны и $d_{кр}$ увеличивается до максимума в диапазоне $180 \text{ мм} < W < 220 \text{ мм}$. С последующим ростом снеговой нагрузки при $W > 220\text{--}230 \text{ мм}$ средний диаметр кристаллов все более убывает, несмотря на очевидное увеличение продолжительности периода перекристаллизации. При $W > 400 \text{ мм}$ $d_{кр}$ не превышает 0,2 мм. С учетом водности части снежной толщи, расположенной ниже горизонта измерений $d_{кр}$ (обычно это слой снега высотой не более 30 см), предельный снегозапас, ниже которого возможен конструктивный метаморфизм, составит около 280–300 мм.

На основании этих результатов можно, по-видимому, принять, что и в других внутриконтинентальных горных районах, где снегозапасы к концу зимнего сезона не превышают 300 мм, а ветровое перераспределение, как и в среднегорье Заилийского

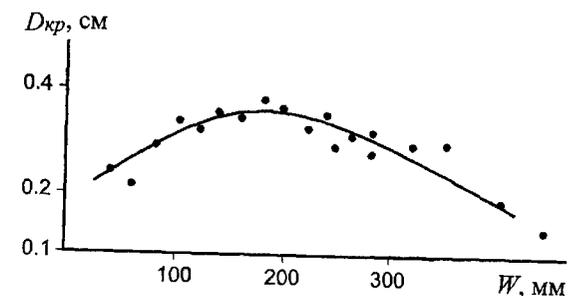


Рис 4.10. Зависимость среднего диаметра снежных кристаллов в горизонте наибольшего разрыхления на северных луговых склонах Заилийского Алатау от снеговой нагрузки

Алатау, невелико, в развитии снежной толщи доминируют процессы конструктивного метаморфизма. В районах же, где суммарное снегонакопление за зимний период превышает 600–700 мм, снежная толща развивается по типу уплотнения. В диапазоне снегозапасов от 300 до 600 мм заключена зона неустойчивого развития снежной толщи: в зависимости от режима осадков и синоптико-метеорологических условий зимнего сезона здесь равновероятны оба типа развития снежного покрова – разрыхление либо уплотнение.

Представленные результаты (см. рис. 4.10 и табл. 4.5) в сочетании с данными о снежности и состоянии подстилающей поверхности дают основание полагать, что в малоснежных и умеренно снежных районах главным фактором, определяющим тип развития снежной толщи, являются не столько уровень снежности, сколько температура и состояние подстилающей поверхности. В условиях среднегорья при неглубоком промерзании хорошо развитого и весьма теплоемкого почвенного слоя интенсивность влаго- и теплообмена между снежным покровом и подстилающей поверхностью много выше, нежели в высокогорье, где маломощные скелетные почвы глубоко и сильно промерзают [157, 159, 160]. Поэтому в среднегорье более активны процессы сублимационного разрыхления, а в высокогорье они вследствие меньших температурных градиентов в снежной толще, а также более интенсивного ветрового воздействия заторможены, и доминирующим процессом в развитии снежного покрова является уплотнение.

На основании изложенного примем в первом приближении, что верхним пределом высотного диапазона, в котором снежная толща развивается преимущественно по типу разрыхления, в малоснежных и умеренно снежных районах является нижняя граница глубокого сезонного промерзания грунтов, а в многоснежных районах – высотный уровень, где максимальные снегозапасы превышают 600 мм. Примем также, что ниже границы глубокого сезонного промерзания

грунтов при снегозапасах менее 300 мм в развитии снежной толщи доминируют процессы конструктивного метаморфизма. Эти критерии использованы для выявления границ районов с различным типом развития снежного покрова и построения соответствующей схематической карты районирования горной территории Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана (рис. 4.11).

На карте (см. рис. 4.11) выделены три зоны. На большей части Тянь-Шаня в развитии снежного покрова преобладает конструктивный метаморфизм с формированием лавиноопасных горизонтов разрыхления. Этот тип развития снежного покрова особенно характерен для Северного Тянь-Шаня. Однако и здесь высокогорные районы (преимущественно гляциально-нивальный пояс) из-за сильного осенне-зимнего выхолаживания подстилающей поверхности и значительного ветрового воздействия характеризуются развитием снежного покрова по типу уплотнения.

На Памире, Западном Тянь-Шане и юго-западной периферии Гиссаро-Алая снежный покров развивается по типу уплотнения. Причем на Западном Памире, значительной части Западного Тянь-Шаня и южного склона Гиссарского хребта фактором, определяющим тип развития снежной толщи, является большая снежность: снегозапасы здесь существенно больше 600–700 мм. На Восточном Памире решающее влияние на развитие маломощного снежного покрова оказывают сильное выхолаживание подстилающей поверхности и значительное ветровое уплотнение снега. По той же причине по типу уплотнения развивается снежный покров в Алайской долине и на значительной части Центрального Тянь-Шаня. В сравнении с более северными районами – Тянь-Шанем и Джунгарским Алатау развитию снежного покрова по типу уплотнения способствуют более высокий температурный фон холодного периода и более мощное энергетическое воздействие солнечной радиации, особенно на склонах южной четверти горизонта.

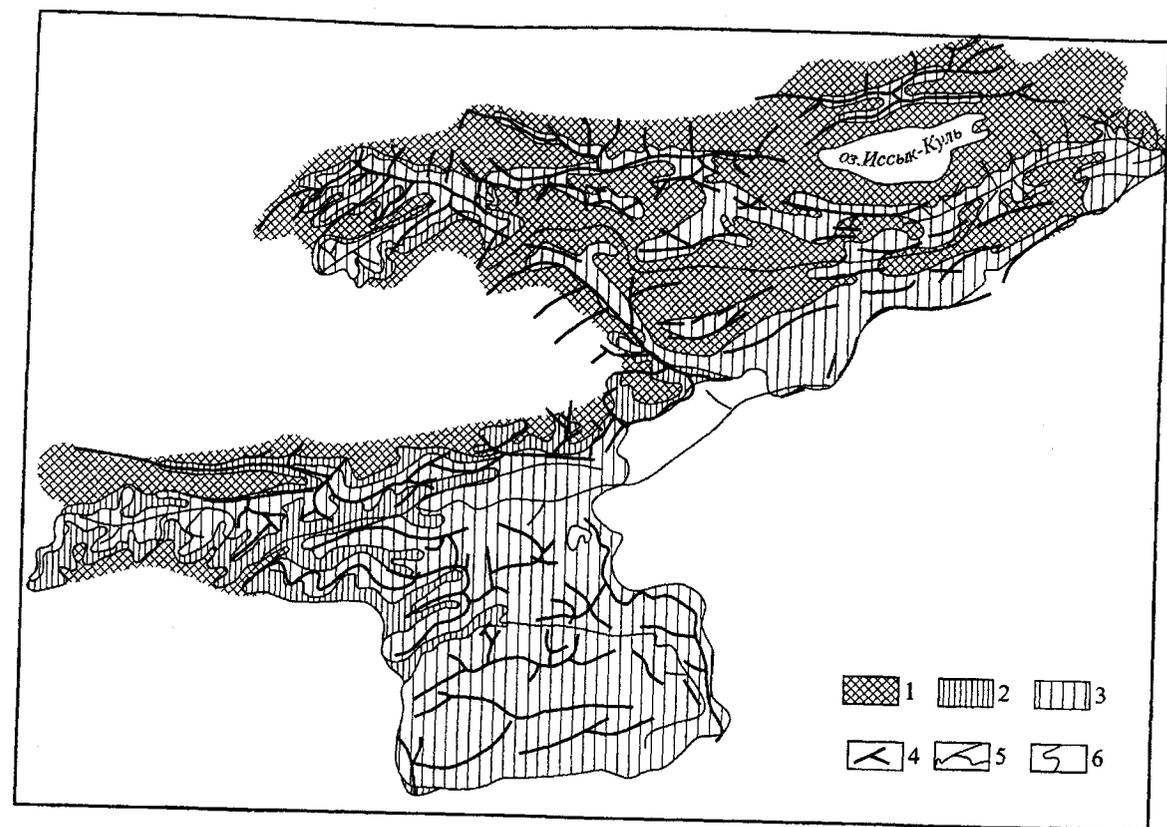


Рис. 4.11. Схематическая карта районирования горной территории Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана по типу развития снежной толщи. 1 – районы с преимущественным развитием снежного покрова по типу разрыхления; 2 – районы с неустойчивым режимом развития снежной толщи; 3 – районы с преимущественным развитием снежной толщи по типу уплотнения; 4 – основные хребты и водоразделы; 5 – реки; 6 – границы районов

Зона неустойчивого развития снежного покрова присуща всем районам, но наиболее широко представлена на западной периферии горных стран – Западном Памире, юге Гиссаро-Алая и в бассейнах рек Коксу, Чиже и Кара в Джунгарском Алатау. В зависимости от снежнотемпературных условий зимы снежный покров в различные годы развивается здесь по типу уплотнения либо разрыхления.

Судя по опубликованным данным [244, 245, 247–249, 252, 256, 268, 271, 272] и рассмотренным результатам оценки снежности, на большей части территории Восточного Тянь-Шаня, по крайней мере в бассейнах рек Или, Текес и на внешних – северных склонах горной страны, вплоть до верхней

границы леса, снежная толща развивается преимущественно по типу разрыхления. Вместе с тем можно предположить, что процессы конструктивного метаморфизма здесь менее активны, чем в условиях Северного Тянь-Шаня: вследствие увеличения к востоку континентальности климата и значительного смещения максимума осадков холодного периода на более поздние сроки высота снежного покрова на сопоставимых высотах здесь существенно меньше, а подстилающая поверхность подвержена большему осенне-зимнему выхолаживанию. Тем не менее хорошо развитый слой крупнокристаллической глубинной изморози в условиях среднегорья здесь – обычное явление [244, 245, 252, 256, 258, 268, 271, 272].

В высокогорных районах бассейна р. Или (выше границы леса) преобладающий тип развития снежной толщи – уплотнение.

В отличие от рассмотренного в условиях высокогорья Восточного Тянь-Шаня (к востоку от водораздельных гребней, замыкающих долины рек Каш, Кюнес), как и в среднегорье, в развитии снежного покрова доминируют процессы конструктивного метаморфизма, а в строении снежной толщи даже в районе ледников обычно обнаруживается самостоятельный горизонт глубинной изморози. Причина этих различий – в закономерном изменении режима осадков на Тянь-Шане в направлении с запада на восток: доля осадков с сентября по май в ледниковой зоне уменьшается с 70–65% на Западном Тянь-Шане до 30–35% в гляциально-нивальном поясе Восточного Тянь-Шаня. Как следствие, в течение большей части холодного периода высота снежного покрова в указанных районах Восточного Тянь-Шаня невелика – до 30–40 см и при господствующей в холодный период низкой температуре воздуха, несмотря на малые термические градиенты в снежном покрове, в развитии снежной толщи доминирует конструктивный метаморфизм. Лишь в апреле–мае в связи с резким увеличением интенсивности снегопадов высота снежного покрова увеличивается здесь до 70–100 см, а его плотность – до 0,35–0,40 г/см³ [159].

Тип развития снежной толщи отчетливо проявляется в особенностях лавинного режима. Для районов с преобладающим развитием конструктивного метаморфизма характерны зимне-весенний режим лавинообразования и постепенное увеличение лавинной активности в течение зимнего сезона вплоть до максимума в период весенних снегопадов и интенсивного снеготаяния. Лавины здесь сходят часто – практически после каждого снегопада с приращением высоты снежного покрова $\Delta h = 10\text{--}15$ см [22, 156, 157, 159]. Для районов с преобладающим развитием снежного покрова по типу уплотнения характерен весенний режим лавинообразо-

вания: в течение зимы значительные лавины сравнительно редки, резкая активизация процессов лавинообразования связана с началом интенсивного снеготаяния и обильными весенними снегопадами.

Представленная карта отражает наиболее типичные условия развития снежного покрова, соответствующие обычному снежнometeорологическому режиму горной территории. В зависимости от снежности и синоптико-метеорологических условий высотные границы зон с различным характером развития снежной толщи могут существенно смещаться. В исключительно многоснежные годы (1966/66, 1968/69) на подавляющей части горной территории Тянь-Шаня, как и других горных стран Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана, процессы конструктивного метаморфизма подавлены, а в развитии снежного покрова доминируют процессы уплотнения. Сравнительно высокая прочность снежной толщи обеспечивает значительно большее снегонакопление на склонах, в результате в такие годы создаются условия для массового схода необычно больших лавин в весенний период. Напротив, в малоснежные и особенно холодные зимы процессы конструктивного метаморфизма активизируются даже в наиболее снежных районах на западной периферии горных стран, что наблюдалось, например, в 1960/61, 1971/72, 1972/73 гг. [86]. Результатом этого являются многочисленные лавины, сходящие обычно после снегопадов по горизонтам разрыхления.

Таким образом, снежнometeорологические условия на большей части горной территории Тянь-Шаня, как и других горных стран Средней Азии и Юго-Восточного Казахстана, благоприятны для интенсивной перекристаллизации снега: сравнительно небольшая (до 40–50 см) высота снежного покрова в первой половине зимы (ноябрь–февраль), низкие температуры на поверхности снега и относительно высокие (до минус 1,0–0,5°C) на почве, незначительная роль ветрового фактора в уплотнении снега – все

это обуславливает интенсивный диффузионный влагообмен в снежной толще и развитие ее по типу разрыхления с формированием мощного (до 30–40 см) лавиноопасного горизонта скелетных форм крупнокристаллической глубинной изморози. Особенно ярко этот процесс проявляется в малоснежные холодные зимы, когда почти вся снежная толща характеризуется исключительно малой прочностью, что обуславливает повышенную активность лавинообразования.

В многоснежные зимы снежная толща развивается в условиях значительного уплотнения под действием собственного веса при ограниченном развитии процессов сублимационного разрыхления и характеризуется сравнительно высокой плотностью, малой пористостью и слабым развитием лавиноопасного горизонта разрыхления.

В высокогорном поясе процессы сублимационного разрыхления значительно менее интенсивны и снежная толща развивается по типу уплотнения под действием оседания и ветрового перераспределения снега. В связи с этим здесь характерна меньшая активность лавинообразования в течение зимы по сравнению с лесолуговым поясом.

В среднегорном поясе, где ветровое уплотнение снега незначительно, при устойчивой либо понижающейся температуре свежотложенного снега в начальной стадии структурных преобразований происходит ослабление его прочности, продолжающейся до 2–3 сут после снегопада. Это основная причина схода многочисленных лавин в первые 2–3 сут после прекращения осадков. В условиях повышающейся температуры (в пределах отрицательных значений) прочность свежотложенного слоя увеличивается и вероятность схода лавин из свежеснеговывающего снега снижается.

Даже в районах с преимущественным развитием процесса конструктивного метаморфизма снежная толща вплоть до интенсивного таяния обладает запасом прочности, в большинстве случаев исключая возможность самопроизвольного обрушения

старого снега, поэтому в течение зимы преобладают лавины из свежего снега и двухтактные лавины, которые, начавшись с движения масс свежеснеговывающего снега, способны вызвать обрушение всей снежной толщи.

С началом интенсивного снеготаяния прочность всех типов снега резко сокращается, нередко в 8–10 раз по сравнению с величинами накануне снеготаяния; соответственно опасность возникновения лавин в период весеннего снеготаяния резко возрастает.

При максимальных снегозапасах менее 600 мм в развитии снежной толщи доминируют процессы конструктивного метаморфизма, особенно активные в малоснежных районах при незначительной глубине промерзания грунтов и слабом ветровом воздействии. С увеличением снежности вследствие возрастающей поверхностной нагрузки интенсивность сублимационного разрыхления снижается и при снегозапасах более 600–700 мм в развитии снежной толщи начинают доминировать процессы уплотнения.

Средний диаметр кристаллов в горизонтах разрыхления как показатель активности процессов сублимационной перекристаллизации при снегозапасах менее 600 мм увеличивается по высоте и достигает максимума в среднегорном поясе. Ниже величины $d_{кр}$ уменьшаются из-за меньшей продолжительности залегания снежного покрова и относительно более высокого температурного фона. Выше вследствие увеличения снеговой нагрузки, значительного ветрового воздействия и интенсивного осенне-зимнего выхолаживания подстилающей поверхности величины $d_{кр}$ быстро снижаются и у нижней границы гляциально-нивального пояса характерный для среднегорья тип развития снежного покрова меняется на противоположный.

В территориальном распределении доминирующих процессов развития снежного покрова всюду отчетливо проявляются высотно-экспозиционная зональность, уровень снежности территории и влияние географической широты. Наиболее снежные районы

на западной и юго-западной периферии горных стран характеризуются преимущественным развитием снежного покрова по типу уплотнения, этот же тип развития снежного покрова присущ гляциальному поясу гор, для которого характерны большие снегозапасы, сильное выхолаживание подстилающей поверхности и значительное ветровое перераспределение снега. В умеренно снежных районах Тянь-Шаня и на большей части Джунгарского Алатау в развитии снежного покрова доминируют процессы конструктивного метаморфизма, а смена типа развития снежной толщи по упомянутым причинам наблюдается с переходом к высокогорному поясу. Зона неустойчивого режима трансформации структурно-прочностных свойств снежной толщи, где в зависимости от снежнотемперологических условий года равновесия любой из двух основных типов развития снежного покрова, проявляется во всех горных районах Казахстана и Средней Азии и наиболее выражена в многоснежных районах на западной периферии горных стран, где она занимает 500–600-метровый высотный интервал. В малоснежных районах этот интервал в 2–2,5 раза меньше.

Активность конструктивного метаморфизма при прочих равных условиях увеличивается по мере продвижения к северу и с изменением ориентации склонов от южной к северной. Экспозиционные контрасты особенно ощутимы в малоснежных районах. В многоснежных районах (при $W > 500\text{--}600$ мм) эти контрасты вследствие все более сильного энергетического воздействия солнечной радиации возрастают к югу.

В зависимости от снежности и синоптико-метеорологических условий выявленные

границы зон с различным характером развития снежного покрова (рис. 4.11) могут существенно смещаться. В многоснежные и относительно теплые зимы на большей части горной территории Средней Азии и Казахстана в развитии снежного покрова преобладают процессы уплотнения снега. Снежная толща в такие годы характеризуется повышенной прочностью, что способствует снижению активности лавинообразования зимой, но обуславливает более значительное снегонакопление на склонах. Это приводит обычно к массовому сходу катастрофических грунтовых лавин весной при обильных снегопадах и интенсивном снеготаянии; ярким примером является массовый сход лавин весной 1966 и 1969 гг., наблюдавшийся в большинстве районов Казахстана и Средней Азии и на территории Восточного Тянь-Шаня.

В малоснежные и особенно холодные зимы на большей части рассматриваемой территории снежный покров развивается по типу разрыхления, что обуславливает формирование зимне-весеннего режима лавинообразования с постепенным увеличением лавинной активности в течение зимы до максимума в период весенней активизации циклонов и при снеготаянии. Нередко в такие годы верхние горизонты снежного покрова преобразуются в слой очень рыхлого кристаллического снега, близкого по прочности к сухому свежеснежавшему; пластовые лавины в таких случаях сходят при небольших (до 5–8 см) снегопадах и отличаются малым объемом (обычно до 100–300 м³). В период весенней активизации лавинообразования формируются более мощные грунтовые лавины.

Важной задачей исследований по проблеме лавин является разработка методов оценки лавинной опасности территории. Решение ее невозможно без ясного представления о пространственно-временных закономерностях условий лавинообразования, лавинной активности и характера лавинопроявлений.

Прежде чем приступить к оценке возможностей решения этой проблемы, следует определить, что служит количественным выражением лавинной опасности и какие количественные показатели необходимы для обоснованной оценки опасности территории и решения задач инженерного проектирования в лавиноопасных районах. В связи с этим необходимо уточнить содержание понятия «*лавинная опасность*». Общепринятого определения этого понятия нет. Зачастую наряду с этим термином как синонимы употребляются «*лавинная активность*», «*лавинная деятельность*», «*активность лавинопроявлений*», что затрудняет понимание публикуемых результатов исследований и вызывает определенные трудности при составлении карт лавинной опасности и унификации их содержания.

Наиболее широким из упомянутых является понятие «*лавинная опасность*» – угроза компонентам природной среды, населению, транспорту и инженерным сооружениям, возникающая вследствие вероятного схода лавин. Понятие лавинная опасность включает как территориально-временные показатели, отражающие активность лавинообразования (густота сети лавинных очагов, частота схода лавин и объем сносимого снега), так и динамические, характеризующие разрушительные возможности лавин.

Мерой лавинной опасности (угрозы) в самом общем случае может служить потенциальная энергия лавины, функционально зависящая от массы сносимого снега m и высоты ее падения. Частными показателями опасности являются динамические характеристики – скорость, сила удара, дальность выброса, высота и площадь сечения лавинного потока. Все они в большой степени зависят от массы сносимого снега, морфологии лавиносбора, зоны транзита лавинного снега и высоты падения лавины. Один из показателей лавинной опасности – безразмерный коэффициент лавинной активности площади K_d , вычисляемый как отношение лавиноактивной площади F_d к суммарной F_o . Он характеризует территориальное распределение лавиноопасных склонов на участке горной поверхности.

Составной частью понятия «*лавинная опасность*» является «*лавинная активность*» – интенсивность лавинообразования, характеризующая масштабность и повторяемость лавин. Лавинная активность обусловлена сочетанием геоморфологии и характера поверхности склонов, с одной стороны, и метеорологическими условиями снегонакопления и трансформации структурно-прочностных свойств снежной толщи – с другой. Количественным выражением лавинной активности является *модуль лавинного сноса* – масса снега, сносимого лавинами с единицы площади лавиноактивных склонов за единицу времени.

Лавинная деятельность (или лавинопроявления) – это процесс взаимодействия лавин с компонентами окружающей среды, результатом которого являются различные повреждения инженерных сооружений и

выраженные в ландшафте и режиме природных процессов последствия схода лавин. Внешним выражением лавинной деятельности служат хорошо известные лавинные ландшафты, обусловленные лавинами искажения высотной поясности растительности на склонах, нарушения фенологических фаз растительности в лавинных комплексах, изменения режима речного стока и абляции ледников, динамики промерзания–протаивания грунтов на лавиноактивных склонах и др. Воздействие лавин на окружающий ландшафт и природные процессы в горах почти не изучено и определить обобщенный показатель – меру лавинной деятельности пока невозможно. Вместе с тем очевидно, что степень воздействия лавин на ландшафт и природные процессы в горах пропорциональна активности лавинообразования, а модуль лавинного сноса (как показатель лавинной активности) косвенно характеризует и меру лавинной деятельности.

Таким образом, лавинная деятельность – по сути результат реализации угрозы лавин (лавинной опасности). Само понятие «лавинная деятельность» целесообразно применять лишь при описании выраженных в ландшафте и режиме природных процессов последствий схода лавин. Для характеристики лавинной опасности целесообразно использовать понятия «лавинная опасность» и «лавинная активность». На практике необходимы частные показатели опасности, на основе которых возможны обоснованный выбор варианта противолавинной защиты и расчет прочности проектируемых сооружений. С этой точки зрения несомненный интерес представляют:

1) масса лавин m (т) и объем лавинного снега V (м³), с которыми связаны энергетические характеристики лавин;

2) границы лавиноопасных зон различной обеспеченности и максимальная дальность выброса лавин L_{\max} , без определения которых невозможно выбрать оптимальный вариант размещения проектируемых сооружений на местности;

3) скорость v (м/с) и сила удара лавины I_n (т/м²) на участке предполагаемого строительства, от которых зависят тип и расчетная прочность проектируемых сооружений;

4) высота фронта h_n (м) и площадь сечения S_n (м²) лавинного потока, которые определяют размеры лавинозащитных конструкций и имеют зачастую решающее значение при проектировании наземных коммуникаций;

5) повторяемость лавин N (ед/год), которой в значительной мере определяется тип лавинозащитных сооружений, а нередко и режим эксплуатации защищаемых объектов.

Для решения ряда практических задач (в частности, при проектировании различных коммуникаций) представляют интерес показатели плотности лавинных очагов (количество очагов на 1 км² поверхности либо на 1 км длины дна долины), коэффициент поражения дна долины, рассчитываемый как отношение поражаемой лавинами длины участка долины ко всей ее длине; доля лавиноопасной площади в суммарной, а также размеры лавинных завалов на дне магистральных долин. Но главными показателями опасности, наряду с модулем лавинного сноса, являются пять указанных выше.

Рассмотрим возможности и некоторые результаты оценки показателей опасности.

5.1. ЛАВИННАЯ АКТИВНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Содержание этого понятия уже было раскрыто. Количественным выражением лавинной активности является модуль лавинного сноса:

$$M_n = V \cdot \gamma / F_n \cdot T, \quad (5.1)$$

где M_n – модуль лавинного сноса, т/км² за время T ; F_n – площадь поверхности лавиноактивных склонов, км²; V – суммарный объем снега, снесенного лавинами в данном бассейне, м³; T – промежуток времени между измерениями; γ – плотность переложенного лавинами снега, т/м³.

В условиях горного рельефа природные факторы лавинообразования, как климатические, так и факторы подстилающей поверхности, обладают ярко выраженной высотно-экспозиционной зональностью [156, 157, 159, 173]. В связи с этим можно полагать, что и показатели лавинной активности должны закономерно изменяться в зависимости от абсолютной высоты H , ориентации D , крутизны I и типа поверхности склонов B .

Результаты оценки влияния типа поверхности склонов на лавинную активность, выполненной по данным многолетних наблюдений в горах Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, обобщены в монографии [157] и частично представлены в табл. 5.1.

Аналогично распределение лавинной активности в зависимости от типа поверхности склонов и в Джунгарском Алатау, с той лишь разницей, что высотные границы зон

сходной лавинной активности несколько смещены, а в наиболее снежном – западном районе Джунгарского Алатау (бассейны рек Коксу, Чиже, Кара) лугово-степные и лугово-кустарниковые ассоциации на крутых склонах южной четверти горизонта (ЮВ–Ю–ЮЗ) лавиноактивны уже при норме снегонакопления [157, 159, 161]. Более строгий количественный учет влияния типа поверхности склонов на активность лавинообразования из-за недостатка фактических данных пока невозможен. Однако с учетом ярко выраженной высотно-экспозиционной зональности ландшафтов можно считать, что воздействие характера поверхности в значительной мере проявляется в зависимости модуля лавинного сноса от абсолютной высоты и ориентации склонов в зоне формирования лавин.

Поскольку крутизна лавиноактивных склонов изменяется в сравнительно небольших

Таблица 5.1. Приуроченность лавин к различным типам поверхности склонов

Тип поверхности	Лавинная активность
Все типы поверхности на пологих (менее 17°) склонах	Нелавиноактивны
Зрелый хвойный лес на крутых склонах при сомкнутости насаждений более 0,4	Обычно нелавиноактивны. Небольшие подвижки снега возможны лишь в исключительно многоснежные годы не чаще 1 раз в 60–100 лет
Зрелый лиственный лес на крутых склонах	Слабоактивны. При норме снегонакопления возможны небольшие лавины и подвижки снега, а в многоснежные годы – значительные лавины ($V > 1000$ м ³), достигающие дна долин
Сильно расчлененные скальные поверхности на крутых (более 40°) склонах	Слабоактивны. Небольшие лавины свежеснежного снега сходят по кулуарам после снегопадов
Сплошные заросли кустарника на крутых склонах	На склонах южной четверти горизонта нелавиноактивны. На северных, восточных и западных склонах лавиноактивны в исключительно многоснежные годы (не чаще 1 раза в 60–100 лет)
Лугово-степные и лугово-кустарниковые ассоциации на склонах южной четверти горизонта	В среднегорном поясе (до 3000–3200 м) обычно нелавиноактивны; небольшие лавины из свежеснежного снега возможны не чаще 1 раза в 17–20 лет, значительные лавины, достигающие дна долин не чаще 1 раза в 60–100 лет. В высокогорном поясе лавиноактивны в многоснежные годы (не чаще 1 раза в 5–10 лет)
Луговые и слабозакустаренные поверхности на крутых склонах северной, восточной и западной ориентации	Лавиноактивны ежегодно. Выше 1800–2000 м вероятен многократный (до 8 раз в год) сход лавин

пределах (обычно от 25 до 35°), в первом приближении она может быть принята постоянной, равной средней – благоприятной для лавинообразования. Таким образом, задача сводится к выявлению зависимостей модуля лавинного сноса от абсолютной высоты и ориентации склонов.

5.1.1. Изменение лавинной активности по ориентации склонов

Экспозиционные различия интенсивности лавинообразования весьма значительны. Об этом свидетельствуют, в частности, данные о приуроченности лавин к склонам разной ориентации [156, 157, 159]. Особенно резко различия в лавинной активности разных склонов проявляются в малоснежные годы. Так, в Заилийском Алатау в малоснежном 1961/62 г. почти 90% всех лавин сформировалось на северных склонах. В многоснежные годы эти контрасты сглажены. В исключительно снежном 1965/66 г., например, около 40% лавин в Заилийском Алатау сошло с восточных и западных и лишь 54% – с северных склонов.

Для более строгого количественного учета влияния ориентации склонов на лавинообразование начиная с 1960 г. в нескольких лавинных бассейнах Заилийского Алатау ежегодно тщательно измерялась масса перетолженного лавинами снега, на основе чего рассчитывался модуль лавинного сноса¹. Самые продолжительные наблюдения проведены в трех репрезентативных лавинных бассейнах, расположенных в среднегорном поясе наиболее снежной – центральной части северного склона хребта.

Полученные данные позволили выявить вполне определенные зависимости лавинной активности от ориентации склонов [157]: оказалось, что модуль лавинного сноса неуклонно растет с увеличением доли площади

лавиноактивных склонов северной ориентации, которые отличаются наибольшей снежностью. В среднем за 13 лет наблюдений в трех упомянутых лавинных бассейнах зависимость модуля лавинного сноса от ориентации склонов выражается уравнением

$$M_n = 60,0 S + 26,0, \quad (5.2)$$

где S – отношение площади лавиноактивных склонов северной ориентации к суммарной лавиноактивной площади данного лавинного бассейна.

Поскольку склоны южной четверти горизонта (ЮВ–Ю–ЮЗ) в среднегорном поясе Заилийского Алатау обычно нелавиноактивны [146, 159], величина S представляет собой отношение площади лавиноактивных склонов северной ориентации (СВ–С–СЗ) к лавиноактивной площади восточных и западных склонов. Из уравнения следует, что лавинная активность восточных и западных склонов почти в 3,3 раза меньше, чем северных.

В качестве меры влияния ориентации склонов на интенсивность лавинообразования может быть использован экспозиционный градиент лавинной активности (ΔM_n) – приращение модуля лавинного сноса, соответствующее увеличению на 0,1 доли площади наиболее лавиноактивных склонов северной ориентации в суммарной лавиноактивной площади данного лавинного бассейна, т.е. увеличению S на 0,1.

В среднем за 13 лет наблюдений в трех контрольных бассейнах Заилийского Алатау величина ΔM_n составила $6,0 \text{ т} \cdot 10^3 / (\text{км}^2 \cdot \text{год})$ [157].

Как видно из рис. 5.1, экспозиционный градиент лавинной активности возрастает пропорционально увеличению снежности:

$$\Delta M_n = 0,03 W^2, 0. \quad (5.3)$$

Следует, однако, иметь в виду, что по мере увеличения снежности возрастают и

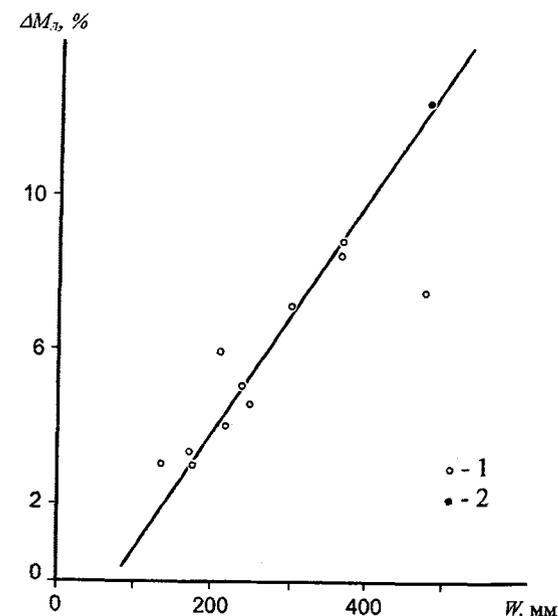


Рис. 5.1. Зависимость приращения модуля лавинного сноса, соответствующего увеличению S на 0,1, от запаса воды в снежном покрове в зоне формирования лавин. 1 – по параметрам в бассейнах ручьев Лагерный, Водопадный и Кумбель за 11 лет; 2 – в 11 лавинных бассейнах в 1966 г.

масса лавин, и модуль лавинного сноса [155, 157]. Поэтому удельный вес экспозиционной поправки к модулю лавинного сноса с повышением снежности становится все менее значительным (рис. 5.2). Иными словами, экспозиционные контрасты лавинной активности по мере увеличения снежности все более сглаживаются.

Выявленное соотношение хорошо отражает особенности лавинообразования в разных по снежности зимы. Судя по результатам многолетних наблюдений в Заилийском Алатау, в малоснежные зимы лавины формируются лишь при $S > 0,5$, т.е. преимущественно на северных склонах, поэтому и расхождения в величинах модуля лавинного сноса в разных бассейнах невелики. С возрастанием снежности все большее участие в лавинообразовании принимают восточные и западные склоны, соответственно повышаются и абсолютные значения разностей

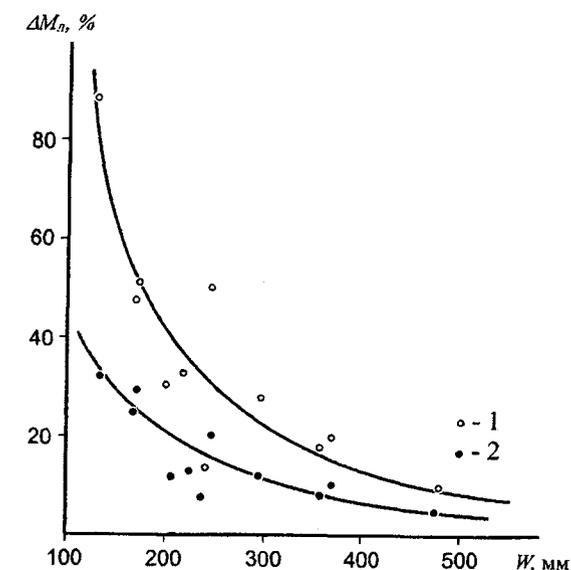


Рис. 5.2. Зависимость величины экспозиционной поправки к модулю лавинного сноса от снежности года. 1 – экспозиционный градиент модуля лавинного сноса; 2 – суммарная экспозиционная поправка

величин лавинного сноса в лавинных бассейнах с различной долей площади северных склонов в суммарной [157, 159].

По условиям снежности территория северного склона Джунгарского Алатау (междуречье Биен–Тентек) сходна с Заилийским Алатау. По-видимому, здесь столь же значительны и экспозиционные различия в активности лавинообразования, а склоны южной четверти горизонта в обычных условиях снегонакопления нелавиноактивны. Это подтверждается и результатами экспедиционного обследования территории бассейнов рек Биен, Саркан, Баскан и Лепсы в Джунгарском Алатау: характер лавинопроявлений здесь тот же, что и на северном склоне Заилийского Алатау.

В более снежном северо-западном районе Джунгарского Алатау (бассейн рек Чиже, Кара, Коксу) экспозиционные различия в лавинной активности в обычные, а тем более

¹ Под лавинным бассейном в отличие от отдельных лавинных очагов понимается их совокупность, в которой лавины формируют единый снежник.

в многоснежные годы сглажены. Так, в среднем с 1958 по 1974 г. с южных склонов здесь сходит не меньше лавин, чем с восточных и западных, а в отдельные годы (1968/69, 1972/73) доля лавин, сформировавшихся на южных склонах, достигает 30%. Тем не менее и в этом районе Джунгарского Алатау четко проявляются экспозиционные различия лавинной активности. На склонах южной четверти горизонта вследствие периодического радиационного подтаивания днем и последующего смерзания снега в ночные часы формируется более прочный снежный покров, отличающийся широким развитием снежно-ледяных корок и настов. Поэтому здесь сходят преимущественно пластовые лавины из свежевыпавшего снега. Они значительно меньше лавин, сформировавшихся на аналогичных по площади склонах северной ориентации, где при лавинообразовании, особенно во второй половине холодного сезона, в движение вовлекается и старый снег.

Определенные различия обнаруживаются и при сопоставлении лавинной активности северных, восточных и западных склонов. По определениям, основанным на данных непосредственных измерений в 30 лавинных бассейнах Джунгарского Алатау в 1974/75 г., эти различия аналогичны выявленным в Заилийском Алатау. Для северо-западного района хребта (бассейны рек Кара, Чиже, Коксу) зависимость модуля лавинного сноса от величины S выражается уравнением

$$M_n = 76,0 S + 62; \quad (5.4)$$

для северного склона хребта (бассейн р. Баскан)

$$M_n = 56,0 S + 19. \quad (5.5)$$

Таким образом, экспозиционные градиенты лавинной активности на северных склонах Заилийского и Джунгарского Алатау практически одинаковы. Показательно, что и абсолютные значения модуля лавинного сноса, измеренные в 1975 г. в типичных лавинных бассейнах среднегорного пояса, в обоих хребтах очень близки: при $S = 1$ они

равны соответственно 98 и $75 \text{ т} \cdot 10^3 / (\text{км}^2 \cdot \text{год})$. Это подтверждает предположение о значительном сходстве рассматриваемых территорий по лавинной активности, основанное на результатах анализа физико-географических условий лавинообразования и характера лавинопроявлений [157, 159].

Для северо-западного района Джунгарского Алатау характерны несколько большие величины ΔM_n в сравнении с типичными для бассейнов северного склона хребта. Казалось бы, экспозиционные контрасты лавинной активности здесь должны быть значительнее. Однако из-за существенно больших снеготпасов для этого района типичны более значительные объемы лавин и модули лавинного сноса, поэтому в абсолютном выражении экспозиционные различия лавинной активности здесь менее контрастны, чем на северных склонах Заилийского и Джунгарского Алатау. Об этом, в частности, свидетельствуют величины отношений ΔM_n к модулю лавинного сноса с северных склонов (при $S = 1$). По данным непосредственных измерений в 1974/75 г. в Заилийском Алатау они равны 8,0, на северном склоне Джунгарского Алатау (бассейн р. Баскан) — 7,5 и в бассейнах рек Коксу и Кара — 5,2.

Приведенные результаты отражают изменение лавинной активности по ориентации склонов в среднегорном поясе. В высокогорных районах Заилийского и Джунгарского Алатау и на Тянь-Шане характер распределения активности лавинообразования по ориентации несколько иной. Вследствие ветрового перераспределения значительная часть снеготпасов перемещается с приводораздельных участков наветренных склонов и аккумулируется в пригребневой зоне противоположных — подветренных склонов. В результате восточные склоны по лавинной активности приближаются к северным, а интенсивность лавинообразования на наветренных склонах снижается.

Наименьшими экспозиционными контрастами лавинной активности отличается самый снежный северо-западный район

Джунгарского Алатау (бассейны рек Кара, Чиже, Коксу), где, судя по данным экспедиционного обследования, даже южные склоны вплоть до гляциально-нивального пояса характеризуются высокой активностью лавинообразования и большой частотой схода лавин.

Приведенные результаты вполне согласуются с рассмотренными особенностями пространственного распределения снежного покрова и свидетельствуют о тесной зависимости лавинной активности от снежности года.

Экспозиционный градиент лавинной активности ΔM_n и уравнения (5.2) — (5.5) могут быть использованы для приведения значений модуля лавинного сноса к единому «уровню», например, к величине лавинного сноса с северных склонов (при $S = 1$), что позволяет исключить влияние ориентации склонов на лавинную активность и более надежно выявить роль других факторов лавинообразования.

5.1.2. Изменение лавинной активности по абсолютной высоте

Не менее отчетливо в характере территориальных изменений лавинной активности проявляется влияние абсолютной высоты (рис. 5.3).

Выявленный характер изменений модуля лавинного сноса по высоте хорошо согласуется с результатами обследования лавин весной 1966 г. в бассейнах главных рек северного склона Заилийского Алатау. Наиболее активное лавинообразование характерно для среднегорного пояса: максимальными значениями M_n отличаются лавинные бассейны с H_{cp} в диапазоне от 2000–2200 до 2800–3000 м (см. рис. 5.3). Именно здесь наблюдались наибольшая высота (до 1,5 м) снежного покрова и максимальное (до 80 см) его приращение за период снегопадов с 10 по 16 марта [165]. Характер изменения модуля лавинного сноса по абсолютной высоте аналогичен во всех рассматриваемых бас-

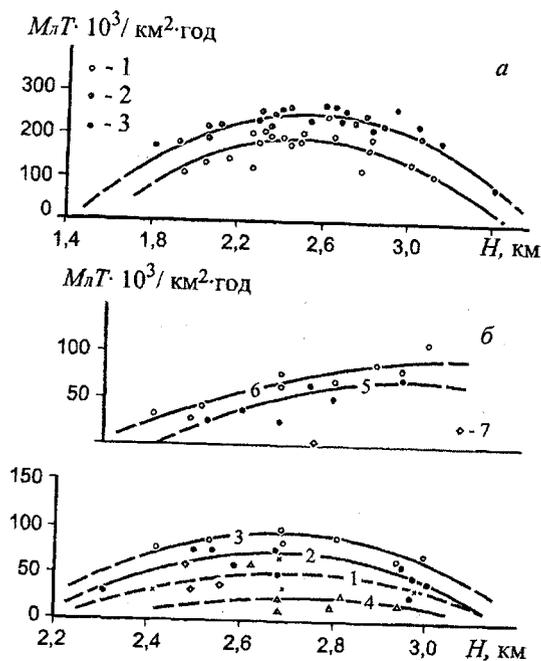


Рис. 5.3. Зависимость модуля лавинного сноса от средневзвешенной высоты лавинных бассейнов по данным измерений в бассейнах рек М. Алматинка (1), Б. Алматинка (2) и Талгар (3) в 1965/66 г. (а) и по измерениям в контрольных лавинных бассейнах р. М. Алматинка (б) в 1970/71 г. (1); 1971/72 г. (2); 1972/73 г. (3); 1973/74 г. (4); 1974/75 г. (5); 1975/76 г. (6) и в бассейнах рек Турген и Иссык в 1972/73 г. (7)

сейнах. Показательно, что на сопоставимых высотах максимальные значения модуля лавинного сноса характерны для бассейна р. М. Алматинка, близкие величины отмечены в бассейне р. Б. Алматинка и существенно меньшие — в бассейне р. Талгар (см. рис. 5.3). Это вполне согласуется с рассмотренными закономерностями распределения снежного покрова по территории северного склона Заилийского Алатау и свидетельствует о тесной взаимосвязи лавинной активности и снежности.

Согласно результатам соответствующих измерений, проводимых в течение ряда лет в типичных бассейнах Заилийского Алатау, выявленный в 1966 г. характер распределения модуля лавинного сноса по абсолютной высоте сохраняется почти ежегодно, хотя абсолютные величины M_n в зависимости от

конкретных условий метеорологического режима и снежности значительно изменяются от года к году.

Это вполне согласуется с рассмотренным характером распределения снегозапасов по абсолютной высоте в период схода основной массы лавин: величины суммарного снегонакопления нарастают по мере увеличения абсолютной высоты лишь до определенного предела; достигнув максимума у верхней границы среднегорного пояса, с переходом к высокогорью они существенно уменьшаются. Кроме того, более активному лавинообразованию в высокогорном поясе препятствует значительно большая прочность снежного покрова, обусловленная ветровым и радиационным уплотнением снега.

В отдельные годы (1974/75, 1975/76) складываются особо благоприятные условия для образования лавин и модуль лавинного сноса увеличивается с высотой вплоть до гляциально-нивального пояса (см. рис. 5.3). Характерен в этом отношении 1974/75 г., когда при близком к норме снегонакоплении резкое и глубокое потепление в апреле привело к интенсивному снеготаянию и массовому сходу лавин во всем диапазоне высот от 1600–1700 до 3200–3400 м.

На рис. 5.3 представлены зависимости $M_n = f(H_{cp})$, построенные по результатам измерений, выполненных в апреле – мае. Они не отражают действительного характера распределения модуля лавинного сноса в гляциально-нивальном поясе, где максимум лавинной активности смещается на более поздний период – конец мая – июнь. Однако материалы многолетних наблюдений, в том числе экспедиционных исследований в различных районах Тянь-Шаня, Памира и Гиссаро-Алая, дают основание полагать, что и суммарные за год величины модуля лавинного сноса в высокогорном поясе обычно меньше, чем в среднегорье.

Аналогичный характер пространственных изменений лавинной активности выявляется по данным измерений и в Джунгарском Алатау (рис. 5.4).

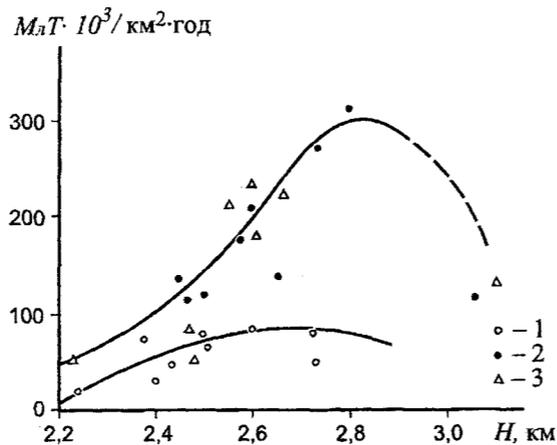


Рис. 5.4. Зависимость модуля лавинного сноса от средневзвешенной высоты лавинных бассейнов в Джунгарском Алатау (по измерениям в 1974/75 г.). Бассейны рек: Коксу (1), Баскан (2), Кара (3)

Абсолютные максимумы лавинной активности характерны для наиболее снежных бассейнов северо-западного района хребта (бассейны рек Коксу, Чиже, Кара). Как и в Заилийском Алатау, наибольшие значения модуля лавинного сноса присущи среднегорному поясу. Значительно меньше они на северном склоне хребта (бассейн р. Баскан), территория которого отличается существенно меньшей снежностью.

Приняв условно, что измеренные величины модуля лавинного сноса характеризуют среднюю интенсивность лавинного перераспределения снега в высотном интервале, ограниченном крайними значениями абсолютной высоты в пределах опытного бассейна, можно в первом приближении рассматривать выявленные зависимости $M_n = f(H_{cp})$ как зональные. Это дает возможность использовать их для интерполяционных построений при оценке лавинной активности в промежуточных высотных зонах, где непосредственные измерения не проводились.

Таким образом, на основе результатов измерений в бассейнах-индикаторах и зависимостей модуля лавинного сноса от ориентации склонов и средневзвешенной высоты контрольных лавинных бассейнов можно

оценить лавинную активность и объем переотложенного лавинами снега для любого участка горной территории в наблюдаемом диапазоне высот.

5.1.3. Зависимость лавинной активности от снежности года

По данным непосредственных измерений в контрольных лавинных бассейнах обнаруживается четкая зависимость лавинной активности от снежности года: с ее увеличением модуль лавинного сноса неуклонно растет (рис. 5.5).

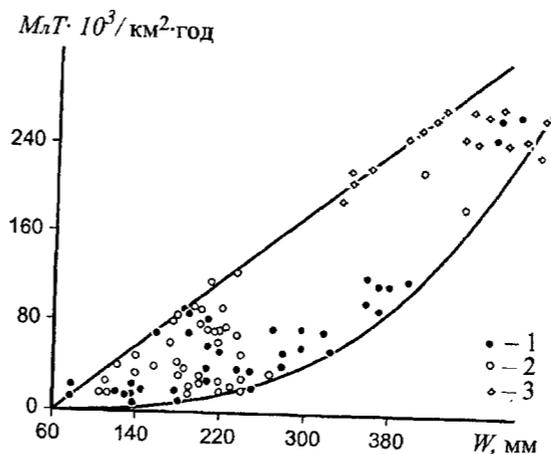


Рис. 5.5. Зависимость модуля лавинного сноса от максимального запаса воды в снежном покрове в зоне формирования лавин. 1 – в бассейнах ручьев Водопадный, Лагерный и Кумбель за 1960–1967 и 1970–1976 гг.; 2 – в других бассейнах притоков р. М. Алматинка за 1970–1976 гг.; 3 – в бассейнах притоков рек М. и Б. Алматинки за 1965/66 г.

Значительный разброс точек на графике $M_n = f(W)$ физически оправдан: при одних и тех же снегозапасах в зависимости от конкретных синоптико-метеорологических ситуаций и структурно-прочностных свойств снежного покрова активность лавинообразования может существенно изменяться.

С практической точки зрения несомненный интерес представляют как максимальные, так и минимальные величины M_n , вероятные

при данном снегонакоплении в зоне формирования лавин. Ими в конечном итоге определяются возможные пределы массы лавин и соответствующих динамических характеристик. Зависимость минимальных значений модуля лавинного сноса от снегозапасов в зоне формирования лавин при $80 \text{ мм} < W \leq 500\text{--}550 \text{ мм}$ приближенно можно выразить уравнением

$$\lg M_{n \text{ min}} = 3,48 \lg W - 7,02, \quad (5.6)$$

а максимально возможные при данном снегонакоплении значения модуля лавинного сноса при тех же граничных условиях могут быть рассчитаны из уравнения

$$M_{n \text{ max}} = 0,74W - 50. \quad (5.7)$$

Показателен характер зависимости $M_{n \text{ min}} = f(W)$: с увеличением снегозапасов от 100 до 230–250 мм минимальный модуль лавинного сноса, соответствующий данному значению W , возрастает медленно: в среднем на $20\text{--}22 \text{ т} \cdot 10^3 / (\text{км}^2 \cdot \text{год})$ на каждые 100 мм прироста снегозапасов. Очевидно, это объясняется тем, что лавины при указанных величинах снегонакопления носят избирательный характер. С дальнейшим возрастанием снегозапасов интенсивность увеличения $M_{n \text{ min}}$ резко возрастает до $70\text{--}80 \text{ т} \cdot 10^3 / \text{км}^2 \cdot \text{год}$ (т.е. в 3–4 раза) на каждые 100 мм приращения снегозапасов; соответственно повышается объем переотложенного снега и поражаемая лавинами площадь, а следовательно и общая лавинная опасность. Характерно также, что разность между минимальными и максимально возможными значениями модуля при фиксированных снегозапасах быстро возрастает до максимума при $W = 250\text{--}300 \text{ мм}$. Оставаясь более или менее постоянной при $250 < W < 380 \text{ мм}$, с дальнейшим увеличением снегозапасов эта разность довольно быстро сокращается.

Очевидно, при малом снегонакоплении лавины носят избирательный характер. По мере увеличения снегозапасов лавинная активность быстро нарастает и при снегозапасах $W > 250\text{--}300 \text{ мм}$ лавины приобретают

массовый характер: они формируются на склонах разной ориентации, при этом в движение вовлекается большая часть снежной толщи. При снегозапасах $W > 300$ мм более вероятно обрушение всей толщи накопленного на склоне снега, вследствие чего различия между минимальными и максимальными значениями M_n по мере дальнейшего увеличения снегозапасов все более сглаживаются.

Таким образом, величина снегозапасов, равная 250 мм, в условиях среднегорного пояса Северного Тянь-Шаня, как, вероятно, и в других аналогичных по снежности горных районах, близка к критической: с ее превышением вероятность массового схода лавин большого объема с вовлечением в движение всей снежной толщи резко возрастает. Эта величина хорошо согласуется с результатами анализа режима структурно-прочностных свойств снежного покрова (см. главу 4).

Следует заметить, что зависимость модуля лавинного сноса от снежности отчетливо проявляется лишь в среднегорном поясе, где роль ветрового перераспределения снега невелика. Об этом свидетельствуют результаты наблюдений в бассейне р. Тургеня и М. Алматинка (Заилийский Алатау) в 1970–1989 гг.: наибольшие значения M_n характерны здесь для высот от 2400 до 2800–3000 м. Выше, несмотря на явное увеличение максимальных снегозапасов, отчетливо проявляется тенденция сокращения значений модуля. Причина заключается в отмеченных различиях в режиме снегонакопления и прочности снежного покрова в средне- и высокогорном поясе.

Таким образом, модуль лавинного сноса является емкой характеристикой активности лавинообразования. Рассмотренные зависимости модуля лавинного сноса от снежности, абсолютной высоты, ориентации и характера поверхности склонов позволяют выявить закономерности пространственно-временных изменений лавинной опасности. Это открывает реальные возможности для

объективной сравнительной оценки лавинной опасности горной территории и может быть использовано для соответствующего районирования.

Хотя рассмотренные закономерности основаны на материалах наблюдений Заилийского и Джунгарском Алатау с учетом особенностей территориально-временных изменений снежности и динамики структурно-прочностных свойств снежного покрова, можно уверенно считать, что выявленные соотношения характерны для всего Тянь-Шаня. Это подтверждается, в частности, близкими значениями модуля лавинного сноса в сходных по снежности бассейнах северных склонов Заилийского и Джунгарского Алатау.

5.2. РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ И ЭЛЕМЕНТОВ РЕЖИМА ЛАВИН

5.2.1. Объемы лавин

Во избежание терминологических разночтений следует различать две характеристики: объем вовлеченного в движение снега и объем лавинного снежника. Абсолютные значения этих показателей могут значительно различаться в зависимости как от структуры, плотности и влажности вовлеченного в движение снежного покрова, так и от морфологии лавиносбора и канала стока (пути лавины), от которых зависит степень уплотнения движущегося в лавине снега и образовавшегося лавинного снежника.

Измерить коэффициент уплотнения движущейся снежной массы сложно. Поэтому на современном этапе изученности приходится оперировать величинами объема снега, вовлеченного в движение в процессе лавинообразования с учетом его различий по плотности и влажности. Этот объем V_g определяется произведением площади на толщину сорвавшегося пласта снега и зависит от площади очага и строения снежной толщи. Чем больше толщина снежного покрова, глубже расположение горизонта разрыхления

и слабее прочность этого горизонта, тем больше толщина пласта снега, принимающего участие в лавинообразовании, и больше площадь отрыва лавины. В то же время с увеличением площади очага уменьшается вероятность схода лавины со всей его площади.

Измерения толщины и площади лавинообразующих пластов снега в Заилийском Алатау и на Западном Тянь-Шане позволили получить зависимости коэффициентов захвата снежной толщи и охвата площади очага от типа лавины, толщины снежного покрова и площади очага. Коэффициент захвата снежной толщи K_h определялся как отношение толщины слоя отрыва лавины h_0 к толщине снежного покрова h . Коэффициент охвата площади очага K_F равен отношению площади отрыва лавины F_0 к площади очага F .

Зависимость толщины слоя лавинообразования от толщины снежного покрова нелинейна и прослеживается до $h = 300$ см (рис. 5.6). При этом коэффициент K_h уменьшается также по криволинейным зависимостям:

для сухих лавин:

$$K_h = 0,8 / \exp(0,25 h), \quad (5.8)$$

для мокрых лавин:

$$K_h = 1 / \exp(0,30 h), \quad (5.9)$$

где h выражена в метрах.

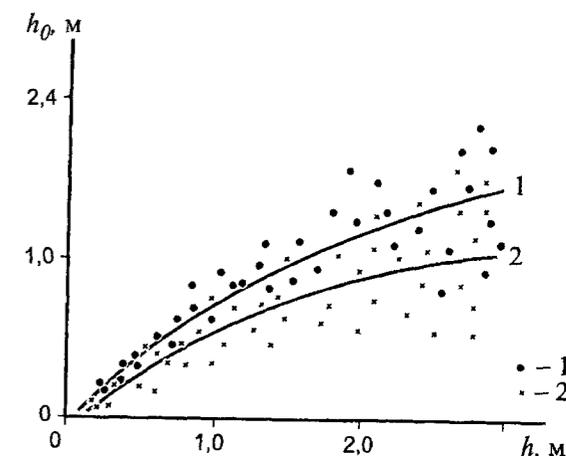


Рис. 5.6. Зависимости толщины слоя лавинообразования h_0 от высоты снежного покрова h для мокрых (1) и сухих (2) лавин

Результаты расчетов коэффициентов охвата площади очага приведены в табл. 5.2. K_F возрастает с увеличением толщины слоя лавинообразования и уменьшается с повышением площади лавинного очага (рис. 5.7).

Используя данные о коэффициентах захвата снежной толщи и охвата площади очага, можно рассчитать объем лавины по формуле

$$V_g = h \cdot K_h \cdot F \cdot K_F. \quad (5.10)$$

К сожалению, точность определения K_h и K_F невелика. Более надежно объем сносимого лавиной снега V_d можно определить как

Таблица 5.2. Коэффициенты охвата площади лавинного очага

Тип лавины	Площадь очага, га	Толщина лавинообразующего пласта, см:					
		10-20	20-40	40-60	60-100	100-150	150-200
Сухая	<5	0,26	0,33	0,42	0,54	0,68	0,81
	5-10	0,22	0,29	0,36	0,46	0,59	0,71
	10-20	0,17	0,23	0,30	0,38	0,38	0,59
	20-50	0,09	0,13	0,17	0,23	0,30	0,33
	>50	0,03	0,05	0,08	0,12	0,17	0,23
Мокрая	<5	0,19	0,28	0,38	0,52	0,68	0,81
	5-10	0,16	0,24	0,33	0,45	0,59	0,71
	10-20	0,13	0,19	0,27	0,36	0,48	0,59
	20-50	0,07	0,11	0,16	0,22	0,30	0,38
	>50	0,03	0,05	0,08	0,11	0,17	0,23

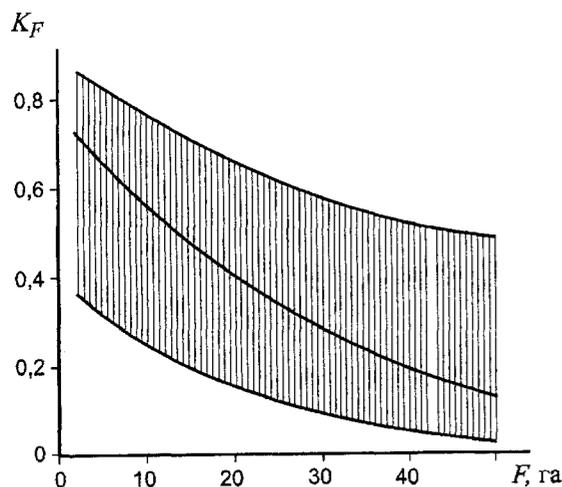


Рис. 5.7. Зависимость коэффициента охвата площади очага K_F от площади очага F при высоте снежного покрова 1 м

произведение запаса воды в снежном покрове на лавиноактивных склонах на площадь поверхности лавиносбора с учетом поправки на соотношение плотности снежного покрова и переложенного лавинами снега и коэффициента, характеризующего долю сносимого лавинами снеготзапаса на лавиноактивных склонах (в водном эквиваленте):

$$m = W \cdot F_n \cdot k, \quad (5.11)$$

$$V = m / \gamma_c \cdot \gamma_h, \quad (5.12)$$

где m — масса (водный эквивалент) лавинного снежника, т; F_n — площадь лавиносбора, га; k — доля сносимого лавинами снега (в водном эквиваленте); γ_c — плотность лавинного снежника; γ_h — плотность снежного покрова в зоне формирования лавины, кг/м³.

Поскольку снежность склонов разной ориентации неодинакова, масса лавин рассчитывается по формуле

$$m = 10 (F_c W_c K + F_{в,3} W_{в,3} K + F_{ю} W_{ю} K), \quad (5.13)$$

где m — масса лавины, т; F — площадь горизонтальной проекции лавиноактивных склонов северной F_c , восточной и западной $F_{в,3}$ и южной $F_{ю}$ ориентации, га; W — снеготзапасы (водный эквивалент) на лавиноактивных склонах соответствующей ориентации, мм;

K — коэффициент, учитывающий долю сносимого лавинами снега; 10 — коэффициент размерности. Обеспеченность рассчитанной массы лавины будет соответствовать обеспеченности принятых для расчета снеготзапасов.

Судя по результатам измерений в контрольных лавинных бассейнах Заилийского и Джунгарского Алатау, доля сносимого лавинами снега закономерно возрастает по мере увеличения снеготзапасов в зоне формирования лавин (рис. 5.8).

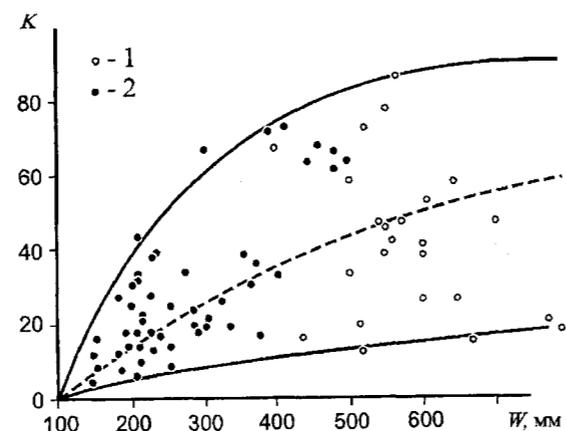


Рис. 5.8. Зависимость доли сносимого лавинами снега K от максимального запаса воды в снежном покрове на склонах лавиносборов W по данным измерений в контрольных бассейнах Заилийского (1) и Джунгарского (2) Алатау

Но пределы колебаний K при фиксированных значениях W значительны и с увеличением водности снежного покрова быстро нарастают. В среднем доля сносимого лавинами снега монотонно повышается от 20% при снеготзапасах 250 мм до 50–60% при $W > 600$ –650 мм. Максимальные же значения K по мере увеличения W возрастают гораздо быстрее. В оптимальных для лавинообразования условиях при снеготзапасах более 200 мм лавины могут снести до 40% суммарного снеготзапаса на склонах лавиносбора, а при $W = 500$ –600 мм доля сносимого лавинами снега приближается к 90%. Этот предел условно принят за максимальный.

Значительный разброс точек на поле зависимости $K = f(W)$ обусловлен рядом причин. Прежде всего, здесь сказываются тип развития снежного покрова и генетический тип лавинообразования, зависящие от весьма изменчивых сочетаний режима снеготнакопления и конкретных синоптико-метеорологических ситуаций. Так, в малоснежные и холодные зимы, когда в развитии снежного покрова резко преобладают процессы разрыхления, обычно наблюдается многократный сход пластовых лавин. При этом в движение вовлекается самый верхний слой свежевыпавшего либо полностью перекристаллизовавшегося до состояния сыпучей «изморози» снега [159]. В такие зимы большая часть снежной толщи не участвует в лавинообразовании, и доля сносимого лавинами снега будет минимальной.

В многоснежные зимы с частыми обильными снегопадами снеготзапасы на склонах лавиносборов могут достигать критических значений задолго до весеннего максимума снеготнакопления и массовый сход лавин возможен еще в первой половине зимы, как это было в Заилийском Алатау в декабре 1966 г. При этом последующее снеготнакопление может оказаться недостаточным для нового лавинообразования, и большая часть скопившегося после схода первых лавин снега остается на склонах. В итоге величина K будет меньше нормы.

Таким образом, как в малоснежные, так и в многоснежные годы доля сносимого

лавинами снега может оказаться небольшой. Вместе с тем при любых значениях W , выше которых возможно формирование лавин, в реальных условиях вероятны такие сочетания метеорологических условий и состояния снежного покрова, при которых активность лавинообразования особенно велика, и тогда доля сносимого лавинами снега будет максимальной. Именно этим условиям соответствует верхняя огибающая кривая рис. 5.8.

В табл. 5.3 приведены K , соответствующие обычной и максимальной активности лавинообразования. Они представляют интерес для оценки лавинной опасности и могут быть использованы при решении прикладных задач, в частности для изучения влияния лавин на перераспределение снеготзапасов.

Зависимость $K = f(W)$ получена по результатам измерений в контрольных лавинных бассейнах Заилийского и Джунгарского Алатау. Она характеризует рассматриваемые соотношения значений W от 100 до 700 мм как для районов с развитием снежного покрова по типу разрыхления, так и для районов, где в развитии снежной толщи преобладают процессы уплотнения. В этот диапазон вмещается, за редким исключением, все многообразие величин суммарного снеготнакопления, характерных для горных территорий Центральной Азии, Юга Сибири и Северного Кавказа. По-видимому, приведенные в табл. 5.3 соотношения можно принять для расчета объема лавин в названных районах.

Таблица 5.3. Зависимость доли сносимого лавинами снега от снеготзапасов в зоне формирования лавин

Снеготзапасы, мм	Условия лавинообразования		Снеготзапасы, мм	Условия лавинообразования	
	обычные	оптимальные		обычные	оптимальные
100-150	0,05	0,14	400-450	0,37	0,76
150-200	0,11	0,34	450-500	0,40	0,80
200-250	0,18	0,47	500-550	0,42	0,84
250-300	0,24	0,57	550-600	—	0,87
300-350	0,28	0,65	600-650	—	0,89
350-400	0,33	0,70	>650	—	0,90

Таким образом, выявленные зависимости $M_n = f(H, D)$ и $K = f(W)$ в сочетании с данными о снежности территории позволяют рассчитать объем лавин для любого лавинного очага.

Подчеркнем, что этот расчет в значительной мере базируется на стандартной метеорологической информации и материалах несложных картометрических определений. Методика позволяет также вычислить объем лавин как для крупномасштабных оценок (включая задачи противолавинного проектирования), так и для средне- и мелкомасштабного картографирования лавинной опасности. В последнем случае вместо площади отдельного лавинного очага в расчет принимается средняя для данного участка территории площадь лавиносбора, определяемая в зависимости от глубины расчленения рельефа либо по соответствующим соотношениям, характерным для данного типа лавиноопасной территории [17, 159].

Самостоятельную задачу представляет расчет объема (массы) лавинных снежников. При совпадении величин массы объема сносимого лавинами снега и лавинного снежника значительно различаются. Чем больше высота падения лавины и чем более влажный снег, тем больше эти различия. Зачастую лавинные снежники формируются несколькими лавинами и определение их объема (массы) представляет интерес для решения ряда научных и прикладных задач.

В условиях глубоко расчлененного рельефа, типичного для подавляющей части территории Тянь-Шаня и сопредельных горных стран Центральной Азии, сносимый лавинами снег аккумулируется на дне глубоких эрозионных врезов, боковых логов и долин в виде узких (обычно до 30, реже до 50 м и более) снежников, протяженность которых превышает иногда 2,5–3 км.

Морфология дна долин и логов, где аккумулируется сносимый лавинами снег, довольно однотипна. Результаты тщательных измерений показали, что площадь поперечного сечения снежников, сформированных на

дне долин, тесно связана с максимальной их шириной в данном профиле. Отсюда естественна тесная зависимость объема лавинных снежников от площади их поверхности [146]. Уравнение зависимости имеет вид

$$\lg V = 1,6 \lg F_c - 0,322, \quad (5.14)$$

где V – объем лавинного снежника, $\text{м}^3 \cdot 10^3$; F_c – площадь поверхности снежника, $\text{м}^2 \cdot 10^3$.

Сравнительно небольшая погрешность (стандартные отклонения рассчитанных величин от измеренных $S = \pm 17,9\%$) позволяет рекомендовать уравнение (5.14) для расчета объема лавинных снежников.

Для малых лавинных снежников, площадь поверхности которых не превышает 1,5–2 тыс. м^2 , а форма близка к конусу, характерны иные соотношения. Зависимость объема таких снежников от площади их поверхности выражается уравнением

$$\lg V = 1,21 \lg F_c - 0,045. \quad (5.15)$$

Погрешность расчета объема лавин по этому уравнению не превышает 20%, стандартное отклонение рассчитанных величин составляет $\pm 0,053$.

Применение формул (5.14) и (5.15) открывает возможности для расчета объема лавинных снежников по материалам аэрокосмосъемки и решения ряда прикладных и методических задач, в частности для определения объема переотложенного лавинами снега на охваченной аэро- либо космической съемкой территории, расчета модулей лавинного сноса и оценки территориальных изменений лавинной активности.

5.2.2. Дальности выброса лавин

Дальность выброса (длина пути лавины) L в данном лавиносборе зависит от объема лавины и физического состояния снега. Чем больше объем лавины, тем длиннее ее путь. Зависимость длины пути от объема лавины V имеет логарифмический характер. Для Заилийского Алатау эта зависимость выражается уравнением

$$\lg L = 0,244 \lg V + 2,96, \quad (5.16)$$

в котором объем лавины выражается в тыс. м^3 водного эквивалента.

У мокрых лавин в лотковых лавиносборах длина пути больше, чем у сухих лавин. В склоновых лавиносборах соотношение длины пути мокрых и сухих лавин обратное: сухие лавины проходят дальше, чем мокрые тех же объемов.

В разных лавиносборах длина пути лавин зависит от его площади, высоты и среднего уклона. Для сравнения дальностей выброса лавин используется коэффициент дальности выброса

$$r = L/H_n, \quad (5.17)$$

где L – горизонтальная проекция длины пути лавины; H_n – высота падения лавины. Этот коэффициент предложен С. М. Козиком [89]. Он имеет физический смысл коэффициента общего сопротивления движению лавин. Чем меньше r , тем больше дальность выброса лавины.

Используя фактические данные о максимальных дальностях выброса лавин в Заилийском и Джунгарском Алатау, полученные при исследованиях видимых границ действия лавин, мы рассчитали эмпирические зависимости коэффициента дальности выброса от морфометрических параметров для лотковых лавиносборов. Уравнения этих зависимостей имеют вид:

для Заилийского Алатау

$$r = 0,015i + 0,12 \cdot 10^{-5F} - 0,11; \quad (5.18)$$

для Джунгарского Алатау

$$r = 0,014i + 0,13 \cdot 10^{-5F} - 0,13, \quad (5.19)$$

где i – средняя крутизна лавиносбора, град; F – площадь лавинного очага, км^2 .

Анализ данных о дальностях выброса лавин в различных горных районах показал, что зависимости коэффициента r от морфометрических параметров лавиносборов могут быть описаны уравнениями:

для лотковых лавиносборов

$$r = D \cdot i + B \cdot \exp(-CF) + N; \quad (5.20)$$

для склоновых лавиносборов

$$r = L \cdot H_n + M \cdot i + K, \quad (5.21)$$

где i – средний уклон лавиносбора, град; F – площадь очага, км^2 ; H_n – превышение лавиносбора; B, C, D, K, L, M, N – эмпирические региональные коэффициенты, зависящие от снежности района.

Найдены зависимости этих коэффициентов от нормы максимального запаса воды в снежном покрове W , которая является обобщенной характеристикой снежности (табл. 5.4).

Получены также зависимости коэффициента дальности выброса лавин r от объема лавины, крутизны и превышения лавиносбора.

Для сухих лавин в лотковых лавиносборах расчетное уравнение имеет вид

$$r = \text{tg } i + (0,10 - 0,007i) \lg V + 0,1H_n^2 + 0,12H_n + 0,005(i - 25); \quad (5.22)$$

Таблица 5.4. Изменение эмпирических коэффициентов уравнений (5.18) и (5.19) в зависимости от максимальных запасов воды в снежном покрове в зоне формирования лавин

Норма максимального запаса воды в снежном покрове, мм	Эмпирические коэффициенты						
	N	B	C	D	K	L	M
100	-0,08	0,10	4,0	0,016	-0,10	0,23	0,023
200	-0,10	0,12	4,8	0,015	-0,12	0,22	0,023
300	-0,11	0,12	5,1	0,015	-0,14	0,21	0,022
400	-0,12	0,13	5,3	0,014	-0,17	0,20	0,022
500	0,13	0,13	5,4	0,014	-0,20	0,19	0,020
600	-0,13	0,13	5,5	0,014	-0,25	0,18	0,020

для сухих лавин в склоновых лавино-сборах

$$r = \operatorname{tg} i + (0,11 - 0,006i) \operatorname{Ig} V + 0,05H_n^2 + 0,1H_n + 0,005(i - 25); \quad (5.23)$$

для мокрых лавин в лотковых лавино-сборах

$$r = \operatorname{tg} i + (0,11 - 0,007i) \operatorname{Ig} V + 0,2H_n^2 + 0, - 6H_n + 0,005(i - 25); \quad (5.24)$$

для мокрых лавин в склоновых лавино-сборах

$$r = \operatorname{tg} i + (0,003 - 0,002i) \operatorname{Igt} V + 0,06H_n^2 + 0,12H_n + 0,003(i - 25), \quad (5.25)$$

где i – средний уклон лавиносбора, град; V – объем лавины, м³; H_n – превышение лавиносбора, км.

В лавиносборах, где выкат лавин происходит по длинному пологому логу, дальность выброса лавин увеличивается, а коэффициент r уменьшается на $0,03(\operatorname{Igt} V + 1)$.

5.2.3. Скорость лавин

Скорость и высота фронта лавинного потока измерялись во время профилактических спусков лавин в бассейнах рек М. и Б. Алматинки в Заилийском Алатау. Движение лавин снималось на киноплёнку. Скорость фронта лавин определялась по времени прохождения отрезков между местными ориентирами, опознаваемыми на фотоизображении.

Объем отснятых лавин изменялся от 500 до 10 000 м³. Всего было отснято около 30 лавин. Скорость лавин оказалась зависимой от объема лавины и крутизны склона. Скорость сухих лавин составляла 20–30 м/с, достигая 40 м/с. У мокрых лавин скорости намного меньше – 5–10, максимум до 15 м/с.

Данные о скоростях лавин дают возможность определить коэффициенты сопротивления при калибровке математических моделей движения лавин, применяемых для расчетов их движения. Сравнение достоинств и недостатков различных моделей показало, что сложные модели, учитывающие большое количество факторов, хороши

только для изучения влияния на движение лавин различных параметров. Для практических расчетов их применение затрудняется необходимостью задавать ряд параметров, значения которых не поддаются определению в натуре. Поэтому для инженерных расчетов обычно применяются простые модели, в которых движение лавины регулируется одним-двумя параметрами.

Ю. Д. Москалев [130] рекомендует использовать для лавинных расчетов модель движения центра массы лавины, движущейся под действием силы тяжести и силы сопротивления, обусловленных сухим трением и турбулентным сопротивлением, пропорциональным квадрату скорости лавины. Скорость лавины v в конце отрезка пути длиной L с крутизной i вычисляется по формуле

$$v^2 = g(\sin i - f \cos i) / b + v_0^2 - g(\sin i - f \cos i) / b \exp(2bL), \quad (5.26)$$

где v_0 – скорость лавины в начале участка; f – коэффициент сухого трения; b – коэффициент турбулентного сопротивления, м⁻¹.

В табл. 5.5 приведены данные измерений скорости и результаты расчетов коэффициентов сопротивления для некоторых реальных лавин в Заилийском Алатау.

Скорости лавин можно установить также по перекоосу поверхности лавинного потока на поворотах лотка; величина перекооса измеряется по следам, оставляемым лавиной на бортах лотка. В лотках, проходящих через лесную зону, граница поврежденных деревьев фиксирует следы прохождения максимальной лавины, по которым можно определить ее скорость и высоту потока. Скорость лавины рассчитывается по формуле

$$v^2 = g i R,$$

где i – поперечный уклон поверхности лавины; R – радиус поворота лотка.

Данные таких определений в некоторых лавиносборах Джунгарского, Заилийского Алатау и Чаткальского хребта приведены в табл. 5.6. Этот способ определения скорости лавин позволяет получить выборки данных, достаточные для статистического анализа.

Таблица 5.5. Измеренные скорость и высота фронта лавин и рассчитанный коэффициент сопротивления лавин в Заилийского Алатау

Тип и объем лавины, м ³	Длина участка, м	Крутизна склона, град	Скорость лавины, м/с	Высота фронта, м	Коэффициент сухого трения	Коэффициент турбул. сопротив., м ⁻¹
Сухая, склоновая, 5000	80 180 110	37 32 24	10	2	0,30 0,45	0,028 0,028
Сухая, лотковая, 9000	270 20 32	34 48 31	35 40 30	10 10 12	0,20	0,004
Сухая, лотковая, 2000	270 20 32 30 25 27 20	34 48 31 25 24 28 9	25 22 18 15	5 6 8 8	0,20 0,30 0,40 0,45	0,008 0,008 0,008 0,008
Мокрая, склоновая, 500	80 65 66 20	36 41 28 25	6 5,2 4,3	1	0,42 0,50	0,025 0,025
Сухая, лотковая, 2000	170 190	36 32	23	8	0,30 0,20	0,010 0,007
Сухая, склоновая, 200	200	40	20		0,20	0,012
Сухая, лотковая, 1500	400 170 170 170 400	36 45 30 37 28	18 23		0,25 0,30	0,012 0,012
Мокрая, лотковая, 1000	480 280 280 330	40 32 21 28	14 11	1	0,10 0,27	0,029 0,029
Сухая, склоновая, 5000	18 72 21	38 35 43	8		0,40	0,040
Сухая, склоновая, 1000	18 72 21	38 35 43	10		0,40 0,30	0,030 0,030

Таблица 5.6. Результаты определения скорости лавины по перекосу следов прохождения на поворотах лотка

Горный район	Тип и объем лавины, м ³	Кругизна лотка, град	Скорость лавины, м/с	Коэффициент трения	Коэффициент турбулентного сопротивления, м ⁻¹	
Зайлийский Алатау	Сухая, 60000	22	30	0,10	0,003	
		14	20	0,12	0,003	
		11	12	0,20	0,003	
	Сухая, 50	42	19	0,30	0,012	
		Мокрая, 50000	36	10	0,15	0,010
			11	9	0,15	0,010
Мокрая 20000	15	10	0,11	0,013		
Джунгарский Алатау	Мокрая 100000	7	6	0,10	0,014	
Чаткальский хребет	Мокрая 300000	12	11	0,06	0,009	
		10	8	0,06	0,009	

Анализ полученных скоростей лавин и рассчитанных по ним коэффициентов сопротивления движения лавин показал, что они зависят от типа и объема лавины. Установлена также зависимость коэффициента трения от скорости лавины, отмечаемая и другими авторами [130]. У сухих лавин коэффициент трения уменьшается с увеличением скорости лавины по экспоненте (рис. 5.9):

$$f = 0,1 + 0,4 \exp(-0,048v). \quad (5.27)$$

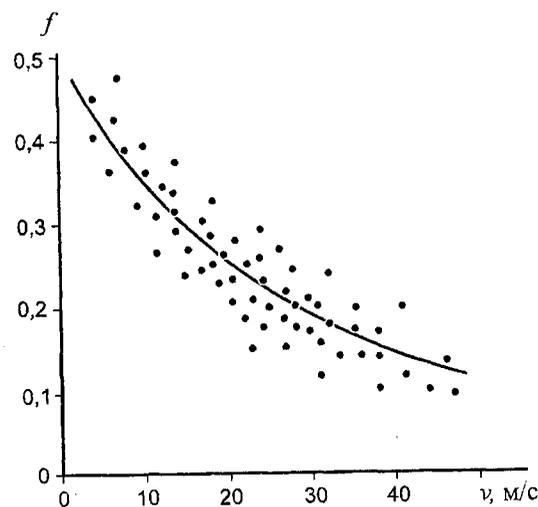


Рис. 5.9. Зависимость коэффициента трения сухих лавин от скорости лавины

У мокрых лавин коэффициент трения зависит еще и от объема лавины:

$$f = (0,36 - 0,055 \lg V) + (0,65 - 0,11 \lg V) \exp(-0,12v), \quad (5.28)$$

где V – объем лавины, м³; v – скорость лавины, м/с.

Коэффициент турбулентного сопротивления b , м⁻¹ уменьшается с увеличением объема лавины V , м³ (рис. 5.10):

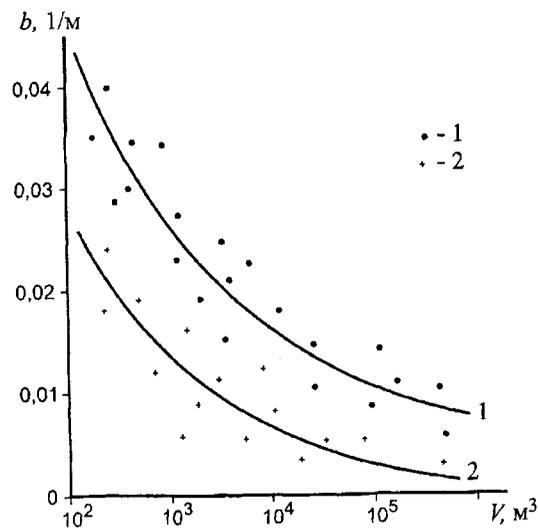


Рис. 5.10. Зависимости коэффициента турбулентного сопротивления b от объема сухих (2) и мокрых (1) лавин

для сухих лавин

$$b = 0,13/V^{0,35}, \quad (5.29)$$

для мокрых лавин

$$b = 0,15/V^{0,30} + 0,006. \quad (5.30)$$

5.2.4. Высота и площадь сечения лавинного потока

Высота фронта лавинного потока измерялась по материалам кино съемки при профилактических спусках лавин в Зайлийском Алатау. Однако большая часть данных была получена при экспедиционных обследованиях лавиносборов, когда измерялись поперечные профили лотков и фиксировались следы действия максимальных лавин [157]. Некоторые результаты таких измерений приведены в табл. 5.7.

Для каждого региона могут быть получены зависимости высоты h и площади поперечного сечения лавинного потока максимальных лавин от площади лавинного очага F , которые аппроксимируются уравнениями типа:

$$h_n = a \cdot F^b, \quad (5.31)$$

$$S_n = c \cdot F^d, \quad (5.32)$$

где a, b, c, d – региональные эмпирические коэффициенты, зависящие от снежности района. По данным измерений высоты и площади сечения лавинного потока в различных по снежности горных районах (см. рис. 5.6) удалось получить зависимости этих коэффициентов от нормы максимального запаса воды в снежном покрове (табл. 5.8).

Размерность величин: F (га), S_n (тыс. м²), h_n (м). Данные измерения высоты и площади поперечного сечения лавинного потока

Таблица 5.8. Эмпирические коэффициенты зависимостей высоты и площади поперечного сечения лавинного потока от снежности района

Норма максимального запаса воды в снежном покрове, мм	Эмпирические коэффициенты			
	a	b	c	d
100	0,130	0,50	0,190	0,30
200	0,095	0,65	0,174	0,34
300	0,072	0,75	0,166	0,36
400	0,058	0,84	0,152	0,38

Таблица 5.7. Измеренные высота фронта и площадь поперечного сечения лавинного потока

Горный район	Площадь лавинного очага, га	Высота потока лавины, м	Площадь поперечного сечения, м
Джунгарский Алатау	6	8	200
	10	15	500
	20	18	700
	34	23	1200
	42	20	1600
	60	30	2200
Зайлийский Алатау	65	18	1100
	90	55	6200
	4	7	160
	9	8	150
	12	10	200
	15	13	220
	30	10	210
	27	13	270
	35	15	300
	55	20	440
	87	20	820

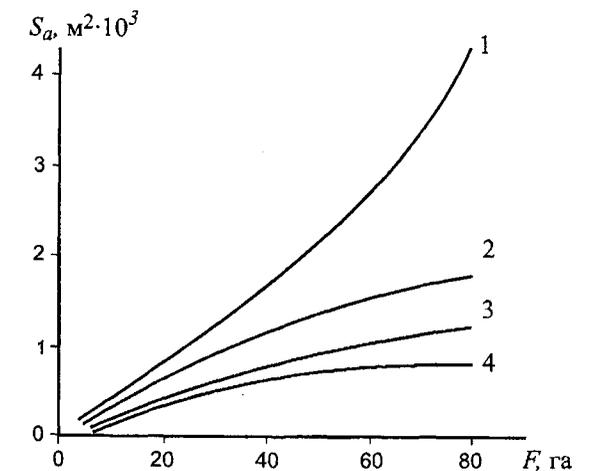


Рис. 5.11. Зависимости площади поперечного сечения лавинного потока S от площади лавинного очага F . 1 – Джунгарский Алатау; 2 – Зайлийский Алатау; 3 – Терскей-Алатау; 4 – Кетмень

Таблица 5.9. Высота и площадь поперечного сечения лавинного потока, измеренные по следам схода лавин

Горный район	Тип лавины	Объем лавины, м ³	Высота потока, м	Площадь сечения, м ²
Зайлийский Алатау	Мокрая	4000	3	30
	Сухая	10000	15	300
	Мокрая	20000	4	60
	«	20000	4	60
	«	40000	7	200
	«	40000	7	200
	«	50000	10	230
Джунгарский Алатау	Мокрая	100000	6	150
Чаткальский хребет	Мокрая	300000	8	200

после схода лавин, часть из которых приведена в табл. 5.9, позволили получить зависимости их от типа, объема и скорости лавины. Оказалось, что для мокрых лавин характерны высота потока – 5–10 м, площади поперечного сечения – 50–200 м², а для сухих лавин – 10–30 м и 500–5000 м² соответственно.

У сухих лавин зависимость высоты потока h_n (м) от объема V (м³) и скорости лавины v (м/с) (рис. 5.12) описывается уравнением

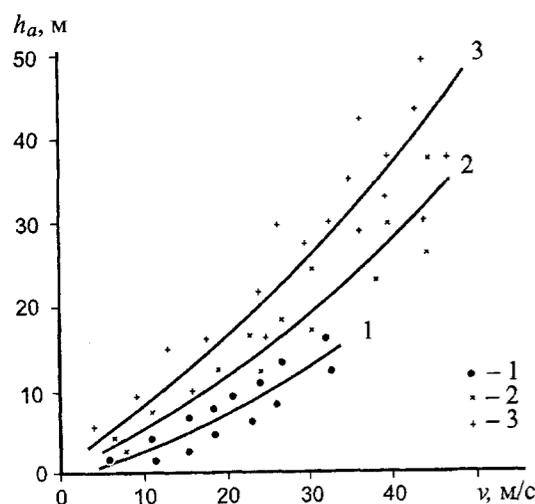


Рис. 5.12. Зависимости высоты лавинного потока h сухих лавин от их скорости v при объеме лавины: 1 – 10–20 тыс. м³; 2 – 20–50 тыс. м³; 3 – более 50 тыс. м³

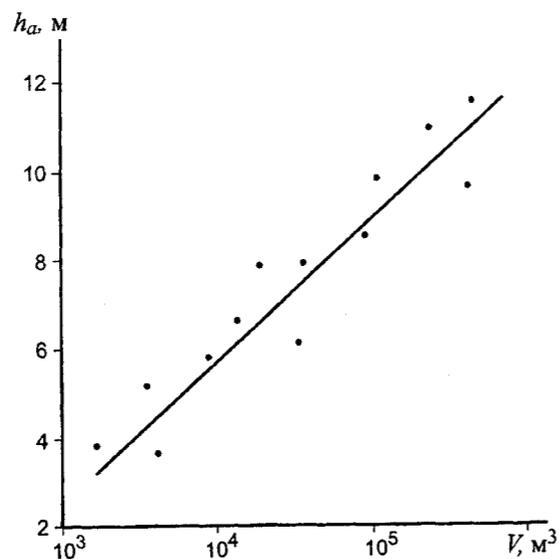


Рис. 5.13. Зависимость высоты фронта лавинного потока h от объема мокрых лавин

$$h_n = (0,081gV - 0,10)v^{(0,74+0,12lgV)}. \quad (5.33)$$

У мокрых лавин связь высоты потока с их скоростью не выражена. Высота потока зависит только от объема лавины (рис. 5.13) и определяется уравнением

$$h_n = 0,25 V^{0,3}. \quad (5.34)$$

5.3. ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ЛАВИННОГО РЕЖИМА В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ

Систематические исследования по проблеме лавин, начатые на Тянь-Шане в конце 50-х – начале 60-х годов и получившие значительный импульс с созданием сети снеголавинных станций после массового схода катастрофических лавин весной 1966 г., позволили получить не только богатый фактический материал по основным аспектам проблемы, но и значительно расширить знания о природе явления и закономерностях распространения лавинной опасности. Эти знания суммированы в многочисленных публикациях, в том числе специально посвященных проблеме лавин [21, 83, 97, 118, 159, 161, 165].

Поэтому ограничимся лишь краткой сравнительной оценкой особенностей лавинной опасности различных районов Тянь-Шаня, приняв в качестве основных показателей опасности объем лавин и коэффициент поражаемости территории K , характеризующий долю лавиноопасной площади в суммарной. Не имея возможности характеризовать лавинную активность каждого района величинами модуля лавинного сноса, примем в качестве показателей лавинной активности объем, среднее количество лавин и их распределение в течение лавиноопасного периода.

В обобщенном виде территориальное распределение показателей лавинной опасности представлено на соответствующих картах (рис. 5.14 и 5.15). При составлении этих карт использованы фактические данные, топографические карты, карта типов лавиноопасных территорий (см. рис. 1.8), а также эмпирические зависимости V и K от снежности и типа лавиноопасной территории, рассмотренные в главе 1.

В табл. 5.10 и на рис. 5.16 и 5.17 представлены распределения площадей лавиноопасных территорий по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории Тянь-Шаня. На диаграммах показаны районы, лавиноопасные только в многоснежные годы, и территории гляциального пояса, лавиноопасные круглый год.

5.3.1. Джунгарский Алатау

В Джунгарском Алатау лавинной опасности подвержено в общей сложности 47 300 км², из них ежегодно лавиноопасны 29 600 км² (табл. 5.11). Большая часть периодически лавиноопасной территории характеризуется редко- и неглубоко расчлененным рельефом. Коэффициент поражаемости здесь не превышает 0,1. Площадь круглогодично лавиноопасных территорий гляциального пояса составляет 4000 км². Они приурочены к приводораздельным частям главных хребтов Джунгарского Алатау и Боро-Хоро. Около 1800 км² Джунгарского Алатау заняты лави-

ноопасными территориями лесолугового пояса с коэффициентом поражаемости 0,1–0,25.

Максимальной степенью лавинной опасности в Джунгарском Алатау отличается его западная часть с ориентированными навстречу влагоносным потокам воздуха бассейнами рек Сатылы, Коксу, Чиже и Кора. Эти же бассейны отличаются наибольшей снежностью. Объемы лавин здесь превышают 100 тыс. м³. Лавинами поражается более 0,75 площади.

На остальной части Джунгарского Алатау максимальные объемы лавин составляют 10–100 тыс. м³, а в его восточной части, которая отличается наименьшей снежностью, они не превышают 10 тыс. м³.

Большинство речных долин в горной части Джунгарского района имеют узкий V-образный поперечный профиль и характеризуются высоким коэффициентом поражаемости лавинами (более 0,75). Однако на водоразделах основных хребтов, занятых территориями гляциального и перигляциального поясов с ледниковыми формами рельефа, коэффициент K снижается до 0,5–0,7, а на восточной и западной окраинах, где широко распространены поверхности выравнивания, $K = 0,25–0,5$.

Большинство лавин в Джунгарском Алатау обусловлено снегопадами. На их долю приходится 56% всех лавин в районе [157]. Вслед за ними по повторяемости идут адвекционные лавины (35%), связанные с глубокими оттепелями и весенним снеготаянием. Мокрые и сухие лавины по количеству представлены примерно равными долями, но по объемам мокрые лавины преобладают.

Во внутригодовом ходе лавинной активности выделяются два максимума: в середине зимы (январь) и в начале весны (март) (табл. 5.12). В лавинном режиме отдельных зим могут наблюдаться значительные отклонения от нормы. Так, в зимы 1969/70 и 1971/72 гг. лавины свежеснеговывающего снега составляли 90% [157]. В 1959/60 г. максимум лавин наблюдался в феврале и апреле, а в 1967/68 г. лавины были только в декабре

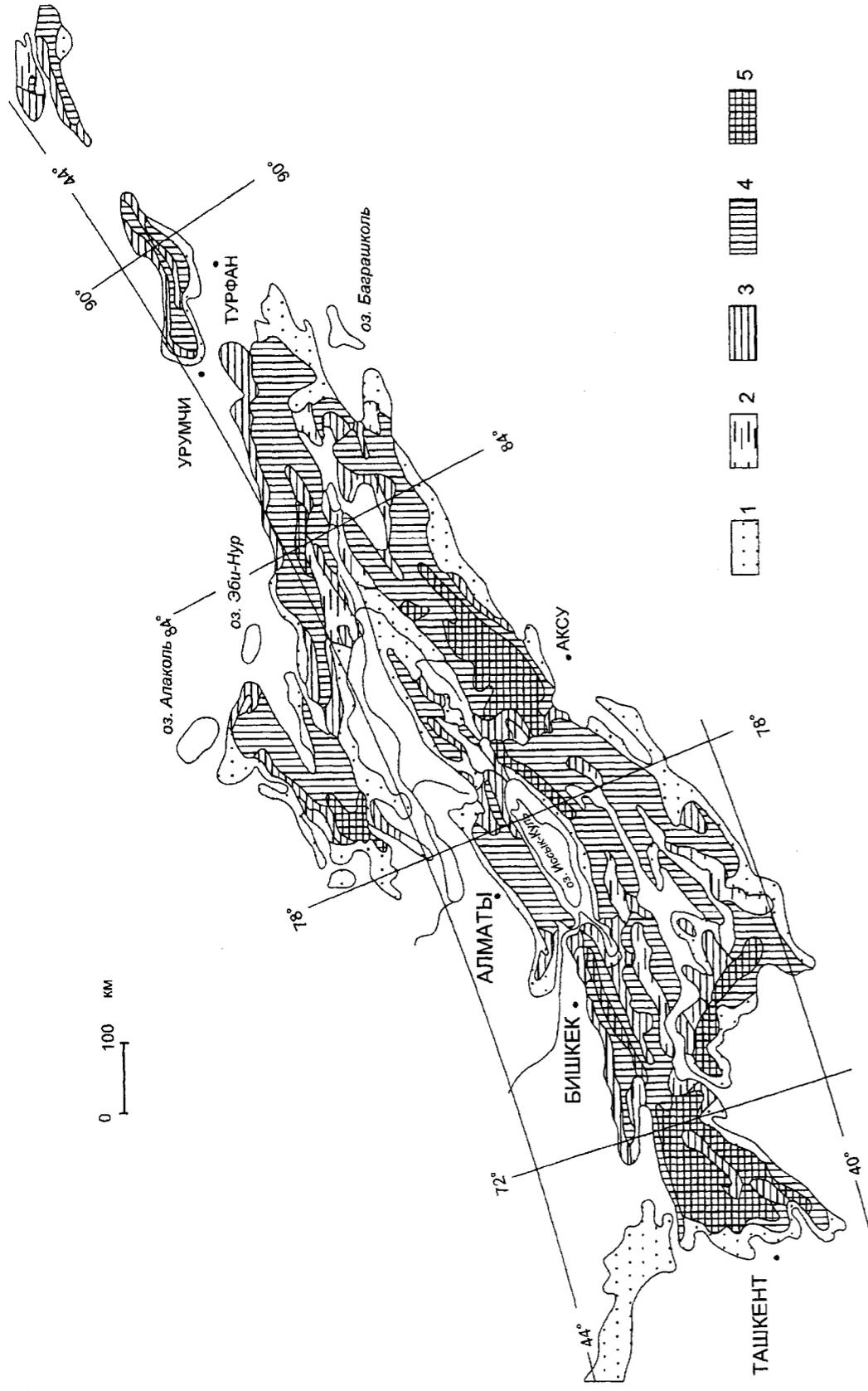


Рис. 5.14. Карта лавинной опасности Тянь-Шаня. 1 – территории, лавиноопасные только в многоснежные годы; максимальный объем лавин на ежегодно лавиноопасных территориях, тыс. м³: 2 – менее 1; 3 – 1–10; 4 – 10–100; 5 – более 100

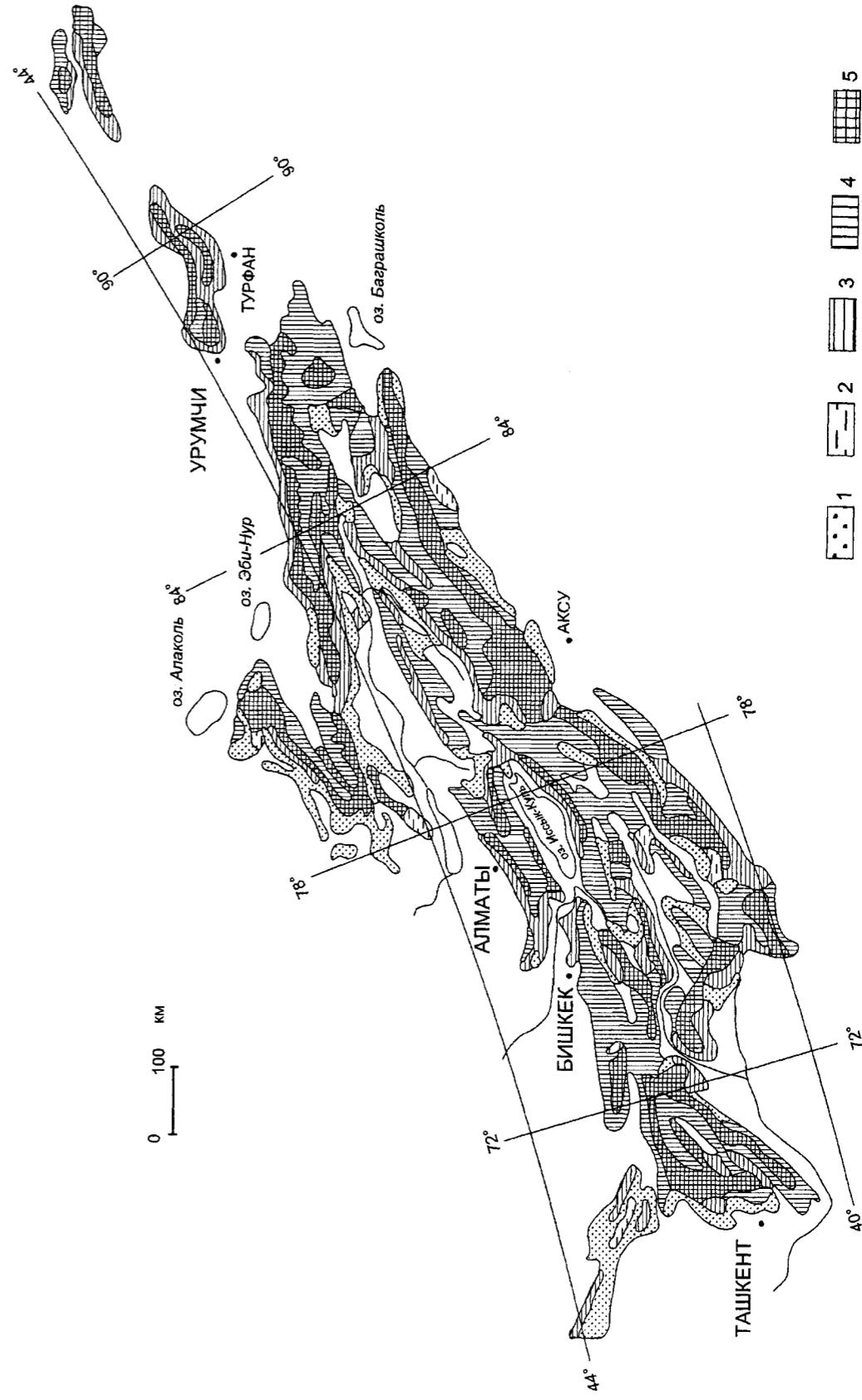


Рис. 5.15. Карта распределения коэффициента поражаемости территорий: 1 – менее 0,1; 2 – 0,1–0,25; 3 – 0,25–0,50; 4 – 0,50–0,75; 5 – более 0,75

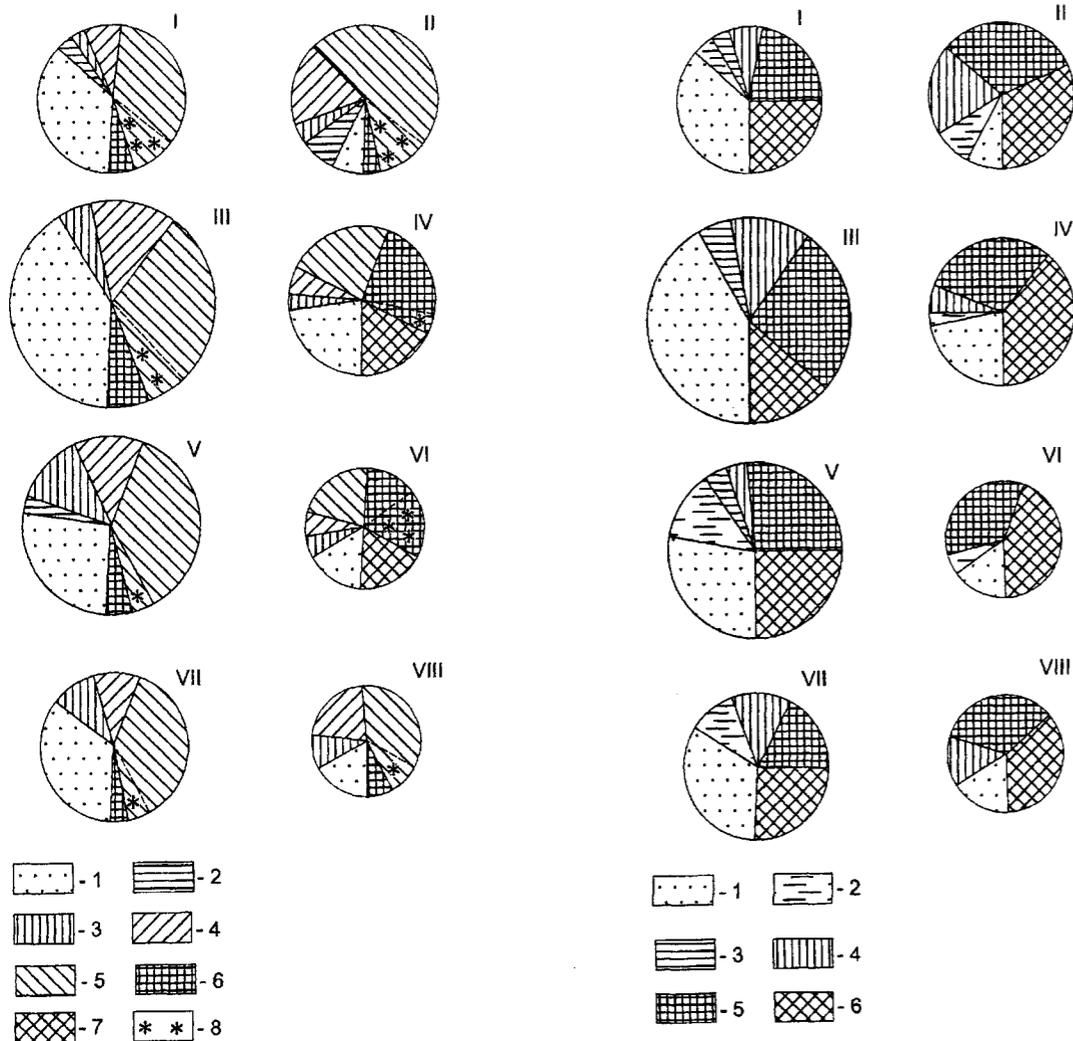


Рис. 5.16. Распределение лавиноопасных площадей по объемам максимальных лавин в горных районах Тянь-Шаня. Районы: I – Джунгарский, II – Северо-Восточный, III – Северный, IV – Юго-Западный, V – Внутренний, VI – Центральный, VII – Юго-Восточный, VIII – Восточный. 1 – территории, лавиноопасные только в многоснежные годы. Объемы максимальных лавин на ежегодно лавиноопасных территориях, тыс. м³: 2 – менее 0,1; 3 – 0,1–1; 4 – 1–10; 5 – 10–100; 6 – 100–1000; 7 – более 1; 8 – территории, лавиноопасные круглый год

Рис. 5.17. Распределение лавиноопасных площадей по коэффициентам поражаемости территорий в горных районах Тянь-Шаня. Районы: I – Джунгарский, II – Северо-Восточный, III – Северный, IV – Юго-Западный, V – Внутренний, VI – Центральный, VII – Юго-Восточный, VIII – Восточный. 1 – территории, лавиноопасные только в многоснежные годы. Коэффициенты поражаемости лавинами на ежегодно лавиноопасных территориях: 2 – менее 0,1; 3 – 0,1–0,25; 4 – 0,25–0,50; 5 – 0,50–0,75; 6 – более 0,75. На карте объемов лавин отдельным знаком показаны малоснежные территории, где норма максимальной высоты снежного покрова не превышает 30 см. В обычные по снежности годы эти территории не лавиноопасны. Лавины здесь бывают только в многоснежные годы, повторяющиеся в среднем 1 раз в 10 лет. При этом объемы лавин редко превышают 1 тыс. м³

Таблица 5.10. Распределение лавиноопасной площади на Тянь-Шане по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территорий

Коэффициент поражаемости территории	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :											Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории						Территории, лавиноопасные в многоснежные годы					
	0,1	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	6900	14300	–	–	–	–	21200	48400	4400	–	52800	7400
0,1–0,25	–	6500	2000	–	–	–	8500	–	9800	2600	12400	20900
0,25–0,50	–	1400	24100	11800	–	–	37300	2300	9200	6400	17900	55200
0,50–0,75	–	1300	18300	69900	17100	1800	108400	–	6100	25500	31600	140000
Более 0,75	–	–	1100	70600	30300	12100	114100	–	–	–	–	114100
Всего	6900	23500	45500	152300	47400	13900	289500	50700	29500	34500	114700	404200

Таблица 5.11. Распределение лавиноопасной площади в Джунгарском Алатау по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территорий

Коэффициент поражаемости территории	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :										Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории						Территории, лавиноопасные в многоснежные годы				
	0,1	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	1600	800	–	–	–	2400	10600	3200	–	13800	16200
0,1–0,25	–	800	–	–	–	800	–	700	–	700	1500
0,25–0,50	–	–	2700	600	–	3300	–	–	–	–	3300
0,50–0,75	–	–	1200	8900	300	10400	–	–	3200	3200	13600
Более 0,75	–	–	–	10000	2700	12700	–	–	–	–	12700
Всего	1600	1600	3900	19500	3000	29600	10600	3900	3200	17700	47300

Таблица 5.12. Внутригодовой ход лавинной активности на снеголавинной станции Коксу в Джунгарском Алатау

Месяц	XI	XII	I	II	III	IV
Кол-во лавин, %	1	4	32	7	48	8

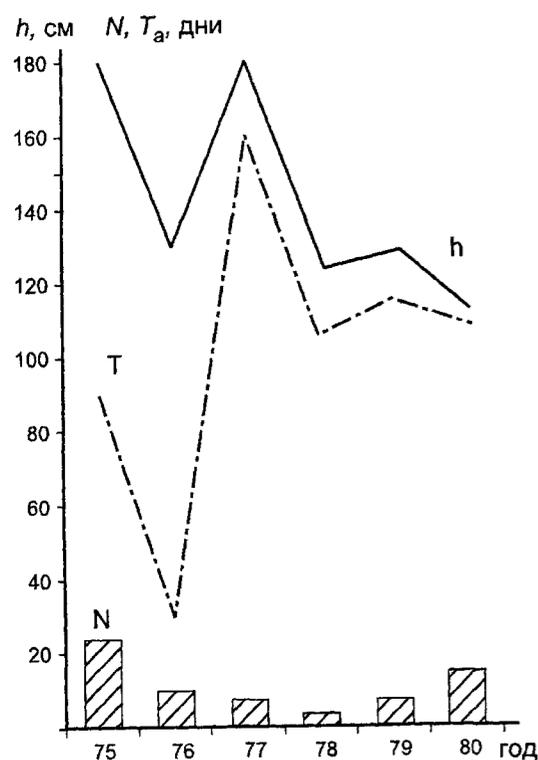


Рис. 5.18. Изменения во времени показателей лавинной активности на СЛС Коксу: h – максимальная высота снежного покрова, см; N – количество лавин за зиму; T_n – продолжительность лавиноопасного периода, см

и январе. В 1968/69 гг. все лавины сошли в январе, причем их объем был почти в 20 раз больше обычного.

На рис. 5.18 показаны изменения максимальной высоты снежного покрова, количества лавин и продолжительности лавиноопасного периода на снеголавинной станции Коксу с 1975 по 1980 г. [83].

5.3.2. Северо-Восточный Тянь-Шань

В Северо-Восточном районе Тянь-Шаня лавиноопасные территории занимают 46 400 км². Из них 42 200 км² лавиноопасны ежегодно, а 4900 км² лавиноопасны круглый год. Лавиноопасные территории лесолугового пояса составляют 5400 км² (табл. 5.13). По степени лавинной опасности в этом районе резко различаются макросклоны хребтов, относящиеся к бассейну р. Или и характеризующиеся высокой снежностью, и относительно малоснежные северные макросклоны, открытые к Джунгарской впадине.

На большей части Северо-Восточного района объемы максимальных лавин не превышают 100 тыс. м³, а коэффициенты поражаемости более 0,75. В приводораздельных районах горных хребтов K уменьшается до 0,5–0,75.

Таблица 5.13. Распределение лавиноопасной площади Северо-Восточного Тянь-Шаня по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории

Коэффициент поражаемости территорий	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :										Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории						Территории, лавиноопасные в многоснежные годы				
	0,1	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	3100	900	–	–	–	4000	1200	1200	–	2400	6400
0,1–0,25	–	1000	–	–	–	1000	–	–	–	–	1000
0,25–0,50	–	–	5000	4000	–	9000	–	–	–	–	9000
0,50–0,75	–	–	3300	11500	–	14800	–	900	900	1800	16600
Более 0,75	–	–	–	12600	800	15400	–	–	–	–	13400
Всего	3100	1900	8300	28100	800	42200	1200	2300	900	4200	46400

Наибольшей лавинной опасностью отличается бассейн р. Кюнес, где расположена единственная в Китае снеголавинная станция, обеспечивающая безопасность по автодороге Инин–Хуоцян. Катастрофические лавины здесь не редкость. В декабре 1966 г. здесь сошла лавина, образовавшая завал толщиной 8 м, растаявший только в мае 1967 г. [235, 265]. Всего на участке дороги длиной 27 км на дне долины р. Кюнес в 1996 г. зарегистрировано 278 лавин, общая длина участков дороги, перекрытых лавинами, превысила 10 км, а суммарный объем завалов составил 440 тыс. м³; движение по дороге было прервано на 4 мес. В лавинах погибло около 10 тыс. голов скота, разрушено несколько десятков домов. Сумма ущерба от лавин составила около 100 млн юаней (более 12 млн долларов США) [235]. Мощная лавина сошла в районе СЛС в апреле 1978 г. Ее объем составил 100 тыс. м³, а толщина завала – 35 м. Лавина перекрыла сток р. Кюнес на 4 ч, создав подпор воды на 1 км выше по руслу реки. Автомобильное сообщение по долине

р. Кюнес перекрывалось из-за лавин от 15 до 20 дней в январе 1969 г., а также в 1970, 1972 и 1979 гг. С 1980 по 1986 г. по неполным данным от лавин здесь погибло 10 строителей дороги, десятки людей были травмированы [235]. Лавина 11 апреля 1979 г. разрушила жилой барак, переместила строительную машину весом 16 т на 150 м. Общий ущерб составил около 1 млн юаней.

Лавинный режим Северо-Восточного района (табл. 5.14) имеет те же характерные черты, что и в Джунгарском.

Как видно из рис. 5.19, лавинная активность зимы, выраженная в виде суммарного объема сошедших лавин, прямо пропорциональна максимальной высоте снежного покрова. С 1967 по 1983 г. отмечены 3 всплеска снежности и лавинной активности – зимы 1966/67, 1976/77 и 1979/80 гг. В этом районе 60% лавин образуются из сухого снега (зимние лавины) и 40% – из мокрого (весенние лавины).

По данным китайских ученых [258], вероятность появления зим со снежными

Таблица 5.14. Лавинная активность в долине р. Кюнес

Год	Месяц						Сумма
	XI	XII	I	II	III	IV	
1966/67	–	<u>1200</u> 278	–	–	–	–	<u>1203</u> 299
1967/68	<u>0,5</u> 10	<u>3,5</u> 20	<u>0,2</u> 10	–	<u>3,80</u> 48	–	<u>8,0</u> 88
1968/69	–	<u>10</u> 25	<u>60</u> 121	<u>18</u> 52	<u>92</u> 93	–	<u>179</u> 291
1969/70	–	–	–	–	<u>1,2</u> 42	<u>1,5</u> 44	<u>2,7</u> 86
1970/71	<u>21</u> 45	<u>13</u> 29	<u>19</u> 61	<u>0,5</u> 13	<u>14</u> 59	–	<u>69</u> 207
1971/72	–	<u>1,7</u> 15	<u>2,0</u> 49	–	<u>2,6</u> 34	–	<u>6,3</u> 98
1972/73	–	<u>0,2</u> 12	–	<u>45</u> 72	<u>2,8</u> 13	–	<u>48</u> 97
1974/75	–	–	–	–	–	<u>1,9</u> 87	<u>1,9</u> 87

Примечание. В числителе – суммарный объем лавин, тыс. м³; в знаменателе – число лавин.

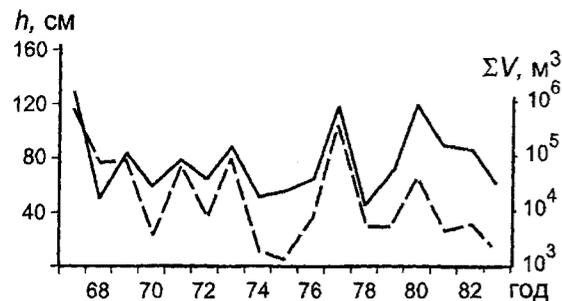


Рис. 5.19. Изменения во времени показателей лавинной активности в бассейне р. Кюнес. h – максимальная высота снежного покрова; ΣV – суммарный объем лавин за зиму

лавиной составляет 80%, а зимы с катастрофическими лавинами появляются с вероятностью 4%, т. е. 1 раз в 25 лет.

В зимы без лавин количество осадков, выпавших в период устойчивого снежного покрова, не превышает 130 мм, а высота снежного покрова менее 50 см. В годы с суммой осадков зимнего периода от 130 до 180 мм и высотой снега 50–70 см отмечаются лавины небольших объемов. Крупные лавины бывают в зимы с суммой осадков от 180 до 250 мм и высотой снега 70–95 см. Катастрофические лавины сходят в зимы, когда сумма осадков превышает 250 мм, а высота снежного покрова больше 100 см.

5.3.3. Северный Тянь-Шань

Самый крупный по площади и многообразный по природным условиям и лавинному режиму район – Северный Тянь-Шань. Его площадь составляет 93 600 км². Ежегодно лавиноопасные территории занимают здесь 55 800 км². Из 37 800 км² территорий, лавиноопасных только в многоснежные годы, около 14 000 км² сосредоточены в хр. Каратау на крайнем западе Тянь-Шаня. Здесь преобладает редко- и неглубоко расчлененный рельеф с выровненными водоразделами. Этот район характеризуется сильными ветрами, поэтому большую роль в формировании лавин играет метелевый перенос снега. Именно метелевое происхождение имела лавина, сошедшая ранним утром 14 января 1990 г. на горняцкий пос. Байджансай. Она частично разрушила 24-квартирный жилой дом, погибли 8 человек.

Остальная территория Северного Тянь-Шаня характеризуется ежегодным сходом лавин и высокими коэффициентами поражаемости (табл. 5.15). На долю гляциального пояса здесь приходится 4400 км², а лесного – 6900 км². Максимальные объемы лавин составляют от 10 до 100 тыс. м³. В средне- и высокогорном поясах восточной части

Таблица 5.15. Распределение лавиноопасной площади северного района Тянь-Шаня по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории

Коэффициент поражаемости территории	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :										Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории					Территории, лавиноопасные в многоснежные годы					
	0,1	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	900	500	–	–	–	1400	18600	–	–	18600	20000
0,1–0,25	–	1800	900	–	–	2700	–	4900	1600	6500	9200
0,25–0,50	–	1400	5400	4800	–	11600	–	2600	3100	5700	17300
0,50–0,75	–	–	4700	18000	2700	25400	–	900	6100	7000	32400
Более 0,75	–	–	1100	8400	5200	14700	–	–	–	–	14700
Всего	900	3700	12100	31200	7900	55800	18600	8400	10800	37800	93600

Киргизского хребта, в центральных частях хребтов Заилийский и Кунгей-Алатау, а также в восточной части хр. Терскей-Ала-Тоо и в центральной части хр. Байке максимальные объемы лавин, как правило, превышают 100 тыс. м³.

Лавинная активность на территории Северного Тянь-Шаня может быть охарактеризована по данным снеговалинных станций Тую-Ашу (Киргизский хребет), Шымбулак (Заилийский Алатау) и Чон-Ашу (Терскей-Ала-Тоо) (рис. 5.20).

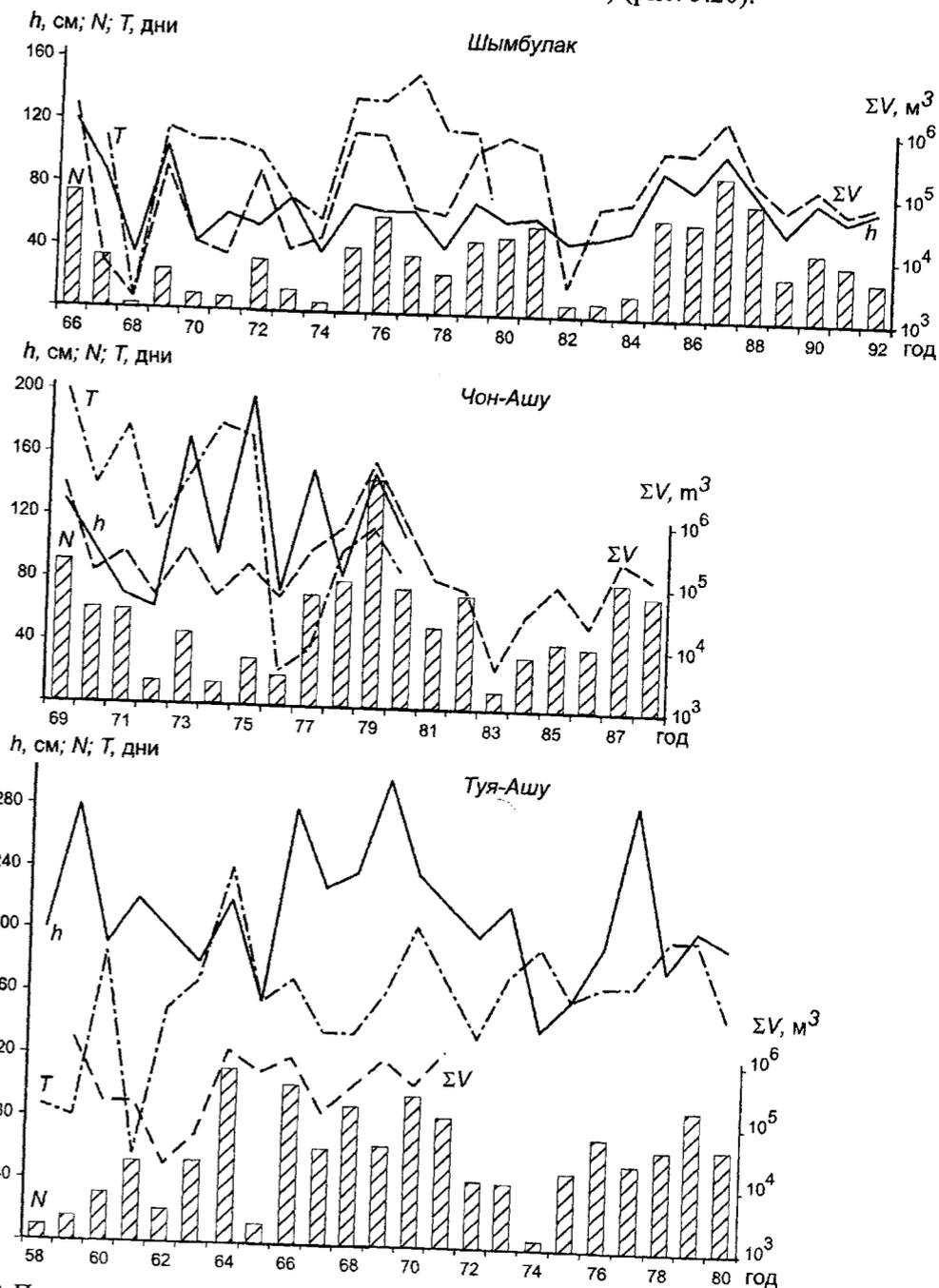


Рис. 5.20. Показатели лавинной активности в районе снеговалинных станций Тянь-Шаня. h – максимальная высота снежного покрова; N – число лавин за зиму, T – продолжительность лавиноопасного периода; ΣV – суммарный объем лавин

Как видно, наиболее снежным и лавино-активным является район СЛС Тюя-Ашу. Высота снежного покрова здесь колеблется от 140 до 320 см, число лавин в многоснежные годы достигает 100, а продолжительность лавиноопасного периода 240 дней. Более 45% всех лавин обусловлены снегопадами, из сухого снега формируется 87% всех лавин [14,222]. За зиму обычно бывает несколько лавиноопасных периодов, количество которых зависит от суммы и режима осадков холодного периода.

В Заилийском Алатау снежность и масштабы лавинной деятельности меньше, чем в Киргизском хребте, в районе СЛС Тюя-Ашу. Высота снежного покрова здесь достигает обычно 100–120 см, число лавин в районе СЛС составляет 60–80, а продолжительность лавиноопасного периода достигает 150 дней. На долю лавин свежеснежного снега приходится 64%, адвекционных и инсоляционных – 28%; 45% лавин образуются из сухого снега и 55% – из мокрого [97, 157, 159].

Максимальное число лавин и их объемы наблюдаются весной. Второй (более слабый) всплеск лавинной активности характерен для начала зимы (табл. 5.16).

Таблица 5.16. Изменения показателей лавинной активности в течение зимы в среднегорной зоне северного склона Заилийского Алатау [97]

Показатели	Месяц					
	XI	XII	I	II	III	IV
Количество лавин, %	4	10	8	11	28	39
Максимальный объем лавины, тыс.м ³	5	13	39	27	190	309

Наиболее лавиноактивными являются склоны северной и восточной ориентации. На их долю приходится 78% всех лавин. На склонах западной четверти горизонта образуется лишь 22% лавин. Южные склоны при обычном режиме снежности не лавиноопасны.

СЛС Шымбулак является единственной станцией на Тянь-Шане, ведущей наблюдения за лавинами в гляциальном поясе. Как показали результаты наблюдений, лавинный режим здесь сильно отличается от характерного для среднегорного пояса. Прежде всего это отмечается во внутригодовом ходе лавинной активности. В зоне выше 3300 м за 1975–1978 гг. с ноября по январь лавин вообще не отмечалось, в сентябре, феврале, марте и апреле наблюдался сход единичных лавин объемом до 6 тыс.м³. Такое затишье в зимний период объясняется малым количеством осадков, выпадающих в это время в высокогорном поясе. Оптимальные условия для схода лавин в гляциальном поясе складываются в период с мая по июль, когда здесь в результате активной циклонической деятельности и конвекции наблюдается максимум осадков, сопровождаемый высокими температурами воздуха и интенсивной солнечной радиацией. За один снегопад летом может выпасть более 100 мм осадков, а прирост высоты снега может составить до 60 см. Большинство лавин – это лавины свежеснежного снега.

В целом, несмотря на летний максимум, лавинная активность в гляциальном поясе слабее, чем в среднегорном. Средний объем лавин здесь составляет 1 тыс. м³, а максимальный – 55 тыс. м³. На южных склонах лавинная деятельность не наблюдается, так как в период ее максимума эти склоны бесснежны.

Не вполне синхронные условия снежности – причина наблюдаемой в отдельные годы асинхронности лавинной активности в высокогорье и среднегорье. Так, в 1966 г., когда в среднегорном поясе были максимальные лавины, в гляциальном они были близки к средним [165].

Лавинный режим восточной части хр. Терскей-Ала-Тоо характеризуется данными наблюдений СЛС Чон-Ашу. Несмотря на ее удаленность от западных увлажненных окраин Тянь-Шаня, показатели снежности и лавинной активности здесь достаточно высокие.

В высокогорном поясе высота снежного покрова в разные годы колеблется от 60 до 180 см, количество лавин за зиму достигает 140 (1978/79 г.), а продолжительность лавиноопасного периода – 200 дней (1968/69 г.) (рис. 5.20).

5.3.4. Юго-Западный Тянь-Шань

Юго-Западный район Тянь-Шаня характеризуется максимальными показателями снежности и лавинной опасности (табл. 5.17). Общая площадь лавиноопасных территорий составляет 53 900 км², из которых 41 200 км² лавиноопасны ежегодно, а круглогодичной лавинной опасности подвержено 900 км². На площади 24 400 км² максимальные объемы лавин превышают 100 тыс.м³, а в наиболее снежных долинах юго-западного склона Ферганского хребта, в Пскемском и Чат-

кальском хребтах на территории 10 000 км² объемы лавин могут превышать 1 млн м³. На 15 000 км² лавинами поражается от 0,5 до 0,75 площади, а на 21 800 км² коэффициент поражаемости превышает 0,75.

В Юго-Западном Тянь-Шане 55% лавин образуется из свежеснежного снега преимущественно во время снегопадов. В этом районе за один снегопад нередко выпадает более 100 мм осадков, а приращение высоты снежного покрова достигает 60–80 см. Около 14% лавин относятся к метелевым, а их сходу также предшествуют снегопады; 25% лавин обусловлены оттепелями и весенним снеготаянием.

Годовой ход лавинной активности представлен в табл. 5.18. Как видно, характерный для Северного Тянь-Шаня первый всплеск лавинной активности в начале зимы здесь не выражен. Причина заключается

Таблица 5.17. Распределение лавиноопасной площади по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории Юго-Западного Тянь-Шаня

Коэффициент поражаемости территории	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :											Всего	
	Ежегодно лавиноопасные территории							Территории, лавиноопасные только в многоснежные годы					
	0,1	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	10-100		Всего
Менее 0,1	–	1400	–	–	–	–	1400	5800	–	–	–	5800	7200
0,1–0,25	–	–	–	–	–	–	–	–	1300	200	–	1500	1500
0,25–0,50	–	–	1700	400	300	–	2400	–	2800	1800	300	4900	7300
0,50–0,75	–	–	1700	8900	3400	1800	15800	–	–	500	–	500	16300
Более 0,75	–	–	–	2700	10700	8200	21600	–	–	–	–	–	21600
Всего	–	1400	3400	12000	14400	10000	41200	5800	4100	2500	300	12700	53900

Таблица 5.18. Годовой ход показателей лавинной активности на Юго-Западном Тянь-Шане

Показатели	Месяц						
	XI	XII	I	II	III	IV	V
Количество лавин, %	1,1	8,5	28,6	31,4	26,0	4,3	0,1
Суммарный объем лавин, %	0,1	1,9	8,8	35,5	35,7	17,9	0,1
Средний объем лавин, тыс.м ³	0,2	1,0	1,3	4,5	5,6	16,6	3,3

в более интенсивных снегопадах на Западном Тянь-Шане и, как следствие, меньшей активности процессов конструктивного метаморфизма с выраженной тенденцией развития снежной толщи по типу уплотнения. Максимальное число лавин сходит в феврале, максимум общего объема лавин приходится на февраль–март, а наибольшие объемы лавин наблюдаются в апреле. Сухие лавины преобладают (80%), но мокрые весенние лавины значительно превосходят их по объему.

Из-за высокой снежности на Юго-Западном Тянь-Шане лавиноактивные склоны всех экспозиций, хотя и существуют значительные различия (табл. 5.19).

Таблица 5.19. Приуроченность лавин к склонам различной экспозиции на Юго-Западном Тянь-Шане

Экспозиция склона	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Кол-во лавин, %	16,8	14,1	12,3	13,2	10,7	8,4	10,2	14,3

В отдельные годы могут наблюдаться очень большие отклонения от нормы лавинного режима. Так, в бассейнах рек Кызылча и Дукант за 20 лет наблюдений отмечены зимние месяцы без лавин и с количеством лавин в 12–15 раз больше среднемноголетнего. Встречались годы, когда за всю зиму сходило всего 10% среднего количества лавин, и годы, когда их количество в 5–7 раз превышало норму.

Число лавиноопасных ситуаций на Западном Тянь-Шане примерно равно количеству случаев, когда на снежный покров высотой более 20 см выпадает более 10 мм осадков в виде снега [168].

При такой высокой степени лавинной опасности Юго-Западный Тянь-Шань относится к районам с высокой степенью хозяй-

ственного освоения. Здесь много горнодобывающих предприятий, густая сеть автомобильных дорог, трасс различных коммуникаций. Неслучайно здесь отмечается самая высокая плотность размещения снеговалинных станций. Лавинная активность на территории Юго-Западного Тянь-Шаня характеризуется данными СЛС Итагар и Кызылча (рис. 5.21).

Максимальные показатели снежности и лавинной активности отмечаются в районе СЛС Кызылча (Чаткальский хребет) (см. рис. 5.21). Даже в малоснежные годы высота снежного покрова здесь превышает 100 см, а в многоснежные она достигает 300 см (1969). Число лавин в районе наблюдений СЛС нередко превышает 100, достигая 200 лавин за зиму. Суммарный объем лавин часто составляет несколько миллионов кубических метров. Однако здесь довольно небольшая продолжительность лавиноопасного периода – до 120–140 дней в году.

На СЛС Итагар в бассейне р. Чичкан (Таласский Алатау) высота снежного покрова составляет 100–220 см, число лавин достигает 1 млн м³, а продолжительность лавиноопасного периода – 160 дней (рис. 5.21). Наиболее крупные и опасные лавины в этом районе сходят в лавиносборе Кочколубулак площадью 5,7 км². Здесь 26 марта 1970 г. на 252-м километре автодороги Бишкек–Ош сошла мокрая лавина объемом 1,46 млн м³ [126]. Максимальная толщина завала составляла 40 м. Лавина перекрыла сток р. Чичкан, в результате чего выше завала образовалось озеро глубиной до 10 м и объемом 30 тыс. м³. На дороге возник лавинный завал длиной 320 м, на расчистку которого потребовалось 18 дней. На этом же участке сходили лавины в марте 1964, 1968 и 1969 гг. Объемы лавин превышали 1 млн м³. Перерывы в движении по автодороге, вызванные лавинными завалами, составляли 10–15 дней.

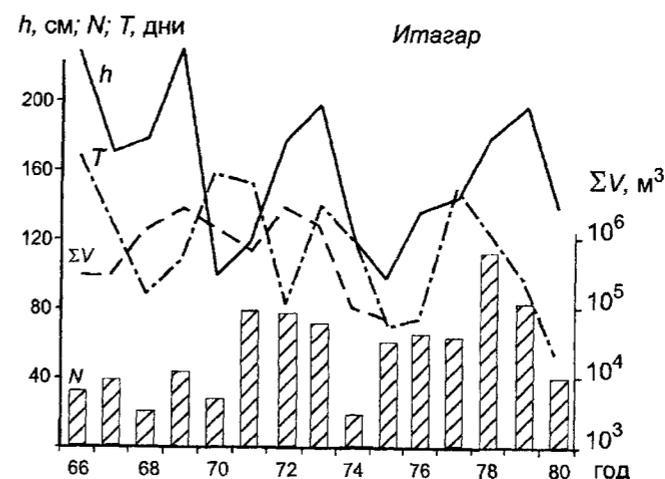
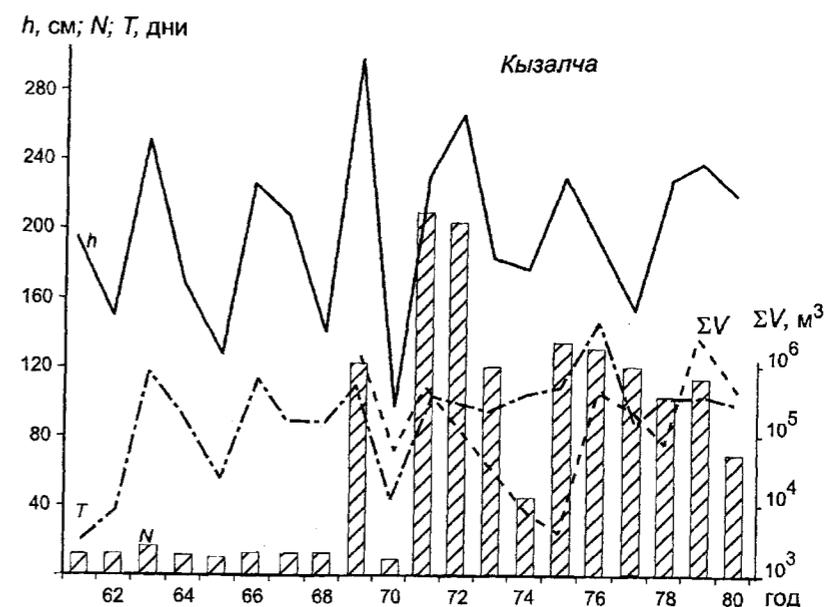


Рис. 5.21. Изменения показателей лавинной активности в районе наблюдений СЛС Юго-Западного Тянь-Шаня. Условные обозначения см. на рис. 5.20

5.3.5. Внутренний Тянь-Шань

Внутренний Тянь-Шань представляет собой резкий контраст по снежности и лавинной опасности по сравнению с Юго-Западным. Переносимые западными потоками воздушные массы поступают на Внутренний Тянь-Шаня уже в значительной мере иссушенными, поэтому высота снежного покрова здесь редко превышает 60–80 см.

Значительную долю площади района занимают выровненные нелавиноопасные поверхности дна внутригорных котловин. Чередование лавиноопасных и нелавиноопасных участков создает на карте очень сложный полосчатый рисунок широтного простираения (рис. 5.9, 5.10). Общая площадь лавиноопасных территорий Внутреннего Тянь-Шаня составляет 70 800 км², из них только 50 700 км² лавиноопасны ежегодно (см. табл. 5.20).

Таблица 5.20. Распределение лавиноопасной площади по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории Внутреннего Тянь-Шаня

Коэффициент поражаемости территории	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :										Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории						Территории, лавиноопасные в многоснежные годы				
	0,1	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	1300	7500	—	—	—	8800	6000	—	—	6000	14800
0,1-0,25	—	2000	1100	—	—	3100	—	1500	600	2100	5200
0,25-0,50	—	—	2900	300	—	3200	—	3800	1400	5200	8400
0,50-0,75	—	—	3300	13200	3200	19700	—	—	6800	6800	26500
Более 0,75	—	—	—	15900	—	15900	—	—	—	—	15900
Всего	1300	9500	7300	29400	3200	50700	6000	5300	8800	20100	70800

Около 14 800 км² территории Внутреннего Тянь-Шаня характеризуется редко и неглубоко расчлененным рельефом, где коэффициент поражаемости не превышает 0,1. Такие участки приурочены в основном к окраинам внутригорных впадин. Среди ежегодно лавиноопасных преобладают территории, на которых объемы максимальных лавин составляют 10–100 тыс. м³.

В высокогорье Внутреннего Тянь-Шаня широко распространены формы рельефа, сформированные как древними, так и современными ледниками, — троговые долины с широкими днищами и кары. На таких территориях коэффициент поражаемости составляет 0,5–0,75. Они занимают площадь 19 700 км².

Все населенные пункты и основные коммуникации во Внутреннем Тянь-Шане расположены на нелавиноопасных территориях днищ внутригорных впадин. Через Внутренний Тянь-Шань от г. Бишкек через Нарын и перевал Торугарт проходит кратчайший путь из Средней Азии в Кашгарию. Единственный участок с существенной лавинной опасностью на этой дороге имеется с северной стороны перевала Долон в долине р. Кара-Ункур.

Лавиноопасные участки имеются также на дороге Мин-Куш–Арал, в долине р. Кёкёмерен. Здесь находится единственная во Внутреннем Тянь-Шане снеголавинная станция Ат-Ойнок. Показатели снежности и лавинной активности в районе СЛС приведены на рис. 5.22. Высота

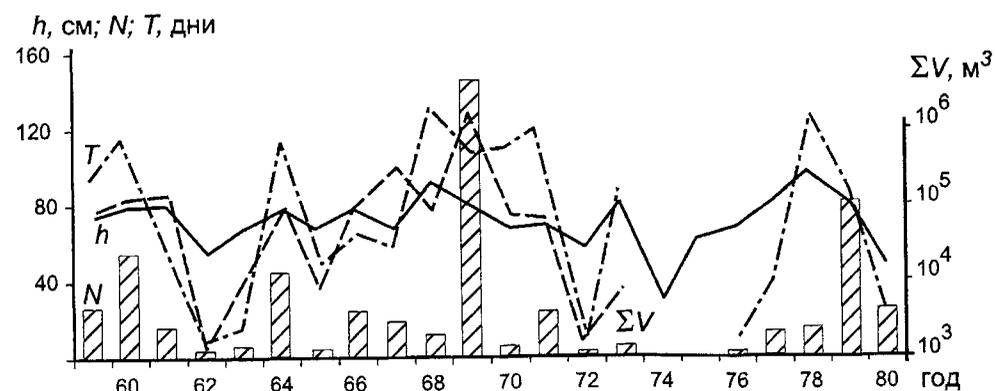


Рис. 5.22. Изменение во времени показателей лавинной активности по данным СЛС Ат-Ойнок. Условные обозначения см. на рис. 5.20

Таблица 5.21. Распределение лавиноопасной площади по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории Центрального Тянь-Шаня

Коэффициент поражаемости территории	Объемы максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :										Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории						Территории, лавиноопасные в многоснежные годы				
	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	900	—	—	—	—	900	3300	—	—	3300	4200
0,1-0,25	—	—	—	—	—	—	—	—	200	200	200
0,25-0,50	—	100	100	—	—	200	—	—	100	100	300
0,50-0,75	—	1200	1600	3600	—	6400	—	—	—	—	6400
Более 0,75	—	—	2300	2700	3900	8900	—	—	—	—	8900
Всего	900	1300	4000	6300	3900	16400	3300	—	300	3600	20000

снежного покрова здесь колеблется от 40 до 80 см. Число лавин в районе наблюдений СЛС редко превышает 40 за зиму, а в 1974 и 1975 гг. лавин вообще не наблюдалось. Только в 1969 и 1979 гг. лавинная активность была довольно высокой. В январе 1969 г., когда наблюдался массовый сход лавин по всему Тянь-Шаню, в районе СЛС Ат-Ойнок суммарный объем лавин превысил 1 млн м³; 21–25 января в этом районе выпало 99 мм осадков в виде снега, что в 10 раз превысило месячную норму.

Прирост высоты снежного покрова составил 50–60 см. Максимальный объем одной из лавин превысил 60 тыс. м³. Движение по автодороге было прервано на 20 дней. В то же время всплеск лавинной активности в 1966 г., зафиксированный во многих районах Тянь-Шаня, во Внутреннем Тянь-Шане никак не проявился.

5.3.6. Центральный Тянь-Шань

Центральный Тянь-Шань отличается максимальными абсолютными отметками рельефа и наибольшей площадью гляциального пояса с глубоким и очень глубоким (1–3 км) расчленением рельефа.

Общая площадь лавиноопасных территорий Центрального Тянь-Шаня составляет 20 000 км², из которых ежегодно лавиноо-

пасны 16 400 км², а 6300 км² лавиноопасны круглый год (табл. 5.21). На площади 10 200 км² объемы максимальных лавин превышают 100 тыс. м³, а в районе пиков Победы и Хан-Тенгри на площади 3900 км² — 1 млн м³. Здесь очень часто бывают лавины, вызванные обвалами крупных масс льда и фирна с висячих ледников. Максимум лавинной активности в гляциальном поясе Центрального Тянь-Шаня приходится на летние месяцы [127]. В это время здесь наблюдаются снегопады с приращением высоты снежного покрова более 70 см, а в июле 1970 г. в районе пика Томур за два дня выпало 130 мм осадков, высота снежного покрова составила 190–200 см. На этих высотах от 2800 до 3900 м сошли лавины объемом до 30 000 м³ [235]. Сход лавин сопровождался мощной воздушной волной. Коэффициент поражаемости территории, несмотря на преобладание ледниковых форм рельефа, на большей части района превышает 0,75, так как лавины перекрывают днища долин от борта до борта.

5.3.7. Юго-Восточный Тянь-Шань

Юго-Восточный район Тянь-Шаня является одним из наименее снежных, поэтому здесь из 42 100 км² лавиноопасной территории только на 27 100 км² лавины наблюдаются ежегодно (табл. 5.22). Территории, лавино-

Таблица 5.22. Распределение лавиноопасной площади Юго-Восточного Тянь-Шаня по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территорий

Коэффициент поражаемости территории	Градации объема максимальных лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :									Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории					Территории, лавиноопасные только в многоснежные годы				
	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	Всего	0,1	0,1-1	1-10	Всего	
Менее 0,1	3200	—	—	—	3200	2900	—	—	2900	6100
0,1-0,25	900	—	—	—	900	—	1400	—	1400	2300
0,25-0,50	—	3500	1300	—	4800	—	—	—	—	4800
0,50-0,75	—	500	6500	500	7500	—	2700	8000	10700	18200
Более 0,75	—	—	10700	—	10700	—	—	—	—	10700
Всего	4100	4000	18500	500	27100	2900	4100	8000	15000	42100

опасные только в многоснежные годы, приурочены к юго-восточной периферии района, где выпадает меньше всего осадков. В юго-восточном районе среди ежегодно лавиноопасных преобладают территории с объемами максимальных лавин 10–100 тыс. м³. Доля площади, лавиноопасной в течение всего года, невелика – 3,8% от суммарной.

В приводораздельной зоне Юго-Восточного Тянь-Шаня широко распространены поверхности выравнивания, где развит холмисто-увалистый тип рельефа либо платообразные поверхности с неглубоким расчленением по тектоническим разломам. Поэтому для района характерен относительно небольшой коэффициент поражаемости. Территории, на которых лавинами поражается

менее 0,5 поверхности, занимают 13 200 км², что составляет 31% всей лавиноопасной площади. Однако в юго-восточном направлении глубина и густота расчленения рельефа увеличиваются, и в этой части района коэффициент поражаемости превышает 0,75, хотя здесь в связи с уменьшением абсолютной высоты и снежности объемы лавин и их повторяемость не велики.

5.3.8. Восточный Тянь-Шань

В восточном районе Тянь-Шаня лавиноопасные территории занимают 21 300 км². Из них ежегодно лавиноопасны 17 400 км², а круглогодично – 1800 км² (табл. 5.23). В ледниковом массиве Богдо-Ула с очень боль-

Таблица 5.23. Распределение лавиноопасной площади Восточного Тянь-Шаня по объемам максимальных лавин и коэффициентам поражаемости территории

Коэффициент поражаемости территории	Градации объема максимальных лавин, тыс. м ³ и соответствующая лавиноопасная площадь, км ² :									Всего
	Ежегодно лавиноопасные территории					Территории, лавиноопасные только в многоснежные годы				
	0,1-1	1-10	10-100	100-1000	Всего	0,1	0,1-1	Всего		
0,25-0,50	—	2800	—	—	2800	2300	—	2300	—	5100
0,50-0,75	1300	2400	1300	1600	6600	—	1600	1600	—	7200
Более 0,75	—	—	800	—	800	—	—	—	—	800
Всего	1300	5200	9300	1600	17400	2300	1600	3900	—	21300

шой глубиной расчленения рельефа нередки ледово-фирновые обвалы и лавины с мощной воздушной волной. Здесь наблюдается летний максимум лавинной активности. Так, 26 июля 1981 г. со склонов п. Богдо-Ула сошла лавина с перепадом высот 1300 м, образовавшая снежно-пылевое облако толщиной 300 м, которое прошло путь длиной 3 км. По данным [267], ледники массива Богдо-Ула 35% своего питания получают за счет лавин.

Лавиноопасные территории лесолугового пояса занимают площадь 2400 км² и протягиваются узкой полосой по северным макросклонам хребтов. На большей части лави-

ноопасных территорий объемы максимальных лавин составляют 10–100 тыс. м³, а коэффициент поражаемости превышает 0,75.

Таким образом, Тянь-Шань вместе с Джунгарским Алатау – одна из наиболее лавиноопасных горных стран континента. Суммарная лавиноопасная площадь составляет здесь почти 400 тыс. км². Более чем на 70% этой площади лавины сходят ежегодно, а более 50% ее относится к категории высокой (максимальный объем лавин от 10 до 100 тыс. м³) и максимальной степени опасности, где средний максимальный объем лавин превышает 100 тыс. м³ (табл. 5.24).

Таблица 5.24. Распределение лавиноопасной площади Тянь-Шаня по районам и среднему максимальному объему лавин

Район	Лавино-опасная площадь, км ²	Максимальный объем лавин (тыс. м ³) и соответствующая лавиноопасная площадь, %:											Всего по району, %	
		Ежегодно лавиноопасные территории						Территории, лавиноопасные лишь в многоснежные годы						
		<0,1	0,1-1,0	1-10	10-100	100-1000	>1000	Всего	<0,1	0,1-1,0	1-10	10-100		Всего
Джунгарский	47300	0,4	0,4	1,0	5,0	0,8		7,6	2,7	1,0	0,8		4,5	12,1
Северо-Восточный	46400	0,8	0,5	2,1	7,1	0,2		10,7	0,3	0,5	0,2		1,0	11,7
Северный	93600	0,2	1,0	3,1	7,9	2,0		14,2	4,7	2,1	2,7		9,5	23,7
Юго-Западный	53900		0,4	0,9	3,0	3,6	2,5	10,4	1,5	1,0	0,6	0,1	3,2	13,6
Внутренний	70800	0,3	2,4	1,8	7,5	0,8		12,8	1,6	1,3	2,2		5,1	17,9
Центральный	20000		0,2	0,3	1,0	1,6	1,0	4,1	0,8		0,1		0,9	5,0
Юго-Восточный	42100		1,0	1,0	4,7	0,1		6,8	0,8	1,0	2,0		3,8	10,6
Восточный	21300		0,3	1,3	2,4	0,4		4,4	0,6	0,4				5,4
Весь Тянь-Шань	395400	1,7	6,2	11,5	38,6	9,5	3,5	71,0	13,0	7,3	8,6	0,1	29,0	100,0

Преобладание процессов конструктивного метаморфизма в развитии структурно-прочностных свойств снежного покрова на большей части территории в сочетании с часто повторяющимися лавиноопасными снегопадами, особенно интенсивными на наветренных склонах периферийных горных хребтов, определяют многократный (до 8–10 раз в год) сход лавин в наиболее активных лавинных бассейнах.

По степени лавинной опасности районы Тянь-Шаня существенно различаются (см. табл. 5.24). Наибольшей долей лавиноопасности – около 24% от суммарной площади характеризуется Северный Тянь-Шань. Более 70% лавиноопасной площади приходится здесь на территории с умеренной ($1 < V < 10$ тыс. м³) и высокой степенью лавинной опасности, где средние максимальные объемы лавин превышают 10 тыс. м³, а 13% лавиноопасной территории Северного Тянь-Шаня относится к категории максимальной лавинной опасности ($V > 100$ тыс. м³).

Территории с высокой лавинной опасностью, где средние максимальные объемы лавин составляют от 10 до 100 тыс. м³, наиболее распространены в Северном, Северо-Восточном и Внутреннем Тянь-Шане (см. табл. 5.24). Наибольшей опасностью отличается юго-западный район, на долю которого приходится около 10% территории с высокой и максимальной лавинной опасностью. Лавины же объемом более 1 млн м³ вероятны лишь в Юго-Западном и Центральном Тянь-Шане.

Несмотря на относительно небольшую снежность сравнительно высокой лавинной опасностью характеризуется территория Внутреннего Тянь-Шаня, на долю которой приходится более 7% суммарной лавиноопасной площади с максимальным объемом лавин от 10 до 100 тыс. м³ (см. табл. 5.24).

Наименее опасны в лавинном отношении территории Центрального и Восточного Тянь-Шаня – по 5% суммарной лавиноопасной площади, большая часть которой приурочена к гляциально-нивальному поясу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аболин Р.И. Основы естественно-исторического районирования советской Средней Азии. Ташкент: Изд-во САГУ, 1929. 75 с.
2. Аболин Р.И. От пустынных степей Прибалхашья до холодных вершин Хан Тенгри // Труды Института почвоведения и геоботаники САГУ. Казахская серия. 1930. Вып. 5. 176 с.
3. Авсюк Г.А., Котляков В.М., Ходаков В.Г. Конструктивный характер советской гляциологии // Природные ресурсы и территориальная организация хозяйства. М., 1979. С. 14-27.
4. Акифьева К.В., Лосев К.С. Опыт использования аэрофотоснимков для изучения перераспределения снега метелями и лавинами // Труды САНИГМИ. 1977. Вып. 37 (118). С. 95-101.
5. Аккуратов В.Н., Красносельский Е.В., Иткин В.А. О расчетах максимальной дальности выброса снежных лавин // Снег и лавины Хибин. М., 1967. С. 349-356.
6. Аккуратов В.Н. Генетическая классификация лавин // Труды Эльбрусской экспедиции. М., 1959. Т. 1 (4). С. 215-232.
7. Аксарин Н.Н., Абраменков Н.М., Коновалов В.Т. Анализ пространственно-временной изменчивости метеорологических факторов стока в бассейне реки Сырдарья в экстремальные по водности годы // Труды САНИГМИ. 1973. Вып. 3 (84). С. 51-92.
8. Алексеев Г.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 363 с.
9. Алисов В.П. Климат СССР. М.: Высшая школа, 1969. 104 с.
10. Апсаламова Е.Г., Пекелис Е.М. К изучению пятнистости осадков // Труды Гидрометцентра. 1974. Вып. 133. С. 73-77.
11. Арский Ю.М., Данилов-Данильянц В.Н., Залиханов М.И., Кондратьев К.Я., Котляков В.М., Лосев К.С. Экологические проблемы: что происходит, кто виноват, что делать. М.: Изд-во ИМНЕПУ, 1997. 330 с.
12. Архипова О.М., Геткер М.И. Расчет и распределение дат образования и разрушения устойчивого снежного покрова на территории Памиро-Алая // Труды САНИИ. 1983. Вып. 99 (180). С. 20-30.
13. Балашова Е.Н. и др. Климатическое описание республик Средней Азии. Л., 1960.
14. Барбат Ю.П. Метеорологические особенности формирования лавин во время снегопадов на территории Киргизии // Материалы гляциологических исследований. 1970. Вып. 16. С. 130-136.
15. Бассин Н.С., Глазырин Г.Е. Карта второго уровня хионосферы (уровня 365) на Западном Тянь Шане // Труды САНИГМИ.
16. Благовещенский В.П. Расчет вертикальных температурных градиентов в горных районах Средней Азии и Казахстана // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, 1979. С. 83-87.
17. Благовещенский В.П. Определение лавинных нагрузок. Алма-Ата, 1991. 116 с.
18. Благовещенский В.П. Водоснежные потоки в Хибинах // Исследования снега и лавин в Хибинах. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 88-90.
19. Благовещенский В.П., Пиманкина Н.В. Колебания снежности в горных районах Юго-Восточного Казахстана // Гидрометеорология и экология. 1977. № 3.
20. Богданова Л.Ф., Геткер М.И. Статистический анализ и учет влияния орографии при расчетах осадков на Тянь Шане // Труды САНИГМИ. 1975. Вып. 25 (106). С. 116-144.
21. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л., 1987. 280 с.
22. Болов В.Р. О механизме образования лавин из снежной доски при наличии горизонта разрыхления // Труды Высокогорного геофизического института. 1980. Вып. 46. С. 29-42.

23. *Большаков М.Н.* Водные ресурсы рек советского Тянь Шаня и методы их расчета. Фрунзе: Илим, 1974.
24. *Бондарев Л.Г.* Гипсометрические различия в положении пустых каров на Тянь Шане // Гляциально-нивальные области Тянь Шаня. Фрунзе, 1990. С. 51-55.
25. *Бочин Н.А., Канаев Л.А., Мяжков С.М.* Основные итоги и задачи научных исследований в области изучения снежных лавин в СССР // Труды 2-го Всесоюзного совещания по лавинам. Л., 1987. С. 9-20.
26. *Будыко М.И.* Антропогенные изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 405 с.
27. *Будыко М.И., Гроисман П.Ю.* Ожидаемые изменения климата СССР к 2000 году // Метеорология и климатология. 1991. № 4. С. 84-94.
28. *Буртаков Л.А., Холчев В.А.* Некоторые результаты исследования распределения осадков в горных районах (на примере Приэльбрусья) // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1975. Т. 11. № 9. С. 968-971.
29. *Варнакова Г.М., Ротомая О.В.* Общие закономерности распределения и поверхностного режима ледников на реке Сурхоб (Памиро-Алай) // Материалы гляциологических исследований. 1971. Вып. 18. С. 123-145.
30. *Вилесов Е.Н.* Температурный режим снежного покрова и перекристаллизации снега в гляциальной зоне Заилийского Алатау // Гляциологические исследования в период МГГ. Алма-Ата: Наука, 1963. Вып. 3. С. 32-50.
31. *Вилесов Е.Н., Хонин Р.В.* Каталог ледников СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1967. Том 13. Вып. 2. Ч. 1. 75 с.
32. *Вилесов Е.Н., Уваров В.Н.* Колебания горных ледников как индикатор изменения климата // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С. 165-175.
33. *Виноградов В.Н., Коновалова Г.И., Псарева Т.В.* Некоторые характеристики ледниковой системы Кавказа. Методика и результаты их картографирования // Материалы гляциологических исследований. 1977. Вып. 30. С. 115-126.
34. *Власова Т.В.* Физическая география частей света. М.: Просвещение, 1966. 639 с.
35. *Гапшико В.Г.* О расчетах снеготолщин на основе повторных аэрофотосъемок в бассейне реки Кзылча // Труды САРНИГМИ. 1975. Вып. 25 (106). С. 168-174.
36. *Гарелик В.Г., Фринберг А.М., Кренке А.Н.* Использование материалов съемок со спутников для гляциологических исследований // Известия АН СССР. Серия географическая. 1975. № 1. С. 93-101.
37. *Гарстман И.Н.* Проблемы географической зональности и дискретность гидрометеорологических полей в горных условиях муссонного климата // Труды САРНИГМИ. 1971. Вып. 35. С. 3-31.
38. *Генсировский В.В., Гречачевский И.В.* Условия формирования и распределения снежного покрова в бассейне реки Рогатки // Природные ресурсы Сахалина, их охрана и использование. Южно-Сахалинск, 1975. С. 21-26.
39. *Геткер М.И.* О некоторых закономерностях распределения осадков и размещении сети осадкомеров для гидрологических целей // Труды САРНИГМИ. 1966. Вып. 111. С. 95-106.
40. *Геткер М.И., Глазырин Г.Е., Емельянов Ю.Н.* Влияние некоторых элементов орографии на распределение осадков в горных бассейнах // Труды САРНИГМИ. 1972. Вып. 62 (77). С. 30-38.
41. *Геткер М.И.* О статистической структуре поля осадков в Средней Азии // Труды САРНИГМИ. 1973. Вып. 63 (84). С. 100-107.
42. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Некоторые вопросы реорганизации снегомерной сети в горах Средней Азии // Труды САРНИГМИ. 1979. Вып. 64 (145). С. 15-23.
43. *Геткер М.И.* О статистической структуре полей осадков и снежного покрова в горах // Труды САРНИГМИ. 1979. Вып. 70 (151). С. 40-51.
44. *Геткер М.И.* Методы расчета максимальных снеготолщин в горно-ледниковых районах для построения карт в Атласе снежно-ледовых ресурсов мира // Материалы гляциологических исследований. 1981. Вып. 40. С. 132-142.
45. *Геткер М.И.* О расчете характеристик снежного покрова для построения карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира на неизученные территории // Материалы гляциологических исследований. 1982. Вып. 44. С. 177-187.
46. *Геткер М.И., Шенцис И.Д.* Оценка характеристик статистической структуры поля снежного покрова в горах Средней Азии // Труды САРНИГМИ. 1982. Вып. 84 (165). С. 48-58.
47. *Геткер М.И.* Снежные ресурсы Памиро-Алая // Труды САРНИГМИ. 1984. Вып. 105 (186). С. 27-38.
48. *Геткер М.И.* Снежные ресурсы горных территорий Средней Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1985. 45 с.
49. *Геткер М.И.* Продолжительность залегания снежного покрова на Тянь Шане // Труды САРНИГМИ. 1986. Вып. 107 (188). С. 3-15.
50. *Гировка Н.Н.* Структурно-прочностные характеристики снега в Заилийском Алатау и способы их расчета: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1991. 27 с.
51. *Глазырин Г.Е.* Некоторые статистические закономерности характеристик горных ледников // Труды САРНИГМИ. 1972. Вып. 65 (80). С. 102-109.
52. *Глазырин Г.Е., Чиркова А.А.* Распределение ледников в горных районах как показатель связи между климатом и оледенением // Труды ЗаНИГМИ. 1974. Вып. 58 (64). С. 260-266.
53. *Глазырин Г.Е.* О расчете среднего многолетнего числа дней со снежным покровом // Труды САРНИГМИ. 1977. Вып. 53 (134). С. 74-83.
54. *Глазырин Г.Е., Ступин В.В.* Сопоставление высот верхней границы леса и фирновой линии в горах Юго-Западного Таджикистана // Материалы гляциологических исследований. 1977. Вып. 30. С. 193-198.
55. *Глазырин Г.Е.* Проблема расчетов характеристик распределения и режима горных ледников по стандартным данным: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1979. 28 с.
56. *Голубев Г.Н.* Гидрология ледников. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 247 с.
57. *Горшков В.Г.* Физические и биологические основы устойчивости жизни. М.: ВИНТИ, 1995. 496 с.
58. *Горшков В.Г.* Энергетика биосферы и устойчивость состояния окружающей среды // Итоги науки и техники. Серия теоретические и общие вопросы географии. М.: ВИНТИ, 1990. Том 7. 238 с.
59. *Госсен Е.Ф., Мизина С.В., Joel B. Smith.* Некоторые аспекты развития зернового хозяйства с учетом возможного изменения климата // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С. 50-63.
60. *Гречачевский И.В.* Особенности формирования и распределения максимальных запасов воды в снежном покрове на Сахалине // Снег и лавины Сахалина. Л., 1975. С. 25-33.
61. *Грудинин Г.В.* Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск: Наука, 1981. 159 с.
62. *Данилов-Данильянц В.Н., Горшков В.Г., Арский Ю.М., Лосев К.С.* Окружающая среда между прошлым и будущим: Мир и Россия (опыт эколого-экономического анализа). М., 1994. 134 с.
63. *Danov M., Dobrinov I., Plev A., Donovan V., Dimitrov S., 1979.* Vzmanovlyane i povyshane gomnata granitsa i gorata // Gorsko stop. 35. N 7. S. 1-12.
64. *Денисов Ю.М.* Метод расчета распределения снега в горах по данным аэрофотосъемок и температуры воздуха // Известия АН УзССР. Серия технических наук. 1963. № 6. С. 73-79.
65. *Денисов Ю.М.* Модель формирования снежного покрова в горных бассейнах // Метеорология и гидрология. 1967. № 5. С. 75-81.
66. *Дзюба В.В.* Физико-механические свойства снега и лавин Аджарской АССР // Склоновые процессы (лавины и сели). М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 57-62.
67. *Диких А.Н.* Снежный покров высокогорной зоны Киргизии. Фрунзе: Илим, 1978. 101 с.
68. *Диких А.Н., Бажев Е.К., Кошоев М.К.* и др. Ледовые ресурсы Центрального Тянь Шаня. Бишкек, 1991. 168 с.
69. *Дмитриев В.Е., Орленко С.Я.* Фитоиндикационные методы составления карты нормы водного эквивалента снега // Снежно-водно-ледовые ресурсы бассейна Верхней Оби и прогноз весеннего половодья. Томск, 1986. С. 54-78.
70. *Долгих С.А., Пилифосова О.В.* О методах оценки ожидаемых изменений глобального климата и сценарии изменения климата Казахстана // Гидрология и экология. 1996. № 4. С. 94-109.
71. *Долуханов А.Г.* Верхние пределы леса и субальпийский пояс в горах Кавказа // Высокогорная геоэкология. М., 1976. С. 46-49.
72. *Дроздов О.А., Григорьева А.С.* Влагодоброт в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1963. 315 с.
73. *Дюргеров М.В., Урумбаев Н.А.* Гляциологические исследования Памирского фирнового

плато // *Материалы гляциологических исследований*. 1977. Вып. 31. С. 30-38.

74. *Забиров Р.Д.* Оледенение Памира. М., 1955. 372 с.

75. *Залиханов М.Ч.* Снежно-лавиновый режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1974. 44 с.

76. *Иверонова М.И.* Некоторые результаты наблюдений над распределением снежного покрова в горах Тянь Шаня (хребет Терской Алатау, бассейн реки Чон-Кызыл-Су) // *Труды ТбилигМИ*, 1958. Вып. 3. С. 25-30.

77. *Иверонова М.И.* Характеристика снежного покрова центральной части северного склона хребта Терской Алатау // *География снежного покрова*. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 20-36.

78. *Иверонова М.И.* Режим снежных обвалов Терской Алатау и их гидрологическое и геоморфологическое значение // *Труды Института географии АН СССР*. 1962. Т. 7. С. 59-72.

79. *Изменчивость климата Средней Азии* / Под редакцией Ф.А. Муминова и С.И. Инагамовой. Ташкент, 1995. 215 с.

80. *Ильин И.Д.* Водные ресурсы Ферганской долины. Л.: Гидрометеиздат, 1959. 246 с.

81. *Ильясов А.Т.* Сток и водный баланс речных бассейнов Киргизии // *Труды САНИИ*. 1965. Вып. 43. 196 с.

82. *Иосида Т.* Физические свойства снега. М.: Мир, 1966.

83. *Кадастр лавин СССР*. Л., 1984-1986.

84. *Калесник С.В.* Очерки гляциологии. М.: Географгиз, 1963. 551 с.

85. *Канаев Л.А.* Об изменчивости свойств снежного покрова // *Труды САРНИГМИ*. 1969. Вып. 44 (59). С. 25-42.

86. *Канаев Л.А., Тупаева Н.К.* Процессы трансформации снежной толщи в горах Средней Азии // *Труды САРНИГМИ*. 1977. Вып. 32 (113). С. 66-79.

87. *Каталог ледников СССР*. М.; Л., 1965-1989.

88. *Кервен М.Д.* О метаморфизме снега. М.: Мир, 1966. С. 329-344.

89. *Козик С.М.* Расчет движения снежных лавин. Л., 1962. 76 с.

90. *Коломыц Е.Г.* Структура снега и ландшафтная индикация. М.: Наука, 1976. 206 с.

91. *Коломыц Е.Г.* Методы кристалломорфологического анализа структуры снега. М.: Наука, 1977. 198 с.

92. *Коломыц Е.Г.* Снежный покров горно-таежных ландшафтов севера Забайкалья. М.; Л.: Наука, 1966. 181 с.

93. *Кондакова Н.Л.* Ландшафтно-географический метод картирования снежного покрова в условиях сложной орографии // *Материалы гляциологических исследований*. 1979. Вып. 35. С. 139-143.

94. *Кондратьев К.Я., Пивоварова Е.И., Федотова Н.Н.* Радиационный режим наклонных поверхностей. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 216 с.

95. *Кондрашов И.В.* Особенности лавинообразования в гляциальной зоне Заилийского Алатау (на примере Малоалматинских ледников) // *Сборник работ Алма-Атинской гидрометеорологической обсерватории*. 1978. Вып. 7. С. 35-48.

96. *Кондрашов И.В.* Синоптико-метеорологические условия при выпадении лавиноопасных снегопадов в бассейне реки Малая Алматинка // *Сборник работ Алма-Атинской гидрометеорологической обсерватории*, 1978. Вып. 8.

97. *Кондрашов И.В.* Прогноз лавин и некоторых характеристик снежности в горах Казахстана. Л., 1991. 72 с.

98. *Коновалова В.Г.* Использование спутниковой информации в математической модели формирования снежного покрова в горах // *Труды САРНИГМИ*. 1980. Вып. 71 (152). С. 3-10.

99. *Копанев И.Д.* Снежный покров на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 180 с.

100. *Королев А.И.* Некоторые вопросы метаморфизма и изменения прочности снега // *Труды САРНИГМИ*. 1977. Вып. 53 (134). С. 97-104.

101. *Котляков В.М.* Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 478 с.

102. *Котляков В.М., Забиров Р.Д., Ревякин В.С.* Роль гляциологических исследований при изучении и освоении горных областей // *Комплексное географическое изучение и освоение горных территорий*. Л., 1980. С. 37-49.

103. *Котляков В.М., Ходаков В.Г., Гринберг А.М.* Тепловое проявление снежно-ледовых объектов как метод количественной интерпретации аэро-

космической информации // *Известия АН СССР. Серия географическая*. 1981. № 3. С. 127-132.

104. *Котляков В.М., Кренке А.Н.* Нивально-гляциальные системы Памира и Гиссаро-Алая // *Материалы гляциологических исследований*. 1979. Вып. 35. С. 25-32.

105. *Кравцова В.И.* К вопросу методики мелкомасштабного картографирования снежного покрова горных территорий // *Тезисы докладов 5 Закавказской конференции по изучению снежного покрова горных территорий*. Тбилиси, 1972. С. 320-332.

106. *Кравцова В.И.* Исследования лавин в Норвегии // *Снежные лавины (прогноз, защита)*. М., 1974. С. 64-81.

107. *Кренке А.Н.* Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов // *Итоги науки. Метеорология и климатология*. М.: ВИНТИ, 1971. Вып. 1. С. 168-207.

108. *Кренке А.Н.* Климатические условия существования современного оледенения Средней Азии // *Известия АН СССР. Серия географическая*. 1973. № 1. С. 20-35.

109. *Кренке А.Н.* Об уровнях гляциологических исследований и о предмете ледниковедения // *Материалы гляциологических исследований*. 1976. Вып. 27. С. 27-35.

110. *Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах СССР: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1980. 46 с.

111. *Кренке А.Н.* Ледниковый сток в реки Средней Азии и возможность его регулирования // *Водные ресурсы*. 1980. № 3. С. 5-19.

112. *Кренке А.Н., Ходаков В.Г.* О связи поверхностного таяния ледников с температурой воздуха // *Материалы гляциологических исследований*. 1966. Вып. 12. С. 153-164.

113. *Кренке А.Н., Шантыкова Л.Н.* Использование средней многолетней высоты снеговой границы (границы питания ледников) в гидрологических расчетах // *Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда*. Том 6. Гидрофизика. Л.: Гидрометеиздат, 1976. С. 297-307.

114. *Кренке А.Н., Рототаева О.В.* Поле аккумуляции для ледниковой системы Памира и использование его в расчетах речного стока // *Известия СССР. Серия географическая*. 1979. № 2. С. 100-108.

115. *Кузаева Г.М., Сулаквелидзе Г.К., Читадзе В.С.* и др. Физические свойства снежного покрова Большого Кавказа // *Результаты исследований по программе МГТ. Гляциология*. № 17. М.: Наука, 1967. 194 с.

116. *Кузнецова Л.П.* Перенос влаги над территорией СССР. М.: Наука, 1978.

117. *Лавинная и селевая опасность на трассе БАМ* / Под ред. В.Ф. Перова. М.: Изд-во МГУ, 1980. 187 с.

118. *Лавиноопасные районы Советского Союза* / Под ред. Г.К. Тушинского. М.: Изд-во МГУ, 1970. 199 с.

119. *Ледник Абрамова (Алайский хребет)*. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 205 с.

120. *Леухина Г.Н.* Максимальная высота снежного покрова и снеговые нагрузки // *Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии*. Л.: Гидрометеиздат, 1977. С. 293-299.

121. *Леухина Г.Н.* Районирование Средней Азии по снеговому нагрузкам // *Труды САРНИГМИ*. 1978. Вып. 57 (138). С. 45-57.

122. *Литвинов И.В.* Осадки в атмосфере и на поверхности земли. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 208 с.

123. *Лосев К.С.* Лавины СССР (распространение, районирование, возможности прогноза). Л.: Гидрометеиздат, 1966. 131 с.

124. *Лосев К.С.* О механизме возникновения лавин, связанных со снегопадами и метелями // *Труды САРНИГМИ*. 1972. Вып. 63 (78).

125. *Лосев К.С.* Основные методологические проблемы разработки концепции перехода к устойчивому развитию // *Устойчивое развитие. Обзорная информация*. № 1. М.: ВИНТИ. С. 70-77.

126. *Максимов Н.В., Зябкин В.В., Барбат Ю.П.* Лавиноопасные районы Киргизии. Фрунзе: Кыргызстан, 1975. 92 с.

127. *Максимов Н.В.* Некоторые особенности снежного покрова и деятельность лавин в бассейне реки Иньильчек // *Гляциология горных районов*. М., 1980. С. 121-126.

128. *Малюгин Ю.Ф.* Факторы формирования снежного покрова в районах со сложной орографией (на примере Южного Сихотэ-Алиня): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1985. 24 с.

129. *Моисеева Г.И., Ходаков В.Г.* К расчету годовой абляции поверхности ледников и снежников // *Материалы гляциологических исследований*. 1971. Вып. 18. С. 187-188.
130. *Москалев Ю.Д.* Возникновение и движение лавин. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 152 с.
131. *Никитин С.П.* Оценка нулевых гипотез и репрезентативности осадкомерных данных в таежном Прииртышье // *География и природные ресурсы*. 1980. № 2. С. 105-109.
132. *Норде Д.* Анализ пространственного распределения осадков и их структурно-динамический прогноз // *Теория вероятностей и математическая статистика в атмосферных науках*. Л.: Гидрометеиздат, 1975. С. 111-121.
133. Оледенение Тянь Шаня / Под ред. М.В. Дюргера. М., 1995. 237 с.
134. *Павлов А.С.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1978. 283 с.
135. *Павлов А.С.* Закономерности формирования криолитозоны при современных изменениях климата // *Известия РАН. Серия географическая*. 1997. № 4. С. 61-75.
136. *Пиманкина Н.В.* Тенденции изменения характеристик снежности казахстанской части Тянь Шаня за последние 30 лет // *Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан*. Алматы, 1998. С. 75-79.
137. *Пономаренко П.Н.* О вертикальном распределении осадков в Киргизии // *Метеорология и гидрология*. 1970. № 7. С. 86-90.
138. *Пономаренко П.Н.* Атмосферные осадки Киргизии. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 135 с.
139. *Попов В.В.* Стратиграфия антропогена Тянь-Шаня // *Труды ГИНа*. 1960. Вып. 26. С. 116-126.
140. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средняя Азия. Бассейн реки Сырдарья. Т. 14. Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 531 с.
141. Ресурсы поверхностных вод СССР. Средняя Азия. Бассейн реки Амударья. Т. 14. Вып. 3. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 472 с.
142. *Ревякин В.С.* Нивально-гляциальный комплекс Алтай-Саянской горной страны: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1978. 27 с.
143. *Ревякин В.С., Крайцова В.И.* Снежный покров и лавины Алтая. Томск, 1977. 213 с.
144. *Ржевский В.Н.* Гидронапорные лавины и актуальность их изучения // *Материалы гляциологических исследований*. 1970. Вып. 16. С. 107-110.
145. *Роттаева О.В.* Построение полей границы питания и аккумуляции для ледниковой системы Гиссаро-Алая // *Материалы гляциологических исследований*. 1979. Вып. 35. С. 42-51.
146. *Роттаева О.В.* Основные особенности массообмена и морфологии оледенения Памира: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1981. 27 с.
147. *Рунич А.В.* Снежные сели и их отличие от лавин // *Инженерная гляциология. Труды 1 Всесоюзного координационного совещания по инженерной гляциологии*. Апатиты, 1973. С. 96-101.
148. Руководство по снеголавинным работам (временное). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 397 с.
149. *Рыбак О.Л.* Количественная оценка влияния экспозиции склонов на распределение снегоспасов в Южном Прибайкалье // *Проблемы регионального снеговедения*. Вып. 2. Чита, 1968. С. 58-60.
150. *Савельев В.А.* Физика, химия и строение природных льдов и мерзлых горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1971. 571 с.
151. *Савельев В.А., Лантев М.Н., Лантев Н.И.* Состав, строение и физико-механические свойства снега в Хибинах и их изменение в процессе метаморфизма // *Снег и лавины Хибин*. М.: Изд-во МГУ, 1967. С. 201-240.
152. *Самойлова Г.С.* Ландшафтно-индикационная карта снежного покрова Алтай-Саянской физико-географической страны как основа прогноза лавинной опасности // *География и природные ресурсы*. 1980. № 1. С. 152-154.
153. *Санников А.Г.* Особенности залегания снежного покрова в бассейне реки Обихингоу // *Труды САРНИГМИ*. 1979. Вып. 64 (145). С. 24-30.
154. *Северский И.В.* О влиянии лавин на распределение снега в условиях северного склона Заилийского Алатау // *Географические исследования в Казахстане*. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 138-151.
155. *Северский И.В.* Снежные лавины Заилийского Алатау (формирование, возможности прогноза, оценка опасности, влияние на сток): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1969. 27 с.
156. *Северский И.В.* Проблема оценки заснеженности и лавинной опасности горной территории: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. М., 1982. 37 с.
157. *Северский И.В.* Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1978. 255 с.
158. *Северский И.В.* К методике расчета средних годовых сумм твердых осадков на границе питания ледников // *Вестник АН КазССР*. 1978. № 11. С. 43-50.
159. *Северский И.В., Благовещенский В.П.* Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата: Наука, 1983. 217 с.
160. *Северский И.В., Северский Э.В.* Снежный покров и сезонное промерзание грунтов Северного Тянь-Шаня. Якутск, 1990. 180 с.
161. *Северский И.В., Благовещенский В.П.* Лавиноопасные районы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1990. 172 с.
162. *Северский И.В., Северский Э.В., Кужбаков А.Б.* Некоторые результаты исследований температурного режима и сезонного промерзания почвогрунтов в связи с оценкой условий лавинообразования в Заилийском Алатау // *Криогенные явления в высокогорных районах*. Новосибирск: Наука, 1978. С. 126-145.
163. *Северский И.В., Благовещенский В.П., Мандро С.И.* Характеристика опасных стихийных явлений на северном склоне хребтов Сарыджас и Терскей Алатау в междуречье Нарынкол-Каркара // *Режим ледников и лавин Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1979. С. 146-161.
164. *Северский И.В., Пиманкина Н.В.* Опыт расчета сроков залегания устойчивого снежного покрова в горах Средней Азии и Казахстана по стандартной метеорологической информации // *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 37. М., 1980. С. 71-79.
165. *Северский И.В., Соседов И.С., Филатова Л.Н.* Условия лавинообразования и массовый сход лавин на северном склоне Заилийского Алатау весной 1966 года // *Гидрологические исследования в горных районах Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1969. С. 27-57.
166. *Северский И.В., Черкасов П.А.* Годовые суммы атмосферных осадков на северном склоне Джунгарского Алатау // *Снежные лавины и ледники Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1977. С. 3-22.
167. *Северский С.И.* Влияние локальных факторов и методика их учета при оценке снежных ресурсов Северного Тянь Шаня: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1991. 20 с.
168. *Сезин В.М.* Синоптические условия схода снежных лавин в горах Западного Тянь Шаня // *Материалы гляциологических исследований*. Вып. 42. М., 1984. С. 94-100.
169. Снег. Справочник / Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат. 751 с.
170. *Солодков П.А., Султанбаев С.А.* Экстремальный снегопад на Иссык-Куле в октябре 1982 года // *Труды САРНИГМИ*. 1990. Вып. 136 (217). С. 35-41.
171. *Солонский В.Н.* Влияние Олонекской возвышенности на выпадение осадков в районе г. Петрозаводска // *Труды Гидрометцентра СССР*. 1972. Вып. 108. С. 57-64.
172. *Соседов И.С.* О влиянии ориентации горных склонов на режим снежного покрова (на примере бассейна реки Малая Алматинка) // *Снежный покров, его распространение и роль в народном хозяйстве*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 87-97.
173. *Соседов И.С.* Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах. Алма-Ата: Наука, 1967. 197 с.
174. *Соседов И.С.* Методика территориальных воднобалансовых обобщений в горах. Алма-Ата: Наука, 1976. 148 с.
175. *Соседов И.С., Северский И.В.* К методике оценки водоаккумулирующей роли почвогрунтового покрова на северном склоне Заилийского Алатау // *Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане*. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 210-221.
176. *Соседов И.С., Северский И.В.* Влияние ориентации склонов на просачивание талых снеговых вод в условиях лесолугового пояса северного склона Заилийского Алатау // *Гидрогеологические исследования в Казахстане*. Алма-Ата: Наука, 1965. С. 96-114.
177. *Соседов И.С., Филатова Л.Н.* К методике изучения снежного покрова в горах // *Вопросы географии Казахстана*. Алма-Ата: Наука, 1965. Вып. 11. С. 96-114.
178. *Соседов И.С., Филатова Л.Н.* О влиянии ориентации склонов на баланс влаги в снежном

покрова на примере Заилийского Алатау // Научное совещание по проблемам гидрометеорологии горных стран. Тезисы докладов. Ереван, 1963. С. 127-129.

179. *Соседов И.С., Филатова Л.Н., Киктенко О.В.* и др. Температурный и водный режим горных склонов. Алма-Ата: Наука, 1983. 93 с.

180. *Субботина О.И.* Распределение осадков зимой в Ферганской долине в зависимости от рельефа // Труды САРНИГМИ. 1974. Вып. 10 (91). С. 131-133.

181. *Судаков П.А.* Снежный покров // Материалы гляциологических исследований. Тянь Шань. Заилийский Алатау. М., 1962. 138 с.

182. *Судаков П.А., Плеханов П.А., Биманов К.В., Джампеисов Т.О.* О методах изучения снегозапасов и их расчетов в гляциальной зоне Заилийского Алатау // Режим ледников и снежных лавин Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. С. 27-36.

183. *Сыполева Н.Д.* Особенности формирования снежного покрова в ельниках Тянь Шаня (северный склон Терской Ала-Тоо) // Биогеографические аспекты растительности и животного мира Прииссыккуля. Фрунзе, 1975. С. 3-21.

184. *Токмагамбетов Г.А.* Ледники Заилийского Алатау. Алма-Ата: Наука, 1976. 364 с.

185. *Троицкий Л.С., Ходаков В.Г., Михалев В.И.* и др. Оледенение Урала. М.: Наука. 268 с.

186. *Тронов М.В.* Проблема климатической снеговой границы // Гляциология Алтая. Томск, 1966. Вып. 10. С. 3-20.

187. Ледники и климат. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 407 с.

188. *Тронов М.В., Лунина Н.Х.* Основы учения о снеговой границе и хионосфере. Л.: Наука, 1977. 168 с.

189. *Тронов М.В.* О смещении пояса снега и льда в горах под влиянием гравитационного фактора // Материалы гляциологических исследований. 1978. Вып. 34. С. 163-167.

190. *Тронов М.В.* Проблема гляциоклиматических показателей. Томск, 1978. 166 с.

191. *Трошкина Е.С.* Лавинный режим горных территорий СССР // Итоги науки и техники. Серия Гляциология. Том 11. М., 1992. 184 с.

192. *Турсунов А.А.* Оценка элементов водного баланса и характеристик снежного покрова горных

водосборов на основе материалов космической съемки: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Ташкент, 1993. 20 с.

193. *Тушинский Г.К.* Лавины, возникновение и защита от них. М.: Географгиз, 1949. 213 с.

194. *Тушинский Г.К., Гуськова Е.Ф., Губарева В.Д.* Перекристаллизация снега и возникновение лавин. М.: Изд-во МГУ, 1953. 116 с.

195. *Тушинский Г.К., Малиновская Н.М.* Положение «уровня 365» над территорией СССР и связь этого уровня с оледенением // Информационный сборник о работах МГУ по МГТ. Вып. 9. М., 1962. С. 5-9.

196. *Тушинский Г.К.* Ледники, снежники и лавины Советского Союза. М.: Географгиз, 1963. 312 с.

197. *Филатова Л.Н.* О влиянии высоты и ориентации склонов на сроки залегания снежного покрова (на примере бассейна реки Малая Алма-тинка) // Гляциологические исследования в Казахстане. Вып. VI. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 112-122.

198. *Харитонов Г.Г.* Некоторые физические свойства свежеснежного покрова в связи с метеорологическими элементами // Труды САРНИГМИ. 1974. Вып. 15 (96). С. 94-106.

199. *Харитонов Г.Г., Языков Л.Е., Канаев Л.А.* Снежные лавины // Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии. Л.: Гидрометеоздат, 1977. С. 300-312.

200. *Ходаков В.Г.* Снежный покров и современное оледенение Полярного Урала // Исследования ледников и ледниковых районов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 2. 41 с.

201. *Ходаков В.Г.* Ледники бассейна реки Варзоб // Материалы гляциологических исследований. М., 1968. Вып. 14. С. 205-207.

202. *Ходаков В.Г., Моисеева Г.П.* Ледники как индикатор водности // Метеорология и гидрология. 1972. № 6. С. 83-86.

203. *Ходаков В.Г.* Вводно-ледовый баланс районов современного оледенения. М.: Наука, 1978. 192 с.

204. *Хржан А.Х.* Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 647 с.

205. *Цомая В.Ш.* Зависимость площади ледников и коэффициента неравномерности оледенения от физико-географических условий // Труды ЗахНИГМИ. 1963. Вып. 13. С. 29-34.

206. *Четанова О.М.* Климат СССР. Вып. 3. Средняя Азия. Л.: Гидрометеоздат, 1963. 446 с.

207. *Черкасов П.А., Разенков А.В.* К методике определения максимальных снегозапасов на ледниках // Гляциально-нивальные процессы в горах. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 16-26.

208. *Черкасов П.А.* Роль мониторинга горных ледниковых систем в оценке максимальных снегозапасов на ледниках // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С. 176-186.

209. *Черногоров В.П.* Динамика схода снежного покрова в бассейне горной реки Пскем по данным аэрофотосъемок // Метеорология и гидрология. 1959. № 3. С. 335-38.

210. *Черногоров В.П.* Аэрофотосъемка снежного покрова в верховьях реки Ангрэн для гидрологических целей. Л.: Гидрометеоздат, 1966. 127 с.

211. *Чиркова А.А.* Влияние ориентации склонов и расчленения рельефа на статистическую структуру глубины снега // Труды САРНИГМИ. 1978. Вып. 44 (125). С. 64-77.

212. *Чичасов Г.Т., Шамен А.М.* Долгопериодные изменения климата и их последствия для зернового хозяйства Казахстана // Гидрометеорология и экология. 1997. № 3. С. 29-41.

213. *Чупахин В.М.* Физическая география Тянь Шаня. Алма-Ата, 1964. 373 с.

214. *Шантыкова Л.Н.* Пространственно-временная изменчивость высоты границы питания на горных ледниках: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1978. 24 с.

215. *Швер Ц.А.* Атмосферные осадки на территории СССР. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 302 с.

216. *Шехтман Е.Д.* Влияние горных массивов юго-восточного Казахстана на динамику атмосферных фронтов // Труды КазНИГМИ. 1960. Вып. 1. С. 3-15.

217. *Шульц В.Л.* Реки Средней Азии. Л.: Гидрометеоздат, 1965. 691 с.

218. *Шульц В.Л.* Некоторые итоги и пути развития способов расчета стока в условиях горных стран // Труды САРНИГМИ. 1972. Вып. 62 (77). С. 3-16.

219. *Щеглова О.П.* Питание рек Средней Азии. Ташкент, 1960. 243 с.

220. *Щеглова О.П.* Фирновая линия – высотный гребень поясного стока в горных бассейнах //

Гляциогидроклиматология горных стран. М.: Наука, 1973. С. 161-170.

221. *Щеглова О.П., Гапшико В.Г.* Принципы крупномасштабного картографирования снегозапасов на основе аэрофотосъемок // Материалы гляциологических исследований. Вып. 26. М., 1976. С. 221-225.

222. *Щербаков М.П.* Основные черты деятельности лавин и условия их формирования на территории Киргизской ССР // Труды ВГИ. 1967. Вып. 12. С. 224-243.

223. *Щетинников А.С.* Ледники бассейна реки Пскем. Л.: Гидрометеоздат, 1976. 120 с.

224. *Щетинников А.С.* Оледенение Гиссаро-Алая. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 118 с.

225. *Armstrong R.L.*, 1977. Continuous monitoring of metamorphic changes of internal snow structure as a tool in avalanche studies // Journal of Glaciology. V. 19. N 81. P. 325-334.

226. *Bandyopadhyay J.*, 1995. The mountains and upland as water towers for humanity // Background paper in support of the NGO Consultation on the Mountain Agenda, 22-27th February 1995. Lima, Peru. P. 1-14.

227. *Byer E.* 1995. Environmentally sustainable and equitable development opportunities // Background paper in support of the NGO Consultation on the Mountain Agenda, 22-27th February 1995. Lima, Peru.

228. *Yu Ruiji, and Ma Hong*, 1992. Snow Hazard Regionalization in China // Chinese Geographical Science. V. 2. N 3. P. 197-204.

229. *Kevin T., and Lewis A.*, 1997. An Introduction to Global Environmental Issues. London and New York. 512 p.

230. Mountains of the World. A Global Priority. 1997. Edited by B. Messerli, and J. Ives. New York and London. 495 p.

231. *Ostrem G., Ziegler T.*, 1969. Atlas over Breer I Sor Norge // Meddelelse Nr. 20, fra Hydrologisk avioling. 207 p.

232. *Perla R.*, 1978. Temperature gradient and equi-temperature metamorphism of dry snow // Deuxieme Rencontre: International sur la Neige et les Avalanches. Grenoble. P. 43-48.

233. *Perla R.*, 1980. Avalanche release, motion and impact // Dynamics of snow and ice masses. N-Y. P. 397-458.

234. *Plasnik P.*, 1978. Man's influence on the timberline in the West Carpathian Mountains, Czechoslovakia // *Arctic and Alpine Research*. V.10. N2. P. 491-504.

235. *Qiu Jiagi*, 1991. Preliminary research on snowcover patterns for little gorge basin in the Tianshan Mountains // *Geographical Symposium of Arid Zone*. N2. P. 78-88.

236. *Severskiy I.V.*, 1997. On a procedure of evaluating of average annual sums of solid precipitation on the equilibrium line of glaciers // 34 selected papers on main ideas of the soviet glaciology – 1940s-1980s. Minsk. P. 347-354.

237. *Severskiy I.V.*, 1999. To the problem of changes in climate // *Reports of the Ministry of Science – Academy of Science of the Republic of Kazakhstan*. N2.

238. *Severskiy I.V., Severskiy S.I.*, 1992. An influence of local factors on the distribution of snow resources in Northern Tian Shan // *Annals of Glaciology*. V. 16. P. 220-225.

239. *Salm B.*, 1972. Werdegang eines Lawinenverbaungs und Aufforstungsprojektes // *Lawinenschutz in der Schweiz, Bern, Bundnerwald*. S. 178-185.

240. *Sommerfeld R.A., Lachapelle E.*, 1970. The classification of snow metamorphism // *Journal of Glaciology*. V. 9. N 55. P. 3-17.

241. *Douguedronit A.*, 1978. Timberline reconstruction in Alps de haute Provence and Alps Maritimes, Southern French Alps // *Arctic and Alpine Research*. V. 10. N2. P. 508-517.

242. *Wisman H.*, 1959. Die heutige vergletscherung und schneeegrenze in Hochasien. Wiesbaden.

243. *Zuntai Shao Wangzhan, Deng Shaming*, 1989. The designed amount of precipitation in a high-mountain region on southern slopes of the Bogdo top // *Research of some questions of hydroresources of the Urumqi district. Hydroresources and environment of Zaivobaj-Dabanchen district*. P. 23-39 (in Chinese).

244. *Wang Yanlong, Zhang Zhizhong, Xie Zichu*, 1979. Snow avalanche and protection. 114 p. (in Chinese).

245. *Wang Yanlong*, 1982. Metamorphism of the seasonal snow cover of Tien Shan in the upstream of the Ili river // *Glaciology, geocryology*. N 4 (2). P. 63-72 (in Chinese).

246. *Wang Yanlong*, 1982. Preliminary analysis of snow avalanche hazard in the regions of Chinese Tien Shan // *Collection of selected papers. Symposium of glaciology. Geographical Society of Peoples Republic of China. "Glaciology"*. P. 128-130 (in Chinese).

247. *Wang Yanlong*, 1986. The most dangerous big wet snow avalanches of China // *Glaciology, geocryology*. N 8(1). P. 52-60 (in Chinese).

248. *Wang Yanlong*, 1988. Growth of depth hoar and its influence on snow avalanches in the western part of China // *Glaciology, geocryology*. N 10(2). P. 173-180 (in Chinese).

249. *Wang Yanlong*, 1992. Study of snow avalanches of China. Khaiyan. 244 p. (in Chinese).

250. *Wang Zhonglong, Pang Xiahua, Cheng Yuan, Bai Chunyuan*, 1978. Snow drift protection on roads. National transport. 120 p. (in Chinese).

251. *Wang Tsun Nyu*, 1983. Climatic conditions and snow drift hazard on highway within the Laerdun mountain pass, Tien Shan // *Geography of Xinjiag*. N 6 (4). P. 57-62 (in Chinese).

252. *Wei Wengshou, Ma Weiling*, 1990. Feature of growth of depth hoar in places with the snow cover in western part of Tien Shan // *Book of scientific papers of the 4th Chinese symposium on glaciology and geocryolithology*. Science. P. 243-248 (in Chinese).

253. *Go Shumo*, 1995. Study of Tien Shan geology // *Intercontinental earthquakes*.

254. *Lai Zuming*, 1984. Some features of floods in condition of ice melting (on an example of the rivers in Xinjiang region) // *Glaciology, geocryology*. N 6 (2). P. 45-52 (in Chinese).

255. *Li Jianfeng*, 1991. Climate of Xinjiang. Meteorology. 302 p. (in Chinese).

256. *Ma Weiling*, 1981. The analysis of avalanche genesis and features of snow avalanches within the area of avalanche station in the western part of Tien Shan in 1978/1979 // *Glaciology, geocryology*. N 4 (2). P. 41-47 (in Chinese).

257. Scientific mountain expedition of the Chinese Academy of Sciences. Glaciers and meteorological phenomena in the area of the Tomur Peak, Tien Shan. 1985. Xinjiang. 224 p. (in Chinese).

258. 40 years of fight for reduction of disasterous phenomena in Xinjiang. 1993. 312 p. (in Chinese).

259. *Severskiy I.V., Blagovechshenskiy V.P., Pimankina N.V., Severskiy S.I., Xie Zichu, Hu Ruji, Zhang Zhizhong*, 1976. Snow and avalanches in the Tien Shan mountains. 174 p. (in Chinese).

260. *Xie Zichu, Huang Maohuang, Ma Aili*, 1995. Ice formation of granular snow on the glacier Nr. 1 in sources of the Urumqi river, Tien Shan // *Study of glaciers and hydrology of the Urumqi river, Tien Shan*. Science. P. 1-13 (in Chinese).

261. *Xie Zichu, Din Liangfu, Liu Chiaoyai, Liu Shijing*, 1996. Mass balance on the equilibrium line of glaciers // *Glaciology, geocryology*. N 18 (1). P. 1-9 (in Chinese).

262. *Hu Ruji, Jia Fengjin*, 1989. Snow avalanches of the Chinese part of Tien Shan and avalanche control. National transport. 167 p. (in Chinese).

263. *Hu Ruji*, 1978. Study of the snow cover and snow hazard in mountain regions of the Chinese part of Tien Shan and protection // *Geography of China*. N 1 (1). P. 84-94 (in Chinese).

264. *Hu Ruji, Li Jiafeng*, 1987. Climate and snow cover of Chinese Tien Shan. Meteorology. 231 p. (in Chinese).

265. *Hu Ruji, et al.*, 1990. Snow hazard protection along the mountain roads. Achievement in the field of science and engineering. 104 p. (in Chinese).

266. *Hu Ruji, Ma Weiling, Wei Wengshou, Ma Zongniu*, 1985. Basic physical features of snowfalls and avalanches in mountains of Chinese Tien Shan // *Geography of arid zones*. N 8 (1). P. 53-57 (in Chinese).

267. *Qiu Jiagi, Deng Yanxin*, 1983. Snow avalanches in the area of the Bogdo Peak in Tien Shan Mountains // *Glaciology, geocryology*. N 5 (3). P. 227-234 (in Chinese).

268. *Qiu Jiagi, Hu Ruji*, 1980. Research of large snow avalanches in the winter of 1966 in the western

part of Chinese Tien Shan // *Bulletin of Glaciology*. Nr. 26 (94). P. 512-514.

269. *Zhang Jiabao, Deng Zifeng*, 1987. General review of precipitation in Xinjiang. Meteorology. 400 p. (in Chinese).

270. *Zhang Beikong*, 1976. Snow drift protection along the roads. Science. 79 p. (in Chinese).

271. *Zhang Zhizhong*, 1986. Preliminary analysis of genesis of wet snow avalanches in the valley of the river Kyunes of Tien Shan // *Glaciology, geocryology*. N 8 (4). P. 403-408 (in Chinese).

272. *Zhang Zhizhong, Liu Zhengxie*, 1987. Analysis of factors of seasonal snow cover metamorphism in the Kyunes river valley, Tien Shan // *Glaciology, geocryology*. N 9 (additional issue). P. 27-33 (in Chinese).

273. *Zhang Zhizhong, Yang Dajin*, 1992. Basic features of seasonal snow cover in the Urumqi river basin // *Glaciology, geocryology*. N 14 (2). P. 129-133 (in Chinese).

274. *Zhang Zhizhong*, 1981. Preliminary research results of snow avalanche protection along the roads in the Kyunes river valley, Tien Shan // *Glaciology, geocryology*. N 3 (4). P. 65-71 (in Chinese).

275. *Shao Wengzhang, Jian Fengjing, Hu Ruji*, 1986. Feature of snow cover compressing in condition of continental climate in Northwest China // *Geography of arid zones*. N 9 (2). P. 1-7 (in Chinese).

276. *Yang Dajin, Zhang Yinsheng, Zhang Zhizhong*, 1992. Study of snow density in sources of the Urumqi river // *Geographical Bulletin*. N 47 (2). P. 20-26 (in Chinese).

277. *Yang Xingyuan, Hang Jianding*, 1994. Features of climate and glacial runoff in sources of the Urumqi river // *Glaciology, geocryology*. N 16 (2). P. 147-155 (in Chinese).

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ.....	3
Глава 1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ.....	5
<i>(В. П. Благовещенский, И. В. Северский, Ху Руджи)</i>	
1.1. ОРОГРАФИЯ, РЕЛЬЕФ.....	5
1.2. КЛИМАТ.....	11
1.2.1. Циркуляция атмосферы.....	11
1.2.2. Температура воздуха.....	13
1.2.3. Атмосферные осадки.....	15
1.3. ФАКТОРЫ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ.....	18
1.3.1. Рельеф как фактор лавинообразования.....	18
1.3.2. Характер поверхности склонов как фактор лавинообразования.....	22
1.3.3. Состояние поверхности склонов как фактор лавинообразования.....	24
Глава 2. СНЕЖНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ.....	27
2.1. КЛИМАТИЧЕСКАЯ СНЕГОВАЯ ГРАНИЦА В ГОРНО-ЛЕДНИКОВЫХ РАЙОНАХ.....	27
<i>(И. В. Северский)</i>	
2.1.1. Возможности определения высоты климатической снеговой границы в неледниковых районах.....	32
2.1.2. Основные закономерности территориальных изменений высоты приведенной фирновой линии.....	35
2.1.3. Годовая аккумуляция твердых осадков на высоте приведенной фирновой линии.....	38
2.1.4. Коэффициент концентрации твердых осадков на ледниках.....	41
2.2. РАСЧЕТ СРОКОВ ЗАЛЕГАНИЯ УСТОЙЧИВОГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРАХ.....	45
<i>(И. В. Северский, Н. В. Пиманкина, Ху Руджи)</i>	
2.2.1. Влияние локальных условий и межгодовая изменчивость сроков залегания снежного покрова.....	59
<i>(Н. В. Пиманкина, И. В. Северский)</i>	
2.3. МАКСИМАЛЬНЫЕ СНЕГОЗАПАСЫ.....	62
<i>(И. В. Северский)</i>	
2.3.1. Возможности оценки снежности по территориально-общим зависимостям снегозапасов от абсолютной высоты.....	64
<i>(И. В. Северский)</i>	
2.3.2. Расчет максимальных снегозапасов для Восточного Тянь-Шаня.....	72
<i>(И. В. Северский, Се Зичу)</i>	
2.3.3. Расчет высоты снежного покрова и характеристик снежности заданной обеспеченности.....	73
<i>(И. В. Северский)</i>	
2.3.4. Особенности территориальных изменений снежности.....	75
<i>(И. В. Северский, Ху Руджи, Се Зичу)</i>	
2.3.5. Изменчивость максимальных снегозапасов.....	83
<i>(И. В. Северский, С. И. Северский, Н. В. Пиманкина, Се Зичу)</i>	
Глава 3. ВЛИЯНИЕ ЛОКАЛЬНЫХ ФАКТОРОВ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В ГОРАХ.....	91
<i>(И. В. Северский)</i>	
3.1. ВЛИЯНИЕ УКЛОНА МЕСТНОСТИ.....	92
3.2. ВЛИЯНИЕ ОРИЕНТАЦИИ СКЛОНОВ.....	93
3.3. ВЛИЯНИЕ ХАРАКТЕРА РАСТИТЕЛЬНОСТИ.....	98
3.4. ВЕТРОВОЕ И ЛАВИННОЕ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕГА.....	102

Глава 4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ КАК ФАКТОР ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ.....	107
4.1. ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СНЕГОЗАПАСОВ В ЛАВИНООПАСНЫЙ ПЕРИОД.....	107
<i>(И. В. Северский, Жан Жизонг, Се Зичу)</i>	
4.2. РАЗВИТИЕ СТРУКТУРНО-ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕЖНОЙ ТОЛЩИ И ИХ РОЛЬ В ЛАВИНООБРАЗОВАНИИ.....	109
<i>(И. В. Северский, Се Зичу, Жан Жизонг)</i>	
4.2.1. Деструктивный метаморфизм и оседание снега.....	109
4.2.2. Температурный режим структурных преобразований снега.....	111
4.3. РАЗВИТИЕ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.....	113
<i>(И. В. Северский, Жан Жизонг, Се Зичу)</i>	
4.3.1. Развитие снежного покрова в условиях среднегорного пояса.....	114
4.3.2. Особенности развития снежного покрова в высокогорном поясе.....	117
4.4. ДИНАМИКА ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕГА.....	118
<i>(И. В. Северский, Се Зичу)</i>	
4.5. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СТРУКТУРНО-ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ СНЕЖНОГО ПОКРОВА.....	124
<i>(И. В. Северский, Се Зичу)</i>	
Глава 5. ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ.....	133
5.1. ЛАВИННАЯ АКТИВНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ.....	134
<i>(И. В. Северский)</i>	
5.1.1. Изменение лавинной активности по ориентации склонов.....	136
5.1.2. Изменение лавинной активности по абсолютной высоте.....	139
5.1.3. Зависимость лавинной активности от снежности года.....	141
5.2. РАСЧЕТ ХАРАКТЕРИСТИК ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ И ЭЛЕМЕНТОВ РЕЖИМА ЛАВИН.....	142
<i>(В. П. Благовещенский, И. В. Северский, Ху Руджи)</i>	
5.2.1. Объемы лавин.....	142
5.2.2. Дальности выброса лавин.....	146
5.2.3. Скорость лавин.....	148
5.2.4. Высота и площадь сечения лавинного потока.....	151
5.3. ЛАВИННАЯ ОПАСНОСТЬ И ОСОБЕННОСТИ ЛАВИННОГО РЕЖИМА В ГОРНЫХ РАЙОНАХ ТЯНЬ-ШАНЯ.....	152
<i>(В. П. Благовещенский, И. В. Северский, Ху Руджи, Жан Жизонг, Се Зичу)</i>	
5.3.1. Джунгарский Алатау.....	153
5.3.2. Северо-Восточный Тянь-Шань.....	158
5.3.3. Северный Тянь-Шань.....	160
5.3.4. Юго-Западный Тянь-Шань.....	163
5.3.5. Внутренний Тянь-Шань.....	165
5.3.6. Центральный Тянь-Шань.....	167
5.3.7. Юго-Восточный Тянь-Шань.....	167
5.3.8. Восточный Тянь-Шань.....	168
ЛИТЕРАТУРА.....	171