ГЕОГРАФИЯ ЛАВИН

ПОД РЕДАКЦИЕЙ С. М. МЯГКОВА, Л. А. КАНАЕВАИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА 1992

География лавин Под ред. С. М. Мягкова, Л. А. Канаева.— М.: Изд-во МГУ, 1992.

В книге, написанной 28 авторами, отражены методика и результаты обзорного картографирования снежных лавин. Даны количественные характеристики факторов образования, распространения и режима лавин по континентам и по горным районам. Изложены задачи дальнейших географических исследований лавинной опасности в свете социальной экологии.

Для гляциологов, климатологов и других специалистов по проблемам природопользования.

Рецензенты:
доктор географических наук А. Н. Божинский, доктор географических наук К. С. Лосев
Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Московского университета

Посвящается
памяти нашего учителя
профессора Московского университета
Георгия Казимировича ТУШИНСКОГО

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Эта книга освещает географию, т. е. наиболее общие пространственно-временные закономерности снежных лавин — одного из природных явлений, порождаемых климатическими и геоморфологическими причинами и относящихся к числу опасных для населения и хозяйства. Основным толчком к ее составлению послужило обзорное картографирование лавин, предпринятое в рамках Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, подготовленного в 1980—1986 гг. советскими исследователями при поддержке ЮНЕСКО.

Хотя защита от лавин выполняется применительно к отдельным лавинным очагам и зиждется на знании особенностей именно этих очагов, изучение географических закономерностей лавинной активности имеет самостоятельный смысл. В простейшем случае он заключен в указании районов, при освоении которых следует позаботиться о детальной оценке лавинной опасности, и в предсказании основных черт этой опасности. Более детальные исследования могут принести и более значимые результаты— районирование по экономической величине лавинной опасности, по применимости эмпирических методов прогнозирования лавин за пределами участков, где эти методы разработаны, и т. д. Наконец, опыт исследования географии лавин может быть полезен в

методологическом отношении для изучения других опасных природных явлений и всей картины взаимодействия общества и природной среды.

Снежные лавины — обрушения снега по склонам — принадлежат к группе явлений, которые можно обобщенно назвать снежными потоками. В нее входят также лавиноподобные водоснежные потоки и быстрое сползание снега. Все они способны оказывать разрушающее давление на препятствие. Между ними нет резких рубежей по условиям и механизму образования и форме движения; области их распространения перекрываются, методы защиты от них сходны. В отличие от быстрого сползания снега водоснежные потоки и лавины выходят со склонов на дно долин; лавины же отличаются еще и высокой повторяемостью. Из-за этого они известны больше и изучены намного лучше других видов опасных снежных потоков.

Лавины распространены повсюду, где возникает снежный покров высотой более 30—50 см и где наклон склонов более 20° с относительной высотой более 20—30 м. Они особенно крупны в горах; здесь сила удара лавин о препятствия достигает десятков тонн на 1 м^2, объемы — миллионов кубометров, повторяемость в наиболее активных очагах 10—15 лавин в год, число лавинных очагов на 1 км длины долины 10—20. Кроме гор лавины встречаются на уступах морских и речных террас. Лавиноопасными могут быть и различные техногенные склоны — борта карьеров, откосы над дорожными выемками и др.

Лавины издавна известны жителям гор и имеют свои названия (возможно, не вполне совпадающие по содержанию) на разных языках. В научной литературе применяются названия, родившиеся в Альпах, — «avalanche» (фр.) и «lawine» (нем.). Горцы научились считаться с опасностью лавин, хотя их опыт может подводить в экстремальных случаях. Первые письменные упоминания лавин появились несколько веков назад. Самый длинный ряд регулярных записей о жертвах лавин (приблизительно за 800 лет) содержится в исландских хрониках.

Предметом научных исследований в современном понимании лавины стали в XIX в., когда пришло время промышленного использования природных ресурсов гор, прокладки дорог и др. Лавиноведение зародилось в альпийских странах. На территории СССР первые наблюдения за лавинами проведены в начале XIX в. на трассе Военно-Грузинской дороги; здесь же в 1855 г. составлена первая карта лавиноопасных участков, а в последней четверти прошлого века начато строительство противолавинных инженерных сооружений. Специальные научные учреждения, занимающиеся проблемами защиты от лавин, появились в 1930-х годах: в СССР — противолавинная служба (ныне — Цех противолавинной защиты производственного объединения «Апатит» в Хибинах), в Швейцарии — исследовательская лаборатория Вайсфлуйох (ныне — Федеральный институт изучения снега и лавин). Специальные исследования лавин ведутся в других альпийских странах: в Болгарии, Польше, Чехословакии, Норвегии, США, Канаде, Китае, Японии, Индии.

Для разработки мер защиты от лавин требуются разнообразные знания о распространении и геометрии лавинных очагов, генетических типах, повторяемости и многих других характеристиках лавин. Первоначально эти знания получаются путем прямых наблюдений в экспедициях или на снеголавинных станциях (в СССР сеть таких станций развивается Госкомгидрометом с конца 1950-х годов). По мере накопления фактических данных появляется возможность сопоставить показатели лавинной опасности с геоморфологическими и метеорологическими факторами лавинообразования, чтобы получить косвенные методы оценки лавинной опасности для иных районов по общим сведениям об их рельефе и климате. Тем самым закладывается основа географии лавин — направления, необходимого в стране с таким большим разнообразием природы гор, какое имеется в СССР. Основоположником географического

лавиноведения стал Г. К. Тушинский, его наследницей — созданная им в 1964 г. в Московском университете Проблемная лаборатория снежных лавин и селей. Существенный вклад в методическое развитие этого направления внесли также К. С. Лосев, М. Ч. Залиханов, И. В. Северский и др. Наиболее крупным результатом являются подготовленные под руководством Г. К. Тушинского монография «Лавиноопасные районы Советского Союза» (1970) и Карта лавиноопасных районов СССР (1971). Когда в конце 1970-х годов возник замысел Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (отв. ред. акад. РАН В. М. Котляков), косвенные методы выявления и оценки лавинной опасности оказались развиты достаточно для того, чтобы попытаться составить лавинный раздел этого атласа. Эта работа выполнена коллективом сотрудников АН СССР и Казахской ССР, Госкомгидромета СССР и других организаций под руководством географов Московского университета. Ими же написана и данная монография.

Наша книга обращена к широкому кругу читателей, так или иначе связанных с проблемами использования природных ресурсов гор и защиты от лавин. Авторы постарались не перегружать текст обоснованием тех теоретических и методических решений, которые использованы при составлении карт и региональных характеристик лавинной опасности. Требующиеся обоснования изложены в цитируемых специальных публикациях.

Поскольку защита населения и хозяйства от природных опасностей — комплексная задача, книга начинается кратким очерком неблагоприятных и опасных природных явлений и места лавин в ряду этих явлений. Затем излагается необходимый для понимания дальнейших разделов минимум знаний о физической сущности лавин и факторах их образования, а также о видах защиты от лавин.

В третьем и четвертом разделах приведены основные сведения о роли факторов лавинообразования, о физико-географической поясности лавинной активности. Региональные характеристики лавинной опасности сосредоточены в разд. 3.4, где они даны по континентам, и в разд. 5—по горным районам. При их составлении помимо карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира использованы сведения из различных публикаций о климате, рельефе, лавинах и материалы исследований авторов. В разд. 6 изложены основные задачи дальнейшего изучения географии лавин и некоторые подходы к ним.

Авторы разделов: 2.4 —Т. Г. Глазовская, С. М. Мягков, В. Ф. Околов, Е. С. Трошкина; 3.2 — С. М. Мягков, Е. С. Трошкина; 3.4 — К. В. Акифьева, Т. Г. Глазовская, Н. Л. Кондакова, В. И. Кравцова, С. М. Мягков; 4.1— Н. Л. Кондакова; 4.2— 4.4 — Е. С. Трошкина. В разделах 5.1—5.15 использованы климатические обзоры, составленные Н. Л. Кондаковой; прочие их части составлены в разд. 5.1 К. В. Акифьевой, 5.2 — Т. В. Ващаловой, 5.3—В. И. Брухандой и Н. Л. Кондаковой, 5.4 и 5.5 — В. Ф. Грищенко, 5.6—К. Л. Абдушелишвили, К. В. Акифьевой, Л. А. Калдани и М. Е. Салуквадзе, 5.7 — В. П. Благовещенским, И. В. Северским и В. М. Сезиным, 5.8 — К. В. Акифьевой, Н. Л. Кондаковой, С. М. Мягковым, 5.9 — Т В. Королевой, В. И. Кравцовой и В. С. Ревякиным, 5.10 — Л. С. Говорухой, М. Н. Лаптевым и Н. И. Лаптевой, 5.11 — М. Н. Лаптевым, Н. И. Лаптевой и В. Ф. Перовым, 5.12 — Т. В. Ващаловой, 5.13 — А. В. Кириченко, М. Н. Лаптевым и А. Т. Напрасниковым, 5.14 — А. В. Ивановым, 5.15 — Шайхутдиновым. Авторы разделов 6.2 Л. А. Канаев, С. М. Мягков и А. Л. Шныпарков, 6.3—Б. Л. Берри, Л. А. Канаев, С. М. Мягков, В. Ф. Околов. Прочие разделы написаны С. М. Мягковым. Общая научная редакция выполнена Л. А. Канаевым и С. М. Мягковым.

Работа написана по материалам исследований, проведенных до 1991 г. В связи с этим сохранены старые названия территории и государств.

2. ОПАСНОСТЬ СНЕЖНЫХ ЛАВИН

2.1. ПРИРОДНЫЕ ОПАСНОСТИ И ТЕНДЕНЦИИ ИХ РАЗВИТИЯ

Человек и создаваемые им устройства, сооружения и технологии лучше всего действуют в некотором узком диапазоне состояния окружающей среды. Все природные процессы и события, отклоняющие состояния среды от этого диапазона, естественно рассматривать как неблагоприятные и опасные явления (НОЯ). В категории НОЯ можно выделить разрушительные природные явления — те из НОЯ, воздействие которых на население и хозяйственные объекты превышает их устойчивость; крайние по силе события этого рода оборачиваются стихийными бедствиями. Понятие «природные опасности» имеет социально- экономический смысл. Видимо, не требует доказательств утверждение, что население, хозяйство и природные ресурсы на некоторой территории следует защищать от всего комплекса НОЯ, причем само население и хозяйство при этом целесообразно рассматривать с позиций территориального производственного комплекса (ТПК), расходы на защиту каждого элемента которого должны соизмеряться с прямым и косвенным ущербом, который возник бы при выходе его из строя.

По мере развития производства ущерб от НОЯ растет (Мягков, 1989). Наиболее устойчивая во времени причина этого — увеличение числа явлений, относящихся к категории НОЯ, вследствие развития технологии производства и освоения новых природных ресурсов. Чтобы осознать этот процесс, достаточно представить, какие из природных событий могли быть опасными в эпохи присваивающего хозяйства (охота, собирательство), пионерного земледелия и животноводства, интенсивного земледелия на орошаемых землях, с развитием горнодобывающей промышленности, транспортной сети и др.

Значительное увеличение ущерба от НОЯ можно ожидать при дальнейшем освоении районов со всё более сложными природными условиями, а также при вероятном антропогенном изменении климата.

Имеются и субъективные причины роста ущерба от НОЯ, состоящие в отставании знаний о НОЯ от потребностей практики и в недооценке риска лицами, руководящими размещением и функционированием производства. Корнем этих причин служит ориентированность индустриального общества на максимальные прибыли, «покорение природы», измерение прогресса человечества ростом материального потребления. В последние десятилетия ущерб от НОЯ увеличивается быстрее, чем производительность хозяйства (Мягков, 1990). Тем самым совершенствование защиты от НОЯ становится одной из глобальных проблем социальной экологии — комплексной области знаний о гармонизации взаимодействий природы и общества. В этих рамках проблема защиты от НОЯ переплетается с проблемами общепромышленной безопасности, экологических бедствий, социально-психологического обоснования равновесного природо-пользования и т. д. Для их решения требуется системный подход, включающий, в частности, составление очерков физической географии всех видов НОЯ.

2.2. ФИЗИЧЕСКАЯ СУЩНОСТЬ ЛАВИН И СХОДНЫХ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ

Снежный покров имеет внутреннее сцепление и сцепление с подстилающей поверхностью. Силы сцепления удерживают его на склоне, а та часть силы тяжести снежного покрова, которая направлена параллельно склону, стремится сдвинуть его вниз.

Под ее воздействием снежный покров сползает по склону. Когда эта сила становится больше сил сцепления, происходит обрушение покрова. Непосредственной причиной обрушения могут стать уменьшение одной или обеих сил сцепления, увеличение толщины, а тем самым и веса снежного покрова или комбинации этих событий, вызываемых различными метеорологическими причинами. Критическая высота снежного покрова *h*, при которой происходит его обрушение, зависит от внутреннего сцепления снега *C*, объемной массы снега ɣ, коэффициента внутреннего трения в снеге *tg φ* и угла наклона склона а следующим образом:

$$h = \frac{C}{\gamma cos\alpha(sin\alpha - tg\varphi cos\alpha)}.$$

При наклоне склона 34—45° критическая высота сухого снежного покрова, имеющего некоторое внутреннее сцепление и сцепление с подстилающей поверхностью, измеряется немногими дециметрами; она возрастает до бесконечности при углах наклона около 20° (рис. 1). Если же силы сцепления уменьшаются (что бывает при намокании снега), снежный покров не может удержаться и на более пологих склонах.

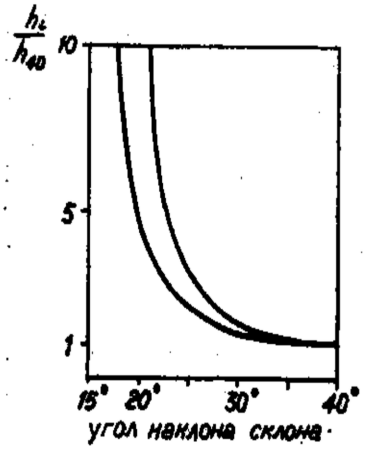


Рис 1. Отношение критической высоты сухого снежного покрова h_i на склонах с разными углами наклона к его критической высоте на склоне с углом наклона 40° h_{40} при значениях tgφ= 0,36 (правая) и tgφ =0,30 (левая кривая)

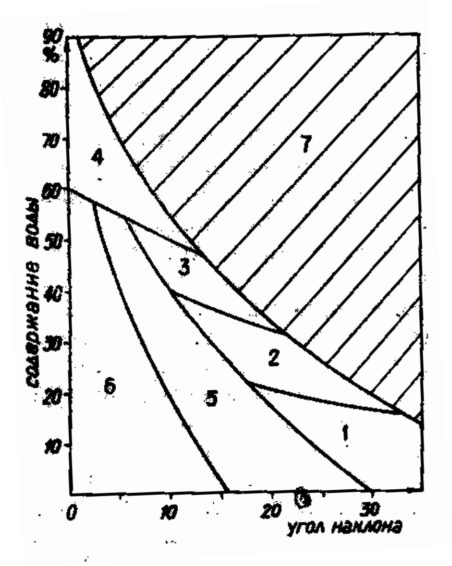


Рис. 2. Виды смещений снега в зависимости от угла наклона и от содержания воды в снежной толще, достигшей критической высоты. Области: 1 — снежных лавин; 2 — лавиноподобных водоснежных потоков (ВСП); 3 — селеподобных ВСП; 4 — паводков снеготаяния; 5 — значительного сползания снежного покрова; 6 — практически устойчивого снежного покрова; 7 — существования лишь весьма тонкого снежного покрова. Границы между областями в действительности нерезки

Поскольку топографические условия накопления снежного покрова весьма различны, а его высота и физико-механические характеристики изменчивы во времени, смещения снега по уклону также разнообразны. На рис. 2 приведены основные виды смещений, подразделенные в зависимости от угла наклона подстилающей поверхности и от содержания воды в водно-снежной массе. Выделяются четыре вида быстрых смещений (обрушений): лавины, водоснежные потоки лавиноподобные, водоснежные

потоки селеподобные (сели снеготаяния), паводки снеготаяния; два последних вида относятся по существу уже к категории водных потоков. При некотором сочетании факторов даже толстый снежный покров не теряет устойчивости, но сползает целиком и настолько быстро, что его давление может быть разрушительным для разных сооружений.

Различные причины нарушения устойчивости снежного покрова на склоне обобщаются в форме генетических классификаций лавин. В СССР такие классификации разработаны В. Н. Аккуратовым, В. В. Дзюбой, К. С. Лосевым, Л. А. Кунаевым; имеется международная классификация лавин. Каждая из них имеет свои достоинства и предназначена для определенного применения. Для описания географии лавин наиболее удобной представляется классификация В. В. Дзюбы (Дзюба, Лаптев, 1984), приведенная в табл. *1* и *2*. Она охватывает весь спектр физически мыслимых причин лавинообразования и дает основу для выделения нескольких главных генетических типов, которые сопоставлены В. В. Дзюбой с определенными диапазонами показателей климата лавиноопасных районов (подробнее об этом сопоставлении — в разд. 2.4). Выделенные типы и классы лавин отражают следующие закономерности изменений, или метаморфизма снежного покрова.

Снежный покров, образующийся непосредственно во время снегопадов и (или) метелей, имеет минимальную плотность γ (0,03—0,20 г/см^3) и сцепление *C*. Если прирост высоты снежного покрова идет достаточно быстро (более 10 мм слоя воды в сутки), ее величина может превысить критическую еще до окончания снегопада (метели). В этом случае и образуются сингенетические, т. е. одновременные с выпадением снега, лавины (типов 1.1 —1.3). Если же этого не произошло, новообразованный снежный покров претерпевает метаморфизм. На своей первой стадии метаморфизм заключается в оседании снега под воздействием силы тяжести (на 0,1—0,2 начальной толщины), сублимационном округлении и смерзании зерен образующих в итоге довольно прочную пространственную решетку. При этом снег уплотняется (0,3—0,4 г./см^3), его внутреннее сцепление возрастает в несколько раз. Теперь для нарушения устойчивости снежного покрова на склоне требуются какие-то факторы, сильно уменьшающие его прочность и возбуждающие эпигенетические, т. е. образующиеся после выпадения снега, лавины. Одним из наиболее распространенных факторов служит разрыхление тех или иных слоев снега в результате переноса водяного пара в снежной толще от горизонтов с его избытком к горизонтам с относительным недостатком. Соответствующий перепад создается чаще всего разницей температуры относительно теплого нижнего и выхоложенного верхнего слоя снега; при этом нижний слой разрыхляется, в нем происходит перекристаллизация ледяных зерен и образуется глубинная изморозь. Плотность этого слоя постепенно уменьшается (в 2—3 разами более) и наконец достигает критической величины. Возникает лавина типа II.1.а. В особо холодных условиях процессы температурограднентной перекристаллизации могут затрагивать и верхние слои снежного покрова (тип II.1.б). Условия для вертикальной миграции водяного пара в снежной толще и перекристаллизации снега могут создаваться также перепадом влажности воздуха в толще снежного покрова и над ним, что бывает при исключительно сухих ветрах. Этот механизм сублимационной перекристаллизации и отвечающий ему тип лавин II.2 встречаются сравнительно редко и лишь в особых климатических условиях.

Таблица 1

Генетическая классификация снежных лавнн (по В. В. Дзюбе)

Класс лавин	Тип лавнн	Подтип лавин	Диагностические признаки лавин			
			метеоусловия, предшествующие сходу лавин	преимущественная форма отрыва	стратиграфия снега выше поверхности срыва	расположение поверхности скольжения в месте обрыва
II.Эпигенетические лавины (вызванные уменьшением сил, удерживающих снег на склоне без увеличения высоты снежного покрова)	1.Лавины температурного разрыхления снега	а)вызванные ослаблением связей в глубине снежной толщи	Длительный морозный период, возможно сочетание с периодами снеготаяния	»	Один или несколько слоев старого снега	По ослабленной прослойке внутрн снежной толщи или по грунту
		б)вызванные разрушением связей с поверхности снежной толщи	Длительный морозный период практически без снего-Отложения	Точечная	Слой глубинной изморози	Внутри поверхност-ного разрыхленно¬го горизонта, по контакту его со связанным слоем или по грунту
	2. Лавины ветрового разрыхления снега	----	Продолжитель-ные сильные, порывистые ветры при низ-кой влажности воздуха	Площадная	Один или несколько слоев старого снега	По ослабленной прослойке внутри снежной толщи или по грунту
	3. Лавины снеготаяния	а) вызван-ные образованием двухзонного по адгезионным свойствам снега	Потепление, интенсивная солнечная радиация в первые дни после снегопада	Точечная	Слой мокрого слабосвязанного снега	Внутри слоя слабосвязанного снега на контакте зон, различных по адгезионным свойствам
		б) вызванные увлажнением снега до значения его водоудерживающей способности	Сильное потепление	-----	Один или несколько слоев мокрого слабосвязанного снега	По грунту или по водоупорной прослойке внутри снежной толщи
I.Сингенетические лавины (вызванные увеличением сил, сдвигающих снег со склона вследствие прироста высоты снежного покрова)	1.Лавины снегопадов	----	Снегопад без метели	Точечная	Слой свежевыпавшего снега	Внутри свежевыпавшего снега или по контакту его со старым
	2. Лавины общих метелей	----	Снегопад с метелью	Площадная	Слой свежевыпавшего переметенного снега	На контакте свежевыпавшего переметенного снега со старым, иногда внутрн переметенного снега
	3. Лавины низовых метелей	----	Низовая метель или поземок	»	Слой переметенного снега	На контакте переметенного старого снега с нижележащим слоем, иногда внутри переметенного снега
III. Полигенети-	1. Лавины,					

ческие лавины (вызванные увеличением сил, сдвигающих снег со склона, при одновременном уменьшении сил, удерживающих снег на склоне)	вызван-ные дождями 2-10. Комбинированные лавины (подробнее см. табл. 2)	----	Дождь Длительный период с сильными морозами, ветрами или снеготаянием, непосредственно перед сходом лавины — снегопад, общая или низовая метель	---- Площадная	То же Один или несколько слоев старого и обязательно слой свежеотложенного снега	То же По ослабленной прослойке внутри старого снега или по грунту

Таблица 2

Типы лавин комбинированного происхождения

Длительно действующие причины уменьшения сил, удерживающих снег на склоне	**Причины увеличения сил. непосредственно сдвигающих снега со склона**		
	снегопад (С)	снегонакопление при общей метели (ОМ)	снегонакопление при низовой метели (НМ)
Температурное разрыхление снега (ТР) Ветровое разрыхление снега (ВР) Ослабление сцепления в снеге при его таянии (Т)	ТР + С ВР + С Т + С	ТР + ОМ ВР + ОМ Т + ОМ	ТР + НМ ВР + НМ Т+ НМ

Другим фактором ослабления прочности лежалого снега и возникновения эпигенетических лавин (типа II.3) служит увлажнение снежного покрова при его таянии; при увеличении влажности снега от 0 до 20% величина сцепления *С* уменьшается приблизительно в 5 раз.

Полигенетические лавины возникают при различных сочетаниях названных факторов, а также при выпадении дождя на снежный покров, что увеличивает его вес и одновременно уменьшает прочность.

Обламывание снежных козырьков, созданных метелями, является важной самостоятельной причиной схода лавин с уступов приморских и приречных террас, с бровок карьеров. В явном виде в классификацию В. В. Дзюбы она не внесена (как и во все другие классификации, касающиеся лишь горных лавин), но может найти свое место в типах лавин 1.2 и 1.3 (см. табл. 1).

Участки склонов, с которых обрушиваются лавины, называются лавиносборами. Большинство лавиносборов — это различные понижения, в которых снега накапливается больше, чем на выпуклых участках склонов. Высота верхней кромки наиболее крупных лавиносборов над дном долин измеряется многими сотнями метров, их площадь —

десятками гектаров. Г. К. Тушинский (1949) дал геоморфологическую классификацию лавиносборов, в которую включил эрозионные врезы, денудационные воронки, кары с плоским дном или деформированные эрозией. Очаги лавин с лавиносборами этих типов имеют общую черту: пути лавин в них проходят по более или менее четко выраженным руслам, лоткам. Поэтому такие очаги объединены названием «лотковые». Позже к названной группе были добавлены плоские (нерасчлепенные) лавиноопасные склоны. Лавиносборы разных типов имеют разную площадь и угол наклона поверхности; в зависимости от геологических условий различается шероховатость их поверхности. От морфометрии лавиносборов зависят повторяемость и объемы лавин. С увеличением угла наклона повторяемость возрастает, объемы уменьшаются (рис. 3).

С увеличением шероховатости поверхности лавиносборов повторяемость лавин снижается, так как высота снежного покрова, необходимого для образования лавин, должна превышать высоту неровностей микрорельефа не менее чем на 30— 40 см. Объемы лавин при прочих равных условиях зависят от величины площади лавиносбора, на которой создаются единые условия срыва снежного пласта. Эти условия определяются геометрией лавиносбора и отражаются в распределении на его поверхности зон различной высоты покрова (большей в понижениях) и различных напряжений в снежной толще (растягивающие напряжения на выпуклых элементах рельефа, сжимающие на вогнутых). Дополнительное усложнение в рисунок этих зон вносит метелевое перераспределение снега. По этим причинам в каждом лавиносборе проявляются участки преимущественного срыва лавин. В малом лавиносборе с простейшей геометрией лавины часто сходят сразу со всей его поверхности. В большом лавиносборе и в лавиносборе со сложной геометрией срыв лавины сразу со всей поверхности — редкое событие; такие лавиносборы делятся на ряд участков преимущественного срыва лавин. В каждом отдельном случае критические значения высоты снежного покрова и площади срыва зависят от его физико-механических свойств и существенно изменяются при изменении метеорологических условий.

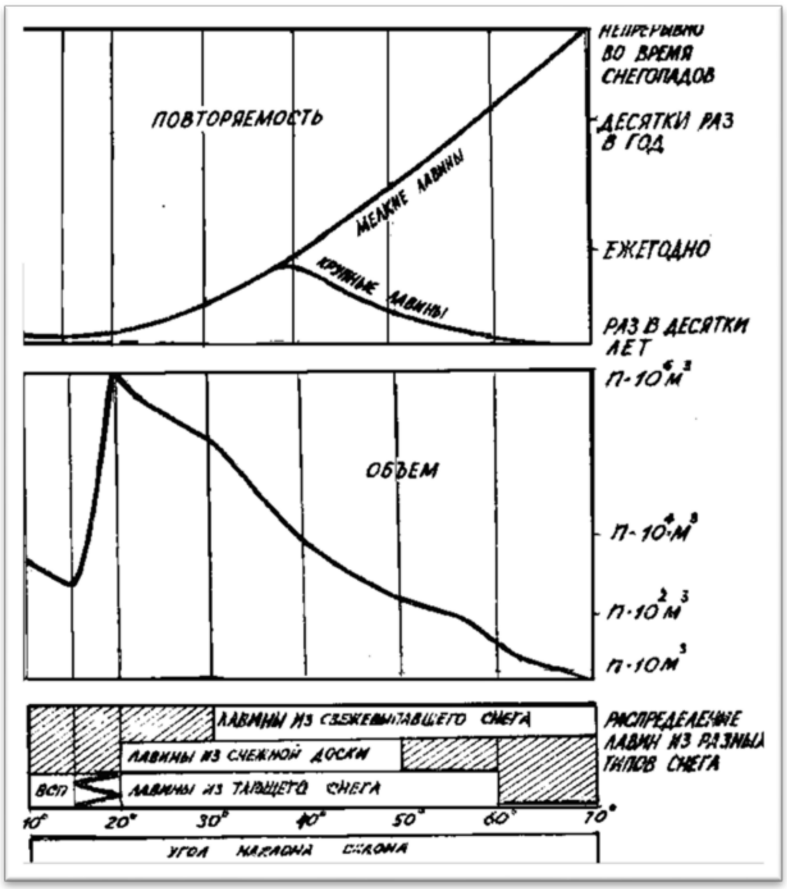


Рис. 3. Приближенная зависимость повторяемости и объемов лавин из снега разных типов от угла наклона склона. Буквами ВСП обозначена область водоснежных потоков

Определение этих значений является важнейшей частью оперативного прогноза времени схода лавин.

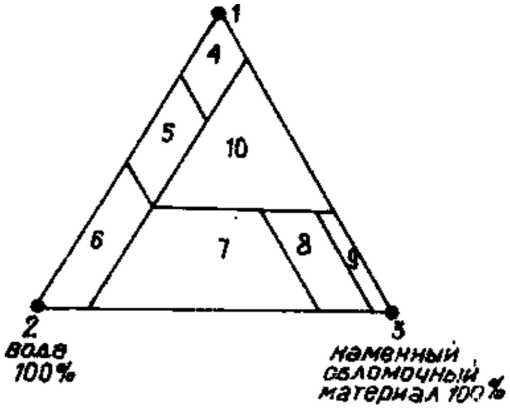


Рис. 4. Вещественный состав снежных лавин и других видов движения различного материала на склонах. 1 — чистые сухие лавины; 2 — чистые водотоки; 3 — сухие осыпи; 4 — лавины с тем или иным содержанием каменнообломочного материала и (или) влаги; 5 — водоснежные потоки; 6 — водотоки с разным количеством снега и (или) обломочного материала; 7 — сели; 8 — оплывины грунта и смеси снега с грунтом; 9 — осыпи с разной долей снега; 10 — различные обрушения и потоки, возможные на техногенных скоплениях обломочного материала, но редкие в природе

Подробнее см. работы А. Н. Божинского и К. С. Лосева (1981), К. Ф. Войтковского (1977), Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности (1979) и др.

Лавины могут состоять из сухого чистого снега, но также могут включать то или иное количество свободной воды и каменного обломочного материала, захваченного на их пути. Нет резких рубежей, которые отделяли бы по вещественному составу лавины от других форм быстрого движения материала по склону (рис. 4).

Обрушение лавин с плоских склонов происходит широким фронтом. В лавинных очагах иных типов обрушивающаяся масса концентрируется в канале, что позволяет существенно возрасти ее скорости и дальности выброса. Лавины из тяжелого влажного снега движутся в виде четко ограниченных потоков. При обрушении плотной снежной доски движущаяся масса обычно состоит из глыб и мелких частиц снега — продуктов дробления глыб. Лавина, образованная из мягкой, легко разрушающейся снежной доски или из рыхлого сухого снега, представляет собой снеговоздушное облако, толщина которого (при прочих равных условиях) больше, чем толщина лавин из других типов снега, и измеряется десятками метров. Мокрые лавины называют текучими, сухие — пылевыми. Существенно турбулизованные сухие лавины отличаются тем, что практически весь снег движется .во взвешенном состоянии. Промежуточный, или смешанный, тип движения наблюдается у сухих лавин из снежной доски, состоящих из относительно плотного нижнего и пылевого верхнего слоя. Перед достаточно быстрыми сухими лавинами со взвешенным или промежуточным типом движения образуется область значительного сжатия воздуха, или воздушная волна. Особо легкий верхний слой сухой лавины может продолжать свое движение после остановки основной ее массы. Такое явление называют снеговоздушным потоком, или волной. Собственно воздушная волна сжатия и снеговоздушная волна при практическом их рассмотрении обычно объединяются под первым или вторым названием. В табл. 3 приведены характерные значения скорости движения, плотности и давления лавин на перпендикулярное их пути препятствие на участке наибольшего разгона. Величины давления отвечают средним из указанных значений скорости и плотности. Кроме того, приведены значения, максимальные из измеренных в натуре или вычисленных по следам разрушений. Возможно, что локальные давления (удары) силой более 100-104 Па обусловлены захваченными лавиной каменными глыбами.

Таблица 3

Характерные и максимальные (в скобках) значения скорости движения, плотности и давления лавин с разным типом движения

Тип лавин	Скорость, м/с	Плотность, г/см^3	Давление, 10^{4}Па
Лавины из сухого снега, пылевые со взвешенным характером движения	30—70 (125)	0,02—0,15	25
Лавины из сухого снега, с текучим нижним и взвешенным верхним слоями; данные для нижнего слоя	20—40 (60)	0,05—0,30	18 (110)
Лавины из мокрого снега, текучие	10—20 (30—40)	0,30—0,40	8

Вертикальное распределение этих показателей в сухой лавине с промежуточным типом движения показано на рис. 5, построенном с учетом результатов исследований А. Ф. Липатова в Хибинах. Их распределение в лавинах других типов более простое. Имеются свидетельства существования также вертикального — кверху и книзу — давления сухих лавин, величина которого может составить до половины величины давления по направлению движения.

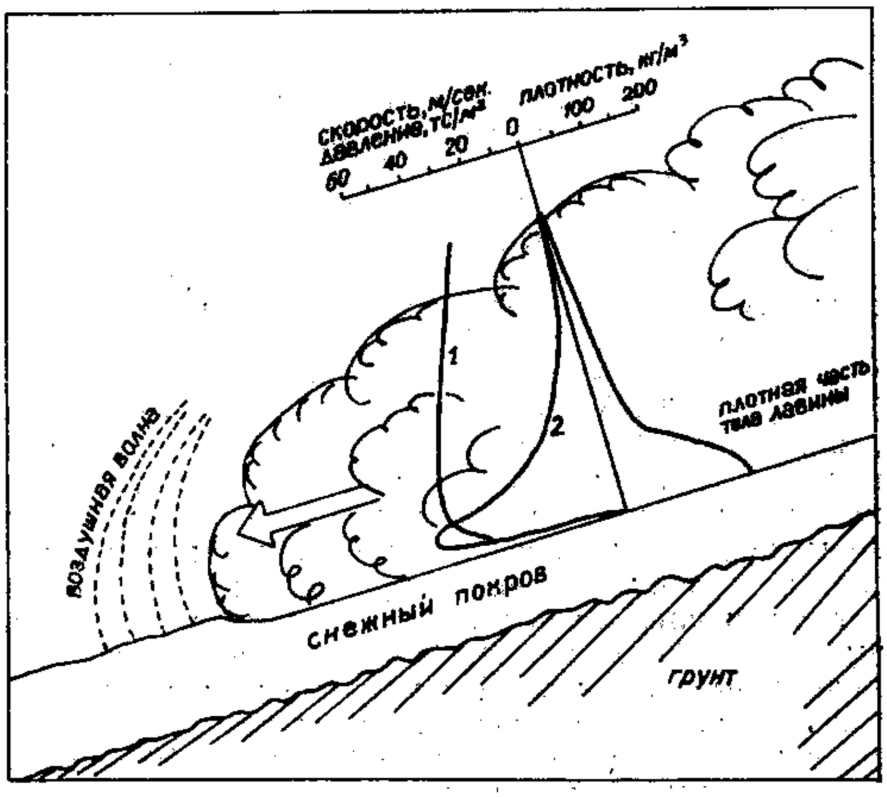


Рис. 5. Вертикальное распределение плотности, скорости, давления на препятствие лавины из сухого снега

Давление собственно воздушной волны в момент наибольшего разгона лавины может достигать 0,5-104 Па, давление снеговоздушной волны на участке, расположенном сразу за фронтом остановившегося плотного тела лавины,— (0,5— 1,0) x10^4 Па.

Разрушительные способности лавин характеризуются тем обстоятельством, что при давлении 10^4 Па разрушаются деревянные и легкие каменные постройки, 10×10^4 Па — вырываются с корнем взрослые деревья, 100×10^4 Па — повреждаются или разрушаются наиболее прочные, в том числе бетонные, здания. Подробнее о динамике лавин см. в обзоре А. Н. Божинского и К. С. Лосева (1987).

В каждом лавинном очаге сходят лавины разных размеров. Их можно условно разделить на крупные — достигающие дна долины и мелкие — останавливающиеся на склоне (см. график повторяемости лавин на рис. 3). В практическом отношении наиболее важны крупные лавины (об их наибольших размерах сказано в разд. 6.2). Приблизительное распределение лавинных очагов в горах зоны умеренного климата по продолжительности среднего интервала между сходом крупных лавин представлено на рис. 6. В наиболее активных очагах сходит до 10—15 лавин в год. Следы лавин в таких очагах легко опознаются на местности. Но и при самой тщательной оценке лавинной опасности остается риск упустить из виду те очаги, в которых лавины сошли в последний раз так давно, что их видимые на местности следы (в растительности и т. п.) уже исчезли. Такие редкодействующие очаги «спят» десятилетиями и веками, по однажды сбрасывают лавины, крайне разрушительные для тех сооружений, которые опрометчиво построены в зонах их выброса.

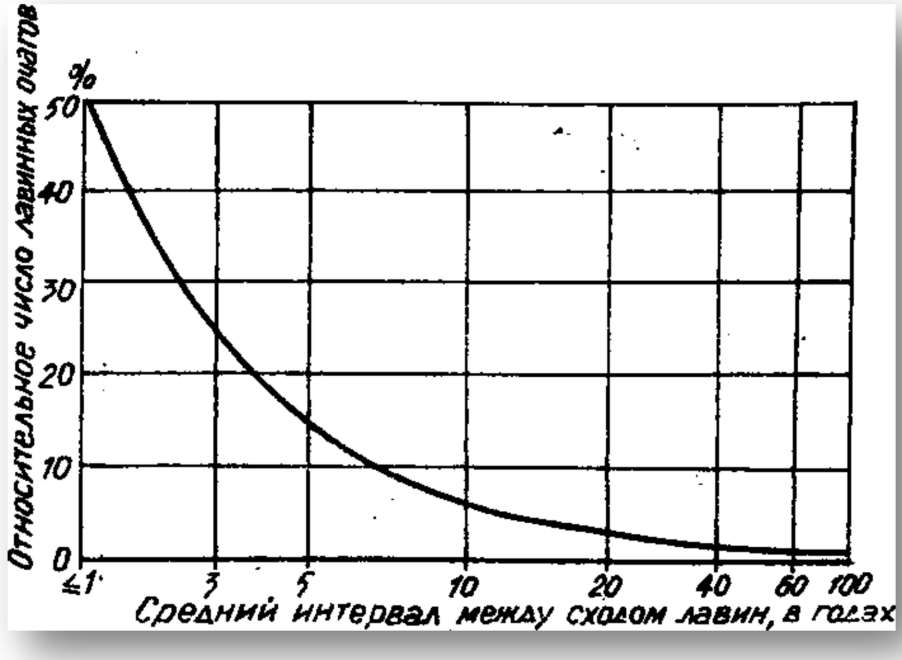


Рис. 6. Относительное число лавинных очагов с различной продолжительностью среднего интервала между сходом лавин, достигающих дна долины, в горах умеренного пояса (по данным К. Л. Абдушелишвили, В. Н. Аккуратова, М. Ч. Залиханова, И. В. Северского и др.)

Для каждого лавинного очага существуют пределы зон выброса лавин. Для очерчивания этих пределов требуется знать максимальную дальность выброса лавин. Ее можно определять с помощью коэффициента общего сопротивления движению лавины, зависящего от геометрии лавиносбора, пути движения и зоны выброса на подножие склона, но главным образом — от площади и угла наклона лавиносбора. Этот коэффициент численно выражается тангенсом угла наклона прямой линии, проведенной

от верхней кромки лавиносбора в точку остановки фронта наиболее крупной для данного очага лавины. Он может быть представлен и величиной угла наклона этой линии. При равных углах наклона лавиносбора он более велик для лавиноопасных плоских склонов и менее для очагов лотковых лавин. На рис. 7 показаны значения углов, отвечающие величинам коэффициента общего сопротивления движению для очагов лотковых лавин в зависимости от площади и угла наклона лавиносбора. Этот график построен по данным В. П. Благовещенского (см. Инструкцию по проектированию..., 1980, табл. 6) о максимальных дальностях выброса лавин за последние 100—150 лет во многих сотнях лавинных очагов различных горных районов. С помощью этого графика можно определять дальность выброса лавин, а по ней — и дальность разрушительного воздействия снеговоздушной волны, сопровождающей сход сухих лавин.

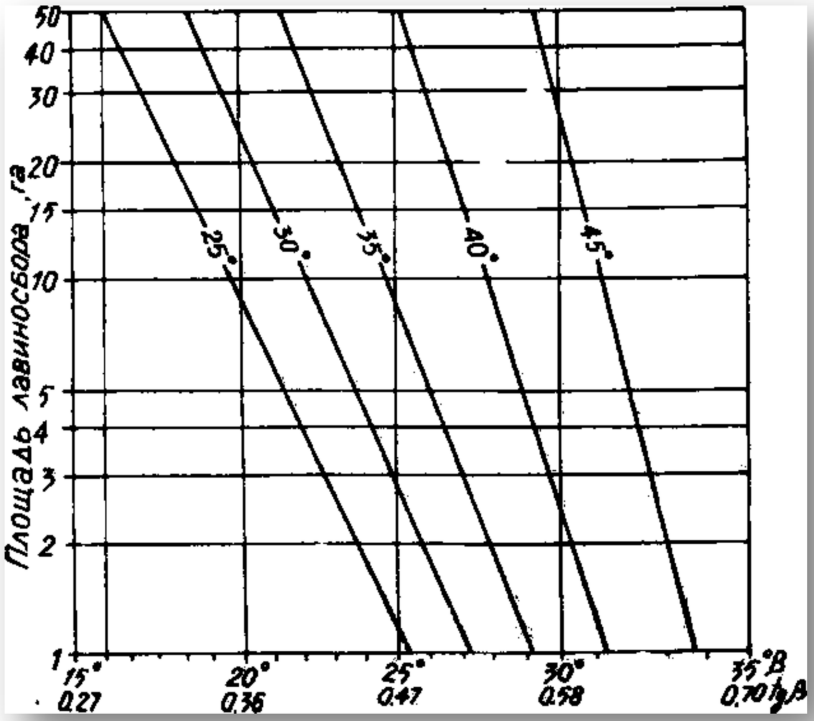


Рис. 7. Величины коэффициента общего сопротивления движению лавины tg β и соответствующего угла β для лотковых лавин в зависимости от площади лавиносбора и углов наклона его поверхности

В заключение этого раздела вернемся к вопросу о разграничении опасности лавин и генетически сходных явлений — сползания снега и лавиноподобных водоснежных потоков (см. рис. 2). Сползание снежного покрова по склонам происходит повсеместно и постоянно, его скорость и оказываемое снегом давление на препятствие зависят от толщины пласта, температуры и плотности снега, наклона и характера поверхности склона. Во многих горных районах сползающий снег регулярно повреждает древесную поросль, ломает заборы на склонах; в случаях же образования экстремально толстых и влажных пластов снега сила их давления на препятствие достигает 10^4—10^5 Па (многих тонн на квадратный метр) и оказывается достаточной для выкорчевывания взрослых деревьев и разрушения легких построек. В некоторых условиях ускорение сползания снега в лавиносборах служит предвестником схода лавин. На плоских склонах небольшой высоты и определенной крутизны могут наблюдаться формы движения снежного пласта,

промежуточные между сползанием и обрушением; это — осовы, отличающиеся от «настоящих» лавин тем, что снежный пласт движется ламинарно, не дробясь и не теряя своей общей формы, а от «настоящего» сползания — тем, что в нем образуются разрывы. Выламывание сползающим снегом деревьев на залесенном склоне может послужить поводом последующего его обрушения в виде лавины; так активизируются некоторые редкодействующие лавинные очаги.

Названием «водоснежные потоки» предложено объединить — в целях привлечения к ним специального внимания — разные и слабо изученные виды быстрых смещений снежного покрова по уклону, происходящих при существенном участии талой воды и занимающих промежуточное положение между «настоящими» лавинами и паводками весеннего снеготаяния (по В. Н. Сапунову, 1985). Отдельные виды водоснежных потоков упоминаются в публикациях под названиями гидронапорных лавин, слякотных лавин, холодных водоснежных селей, снежных гидронапорных селей, снеговодокаменных селей, снежногрязекаменных потоков и др. Согласно В. Ф. Перову (1966), рассматривающему часть видов водоснежных потоков как сели весеннего снеготаяния, они распространены в высокогорных и среднегорных районах Субарктики и умеренного пояса. Подробнее см. монографию В. Н. Сапунова и др. (1990).

Итак, в физическом отношении нет резких границ между лавинами, сползанием снега на склонах и лавиноподобными водоснежными потоками; напротив, существуют переходные формы. С практической точки зрения характер создаваемой ими угрозы однороден; это — эпизодические, приуроченные к определенному сезону силовые воздействия на сооружения, расположенные на склонах и их подножиях, причем многие из мер защиты от этих воздействий одинаковы.

Исторически сложившееся выделение лавин из единой в своих существенных чертах группы опасных снежных потоков — случайность. Действительно, зародись лавиноведение в районе, более богатом водоснежными потоками, чем Альпы и Кавказ, сейчас не было бы нужды объяснять, где проходит граница между мокрыми лавинами и лавиноподобными водоснежными потоками — рубеж компетенции лавиноведения. Потребителю оценки лавинной опасности следует учитывать это ограничение.

2.3. ЗАЩИТА ОТ ЛАВИН И ЕЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ

Наиболее надежным способом защиты от лавин является размещение объектов вне лавиноопасных участков. Действительно, невозможно совсем вывести из-под лавин лишь коммуникации (железные и автомобильные дороги, линии электропередачи, трубопроводы), а также рудники. Впрочем, автодороги и другие коммуникации можно поднять над лавиноопасными участками на эстакадах.

Меры защиты от лавин должны быть экономически эффективными, т. е. окупающими себя не более чем за некоторый промежуток времени, длительность которого определяется общей политикой капиталовложений. В СССР был принят период окупаемости капиталовложений около 10 лет. Противолавинные меры должны быть также социально эффективными, т. е. отвечающими некоторым общим критериям качества жизни. Пока эта проблема разработана недостаточно, приходится ограничивать оценку мер защиты лишь экономическими показателями. По соображениям экономической эффективности противолавинной защиты можно выделить две группы лавиноопасных районов: 1) районы с настолько высокой повторяемостью лавин, что здесь оказываются эффективными различные постоянные противолавинные

мероприятия (табл. 4); 2) районы, где повторяемость лавин низка (скажем, раз в десятки лет) и постоянные меры защиты от них не окупаются.

Постоянными мероприятиями могут быть регулирование режима работы подверженных опасности объектов, выполняемое специально созданной прогнозно-профилактической службой, защита этих объектов инженерными и другими средствами. В районах второй группы снижение ущерба от лавин может быть достигнуто деятельностью некоторой службы, получающей предупреждение о приближающейся опасности от специалистов и организующей эвакуационные, спасательные и неотложные аварийно-восстановительные работы. Во всех странах эти обязанности возложены на органы гражданской обороны.

Таблица 4

Удельная стоимость противолавнных мероприятий (по В. П. Благовещенскому, И. В. Северскому, 1988)

Вид мероприятия	Единица измерения	Стоимость единицы измерения, тыс. руб.
Прогноз и профилактический спуск лавин	1 км^2 лавиноактивных склонов	10-20 в год
Залесение склонов	то же	100—200
Застройка склонов снегоудерживающими щитами:		
деревянными „	»	7 500- 25 000
железобетонными	»	15 000—45 000
Насыпная противолавинная дамба	1 км	250—450
Противолавинная галерея:		
легкая	»	1500- 2500
тяжелая	»	3000- 6000

В каждом отдельном случае при выборе наилучших мер защиты исходят из характера защищаемого объекта и показателей лавинной активности в угрожающих ему лавинных очагах. Вначале с помощью крупномасштабных топографических карт определяют эти показатели, затем рассчитывают все возможные способы защиты и выбирают среди них экономически оптимальный вариант. В идеале защита должна назначаться от всего комплекса опасных явлений, воздействующих на защищаемый объект на рассматриваемом участке; для горных районов обычно сочетание опасности лавин, водоснежных потоков, сползания снега, снегозаносов, селей, паводков, камнепадов и др. Опыт защиты от лавин в СССР отражен в «Инструкции по проектированию и строительству противолавинных сооружений» (1980), «Методике определения показателей лавинной опасности» (Мягков, Баулина, Шныпарков, 1987), в «Практическом пособии по прогнозированию лавинной опасности» (1979), «Руководстве по предупредительному спуску снежных лавин...» (Болов, 1984) и др.

Выбор экономически оптимальной защиты от лавин требует кропотливой работы. Поэтому естественно стремление исследователей стандартизировать решения для типичных сочетаний природных условий и видов защищаемых объектов. На уровне

страны возможны лишь очевидные рекомендации: застройка лавиносбора снегоудерживающими щитами очень дорога в многоснежных районах; сооружения, регулирующие метелевое перераспределение снега, работоспособны лишь в районах, где бывают метели; профилактический спуск лавин путем обстрела горных склонов в малонаселенных районах более допустим, чем в густонаселенных; методы, связанные с прогнозированием лавин, можно быстро ввести лишь в районах, знания о которых достаточны для немедленной разработки приемов оперативного прогноза, и т. д.

Более продуктивны попытки обобщить рекомендации по выбору противолавинных мероприятий применительно к физико-географическим типам лавиноопасных территорий, подразделяемым по растительности (горно-луговая, горно-лесная и др.) и снежности, имеющим вертикально-поясное распределение, и морфометрическим характеристикам рельефа (глубина расчленения, ширина днищ долин, площадь и наклон лавиносборов). Типы лавиноопасных территорий могут быть выделены в каждой горной области; для каждого типа могут быть просчитаны все возможные варианты защиты каких-то характерных объектов (автодорог и др.). В результате могут быть получены рекомендации, примером которых служит заключение В. П. Благовещенского и И. В. Северского (1988) о том, что на Северном Тянь-Шане в лесном поясе для защиты автодорог залесение склонов дешевле строительства противолавинных галерей при высоте склонов до 500 м, а в горно-луговом поясе строительство галерей дешевле застройки лавиносборов снегоудерживающими щитами при высоте склонов более 200 м. Понятно, что рекомендации такого рода в конкретных случаях требуют детализации.

Для обоснования мер защиты от лавин требуются многообразные сведения о расположении и границах лавиноопасных зон, подлежащих защите объектов, о количественных показателях лавинной опасности. Многие из этих сведений можно изложить лишь в картографической форме. Для разработки мер защиты конкретных объектов составляются крупномасштабные карты, содержание которых и прилагаемых к ним табличных и текстовых характеристик лавинной опасности определяется набором показателей, требуемых для проектирования всевозможных противолавинных мер. Однако предусматривать защиту от лавин и других видов НОЯ целесообразно заранее, с самого начала планирования территориально-производственных комплексов и на всех последующих этапах детализации и планов. В СССР началу этих работ отвечает составление Генерального плана развития и размещения производительных сил, окончанию — составление проектов районной планировки; они сопровождаются соответственно мелкомасштабными и среднемасштабными картами. Кроме прочих требуются и карты оценки НОЯ. Введение всесторонне обоснованной районной планировки, по мнению одного из авторов ее методики Е. Н. Перцика, может дать экономический эффект, соизмеримый с эффектом практического использования крупнейших открытий в фундаментальных областях науки. Учет поля НОЯ при «посадке» ТПК на местность может удешевить защиту от НОЯ примерно на 20—30%, не считая предотвращения грубых труднопоправимых промахов. Поле НОЯ на картах оценки их опасности должно быть изображено в виде укрупненных, характерных величин удорожания строительства и эксплуатации типичных объектов (дорог, городов, ЛЭП и др.) за счет защиты от территориальных сочетаний НОЯ (частные, но обнадеживающие примеры содержатся в работах Ю. С. Кожухова, 1981; С. А. Ракиты, 1983). Составить такие карты можно лишь на основе совокупности карт отдельных НОЯ, изображенных в физических показателях. Мелкомасштабные карты отдельных видов НОЯ, в том числе карты лавин, необходимы плановикам и проектировщикам как указание территорий, на которых деятельность человека столкнется с лавинной опасностью. В этих целях достаточно показать на карте районы распространения лавин. Если же карты составляются для дальнейшего расчета по ним величин удорожания строительства и

эксплуатации, их содержание должно быть более сложным. Какие же показатели лавинной опасности и с какой точностью необходимо и достаточно изображать на таких картах? Этот вопрос еще не решен; ниже излагается одно из возможных мнений.

Для сравнения разных вариантов размещения населенных пунктов и промышленных предприятий, очевидно, необходимо знать, где на рассматриваемой территории имеются безопасные площадки и какова их величина, а также какова мера опасности на площадках, подверженных угрозе лавин. Последняя зависит главным образом от числа и размеров лавинных очагов и повторяемости лавин. Для сравнения разных вариантов размещения коммуникаций, для защиты которых применимы не только инженерные, но и прогнозно-профилактические меры, желательно знать те же показатели, а также объемы лавин (снего-очистных работ), их генетические типы — для подбора или разработки методов оперативного прогнозирования, продолжительность лавиноопасного периода (сезона). Тем самым складывается приблизительно следующая группа показателей: 1) средняя ширина безопасной полосы на дне долины, характерные размеры отдельных безопасных площадок; 2) количество лавинных очагов, угрожающих коммуникациям; его удобно выразить их числом на 1 км дна долины, называемым ниже густотой лавинных очагов; 3) средняя многолетняя повторяемость лавин или лавиноопасных синоптических обстановок; 4) характерные суммарные за зиму объемы лавин; 5) продолжительность лавиноопасного периода (сезона); 6) характерные генетические типы лавин и метеорологические факторы лавинообразоваиня.

Показатели 3—5 существенно меняются во времени. Поэтому желательно знать и картографически изображать не только среднемноголетние их значения, но и предельные величины на какой-то плановый срок, зависящий от характера защищаемого ТПК, скажем, на 25—100 лет вперед. Размеры лавинных очагов в этот список в явном виде не включены, так как они некоторым образом коррелируют с густотой очагов и с показателями объемов лавин. Если же их корреляции окажутся недостаточно тесными (а они пока лишь исследуются), потребуется дополнение к приведенному списку.

Кроме названных показателей лавинной опасности на обзорных картах желательно изображение районов, для которых прямо разработаны методы оперативного прогнозирования лавин, и районов, аналогичных первым по условиям лавинообразования настолько, что в них могут быть использованы привнесенные извне методы прогнозирования.

Серия лавинных карт, составленная для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, послужившая основой данной монографии, является воплощением изложенных соображений, насколько это позволил достигнутый уровень знаний. Переходим к описанию методов составления этих карт.

2.4. МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ ОБЗОРНЫХ КАРТ ЛАВИННОЙ АКТИВНОСТИ

К началу разработки названной серии карт в СССР накопился значительный методический опыт обзорного картографирования лавин. При этом использовались материалы прямых снеголавинных наблюдений, фотоснимки из атмосферы и космоса, знания о зависимостях показателей лавинной деятельности от лавиноиндикационных характеристик рельефа и климата.

Материалы прямых наблюдений являются наиболее надежной основой картографирования. Но их количество крайне ограничено. Поэтому при составлении карт даже наиболее изученных районов неизбежно использование разного рода

статистических корреляций показателей лавинной опасности с характеристиками рельефа и климата. Существенный вклад в выявление таких корреляций внесли К. Л. Абдушелишвили, В. Н. Аккуратов, В. П. Благовещенский, М. И. Геткер, В. В. Дзюба, М. Ч. Залиханов, К. Л. Лосев, Л. А. Калдани, Л. А. Канаев, В. Ф. Околов, В. С. Ревякин, И. В. Северский, В. М. Сезин Е. С. Трошкина, Г. К. Тушинский и многие другие. С использованием различных зависимостей этого рода составлены детальные мелко- и среднемасштабные карты, количественно характеризующие лавинную активность Кавказа, гор Средней Азии и других районов. Их можно отнести к картам, основанным на фактических данных, поскольку объем таких данных был сравнительно велик, а пространственные интерполяция и экстраполяция проводились с помощью региональных эмпирических зависимостей.

К особого рода материалам прямых наблюдений относятся аэрофото- и космические снимки. Разработка методов их использования для картографирования лавин выполнена К. В. Акифьевой, В. И. Кравцовой и др. Примером мелкомасштабного картографирования служат составленные В. И. Кравцовой и другими карты лавинной опасности Алтая, Саян, Скандинавии. Как предполагают, уже в ближайшее десятилетие с помощью космической техники можно будет получать данные не только о распространении снежного покрова, но и о его высоте, плотности и других характеристиках, необходимых для определения режима лавинной деятельности. В этом случае почти все задачи картографической оценки лавинной опасности можно будет решать на основе космической съемки. Пока же методика обзорного количественного картографирования лавинной опасности обширных, в том числе неизученных, районов может основываться лишь на статистических зависимостях искомых показателей от лавиноиндикационных характеристик рельефа и климата. Ниже такая методика называется аналитической. Для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира и для данной книги на отдельные горные районы или на континенты были составлены в масштабе от 1: 1,5 млн до 1: 40 млн следующие карты: числа очагов на 1 км дна долины, средней многолетней повторяемости лавин, степени лавинной активности (показатель, объединяющий два предыдущих), основных метеорологических факторов лавинообразования, продолжительности лавиноопасного периода, а для СССР также карты средних многолетних суммарных за зиму объемов лавин. Почти все карты составлены аналитическими методами с использованием существующих карт лавиноиндикационных характеристик климата и карт рельефа. Имевшиеся фактические сведения о картографируемых показателях лавинной опасности послужили преимущественно для контроля точности аналитических карт. Вопросы их точности рассматриваются ниже. В целом же можно отметить, что она определяется как точностью примененных методов (зависимостей), так и качеством (масштабом, точностью) исходных карт факторов лавинообразования. Эти карты оказались различными для разных районов. Для достижения единообразия лавинных карт диапазоны изображенных на них показателей разбиты лишь на три градации (табл. 5), хотя для хорошо изученных районов достоверным было бы изображение и большего числа градаций. Ниже кратко изложена общая методика составления аналитических карт. Особенности методики, использованной для отдельных районов, по мере необходимости пояснены при их описании.

Таблица 5

Градации количественных показателей лавинной опасности, принятые в условных обозначениях серии карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира

Показатель	Градации
Число лавинных очагов на 1 км дна долины	>5; 5—1; <1
Средняя многолетняя повторяемость лавин в очаге средней активности, число случаев за 10 лет	>10; 10—1; <1
Степень лавинной активности, т. е. среднее многолетнее число лавин, сходящих за зиму на 1 км дна долины	>5 («высокая»); 5—1 («средняя»); <1 («низкая»)
Средние многолетние суммарные объемы лавин, сходящих за зиму из очага средних размеров, $м^3$	>100 000; 100 000—10 000; <10 000

Методика составления карт числа лавинных очагов на 1 км дна долины. Поскольку прямо подсчитать число лавинных очагов во всех горных районах мира по меньшей мере трудно, для составления названных карт желательно использовать зависимость этого показателя от легко определяемых морфометрических характеристик горного рельефа. Принципиальная возможность нахождения такой зависимости (от глубины расчленения рельефа) продемонстрирована Т. Г. Глазовской на примере Альп, Кавказа, Алтая, Карпат и Хибин и В. П. Благовещенским для Северного Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау (Северский, Благовещенский, 1983, см. табл. 15). Их результаты показали, что зависимость густоты очагов от глубины расчленения рельефа для разных районов существенно неодинакова, причиной чего являются литологические, неотектонические и климатические различия горных районов. Была обнаружена также сильная связь точности получаемых результатов с масштабом используемых карт, что делает желательным повсеместное применение карт масштаба 1: 25 000 или аэрофотоснимков ключевых районов при построении искомых зависимостей и карт масштаба 1: 1 млн. при составлении карт удельного числа очагов. По большинству районов, в том числе почти для всех зарубежных территорий, не представилось возможности использовать такие картографические материалы. В этих случаях для составления карт числа лавинных очагов пришлось применить приближенную зависимость этого показателя от типов рельефа, изложенную в табл. 6.

Принятая за основу типизация рельефа была разработана Г. С. Константиновой при подготовке «Карты лавиноопасных районов Советского Союза» масштаба 1 : 7,5 млн; она подробно описана в монографии «Лавиноопасные районы...» (1970). Сопоставление типов рельефа с числом лавинных очагов на 1 км дна долины, приведенное в табл. 6, основано на результатах исследований, выполненных при составлении лавинных карт Алтая и Саян, Кавказа, Памиро-Алая, Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау и гор Северо-Востока СССР (авторы соответственно Т. В. Королева, В. И. Кравцова и В. С. Ревякин; В. П. Благовещенский и И. В. Северский, Т. В. Ващалова).

Типы рельефа горных районов СССР приняты в основном по их характеристике в монографии «Лавиноопасные районы...» (1970) и соответствующей карте, приложенной к «Карте лавиноопасных районов...» масштаба 1 : 7,5 млн. Типы рельефа зарубежных горных территорий определялись по общегеографическим и геоморфологическим картам подходящего масштаба.

Таблица 6

Приближенная зависимость числа лавинных очагов на 1 км дна долины от типов рельефа

Число лавинных очагов, шт/км.	Тип и характеристики рельефа (по монографии «Лавиноопасные районы.. », 1970, упрощено)
5 и более	Высокогорье сильно- и слаборасчлененное, среднегорье сильнорасчлененное, относительная высота склонов 500—1000 м и более, преобладающие углы наклона склонов 25—30^0
1—5	Среднегорье средне- и слаборасчлененное, низкогорье сильнорасчлененное, относительная высота склонов 300—800 м, преобладающие углы наклона склонов 20—30°
До 1	Низкогорье средне- и слаборасчлененное, мелкогорье, плато и плоскогорья, относительная высота склонов 100 800 м, преобладающие углы наклона склонов до 20—25^0

Следует подчеркнуть, что зависимость, отраженная в табл. 6, имеет полуколичественный характер. Вероятно, соответствующие карты — наименее точные из всей серии лавинных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Однако указанная на них градация территорий по числу лавинных очагов достаточно укрупнена, чтобы можно было полагать, что ни один участок с действительным числом очагов более 5 на 1 км не отнесен на картах к участкам с числом очагов менее 1 на 1 км.

Методика составления карт средней многолетней повторяемости лавин. Среднюю многолетнюю повторяемость лавин $N_л$ естественно связывать с характеристикой средней многолетней величины наибольшей декадной высоты снежного покрова $H_{ср}$. Кроме того, активность лавинообразования можно представить в виде повторяемости лавиноопасных метеорологических ситуаций, или числа дней с лавинами $N_{дл}$, которые также можно определить аналитическим путем. Эти показатели соотносятся следующим образом. Средняя многолетняя повторяемость лавин $N_л$ оценивается применительно к очагам средней активности. Если срабатывает очаг, характеризующийся средней для своего района активностью, срабатывают и более активные очаги; общее же число очагов, в которых сходят лавины, оказывается в пределах приблизительно от 25 до 50%. Следовательно, величина $N_л$ приближается к повторяемости массового схода лавин.

Лавиноопасными ситуациями считаются такие, при которых лавины сходят хотя бы в одном из очагов. Тем самым величина $N_{дл}$ близка к повторяемости лавин в наиболее активных очагах и заведомо больше величины $N_л$. В этом смысле они и понимаются в дальнейшем тексте.

Способ определения повторяемости лавин $N_л$ через величину $H_{ср}$ требует знания: 1) количественного отношения этих показателей, 2) распределения величин $H_{ср}$ во всех горных районах. Зависимость средней многолетней повторяемости лавин $N_л$ в очаге, среднем по активности для некоторого района, от среднего многолетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова $H_{ср}$ определена Л. А. Канаевым и К. Л. Абдушелишвили, обобщившими результаты наблюдений снеголавинных станций Госкомгидромета. Эта зависимость изложена в табл. 7. Подчеркнем, что речь идет лишь о тех крупных лавинах, которые спускаются на дно долин; если же считать также мелкие лавины, останавливающиеся на склоне, общее число лавин было бы в 2—3 раза больше (см. рис. 3).

Таблица 7

Приближенная зависимость средней многолетней повторяемости лавин, достигающих дна долины, в среднем по активности очага $N_л$ от среднего многолетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова $H_{ср}$

Повторяемость лавин, число случаев за 10 лет	Значение $H_{ср}$ для районов со средней температурой самого холодною месяца, см	
	ниже — 20°С	выше — 20°С
Менее 1 1—10 Более 10	40—70 70—120 более 120	30—50 50—100 более 100

Значения $H_{ср}$, требуемые для составления карт повторяемости лавин, можно было бы получить путем соответствующего преобразования карт водозапасов в снежном покрове, составляющихся для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира в том же масштабе, что и лавинные карты. Методика составления карт водозапасов разработана в основном М. И. Геткером (1980). Кроме того, значения $H_{ср}$ можно было определить по специально разработанному для составления лавинных карт методу В. Ф. Околова (Картографирование лавиноопасных территорий..., 1986). Метод Околова основан на зависимости величины $H_{ср}$ от суммы осадков холодного периода ΣP_X и средней январской температуры T_1. Эта зависимость установлена и проверена по данным примерно 700 горных и равнинных метеостанций, исключая те из районов, где метелевый перенос снега оказывает существенное влияние на точность измерения осадков (рис. 8). Коэффициент корреляции данных по отдельным метеостанциям и соответствующих кривых оказался не менее 0,8—0,9.

Построение карт $H_{ср}$ по методу Околова производится путем совмещения карт ΣP_X и карт T_1, которые составлены для многих районов и содержатся в различных атласах. Сравнение карт, составленных по методу Околова, с картами $H_{ср}$, помещенными в региональных атласах, показало следующее. Для Канады, по которой в качестве контрольной использовалась карта максимальной высоты снежного покрова, ее совпадение с расчетной картой $H_{ср}$ вполне удовлетворительно. Коэффициент корреляции по 400 парам аналитических и контрольных значений $H_{ср}$, равномерно распределенным в пространстве карты, составляет 0,78. Сравнение аналитической карты $H_{ср}$ по о. Сахалин с контрольной картой того же масштаба и содержания, помещенной в Атласе Сахалинской области, показало, что области полного совпадения аналитических и контрольных величин $H_{ср}$ занимают около 28% территории и расположены в основном в пределах равнин. Аналитические значения $H_{ср}$ превышают контрольные (в основном на величину до 25—30%) примерно на 70% площади острова, в том числе повсеместно на горных территориях. Максимальные отклонения (40—60 см) приходятся на вершинные участки гор, занимающие около 10% площади острова. Для этих участков на контрольной карте показаны значения $H_{ср}$ не более 100 см. Аналитические изолинии 100 см проходят здесь близко к контрольным. Но внутри этих контуров, по методу Околова, отчетливо выделяются большие значения $H_{ср}$. Анализ этих расхождений с учетом распределения метеостанций на о. Сахалин дает основание заключить, что на участках, слабо обеспеченных данными прямых наблюдений, аналитическая карта правильнее

изображает $H_{ср}$, чем контрольная. Сходные результаты получены при сравнении аналитической и контрольной карт $H_{ср}$ по Таджикистану (подробнее см. Глазовская и др., 1978). Это позволяет считать метод Околова вполне приемлемым для построения карт $H_{ср}$ для районов, сходных по климату с территорией тех или иных районов. Его применение ограничивается территориями, на которые имеются карты ΣP_X, а точность — в основном точностью последних.

Способ определения повторяемости лавиноопасных ситуаций $N_{дл}$. состоит в следующем. Как показывает опыт, во всех горных районах, за исключением имеющих резко континентальный климат, лавины снегопадов и метелей составляют 70—90% общего числа лавин. Широко распространены также лавины снеготаяния (весеннего и во время оттепелей). Следовательно, имея методы определения повторяемости $N_{дл}$ для лавин этих типов, можно составлять соответствующие карты, по количественным показателям близкие к картам общего числа дней с лавинами. Такие методы разработаны И. В. Северским (1978) для гор Казахстана и В. Ф. Околовым для многих

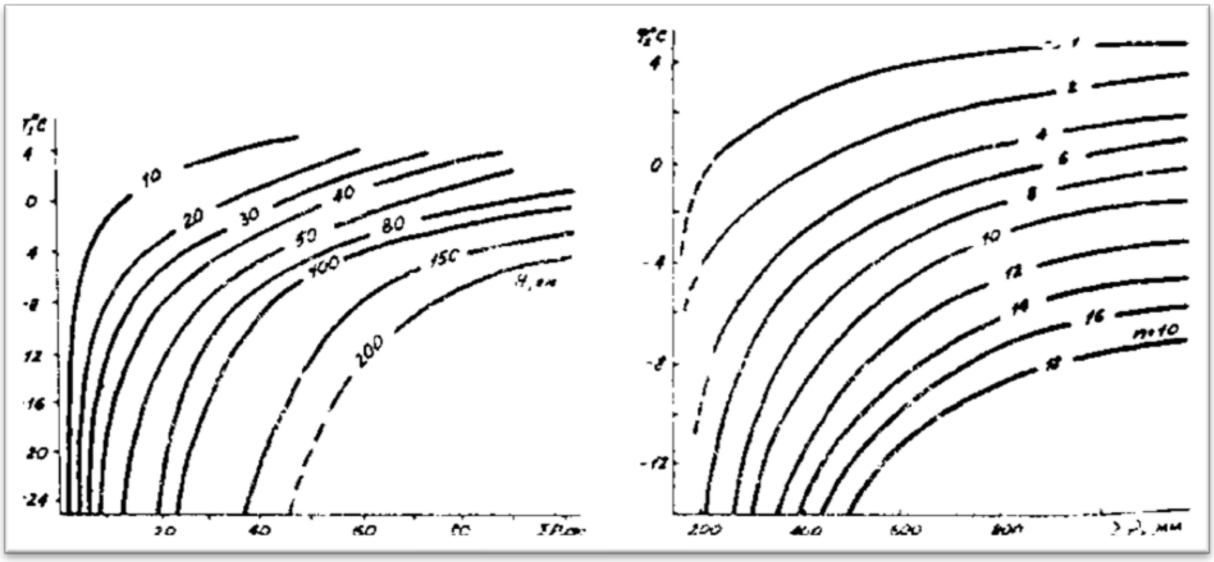


Рис. 8. Зависимость среднемноголетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова $H_{СР}$ (см) от суммы осадков холодного периода ΣP_x (мм) и средней температуры самого холодного месяца T_1(°C)

Рис. 9. Связь между ΣP_x, T_1 и n_{10}.

горных районов. Они основаны на том установленном наблюдениями обстоятельстве, что в большинстве горных районов при наличии снежного покрова для схода лавин генетических типов 1.1 и 1.2 (см. табл. 1) достаточны снегопады интенсивностью 10 мм/сут (водного эквивалента). В особо холодных районах, для которых характерны полигенетические лавины, подготовленные перекристаллизацией снега, критическая интенсивность осадков уменьшается до 5 мм/сут; в наиболее теплых, где новообразованный снежный покров имеет относительно высокое сцепление, критическая интенсивность увеличивается до 20—30 мм/сут.

Число дней с осадками некоторой интенсивности в принципе коррелируется с суммой осадков за месяц или сезон. В частности, для наших целей по материалам горных метеорологических станций Грузии была исследована связь между числом дней с

твердыми осадками более 10 мм/сут (n_{10}), суммой осадков за холодный период ΣP_X и средней температурой воздуха в январе T_1. Для переходных осенних и весенних месяцев принято допущение, что в их пределах число дней с твердыми осадками пропорционально числу дней со средней суточной температурой ниже 0°. Полученная зависимость n_{10}=f(ΣP_X, T_1) отражена на рис. 9.

Проверка этого графика по материалам горных метеорологических станций Армении, Азербайджана, Узбекистана и Таджикистана показала его достоверность (коэффициент корреляции более 0,9). Но он оказался менее точен для районов с продолжительной (более четырех месяцев) и холодной (T_1 ниже —10, —12°) зимой. Для таких районов, по данным 141 метеостанции, построен график, отражающий связь числа дней с осадками более 10 мм/сут с суммой твердых осадков выпадающих за год (рис. 10).

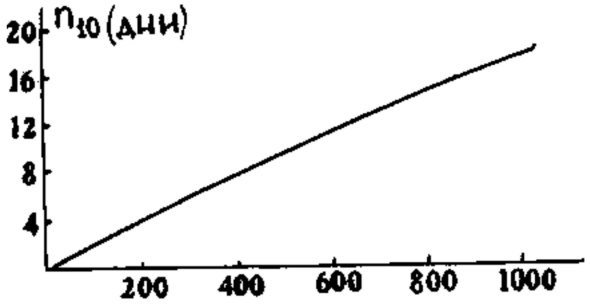


Рис. 10. Связь между $\Sigma P_т$ и n_{10}

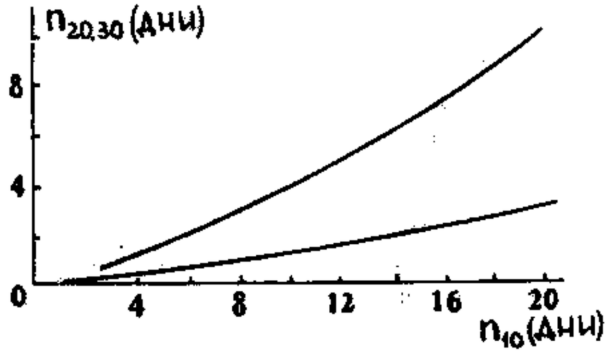


Рис. 11. Связь n_{20} и n_{30} с n_{10}, в днях

Данные о суммах твердых осадков $\Sigma P_т$ можно получить с имеющихся карт, в том числе со специально составленных для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Методика картографирования величин $\Sigma P_т$ для атласа разработана Ц. А. Швер и Э. Г. Богдановой. Для тех случаев, когда надо определить число дней с более высокой интенсивностью осадков, например 20 и 30 мм/сут, может быть использован график связи величин n_{10}, n_{20} и n_{30} (рис. 11). Построение карт вероятного числа случаев схода лавин снегопадов выполняется путем совмещения карт ΣP_X и T_1 с помощью рис. 9, а для районов с T_1ниже -10°—по картам $\Sigma P_т$ с помощью рис. 10.

Определение числа дней с глубокими оттепелями для косвенной оценки повторяемости соответствующих лавиноопасных ситуаций может быть выполнено следующим образом. При описании условий образования мокрых лавин наиболее часто указываются средние суточные значения температуры воздуха $t_{ср}$= +3-5°. На этой основе за критическую принимается величина $t_{ср}$≥5°, при которой, если в лавиносборах еще много снега, возможен массовый сход мокрых лавин. Назовем дни с $t_{ср}$≥5° днями с глубокой оттепелью, их число в пределах *j*-го месяца обозначим через $n_т$, среднюю температуру этого месяца — через T_j. Выполнив статистический анализ данных по метеорологическим станциям СССР,

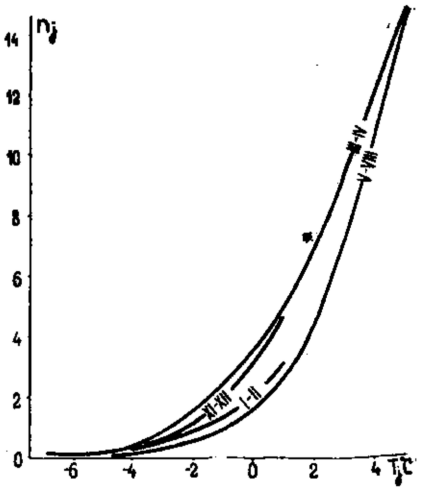


Рис.11.Связь n_j и T_j для различных месяцев

расположенным на отметках 500 м. и выше (подробнее см. Картографирование лавиноопасных территорий..., 1986), получаем график связи значений n_j- и T_j, приведенный на рис. 12. С помощью этого графика и карт средних месячных температур, рассматриваемых для районов со снежным покровом, устанавливается возможное число дней с лавиноопасными ситуациями, обусловленными оттепелями (снеготаянием).

Методика составления карт степени лавинной активности. Эти карты отражают среднее многолетнее число лавин, сходящих на 1 км дна долины. Они составляются путем наложения карт числа лавинных очагов на 1 км дна долины и карт средней многолетней повторяемости лавин, достигающих дна долины. Выделяются градации лавинной активности (табл. 8).

Таблица 8

Градации лавинной активности

<table>
<tr><th rowspan="2">Повторяемость лавин в среднем очаге, шт/год</th><th colspan="3">Число очагов на 1 км дна долины</th></tr>
<tr><th>более 5</th><th>5-1</th><th>менее 1</th></tr>
<tr><td>Более 1</td><td>высокая лавинная активность</td><td rowspan="3">средняя лавинная активность</td><td></td></tr>
<tr><td>1-0,1</td><td rowspan="2"></td><td rowspan="2"></td></tr>
<tr><td>Менее 0,1</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="2"></td><td colspan="2">низкая лавинная активность</td></tr>
</table>

Как видно, в районах с высокой лавинной активностью на 1 км дна долины сходит в среднем за год более 5 лавин, при низкой — менее 1 лавины. Эти градации подобраны с учетом точности исходных карт и таким образом, что при вероятных ошибках проведения контуров на исходных картах ни один из участков с истинно высокой степенью лавинной активности не окажется закрашен в цвет, отвечающий низкой активности, и наоборот.

Методика составления карт средних многолетних суммарных за зиму объемов лавин из среднего лавиносбора предложена И. В. Северским на основе результатов исследований зависимости массы лавин mcp, площади лавиносбора F, среднего за много лет максимального декадного запаса воды в снежном покрове лавиносборов Wm и доли сносимого лавинами снега К (Се- верский, 1978; Северский, Благовещенский, 1983):

$$m_{ср}=10 W_m F_{ср} K,$$

где $m_{ср}$ — средняя многолетняя суммарная за зиму масса лавин, т; W_m — норма максимального декадного снегозапаса в лавиносборе, мм водного слоя Fcp — средняя по району площадь лавиносбора, га, K — коэффициент, показывающий долю сносимого лавинами снега в зависимости от величин W_m, 10 — коэффициент размерности.

Величина массы лавины переводится в значение ее объема с помощью сведений о средней плотности снега в лавинном снежнике; последняя в большинстве случаев близка к 0,5 г/см^3. Значение W_m определяется по величине максимальной декадной высоты снежного покрова с учетом средней плотности снега в лавиносборе, обычно близкой к 0,25 г/см^3. Величину $F_{ср}$ можно определить по ее зависимости от высоты лавинного очага, или глубины расчленения рельефа. По материалам исследований очагов лотковых лавин Западного Кавказа, Заилийского и Джунгарского Алатау, эта зависимость выглядит так: при глубине расчленения 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 900 м площади лавиносборов равны соответственно 1, 2, 4, 6, 9, 12, 17, 22, 27, 33 га.

Авторам лавинных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира было рекомендовано выявлять подобные зависимости для каждого картографируемого региона путем соответствующих измерений на ключевых участках. По данным Т. Г. Глазовской, названные выше соотношения представительны и для Алтая (отклонения площади алтайских лавиносборов от площади, указанной выше, не превышают 25—30% для малых очагов и уменьшаются до 15—7% для очагов площадью более 15 га).

Величина *К*, определенная И. В. Северским для Заилийского и Джунгарского Алатау, отражена в табл. 9. Данные этой таблицы получены для различных климатических условий лавинообразования и для диапазона среднего многолетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова примерно от 40 до 260 см. Поэтому можно полагать, что указанные величины *К* близки к истинным для всех лавиноопасных районов, особенно для гор Южной Сибири, Казахстана, Средней Азии, Северного Кавказа и сходных с ними по климатическим условиям. На основе табл. 9 построена табл. 10, причем средняя плотность снежного покрова в лавиносборе условно принята постоянной и равной 0,25 г/см^3.

Составление карты объемов лавин по данной методике выполняется следующим образом. По исходным картам снегозапасов с помощью табл.10 строится карта произведений $H_{ср}$ и *К*. По топографической карте среднего масштаба строится карта средних площадей лавиносборов $F_{ср}$. Определение территорий с разными значениями средних объемов лавин производится при наложении этих двух карт и с учетом того, что плотность лавинных снежников равна примерно 0,5—0,6 г/см^3, т. е. объем лавинного снежника примерно вдвое меньше объема, снесенного из лавиносбора снега. Погрешность определения объемов лавин этим способом складывается из погрешности: 1) перевода значений W_m в значения $H_{ср}$ с принятием постоянной величины плотности снега 0,25 г/см^3; 2) принятия величины *К*, постоянной для всех районов; 3) принятия зависимости величин, $F_{ср}$ от глубины расчленения, также постоянной для всех районов (если эта зависимость для картографируемого района не была определена специальными исследованиями); 4) построения исходных карт W_m. Плотность снега в лавиносборе в действительности колеблется в пределах примерно от 0,15 до 0,35 г/см^3, или на ±40% от значения 0,25 г/см^3. Величину погрешностей, вызываемых тремя другими причинами, нет возможности точно оценить без проведения специальных исследований. Вероятно, мы не преуменьшим эти погрешности, если сочтем, что: величина *К* в действительности колеблется в среднем в пределах ±20% от значений, приведенных в табл. 9 и 10;

величина $F_{ср}$ при одном и том же значении глубины расчленения рельефа в разных районах может отличаться в среднем на ±30% от приведенной выше;

значения W_m на исходных картах снегозапасов отличаются от истинных в среднем не более чем на ±30% (по аналогии с результатами сравнения аналитических и контрольных карт $H_{ср}$, приведенными выше).

Таблица 9

Зависимость доли сносимого лавинами снега *K* от снегозапасов W_m в лавиносборе (по Северскому, Благовещенскому, 1983, табл. 12 для W_m <500-550 мм и рис. 30 для W_m >500-550 мм)

Снегозапасы, мм	100-150	150-200	200-250	250-300	300-350	350-400	400-450	450-500	500-550	550-600	600-650	>650
K	0.05	0.11	0.18	0.24	0.28	0.33	0.37	0.40	0.42	0.44	0.46	0.47

Зависимость доли сносимого лавинами снега *K* от среднего многолетнего значения максимальной декады высоты снежного покрова в лавиносборе $H_{ср}$

$H_{ср}$, см	30	50	75	100	125	175	200	225	250	330
K	0	0.05	0.13	0.21	0.27	0.38	0.41	0.44	0.47	0.49

В этом случае средние ошибки определения объемов лавин изложенным методом составят примерно ±60%. При такой их величине и принятых градациях объемов лавин (менее 10 тыс., 10—100 тыс. и более 100 тыс. м^3) контуры карт средних объемов лавин вполне достоверно изображают пространственное распределение этого показателя.

Методика составления карт факторов лавинообразования для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира разработана Е. С. Трошкиной и В. В. Дзюбой (Картографирование лавиноопасных территорий..., 1986) на основе собственных исследований и опубликованных сведений по территории СССР и зарубежных лавиноопасных районов.

Из генетической классификации лавин (см. табл. 1 и 2) видно, что метеорологическими факторами лавинообразования являются интенсивные снегопады, метели, сублимационная перекристаллизация (разрыхление) снега, оттепели и весеннее снеготаяние. Все эти факторы действуют почти во всех лавиноопасных районах — в разные годы в разных сочетаниях. Однако в среднем за много лет для каждого района выделяются те или иные главенствующие и второстепенные факторы. Во избежание перегрузки черно-белых вариантов карт факторов лавинообразования было решено отражать на них лишь основные факторы, действующие в каждом районе. При отсутствии фактических сведений о генетических типах лавин по большинству горных территорий выявление этих факторов возможно на основе знаний диапазонов общих климатических условий, в которых действен каждый из них. По данным о генетических типах лавин (Лавиноопасные районы..., 1970, Кадастр лавин и др.) выявляются следующие соотношения характеристик климата и метеорологических факторов лавинообразования.

Снегопады являются основным фактором лавинообразования на большинстве тех горных территорий со средней и высокой снежностью (т. е. со средней многолетней величиной максимальной декадной высоты снежного покрова более 70 см), где температура самого холодного месяца не ниже —15—20° и не слишком сильны ветры. В противном случае ведущим фактором лавинообразования оказывается метелевое накопление снега на подветренных склонах.

При метелях общих и низовых перенос снега является действенным фактором лавинообразования в много- и среднеснежных районах при средних за зиму скоростях

ветра более 2— 3 м/с, а в малоснежных районах — более 3—4 м/с. Но этот критерий, естественно, неприменим к районам с высокорослыми лесами, поскольку лес практически полностью исключает метелевый перенос. Для использования этого критерия в безлесных районах необходимо знать распределение скорости ветра на разных высотах. Для большинства горных территорий также сведения отсутствуют. Поэтому к участкам, где метели являются существенными факторами лавинообразования, при составлении карт отнесены все территории выше лесного пояса. Исключение составили некоторые незалесенные территории Центральной Азии и Северной Америки (район котловины Больших озер Монголии, плоскогорье Юкон), находящиеся зимой в области устойчивых антициклонов, где обычна безветренная погода. Положение верхней границы леса, на основе сказанного принимаемой за границу районов с метелями как основным фактором лавинообразования, определено по картам растительности.

Сублимационная перекристаллизация снега, по результатам исследований В. В. Дзюбы (1983), играет заметную роль в образовании лавин в районах, где средняя температура воздуха самого холодного месяца ниже —10°, а в районах, где она ниже —15—20°, этот фактор лавинообразования становится основным. К такому же заключению приводят результаты исследований Е. С. Трошкиной (1980) и анализ «Схемы районирования территорий СССР по типам и подтипам снежного покрова» (Коломыц, 1976). Для оконтуривания районов с указанными значениями температуры использованы соответствующие карты мировых и региональных климатических атласов, а при их отсутствии— график зависимости температуры самого холодного месяца от абсолютной высоты местности, построенный В. В. Дзюбой по данным Агроклиматического атласа мира.

Оттепели и весеннее снеготаяние. Для характеристики этих факторов прежде всего надо определить их различия. Зимние оттепели проявляются на фоне отрицательных температур воздуха, весеннее снеготаяние — на фоне установившихся положительных температур. Поэтому в районах, где средняя температура самого теплого месяца ниже 0° (гребни самых высоких гор — Гималаев, Каракорума, Гиндукуша, Аид, Памира, а также северо-восточная часть Гренландии и Антарктида), любое ее повышение до положительных значений следует рассматривать как оттепель. Весеннее снеготаяние в таких районах отсутствует. Для их оконтурирования надо знать положение нулевой средней месячной изотермы самого теплого месяца. Это можно сделать по соответствующим климатическим картам или по графику зависимости температуры самого теплого месяца от абсолютной высоты. Другой группой районов, где весеннее снеготаяние по существу отсутствует, являются приэкваториальные горные территории и большая часть Анд. В приэкваториальных горах нет той весны, которая свойственна средним широтам; здесь в течение года чередуются два влажных и два сухих сезона. На большей части внеэкваториальных Анд наблюдаются исключительно ровные, небольшие положительные среднемесячные температуры воздуха. Здесь, как и в приэкваториальных районах, годовая амплитуда температуры невелика; накопление и таяние снега могут чередоваться в течение всего года. Следовательно, в этой группе районов фактором лавинообразования могут быть оттепели.

Зимние оттепели случаются в большинстве остальных горных районов. Исключение составляют полярные и высокогорные районы с особо низкими зимними температурами воздуха (нагорья Центральной Азии, Памир, плато Юкон, горы Северо-Востока СССР, север Гренландии, Антарктида). За границу районов, в пределах которых оттепели не являются сколько-нибудь значимым фактором лавинообразования, вероятно, можно принять изотерму самого холодного месяца -20°.

При картографическом отображении оттепелей и весеннего снеготаяния как факторов лавинообразования на зарубежных территориях учитывался опыт

исследований на различных по снежности участках гор нашей страны. Этот опыт показал, что в мало- и среднеснежных районах на южных склонах при малой интенсивности метелевого переноса снега снежный покров к началу весны, как правило, утоньшается настолько, что опасность лавин во время весеннего снеготаяния не возникает. В многоснежных районах, а также в районах с сильными ветрами, где к весне на отдельных участках создаются скопления метелевого снега, возможность образования лавин весеннего снеготаяния существует и на южных склонах.

Разделение метеорологических факторов лавинообразования на основные и дополнительные, проведенные по изложенным критериям, представлено в табл. 11.

Эта таблица послужила ключом для составления карт метеорологических факторов лавинообразования. При пользовании этими картами необходимо иметь в виду, что переходы между участками с разным сочетанием факторов постепенны. Поэтому показанные на картах границы между участками представляют собой по существу полосы шириной (по абсолютной высоте) до первых сотен метров. Тем не менее составленные по изложенной методике карты объективно показывают изменение действенных климатических факторов схода лавин по географическим зонам, высотным поясам и экспозиции макросклонов.

Карты климатических факторов лавинообразования на территории СССР, составленные Е. С. Трошкиной, отличаются от аналогичных карт по другим районам своим дополнительным содержанием. В них предпринята попытка количественно оценить повторяемость лавиноопасных ситуаций с использованием изложенных выше методов, причем для оценки повторяемости ситуаций, вызываемых снегопадами, для большинства районов в качестве критической принята интенсивность снегопадов более 10 мм/сут, а для внутриконтинентальных районов с холодной зимой — более 5 мм/сут. В последнем случае имеется в виду, что снегопады интенсивностью более 5 мм/сут служат«спусковым механизмом» для лавин, подготовленных длительной сублимационной перекристаллизацией снега и характерных как раз для районов с продолжительной и холодной зимой (Внутренний Алтай, Восточный Саян, горы Забайкалья и Северо-Востока России, Таймыр). Проверка точности примененных расчетных методов выполнена путем сравнения вычисленных и фактических количеств лавиноопасных ситуаций. Например, по данным наблюдений в Приэльбрусье (Центральный Кавказ), за период с 1968 по 1978 г. было отмечено 175 дней с лавиноопасными снегопадами, по результатам расчетов их количество достигает 150, или 85% от действительного. Для Забайкалья, по данным трехлетних наблюдений, число лавиноопасных ситуаций, связанных с выпадением осадков на снежный покров, подготовленный к обрушению сублимационной перекристаллизацией, колебалось в пределах 2—6 за зиму. По расчетным данным, оно равно 2 — 8 за зиму. Расчеты числа лавиноопасных ситуаций, связанных с зимними оттепелями, показывают, что в горных районах СССР она изменяется в сравнительно узких пределах, от максимума в Карпатах до минимума во внутриконтинентальных районах. Сравнение расчетных и фактических величин (на примере Приэльбрусья) позволяет считать, что первые на 10—20% больше вторых.

Надо заметить, что в категорию лавиноопасных ситуаций, связанных со снегопадами, входят и ситуации, вызываемые общими метелями (поскольку снегопады критической интенсивности часто сопровождаются ветрами). Таким образом, при расчете числа лавиноопасных ситуаций для территории СССР оказались не учтены лишь ситуации, связанные с весенним снеготаянием и низовыми метелями. Фактическое количество первых там, где они возможны, обычно равно 1—2. Вторые же крайне редки и ограничены в распространении.

Таблица 11

Приблизительные диапазоны проявления основных и дополнительных метеорологических факторов лавинообразования

Фактор	Условия, в которых он является основным	Условия, в которых он является дополнительным
Снегопады	$T_х$ от —2—5 до —20 ; при этом в зоне высокорослых лесов—повсеместно, в незалесенной зоне или в зоне разреженного криволесья	$T_х$ ниже —20°;
	если здесь V<3 м/с при $H_{ср}$> 70 см	при $H_{ср}$ < 70 см или V ≤2 м/с
Метели	$T_х$ от —2—5 до —20 ; только в незалесенной зоне или в зоне разреженного криволесья, если здесь V>3 м/с при $H_{ср}$ <70 см или V≥2 м/с при $H_{ср}$>70 см	$T_х$ ниже —20;
Сублимационная перекристаллизация	$T_х$ ниже -20 при $H_{ср}$ <70 см и V < 2 м/с	$T_х$ от -10 до -20^0 (а на склонах, обращенных к экватору, от -15 до -20^0) при $H_{ср}$< <70 см и V << 2 м/с
Оттепели	Тх выше -5 и $H_{ср}$ > 70 см	повсеместно, исключая районы с $T_х$ ниже -15° и $H_{ср}$<70 см
Весеннее и леннее снеготаяние	повсеместно, где к моменту устойчивого перехода средней суточной температуры воздуха через 0° сохраняется снежный покров толщиной	
	>70 см и другие факторы не действуют как основные	<70 см

Примечание: $T_х$ — средняя температура воздуха самого холодного месяца; V — средняя за зиму скорость ветра; $H_{ср}$—средняя многолетняя величина максимальной декадной высоты снежного покрова.

Таким образом, расчетное число ситуаций должно быть близко к действительному. Точность суммарной расчетной оценки зависит в основном от точности расчетов числа снегопадов критической интенсивности, а последняя — от правильности выбора критического значения интенсивности и качества исходных климатических карт. В целом же можно полагать, что ошибка расчетного суммарного количества лавиноопасных ситуаций не превышает в среднем ±20—30%.

Методика составления карт продолжительности лавиноопасного периода основана на следующих зависимостях, выявленных В. Ф. Околовым. Лавиноопасным считается период с высотой снежного покрова более 30 см. Его продолжительность в днях $N_{ло}$ естественно связать с числом дней со снежным покровом $N_{сп}$ (дни со снежным покровом, согласно «Справочнику по климату СССР», — это дни, когда снежный покров отмечается более чем на 50% территории). Величина $N_{ло}$, естественно, меньше величины $N_{сп}$. Для определения разности между ними были проанализированы сведения о типичном ходе изменений высоты снежного покрова в течение зимы по 228 метеостанциям СССР, расположенным на высоте более 1000 м. При этом установлено, что разница между $N_{ло}$ и $N_{сп}$ закономерно изменяется в зависимости от среднего многолетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова $H_{ср}$ Соответствующий график связи приведен на рис. 13. На его основе составлена табл. 12, которая непосредственно использована для определения продолжительности лавиноопасного периода $N_{ло}$ по известным значениям $H_{ср}$ и $N_{сп}$. Величины $H_{ср}$ сняты с

соответствующих карт, а в случае их отсутствия — определены по способу, изложенному выше в этом разделе.

Величины $N_{сп}$ также можно снять с имеющихся карт (для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира карты $N_{сп}$ составлены по методике М. И. Геткера). При отсутствии карт продолжительность залегания снежного покрова можно определить по ее зависимости от суммы средних месячных значений температуры воздуха за октябрь, январь и апрель (для Южного полушария — апрель, июль и октябрь) ΣT и суммы осадков холодного периода ΣP_X. Эта зависимость построена В. Ф. Околовым по данным более 800 метеостанций СССР и отражена на рис. 14.

Она проверена путем сравнения снятых с кривых и фактических величин $N_{сп}$ по 228 метеорологическим станциям, расположенным в горах Сибири, Кавказа и Средней Азии на высоте более 1000 м. Проверка показала, что для горных станций, расположенных в Восточной Сибири, коэффициент корреляции снятых с графика и фактических величин $N_{сп}$=0,8; для других районов он близок к 0,9.

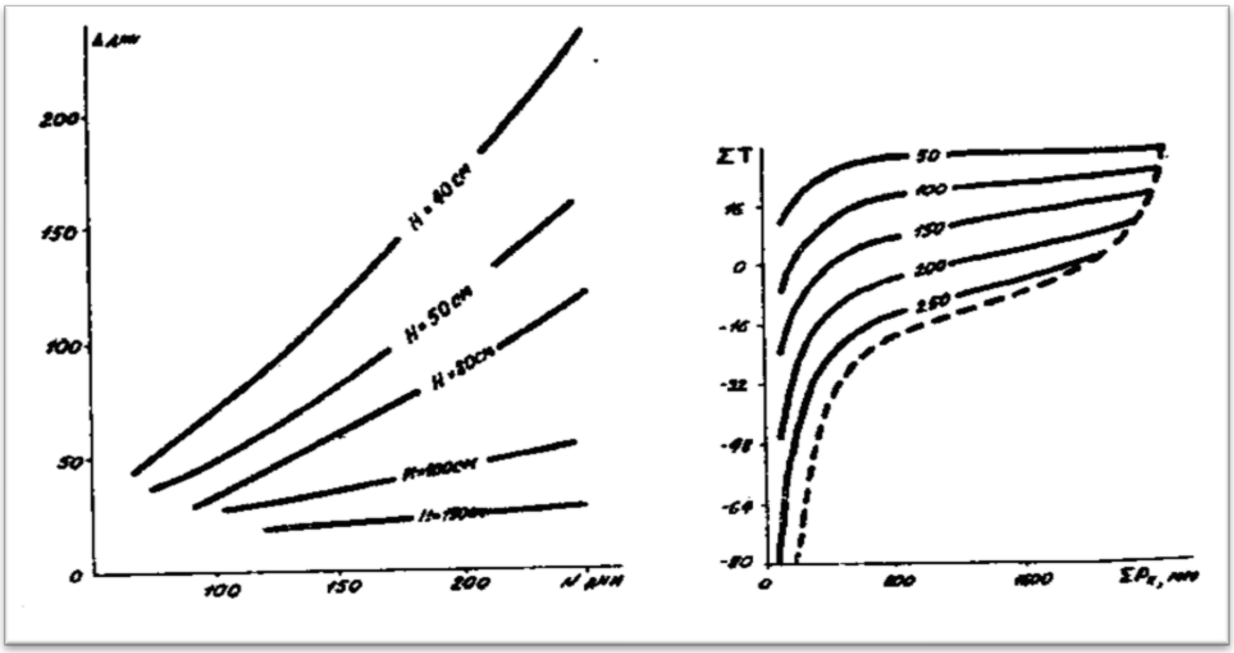


Рис. 13. Связь между числом дней со снежным покровом $N_{сп}$ и продолжительностью лавиноопасного периода $N_{ло}$ в зависимости от величин $H_{ср}$

Рис. 14. Зависимость числа дней со снежным покровом от ΣP_X и суммы средних месячных температур воздуха ΣT за октябрь, январь и апрель для Северного полушария или за апрель, июль и октябрь для Южного полушария

К моменту составления лавинных карт карты значений ΣP_X имелись еще не для всех районов. Поэтому для некоторых районов были специально составлены карты сумм осадков за зимний период (период с температурой воздуха ниже 0°) $\Sigma P_З$ или сумм твердых осадков $\Sigma P_Т$. Далее соответствующие значения $N_{сп}$ были вычислены по формуле и таблицам, опубликованным в работе В. Ф. Околова и др. (1980). Результаты изложены в табл. 13, позволяющей приводить величины $N_{сп}$, определенные с использованием значений $\Sigma P_З$ и $\Sigma P_Т$, к действительным, за которые приняты величины, определенные по графику рис. 14 с использованием значений ΣP_X.

При составлении карт продолжительности лавиноопасного периода $N_{ло}$ вначале отыскивались в климатических атласах или составлялись карты $H_{ср}$ и $N_{сп}$. Затем эти карты совмещались и на них с использованием данных табл. 12 проводились требуемые изолинии.

Таблица 12

Продолжительность лавиноопасного периода $N_{ло}$ в днях
в зависимости от значений $H_{ср}$ и $N_{сп}$

$H_{ср}$, см	$N_{сп}$, число дней							
	75	100	125	150	175	200	225	250
250	60	85	110	135	160	185	210	235
150	55	80	105	130	155	175	200	220
125	55	80	100	125	150	170	195	215
100	50	75	95	115	135	155	175	195
90	50	70	85	105	125	140	160	175
80	45	65	80	95	110	125	140	155
70	40	50	70	85	95	110	120	130
60	35	55	60	70	80	85	95	105
50	30	40	50	55	60	65	70	75
40	25	35	40	45	50	50	50	55

Таблица 13

Соотношения величин $N_{сп}$ действительных и определенных
с использованием данных $\Sigma P_З$ и $\Sigma P_Т$

Действительные значения (определенные с использованием данных о $\Sigma P_Х$), число дней	50	60	80	100	120	150	200	250
Значения $N_{сп}$, определенные с использованием данных								
$\Sigma P_З$	45	52	68	85	108	145	220	320
$\Sigma P_Т$	50	58	73	90	110	150	235	322

Обобщая изложенные выше сведения о точности и достоверности примененных методов обзорного картографирования лавинной опасности, можно отметить следующее. Составленные карты изображают поля некоторых характеристик, осредненных в пространстве и времени. Хотя эти поля оконтурены на основе корреляции с полями реальных климатических показателей, они все являются абстрактными, поскольку отражают дискретные явления — кратковременные сходы лавин в пространственно обособленных очагах. Поэтому логичнее говорить о достоверности, а не о точности составленных карт. Их достоверность определяется: 1) точностью и объемом наблюдений за лавинами на ключевых участках, т. е. фактических данных, использованных для разработки косвенных методов картографирования; 2) силой тех статистических связей между показателями и факторами лавинной активности, которые составляют суть примененных косвенных методов картографирования; 3) точностью карт полей климатических и геоморфологических факторов лавинообразования, использованных как основа лавинных карт. Графические погрешности работ по

трансформации исходных и оформлению итоговых карт имеют пренебрежимо малое значение хотя бы потому, что изображенные на картах изолинии в действительности представляют собой довольно широкие полосы.

Для построения лавинных карт использованы все доступные ряды наблюдений за лавинами в СССР и многие ряды по зарубежным территориям. Статистические связи между показателями лавинной активности и лавиноиндикационными характеристиками климата, составляющие суть использованных косвенных методов картографирования, достаточно сильны, что доказано не только оценками коэффициентов корреляции, но и успешным их применением в практике средне- и крупномасштабной оценки лавинной опасности и оперативного прогноза лавин. Анализ точности исходных климатических карт выходит за пределы компетенции авторов лавинных карт. По всем районам подбирались новейшие карты климатических факторов, по возможности близкие по масштабу к составляемым лавинным картам. Все эти обстоятельства, а также сведения о результатах проверки достоверности лавинных карт, изложенные выше, позволяют заключить, что составленные аналитическим путем обзорные лавинные карты в целом вполне достоверно отражают пространственное распределение и порядок величин изображенных па них показателей. Погрешность количественной оценки показателей в каждой точке на каждой карте в общем не превышает половины диапазона между значениями показателей, подписанными на соседних изолиниях.

Из этого вытекают следующие возможности и ограничения использования этих карт. По ним с достаточной надежностью можно судить о географии лавин — о границах территорий, где распространены снежные лавины, о пространственных различиях главных факторов лавинообразования и других показателей лавинной опасности применительно к очагам лотковых лавин. Эти показатели осреднены по времени за десятилетия, а в пространстве — по участкам площадью в сотни квадратных километров.

В мелкомасштабных работах разного рода, в том числе в расчетах экономических оценок лавинной опасности, могут быть использованы и абсолютные значения показателей лавинной опасности, изображенные па картах.

Сведения, изложенные на этих картах, нельзя относить к отдельным лавинным очагам и зимам (их характеристики могут отличаться от фоновых в несколько раз, часто на порядок). Следует помнить, что на картах повторяемости лавин учтена лишь опасность, создаваемая крупными лавинами для днищ долин, и не отображена опасность мелких лавин, останавливающихся на склонах, а также обрушений снега с плоских и коротких склонов. Короткие склоны техногенного происхождения могут быть лавиноопасными и на равнинах, а естественные — вдоль обрывов речных и морских террас. Не изображена на картах и опасность лавиноподобных водоснежных потоков.

Как видно из вышеизложенного, методы картографирования лавинной активности, основанные на корреляциях общих и лавиноиндикационных показателей климата, удобны и продуктивны. Новейший обзор возможностей их дальнейшего развития, уточнения, сопряжения с приемами картографирования лавин в среднем и крупном масштабах дан Л. А. Канаевым (1990). Содержание обзорных карт, как показывает Л. А. Канаев, желательно дополнить сведениями о датах начала и конца лавиноопасного периода, о степени поражения лавинами территории гор в целом и в особенности днищ долин, о максимальных значениях повторяемости лавин. При разработке методов определения этих и для уточнения приемов оценки других показателей полезным оказывается аппарат теории информации. Он позволяет получить данные с большей точностью при обработке неполных рядов дискретных наблюдений, чем обычно применяемые приемы статистического анализа, надежнее оценивать экстремумы и асимметрию распределения показателей лавинной активности, определять соотношения информативности карт различного масштаба. Л. А. Канаевым приведены и

примеры рекомендуемых методов, которые, несомненно, будут полезны всем специалистам, продолжающим картографирование лавин.

3. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И РЕЖИМ ЛАВИН

В этом разделе дается количественная характеристика распространения и режима лавин по континентам, основанная на прочтении составленных карт (рис. 15 и др., табл. 14, 15). Она предваряется обзором основных природных факторов и закономерностей географии лавин.

Для генетического объяснения изложенных ниже сведений о распространении и режиме лавин прежде всего требуется подобрать соответствующие этой задаче показатели — факторы лавинообразования. Их возможный перечень обсуждается в данном разделе и детализируется в последующих.

Поскольку лавинообразование есть разделение, квантование снежного покрова на обрушивающиеся порции, география лавин может быть понята через географию температуры воздуха до +2-4°, среднемесячной до +6°. При температуре -4° и ниже снежного покрова и твердых осадков. Снег может выпадать в условиях средней суточной выпадают только твердые осадки.

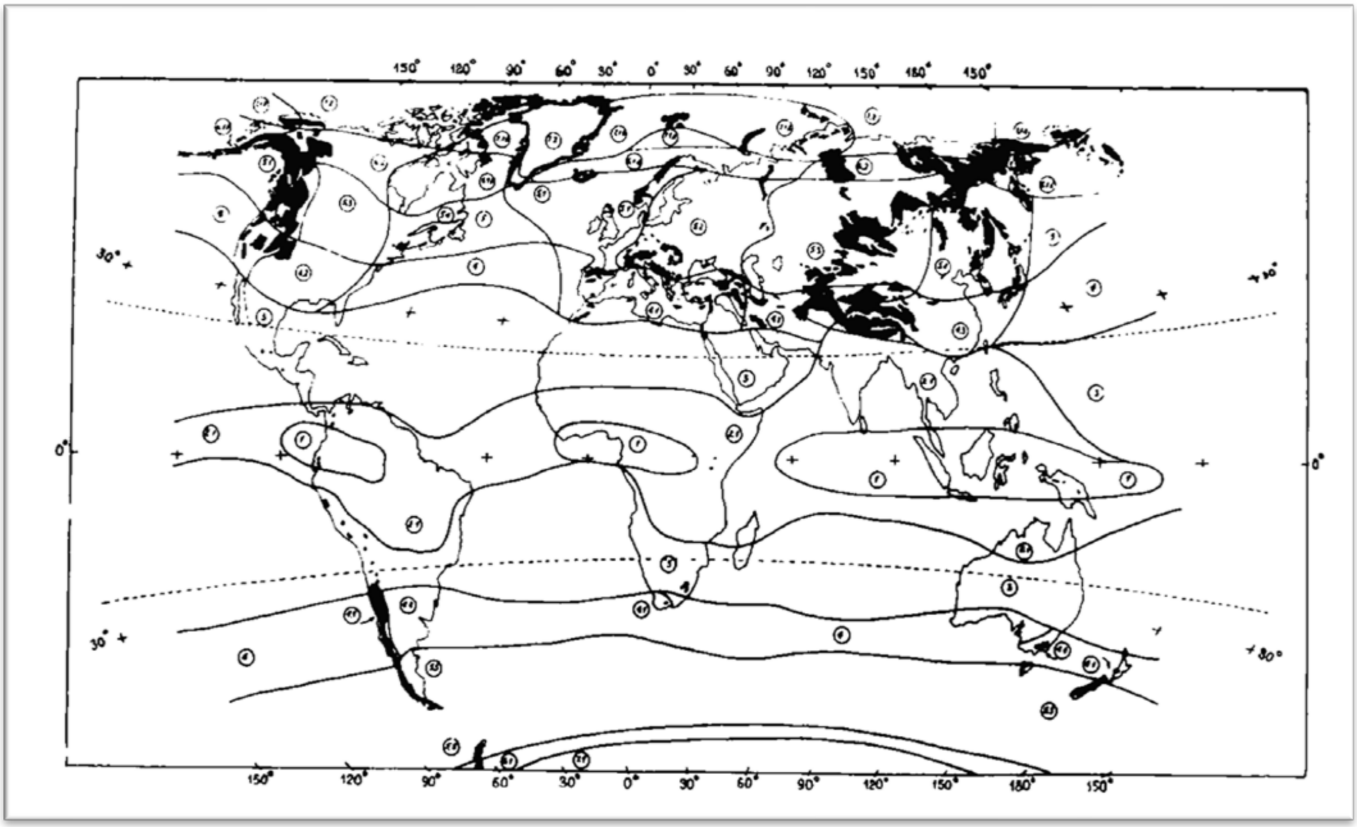


Рис. 15. Лавиноопасные районы мира (заштрихованы). Цифрами обозначены климатические пояса и области (по Физико-географическому атласу мира, 1964, с уточнением для горных районов): 1 — экваториальный пояс с разнообразным распределением максимума осадков в течение года; 2 — субэкваториальный пояс с максимумом осадков в летние, а также весенние и осенние месяцы; 3 — тропические пояса преимущественно с летним максимумом осадков; 4 — субтропические пояса, области: 4.1— морского климата западных

побережий с зимним максимумом осадков, 4.2 — континентального климата с весенним максимумом осадков, 4.3 — морского климата восточных побережий с летним максимумом осадков, 4.4 — с равномерным распределением осадков в течение года; 5 — умеренные пояса, области: 5.1 — морского климата западных побережий с зимним максимумом осадков; 5.2 — области климата, переходного от морского к континентальному, с летним максимумом осадков, 5.3 — континентального климата с летним максимумом осадков, 5.4 — морского климата восточных побережий с летним максимумом осадков, 5.5 — южных побережий с равномерным распределением осадков в течение года; 6 — субполярные пояса, области: 6.1 — морского климата с зимним (а) и летним (б) максимумами осадков, 6.2 — континентального климата с летним максимумом осадков; 7 — полярные пояса, области: 7.1 — со сравнительно влажным климатом с зимним (а) и летним (б) максимумами осадков, 7.2 — со сравнительно сухим климатом с летним максимумом осадков

Таблица 14

Площадь лавиноопасных территорий мира

Район	Лавиноопасная площадь, тыс. км^2	% от площади района	% от всей лавиноопасной площади суши
Зарубежная Европа (с островами)	743	15,5	8,0
Зарубежная Азия (с островами)	2540	9,6	27,5
Северная Америка (с островами)	1670	8,2	18,1
Южная Америка	533	2,9	5,8
Африка	28	0,1	0,3
Австралия, о. Тасмания, Новая Зеландия, Новая Гвинея	58	0,7	0,6
Антарктида (с островами)	181	1,3	1,9
СССР	3500	15,6	37,8
Вся суша	9253	6,2	100,0

Таблица 15

Некоторые снеголавинные показатели в горах

Климатический пояс	Область климата	Абсолютная высота нижней границы пояса лавинообразования в наиболее снежное время, км.	Сезонные колебания нижней границы пояса устойчивого снежного покрова	Максимальные снегозапасы, мм	Вертикальный градиент			Число снегопадов, 10 мм/сут и более на уровне климатической снеговой линии за год	Вертикальный градиент числа дней с лавиноопасными снегопадами дней/100 м
					снегозапасов мм/100м	число дней с устойчивым снежным покровом дней/100 м	продолжительности лавиноопасного периода, дней/100 м		
Полярный	морского континентального	0 до 1.0	До 0.3	400-500 50-150	5-20 до 5	5-8 до 5	5-8 до 5	5-7 1-5	до 0.3
Субполярный	морского континентального	0 до 1.0	0.3-0.6	500-800 300-500	60-70 20-30	10-15 5-10	8-10 5-10	5-12 7-10	1.0-1.5 0.3-0.5
Умеренный	морского зап. побережий континентального морского вост. побережий	0-0.2 1.0-1.7 0-0.2	0.6-1.5	2000-4000 500-2000 1000	200-300 30-70 80-100	15-25 8-12 5-10	20-30 10-15 8-12	30-60 5-20 25-40	1.5-2.0 0.4-0.6 1.0-1.5
Субтропический	морского зап. побережий континентального	0.2-1.5 1.8-3.3	1.1-1.5	1500-2000 1000-1500	200-500 50-100	7-12 5-10	10-15 10-15	30-45 5-20	1.3-1.5 0.4-0.6

Примечание: графы 1 и 2 по рис.18; графы 3 – 5 – по данным М.И.Геткера и Т.Э.Ивановской графы 6 и 8 – по приведённым ниже картам лавиноопасных районов, в том числе графа 7 – на основе экстрапаляции.

Какая их доля накапливается в снежном покрове, зависит главным образом от температуры и продолжительности холодного периода. В табл. 16 эта зависимость представлена количественно (причем температура холодного периода — через показатели широты).

Таблица 16

Отношение норм максимальных снегозапасов и твердых осадков при разной продолжительности холодного периода в горах Евразии (по М. И. Геткеру, Т. Э. Ивановской)

Широта, градусы	Продолжительность холодного периода, дни							
	0	10	80	120	160	200	240	280
60—70	—	—	—	—	—	0,87	0,87	0,87
50—59	—	—	—	—	—	0,80	0,80	0,87
40—49	0,15	0,25	0,40	0,57	0,65	0,74	0,78	0,87
35—39	0,10	0,21	0,36	0,50	0,60	0,70	0,76	0,87

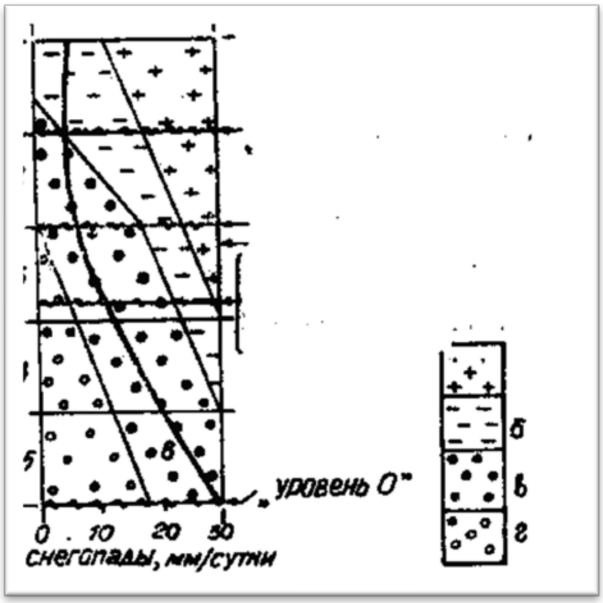


Рис. 16. Вертикальная поясность снежного покрова и лавинообразования в горах. Пояса: 1 — ледяной пустыни; 2 — вечных снегов; 3 — устойчивого снежного покрова (продолжительность непрерывного существования $N_{сп}$ не менее 30 дней, средняя температура самого холодного месяца T_x не выше -3, -5°); 4 — неустойчивого снежного покрова ($N_{сп}$ 10—30 дней, T_x не выше + 1, +2°); 5 — редких снегопадов $N_{сп}$ менее 10 дней, T_x не выше +4, + 6°); 6 — критическая сумма твердых осадков, приводящих к сходу лавин; главные факторы лавинообразования: а — сублимационная перекристаллизация снега, б — метели, в — снегопады, г — снеготаяние

Снежный покров, существующий непрерывно не менее 30 сут, называют устойчивым. Устойчивый снежный покров образуется в районах со средней температурой самого холодного месяца не выше -3°, неустойчивый — до +1—2°, а также в районах с крайне скудными осадками, хотя и с весьма низкой температурой (Тибет и другие аридные горные территории). В районах (поясах) неустойчивого снежного покрова суммарное число дней со снежным покровом изменяется от 10 до 50. Ниже в горах располагаются районы (пояса) редких снегопадов, ограниченные изотермой самого холодного месяца +8—10°; число дней со снегом здесь от 0 до 10 (рис. 16).

Снежный покров и лавины — порождение хионосферы, т. е. того слоя атмосферы, в котором влага существует в виде кристаллов льда. Другим порождением хионосферы являются ледники; некоторые из них образуются из лавинных снежников. В полярных широтах хионосфера касается поверхности планеты и ярко проявляет себя в виде Гренландского и Антарктического ледников; ближе к экватору хионосфера отделяется от поверхности равнин и оставляет свои метки — ледники на все более высоких горах. Нижняя граница хионосферы нерезка и испытывает колебания — суточные, сезонные и более продолжительные. Область вечных снегов в горах ограничена снизу климатической снеговой линией, или «уровнем 365» (число дней существования снежного покрова). К низу от этого уровня приблизительно на 2 км простирается пояс, где снежный покров образуется лишь в холодное и (или) влажное время, держится все менее долгий срок и наконец, вовсе перестает появляться на границе, которую можно назвать «уровнем 0». Пояс между уровнями 365 и 0 -- пояс временного снежного покрова и периодического лавинообразования; более высокая часть хионосферы — пояс круглогодичного лавинообразования и размещения областей питания ледников. Повторяемость лавин испытывает те же климатически обусловленные колебания, что и оледенение; в этом смысле известные ледниковые периоды, отражающие длительные изменения состояния хионосферы, были снежно-ледниковыми и лавинно-ледниковыми. Но лавинные процессы не столь медлительны, как ледниковые; лавинная активность испытывает и краткосрочные, межгодовые и более краткие колебания, прямо отражающие текущие изменения хионосферы.

Для описания основных пространственно-временных, географических закономерностей лавинной активности следует использовать отвечающие этой задаче снеголавинные показатели. Суть их изложена в разд. 2.4, характерные пределы значений в каждой горной стране названы в разд. 3.4, а также в разд. 4. Заметим, что хотя критическая сумма твердых осадков, возбуждающих сход лавин из свежевыпавшего

снега, в разных высотных поясах неодинакова и меняется от 20—30 до 5 мм/сут (см. рис. 16), в верхней части пояса устойчивого снежного покрова она близка к 10 мм/сут. Поэтому при сравнительном описании лавиноопасных районов мы пользуемся именно этим показателем (если не поясняется иное) и полагаем его близким к числу дней с лавинами, к фоновой, региональной повторяемости лавин. О степени этой близости говорилось в разд. 2.4.

Выявить общие черты географии лавин с помощью одних лишь абсолютных значений снеголавинных показателей оказывается трудно. Дело в том, что эти значения зависят не только от закономерно (географически) изменяющегося климата, но и от случайного (в неклиматическом смысле) распределения рельефа, от того, где именно и насколько высоко вонзаются горные массивы в хионосферу, превосходят ли они «уровень 365» или, напротив, едва возвышаются над «уровнем 0». Чтобы выявить в чистом виде влияние климатического фактора, в дополнение к абсолютным следует привлечь относительные значения снеголавинных показателей, среди которых наиболее информативны величины их вертикальных градиентов, отражающих пространственно-временные особенности «слоистости» хионосферы и позволяющие приближенно определить абсолютные значения показателей на «уровне 365». Это — градиенты продолжительности лавиноопасного периода и числа дней со снегопадами суточной интенсивностью 10 мм и более. Их величины зависят от вертикальных градиентов температуры, почти постоянных по высоте, и осадков, непостоянных но высоте. Поэтому сами вертикальные градиенты лавинных показателей в принципе непостоянны, например различаются в поясах со средней температурой воздуха выше и ниже -4°, уменьшаются в высотных поясах с весенним и летним максимумами осадков в сравнении с поясами, где осадки выпадают преимущественно зимой, и т. д. Для характеристики региональных различий лавинной активности мы будем использовать средние по высоте гор величины вертикальных градиентов. Большие их величины отвечают большим различиям продолжительности лавиноопасного сезона и количества лавин по высоте, медленным вертикальным перемещениям нижней границы пояса лавинообразования, особенно при приближении к «уровню 365» в районах с весенним и летним максимумами осадков. Малые величины градиентов отвечают районам, где начало и окончание зимы приходят более дружно на всех высотах, повторяемость лавин в разных высотных поясах менее различна. Практическое значение знаний величины градиентов видно, например, в том, что в районах с большими градиентами при прочих равных условиях перевальные участки автодорог освобождаются от лавинной опасности существенно позже, чем низкогорные участки.

Роль крупных деталей рельефа Земли в распространении и изменчивости снежного покрова и лавин неизбежно обрисуется по мере сравнения региональных значений их показателей, поэтому не потребует дополнительного описания. Однако с более подробным рассмотрением разных гор в одинаковых климатических условиях можно обнаружить все больше нетривиальных черт влияния топографии на снеголавинные показатели.

3.1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ И СНЕЖНОГО ПОКРОВА

Они определяются влагосодержанием и направлением потоков воздуха в нижнем слое атмосферы[1]. Холодный воздух содержит мало влаги, поэтому не может принести

---

1 При составлении данного раздела использованы работы И. Блютгена (1972); Физическая география мирового океана (1980); Ц. А. Швер (1984), Физико-географический атлас мира (1964); М. И. Геткер и Т. Э. Ивановская («Снежный покров», из готовящегося к изданию 2-го тома «Атлас снежно-ледовых ресурсов мира»).

много осадков. Например, при средней температуре воздуха около - 40° месячные суммы осадков не превышают 20—25 мм. С повышением температуры на 1° предельное влагосодержание воздуха увеличивается почти на 10%. При средней температуре около 25° месячные суммы осадков могут превышать 1000 мм. Для того чтобы воздух отдал свою влагу в виде осадков, он должен охладиться до той температуры, при которой его относительная влажность достигает 100%. Чаще всего охлаждение является следствием поднятия воздушной массы в более высокие слои атмосферы, при этом величина охлаждения равна в среднем приблизительно 0,5° на 100 м подъема. Подъем воздуха может иметь термические и динамические причины; термический подъем является результатом нагревания воздуха от поверхности Земли, при котором он становится менее плотным, чем вышерасположенные слои; динамический подъем происходит там, где движущийся воздух (ветры) наталкивается на слои других воздушных масс или на возвышенные участки земной поверхности. Динамический подъем воздуха играет главную роль в образовании снежного покрова и лавин почти во всех лавиноопасных районах.

Главным источником влаги, переносимой воздушными течениями, служит испарение с поверхности океанов, второстепенным — испарение с поверхности суши. Направления и скорости воздушных течений, как известно, определяются приходом тепла к поверхности Земли, вращением Земли и расположением материков и океанов; они постоянно колеблются, но в среднем за много лет дают довольно закономерную картину, отражающуюся в расположении различных климатических поясов (см. рис. 15). Вблизи экватора земная поверхность нагревается солнечными лучами больше, чем в других поясах. Нагревшийся от земной поверхности и влажный воздух поднимается, отдает при этом часть влаги и растекается к северу и югу, постепенно охлаждаясь. Наиболее глубокое охлаждение воздуха происходит в районах полюсов; охлаждающийся и тем самым уплотняющийся воздух здесь опускается и растекается к экватору. Если бы Земля не вращалась, две петли воздушных потоков соединили бы экваториальную и полярные области. Вращение Земли приводит к тому, что потоки воздуха, расходящегося от экватора и от полюсов, постепенно отклоняются к западу, пока не приобретают вовсе широтное направление приблизительно на 30 и 60 градусов широты. Тем самым у 30-х градусов обозначаются тропические пояса, у 60-х — умеренные. В тропических поясах охладившийся воздух опускается и растекается в нижнем слое атмосферы к экватору и умеренному поясу. В умеренных поясах нагревшийся от поверхности Земли (полярный) воздух поднимается и оттекает вновь к полюсам. За счет этих движений между 30-м и 50-м градусами широты образуется еще одна петля воздушных потоков, в которой воздух у поверхности Земли движется в направлении полюсов и отклоняется вращением планеты к востоку, а в верхних слоях возвращается в сторону тропических поясов. Сезонные колебания температуры поверхности Земли приводят к тому, что границы областей, занимаемых экваториальными и другими воздушными массами, несколько колеблются по широте. В пределах этих колебаний образуются климатические пояса субэкваториальные, субтропические и субполярные, где в разные сезоны чередуются воздушные массы соседних поясов. Рисунок границ климатических поясов окончательно детализируется расположением материков и океанов и различием температуры их поверхности в разные сезоны, особенно большим в Евразии и Северной Америке. Зимой поверхность этих материков сильно охлаждается, воздух над ними уплотняется и стремится течь в сторону Атлантического и Тихого океанов, подобно тому как воздух полярных районов оттекает к умеренному поясу. Летом устанавливается обратная картина, воздух с океанов устремляется на материки. Все эти закономерности циркуляции атмосферы проявляются в виде характерных ветров и соответственно характерного распределения приносимых ими осадков. В экваториальном поясе ветры

слабы и неустойчивы но направлению, не переносят огромного количества влаги. В тропических, а в зимние сезоны в субэкваториальных и в летние в субтропических поясах господствуют устойчивые восточные ветры — пассаты, воздух которых, хотя и увлажняется над океанами, содержит все же мало влаги. В умеренных, а в летнее время в субполярных и в зимнее в субтропических поясах преобладает западный перенос воздуха, который имеет весьма большую относительную влажность и способен приносить много осадков. Западный перенос весьма устойчив в Южном полушарии, где малы искажения циркуляции, вносимые континентами, и менее устойчив в Северном полушарии. У восточных берегов Северной Америки и Евразии западный перенос заменяется сезонными и муссонными потоками (летом — на материки, зимой — на океаны); сильная муссонная циркуляция существует и на границе Евразии и Индийского океана. Летние муссоны весьма влажны, зимние — сухи. В арктическом, а в зимнее время и в субарктическом поясе собственная циркуляция довольно слаба, воздух холоден и несет мало влаги. Основные осадки здесь связаны с приходом воздуха умеренных широт. С выпуклого Антарктического ледникового покрова почти постоянно стекает охлаждающийся над ним воздух; сухие стоковые ветры особо сильны зимой.

Движение воздушных масс часто принимает форму вихрей — циклонов и антициклонов. В циклонических вихрях происходит подъем воздуха, поэтому выпадают осадки; в антициклонических— опускание воздуха, приводящее к установлению сухой погоды. Циклоны рождаются над океанами на разделах (фронтах) воздушных масс с различной температурой, влажностью, плотностью. Такие разделы существуют в тропиках; тропические циклоны зарождаются чаще в переходные сезоны и вовлекаются в пассатную и муссонную циркуляцию. Другие фронтальные разделы существуют между массами воздуха умеренных и полярных широт; циклогенез здесь очень активен, практически весь западный перенос воздуха происходит в форме вихрей, поэтому погода отличается большими колебаниями направлений и скорости ветра, облачности, осадков. Распределение твердых осадков и снежного покрова в различных широтных и высотных (рис. 17) климатических поясах имеет следующие черты.

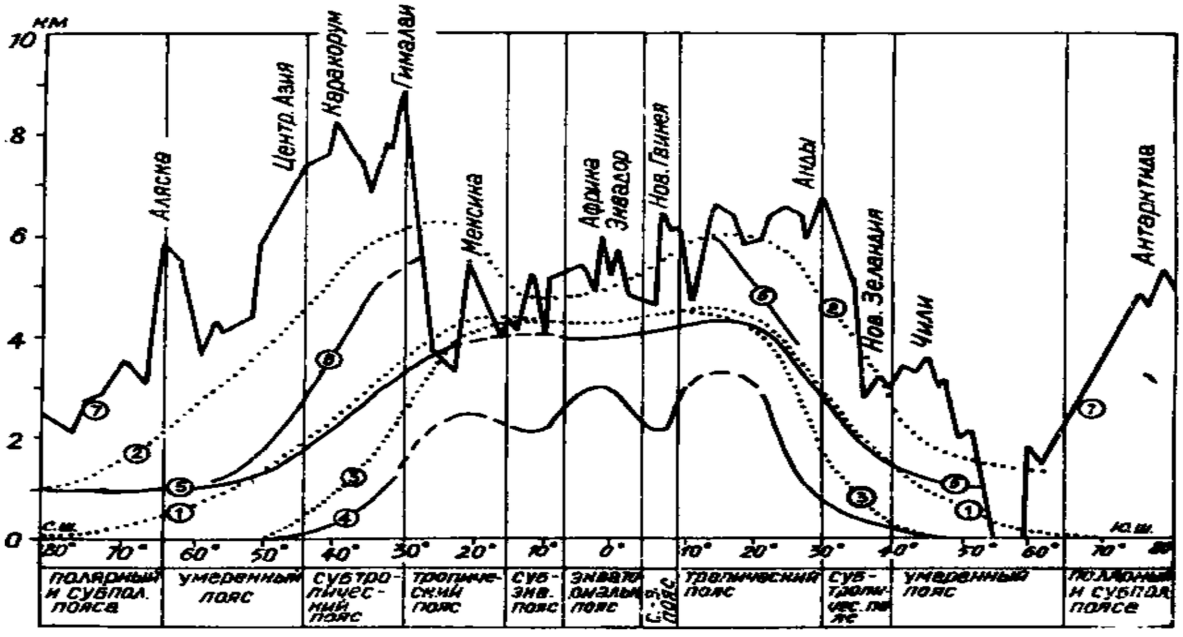


Рис. 17. Высотное положение границ снежного покрова и пояса лавинообразования на земном шаре. Климатическая снеговая линия («уровень 365»): 1 — на наветренных склонах приморских гор; 2 — на подветренных склонах внутриконтинентальных гор; 3 — нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова на наветренных склонах приморских гор в наиболее снежные месяцы; нижние границы пояса лавинообразования, близкие к «уровню О»: 4 — на наветренных, 5 — на подветренных склонах приморских гор, 6 — во внутриконтинентальных районах; 7 — обобщенная линия горных вершин. Составлено по материалам Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Границы климатических поясов показаны приблизительно по их осредненному положению западных берегов континентов

В **экваториальном поясе** практически нет сезонных изменений температуры, ветры слабы и неустойчивы. Выпадение осадков вызывается термическим поднятием нагретого влажного воздуха. Вершины образующихся при этом мощных кучевых облаков часто достигают высоты 8—12, иногда 15—20 км, т. е. далеко поднимаются над уровнем оледенения (уровнем нулевой температуры), располагающимся здесь на высоте 1—5 км. При этом возникают ливневые «конвективные снегопады», убеляющие вершины Килиманджаро, Снежных гор Новой Гвинеи и других вулканов. Климатическая снеговая линия («уровень 365») располагается на высотах 4,5—5 км, но кратковременный снежный покров может образовываться в поясе на 1 —1,5 км ниже этой линии. Среднее за год число лавиноопасных снегопадов вблизи «уровня 0» равно 1—3, вблизи «уровня 365» — до 30.

В **субэкваториальном поясе** летний сезон отличается от зимнего лишь увлажнением; в летнее время здесь господствуют экваториальные, в зимний — сухие тропические воздушные массы. Осадки вызываются не только термическим поднятием воздуха, как в экваториальном поясе, но и тропическими циклонами, приносящими большое количество влаги к южному склону Гималаев. В областях муссонной циркуляции максимум осадков, в том числе снегопадов в горах, приходится на лето, в других же областях субэкваториального пояса увеличение числа тропических циклонов в переходные сезоны может проявляться в осеннем и весеннем максимумах осадков. Климатическая снеговая линия располагается на тех же высотах, что на экваторе, но нижняя граница короткоживущего снежного покрова («уровень 0») при циклонических снегопадах опускается до высоты около 2 км. В зимние месяцы сухость воздуха, приносимого пассатами, поднимает нижнюю границу пояса снегопадов и несколько сокращает среднее за год число лавиноопасных снегопадов на «уровне 365» в сравнении с характерным для экваториального пояса.

В **тропических поясах** круглогодично преобладают восточные пассаты. Перемещаемый ими воздух увлажняется над океанами, но остается относительно сухим за счет одновременного разогревания. В этих поясах сохраняются условия для развития значительной термической конвекции; однако по условиям стратификации атмосферы вертикальное развитие кучевых облаков ограничено и не достигает уровня оледенения. В целом же тропические пояса — наиболее засушливые на Земле. Осадки, приносимые пассатами, выпадают в основном на восточных берегах континентов и на высоте ниже 1500 м. Зимний сезон в тропиках на 4—5° холоднее летнего. Это обстоятельство при равномерности выпадения осадков приводит к появлению здесь закономерных, хотя и небольших (в среднем на 200—300 м по высоте), сезонных колебаний нижней границы пояса с устойчивым снежным покровом и к опусканию «уровня 0» в среднем на 300—400 м ниже, чем в экваториальном поясе. При этом общая засушливость обусловливает наиболее высокое поднятие «уровня 365», особо — на подветренных склонах. Снежный покров существует лишь на отдельных вершинах Северной и Южной Америки и Африки. Даже южноамериканские Анды, несмотря на свою форму высокого горного барьера, не несут тяжелых снегов. Здесь и в горах тропического пояса юга Африки осадки выпадают в основном в летний сезон из-за некоторого усиления атмосферной циркуляции и повышения влажности пассатов в это время. На вершинах юга Северной Америки выпадение осадков более равномерно. Число лавиноопасных снегопадов за год на «уровне 365» в тропических поясах составляет в среднем, вероятно, около 20.

Субтропические и умеренные пояса отличаются от прочих тем, что зимы здесь одновременно холодные и влажные. Эти пояса — царство зимних снегопадов,

существенно опускающих все характерные уровни снежности. Число лавиноопасных снегопадов на «уровне 365» достигает здесь рекордных значений (см. табл. 15).

Хотя господствующий в этих поясах зимой воздух умеренных широт значительно более прохладен в сравнении с тропико- экваториальным и его предельное влагосодержание соответственно понижено, особенности циркуляции атмосферы вместе со снижением уровня обледенения облаков (идущим приблизительно по линии 1 на рис. 17) обеспечивают обилие твердых осадков. Несмотря на то что и здесь, особенно в субтропиках, возможны термическое поднятие воздуха и выпадение осадков местного происхождения (внутримассовых), львиная доля осадков приходится уже на случаи динамического поднятия воздушных масс, перемещаемых циклонами с океанов на сушу. Динамическое поднятие может быть вызвано натеканием движущейся массы относительно теплого воздуха на массу более холодного воздуха (теплый фронт). В этих случаях поднятие происходит сравнительно медленно, на довольно больших территориях, сопровождается равномерными длительными осадками. В случаях, когда относительно холодные воздушные массы при своем движении подтекают под более теплые (холодный фронт), осадки выпадают более быстро, часто имеют ливневый характер, а их количество сильно различается от места к месту. За счет фронтальных осадков образуется снежный покров равнин умеренных, субполярных и полярных поясов.

Горы создают постоянное препятствие циклонам, вызывают динамическое поднятие движущихся воздушных масс и выпадение «динамических» осадков. Поскольку перемещение воздуха циклонами происходит в целом с запада на восток, наиболее увлажненными оказываются западные части материков. По мере своего движения над сушей воздушные массы теряют влагу при разного рода динамических поднятиях, более удаленные от океанов части суши получают все меньше осадков. Этот эффект особенно заметен в Северной Америке и Евразии. Восточные побережья Северной Америки и Евразии получают совсем мало осадков с западными циклонами; они увлажняются достигающими этих широт тропическими циклонами, а летом — муссонами. Западный перенос в умеренных широтах обостряется в зимнее время, с ростом различия температуры океанов и материков, но движение циклонов через материки затрудняется теми барьерами холодного плотного воздуха, которые здесь образуются зимой; летом же движение циклонов над материками менее затруднено. Следствием этих обстоятельств является тот факт, что максимум осадков на западных побережьях Северной Америки и Евразии в умеренном поясе приходится на зиму, а в направлении на восток смещается на весеннее (в Северной Америке), а затем и на летнее время. Летний максимум осадков на восточных краях материков обусловлен муссонами. В субтропическом поясе, где летом преобладают тропические воздушные массы, проявляются резкие зимний максимум осадков на западных краях материков и весенний в средней части Евразии.

Количество твердых осадков в субтропиках мало в сравнении с прилегающими частями умеренных поясов, так как через субтропики проходит меньшее число циклонов. Однако число лавиноопасных снегопадов за год на «уровне 365» значительно выше, чем в областях ближе к экватору, и достигает 40 — 45. Области максимума твердых осадков в умеренных поясах приурочены к участкам оптимального сочетания числа циклонов, влагосодержания перемещаемых ими масс воздуха и топографических условий, влияющих на условия динамического поднятия воздуха. Весьма многоснежны западные побережья Северной Америки, Скандинавии, Патагонии, а также Япония, Сахалин, Камчатка, Новая Зеландия. Число лавиноопасных снегопадов на «уровне 365» здесь достигает рекордной величины — 50—60 и более.

В **субполярные и полярные пояса** осадки приносятся исключительно циклонами. Снижение температуры воздуха в этих поясах приводит к существенному удлинению периода выпадения твердых осадков — до круглого года в Антарктиде и

Гренландии. Но тем самым уменьшаются и влагосодержание воздуха, и количество твердых осадков. В горах Антарктиды, а также, возможно, на севере Гренландии существуют области, где осадков становится слишком мало для регулярного лавинообразования; они-то и названы ледяными пустынями (см. рис. 16).

Теперь рассмотрим подробнее географию снежного покрова субтропического и более холодных поясов; больше всего данных для этого представляют Евразия и Северная Америка[1]. Будем иметь в виду, что оценки количества снега в показателях высоты снежного покрова и запаса воды в нем (снегозапаса) могут быть переведены одна в другую с помощью зависимости, изображенной на рис. 18.

Как уже сказано, величины снегозапасов изменяются по географической широте, в направлении от прибрежных к внутриматериковым территориям и на различных формах рельефа. Первая зависимость связана с поясными различиями климата, а именно количеством твердых осадков и продолжительностью холодного периода (см. табл. 16), и наглядно прослеживается по показателям снежности прибрежных равнин. В полярном и субполярном поясах холодный период продолжителен (до 250—300 дней), доля твердых осадков велика, но их абсолютная величина мала вследствие низкого влагосодержания холодного воздуха. Среднемноголетние максимальные снегозапасы здесь едва достигают 200 мм (высота снежного покрова 80 см). В северной части умеренного пояса продолжительность холодного периода уменьшается до 180 — 240 дней, но сочетание всех факторов оказывается наилучшим для накопления снежного покрова. Максимальные снегозапасы (на п-ве Лабрадор) достигают наибольших для равнины величин — 200 — 400 мм (высота снежного покрова около 2,5 м). В южной части умеренного пояса возрастает общее количество осадков, ноуменьшаются доля твердых осадков и продолжительность максимальные снегозапасы холодного периода. Среднемноголетние уменьшаются до 100—200 мм (о. Ньюфаундленд). В субтропическом поясе высокие температуры воздуха вовсе не допускают образования устойчивого снежного покрова; лишь в удаленных от моря областях с холодной, антициклональной зимой может появляться устойчивый снежный покров высотой до 10—20 см (снегозапас до 40—50 мм). Видимо, более показательным было бы сравнение снегозапасов в разных климатических поясах не просто на равнине, а на каких-то границах хионосферы (например, на «уровне 365»); но надежными данными для этого мы не располагаем, так как на величину снегозапаса в горах существенно влияют другие факторы.

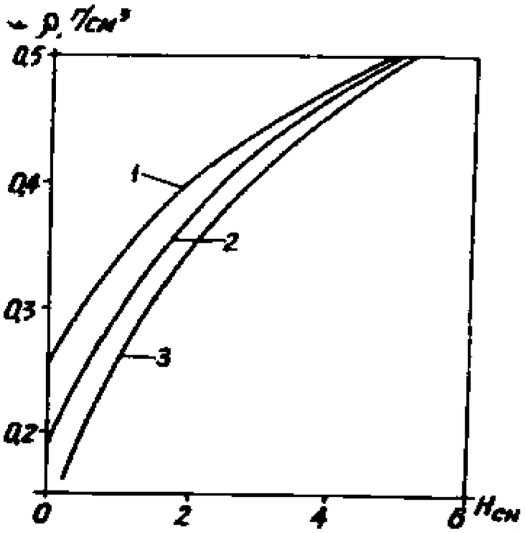


Рис. 18. Характерная плотность снега ρ при различной высоте снежного покрова Hср для районов на 30—49° с. ш. (1), 50— 59° с. ш.

Уменьшение снегозапасов от прибрежных к внутриматериковым территориям, как легко понять, вызвано тем, что центральных районов материков достигает меньшее число циклонов и все они к тому же рассеивают на своем пути значительную часть первоначально захваченной влаги. На внутриконтинентальных равнинах Евразии

[1]При этом будем опираться в основном на фактические сведения, изложенные М И. Геткером и Т Э. Ивановской в рукописи «Снежный покров»; взятые из этой работы сведения приводятся ниже без дополнительных ссылок

снегозапас оказывается в 5—10 раз меньше, чем на наиболее заснеженных прибрежных равнинах. Уменьшение снегозапаса на наветренных склонах гор имеет приблизительно ту же величину (снегозапас на западных склонах Скандинавских гор достигает 4000 мм, в горах Путорана — 500, на Верхоянском хребте — 300 — 400 мм; в прибрежных горах Камчатки снегозапас вновь возрастает до 2000 мм).

Еще более велика зависимость снегозапасов от рельефа, зримо проявляющаяся в виде «островов снежности» — гор на фоне малоснежных или бесснежных равнин. Снегозапасы в горах увеличены в сравнении с равнинами приблизительно до 2— 2,5 раз в Арктике и Субарктике, до 10 раз на севере и до 20 раз на юге умеренного пояса. Повышенная снежность гор обусловлена, во-первых, тем, что с увеличением абсолютной высоты снижается температура воздуха, удлиняется холодный период и все большая доля осадков выпадает в виде снега. Во-вторых, общее количество осадков в горах существенно возрастает вследствие динамического поднятия натекающих на горные склоны воздушных масс. Согласно Ц. А. Швер (1984), влияние рельефа па поле твердых осадков, приносимых циклонами, проявляется в следующем. Перед крупным горным барьером движение воздушных масс несколько замедляется, вследствие чего при прочих равных условиях они отдают предгорным равнинам большее количество осадков. Это — «эффект подпруживания» и отвечающие ему «осадки подпруживания», «предвосхождения». В умеренном поясе прирост осадков в зоне подпруживания не выше, чем в зоне восхождения на наветренных склонах горного массива; в субтропиках он часто бывает более высоким. Такого эффекта практически нет вблизи одиночных вершин, легко обтекаемых воздухом.

На наветренном склоне проявляется эффект восхождения, динамического поднятия воздушных масс. Осадки особенно сильно возрастают в осенне-зимний период, когда атмосферная циркуляция более напряжена и относительная влажность воздуха высока. Если она приближается к насыщению, осадки заметно возрастают на возвышенностях, поднимающихся над окружающей территорией всего лишь на 50—100 м. Максимум прироста осадков восхождения приходится на некоторый высотный пояс, чаще всего на отметки 1—1,5 км. Выше сумма осадков растет медленнее или даже уменьшается (на одиночных высоких горах в 2—5 раз). Перевалившие горный барьер воздушные массы оказываются довольно осушенными. Хотя из них еще продолжают выпадать осадки, их количество сравнительно невелико; так возникает «дождевая тень» горного массива.

Глубина и протяженность дождевой тени зависят от общей увлажненности территории. В областях достаточного и избыточного увлажнения дождевая тень короче, суммы осадков на подветренных склонах в 1,5—2 раза меньше, чем на наветренных, в зоне восхождения; в засушливых районах дождевая тень более длинна, различие в суммах осадков наветренных и подветренных склонов более резко.

Если в своем движении однажды испытавшая динамическое поднятие воздушная масса натолкнется на более высокий горный барьер, описанные события повторятся. При неоднократном их повторении количество осадков, выпадающих во все более удаленных от передового хребта районах, существенна уменьшается. Этот эффект называют «эффектом массивности гор». Существует и «кулисный эффект» — частичное затенение от влагонесущих ветров одного хребта другим.

В целом роль рельефа в рисунке поля осадков резче на наветренных склонах в осенне-зимний период, а в умеренном поясе—на севере. Например, на Южном Урале вертикальный градиент прироста осадков с высотой равен 17%, на Северном Урале — 25%. Вертикальный градиент выше на наветренных, чем на подветренных склонах. Максимум осадков на наветренных склонах располагается ниже их пригребневых частей,

детали их расположения существенно зависят от совокупного влияния различных орографических эффектов.

Распределение снежного покрова в горах отражает поля осадков и температуры. Снижение температуры с высотой приводит к тому, что максимум снегозапасов приходится на участки выше пояса максимума осадков. Величины снегозапаса возрастают с высотой и во всех горных районах достигают наибольших значений в пригребневых частях хребтов. В остальном распределение снегозапаса подчиняется тем же зависимостям от рельефа, что и распределение осадков. На рис. 19 показаны примеры роста снегозапаса с высотой, на рис. 20 — зависимость снегозапаса от ориентации склона к ветрам при прочих равных условиях, па рис. 21 — проявление эффекта массивности гор.

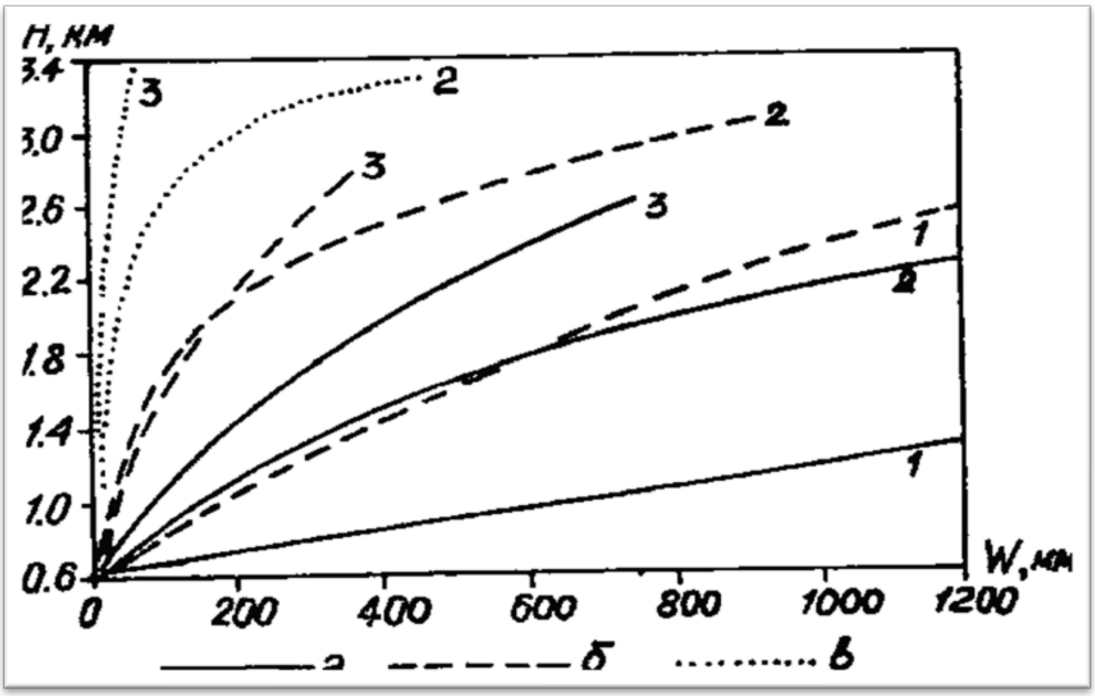


Рис. 19. Распределение по высоте (*H*, км) величин снегозапаса *W:* 1 — в прибрежных горах с морским климатом (юг Скандинавии); 2 — в области климата, переходного от морского к континентальному (Кавказ); 3 — в области материкового климата (Тянь-Шань) для наветренных (а) и подветренных (б) склонов и для внутригорных территорий (в).
По И. В. Северскому и В. П. Благовещенскому (1983)

По данным М. И. Геткера и Т. Э. Ивановской можно видеть, что разница величин снегозапаса на наветренных и подветренных склонах прибрежных хребтов не менее чем 1,5—2-кратна (запад Аляски, Канады, Сихотэ-Алиня и др.), в Скандинавии 4-кратна, а в горах Св. Ильи с их рекордной для Северного полушария снежностью (среднемноголетняя высота снежного покрова до 15 м) эта разница 10-кратна.

Вертикальные градиенты величины снегозапаса в горах в целом возрастают (см. табл. 15). Градиенты больше на приморских хребтах, чем в удаленных от океана горах; в южной части умеренного пояса и в субтропиках они больше, чем в полярном и субполярном поясах; на наветренных склонах гор они больше, чем на подветренных склонах и в замкнутых внутригорных котловинах, в верхних частях склонов могут быть больше, чем в нижних (см. рис. 19). Минимальные значения вертикальных градиентов

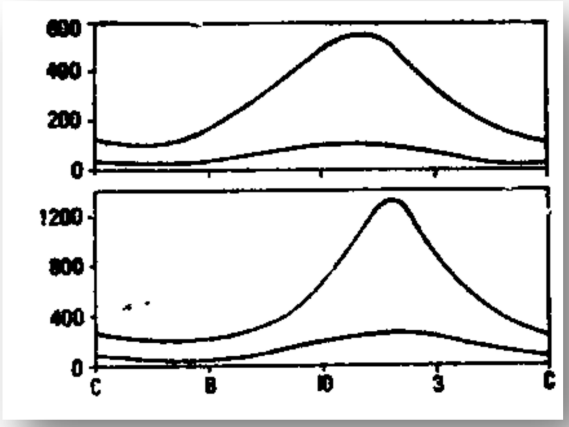


Рис. 20. Зависимость максимального снегозапаса W на высоте 2 км от ориентации склонов в горах Средней Азии и Казахстана (верхний) и Кавказа (нижний) на наветренных склонах (верхние линии) и во внутригорных районах (нижние линии). Господствующие направления влагонесущих ветров отвечают положению пиков снегозапаса. По И. В. Северскому и В. П. Благовещенскому (1983)

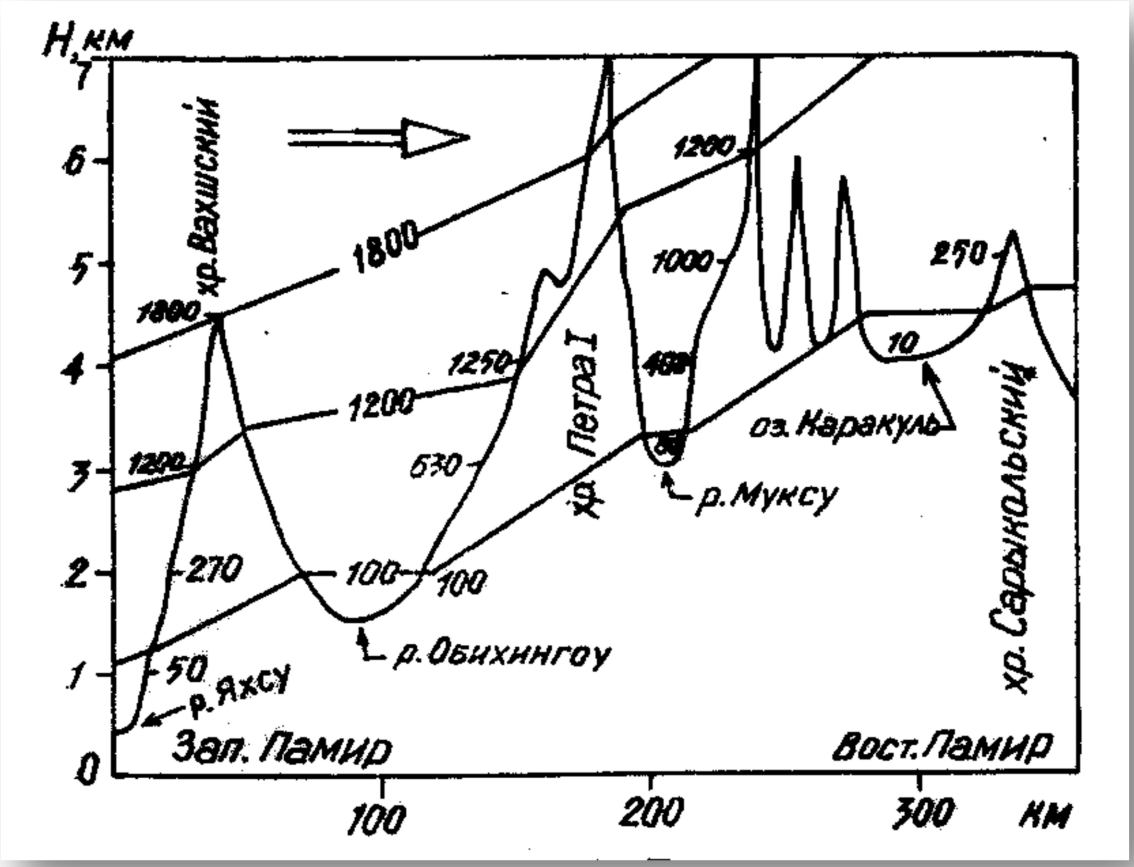


Рис. 21. Влияние горного рельефа Памира на распределение максимальных снегозапасов. Цифры — величины снегозапаса (мм). Господствующее направление влагонесущих ветров показано стрелкой. По данным М. И. Геткера и Т. Э. Ивановской

снегозапаса не достигают 20 мм (или 10 см толщи снега) на 100 м высоты, максимальные же равны 400—500 мм на 100 м. Эти рекорды принадлежат опять-таки наветренным склонам прибрежных гор Св. Ильи (граница между Аляской и Канадой), хр. Сьерра-Невада (субтропики Северной Америки) и Скандинавии.

Поскольку величины снегозапасов прямо связаны с повторяемостью лавин, большой интерес для оценки снеголавинного режима представляют значения межгодовых вариаций снегозапасов. Некоторые фактические данные о них обобщены в рис. 22 — 26. Они свидетельствуют о следующем. В пределах одного горного склона вариабельность максимальных величин снегозапасов на ряд лет сравнительно невелика

(0,2—0,3) при больших значениях снегозапасов и существенно увеличивается при снижении среднемноголетних величии снегозапасов ниже некоторого предела (рис. 22). На наветренных склонах она больше, чем па подветренных (рис. 23). При равных среднемноголетних значениях снежности их вариабельность уменьшается от побережий в глубь материков, от субтропиков к полярному краю умеренного пояса (рис. 24) и от нижних к верхним ярусам гор (рис. 25).

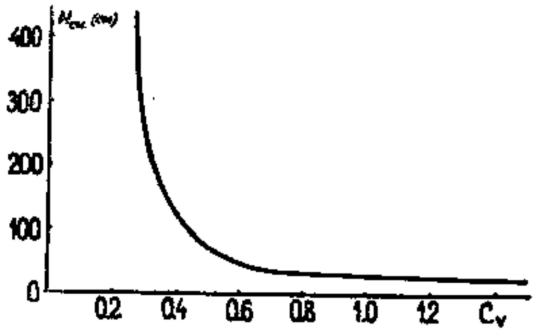


Рис. 22. Коэффициент вариации C_V для разных величин среднего многолетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова $H_{ср}$. По Е. С. Трошкиной

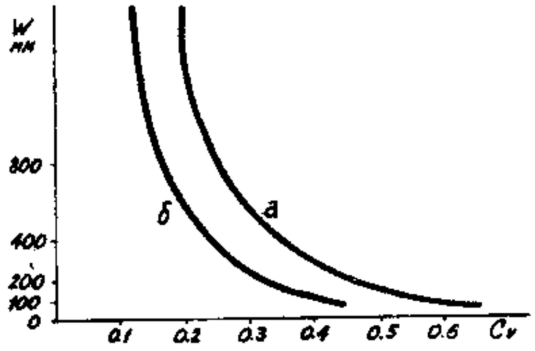


Рис. 23. Коэффициент вариации C_V максимального декадного снегозапаса W в горах Западного побережья Северной Америки: а— на наветренных, б — на подветренных склонах. По данным М. И. Геткера и Т. Э. Ивановской

Так проявляется изменчивость, во-первых, числа циклонов, приносящих осадки, во-вторых, числа зимних оттепелей, сокращающих долю твердых осадков, превращающихся в снежный покров. Циклоническая активность наиболее устойчива в средней части умеренного пояса и менее устойчива в субтропиках и субарктике.

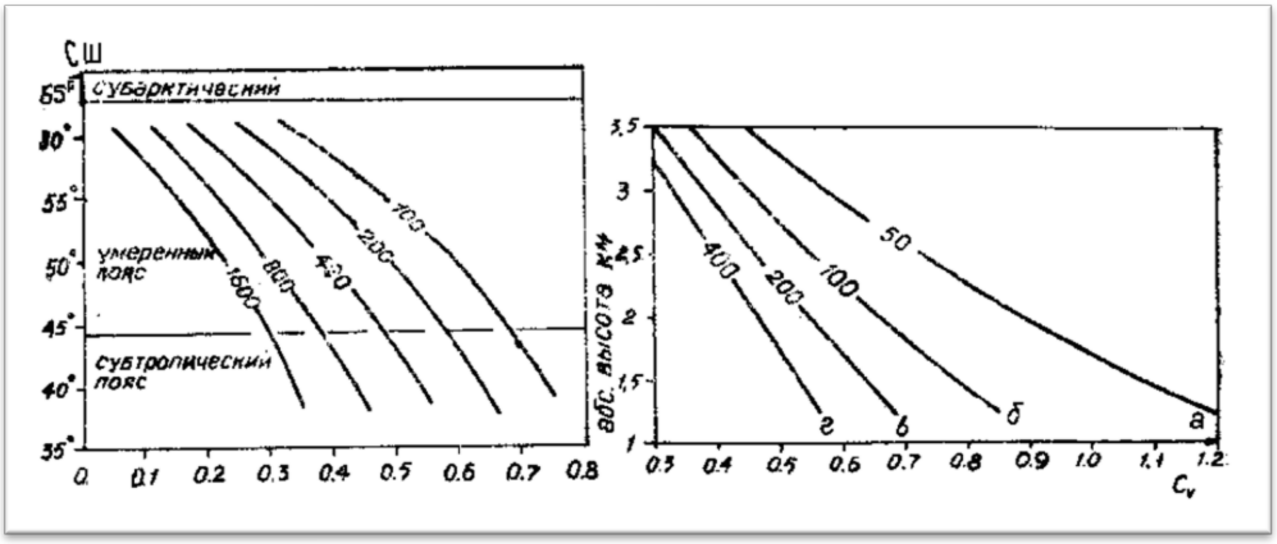


Рис. 24. Коэффициент вариации C_v снегозапаса W (величины W подписаны на кривых, мм) на наветренных склонах гор Западного побережья Северной Америки, на разных широтах. По данным М. И. Геткера и Т. Э. Ивановской

Рис. 25. Коэффициент вариации C_v снегозапаса W (величины W подписаны на кривых, мм) в зависимости от абсолютной высоты в горах Средней Азии. По данным М. И. Геткера и Т. Э. Ивановской

В районах без зимних оттепелей колебания снежности при прочих равных условиях в 2—3 раза меньше, чем в районах с зимними оттепелями. С учетом этих закономерностей

можно полагать, что в Субарктике (на рис. 24 — севернее 60°) вариации снегозапасов вновь возрастают в сравнении с северной частью умеренного пояса по причине меньшей устойчивости процессов влагопереноса в атмосфере. При прочих равных условиях минимум колебаний ежегодных величии снегозапасов относительно их среднемноголетних значений должен приходиться, очевидно, па экваториальный, тропический и полярный пояса, где атмосферная циркуляция наиболее устойчива; в субэкваториальном поясе вариабельность снегозапасов от года к году, должно быть, несколько возрастает за счет колебаний сроков сезонной смены экваториальных и тропических воздушных масс. На основе этих соображений, а также рис. 24 выявляется та схема межгодовых вариаций снежности в горах разных климатических поясов, что изображена на рис. 26. Эта же схема, очевидно, характеризует и географию межгодовой изменчивости лавинной активности.

Итак, наибольшая межгодовая изменчивость снегозапасов (и лавинной активности) приходится на нижнюю часть наветренных склонов приморских гор в субтропиках, наименьшая— на среднюю и верхнюю части подветренных склонов в горах, удаленных от океана и расположенных в областях с однородной в течение всего года атмосферной циркуляцией.

Наконец, рассмотрим величины *вертикальных градиентов продолжительности залегания устойчивого снежного покрова;* они отражают скорость осеннего снижения

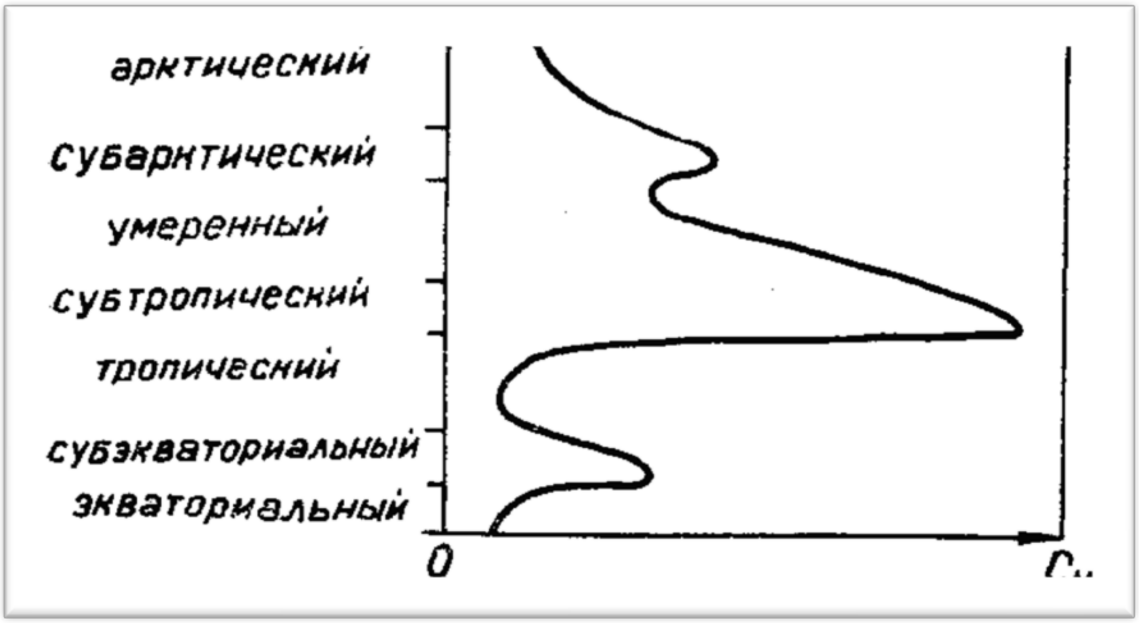


Рис. 26. Схема изменений коэффициентов вариации снежности Cv в горах разных климатических поясов. Сходным должно быть изменение вариабельности и других показателей снеголавинного режима

и весеннего поднятия границы снега, тем самым и пояса зарождения лавин. Названные градиенты, очевидно, зависят от вертикальных градиентов величины снегозапаса и от сезонности выпадения снега. При больших градиентах снегозапаса велики и градиенты продолжительности залегания устойчивого снежного покрова. В районах с зимним максимумом осадков величины градиентов меняются по высотным поясам сравнительно мало. В районах с весенним и летним максимумами осадков величины градиентов резко возрастают в верхнем поясе гор. При средней величине в субтропиках и полярнее около 10—12 дней на 100 м вертикальные градиенты продолжительности залегания

устойчивого снежного покрова малы в Арктике (см. табл. 15) и во внутриконтинентальных районах и наиболее велики на наветренных склонах приморских гор, отличающихся высокой снежностью (15—20 дней на 100 м в умеренном поясе Северной Америки, Скандинавии, Новой Зеландии до 25—27 дней на 100 м в Исландии). Их величины убывают на подветренных склонах (на 10—50%) и с удалением от океана.

Переходя к *географии лавинных показателей*, напомним, что они тесно связаны с показателями твердых осадков и снежного покрова (см. разд. 2.4 и табл. 15). Так, продолжительность лавиноопасного периода и вертикальный градиент этого показателя распределяются подобно сходным показателям для устойчивого снежного покрова с той лишь разницей, что продолжительность лавиноопасного периода (периода с высотой снежного покрова более критической) короче и вертикальный ее градиент выше. Средняя многолетняя повторяемость лавин и изменчивость повторяемости лавин от года к году прямо пропор¬циональны величинам снегозапаса и их вариациям. То же можно сказать о повторяемости главного по генезису типа лавин, вызванных снегопадами. И так далее. Поэтому здесь мы не будем повторять в лавинных терминах те выводы по географии снежного покрова, которые изложены выше. Добавим лишь, что вертикальные градиенты среднемноголетнего числа лавиноопасных снегопадов (с суммой осадков 10 мм/сут и более в поясе устойчивого снежного покрова) изменяются в пространстве подобно градиентам продолжительности залегания устойчивого снежного покрова и лавиноопасного периода. Градиенты числа лавиноопасных снегопадов минимальны в полярном поясе (в Северной Гренландии меньше 0,1 случая на 100 м. подъема),

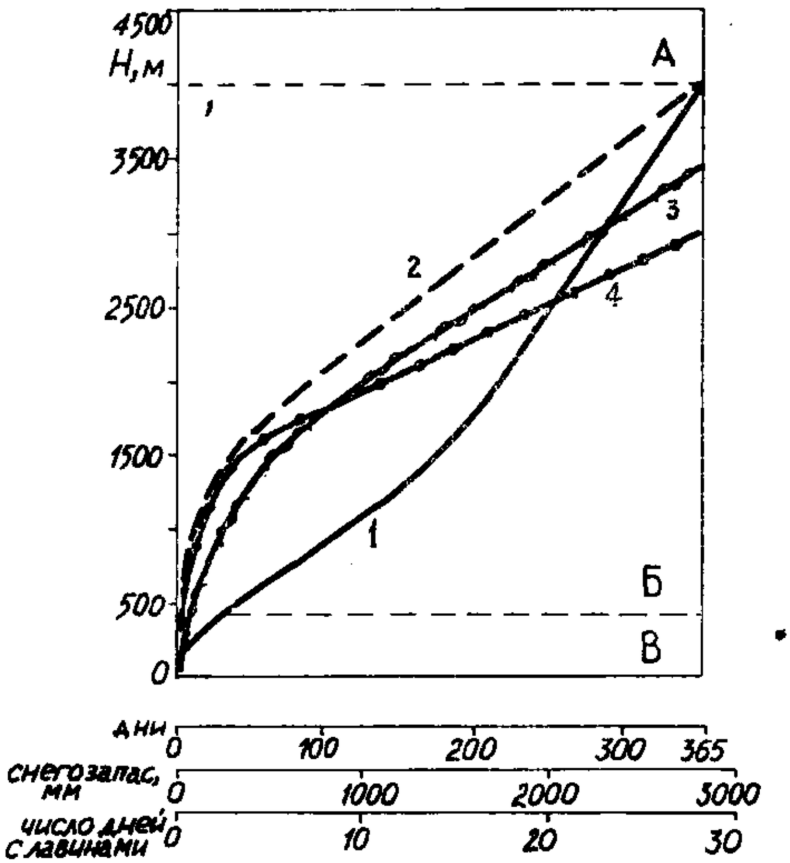
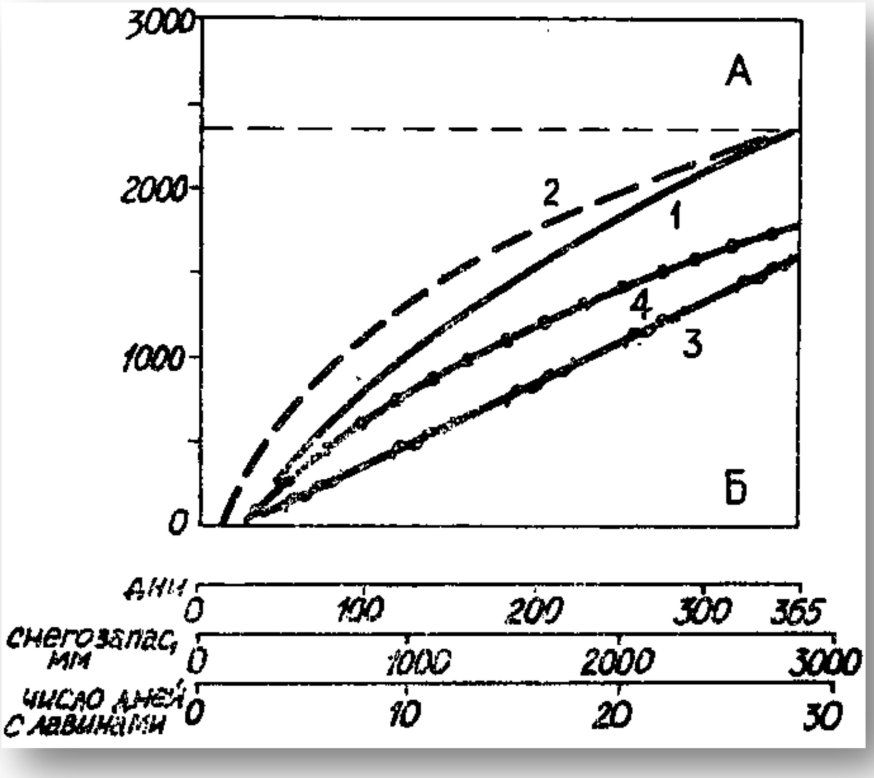


Рис. 27. Снеголавинные показатели на различной высоте Н (м) в горах субтропического пояса (южный склон Западного Кавказа): 1 — число дней со снежным покровом; 2 — продолжительность лавиноопасного периода; 3 — максимальная декадная величина снегозапаса; 4 — число дней со снегопадами интенсивностью 10 мм/сут. и более.; А — пояс вечных снегов; Б — пояс устойчивого снежного покрова В — пояс неустойчивого снежного покрова.



По данным Л. А. Калдани и М. Е. Салуквадзе

Рис. 28. Снеголавинные показатели на различной высоте в горах западных побережий умеренного пояса (юг Скандинавского полуострова). Условные обозначения см. на рис. 27

максимальны на наиболее заснеженных наветренных склонах приморских хребтов умеренных и субтропических поясов (до 1,3 в Северной Америке, Скандинавии, Новой Зеландии, до 1,5—1,7 в Исландии) и уменьшаются с увеличением континентальности климата (в Альпах — 0,6—0,8; на Кавказе — 0,5—0,6; на Тянь-Шане — 0,4—0,6; на Памире — 0,2—0,3; в Забайкалье и Тибете — около 0,1). В областях с летним максимумом осадков градиенты числа лавиноопасных снегопадов сравнительно малы в нижней части пояса устойчивого снежного покрова и существенно (в Гималаях — примерно в 2 раза) возрастают к «уровню 365».

На рис. 27—32 даны примеры вертикального распределения снеголавинных показателей в горах разных климатических поясов и областей.

Рисунки составлены по ограниченным фактическим сведениям (в том числе по данным М. И. Геткера и Т. Э. Ивановской о снежном покрове), с использованием мелкомасштабных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов мира. Эти рисунки весьма схематичны в области больших абсолютных высот. Показатели, изображенные прямыми линиями, в действительности изменяются по высоте скорее всего более сложным образом. Тем не менее эти рисунки проявляют характерные черты климатических различий вертикального распределения снеголавинных показателей. Вертикальные градиенты наиболее велики для обильных снегом прибрежных гор Скандинавии, наименее велики на Верхоянском хребте с его континентальным и сухим климатом. В области муссонного климата прирост снегозапаса с высотой ускоряется (о. Сахалин, а также Чукотка, испытывающая летний, т. е. муссонного типа, максимум осадков). В сложной форме линий графика по Чукотке проявляется существенное метелевое перераспределение снега. В графиках по Кавказу отчетливо проявляется характерное для субтропиков разделение лавиноактивного пояса гор на участки с устойчивым

снежным покровом и с неустойчивым покровом и редкими снегопадами; граница между ними проходит на высотах 1000— 1 500 м.

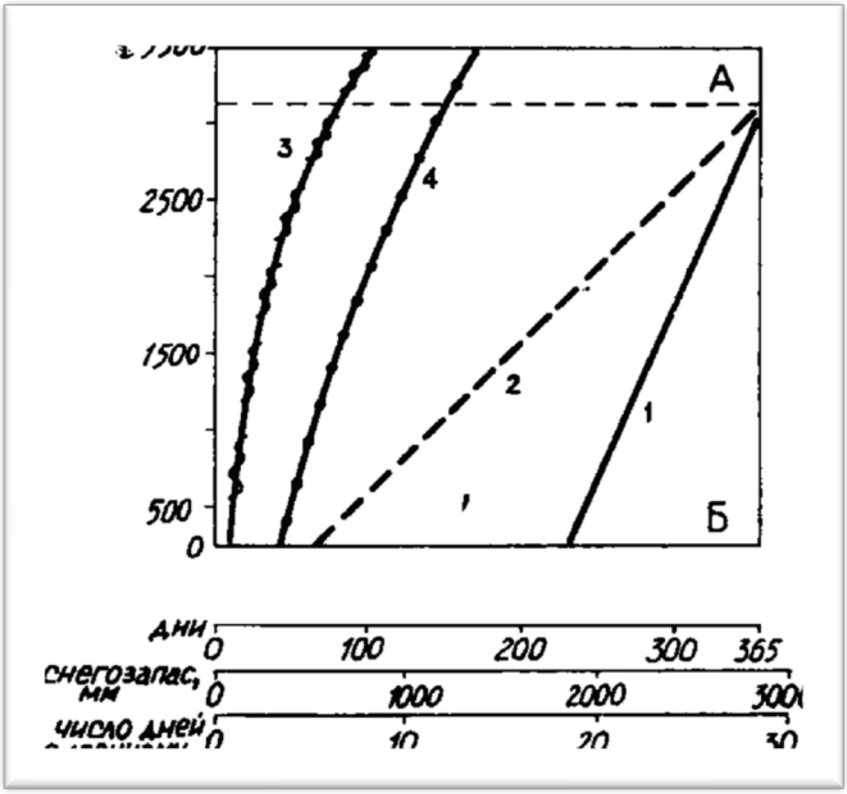


Рис. 29. Снеголавинные показатели на различной высоте во внутриконтинентальных горах умеренного пояса (юго-западная часть Верхоянского хребта). Условные обозначения см. на рис. 27

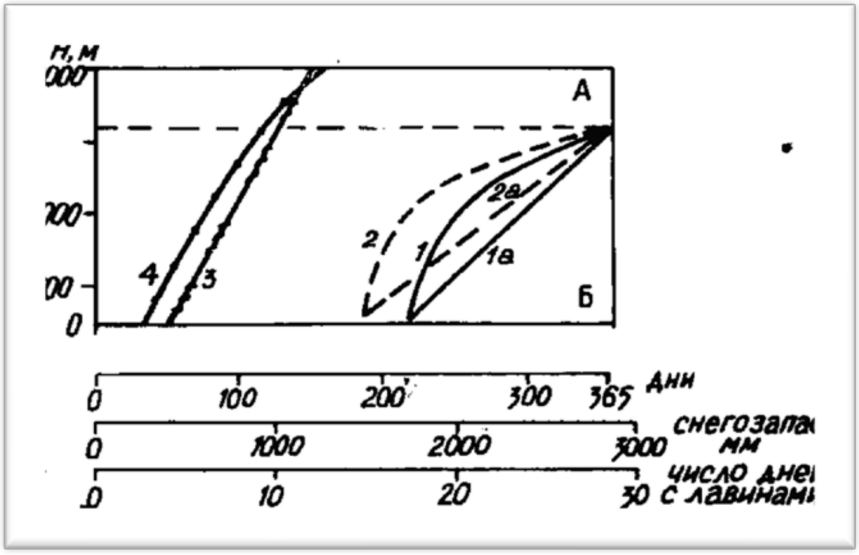


Рис. 30. Снеголавинные показатели на различной высоте в относительно увлажненных горах на границе умеренного пояса и Субарктики (Хибины). Условные обозначения см. на рис. 27

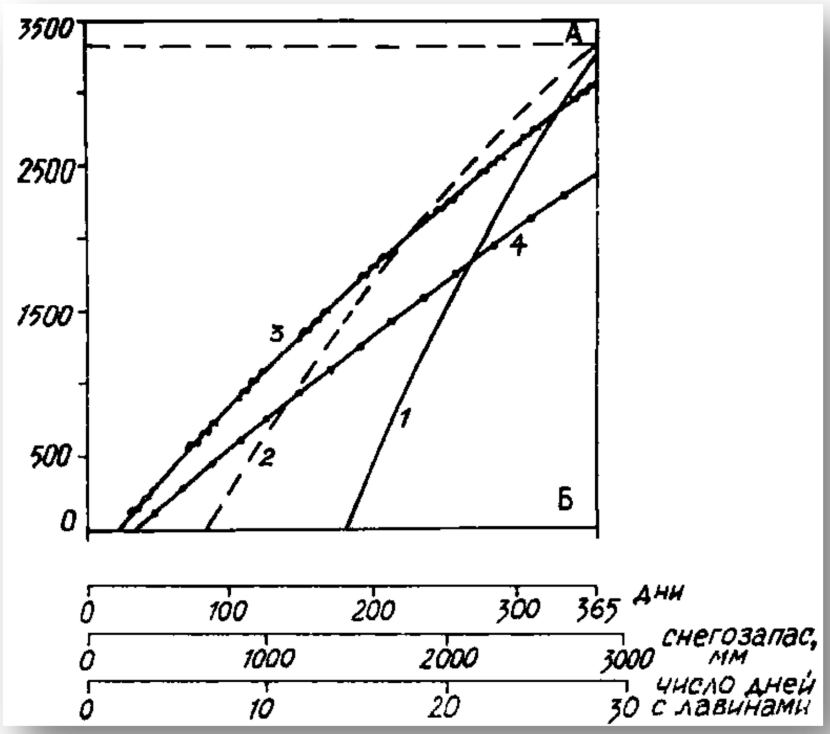


Рис. 31. Снеголавинные показатели на различной высоте в горах муссонной области умеренного пояса (о. Сахалин). Условные обозначения см. на рис. 27

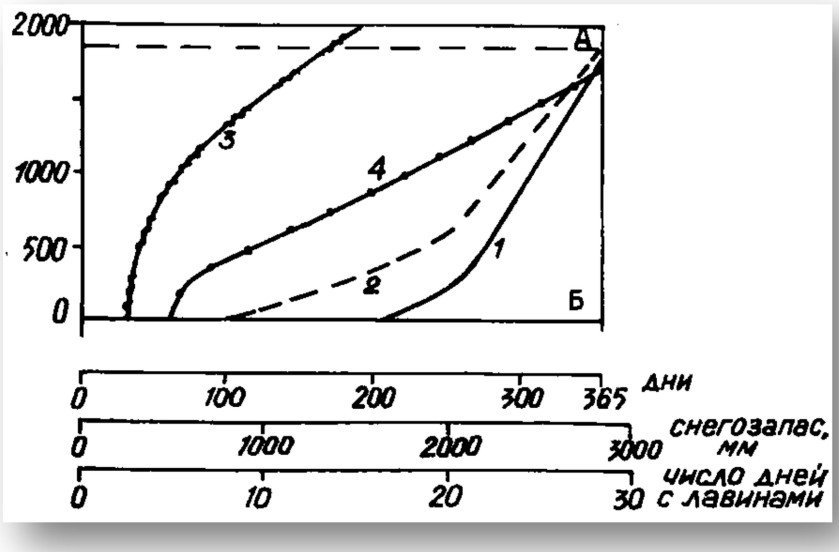


Рис. 32. Снеголавинные показатели на различной высоте в горах муссонной области Субарктики (Чукотка). По данным А. Л. Шныпаркова. Условные обозначения см. на рис. 27

3.2. КЛИМАТИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МИРА ПО СНЕГОЛАВИННОМУ РЕЖИМУ

Изложенные выше сведения дают основу для районирования горных областей по снеголавиниому режиму, т. е. по совокупности таких черт лавинной активности, как сезонность, повторяемость, генетические типы лавин (или главные метеорологические факторы лавинообразования), вертикальная изменчивость и межгодовая вариабельность этих показателей. Практический смысл нашего районирования состоит в описании снеголавинного режима всех горных территорий на основе ограниченных фактических сведений о нем и общих закономерностей пространственного изменения определяющих его климатических факторов. Этой цели отвечает выделение, разграничение таких районов, в каждом из которых снеголавинный режим единообразен, но значительно отличается от режима в соседних районах. Тут же встает вопрос о том, на каких пределах условное единообразие сменяется различием, иначе говоря, сколько районов необходимо и достаточно выделить. Это центральный и вечный вопрос всех прикладных исследований в географии и в других науках о Земле. На современном уровне знаний его решение есть компромисс между желаемым результатом и действительным объемом базовых данных.

Не углубляясь в проблемы методологии районирования, можно сказать, что в нашем случае речь идет о разделении материков на участки, соизмеримые с крупными экономическими районами, и что па этом уровне районирование снеголавинного режима дает основу общей оценки социально-экономической опасности лавин и выбора типов мер снижения ущерба от лавин. Исходных данных достаточно для характеристики снеголавинного режима по климатическим поясам и областям, изображенным на рис. 15. Расплывчатость их границ, затрудняющая осуществление требования значительности различий между выделяемыми районами при всяком климатически базируемом районировании, в нашем случае частично восполняется резкостью границ горных территорий. Возможности более детального районирования снеголавинного режима обсуждаются ниже, при описании более изученных горных территорий СССР.

С учетом сезонного распределения различных типов влагонесущих воздушных масс могут быть выделены тропико-экваториальный, субтропико-умеренный и полярный типы снеголавинного режима, а с учетом направления переноса осадков, приводящих к лавинообразованию, — и четвертый, муссонный тип, свойственный соответствующим областям субэкваториального, субтропического и умеренного поясов. (Впрочем, не было бы ошибкой представить его как подтип в тропико-экваториальном и субтропико-умеренном типах.) Приблизительные границы между областями с разными типами и подтипами снеголавинного режима можно видеть на рис. 15.

Тропико-экваториальный тип. Хотя тропические и экваториальные воздушные массы различаются по влажности, характеру перемещения и другим параметрам, для нашего обсуждения снеголавинного режима эти различия не особо существенны, так как в экваториальном, субэкваториальных и тропических поясах снегом покрываются лишь единичные вершины и небольшие группы вершин, достигающие «уровня 365» или приближающиеся к нему. На склонах ниже этого уровня снег выпадает при температуре воздуха вблизи 0° и на большинстве вершин не образует устойчивого покрова. Ниже пояса вечных снегов (ледники на вершинах Эквадора, Венесуэлы, на горах Кения, Килиманджаро, Рувензори в Африке, Снежных горах Новой Гвинеи) сразу следует пояс неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов. Его размах по высоте от 1,4 до 2,3 км, несколько более велик в тропиках и мал на экваторе. Нижняя граница этого пояса расположена на высотах 2—3 км, как раз в поясе максимума осадков. Выпадение снега,

как уже отмечено, обусловлено термической конвекцией и начинается в самые теплые часы суток. Лишь в тропиках значительную роль получают фронтальные снегопады. В экваториальном и субэкваториальном поясах вертикальные перемещения нижней границы снега контролируются ходом относительной влажности воздуха и следуют сухим и влажным сезонам; последние приходятся на летние или переходные месяцы. В тропиках уже появляется температурная зима; но зимнее снижение снеговой линии сдерживается одновременным повышением сухости воздуха.

Лавиноопасная обстановка в районах с тропико-экваториальным типом снеголавинного режима вызывается главным образом ливневыми снегопадами и последующим таянием снега. Высокая влажность выпадающего снега увеличивает его устойчивость на склоне в сравнении с сухим снегом, поэтому критическая для лавинообразования сумма осадков за снегопад здесь должна быть не менее 20—30 мм (см. рис. 16). Надежные данные об осадках на покрывающихся снегом вершинах тропико-экваториальных районов отсутствуют; о количестве лавиноопасных снегопадов здесь можно лишь гадать. Вариабельность их от года к году невелика (см. рис. 26).

Типичная картина лавинообразования вследствие «конвективного снегопада» представляется следующей. Во второй половине дня над вечнозеленой жаркой равниной как всегда начинает разрастаться плотная кучевая облачность. На этот раз она поднимается особенно мощно; светящиеся в лучах заходящего солнца вершины облаков так высоки, что для взгляда на них требуется задрать голову, как ни в каких других широтах на Земле. Еще до стремительного падения ночной тьмы начинается грозовой ливень. Ночью космонавты наблюдают в низких широтах почти непрерывные вспышки молний. Ветви деревьев в тропических лесах на склонах гор сотрясаются мощными потоками дождя, а ближе к горным вершинам — мокрого снегопада. Расположенные еще выше заросли кустарников, луга и каменистые склоны закрываются все более сухим снегом. Количество осадков кверху существенно уменьшается, но высота новорожденного снежного покрова возрастает. Резкий удар лучей быстро восходящего солнца, а вскоре и поднимающийся от подножий гор поток теплого воздуха сгоняют снег. Он оседает, стекает, обваливается с травянистых и скальных склонов; нижняя граница пелены снежного покрова становится кружевной и быстро отступает вверх. А что же лавины?.. Следы небольших сухих лавин видны кое-где на каменистых вершинах; они сошли еще вечером и ночью, в конце снегопада. Соскальзывание мокрых лавин можно наблюдать в первой половине дня. Но толщина обрушивающихся слоев снега сравнительно мала, и эти мокрые лавины не создают того грохота, которым знамениты гигантские лавины средних широт. Почти все лавинные пути остались в пределах горных лугов, лишь редкие проникли в верхнюю часть лесного пояса и закончились здесь — намного выше поселений, дорог, полей и пастбищ.

Субтропико-умеренный тип лавинного режима характерен для одноименных климатических поясов, где зимой господствуют воздушные массы умеренных широт, вовлеченные в западный перенос. Лавинная активность наиболее высока (в сравнимых орографических условиях), лавинная опасность также наиболее высока вследствие заселенности лавиноактивных территорий. Здесь, как и в описываемых ниже поясах, лавиноопасные снегопады связаны исключительно с динамическим подъемом воздуха. Множество количественных сведений о снеголавинном режиме этого типа приведено в табл. 15 и на рис. 15, 17, 19—21, 25—29; ниже мы используем эти данные без излишних ссылок и повторов. По набору высотных поясов снежности и лавинообразования, а также по режиму выпадения и количеству снега субтропико-умеренный тип можно разделить на подтипы и соответствующие им области снеголавинного режима по сетке, вдоль одной образующей которой записаны названия субтропического и умеренного климатических поясов, вдоль другой — районов западных побережий материков и внутриматериковых.

Получаются четыре подтипа: **а)** субтропический западных побережий, **б)** субтропический внутриконтинентальный, **в)** умеренный западных побережий, **г)** умеренный внутриконтинентальный. Соответствующие этим подтипам области имеются в Северной Америке, на севере Африки и в Евразии. В субтропическом и умеренном поясах Южного полушария нет таких гор, которые были бы существенно удалены от океана; снеголавинный режим здешних гор может быть отнесен к подтипам «а» и «в».

Субтропические подтипы отличаются от умеренных наличием всех поясов смежности и лавинообразования (разумеется, в достаточно высоких для этого горах), меньшими абсолютными значениями снеголавинных показателен па «уровне 365», меньшими вертикальными их градиентами, но исключительно высокой вариабельностью лавинной активности. Подтип прибрежных областей отличается от подтипа внутриматериковых областей высокой снежностью и повторяемостью лавин (рекордные значения в подтипе «в»), зимним максимумом этих показателей, большими (опять-таки рекордными в подтипе «в») вертикальными градиентами числа лавиноопасных снегопадов и продолжительности лавиноопасного периода. Приведем некоторые характеристики снеголавинного режима по подтипам.

Подтип субтропических западных побережий. Здесь наименьшая зимняя высота нижней границы пояса лавинообразования («уровня 0») изменяется приблизительно от 0,2 до 1,5 км, сезонные колебания высоты этой границы достигают значений 1,8—2,2. Максимум осадков приходится на зиму и весну, за которыми следует жаркое сухое лето.

При таком контрасте холодного и теплого сезонов вертикальные градиенты снеголавинных показателей должны быть невелики. Скажем, границе снежного покрова должно понадобиться немного осенних дней, чтобы опуститься с вершин. Но высокие (выше - 4°) температуры воздуха в нижнем поясе гор субтропиков сдерживают вертикальные смещения границ снега и пояса лавинообразования и поднимают пояс максимума твердых осадков относительно пояса суммарных осадков. Поэтому вертикальные градиенты снеголавинных показателей оказываются весьма велики (приближаются к рекордным). Зона лавинообразования опускается быстро лишь в случаях экстремально сильных снегопадов, вызываемых смещениями циклонов со своих привычных путей. Обычной причиной того, что циклоны, которым по среднестатистическим выкладкам надлежит следовать над равнинами умеренного пояса, вдруг отклоняются в субтропики и набегают на расположенные здесь горы, является расширение простирающейся над Арктикой и Субарктикой зоны высокого атмосферного давления. В горах и на равнинах северных широт устанавливается малоснежная морозная погода, в горах южной части умеренного пояса и субтропиков проходят обильные снегопады. Снег ложится на несколько дней даже на приморских равнинах, а в низких горах могут сходить лавины. По существу, можно говорить о двух типах зим в субтропиках (в областях с подтипами снеголавинного режима «а», а также «б»): о типе, близком к среднемноголетнему по условиям атмосферной циркуляции и соответственно по показателям снеголавинного режима, и о типе, экстремально снежном и лавинном при необычно сдвинутым к югу траекториям циклонов. Эпизодическое вкрапление зим второго типа в ряд зим первого типа — главная причина той рекордно высокой вариабельности снеголавинных показателей в субтропиках, пример которой представлен на рис. 25. Второй причиной являются обычные межгодовые колебания температуры зим при нормальном рисунке атмосферной циркуляции; поскольку зимы в субтропиках довольно теплые, даже небольшие колебания температуры приводят к существенным колебаниям снежности (см. табл. 16) и лавинной активности.

Распределение величин снеголавинных показателей по высоте на юго-западном склоне Главного Кавказского хребта наглядно проявляет различия зим двух типов; все

величины и их вертикальные градиенты на отметках около 1500 м и выше отвечают нормальному типу зим, а «хвосты» кривых, резко спускающиеся от высоты 1500 м чуть ли не до уровня моря,— экстремально снежному типу, подобному зиме 1986/87 г., когда лавины в высокогорной части сходили на поселения, существовавшие веками, а в низкогорной — чуть ли не в Черное море.

Серия из четырех циклопов пронеслась над Кавказом за три недели. Необычно обильные снегопады начались в декабре и продолжались в январе. Снег на предгорных равнинах то покрывал листья пальм, то стаивал. В низкогорье начались паводки и оползни. В горах в поясе альпийских лугов шел довольно сухой снег; за его матово-серой завесой, закрывавшей горы и небо много дней подряд, не были видны даже соседние дома, которые и сами постепенно тонули в снежном покрове, достигавшем крыш. Но было слышно, как с ближайших лавиносборов размеренно срываются лавины, одна за другой — продукция неумолимо работающего «конвейера», превращающего снегопад в кванты снежного покрова критической толщины. Череда лавин забивала снегом те русла на подножиях склонов, которые в обычные зимы служили надежными каналами для отвода их от поселений. Лавины вышли из берегов... В верхней части лесного пояса выпадающий снег был довольно влажным и его накапливающийся слой все никак не квантовался, находясь долгое время в состоянии зыбкой устойчивости. Когда же наконец она терялась (под тяжестью дополнительного снега или вследствие увлажнения подошвы слоя), сходили лавины невиданных размеров и с безопасных ранее участков склонов. В некоторых залесенных логах влажный и потому быстро оползающий снежный покров многометровой толщины сначала выкорчевывал своим давлением ряд деревьев, а затем уже обрушивался с но ворожденной поляны в виде лавин. Возможно, некоторые из них обратились в лавиноподобные водоснежные потоки, достигнув ручьев талой воды. Другие, упав на дно узких долин, создавали снежные плотины, которые почти тотчас размывались рекой, превращавшейся на минуту в селеподобный, а затем в паводкоподобный водоснежный поток. А снег все падал, и по реке все неслись стволы вековых буков, поваленных лавинами.

В горах Северной Америки, относящихся к области с этим же подтипом снеголавинного режима, экстремально снежные и лавиноопасные зимы менее вероятны, так как здесь тепло вод севера Тихого океана препятствует чрезмерным смещениям на юг границы полярного антициклона, и траектории циклонов претерпевают меньше возмущений (соответственно и снежность гор умеренного пояса более устойчива и велика). В Южном полушарии область западного переноса расположена почти полностью над океаном, пути циклонов еще более устойчивы, временная вариабельность снежности и лавинной активности еще меньше.

Подтип субтропический внутриконтинентальный. Горы, снеголавинный режим которых относится к этому подтипу, почти все расположены в Евразии. Заметим, что положение восточной и северной границ соответствующей области (в том числе и на рис. 15) наиболее дискуссионно. Мы отклонились от канонов климатического районирования, относя Гиндукуш не к этой, а к другой, муссонной области. Но есть некоторые основания поступить также и с Памиром, а Тянь-Шань причленить к субтропической внутриконтинентальной области.

Вследствие усиления континентальности климата в этой области существенно повышаются и «уровень 365» и «уровень 0», последний — до отметок 1,8—3,3 км. Поясность и основные особенности снеголавинного режима здесь те же, что и в субтропических районах западных побережий, но количество твердых осадков, а с ним снежность и лавинная активность заметно ниже. Максимум осадков смещен на лето, поэтому максимум лавинной активности вблизи «уровня 365»—на весну. Некоторые колебания сроков начала нарастания осадков существенно изменяют снеголавинную

обстановку в верхней части пояса устойчивого снежного покрова и выше. Временная вариабельность этих показателей здесь больше, чем в том же поясе в субтропических районах западных побережий. Кроме того, и в нижних снеголавинных поясах вариабельность больше, так как в сравнении с прибрежными районами здесь менее велики значения снежности. Эти особенности отражаются в заметном уменьшении вертикальных градиентов снеголавинных показателей; горы гораздо более дружно, чем в прибрежных районах, покрываются снегом, стряхивают его в виде лавин и освобождаются от остатков снежного покрова весной.

Под ярким весенним солнцем даже вблизи «уровня 365» часты лавины весеннего снеготаяния, тогда как на более низких уровнях для их образования обычно просто недостает снега, особенно на склонах южной экспозиции. После морозной ночи с яркими звездами на черном небе утренние солнечные лучи быстро разогревают дно и склоны долины. Тут и там от пятен снега протягиваются вниз по склонам темные полосы — тонкие потоки талой воды. И вот незадолго до полудня начинают грохотать лавины, сравнительно небольшие, не создающие облаков снежной пыли, начинающиеся соскальзыванием снежного пласта и завершающиеся — на крутых склона — снежным «водопадом». Если же лавина движется по лотку и достигает участка, где в нем уже много талой воды, она может обратиться в водоснежный поток. Выбрав безопасное место для палатки, можно несколько дней подряд наблюдать лавины, стараясь и не успевая уловить моменты начала обрушения.

Разумеется, в этих горах случаются и катастрофические снегопады описанного выше типа, причем не только при отклонении путей множества западных циклопов в субтропический пояс, но и при достижении его внутриконтинентальной части особо мощными тропическими циклонами с юга. И хотя «уровень 0» в области с субтропико-внутриматериковым подтипом снеголавинного режима поднят довольно высоко, например в Гиндукуше высоко поднимается и граница земледелия, поэтому в нижней части пояса лавинообразования есть много поселений и высока лавинная опасность.

Подтип западных побережий умеренного пояса. Лавинный режим этого подтипа характеризуется зимним максимумом осадков. Таково же время максимума осадков па крайнем юге Гренландии и в Исландии; поэтому они включены в область распространения данного подтипа, хотя и не относятся к западным побережьям Атлантики. В умеренном поясе Южного полушария (Чилийские Анды, горы Южного острова Новой Зеландии и Антарктического полуострова) зимний максимум осадков выражен слабее. Наиболее характерными и изученными районами, принадлежащими к области данного подтипа, являются Тихоокеанские побережья Северной Америки (горы Чугач, Св. Ильи, Береговой хребет, Каскадные) и атлантические побережья Скандинавии. Здесь (горы Св. Ильи) выпадает до 6000 мм твердых осадков, создается снежный покров многометровой толщины (водозапас до 4000 мм), временами — до 15— 25 м; число дней с лавиноопасными снегопадами достигает 50— 60 и более. Все это величины — рекордные для планеты, чему способствует стечение ряда обстоятельств. В этом климатическом поясе особенно силен западный перенос влаги; счет циклонам, пересекающим линию берега в зимнее время, идет десятками. Воздушные массы тут же наталкиваются на горные барьеры, испытывают динамическое поднятие. Эффект восхождения особенно велик вследствие того, что зону предвосхождения, подстилаемую поверхностью океана, воздушные массы проходят быстрее, чем над шероховатой поверхностью суши, поэтому сбрасывают над этой зоной соответственно меньшую долю влаги, оставляя на горном барьере большую ее долю. В горах Св. Ильи, которым принадлежат почти все снеголавинные рекорды, к этим обстоятельствам добавляется еще и расположение на повороте берега от широтного, аляскинского направления к меридиональному канадскому; те циклоны, что подходят к горам южного берега Аляски,

отклоняются ими в сторону гор Св. Ильи. Обилие снега создает здесь массив горного оледенения, более крупный, чем в горах, расположенных севернее. Впрочем, и другие горные барьеры в области западных побережий умеренного пояса одарены ледниками (Анды, Новозеландские Альпы, массив Ютунхеймен на юге Норвегии) и одинаково изрезаны фиордами — следами гораздо более тяжелого оледенения в геологически недавнем прошлом.

Как ни странно на первый взгляд, встающие на пути сырых и прохладных циклонических ветров горные барьеры вовсе не одинаково закрываются снегом по их высоте. Вертикальные градиенты всех снеголавинных показателей достигают здесь своих наибольших на планете значений. Дело в том, что приходящий с океанов воздух даже зимой имеет положительную температуру и постоянно удерживает от охлаждения подножия гор, следовательно, не позволяет здесь образования устойчивого снежного покрова. Этот эффект хорошо прослеживается па равнинах Европы, где граница устойчивого снежного покрова далеко отодвинута от Атлантики и простирается меридионально. Подобно тому как на склонах вулканов в тропиках снежный покров устанавливается ночью и сгоняется днем, здесь он устанавливается в дни с циклоническими снегопадами и сгоняется в интервалах между ними. «Рваный» режим снежного покрова в нижнем ярусе гор отражается в таком же режиме лавинной активности в течение зимы. Но колебания осредненных за год величин снеголавинных показателей здесь меньше, чем в субтропиках, так как атмосферная циркуляция более устойчива. Отклонения снежности и лавинной активности от нормы можно охарактеризовать в виде двух типов зим. Обычно, при первом типе, снеголавинные показатели находятся вблизи физически возможных верхних пределов. Реже, при втором типе, их величины существенно снижаются; пути циклонов смещаются к югу, «отнятые» у гор умеренного пояса осадки вызывают вспышки лавинной активности в субтропиках. В прибрежных горах умеренного пояса устанавливается необычно морозная погода, небо проясняется.

Но вот граница полярного антициклона вновь отступает на север, атмосферное давление падает, с запада несется очередной циклон, приближение которого знаменуется, как обычно, штормовым ветром, сплошной тяжелой облачностью, снижающейся почти до гребней прибоя. Почти горизонтально несущийся поток мокрого снега залепляет прибрежные скалы и светлеет по мере того, как снегопад становится более сухим. Выше в горах этот переход происходит раньше. Утесы содрогаются под ударами ветра. Поток пурги сокращает видимость до немногих метров. Снег быстро скрывает последние из валунов, разбросанных на поверхности плоскогорья, разделяющего фиорды. За краем плоскогорья, в ветровой тени его накапливается во много раз больше. Склоны фиордов круты, поэтому снежный покров на них квантуется тонкими слоями. Невидимые за метелью лавины почти непрерывно срываются там и тут с подветренных склонов. На берегу фиорда, пересекаемого ветром поперек, его гул слышится в отдалении, тогда как грохот лавин близок. Падая в залив, они поднимают пологие тяжелые волны, серые от плавающего в воде снега. Весной, когда на почти освободившиеся от снега горы налетит теплый ветер с дождем, последние насквозь промокшие снежники срываются со склонов и несутся по руслам ручьев в форме водоснежных потоков всех возможных типов.

Подтип внутриконтинентальный умеренного пояса. К этому подтипу, отвечающему областям, помеченным на рис. 15 индексами 5.2 и 5.3, относится множество горных районов, в том числе в Евразии — от Альп, по крайней мере их северо-восточной части, до южного склона Верхоянского хребта. В целом снеголавинный режим этого подтипа можно представить как развитие предыдущего в сторону постепенного уменьшения абсолютных величин и вертикальных градиентов всех показателей по мере

удаления от океана и соответственного увеличения роли орографических факторов в распределении этих величин. По мере общего уменьшения снежности временная изменчивость снеголавинных показателей возрастает, хотя и не достигает значений, характерных для субтропических районов. Подножия большинства горных хребтов регулярно покрываются устойчивым снежным покровом, однако в Якутии, Прибайкалье, у восточной оконечности Тянь-Шаня и в других центральноазиатских районах максимальная высота этого покрова меньше той, что характерна для пояса ежегодного схода лавин. Период максимума снегопадов в районах, близких к Атлантическому океану, приходится на середину зимы, в горах Сибири — на начало и конец зимы. В декабре—январе здесь господствует Сибирский антициклон, почти непреодолимый для циклонов, ослабевших на своем длинном пути от Атлантики. В Альпах, Карпатах, на Урале главенствующим фактором лавинообразования еще остаются снегопады. В центре континента обычные снегопады уже столь скудны, что для лавинообразования выпадающий снег должен быть сосредоточен па каких-то небольших участках, что и делают метели. В горах, где они являются главным фактором лавинообразования, резко увеличивается различие лавинной активности на склонах разной экспозиции, тогда как сублимационная перекристаллизация, становясь существенным фактором, затрагивает снежный покров на любых склонах и несколько выравнивает экспозиционные контрасты. Вспышки лавинной активности повсеместно связаны с особо обильными циклоническими снегопадами и во внутриматериковых районах оказываются существенно более контрастны в сравнении со среднемноголетними показателями, чем в западных районах. В этом отношении снеголавинный режим гор центра Азии сходен с режимом гор субтропиков.

Словом, внутриматериковую часть Евразии можно было бы разделить на подобласти с разными видами снеголавинного режима с большим основанием, чем области с другими подтипами снеголавинного режима. К этому вопросу мы вернемся в разд. 4. Пока же для примера приведем характерную обстановку лавинообразования в центре области, на одном из перевальных участков Байкало-Амурской магистрали.

Вначале зима развивалась как обычно. Снежный покров установился после первых же снегопадов в октябре, когда снег ложился на успевшие промерзнуть склоны. Несколько достигших центра Сибири циклонов довели высоту снежного покрова на западных, наветренных склонах гор до 1,5—2 м. И установилась ясная, морозная, почти безветренная антициклональная погода. Но в эту зиму она длилась необычно долго, до середины марта; морозы держались все время около —40°; шла интенсивная сублимационная перекристаллизация снега. Еще в феврале через каждые 50—100 м был слышен из-под ног неожиданный резкий шелест — звук оседания снежного пласта над раздавленным слоем глубинной изморози. В начале марта любой снегопад мог вызвать лавину. Два первых циклона, прорвавшихся сквозь ослабевшую весной зону высокого атмосферного давления, сбросили на едва державшийся снежный покров по 100—120 см нового снега (по б—8 мм в слое воды в 1 сут) и вызвали массовый сход крупных лавин, почти полностью оголивших лавиносборы. Остальной снег долежал до начала весеннего снеготаяния и послужил материалом для мокрых лавин и водоснежных потоков.

Полярный тип снеголавинного режима свойствен Субарктике, Арктике и Антарктиде (за исключением северной части Антарктического полуострова). Здесь не только «уровень 0» опускается до уровня моря, но и «уровень 365» на наветренных склонах снижается до отметок 0—500 м. Различия высоты «уровня 365» и нижней границы пояса лавинообразования на наветренных и подветренных склонах приблизительно такие же, что в более теплых климатических областях, но относительные их величины огромны. В этом проявляется сильная роль экспози¬ции склонов гор к влагонесущим ветрам; из-за скудости осадков относительные различия снегозапасов на

разных склонах местами здесь могут быть более велики, чем в горах на западных берегах континентов в умеренном поясе.

Осадки приносятся циклонами, существенно более редкими, чем в умеренном поясе, особенно в зимнее время. Поэтому для полярных областей характерен летний максимум осадков, в том числе снегопадов в Арктике и Антарктике. Вследствие низких температур воздуха суммы осадков невелики. Но тот же фактор приводит к тому, что большая доля выпадающего снега участвует в создании снежного покрова. Относительным обилием осадков выделяется подобласть Субарктики с океаническим климатом, оконтуривающая акватории, достигаемые Гольфстримом. В этой подобласти в понижениях рельефа наветренных склонов гор может скапливаться за зиму до 10—15 м снега. Число дней со снегопадами суточной интенсивностью 10 мм и более невелико; однако множество лавин вызывается метелями, и общее число дней с лавинами увеличивается в 1,5—2 раза. Напротив, в подобласти с материковым климатом господствует штилевая погода, осадки особо скудны, число дней с лавинами измеряется единицами, сход лавин существенно предопределяется сублимационной перекристаллизацией снежной толщи в периоды сильных морозов. Экстремально бедна осадками Антарктида. На дне безледных долин в трансантарктических горах (оазис Мак-Мердо) снежный покров образуется на несколько часов лишь после летних снегопадов. Стоковые ветры с ледникового покрова не столько переметают, сколько испаряют снег. Снежные лавины не образуются вовсе, хотя местами можно видеть «лавины» из песка и пыли с примесью снега. Этот и более южные районы Трансантарктических гор относятся к наивысшему поясу смежности («ледяная пустыня», см. рис. 16). Почти столь же бедна снегом северная оконечность Гренландии. Но с ледяных склонов Антарктиды ветры сносят достаточно снега, чтобы он образовал лавиноопасные скопления, особенно снежные карнизы на прибрежных уступах. Здесь, а также на арктических островах характерны лавины с прибрежных уступов.

Резкими вспышками лавинной активности отмечаются моменты прохождения особо влагообильных воздушных масс. Но условия атмосферной циркуляции довольно устойчивы, поэтому вариабельность показателей мала, особенно в Арктике и Антарктиде.

Вертикальное распределение снеголавинных показателей для этой области иллюстрируется на примере Хибин (см. рис. 30), которые могут быть отнесены к подобласти с морским климатом. Расположение линий 3 и 4 указывает на характерную для полярных областей небольшую величину вертикальных градиентов соответствующих показателей. Пояснений заслуживает форма линий 1 и 2. Они проведены на основе фактических данных для дна долин и поверхности плато, высота которой около 1000 м. С плато сдувается около 40% выпадающего здесь снега, что соответственно сокращает продолжительность залегания устойчивого снежного покрова и отвечающую ей продолжительность лавиноопасного периода. Не будь этого эффекта, свойственного всем горным районам с полярным типом снеголавинного режима, графики продолжительности приближались бы к линиям *1а* и *2а*. И напротив, если бы при расчете высоты климатической снеговой линии, которая оказывается здесь равной приблизительно 1600 м, был учтен эффект метелевого сноса снега, эту линию нужно было бы поднять намного выше; тогда линии *1* и *2* отгибались бы вправо над отметкой 1000 м не так круто.

Для строения снежного покрова в подобласти с морским климатом характерны снежные доски — толстые (до 3—5 м) прочные слои однородного снега, измельченного и упакованного метелями. Они склонны обрушиваться целиком и образовывать лавины больших размеров, особенно в случаях, когда срыв лавины возбуждается снегопадом.

Приведем пример. В солнечный мартовский день минометчики должны были проводить очередной профилактический обстрел лавиноопасных склонов, длинного

ровного склона над автодорогой. На свежеприготовленной карте оценки лавинной опасности на этом склоне были показаны четыре лавинных очага, разделенных мягкими гребнями и заканчивающихся на дне долины обособленными зонами выброса лавин. По матовой ровной белизне снега было видно, что на склоне — снежная доска. Командир минометчиков выбрал огневую позицию в стороне от всех четырех очагов, на одиноком моренном холме на дне долины, куда и забираться тяжело, откуда и стрелять далеко. Первая мина попала на гребень хребта, вторая была послана удачно — как раз ниже гребня, в зону вероятного отрыва лавин во втором от огневой позиции очаге. В точке взрыва взлетел фонтанчик снега. Еще не донесся хлопок мины, как от точки взрыва по поверхности снега в разные стороны мгновенно прозмеились трещины. На всей площади склона снежная доска сначала поползла, затем ринулась вниз, дробясь на глыбы, истираясь в пыль и перекрывая участки, которые были изображены на карте как безопасные полосы на склоне и на дне долины. Правда, максимальная дальность выброса лавин, нарисованная на карте, достигнута не была, а огневая позиция вообще осталась в стороне от всех событий, если не считать грохота гигантской лавины да облака снежной пыли, принесенной сюда слабым ветром через несколько минут после восстановления тишины. Что же касается выявившейся таким образом ошибки карты, стало ясно, что ее составитель по неопытности принял за лавинные те четыре конуса, которые тянулись от устьев ложбин и действительно покрывались россыпями каменных обломков, схожими с лавинными, но были накоплены лавиноподобными водоснежными потоками, которые могут сосредоточиваться в руслах там, где сухие лавины сплошь затапливают склон и его подножие.

Муссонный тип снеголавинного режима отличается резким максимумом летних осадков при высоком уровне также и зимних осадков. Он характерен для лавиноопасных районов восточного побережья Северной Америки и особенно разнообразно представлен в горах востока и юга Евразии. Здесь муссонное распределение осадков свойственно климату субэкваториального, субтропического, умеренного и субарктического поясов; на этой основе могут быть выделены субэкваториально-субтропический (Гималаи), умеренный (Япония, Сахалин, Камчатка и др.) и субарктический (горы крайней северо-восточной части Азии) подтипы муссонного типа. Климатическая снеговая линия опускается от отметок 4,5—5,5 км в Гималаях до 1,5—2 км на Чукотке. В этом же направлении снижается сумма твердых осадков от 5000—7000 мм на высоте снеговой линии в Гималаях до 2000 мм на Чукотке. В Гималаях представлены все высотные пояса снежности и лавинообразования, кроме пояса ледяной пустыни (см. рис. 16), на о. Хоккайдо и севернее нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова находится на уровне моря. Как мы видели, летний максимум осадков свойствен внутриконтинентальным районам с умеренным типом снеголавинного режима. В отличие от них районы с муссонным типом получают довольно много осадков и зимой; сезонный контраст в суммах осадков здесь менее резок, чем во внутриконтинентальных районах. Зимние снегопады приносятся тропическими циклонами, движущимися к северо-западу и северу вдоль восточных берегов Азии и часто достигающими Камчатки, реже — Чукотки. Их число и скорости резко возрастают в июне, достигают максимума в июле, снижаются в сентябре.

В Гималаях в зимнее время ветры сравнительно слабы и сухи; в верхней части пояса устойчивого снежного покрова они приводят к метелям, обнажающим поверхность льда на концах ледников и вызывающим сход лавин из переметенного снега. Но возможны и снегопады с лавиноопасными величинами прироста высоты снежного покрова (до 1 —1,5 м). В июне происходит «взрыв муссона», в горах начинается трехмесячный период почти непрерывных ветров, снегопадов, лавин. Недаром альпинистские экспедиции стремятся закончить свои дела в высокогорье не позже

первых чисел июня. Число дней с лавинами в поясе вечных снегов Гималаев измеряется многими десятками и достигает рекордных значений. Межгодовая изменчивость этого и других снеголавинных показателей зависит главным образом от отклонений в сроках начала и окончания летнего муссона; она не так велика, как в субтропическом поясе, но выше, чем на западных побережьях умеренного пояса.

В более северных районах муссонной области зимние циклонические снегопады обильны и приводят к вспышкам лавинной активности на всех высотах. Однако эффект летнего максимума осадков хорошо проявляется и здесь: хотя вертикальный градиент продолжительности лавиноопасного периода уменьшен (за счет зимних осадков) в сравнении с внутриматериковой областью, градиент числа лавиноопасных снегопадов заметно больше (см. рис. 31, 32). В горах умеренного пояса (о. Сахалин) изменения величин снеголавинных показателей с высотой почти линейны, на более холодной Чукотке — нелинейны. Здесь на высотах приблизительно до 500 м сказывается отепляющее влияние моря.

Если в южной части муссонной области лавины досаждают преимущественно альпинистам, в северной ее части (острова Хоккайдо, Сахалин, Курилы, полуостров Камчатка) они затрудняют жизнь населения даже на тех равнинных берегах, которые обрываются к морю уступами высотой всего лишь 20—30 м.

Снегопады здесь обычно сырые, снег слипается и уплотняется. Но едва температура воздуха во время снежной бури опускается на несколько градусов ниже 0°, как начинается сильная поземка. Плотные струи снега несутся по равнине, накапливая сугробы за зданиями и снежные карнизы на бровках обрывов к морю, к пристаням, а то и на подветренных откосах дорожных насыпей. Карнизы с прибрежных уступов обваливаются по нескольку раз за зиму. Стоит ветру повернуть, прибой слизывает лавинные снежинки.

Завершая характеристику снеголавинного режима различных климатических областей, следует еще раз подчеркнуть, что области наибольшей лавинной активности отнюдь не являются наиболее опасными в социально-экономическом смысле. Лавины опасны в населенных районах, а в последних там, где они неожиданны. Этим условиям наиболее отвечают плотно населенные районы, в которых представлены два нижних пояса лавинообразования: низкогорья и среднегорья субтропического пояса.

3.3. ГЕОГРАФИЯ РЕЛЬЕФА КАК ФАКТОРА ЛАВИНООБРАЗОВАНИЯ

При климатическом районировании мы имели дело с фоновыми, осредненными по большим площадям (многие сотни квадратных километров) величинами снеголавинных показателей и их различиями на наветренных и подветренных склонах горных хребтов. Местная вариабельность показателей лавинной активности в пределах климатически единого района зависит от характеристик лавинных очагов — густоты их сети, разнообразия их форм и размеров. Например, повторяемость и объемы лавин в очагах, отстоящих друг от друга лишь на 1—2 км, могут различаться на порядок. Здесь у нас нет возможности детально районировать горные районы по степени разнообразия форм и густоты сети лавинных очагов; поэтому ограничимся общим описанием их форм и причин их разнообразия.

Горные массивы относятся к категории морфоструктур — крупных форм рельефа, созданных тектоническими движениями. Они делятся по характеру тектонических деформаций на сводово-глыбовые, глыбовые, глыбово-складчатые, складчатые и другие, по общей форме и высоте — на возвышенности, плато, нагорья, собственно горы, по истории — на новообразованные или возрожденные после

некоторого выравнивания. В наших целях все эти морфоструктуры можно обобщенно называть горами и выделять среди них *островершинные* и *плосковершинные*. К первым относятся высокие, быстро поднимающиеся, в том числе все новообразованные, горы; в их осевых районах обнажены скальные — кристаллические и метаморфизованные древние осадочные породы, а краевые части сложены более рыхлыми осадочными толщами. Вторые — в основном возрожденные, относительно низкие горы; в некоторых из них скальные породы выходят на поверхность по всей площади поднятия. В горах второго типа при прочих равных условиях резко повышены возможности метелевого сноса снега в лавиносборы, отсюда — повторяемость лавин на склонах долин, прорезающих плато.

Отрицательные формы рельефа горных склонов, служащие лавиносборами, относятся к категории морфоскульптур — относительно мелких деталей рельефа, созданных на поверхности морфоструктур различными экзогенными, т. е. внешними, силами. Изменения климата и неравномерное тектоническое поднятие гор в течение многих миллионов лет приводили к сложному сочетанию и чередованию экзогенных факторов рельефообразования. Их результатом являются определенные сочетания морфоскульптур, свойственные современному рельефу горных районов и определяющие облик и расположение лавиносборов. Морфоскульптуры лавиноопасных горных районов по происхождению делятся преимущественно на горно-ледниковые, мерзлотные (криогенные) и водно-эрозионные (флювиальные); в некоторых районах развиты также покровно-ледниковые морфоскульптуры.

Горно-ледниковая морфоскульптура, называемая также альпинотипной, создана при ведущей роли процессов углубления долин ледниками и физического выветривания у краев снежно-ледовых образований. Результат этих процессов — глубокие троговые долины, а в их верховьях и на бортах — цирки и кары. Склоны этих форм рельефа — скальные, крутые (преобладают углы наклона больше угла естественного откоса обломочного материала), неровные из-за отседания и обрушения скальных блоков, углубления выветриванием участков повышенной трещиноватости и т. д. Развитие склонов идет в направлении их выполаживания за счет физического выветривания и обрушения обломочного материала; но выполаживанию склонов препятствует углубление долин ледниками. Поэтому сравнительно зрелые, достигшие угла естественного откоса и разделенные на денудационные воронки правильной формы, участки склонов встречаются лишь там, где они сохранились со времени, предшествующего последнему периоду разрастания оледенения. По этим причинам формы рельефа, служащие лавиносборами, в поясе горно-ледниковой морфоскульптуры разнообразны. Кроме денадуционных воронок это и сравнительно простые и небольшие кары, и более крупные цирки (на неровных склонах в которых часто выделяется несколько лавинных очагов), и обвальные ниши различных очертаний, и нерасчлененные склоны, срезанные плоскостями трещин. На многих участках склонов, созданных обвалами, границы очагов зарождения лавин непостоянны; пути лавин более или менее четко очерчиваются лишь на подножиях таких склонов. Горно-ледниковая морфоскульптура свойственна районам, где и современная снежность высока, особенно в экстремально обильные осадками зимы. В такие зимы снежный покров может полностью заравнивать небольшие гребни между лавиносборами и ложбины, обычно служащие путями лавин; размеры почти единовременных обрушений снега резко возрастают, гигантские лавины идут по неведомым путям.

Мерзлотная (криогенная) морфоскульптура распространена и в горно-ледниковом поясе, но собственный тип рельефа создает лишь в горах, не подвергавшихся значительному оледенению в геоморфологически недавнем прошлом. Поскольку морозное выветривание разрушает прежде всего выступы рельефа, горные

склоны здесь выровнены. При отсутствии сил, энергично углубляющих дно долин, их склоны выположены до угла естественного откоса и далее. В итоге образован простой и однообразный рельеф склонов, состоящий из плавно очерченных денудационных воронок, начинающихся от гребней и соприкасающихся своими верхними границами. Нерасчлененные склоны редки и срабатывают как лавиносборы лишь в тех редких случаях, когда граничат с плоскими вершинами, поставляющими на эти склоны метелевый снег.

Водно-эрозионный (флювиальный) тип морфоскульптуры господствует в районах, где не развита морфоскульптура описанных выше типов, в частности в горах, отвечающих поясам неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов. Временные водотоки сносят со своих русел высвобождаемый выветриванием обломочный материал; углубление русел поддерживает наклон прилегающих склонов, равный углу естественного откоса, и обусловливает конкуренцию между водотоками за водосборную площадь. В итоге развиваются крупные, ветвящиеся, глубоко врезанные денудационные воронки, начинающиеся от гребней и тесно соприкасающиеся краями; на участках склонов, еще не захваченных ими, сохраняются ранее образованные, мелкие и более простые по очертаниям денудационные воронки. Те и другие могут служить лавинными очагами (крупные воронки — многокамерными) при достаточном количестве снега.

Покровно-ледниковая морфоструктура — это горно-ледниковые или водно-эрозионные формы, обработанные геоморфологическими процессами, сопровождающими развитие и сокращение ледниковых покровов. Главный среди этих процессов — экзарационное сглаживание рельефа, ведущее к большему или меньшему смягчению очертаний склонов, иногда к почти полному стиранию гребней, разделяющих денудационные воронки. В зависимости от количества и состояния снега сглаженные лавиносборы срабатывают то порознь, то вместе — как единый лавиноопасный склон.

Распределение, форма и размеры лавиносборов на разных участках гор при одних и тех же преобладающих процессах рельефообразования зависят от геоморфологической зрелости склонов, определяемой прочностью пород, слагающих склоны, интенсивностью процессов рельефообразования и продолжительностью их действия. Массивные мелкокристаллические породы разрушаются в несколько раз медленнее осадочных; сложенные скальными породами склоны при прочих равных условиях более круты, в их рельефе всегда остается замеченным влияние трещиноватости горного массива. Склоны, срезающие толщу слоистых осадочных или изверженных осадочных пород, характеризуются ступенчатостью — проявлением различий в прочности разных слоев. И так далее. Названные факторы — структурно-литологические—при обзоре генетических особенностей лавинных очагов и их сочетаний в разных горных районах можно считать распределенными случайным образом.

Интенсивность процессов рельефообразования можно выразить скоростью денудации — сноса обломочного материала с поверхности рельефа. Скорость денудации в лавиноопасных горных районах составляет при преобладании водно-эрозионных процессов 0,5—0,6 мм в год, криогенных — 0,5—0,2, процессов, создающих горно-ледниковую морфоскульптуру, — 0,7—0,9 мм в год. При равной продолжительности периода действия этих процессов наиболее зрелыми должны быть склоны в области развития горно-ледниковой морфоскульптуры, наименее зрелыми — криогенные. Однако продолжительность этого периода существенно различна. В горно-ледниковых районах она измеряется временем после прекращения последнего этапа углубления долин ледниками; в районах современного оледенения это углубление продолжается, в районах последнего из плейстоценовых разрастаний ледников оно окончилось 10—15 тыс. лет назад, в районах предпоследнего из разрастаний ледников — не позже 150 тыс. лет назад. В районах с преобладанием флювиальных и криогенных процессов период их

действия измеряется многими сотнями тысячелетий. Именно поэтому геоморфологически более зрелыми (более правильными по форме, менее разнообразными по типам, более регулярно расположенными на склонах) оказываются лавиносборы в областях водно-эрозионного и мерзлотного типов морфоскульптур.

Распространение разных типов морфоскульптуры, очевидно, подчинено широтной и высотной поясности климата последних десятков тысячелетий. В наиболее высоких горах представлены два морфоскульптурных пояса: горно-ледниковый и водно-эрозионный (молодые горы Альпийско-Гималайской системы и обрамления Тихого океана, многие возрожденные горы юга СССР и др.). В сравнительно низких горах преобладает один какой-либо пояс, морфоструктурный характер которого отвечает географической широте и степени континентальности климата. В полярных и среднеширотных областях с резко континентальным климатом развита мерзлотная морфоскульптура, совмещенная с водно-эрозионной (молодые горы Аляски, возрожденные горы севера Азии), в тех же областях с более влажным климатом — горно-ледниковая, совмещенная с водно-эрозионной (хр. Брукса на Аляске, Полярный Урал, горы Быррранга, плато Путорана и др.) или с мерзлотной (Колымское нагорье, Чукотка и др.). В морфоскульптуре гор Канадского Арктического архипелага, Гренландии, арктических островов, Скандинавии и Кольского полуострова запечатлелось воздействие последнего (валдайского, вюрмского, висконсинского) ледникового покрова.

При малых значениях глубины расчленения рельефа (до 300—400 м) число потенциальных очагов лотковых лавин, начинающихся от гребня хребта, наиболее велико в молодых горах с горно-ледниковой морфоскульптурой, уменьшается в молодых горах с водно-эрозионной морфоскульптурой и далее в возрожденных горах с той же морфоскульптурой (рис. 33).

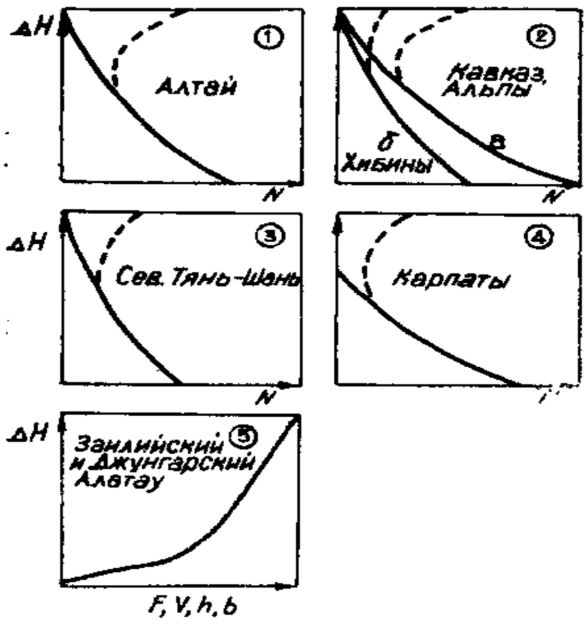


Рис. 33. Общий вид зависимостей показателей очагов лотковых лавин от глубины расчленения ΔH и типов рельефа гор: *1—4* — число лавинных очагов N на 1 км склона для следующих типов рельефа: *1* и *3* — возрожденные горы, с остатками выровненных поверхностей; *2* и *4* — новообразованные, островершинные горы; *1* и *2* — горно-ледниковая морфоскульптура, наложенная на водно-эрозионную (*2б* — также обработанная покровным ледником); *3* и *4* — водно-зрозионная морфоскульптура. Сплошные линии — число очагов, начинающихся от гребня хребта, штриховые линии — общее число очагов, включающее также очаги нижнего яруса склона; *5* — средние значения площади лавинного очага F, объема лавин V, высоты фронта лавинного потока $b_{лп}$, ширины зоны выброса лавин на дне долины b для районов с горно-ледниковой и водно-эрозионной морфоскульптурой. *1—4* — по данным Т. Г. Глазовской и Р. Н. Хасанова, *5* — по данным И. В. Северского и В. П. Благовещенского (1983)

При увеличения значений глубины расчленения рельефа число лавинных очагов уменьшается приблизительно одинаково, но скорее достигает минимума в горах с водно-эрозионной морфоскульптурой, сложенных сравнительно рыхлыми толщами (Карпаты). В этих особенностях без труда узнается влияние зрелости рельефа склонов. Истирающее воздействие покровного оледенения логично проявляется в сравнительном уменьшении числа очагов, особенно мелких. В случае еще большего воздействия ледникового покрова на рельеф горных склонов доледниковая морфоскульптура

заменяется покровно-ледниковой, трещиноватость скального массива проявляется в образовании сравнительно узких желобов на склонах, их число на 1 км поперек склона существенно увеличивается.

Для дна долин наибольшую опасность представляют лавины, сходящие из очагов, начинающихся от гребня хребта. Но имеют значение и мелкие очаги, размещенные на пространствах между крупными очагами, т. е. в нижнем ярусе склона. Число их растет с увеличением относительной высоты (тем самым и площади) нижнего яруса, как показано на рис. 33.

Разумеется, для обзорной характеристики лавинной опасности некоторого района полезно знать не только средние показатели густоты сети лавинных очагов и их морфометрических характеристик типа изображенных на рис. 33, но и их вариации. Можно полагать, что и величины вариаций некоторым образом коррелируются с типами и глубиной расчленения рельефа.

Словом, выяснение корреляций характеристик отрицательных форм рельефа склонов с геоморфологическими типами и глубиной расчленения гор может дать методику определения параметров лавинных очагов, не менее ценную для обзорного картографирования лавинной опасности, чем методика определения генезиса, повторяемости и режима схода лавин по лавиноиндикационным характеристикам климата.

3.4. ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛАВИННОЙ ОПАСНОСТИ ПО КОНТИНЕНТАМ

В этом разделе использованы главным образом расчетные данные о лавинной активности, основанные на сведениях о максимальных величинах снегозапасов (карты снегозапасов по континентам составлены для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира А. Ф. Глазовским, Т. Г. Глазовской, Т. Э. Ивановской, Т. Г. Кадомцевой, Е. М. Локтионовой). Использованы также монографии Н. А. Гвоздецкого, Ю. Н. Голубчикова (1987), А Г. Исаченко, А. А. Шляпникова (1989) и множество картографических и литературных источников по разным горным районам. Полученные сведения излагаются по зарубежным территориям; лавиноопасные районы СССР подробно характеризуются в разд. 4.

В Европе (рис. 34, 35) районы с ежегодным сходом лавин, отвечающие высотным поясам устойчивого снежного покрова и ночных снегов, занимают около 15% площади.

Территории с высокой, средней и низкой степенью лавинной активности приблизительно равновелики. Наиболее крупные лавиноопасные районы — Скандинавские горы (высшая точка 2469 м), Альпы (4807 м), Карпаты (2665 м); меньшие по размерам—в горах арх. Шпицберген (1717 м), Исландии (2119 м), Шотландии (1343 м), в Пиренеях (3404 м), Апеннинах (2914 м), на Балканском полуострове (2925 м), в Греции (2917 м), на островах Сицилия (3340 м) и Корсика (2710 м). По характеру рельефа выделяются горы Шпицбергена, Исландии и Скандинавии — платообразные массивы, прорезанные глубокими ледниковыми долинами; рождению лавин на их склонах дополнительно способствует метелевый принос снега с водораздельных поверхностей. Прочие горные районы имеют в основном водно-эрозионный, не слишком крутосклонный облик и могут быть подразделены по относительной площади горно-ледникового рельефа, встречающегося на наиболее высоких участках и отличающегося более крутыми склонами цирков, каров, троговых долин. Горно-ледниковый рельеф наиболее характерен для Альп, развит на относительно меньшей площади в Пиренеях, Карпатах,

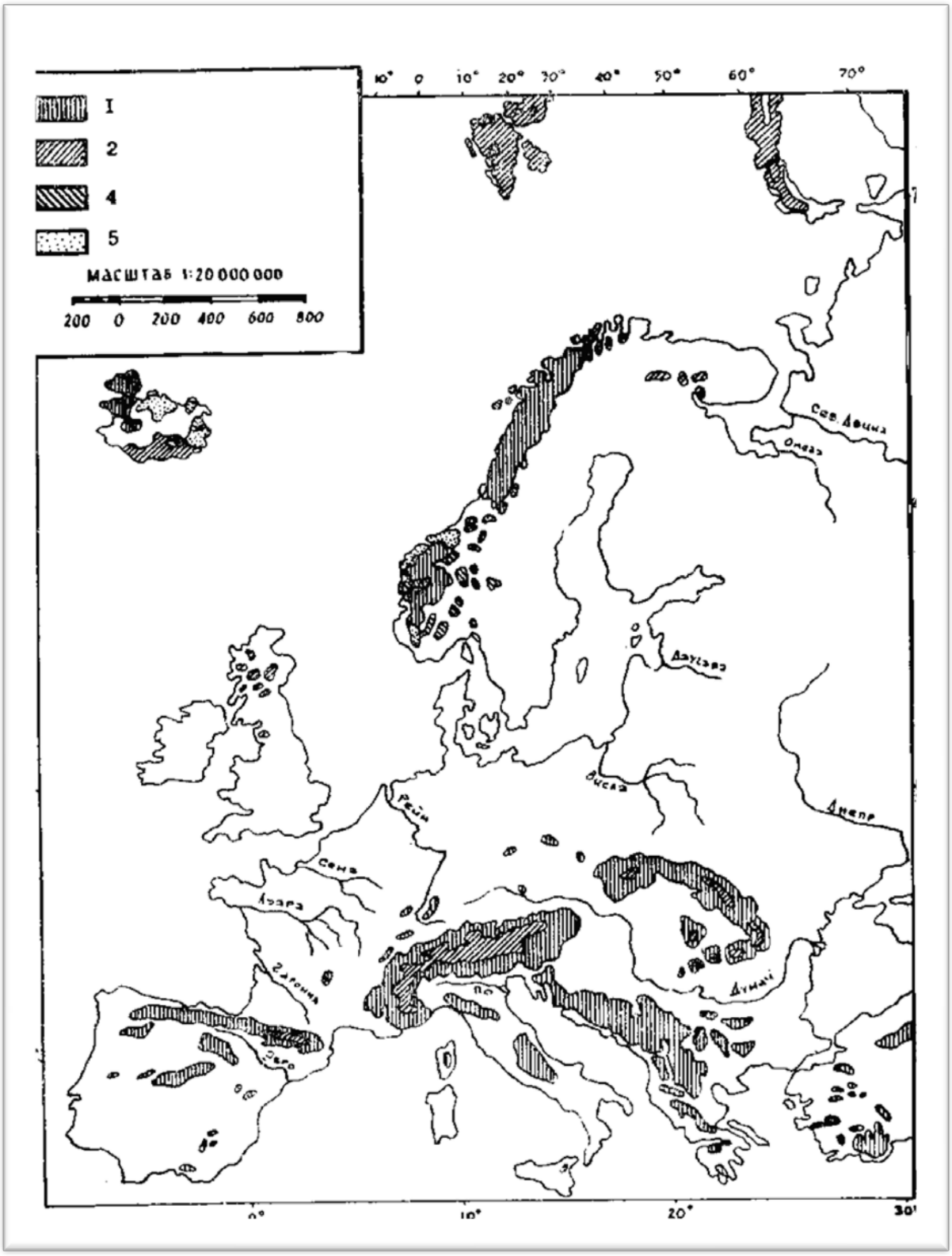


Рис. 34. Европа. Основные факторы лавинообразования: 1 — интенсивные снегопады; 2 — общие, низовые метели; 3 — перекристаллизация снежной толщи; 4 — весеннее снеготаяние; 5 — оттепели

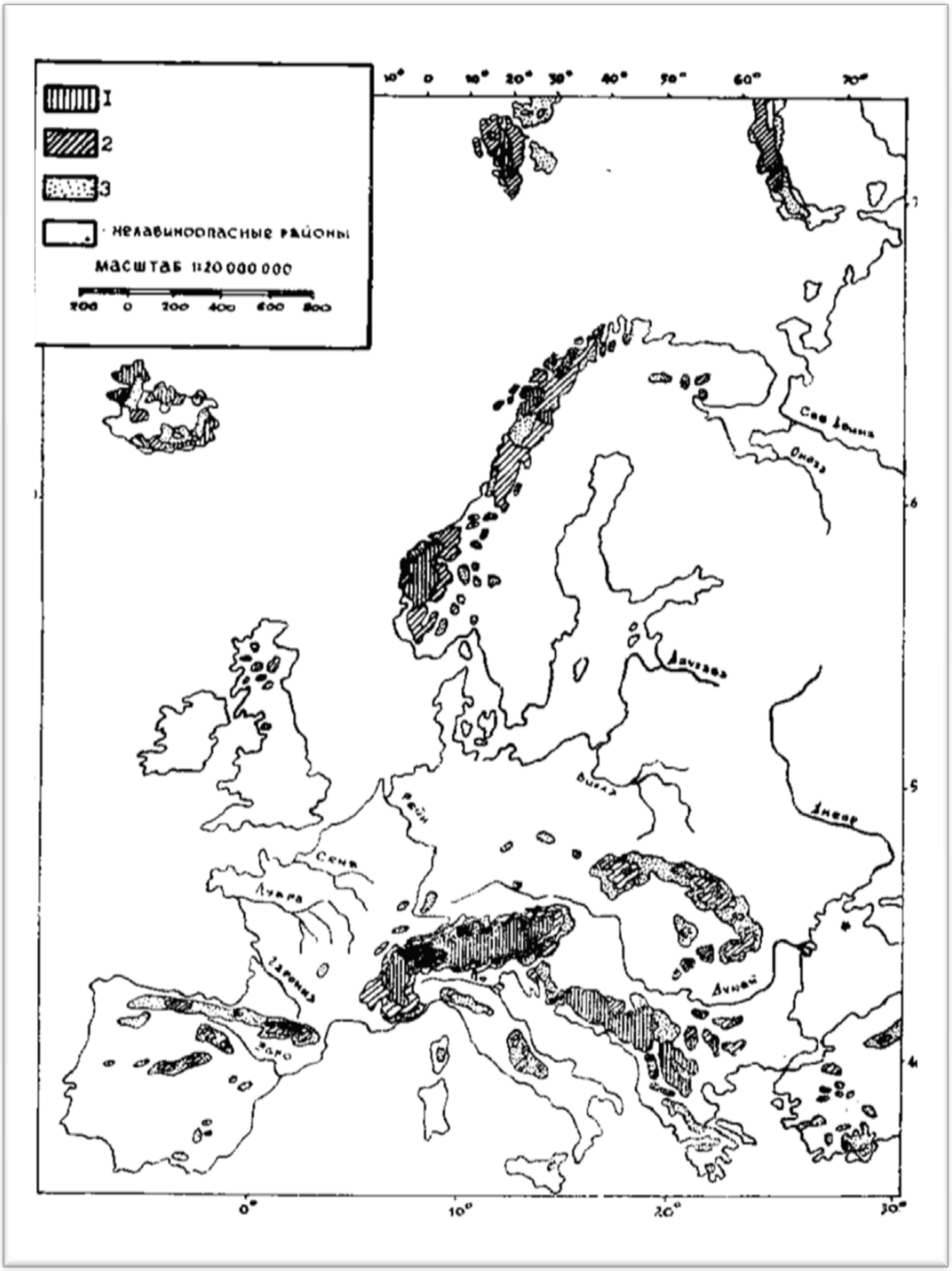


Рис. 35. Европа. Степень лавинной активности: 1 — высокая, 2 — средняя, 3 — низкая (см. табл. 8)

Апеннинах. Пояса вечных снегов достигают и несут современное оледенение гор Исландии, Скандинавии, Пиренеи и Альпы. В центральном районе Альп высота снеговой линии, приблизительно отвечающая «уровню 365», 3000—3300 м, в Пиренеях— 2900—

3100, Скандинавии — 700—1900, Исландии — 700—1400, на Шпицбергене — 0—800 м над уровнем моря. Нижняя граница распространения лавин находится на уровне моря в Скандинавии, на Кольском полуострове, в Исландии и на островах Арктики. Она повышается к югу и с востока на запад по мере продвижения к районам со все более теплой зимой. Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова и ежегодного лавинообразования проходит на отметках около 500 м в Карпатах, 1000 м в Кантабрийских горах, 1500 м на юге Апеннин, островах Сицилия и Корсика, 2000 м в Андалузских горах и на Пелопоннесе. Граница пояса неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов располагается на 300—500 м ниже.

Продолжительность холодного периода в лавиноопасных районах меняется от 240 дней в Исландии и Скандинавии до 30 дней и менее в Андалузских горах и Калабрийских Апеннинах. Продолжительность лавиноопасного периода меньше 1 мес. в Андалузских и Кантабрийских горах, до 7 мес в Альпах, Скандинавии, Исландии, круглый год на севере Шпицбергена. В Апеннинах снежный покров образуется даже на крайнем юге, а в наиболее возвышенных районах лежит несколько месяцев. На вершине вулкана Этна (о. Сицилия) снег лежит 8—9 мес.

Ведущим фактором лавинообразования в большей части гор Западной Европы служат интенсивные снегопады. Число дней с лавиноопасными снегопадами меняется от 1 в Кантабрийских горах, Апеннинах и Греции до 30 в Альпах и еще больше и Скандинавии. В наиболее активных лавинных очагах Скандинавии и Альп можно ожидать схода десятков лавин за зиму.

Выше верхней границы леса в Пиренеях, Альпах, Карпатах, а также в пригребневых частях гор Исландии, Скандинавии и Шпицбергена ведущим фактором лавинообразования становятся метели. В низком прибрежном поясе Скандинавии и Исландии и в районах ниже пояса устойчивого снежного покрова в других горах существенную или ведущую роль в лавинообразовании играет снеготаяние.

Обращаясь теперь к социально-экономической оценке лавинной опасности, прежде всего необходимо подчеркнуть неразработанность ее методики и малочисленность фактических данных о величинах ущерба от лавин. Поэтому придется ограничиться лишь общими соображениями о природных и хозяйственно обусловленных региональных особенностях лавинной опасности.

В горных районах Европы можно выделить три главных вида традиционной, т. е. длящейся веками, хозяйственной деятельности: животноводство на горных пастбищах, земледелие в горных долинах, морское рыболовство и зверобойный промысел с баз, находящихся на омываемых морем подножиях гор. Почти всегда эти виды хозяйства так или иначе сочетаются. Но всем их сочетаниям, очевидно, присуща достигнутая опытным путем приспособленность к природным опасностям и неудобствам, в частности снижение лавинного риска до уровня, приемлемого в конкретных социально-экологических условиях. Действительно, если потери слишком велики, хозяйственное использование соответствующей территории гаснет; если же есть свободные территории с малой потенциальной величиной риска, они раньше или позже осваиваются разрастающимся населением. Весь вопрос лишь в том, чтобы природные изменения лавинной активности и технологические изменения хозяйства шли с такой скоростью, которая допускает опытный путь совершенствования контроля лавинного риска. Основными приемами снижения риска служат соответствующее размещение жилищ и хозяйственных объектов относительно лавиноопасных участков, а также выбор такого режима ведения хозяйства, который позволяет избегать прямых столкновений с лавинами.

К исторически новым видам хозяйства в горах относятся гидроэнергетика, механизированное горнодобывающее производство, работа различных дорог и иных коммуникаций, рекреационное хозяйство (горнолыжные курорты и др.). Эти виды

отличаются от традиционных меньшей эмпирической приспособленностью к природным опасностям гор, часто — непригодностью традиционных приемов снижения риска лавин, большими размерами потенциального экономического ущерба и числа жертв от лавин. Именно введением новых видов хозяйства в горы вызваны к жизни научные исследования лавинной опасности и разработка новых, в особенности инженерных мер защиты от нее. Европа — наиболее промышленно освоенный континент. Соответственно и опасность лавин (как и иных стихийных явлений) здесь выше, чем на других континентах. Региональные же особенности лавинной опасности выглядят приблизительно следующим образом.

В горах Скандинавии, Шотландии, Исландии и Шпицбергена, где пояс устойчивого снежного покрова простирается до подножия гор, непредвиденные лавинные бедствия — при адекватной имеющимся знаниям о лавинах организации защиты от них — могут быть связаны с промахами в выявлении лавинных очагов (пропуск редкодействующих очагов) или с недооценкой максимальной дальности выброса и иных характеристик лавин. Южнее к названным источникам лавинных бедствий добавляется возможность упустить из виду эпизодическое лавинообразование в поясе неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов, который обычно отвечает территориям, населенным и насыщенным хозяйством намного более вышерасположенных. С точки зрения особеностей природопользования видны дополнительные различия.

Шпицберген в течение веков посещался зверобоями, причем лавинная опасность ими не ощущалась. Она возникла в наше время вместе с учреждением угольных шахт. На них имеются жертвы и разрушения. В последние десятилетия ведутся прикладные исследования лавин.

В Исландии один из традиционных видов хозяйства — рыболовство. Рыбацкие поселки размещаются подчас на узких, лавиноопасных берегах фиордов. В исландских сагах в течение почти тысячи лет отмечаются жертвы и разрушения, приносимые лавинами. Лавинный риск резко увеличился в наше время в связи с развитием сети автодорог и других коммуникаций и зимних курортов. Под руководством ведомства национальной энергетики в середине 1970-х годов начато картографирование лавиноопасных участков; организуется система прогнозирования лавин, ведутся другие специальные исследования.

В Норвегии, как и в Исландии, лавины в течение веков угрожают рыбацким поселениям на берегах фиордов. В последние столетия ведутся записи по церковным приходам о жертвах, разрушении жилищ и другом ущербе от лавин. В новейшее время лавинная опасность обострилась сооружением железной дороги вдоль морского побережья, ряда дорог поперек Скандинавского полуострова, множества ГЭС и линий электропередачи. В последние десятилетия Норвежским геотехническим институтом и Государственным фондом стихийных бедствий ведутся специальные исследования лавинной опасности и учет экономического ущерба от лавин.

В других лавиноопасных районах Европы традицонными видами хозяйства служат животноводство и земледелие. Они обеспечивают плотное и равномерное заселение — более 10 чел/км2, тогда как в горах Норвегии — менее 10 чел/км^2. Хотя в некоторых районах юга Европы (Апеннины, горы Балкан и др.) численность населения, видимо, близка к пределу, допускаемому продуктивностью традиционного хозяйства, лавинная опасность не была серьезной проблемой вплоть до последних десятилетий, ознаменовавшихся быстрым освоением энергетических, минеральных и рекреационных ресурсов гор. Гидроэнергетический потенциал горных районов Европы уже почти полностью освоен. Построены десятки горнолыжных курортов, отелей, сотни канатных дорог, множество автодорог и др. Особой отраслью хозяйства стало обслуживание туризма; на Западную Европу приходится 3/4 иностранного туризма в мире, причем по

числу туристов относительно местного населения на первом месте оказываются Альпы (Швейцария и Австрия).

Альпы выделяются наиболее высокой хозяйственной освоенностью среди всех лавиноопасных районов мира. Экономически важные пути между Средиземноморьем и Северной Европой проложены через Альпы много веков назад, особенно во времена Римской империи. В XIX—XX вв. по ним прошли железные и автомобильные дороги, нефтепроводы; пробиты тоннели под массивами Монблан, Мон-Сени и другими, в том числе самый длинный в мире Симплонский тоннель (почти 20 км). Местные рельсовые дороги поднимаются почти до 4 км над уровнем моря. Каскады ГЭС построены во Французских, Швейцарских, Австрийских, Итальянских, Югославских Альпах; их энергия питает крупные горнодобывающие и иные предприятия альпийских стран и ФРГ. «Индустрия туризма» основывается на сотнях гостиничных комплексов и побуждает интенсивное развитие местной пищевой промышленности, традиционного мясо-молочного животноводства. Средняя плотность населения в Альпах вне бесплодных высокогорий приближается к 40 чел/км². За счет приезжих этот показатель возрастает почти вдвое; при собственном населении около 7 млн человек Альпы принимают ежегодно до 150 млн туристов. Антропогенная нагрузка на природу в Альпах велика, как ни в каком другом районе мира, и приближается к предельному уровню, за которым— экологический кризис (Люкшандерль, 1987).

Лавинная опасность разрасталась вслед за хозяйством. Первые проблемы возникли в связи с усилением использования трансальпийских караванных путей. В X в. монахи монастыря у перевала Бол. Сен-Бернар учредили спасательную службу для помощи страдающим от лавин путешественникам. Первые противолавинные сооружения построены для защиты дорог в XVIII в., массовое их строительство началось в последней трети XIX в. Первая служба противолавинной защиты современного типа учреждена в 1884г. в Австрии. Комплексные стационарные исследования процессов лавинообразования и механики лавин начаты в 1934 г. Швейцарским федеральным институтом изучения снега и лавин. Прогнозирование лавин на научной основе организовано во время первой мировой войны (в Швейцарии). В последние десятилетия сложилась общая для всех альпийских государств система прогнозирования лавин и оповещения о лавинной опасности, основанная на национальных сетях метеорологических наблюдений. Во всех альпийских странах составлены подробные карты лавиноопасных участков. Действует система экономического стимулирования (через размеры кредитов и страхования имущества) учета лавинной опасности при различных видах природопользования. Разработано много типов противолавинных сооружений. Ныне общая протяженность таких сооружений, включая наиболее капитальные противолавинные галереи на дорогах, измеряется многими сотнями километров. Прокладка тоннелей также обоснована, кроме прочего, стремлением увести автодороги с наиболее лавиноопасных участков. В целом же лавинный риск в Альпах поставлен под контроль путем крупных капиталовложений в инженерные сооружения и прогнозные и поисково-спасательные службы. Ныне менее всего поддаются защите горнолыжные склоны (часто — сами лавиноопасные) и подъемники. Гибель в лавинах лыжников и туристов остается существенной проблемой; число жертв в последние десятилетия неуклонно увеличивается, как, впрочем, и число туристов. Рост туризма свидетельствует, что посетители Альп считают приемлемым имеющийся лавинный риск.

Однако опасность лавин, как и других разрушительных природных процессов, грозит выйти из-под контроля, если вследствие приближающегося экологического кризиса от загрязнения атмосферы погибнут леса, в течение веков оберегаемые местными жителями как лучшая защита от лавин. Насколько могли бы разрастись лавиноопасные площади, видно из следующих данных: на северном склоне Альп верхняя граница леса

находится па отметках около 2300 м, нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова — около 800, нижняя граница лавинообразования в поясе неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов— около 450; на южном склоне те же границы около 1400, 1100 и 750 м над уровнем моря. В других лавиноопасных районах Европы вертикальный размах лесного пояса от его верхней границы до нижнего рубежа лавинообразования также измеряется сотнями метров (до 900 м на юге Скандинавских гор, до 1000 м в Карпатах, до 1000—1500 м в Пиренеях и Апеннинах). Гибель лесов вызвала бы здесь вспышку лавинной (а также селевой и др.) опасности нового типа. Не исключено, что экономические потери в горных районах оказались бы намного больше стоимости мер, исключающих гибель лесов. Таким образом, арсенал противолавинных мер в ближайшее время может пополниться средствами сокращения загрязнения атмосферы, применяемыми вдали от лавиноопасных склонов.

Азия (рис. 36, 37). Горные системы различного строения, высоты и простирания занимают основную часть территории Азии. Районы с ежегодным сходом лавин охватывают около 10% площади континента (более 2,5 млн км2). Половина их имеет низкую степень лавинной активности, приблизительно пятая

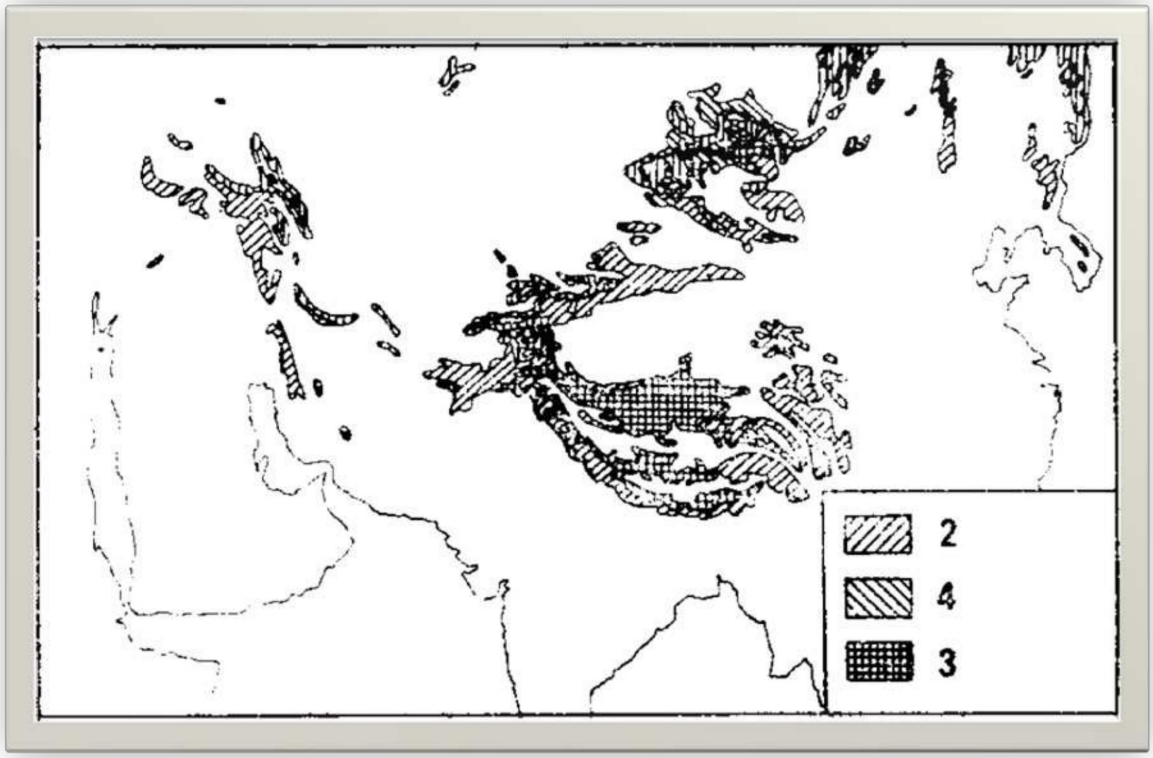


Рис. 36. Азия. Основные факторы лавинообразования. Условные обозначения см. рис. 34

часть — высокую, одна треть — среднюю степень лавинной активности. Наиболее крупные лавиноопасные районы вне СССР — цепь Гиндукуша (высшая точка 7690 м), Каракорума (8611 м) и Тибетско-Гималайской системы (7723 и 8848 м), а также Тянь-Шань (7439 м), Алтай (4362 м в Монгольском Алтае), Бол. Хинган (1749 м), хр. Эльбурс (5604 м) и горы Японии (2290 м на о. Хоккайдо, 3776 м на о. Хонсю, 1592 м на о. Кюсю). Ряд более мелких лавиноопасных районов расположен в Юго-Западной Азии — в Понтийских горах (3937 м), на хр. Тавр (3916 м), Армянском нагорье (5165 м), хр. Загрос

(4548 м) и в Манчжуро-Корейских горах (2750 м). Горы Юго-Западной Азии по большей части имеют мягкие очертания и водно-эрозионный тип рельефа. Лишь отдельные



Рис. 37. Азия. Степень лавинной активности. Условные обозначения см. рис. 35

наиболее высокие хребты получили горно-ледниковый облик. Снеговая линия, приблизительно отвечающая нижней границе пояса круглогодичного схода лавин, лежит на отметках 3500—3700 м в Понтийских горах, на Тавре и на возвышенностях Армянского нагорья. К востоку она поднимается до 4500 м на хр. Эльбурс, 4700 м на северном и 5400 м на южном склонах Гиндукуша. Гиндукуш и южный склон Гималаев резко и глубоко расчленены водной эрозией, а в верхнем поясе — также горно-ледниковыми процессами. Глубина долин здесь часто превышает 2 км. Снеговая линия на южном склоне Гималаев проходит на отметках 4300—4600 м, на обращенном к Тибету сухом северном, склоне — 5800—6000 м. Северный склон имеет преимущественно горно-ледниковый рельеф, но меньшую в сравнении с южным глубину расчленения. В горах Тибета (хр. Куньлунь и др.) высота водоразделов над дном долин относительно невелика, поэтому облик некоторых хребтов приближается к среднегорному, несмотря па большую абсолютную высоту и господство горно-ледникового типа рельефа. В еще большей степени среднегорные черты рельефа свойственны Восточному Тянь-Шаню и Монгольскому Алтаю; снеговая линия в них располагается на отметках до 4200 м. Рельеф Бол. Хингана имеет мягкие очертания и водно-эрозионный характер.

Манчжуро-Корейским горам и горам Японии присуще сочетание горно-ледникового и вулканического рельефа в верхнем поясе и водно-эрозионного в нижнем, большем по площади. Нижней границы пояса вечных снегов они не достигают не менее чем на 200 м в горах о. Хонсю.

Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова и ежегодного лавинообразования повышается к экватору и от прибрежных районов к внутриматериковым. Ее отметки находятся на уровне моря на Чукотке, около 200 м на о. Хоккайдо, 500 м на хр. Тавр, 2000 м на южном склоне Гиндукуша и Гималаев, до 5000 м в Тибете. Нижняя граница пояса неустойчивого снежного покрова располагается на сотни метров ниже. Например, даже на побережьях Японии бывают дни со снегом (в Токио в среднем 12, на юге о. Кюсю 2 дня за год). Па западе Пакистана снежный покров изредка образуется даже на отметках 500— 600 м. Но в восточной части южного склона Гималаев граница пояса редких снегопадов поднимается до 1800—2000 м.

Продолжительность холодного периода увеличивается, а количество твердых осадков уменьшается в целом от окраин к внутриматериковой области Азии. В Японии эти показатели достигают 60—80 дней и 400—600 мм, на хр. Тавр — 60 дней и 200 мм, в Тибете — 240 дней и 100 мм; рекордное количество снега (тысячи миллиметров в год) получает ледниковое высокогорье южного склона Гималаев. В поясе сезонного снежного покрова число дней с лавиноопасными снегопадами меняется от 15—20 и более в Гималаях и на о. Хоккайдо до 1 в Тибете; это число невелико (1—5) также в относительно низких горах Юго-Западной Азии и Китая, где и продолжительность лавиноопасного периода меньше месяца. В высоких частях Гималаев, Каракорума, хр. Эльбурс она превышает 5 мес.

В результате сравнительной малоснежности почти на 50% лавиноопасных территорий зарубежной Азии ведущим фактором лавинообразования служат метели (в Понтийских горах, Тавре, на Армянском нагорье, в Загросе, па южных склонах Эльбурса, в горах Центральной азии, на Большом Хингане, в Манчжуро-Корейских горах, а также на некоторых участках Гиндукуша и Гималаев). На основной части оставшейся лавиноопасной территории ведущий фактор лавинообразования — перекристаллизация снежной толщи (наиболее высокие внутренние районы Тибета, Куньлуня, Каракорума, северных склонов Гималаев и Бол. Хингана). Лишь на северных склонах Понтийских гор, Эльбурса, в хребтах Ливан и Антиливан, горах юга Кореи и в Японии, на южном склоне Гималаев основным лавинообразующим фактором являются интенсивные снегопады.

Причем в Гималаях и Японии они обычно сопровождаются сильными ветрами и метелями, поэтому полное разделение этих факторов лавинообразования невозможно.

В горных районах Юго-Западной и Южной Азии, послужившей местом рождения древнейших цивилизаций мира, поныне сохраняются в основном традиционные виды хозяйства — земледелие и пастбищное животноводство, не испытывающее существенной лавинной опасности. В Юго-Западной Азии современные дороги, газопроводы (в Иране — через хребты Загрос и Эльбурс) и другие коммуникации прокладываются вдоль крупных речных долин, преимущественно вне лавиноопасных зон; ГЭС и современные рудники единичны. Однако лавины нарушают работу транспорта и вызывают гибель людей на хребтах Загрос, Эльбурс, Армянское нагорье и в Понтийских горах.

В Гиндукуше и Каракоруме, поделенных между Афганистаном, Пакистаном, Индией и КНР, в западной части очаговое земледелие распространяется по горным долинам до высот 3,5—4 км над уровнем моря. Вследствие большой глубины вреза многих долин могут складываться условия, при которых весенние лавины из верхнего пояса гор обрушиваются в пояс цветущих садов, однако надежных сведений об этой региональной черте лавинной опасности нет (они есть для сходных природных условий Памира, см. разд. 5.8). Освоение минеральных и гидроэнергетических ресурсов этих горных районов сдерживается трудной их доступностью и экономическими причинами. Древние караванные пути — местные и транзитные, в частности из долины р. Инд в Кашгарию, — имеют перевалы выше 3—3,5 км, непроходимые зимой из-за снежных заносов и лавин. Противолавинными сооружениями, построенными в 1980-х годах, защищена лишь автодорога Кабул—Шерхан в Афганистане.

В Гималаях, части которых принадлежат Индии, Непалу, Бутану и КНР, земледелие в горных долинах и пастбищное животноводство существуют тысячелетиями. Энергия горных рек значительна (в Индии—1,3, а в Непале и Бутане—100% национальных гидроэнергоресурсов), но почти не освоена. Строительство трансгималайских (через Непал) и вдольгималайских автодорог, начавшееся в 1950-х годах, делает более доступными природные ресурсы гор. В частности, в Непале оно позволило начать сооружение ГЭС. Но тем самым была возбуждена опасность лавин и других разрушительных процессов. По мнению Д. Шеллинга, экономика Непала еще слишком слаба, чтобы обеспечить нормальную защиту от разрушительных природных сил тех автодорог и ГЭС, что построены с иностранной помощью. Общеизвестна лавинная опасность для альпинистских экспедиций в Гималаях.

В Японии лавиноопасные районы занимают почти 3/4 территории; в них размещается около 20% населения страны при средней плотности 50—100 чел/км^2, множество железных и автомобильных дорог, ГЭС и других объектов традиционного и нового видов хозяйства. Вместе с другими природными опасностями лавинная контролируется образцово организованными предупредительными и защитными мероприятиями, разрабатываемыми Национальным исследовательским центром по предотвращению стихийных бедствий. Учет экономического ущерба по префектурам ведется с 1946 г. и служит основанием для оптимизации защиты от природных опасностей. Снежные лавины не входят в число тех природных явлений, которые вместе приносят 80—90% ущерба по стране в целом; снегопады вне лавиноопасных районов приносят больший ущерб, чем лавины. Исследованием последних занимается специальная лаборатория в Институте низких температур (о. Хоккайдо). Тщательная защита от природных опасностей — одна из основ быстрого экономического развития Японии.

В других странах зарубежной Азии исследования лавинной опасности ведутся в КНР и Индии. В КНР они начаты 1950-х годах в связи с проблемами эксплуатации

автодорог в Восточном Тянь-Шане и выполняются в основном Институтом гляциологии и геокриологии в Ланчжоу. В Индии прокладка автодорог в Гималаях побудила создать в 1960-х годах принадлежащий армейским строителям центр по изучению снега и лавин.

В обозримом будущем можно ожидать быстрого освоения богатых минеральных ресурсов горных районов КНР, гидроэнергоресурсов Индии, Непала, Бутана, развития иностранного туризма в Гималаях. Эти процессы обострят лавинную опасность. Та форма ее обострения, которая связана с гибелью лесов из-за загрязнения атмосферы, вероятна в Японии.

В Африке снежный покров и лавины образуются на севере в Атласских горах (высшая точка 4165 м над уровнем моря), на вулканах Килиманджаро (5835 м), Кения (5199 м) и Камерун (4070 м) и на пике Маргерита (5109 м) в экваториальной части, а также в Драконовых горах (3660 м) и в горных массивах Эвартберг (2326 м) и других на крайнем юге. Общая площадь этих районов — около 1/1000 площади континента. Наиболее велик район, относящийся к Атласским горам. Они имеют резко-расчлененный эрозионный, а выше 2800 м — горно-ледниковый рельеф и относительную высоту склонов хребтов до нескольких сотен метров. Снежный покров на северном склоне на отметках 700—1000 м держится в среднем 5 дней в году, а в поясе выше 2500 м — не менее двух месяцев (в Высоком Атласе — до 5 мес). В среднем 1 раз в 10 лет снег выпадает в алжирской, восточной части Атласских гор (отметки — несколько выше 1000 м

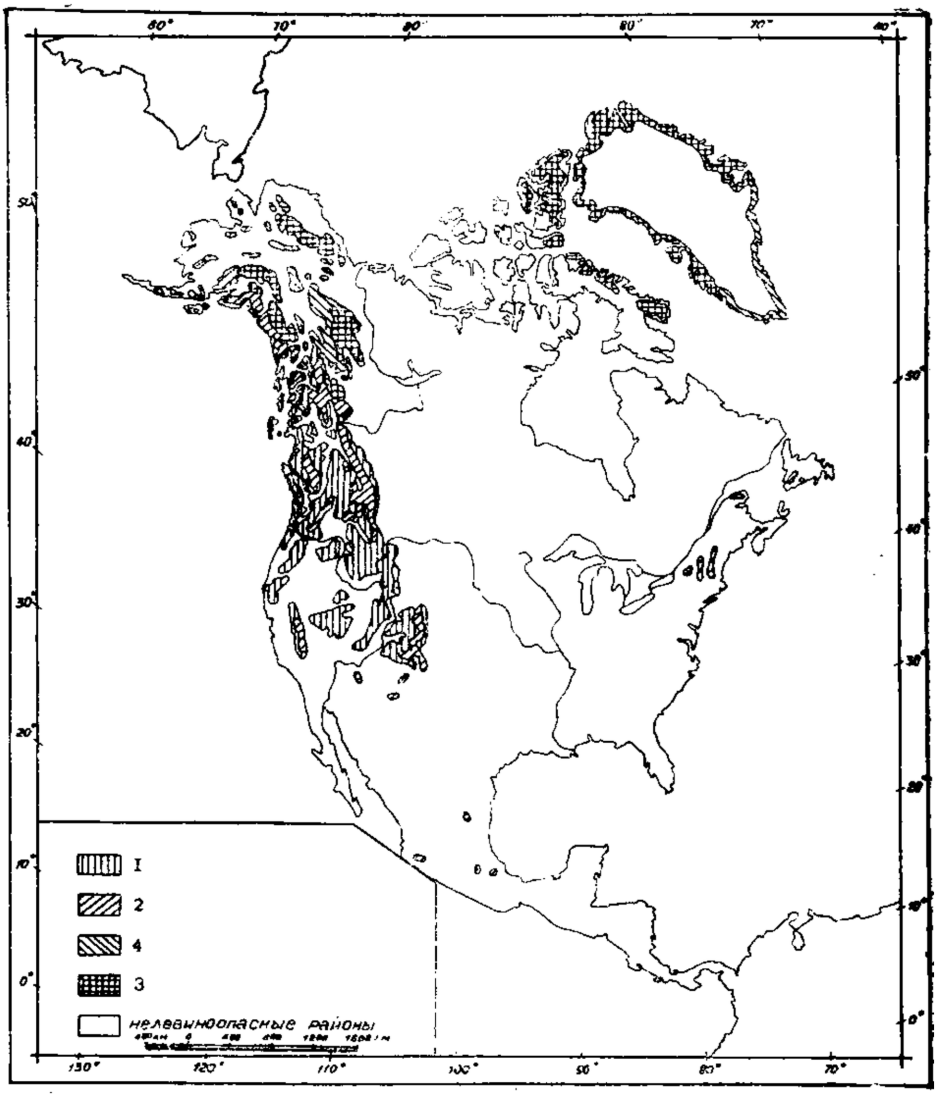


Рис. 38. Северная Америка. Основные факторы лавинообразования.
Условные обозначения см. рис. 34

над уровнем моря). Наиболее возвышенная часть Атласа характеризуется средней, остальная часть — низкой степенью лавинной активности. Основные факторы лавинообразования здесь — снегопады и метели. Продолжительность лавиноопасного периода—более месяца. Число лавиноопасных снегопадов, вероятно, менее 5 в год. Пояс устойчивого снежного покрова в хозяйственном отношении не освоен. В районах,

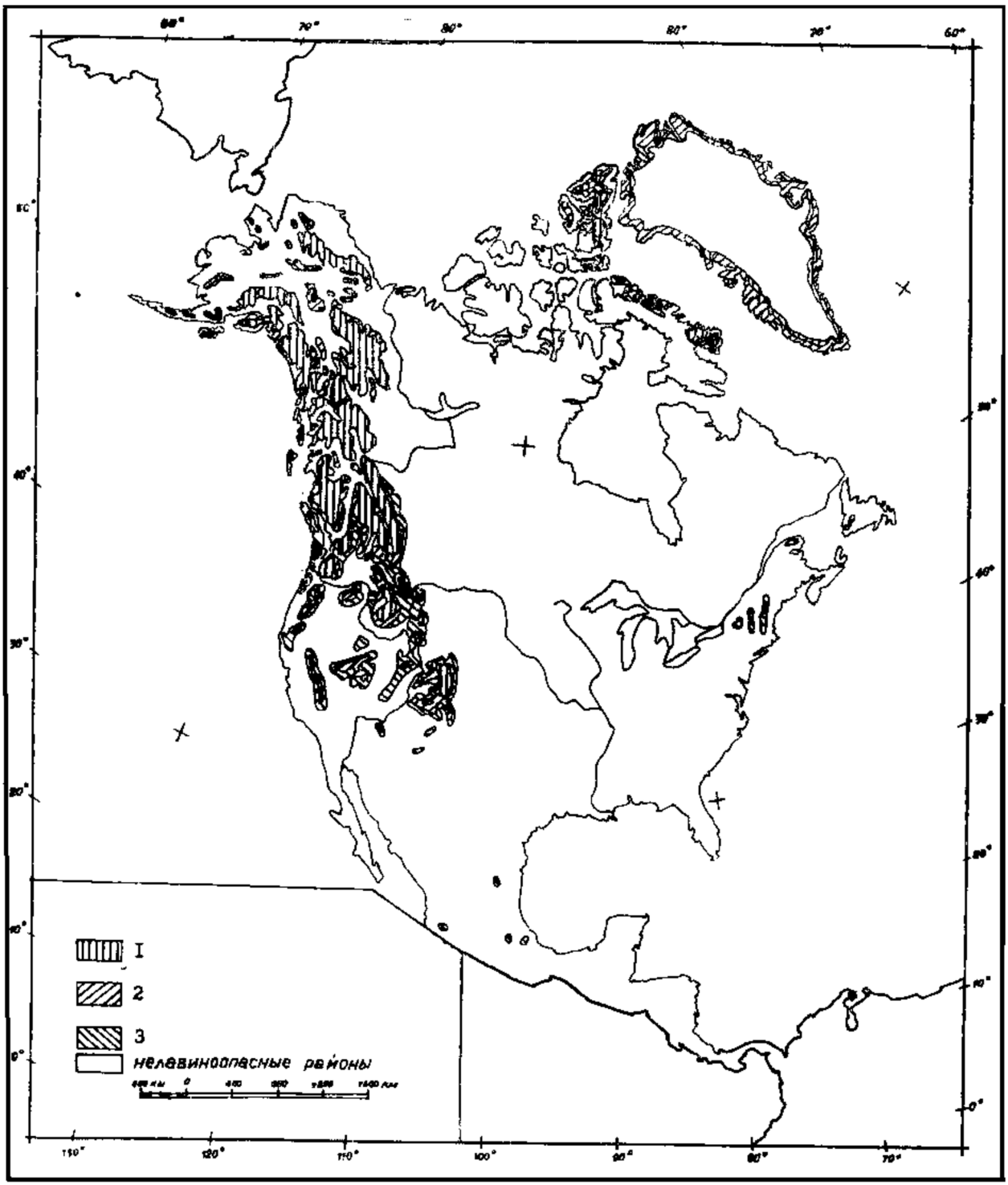


Рис. 39. Северная Америка. Степень лавинной активности Условные обозначения см. рис. 35

где снежный покров и лавины возникают неежегодно, развито земледелие, построены две ГЭС (в Марокко), проложены железные и автомобильные дороги и нефтепровод (в Алжире). Редкие обильные снегопады и лавины затрудняют здесь движение транспорта, нарушают линии связи.

Горные вершины близ экватора покрыты вечными снегами на высоте более 4800—5000 м над уровнем моря; среднее за год число лавиноопасных снегопадов в этом поясе, вероятно, достигает 30. Неустойчивый снежный покров опускается временами до отметок 3500—4000 м над уровнем моря. Лавины, образующиеся на этих разрозненных одиночных вершинах, представляют опасность лишь для альпинистов.

Горы юга Африки, в которых возможны лавины, представляют собой расчлененные водной эрозией края плато и имеют плоские вершины и довольно крутые склоны относительной высотой до 1000 м. Снежный покров здесь неустойчив, основной фактор лавинообразования — снегопады и снеготаяние. Главный ущерб лавины наносят путям сообщения и другим коммуникациям. Земледелие же, являющееся здесь основным видом хозяйственной деятельности, больше страдает, видимо, от холодов, сопровождающих снегопады (в июле 1989 г. первый после 1952 г. обильный снегопад в районе Кейптауна прошел при температуре до —10°).

Северная Америка (рис. 38, 39). Отношение площадей горных и равнинных районов в Северной Америке составляет приблизительно 1: 2. В горных районах большие пространства заняты внутренними плато и плоскогорьями. Площадь лавиноопасных районов — более 1,5 млн км2, или около 8% территории материка. Основная их часть приходится на Кордильеры — от Аляски до приблизительно 35° с. ш., меньшая — на острова Канадского Арктического архипелага и Гренландию; небольшие разрозненные лавиноопасные участки имеются на севере Аппалачей, о. Ньюфаундленд и на вершинах вулканов Мексики.

На Аляске лавиноопасны хр. Брукса (высшая точка 2816 м), Аляскинский (6193 м), вулканическая цепь полуострова Аляска (2607 м) и Алеутских островов (2861 м). Южнее лавиноопасные районы тянутся вдоль Тихоокеанского побережья в ряде параллельных горных цепей — Береговых хребтов (4042 м), гор Каскадных (4392 м) и Сьерра-Невада (4419 м), Скалистых гор от хр. Маккензи (2972 м) на севере до Передового хребта (4399 м) на юге. Ряд лавиноопасных участков имеется также на внутреннем плато между хр. Сьерра-Невада и южной частью Скалистых гор, на возвышенностях, отметки которых превышают приблизительно 3500 м над уровнем моря. В горах Аляски и запада Канады преобладает рельеф, созданный горными и покровными ледниками, — крутые сглаженные склоны, острые гребни, на побережье — фиорды. К югу нижняя граница пояса горно-ледникового рельефа повышается, в нижнем поясе господствует водно-эрозионный тип рельефа. На внутреннем плато развит рельеф- водно-эрозионного типа, характерны плоские поверхности водоразделов. Наконец, почти во всех названных районах (исключая наиболее восточные) хребты и возвышенности увенчаны вулканами.

Как уже отмечалось, заснеженность и лавинная активность запада Северной Америки отчетливо проявляют общие климатические закономерности: они наиболее велики в прибрежных хребтах Аляски (г. Чугач, Св. Ильи и др.) и снижаются — вслед за уменьшением количества осадков — с удалением от моря, к югу, а также к северу. Снеговая линия поднимается от 300— 600 м над уровнем моря на прибрежных хребтах Аляски до приблизительно 2400 м на севере и 3000 м на юге восточного склона Скалистых гор, выше 4400 м на юге хр. Сьерра-Невада. Сходным образом изменяется высота нижней границы пояса регулярного лавинообразования: от уровня моря в прибрежных хребтах Аляски до 1000 м на той же широте на восточном склоне Скалистых гор, до 3000 м на юге хр. Сьерра-Невада.

Среди островов Канадского Арктического архипелага наличием сравнительно больших лавиноопасных территорий выделяются Баффинова Земля (2591 м), о. Элсмира (около 3000 м) и о. Девон (около 1000 м). Для других островов характерны преимущественно лавины с коротких склонов. Рельеф островов этого архипелага, как и Гренландии (высшие отметки скальных вершин до 3700 м), создан деятельностью покровного и горных ледников и представляет сочетание уплощенных поверхностей водоразделов и крутосклонных фиордов. Снеговая линия расположена на высоте в сотни метров, пояс устойчивого снежного покрова и ежегодного лавинообразования опускается до уровня моря.

Остров Ньюфаундленд представляет собой плоскую глыбу с максимальными отметками 814 м, ограниченную с юга и запада крутыми склонами с рельефом, созданным водной эрозией и деятельностью ледников. Эти склоны и относятся к лавиноопасным. В Аппалачах лавины образуются довольно регулярно в их северной части (Адирондакские горы —1629 м, Зеленые, горы — 1916 м и др.). В облике гор здесь, как и южнее, господствуют плато, прорезанные крутосклонными долинами и покрытые ле¬сами. Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова лежит на отметках 800—1000 м и поднимается к югу, отрываясь от вершин, достигающих на Голубом хребте 2037 м.

В Мексике лавиноопасны склоны вулканов Орисаба (5700 м), Попокатепетль (5452 м), Икстаксихуатль (5288 м), расположенных на Вулканической Сьерре. Снеговая линия здесь проходит на отметках 4300—4500 м, нижняя граница пояса лавинообразования — 3500—3700 м.

В целом в Северной Америке более половины лавиноопасной площади характеризуется высокой степенью лавинной активности; это в основном Кордильеры Аляски и Канады севернее 50° с. ш. и юг Гренландии. В южной части Кордильер и в Гренландии значительны территории со средней степенью лавинной активности. В остальных лавиноопасных районах активность лавин низкая.

Основным фактором лавинообразования па большей части лавиноопасных территорий Северной Америки являются снегопады, а выше верхней границы леса в горах Сьерра-Невада, Скалистых и Каскадных — метели. Севернее 60° с. ш. в горах Маккензи, хребтах Аляскинском и Брукса ведущим фактором является перекристаллизация снежной толщи. В горах Центральной Америки одним из основных факторов лавинообразования помимо снегопадов служит снеготаяние. Изменение числа дней с лавиноопасными снегопадами и продолжительности лавиноопасного периода происходит следующим образом: на Аляске — 30 дней и более за 5—7 месяцев и более; в Большом бассейне — лишь 1 день примерно за 1 месяц и менее; на Канадском Арктическом архипелаге—1—3 дня за 3—5 месяцев. В Гренландии основные факторы лавинообразования — снегопады па юге, метели на севере. Продолжительность лавиноопасного периода соответственно от 3—5 месяцев до 1 года. Число дней с лавиноопасными снегопадами — от 3—5 на юге до 1—3 на севере острова.

Надо подчеркнуть, что на Аляске, в Канадском Арктическом архипелаге и на юге Гренландии распространены водоснежные потоки, ошибочное смещение которых с типичными лавинами грозит недооценкой их опасности. Вероятно, именно водоснежные потоки, способные образовываться на более пологих, чем лавинные, склонах, представляют опасность для коренных обитателей — зверобоев и охотников, а также для редких современных поселений па берегах Гренландии и островов Канадского архипелага.

Собственно лавинная опасность на остальной территории Северной Америки до европейской колонизации практически не существовала, поскольку индейцы зимой избегали высокогорий, считая, что они населены злыми духами. Колонизация началась

на рубеже XVI и XVII вв. и вплоть до XIX в. охватывала лишь восточные, нелавиноопасные районы. Пионерное освоение горных районов Дальнего Запада США и Канады было связано в основном с добычей золота и серебра. Список старательских поселков, сметенных лавинами, включает Теллурайд, Альту, Аспен, Минерал-Кинг и др. Следующий этап роста лавинной опасности был связан со строительством перевальных железных и шоссейных дорог (ныне лавиноопасные районы Кордильер пересечены восемью железными и несколькими автомобильными дорогами; дороги построены также вдоль гор — шоссе от Аляски в США, железная дорога — от Сиэтла до Сан-Франциско). Ряд тяжелых лавинных катастроф произошел в конце XIX — начале XX в. на Великой Северной железной дороге в Каскадных горах, на Канадской Тихоокеанской железной дороге в горах Селкерк и др. После этого названные и другие железные дороги были по мере необходимости защищены от лавин инженерными сооружениями или переукладкой трассы через срочно пробитые тоннели. При дальнейшем строительстве дорог лавинная опасность оценивалась заблаговременно.

В последние десятилетия хозяйственное освоение лавиноопасных горных районов на западе США и Канады продолжалось; строились ГЭС, возникали очаги горнодобывающего производства, прокладывались нефтепроводы (в частности, через хр. Брукс на Аляске), расширялись или вновь строились автодороги (трансканадская и др.). С 1950-х годов развивается сеть горнолыжных курортов. Плотность населения в наиболее освоенных лавиноопасных районах США местами превышает 10 чел/км^2, т. е. соизмерима с этим показателем для Альп. Однако ресурсные (гидроэнергетические, минеральные и др.) возможности горных территорий далеко не исчерпаны; видимо, здесь и впредь будут появляться очаги производства, требующие защиты от лавин и прочих опасных природных явлений. Но едва ли следует ждать особых обострений лавинных проблем, поскольку они уже держатся под контролем.

Снеголавинными исследованиями заняты в США Лесная служба (с 1945 г.), университеты и другие организации, в Канаде — специальная группа, работающая в основном па обоснование строительных проектов. Выполняются крупномасштабное картографирование опасных участков, прогнозирование лавин и оперативное предупреждение о них, профилактический спуск лавин на автодорогах, в окрестностях горнолыжных курортов и др. В США этим заняты в основном «снежные патрули», организованные в начале 1970-х годов в системе Лесной службы. Защита от лавин включена в проблему борьбы со стихийными бедствиями, являющуюся задачей федерального правительства. Как и в альпийских странах, в США и Канаде применяются экономические побуждения против рискованного строительства па лавиноопасных участках. Статистический учет потерь от природных опасностей показывает, что в США прямой экономический ущерб от лавин составляет около 1% от суммарного ущерба в 25—30 дол. в год на душу населения; в списке важнейших опасных явлений лавины находятся в начале второго десятка. По общей величине ущерба лавины вместе со снегопадами в районах ниже пояса устойчивого снежного покрова выходят лишь на десятое место (по данным за 1965—1975 гг.).

В Южной Америке (рис. 40, 41) лавиноопасные районы находятся в Андах на западном краю материка и занимают около 3% его площади. С юга от Огненной Земли они тянутся непрерывной полосой почти до 27° ю. ш.; севернее же лавиноопасны отдельные вершины. В Южных Андах, достигающих высоты 4058 м над уровнем моря, преобладает рельеф горно-ледникового типа, с особо глубокими долинами-трогами и фиордами в Патагонии. Снеговая линия, приблизительно отвечающая нижней границе пояса круглогодичного лавинообразования, находится па высоте 600—800 м над уровнем моря и повышается к северу до 1200 — 1500 м около 40° ю. ш. Параллельно ей

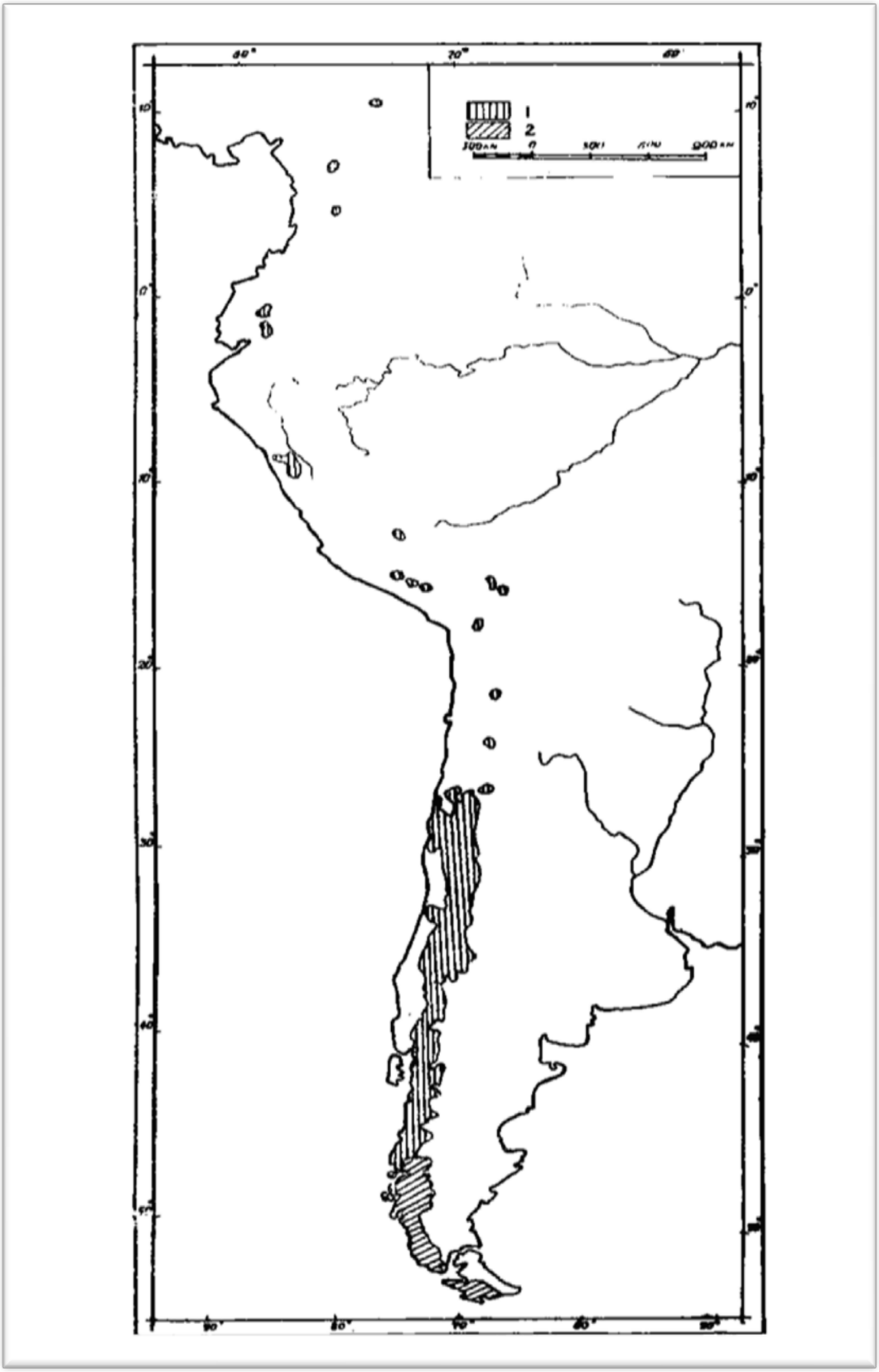


Рис. 40. Южная Америка. Основные факторы лавинообразования Условные обозначения см. рис. 34

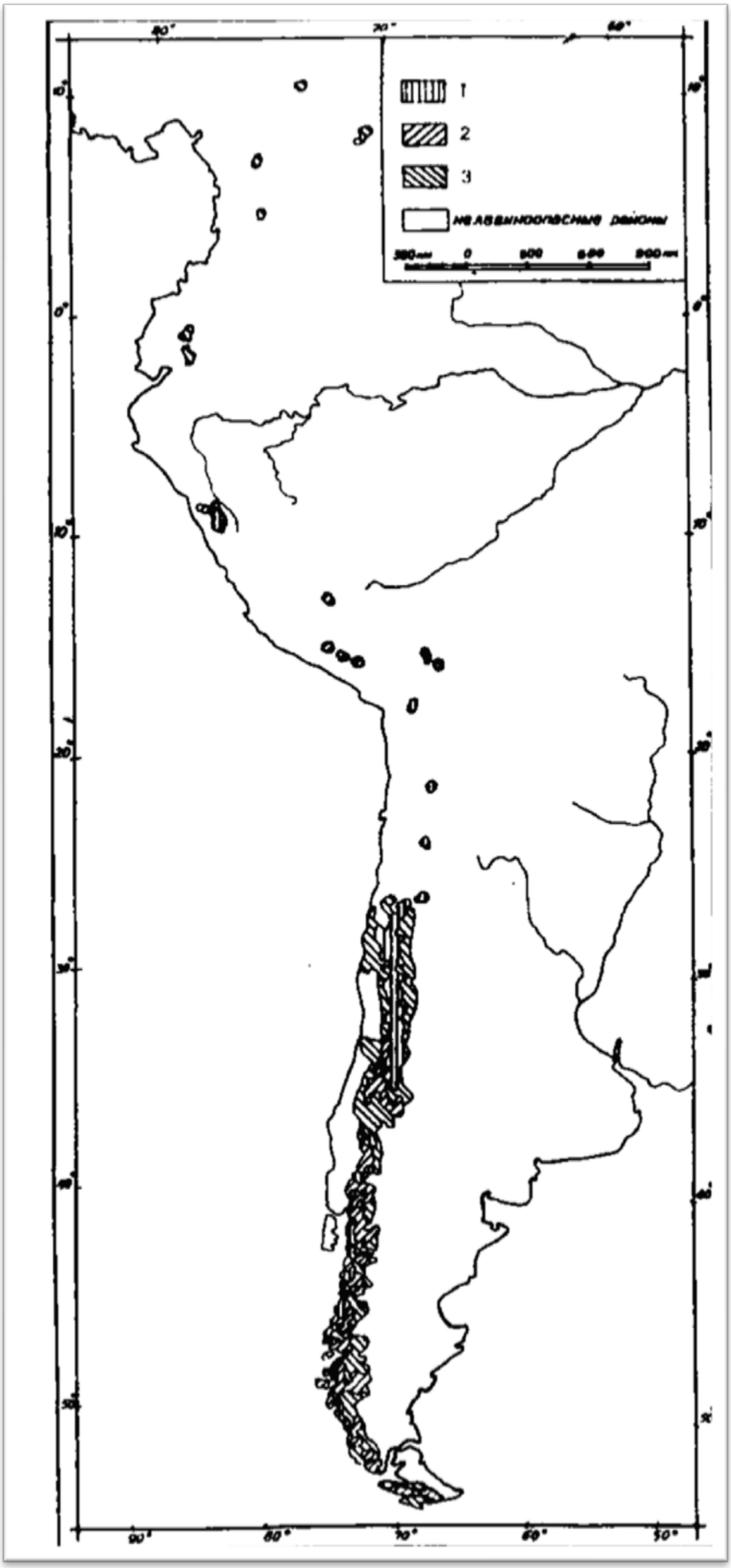


Рис. 41. Южная Америка. Степень лавинной активности. Условные обозначения см. рис. 35

повышается нижний рубеж распространения горно-ледникового типа рельефа и расширяется пояс преобладания водно-эрозионного типа. У самого северного края сплошной лавиноопасной территории Анды расширяются, осевая часть массива получает облик высокогорного плато, рельеф горно-ледникового типа почти полностью исчезает, замещаясь водно-эрозионным и вулканическим. Вершины горной цепи, ближайшей к морю, достигают отметок 6960 м. Снеговая линия на склоне, обращенном к Тихому океану, поднимается приблизительно до 2000 м у 38° ю. ш., 3000 м у 35°, 4500 м у 33° ю.ш.; на восточном склоне она расположена па сотни метров выше. Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова находится па уровне моря на Огненной Земле и поднимается до 4 км у 33° ю.ш. и до 6 км вблизи Южного тропика. Севернее верхняя граница пояса устойчивого снежного покрова снижается до отметок 4400—4700 м, нижняя — до отметок 3000—3500 м в горах Венесуэлы. Здесь лавиноопасными являются отдельные вулканические вершины или небольшие по размеру гребни гор (с юга па север); влк. Льюльяйльяко (6723 м), г. Сахама (6520 м), г. Ильямпу (6485 м), г. Уаскаран (6768 м), влк. Чимборасо (6267 м), вулкан Котопахи (5896 м), вулкан Руис (5400 м), хр. Сьерра-Невада-де-Кокуй (5493 м), г. Кристобаль-де-Колон (5774 м) и еще 10—20 других.

На большей части лавиноопасной территории Южной Америки преобладают лавины снегопадов и только южнее 48° ю. ш. ведущим лавинообразующим фактором становятся метели. В приэкваториальных лавиноопасных районах одним из основных факторов лавинообразования помимо снегопадов является снеготаяние.

Продолжительность лавиноопасного периода и число дней с интенсивными снегопадами увеличиваются с севера на юг от 1 месяца или менее и 1—3 дней у экватора до 7 месяцев и более и 30 дней и более в Патагонии.

Коренное население Анд занимается земледелием и пастбищным животноводством. Земледелием освоены высокие (до 3—4 км), но все же не достигающие лавиноопасного пояса территории в Перу, Боливии и севернее. Лишь кочевники па высокогорных пастбищах могли сталкиваться с лавинами. В XV— XVI вв. континент покорен испанцами; но массовая иммиграция в Аргентину и Чили, которым принадлежит основной лавиноопасный район Аид, началась лишь во второй половине XIX в., а развитие индустриального производства — в основном с середины XX в. Через Анды между Аргентиной и Чили проложены три железные и одна шоссейная дорога. Эксплуатация их затруднена не только лавинами, но также другими разрушительными явлениями и крутизной подъемов. Чили и Аргентина, как и другие андийские страны, располагают крупными гидроэнергетическими и минеральиыми ресурсами, в том числе мирового значения запасами медных руд (от названия меди «анта» на языке индейцев кечуа произошло слово Анды). В лавиноопасных горах действует ряд рудников, построено несколько ГЭС. Но главный этап освоения ресурсов гор — впереди. Пока же лавиноопасные дороги просто закрываются на зиму.

Исследования лавин и разработка противолавинных мероприятий выполнялись, насколько известно, лишь в Чили, с помощью иностранных специалистов. Так, приглашенный из США М. Отуотер руководил противолавинной программой при проведении в 1966 г. международных горнолыжных соревнований в Портильо (Чили). Разработана методика и дается фоновый прогноз лавиноопасных снегопадов, адресуемый горнодобывающим предприятиям, лыжным курортам и другим потребителям.

Австралия и прилегающие острова (рис. 42, 43). В Австралии лавиноопасны Австралийские Альпы (высшая точка 2230 м) — небольшой горный массив, в верхнем поясе которого развит ледниковый, в нижнем — водно-эрозионный рельеф. Пояса вечных

снегов эти горы не достигают. Нижняя граница пояса устойчи¬вого снежного покрова проходит на отметках 700—1000 м. Основные факторы лавинообразования — снегопады и метели. Продолжительность лавиноопасного периода менее 3 месяцев. Число дней с лавиноопасными снегопадами до 3. Степень лавинной активности средняя и низкая.

Аборигены Австралии с лавинной опасностью не сталкивались. Европейская колонизация началась в конце XVIII в. и усилилась в середине XIX в. Но Австралийские Альпы еще в первой половине XX в. использовались лишь для пастбищного животноводства. Позже здесь построены серия ГЭС (на западном склоне), рудники, горнолыжные курорты, автодороги. Это возбудило лавинную опасность, остающуюся все же невысокой— по природным причинам — и контролируемую в основном путем прогнозов и оповещения.

Остров Тасмания (1617 м) принадлежит Австралии, имеет довольно пологий и мягко очерченный рельеф. Однако многие участки склонов достигают лавиноопасной крутизны, а обильные твердые осадки обеспечивают возможность их схода в течение 3 месяцев и более. Лавиноопасные территории распространяются почти до уровня моря, нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова проходит па высоте 200—500 м. Основные факторы лавинообразования — снегопады и метели. Число дней со снегопадами не менее 10 мм/сут. достигает 10. Как и в Австралийских Альпах, различие снежности на наветренных (западных) и подветренных склонах весьма велико; лавиноопасны в основном наветренные склоны острова. Степень лавинной активности средняя и низкая.

В Тасмании развито горнодобывающее производство, построены ГЭС, проложена сеть железных и автодорог. Однако они расположены в основном вне лавиноопасных участков. Выполняется прогнозирование снегопадов и лавин.

Острова Новая Зеландия гористы, особенно о. Южный; высшая точка Новозеландских Альп 3764 м над уровнем моря.

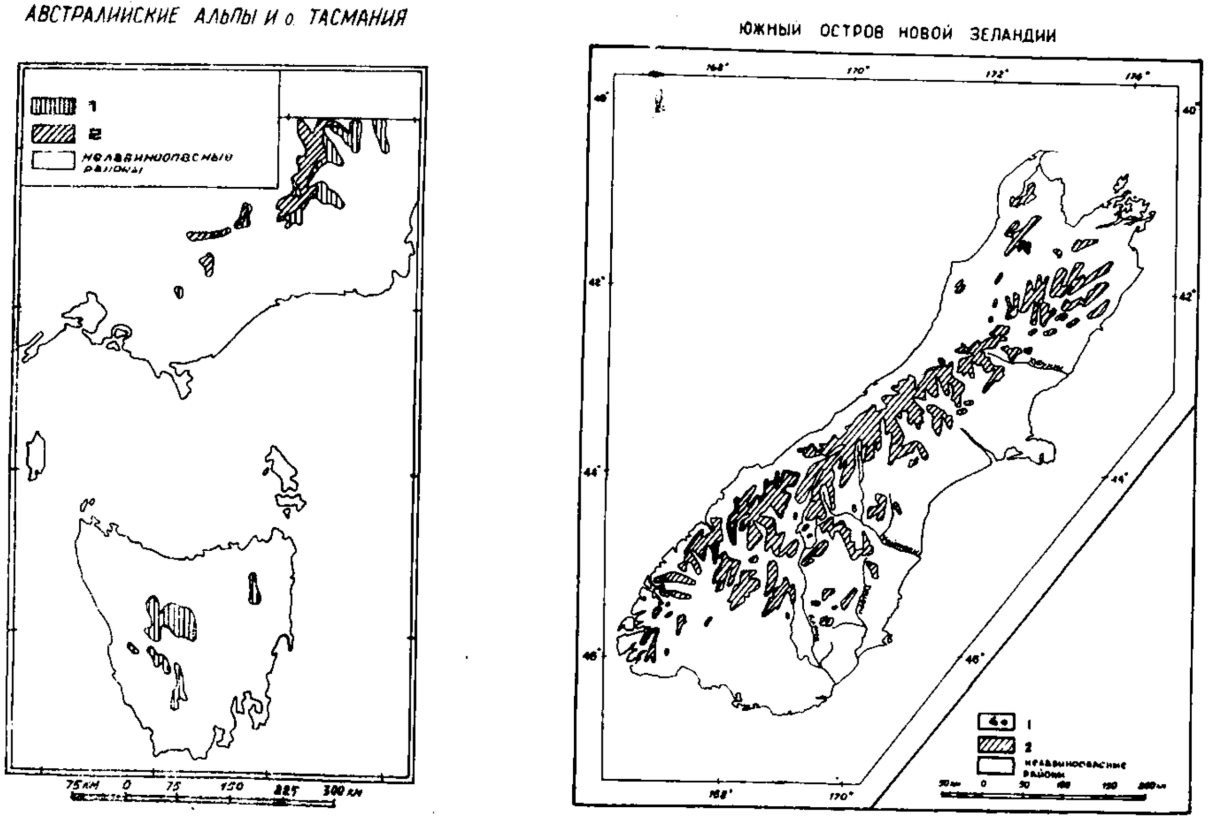


Рис. 42. Австралия, Тасмания, Новая Зеландия. Основные факторы лавинообразования. Условные

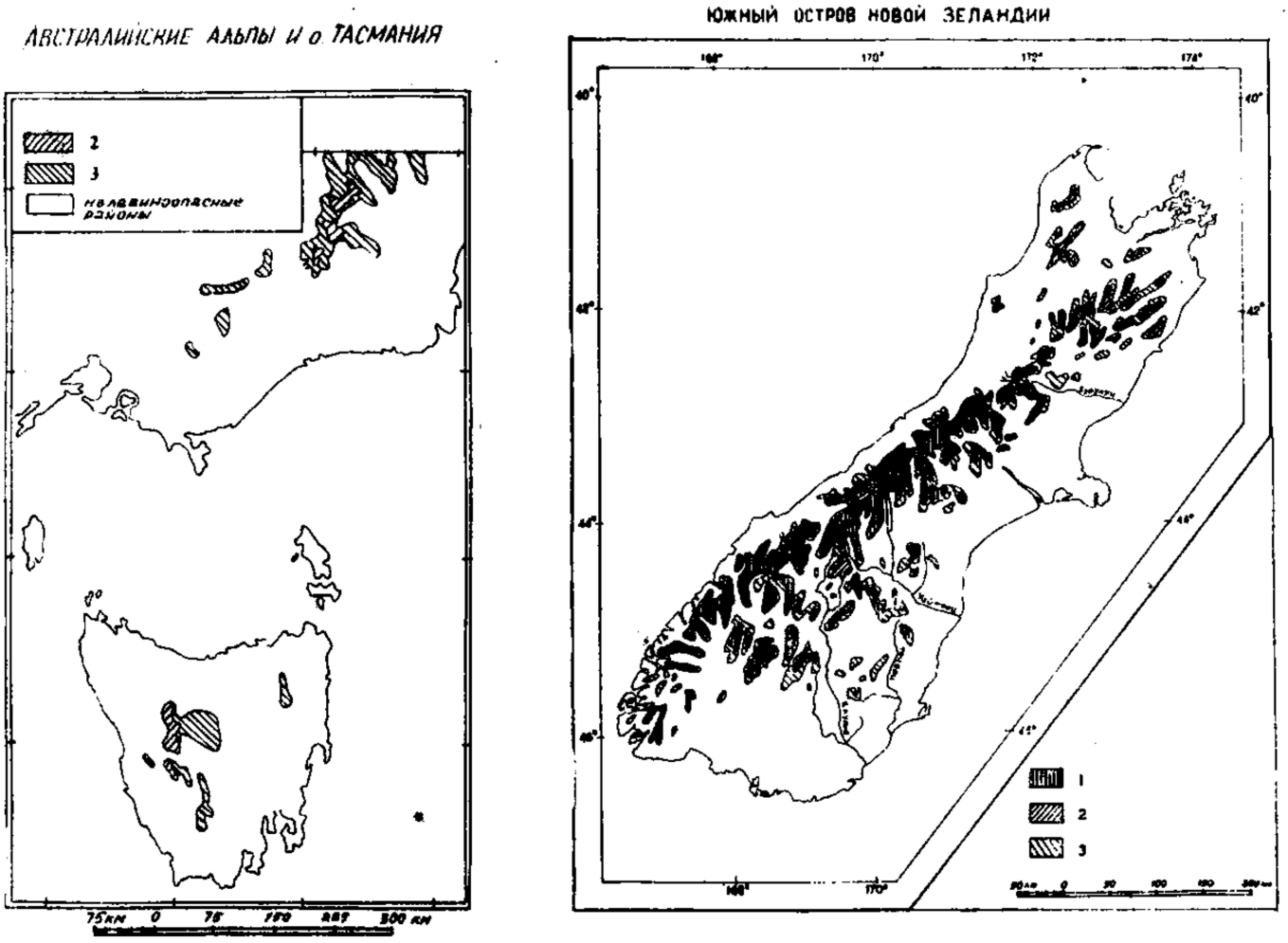


Рис. 43. Австралия, Тасмания, Новая Зеландия. Степень лавинной активности.
Условные обозначения см. рис. 35

Здесь развит типичный горно-ледниковый рельеф, а побережье наиболее заснеженной, наветренной юго-западной части острова рассечено фиордами. Снеговая линия на западных склонах проходит на высоте 1800—2100 м над уровнем моря, на восточных— поднимается до 2400 м. Высота нижней границы пояса устойчивого снежного покрова и регулярного лавинообразования на западном склоне 200—500 м над уровнем моря, продолжительность лавиноопасного периода до 5—7 месяцев, число дней с лавиноопасными снегопадами до 30 и более. Те же характеристики для восточного склона — около 1000 м, 3—5 месяцев, около 10 дней. Основные факторы лавинообразования — снегопады, а на наиболее возвышенных участках гор — также метели. В особо многоснежные зимы лавины со склонов фиордов достигают моря. На половине лавиноопасной территории степень лавинной активности высокая, на другой половине — преимущественно средняя.

На Северном острове Новой Зеландии лавиноопасны лишь самые верхние участки склонов вулканов Руапеху (2796 м) и нескольких других.

Новозеландские Альпы пересечены железной дорогой; здесь построены ГЭС, горнолыжные базы, проложены автодороги. При их проектировании учитывались границы лавиноопасных зон, их эксплуатации содействует регулярно выполняемое фоновое прогнозирование лавиноопасных снегопадов. В целом лавинная опасность в Новой Зеландии на современном уровне хозяйственной освоенности гор не создает сложных экономических проблем, как и в Австралийских Альпах и на о. Тасмания.

Остров Новая Гвинея имеет горный рельеф. По всей его длине протягивается Срединный хребет, высота которого в среднем около 3500 м, максимальная — 5029 м над уровнем моря. Ввиду исключительной влажности климата Новой Гвинеи снеговая линия здесь лежит на отметках около 4400 м — наиболее низко в экваториальном поясе. Нижняя граница распространения лавин проходит на высотах 3000—4000 м. Основными факторами лавинообразования являются снегопады и снеготаяние. Лавиноопасные территории не освоены и занимают около 0,5% площади острова.

В *Антарктиде*, почти полностью покрытой льдами, лавиноопасные районы окаймляют гористые побережья. На северных участках Антарктического полуострова степень лавинной активности — средняя. Горы северной части Земли Виктории и горы Элсуэрта характеризуются малой степенью лавинной активности. В прочих горных районах Антарктиды слишком мало осадков, чтобы здесь могли образовываться лавины.

Основные факторы лавинообразования в Антарктиде — перекристаллизация снежной толщи и метели. Продолжительность лавиноопасного периода — до года. Число дней с лавиноопасными снегопадами мало; на севере Антарктического полуострова — 3—5; в остальных районах — 1—3 дня в год. Для персонала научных станций, расположенных на побережьях, ощутимую опасность представляют обвалы снежных карнизов на крутых скальных и ледяных берегах, а также водоснежные потоки.

В целом мире, по подсчету К. Смита, снежными лавинами вызвано около 1% случаев гибели людей от опасных природных явлений. Они концентрируются в высокоразвитых странах, и число жертв со временем растет главным образом вслед за индустриальным и рекреационным освоением горных районов, хотя лавинная опасность здесь держится под контролем. С отдыхом в горах связано 80—90% случаев гибели от лавин; первое место по их числу занимает Швейцария, за которой следуют Австрия, ФРГ, Италия, США, Канада. С середины 1970-х до середины 1980-х годов в этих странах ежегодно погибало от лавин около 150 человек.

Для оценки прямого экономического ущерба от лавин мы можем лишь напомнить приведенные выше данные по США: этот ущерб составляет здесь около 1% суммарного ущерба от всех стихийных бедствий, а последний — в среднем около 2% от валового национального продукта. Косвенный ущерб от лавин в развитых странах может быть на порядок больше прямого. Немало капиталовложений требует и инженерная защита от лавин. Приведенный выше пример Непала наводит на мысль, что для слабо развитых стран соответствующие расходы могут оказаться непосильными.

И последний вывод из приведенного обзора географии лавинной опасности: при разных направлениях и на разных стадиях новейшего освоения горных территорий эта опасность имеет разную структуру, но всегда драматически обостряется, прежде чем оказывается поставленной под контроль. Очевидной причиной вспышек лавинной опасности служит отсутствие заблаговременных научных исследований осваиваемой территории. Надо подчеркнуть, такой недостаток свойствен и хозяйственной деятельности в СССР.

Невиданной ранее причиной существенного усиления лавинной и иных опасностей в горах стала бы гибель лесов вследствие загрязнения атмосферы промышленностью.

4. РАЙОНИРОВАНИЕ ЛАВИННОГО РЕЖИМА НА ТЕРРИТОРИИ СССР

В СССР территории с горным рельефом занимают немногим меньше 1/3 всей площади; в настоящее время почти половина их лавиноопасна. Кроме того, для СССР выделены как потенциально лавиноопасные те горные районы, где лавины могли бы

появиться при сведении лесов или при достаточном возрастании количества твердых осадков. Действительно и потенциально лавиноопасные территории занимают 20% площади СССР (табл. 17), а в отдельных республиках — от 3 до 70% (табл. 18).

Таблица 17

Площади территорий с различным характером лавинной опасности в СССР

Характер опасности	Площадь по СССР	
	тыс. км^2.	% от общей площади страны
Фактически лавиноопасные территории с разной степенью лавинной активности: высокой средней низкой Всего	 309,2 1540,4 1645,2 3494,8	15,6
Потенциально лавиноопасные территории, где лавинная опасность может возникнуть вследствие: вырубки лесов на склонах изменения климата Всего	 494,0 506,0 1000,0	4,4

Таблица 18

Площадь лавиноопасных и потенциально лавиноопасных территорий

Территория страны	Площадь лавино-опасных территорий		Площадь потенциально лавиноопасных территорий	
	тыс. км^2	% от площади	тыс. км^2	% от площади
Украина	13,4	2,2	2,8	0,4
Грузия	44,8	64,2	3,2	4,6
Армения	16,8	56,3	3,0	10,0
Азербайджан	17,4	20,0	15,0	17,3
Туркмения	2,0	0,4	28,6	5,8
Казахстан	107,2	3,9	59,6	2,2
Кыргызстан	111,6	56,2	10,0	5,0
Узбекистан	21,0	4,7	25,4	5,6
Таджикистан	82,8	57,8	23,0	16,1
Россия	3077,8	18,0	829,4	4,8

В горах СССР действуют все климатические факторы лавинообразования и различны характеристики снеголавинного режима. В табл. 19 приведены крайние из встречающихся в СССР, а для сравнения — и наибольшие по зарубежным горам значения некоторых снеголавинных характеристик. Из табл. 19 видно, что наибольшие

значения снеголавинных показателей в СССР близки к мировым. К тому же снеголавинный режим в СССР разнообразнее, чем в любой другой стране.

Таблица 19

Значения некоторых снеголавинных показателей, отраженных в мелкомасштабных картах СССР и мира

Показатели	Численные значения			Районы
	по СССР		наибольшие по зарубежным территориям (3)	
	наименьшие (1)	наибольшие (2)		
Твердые осадки, мм	200 и более	1600—2000	4000 и более	1.Становое нагорье 2.Камчатка, Алтай, Памиро-Алтай 3.Новозеландские Альпы, Патагонские Анды, Аляскинский хребет
Число дней со снежным покровом	50 и более	250—300	300 и более	1.Крымские горы 2.Полярный Урал, плато Путорана 3.Патагонские Анды, Аляскинский хребет, Скандинавские горы
Средние максимальные снегозапасы, мм	50—100	2000 и более	3000—4000	1.Становое нагорье 2.Камчатка 3.Патагонские Анды, Аляскинский хребет, Скандинавские горы
Число дней со снегопадами 10 мм/сут и более	1—3	20—25	30—60	1.Становое нагорье 2.Камчатка, Памиро-Алай 3.Патагонские Анды, Аляскинский хребет, Новозеландские Альпы, Альпы
Продолжительность лавиноопасного периода, дней	менее 30	более 210	более 210	1.Крымские горы 2.Камчатка 3.Аляскинский хребет, Патагонские Анды, Скандинавские горы, Альпы

В дополнение к общим основам районирования лавинного режима, изложенным в разд. 3, для территории СССР оказалось возможным учесть результаты специального обзора климата и смежности, выполненного Н. Л. Кондаковой, и исследований связи режима лавин со строением снежного покрова и с разнообразными лавиноиндикационными характеристиками климата; эта работа проведена Е. С. Трошкиной с учетом результатов исследований сотрудников Проблемной лаборатории снежных лавин и селей МГУ Ю. Б. Андреева, В. В. Дзюбы, В. М. Соколова, Р. Н. Хасанова, А. Л. Шныпаркова и других, а также множества публикаций.

Большое количество фактических сведений позволяет провести районирование территории СССР по лавинному режиму подробнее, чем это сделано для мира. Ниже при описании типов и подтипов лавинного режима их названия сопровождаются индексами по рис. 15; используются сведения, отраженные в рис. 44—49 (см. также рис. 27—32).

В разд. 4 изложены наиболее общие пространственные закономерности лавинного режима СССР; многие региональные детали дополнительно описаны в последующих очерках по отдельным горным системам.

4.1. КЛИМАТ ХОЛОДНОГО ПЕРИОДА

В горных районах арктического климатического пояса (7.1;7.2 по рис. 15) холодный период года отличается наибольшей в пределах СССР продолжительностью (8—10 месяцев), суровостью и большой активностью циклонической деятельности. Циклоны, поступающие со стороны Исландского и Алеутского минимумов, сопровождаются сильными ветрами и приносят основное количество тепла и осадков в атлантический и тихоокеанский сектора Арктики, несколько умеряя суровость зимних условий в этих районах. Арктические районы Восточной Сибири характеризуются преобладанием антициклонального режима, наиболее низкими температурами воздуха и наименьшим количеством осадков (на Таймыре за ноябрь—март лишь 150 мм). Наибольшее количество осадков (до 1000 мм) выпадает в атлантическом секторе, особенно в его западных районах.

Толщина снежного покрова в Арктике достигает высших значений к концу периода снегонакопления (в апреле—июне) — до 130—170 см в западных районах Новой Земли.

Ветры в атлантическом и тихоокеанском секторах Арктики устойчивы и часто достигают скорости урагана (более 35 и до 50 м/с). Метелевый перенос снега в Арктике особенно велик.

Вторжения циклонов в западном и восточном секторах приводят к резкому повышению температуры воздуха до 25° за сутки. Оттепели, однако, бывают здесь редко, а на Северной Земле и Новосибирских островах их не бывает совсем.

В горных районах субарктического климатического пояса (6.1; 6.2 по рис. 15) в холодный период года преобладают воздушные массы арктических широт. Но в атлантическом и тихоокеанском секторах зимой интенсивна циклопическая деятельность, тогда как в Сибирском секторе устойчив антициклон, что обусловливает основные различия снежности и лавинообразования в этих районах Субарктики.

Холодный период года в Субарктике, как и в арктическом поясе, характеризуется большой продолжительностью (до 7— 10 месяцев). Количество твердых осадков во всех горных районах Субарктики превышает 50—55% их годовой суммы. Средние скорости зимних ветров превышают метелевые, а число дней с метелями изменяется от 90 до 140—160. В условиях холодной, достаточно многоснежной и ветреной зимы во всех, даже в наиболее континентальных, горных районах Субарктики создаются благоприятные условия для метелевого перераспределения снега.

В атлантическом секторе частые зимние циклоны вызывают иногда неглубокие оттепели, а вторжения арктического воздуха — резкие понижения температуры. Максимальная декадная высота снежного покрова достигает 160—200 см.

В горных районах сибирского сектора средняя высота снежного покрова изменяется от 50 до 150 см в пределах горнолесного и лесотундрового поясов. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова здесь до 260—280 дней, а в поясе выше 3000 м — круглый год. Тундровый и гольцевый пояса характеризуются повышенной интенсивностью метелевых процессов, являющихся одним из ведущих факторов лавинообразования в этих районах. Средние скорости зимних ветров 9—10 м/с, число дней с метелями достигает 100.

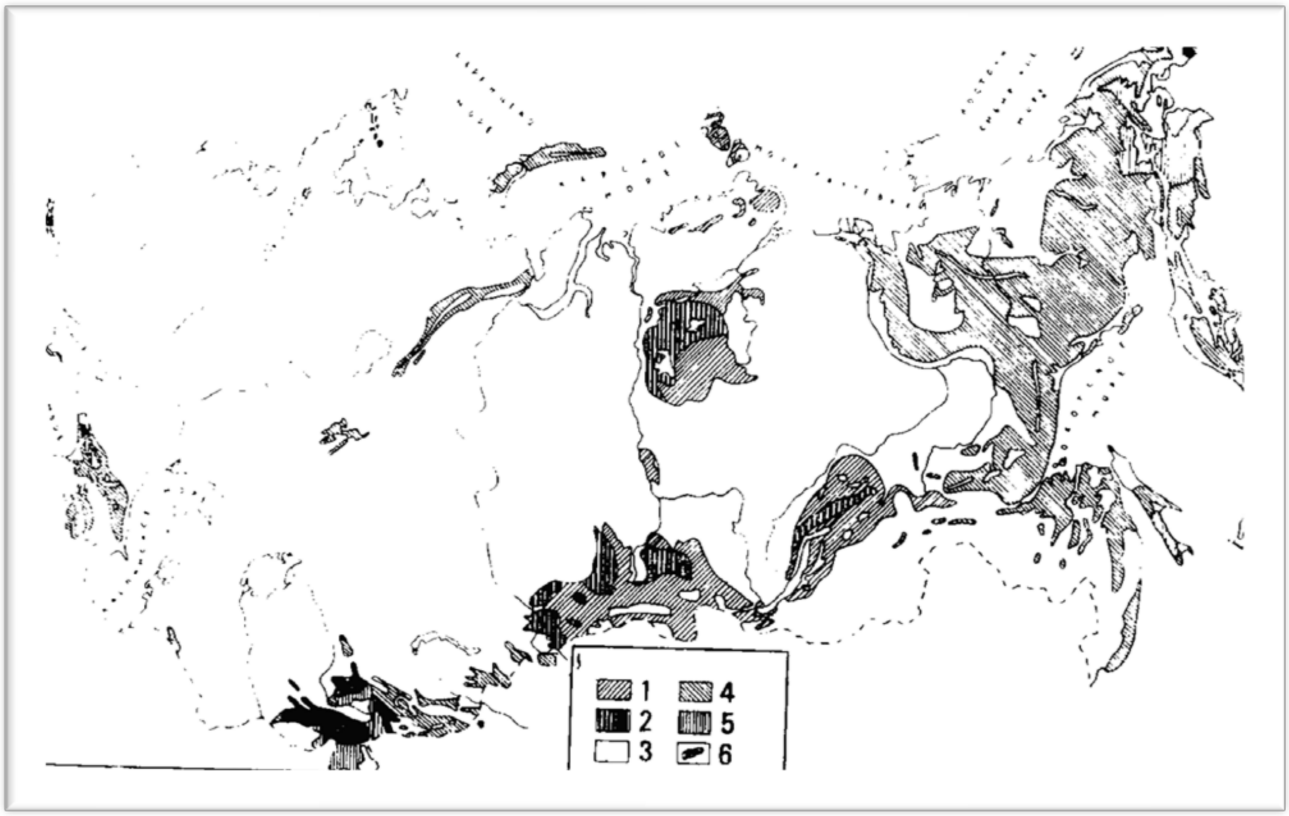


Рис. 44. СССР. Распространение лавин интенсивных снегопадов и число дней со снегопадами критической интенсивности:
5 мм/сути более: 1-менее 4, 2 – 4-8, 3-более 8; 10 мм/сут и более: 4-менее 4, 5 – 4-8, 6 – более 8

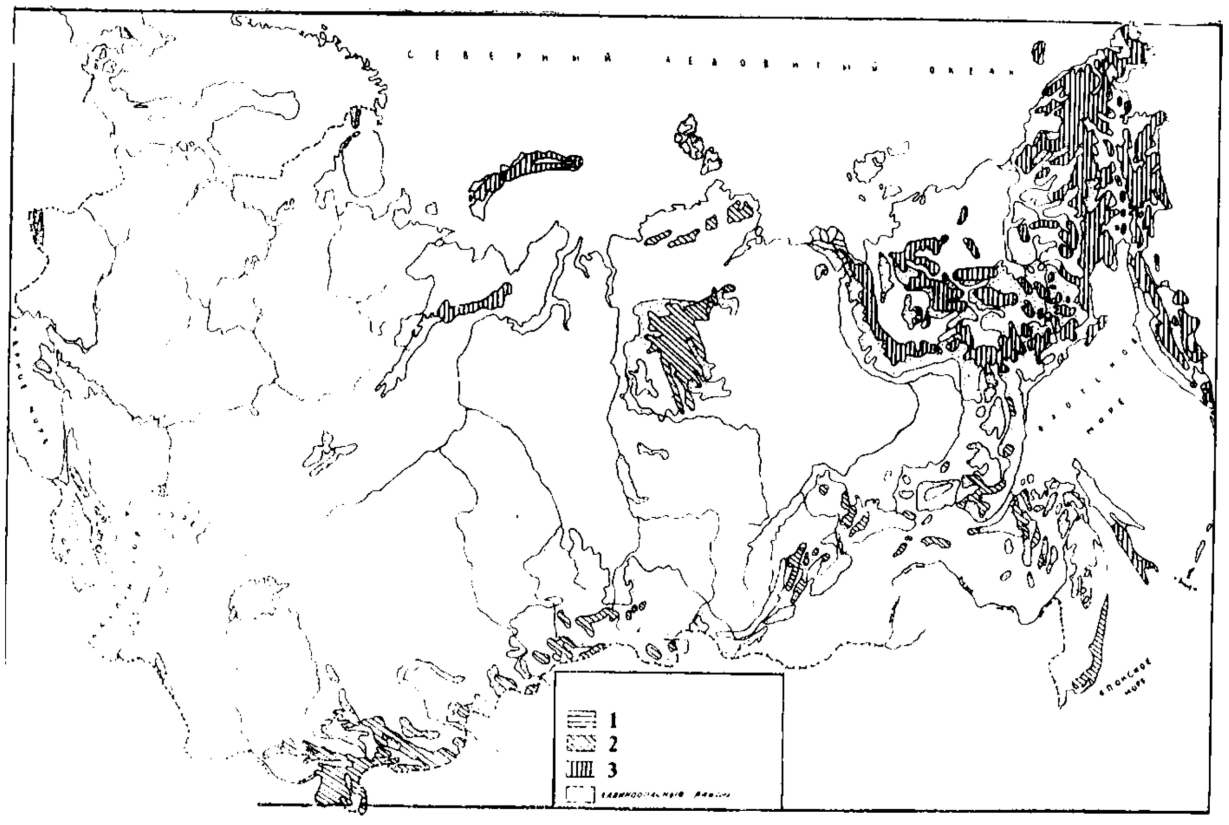


Рис. 45. СССР. Лавинообразование при метелях; V_c - объем метелевого снегопереноса ($м^3$) через1 м фронта метели за зиму, $N_м$ — число дней с лавиноопасными метелями:
1 - V_c до 200 $м^3$. $N_м$ до 10; 2 - V_c до 200-300 $м^3$. $N_м$ до 10-20; 3 — V_c более 300 $м^3$ $N_м$ 20-60

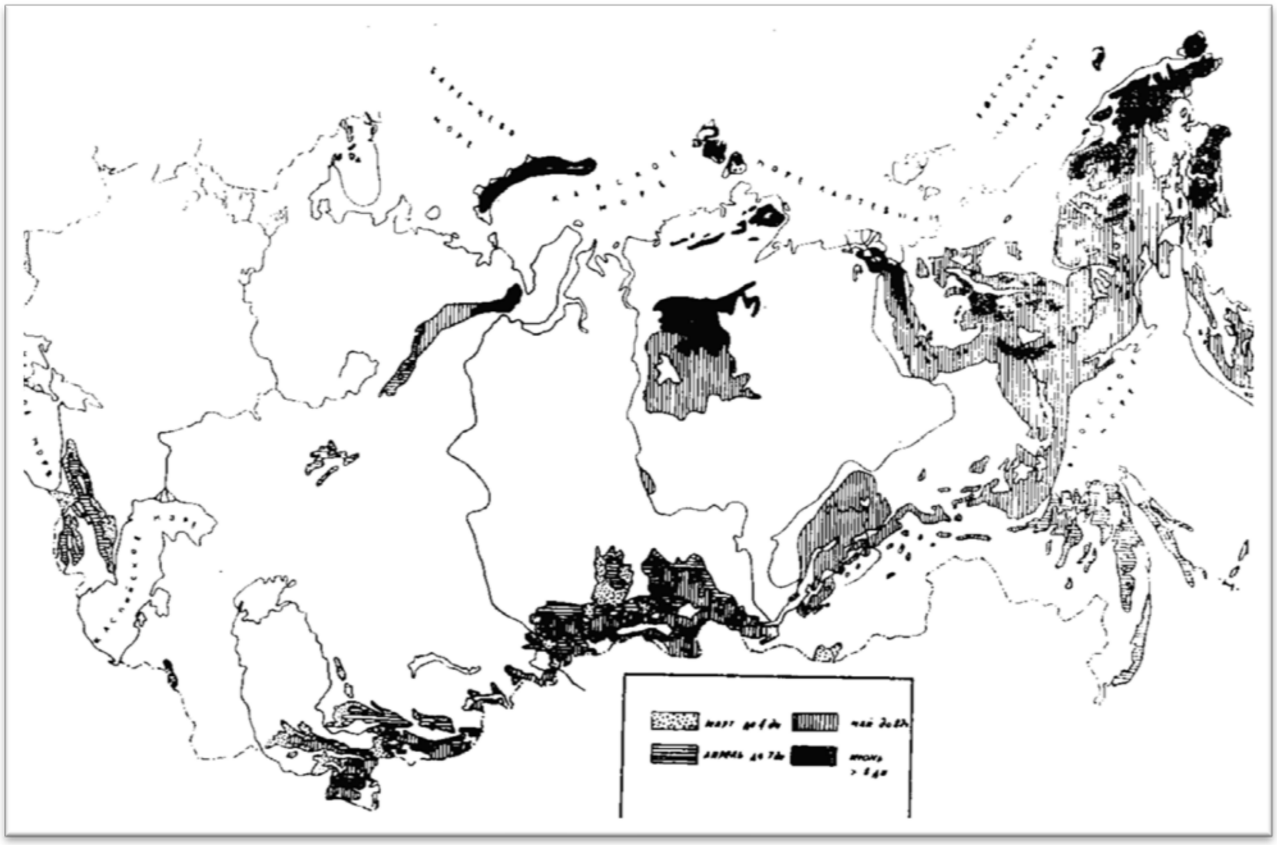


Рис. 46. СССР. Распространение лавин весеннего снеготаяния, месяцы и число дней с интенсивным снеготаянием



Рис. 47. СССР. Продолжительность лавиноопасного периода (число дней)

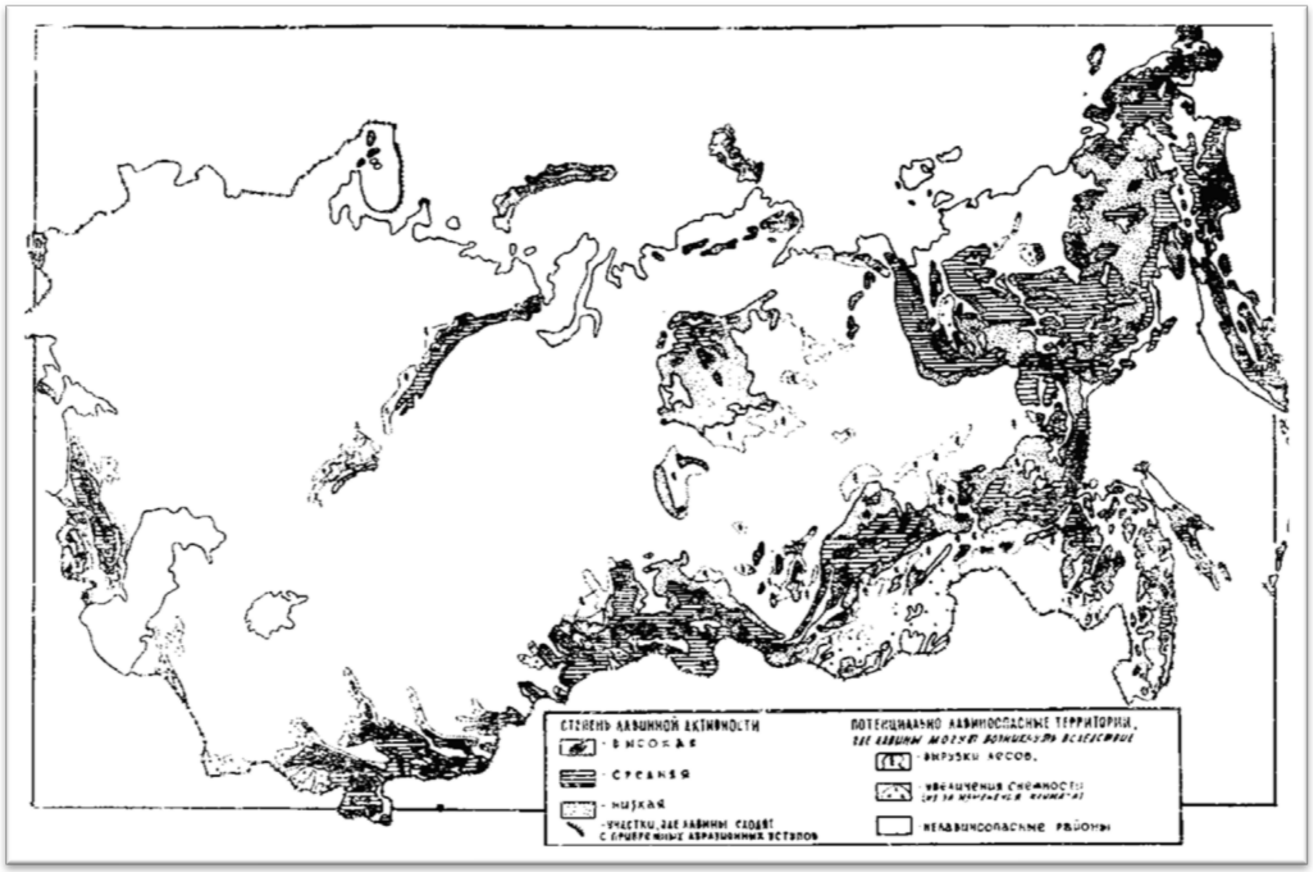


Рис. 48. СССР. Степень лавинной активности (см. табл. 8)

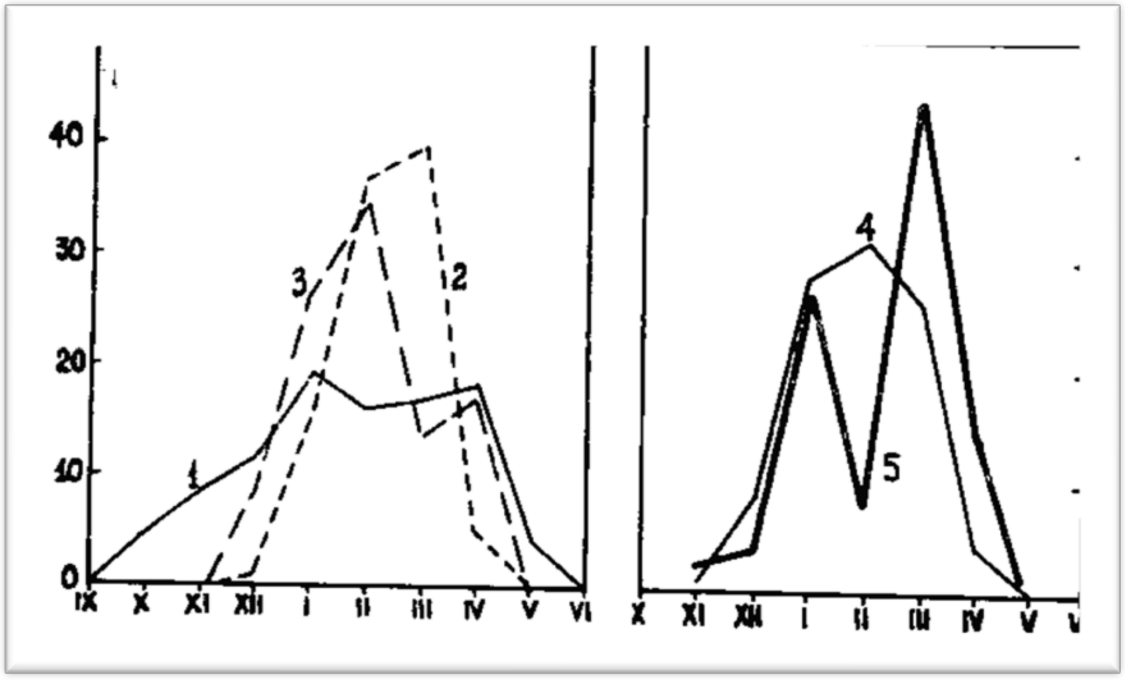


Рис. 49. Распределение лавин в течение зимы в поясе устойчивого снежного покрова: 1 — в Хибинах (по В. Н. Аккуратову, 1972); 2 — в Карпатах (по В. Ф. Грищенко, 1981); 3 — на Сахалине (по А. В. Иванову); 4 — на Западном Тянь-Шане (по В. М. Сезину, В. В. Акулову, 1984); 5 — в Заилийском и Джунгарском Алатау (по И. В. Северскому, 1976)

В пределах тихоокеанского сектора Субарктики особенности холодного периода определяются влиянием тихоокеанских воздушных масс и близостью Алеутского минимума. Частые зимние циклоны сопровождаются ветрами штормовой силы и обильными снегопадами. Среднее значение максимальной декадной высоты снежного покрова в горных районах этой части Субарктики достигает 100—150 см, наибольшая отмечается на восточных склонах и в приводораздельной части Корякского и Анадырского хребтов, перехватывающих основное количество влаги.

В горных районах *умеренного климатического пояса* (5.2— 5.4 по рис. 15), охватывающего большую часть страны, холодный период года характеризуется преобладанием континентальных воздушных масс умеренных широт. Вторжения арктических и тропических воздушных масс редки, но всегда сопровождаются интенсивными снегопадами, особенно в западных и крайних восточных районах.

Количество твердых осадков почти во всех горных районах превышает 700—800 мм на участках наибольшей снежности и достигает 3000 мм в поясе вечных снегов Камчатки. Лишь в горах Забайкалья и Северо-Востока, в области наиболее устойчивого антициклонального режима осадки за ноябрь—март скудны. Соответственно среднемноголетние величины максимальной декадной высоты снежного покрова здесь до 200 см, тогда как в Хибинах, Карпатах, на Кавказе, Камчатке, Сахалине они местами превышают 500 см. Доля осадков холодного периода от годовой их суммы снижается с запада па восток от приблизительно 1/3 в Карпатах до 1/5 и менее в горах тихоокеанского сектора с его муссонным климатом. В сибирском секторе (Забайкалье) до 80% твердых осадков выпадает осенью и весной.

В атлантическом секторе зима относительно мягкая, с большим количеством осадков, с частыми и глубокими оттепелями, связанными с вторжениями средиземноморских циклонов. Наиболее мощные циклоны, переваливая через горные хребты, вызывают явление фенов, в результате чего возможно интенсивное таяние снега на склонах любой экспозиции. Число дней с метелями пропорционально абсолютной высоте и достигает 60—100 в высокогорной части Кавказа.

В сибирском секторе зима суровая, сухая, с редкими вторжениями циклонов, приносящих относительно скудные осадки и метели (в высокогорьях Забайкалья до 75 дней). Для этого сектора характерны наименьшие значения вертикальных градиентов снегозапасов и числа интенсивных снегопадов. Годовые и зимние суммы осадков невелики в нижнем поясе на отметках 800—1000 м, но резко увеличиваются в среднегорье па высотах 2300—2600 м; суммы твердых осадков превышают 300—500 мм.

В тихоокеанском секторе условия атмосферной циркуляции особенно сложны. Циркуляция атмосферы здесь складывается таким образом, что в холодную часть года влияние сибирского антициклона определяет в основном сухую морозную погоду, но циклоны со стороны Тихого океана при перемещении на северо-восток вдоль материкового побережья временами приносят влажные воздушные массы и выпадение осадков, как правило, сопровождающееся резкими потеплениями и штормовыми ветрами. При дальнейшем движении циклонов к северо-востоку проходят холодные фронты, сопровождающиеся метелями, штормами и понижением температуры.

Атлантические циклоны проникают в этот район весьма редко, в основном при установлении зонального переноса, что чаще бывает в начале и конце холодного периода. Они вызывают н Приморье и на Сахалине небольшие снегопады и сильные ветры.

Курильские острова, Сахалин и южная половина Камчатки чаще других участков оказываются на пути южных циклонов, в то время как северное побережье Охотского моря и горные районы Приморья находятся в пределах устойчивого переноса континентального воздуха по восточной периферии антициклонов, расположенных над континентом. Поэтому условия увлажнения этих участков различны. Наибольшее количество осадков выпадает на юге Камчатки (более 1500 мм); на Сахалине — 700—1000 мм, а на Курильских островах превышает 1000 мм, к северу их количество снижается до 400—600 мм. В твердом виде выпадает 50—60% (от 200 до 1600 мм) осадков.

Наибольшее количество осадков приходится на осень (октябрь—ноябрь), но и в холодное время их доля значительна. Суточные максимумы твердых осадков здесь достигают наибольших для СССР значений — 50—70 мм, а ливневые снегопады 1%-й обеспеченности превышают 100 мм. Выпадение твердых осадков начинается со второй — третьей декады ноября и продолжается на юге до марта, а на севере до конца мая.

Снежный покров может появляться еще до устойчивого перехода среднесуточной через 0°, поскольку смешанные осадки на Курильских островах выпадают с октября по июнь. Период его устойчивого залегания имеет продолжительность от 160 дней на юге до 240 дней на севере. Снегонакопление происходит неравномерно, интенсивное нарастание толщины отмечается с октября по январь, когда выпадает около 70% твердых осадков. Позже снежный покров нарастает медленнее и достигает наибольшей высоты в марте; в апреле—мае начинается снеготаяние.

Большое влияние на распределение снега в прибрежных районах оказывает ветер. Зимой преобладают ветры северных румбов; они переносят до 80% переотлагаемого снега; 60—80% общего снегопереноса приходятся на первую половину зимы. В результате ветровой деятельности на подветренных склонах накапливается в 2—3 раза больше снега, чем на наветренных. В местах надува толщина снежного покрова достигает 10—15 м, под бровками плато образуются снежные карнизы толщиной до 20 м.

В горных районах субтропического климатического пояса (4.1; 4.2 по рис. 15) климат характеризуется наибольшей в пределах СССР величиной солнечной радиации в течение всего года; только в этих районах СССР радиационный баланс зимой остается положительным. В холодное время года здесь преобладают континентальные воздушные массы умеренных широт. Однако близость Малоазиатского и Иранского фронтов, возникающих при взаимодействии умеренного и тропического воздуха, обусловливает большую активность циклонической деятельности. В горных районах Закавказья и Средней Азии это вызывает значительное увеличение зимних осадков, особенно на наветренных макросклонах.

На подгорных равнинах средние январские температуры почти, повсеместно положительны; в область устойчивых отрицательных значений январская температура переходит лишь на абсолютной высоте 1000—1500 м и достигает -10° в вершинной части Закавказского нагорья, -20° на Памиро-Алае. Особенно холодно высокогорье Памира, где абсолютный минимум приближается к -50°. Вертикальный градиент температуры в зимний период в горах субтропиков — наибольший для территории СССР.

Атмосферные осадки возрастают с высотой и снижаются с запада на восток, а также во внутренних районах. Эти тренды создают пеструю картину распределения годовых сумм осадков. На наветренных склонах гор в Западном Закавказье они достигают 3200 мм, в Талышских горах — 1000—1700, на Памиро-Алае — 2000, по в Копетдаге — лишь 350, а на Восточном Памире — менее 100 мм. В виде снега в низкогорьях выпадает 2—20% осадков, в среднегорьях — до 50, в высокогорьях — до 80% и более. Максимум осадков приходится в Западном Закавказье на осень и зиму, на

Памиро-Алае на зиму и весну; в эти периоды выпадает значительно больше половины их годовой нормы.

В горах Западного Закавказья в холодный сезон выпадает от 800 до 2000 мм осадков. Формируется снежный покров высотой 100—200 см, а на наветренных склонах — до 3 м; на дне долин толщина снега не превышает 70 см. В горах устойчивый снежный покров отмечается на высотах более 1000 м и держится 150—200 дней, тогда как в долинах не более 70 дней. На Закавказском нагорье высота снежного покрова от 100 см вблизи границы его устойчивого залегания до 200—250 м на Арагаце. В Талышских горах снег держится 2—5 месяцев, высота снежного покрова обычно менее 100 см, местами до 200 см.

В горах Копетдага сумма зимних осадков менее 200 мм с максимумом в марте—апреле. Устойчивый снежный покров практически пе образуется. Средняя высота снега менее 30 см.

На Памиро-Алае наиболее увлажнены западные и южные склоны. Устойчивый снежный покров образуется ежегодно на западных отрогах на отметках выше 1800—1900 м, к востоку его нижняя граница поднимается до 3000—3200 м, а на Памире — до 3600 м. Продолжительность залегания снежного покрова в высокогорьях более 150 дней; его высота на западе Памиро-Алая 100—130 см, на восточном Памире менее 30 см. Максимальные значения высоты снежного покрова на Памиро-Алае достигаются в поясе неустойчивого залегания в конце января, и поясе устойчивого залегания в конце марта и позже, в том числе на высотах 4—5 км — в конце мая. Вертикальные градиенты величины снегозапасов здесь наибольшие для территории СССР, как и значения градиентов температуры.

Поскольку выпадение снега в горах субтропиков происходит в основном при энергичных циклонических вторжениях, на распределение снежного покрова существенно влияют ветры, особенно в высокогорьях, холодных районах Памиро-Алая, где снег сухой и легко переносится метелями. Кроме того, на распределение снежного покрова влияют фены, образующиеся при переваливании воздушных масс через хребты, и горно-долинные стоковые ветры. Фены способны согнать снежный покров за несколько дней. В Закавказье горы не столь высоки, поэтому фены и стоковые ветры развиты слабее.

4.2. ПОЛЯРНЫЙ ТИП ЛАВИННОГО РЕЖИМА

Лавинный режим полярного типа (6.1; 6.2; 7.1; 7.2 по рис. 15) определяется особенностями снегонакопления и процесса метаморфизма снежной толщи в условиях интенсивного атмосферного выхолаживания и низких температур многолетнемерзлого подстилающего грунта, что влияет на прочностные свойства снега и приводит к значительному увеличению силы сопротивления сдвигу (Войтковский, 1977; и др.); за счет этого лавинная активность снижается в 2—3 раза в сравнении с наблюдаемой в иных климатических поясах при тех же значениях толщины снежного покрова. Помимо этого процессы лавинообразования при полярном типе зависят от интенсивного метелевого снего- переноса, с которым связаны значительная пространственная изменчивость в распределении снежного покрова, повышенная плотность (до 0,45 г/см3) и прочность снежных слоев за счет ветрового уплотнения.

Распределение снежного покрова в условиях метелевого перераспределения характеризуется слабым нарастанием снего-запасов с увеличением абсолютной высоты. Максимальные снегозапасы приурочены к ветровым теням под перегибами склонов. С этим связано образование лавин при обломе карнизов на невысоких склонах вдоль обрывов морских и других террас. С этим же связана и такая особенность полярного типа

лавинного режима, как отсутствие высотной поясности процессов лавинообразования. Исключение составляют горные хребты, достаточно высокие для достижения пояса вечных снегов (Новая Земля, Полярный Урал, хребты Верхоянский и Сунтар-Хаята).

Преобладающим фактором лавинообразования является метелевый перенос снега (более 50—70% общей повторяемости лавиноопасных ситуаций). Среднее многолетнее число дней с сильными метелями превышает 20, а в районах с высокой активностью циклопических процессов достигает 70. Межрегиональные различия проявляются в интенсивности процессов метелевого лавинообразования и в дополнительных факторах лавинообразования: в одних районах это снегопады при отсутствии метелей, в других снеготаяние, в третьих перекристаллизация снежной толщи. По расчетным данным (см. рис. 44), для полярных районов повторяемость лавиноопасных ситуаций, связанных со снегопадами, равна 1—4 дням, а для некоторых наиболее увлажненных достигает 8 дней. За счет снеготаяния возможно образование лавин в мае (1 —10 лавиноопасных дней), а на арктических островах — в основном в июне (1—3).

Внутригодовое распределение факторов лавинообразования имеет следующие черты. В первые месяцы лавиноопасного периода преобладают мелкие лавины из свежевыпавшего снега, затем главным становится фактор метелевого снегопереноса; в весенний период появляются лавины снеготаяния.

Межгодовая изменчивость лавинной активности наиболее показательно выражается в количестве лавиноопасных ситуаций; коэффициент вариации этого показателя около 0,35. Коэффициент вариации снежности сравнительно небольшой (0,16—0,26), что объясняется относительной устойчивостью циркуляции атмосферы в полярных районах. Наиболее лавиноопасные годы совпадают с многоснежными и одновременно холодными, что соответствует механизму образования лавин доминирующего генетического типа — метелевых. Повторяемость таких зим один раз в 3—5 лет.

В пределах полярного типа лавинного режима по условиям лавинообразования в соответствии с климатическими различиями выделяются три подтипа: 1) атлантический, 2) сибирский,. 3) тихоокеанский.

Атлантический подтип (6.1а, 7.1а по рис. 15) характерен для районов, находящихся в области воздействия соответствующих циклонов. Средняя январская температура воздуха здесь до — 20—30°, сумма отрицательных температур несколько больше 4000°. Согласно нашим расчетам, среднее многолетнее число дней с лавинами 40—70 при коэффициенте вариации около 0,35. На метелевое лавинообразование приходится до 33 дней на Новой Земле, до 60 дней на Полярном Урале. Весеннее снеготаяние приводит к образованию мокрых лавин и водоснежных потоков. Лавиноопасных дней при снеготаянии 1—3 на Новой Земле, 2—5 на Полярном Урале. Число дней с лавинами при снегопадах без существенных метелей 1—4. Распределение лавиноопасных ситуаций в течение зимы довольно равномерное. Хотя снегопады наиболее часты в переходные сезоны, лавины при снегопадах образуются в основном в осеннее и раннезимнее время, при оттепелях — в мае—июне. Наиболее крупными являются обычно мокрые весенние лавины.

Сибирский подтип (6.2, 7.16, 7.2 по рис. 15) полярного режима отвечает более суровым климатическим условиям. Средне-январская температура от -29 до -35°, сумма отрицательных температур от -5000 до -6000° (самая большая для горных районов СССР). Резко снижается количество твердых осадков в зимний период из-за господства сибирского антициклона, но метелевая деятельность остается значительной.

Одна из главных особенностей местных условий лавинообразования состоит в том, что при низких температурах воздуха и самого снега и при его метелевом

переотложении происходит значительное уплотнение и упрочнение снега, повышение устойчивости снежного покрова на склоне. Этим определяется его «вялая» лавинная активность при тех же значениях толщины, что и в более «теплых» районах. В разгар зимы, при воцарении морозов процессы лавинообразования практически затухают. Как свидетельствуют отрывочные фактические данные, в таких условиях в районе Норильска (плато Путорана) регистрируются лишь отдельные случаи схода лавин (кроме обрушений снежных карнизов), хотя максимальная декадная высота снежного покрова здесь превышает 150 см. В горах Северо-Востока при высоте снежного покрова до 100—150 см случаи схода лавин при метелях в разгар зимы также единичны, неежегодны.

По нашим расчетам, число дней с лавинами в пределах районов с этим подтипом лавинного режима достигает 10—25 за счет метелей, 2—8 за счет сублимационной перекристаллизации и 1—2 за счет снеготаяния. Образование лавин снеготаяния происходит в мае—июне. Таким образом, общее число дней с лавинами при данном подтипе лавинного режима сравнительно небольшое: до 25 дней, или в 2—3 раза меньше, чем при атлантическом подтипе, несмотря на большую продолжительность лавиноопасного периода (200—250 дней).

Сибирский подтип характеризуется двухпиковым внутригодовым распределением лавин: слабый осенний пик образуется за счет снегопадов при метелях, главный позднезимне-весенний — за счет тех же факторов и снеготаяния (в мае—июне). Наибольшая лавинная активность характерна для наветренных склонов хребтов Верхоянского и Сунтар-Хаята. Здесь наблюдается также высотная поясность лавинообразования. В нижнем, среднегорном поясе преобладают процессы сублимационной перекристаллизации, общее число дней с лавинами не превышает 10. В верхнем поясе вечных снегов доминирует метелевое лавинообразование, число дней с лавинами возрастает до 20—25.

Продолжительность лавиноопасного периода достигает 200—300 дней. Межгодовые колебания лавинной активности малы из-за устойчивости циркуляционных процессов в этих районах.

Тихоокеанский подтип (6.1 б, 7.1 б по рис. 15) лавинного режима отвечает субарктическим климатическим условиям в зоне воздействия циклонов Тихого океана, которые оказывают утепляющее и увлажняющее влияние. Температурные условия в зоне воздействия тихоокеанских циклонов мягче, чем в районах, относящихся к сибирскому подтипу; средняя температура воздуха в январе здесь 15—20°, сумма отрицательных температур около 4000°.

Отложение снега происходит неравномерно. Максимум осадков, до 40% суммы за холодный период, приходится на октябрь—ноябрь. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова 200—240 дней.

Физико-механические свойства снега в условиях низких температур и сильного ветрового уплотнения обеспечивают сравнительно высокую устойчивость снежного покрова на склонах. Поэтому крупные лавины здесь редки, как и случаи массового их схода. Так, в районе бухты Провидения массовый сход лавин за последние 10 лет наблюдался всего 2 раза. Однако мелкие лавины имеют большую повторяемость.

Как и в других районах с полярным типом лавинного режима, здесь интенсивны метели. За счет метелевого снегопереноса образуются карнизные лавины вдоль всего побережья; но общее число лавиноопасных дней с метелями, по расчетам, не превышает 20, что в 2—3 раза меньше, чем в районах с атлантическим подтипом лавинного режима. Особенностью прибрежных, наиболее теплых районов являются зимние лавины, вызываемые оттепелями, увеличивающими число лавиноопасных дней на 1—5. Лавинообразование возможно и за счет снегопадов; общее количество дней с соответствующими опасными ситуациями 4—8.

Внутригодовое распределение лавин соответствует режиму поступления осадков, а также режиму снеготаяния. Максимум лавинной активности приходится на начало зимнего сезона, второй — на весенний период. В прибрежных горных районах наблюдается вертикальная поясность лавинообразования. В нижнем поясе преобладают лавины снегопадов и оттепелей; согласно расчетам, среднее количество дней с лавинами до 10. В верхнем поясе метелевый снегоперенос и перекристаллизация увеличиваются до 20 дней.

Межгодовая изменчивость повторяемости лавиноопасных ситуаций, по расчетам, здесь значительно выше (коэффициент вариации до 1,16), чем в большинстве других районов СССР.

4.3. ТИП ЛАВИННОГО РЕЖИМА УМЕРЕННОГО КЛИМАТА

Этот тип лавинного режима (5.2—5.4 по рис. 15) характерен для районов, находящихся под влиянием активного циклонического переноса влажных воздушных масс средних широт и сменяющих их вторжений холодного и сухого полярного воздуха, т. е. для районов, протянувшихся от Карпат до Курильских островов. Он изучен лучше прочих и характеризуется с учетом работ К. Л. Абдушелишвили, М. Ч. Залиханова, Л. А. Канаева, В. С. Ревякина, И. В. Северского, Е. С. Трошкиной и других, а также данных Кадастра лавин СССР и множества других публикаций.

Наиболее существенными с точки зрения лавинообразования чертами климата умеренного пояса являются: 1) большое количество твердых осадков и большая максимальная декадная высота снежного покрова (более 200 см) в горах даже внутриконтинентальных районов. Максимальные снегозапасы зарегистрированы в Карпатах (более 10 м), на западе Северного Кавказа (более 7 м), на Алтае (до 8 м). Количество твердых осадков и толщина снежного покрова возрастают с увеличением абсолютной высоты горных хребтов; 2) сравнительно мягкие температурные условия зимнего периода, связанные с западным и южным положением гор умеренного пояса. Среднеянварские температуры опускаются ниже -20° лишь в высокогорьях. Суммы среднесуточных температур воздуха за холодный период в большинстве районов не превышают 2000° (почти втрое меньше, чем в районах с полярным типом лавинного режима).

Низкогорные участки Карпат, Северного Кавказа, Тянь-Шаня, Забайкалья обычно покрываются неустойчивым или слишком тонким для лавинообразования снежным покровом, тогда как на наиболее высоких участках продолжительность лавиноопасного периода повсеместно превышает 100 дней. В поясе устойчивого залегания и выше снежный покров имеет характерные для умеренного климатического пояса пестрые структурно-стратиграфические черты и физико-механические свойства. Частое чередование снегопадов и антициклональной солнечной или ветреной погоды приводит к образованию многослойного снежного покрова с многочисленными включениями ветровых (настовых) и ледяных прослоек (за счет радиационного или адвекционного оплавления снежных кристаллов) и со слоем глубинной изморози в нижних частях разрезов. Тем самым в снежном покрове создаются ослабленные горизонты, расположенные на различной глубине и предопределяющие неустойчивость снежного покрова на нескольких уровнях. Все это приводит к большому разнообразию генетических типов лавин и критических условий их обрушения.

Преобладают лавины снегопадов и метелей (около 60% общего количества); около 30% лавин сходят при оттепелях или весеннем снеготаянии, почти 10% — вследствие перекристаллизации снежной толщи. В поясе устойчивого снежного покрова главными лавинообразующими факторами служат снегопады и метели, в поясе неустойчивого снежного покрова — интенсивные снегопады (2—4 за зиму) и снеготаяние; в поясе вечных снегов— перекристаллизация снежной толщи и снегопады. Рассчитанное число дней с лавинными ситуациями разных типов колеблется от 20 до 50, в том числе с лавиноопасными снегопадами до 30 в Хибинах и 5—20 в других районах, со снеготаянием до 10.

Среди критических условий обрушения лавин наибольший интерес в географическом отношении представляет значение интенсивности лавиноопасных снегопадов. Выше неоднократно говорилось, что при снегопадах в сравнительно теплую погоду накапливающийся снежный покров быстро уплотняется, поэтому для срыва лавины требуется быстрый его прирост, обеспечиваемый осадками, — около 20 мм в сутки. Для обрушения сложно-стратифицированного, подстилаемого ослабленным слоем глубинной изморози снежного покрова, напротив, бывает достаточно дополнительной нагрузки, создаваемой осадками интенсивностью лишь 5 мм в сутки. В промежуточных условиях критическая интенсивность осадков оказывается около 10 мм в сутки. В разные месяцы и годы в одном и том же районе может складываться обстановка, при которой массовый сход лавин может вызываться снегопадами разной интенсивности. Но имеются и устойчивые региональные различия этого, как и других показателей лавинного режима.

Критическая интенсивность снегопадов уменьшается от сравнительно теплых низкогорий к высокогорьям, а также от близких к океанам районов к внутриконтинентальным. В районах и высотных поясах со средней температурой воздуха в январе ниже -15 -20° критическая интенсивность осадков снижается до 5 мм в сутки, и здесь преобладающими становятся лавины, сход которых подготовлен перекристаллизацией снежной толщи (хотя в роли непосредственного спускового механизма могут выступать снегопады и другие факторы).

Вследствие иссушения климата в направлении от океанов к центру Евразии в том же направлении поднимается верхняя граница пояса устойчивого снежного покрова (где продолжительность лавиноопасного периода достигает 200—300 дней). Одинаковые значения продолжительности лавиноопасного периода на Тянь-Шане отмечаются на 500—700 м выше, чем на Северном Кавказе.

Поскольку в направлении от Атлантики к Тихому океану меняется внутригодовое распределение осадков, их главная доля смещается с зимы на лето, соответственно меняется и распределение периодов высокой лавинной активности: в Карпатах еще отчетлив зимний пик повторяемости лавин, а уже на Тянь-Шане — два пика, смещенные с середины зимы к переходным сезонам (см. рис. 49). Общее число лавин за холодный период становится все более зависимым от того, насколько совпадают в осеннее и весеннее время периоды повышения осадков с периодами отрицательной температуры воздуха. Поэтому с запада на восток возрастает значение коэффициентов вариации числа дней с лавинами и продолжительности лавиноопасного периода — от 0,2—0,3 в Карпатах и на Центральном Кавказе до 0,4—0,5 на Тянь-Шане; в горах Сибири коэффициент вариации числа дней с лавинами достигает 0,6. На Сахалине, Курильских островах, Камчатке он вновь снижается вследствие океаничности климата, при которой и середина зимы не остается без обильных осадков.

С учетом этих особенностей в пределах умеренного типа лавинного режима выделяются три подтипа: 1) атлантический, 2) континентальный, 3) тихоокеанский (муссонный). Они различаются количеством лавиноопасных ситуаций, относительной ролью различных факторов лавинообразования, внутрисезонным распределением лавин,

высотным положением поясов снежности и лавинообразования и др. Границу распространения континентального подтипа логично провести по среднеянварским изотермам -15-20°, чтобы выделить районы с повышенной ролью перекристаллизации снега как фактора лавинообразования. К таким районам относятся не только горы Забайкалья и Якутии, но и высокогорные участки Тянь-Шаня, Алтая, Саян, тогда как лавинный режим более низких их участков принадлежит к атлантическому подтипу, характеризуемому преобладающим воздействием на процессы лавинообразования циклонов со стороны Атлантического океана. Описание лавинного режима этих районов дано ниже в рамках атлантического подтипа. Это и есть то отклонение от глобальной схемы районирования рис. 15, о котором говорилось в начале разд. 4.

Атлантический подтип (5.2, 5.3 по рис. 15). Ведущим фактором лавинообразования здесь являются интенсивные снегопады, часто сопровождаемые метелями. Число дней с лавинами по расчетам достигает 50, коэффициент вариации — 0,2—0,5.

В Хибинах лавинный режим приближается к типу полярного и определяется частыми циклоническими вложениями, чередующимися с антициклональной погодой. С ноября по март в среднем проходит около 30 циклонов. Они приносят обильные осадки (до 45 мм/сут); при этом средняя скорость ветра превышает 5—8 м/с, в единичных случаях достигает 20—25 м/с. Среднемноголетнее число дней с сильными метелевыми снегопадами равно 35 с максимумом в декабре—январе и апреле, что обусловливает соответствующие пики повторяемости лавин (см. рис. 49). В целом же метелевое снегонакопление ответственно за 80% сходящих здесь лавин. Лишь в мае значительна доля лавин снеготаяния. По данным Цеха противолавинной защиты ПО «Апатит», среднее многолетнее число дней с лавинами в Хибинах 44 при колебаниях от 22 до 71 в отдельные зимы. Раз в несколько лет, при особо бурном снеготаянии, здесь образуются разрушительные водоснежные потоки.

В южной цепи гор лавинный режим имеет все отмеченные выше изменения в направлении с запада на восток, вдоль пути влагонесущих циклонов, а также по высотным поясам. В низкогорьях, где снежный покров неустойчив, преобладают лавины интенсивных снегопадов (более 10 см/сут) со средней многолетней повторяемостью от долей единицы до 2—4. В поясе устойчивого снежного покрова главным фактором лавинообразования служат снегопады (критическая интенсивность около 10 см/сут), дополнительными факторами — метели и снеготаяние. Число дней с лавинами всех типов, по расчетам, от 20 до 50. В поясе вечных снегов во всех районах господствуют лавины, вызванные метелями и перекристаллизацией снега; однако общее число дней с лавинами здесь также определяется преимущественно повторяемостью интенсивных (10—15 см/сут) снегопадов и превышает 8—10.

Снеготаяние как фактор лавинообразования проявляется во всех поясах, но в разное время. В Карпатах снеготаяние приходится на март, число соответствующих лавиноопасных дней достигает 10. В горах Северного Кавказа и Тянь-Шаня лавины снеготаяния сходят в апреле—мае (1—3 дня), в высокогорной зоне — в июне (2—4 дня).

Среднемноголетняя продолжительность лавиноопасного периода составляет в Карпатах (ст. Пожежевская) 80—100 дней при C_v = 0,35, на Северном Кавказе (ст. Терскол) 160—200 дней при C_v = 0,23, на Тянь-Шане (ст. Чимбулак) 100—150 при C_v = 0,43—0,50. Географические изменения продолжительности лавиноопасного периода выражаются в возрастании абсолютной высоты участков достижения одинаковых ее значений в направлении с запада на восток. Также меняется и показатель количества лавиноопасных ситуаций. Между горными системами Кавказа и Тянь-Шаня эта разница составляет 500—700 м.

В западных районах (Карпаты) отмечается один пик повторяемости лавин, длящийся с декабря по март; преобладают лавины из свежевыпавшего снега и лавины снеготаяния. Коэффициент вариации числа дней с лавинами 0,23.

В более восточных районах (Сев. Кавказ, Тянь-Шань) внутригодовое распределение лавин характеризуется одним или двумя пиками лавинной активности. На Северном Кавказе (Терскол) среднее многолетнее число дней с лавинами в наиболее лавиноопасном поясе 30—40 (при коэффициенте межродовой вариации около 0,3). Снегопады создают 20—30 лавиноопасных ситуаций, метели — 10—15, снеготаяние (в основном весной) — до 5. На Западном Тянь-Шане распределение лавин в течение зимы еще сравнительно равномерное, а в Заилийском и Джунгарском Алатау — отчетливо двухпиковое (см. рис. 49). Общее число дней с лавинами на Тянь-Шане, согласно расчетам, достигает 20—30, в том числе за счет снеготаяния — до 4, а за счет перекристаллизации (в высокогорье) — до 4—6. Коэффициент межгодовой вариации числа дней с лавинами 0,4—0,5.

В районах, расположенных еще восточнее (Алтай, Саяны), с ярко выраженной континентальностью зимних условий основной пик лавинной активности приходится на весенний период, спад лавинной активности — на зимний период. В лавинообразовании возрастает роль сублимационной перекристаллизации снега; за счет этого фактора образуется до 20% лавин. Характерная интенсивность осадков уменьшается до 5 мм/сут, поэтому для схода лавин соответствующего генетического типа требуются 3—4-дневные снегопады. Количество лавиноопасных ситуаций при снегопадах, согласно расчетам, до 8; общее количество дней с лавинами в пределах 15.

Континентальный подтип (5.3 по рис. 15) лавинного режима умеренного типа для горных районов Восточно-Сибирской области умеренного климатического пояса, где в течение зимнего сезона господствуют антициклональные условия с низкими температурами воздуха и малым количеством осадков, а также для высокогорий Тянь-Шаня, Памира, Алтая, Саян, где средняя температура воздуха в январе 20° и ниже.

Внутригодовое распределение осадков в районах Сибирского антициклона отличается резкой неравномерностью. Преобладают осадки в переходные сезоны, причем увлажнение в весенний период больше, чем в осенний. Осенью в горах твердые осадки начинают выпадать в сентябре, а весной переход от твердых к жидким осадкам происходит не ранее конца апреля — начала мая. Самым сухим месяцем является январь или февраль. Для твердых осадков на высотах более 800 м над уровнем моря составляет от 20 до 40% общегодовых.

Территориальные различия в количестве твердых осадков и толщине снежного покрова особенно проявляются при сравнении предгорных и высокогорных районов. Для межгорных котловин и предгорий характерны сухость климата и скудость снежного покрова (среднемноголетнее значение максимальной декадной высоты снега до 50—70 см). Но на отметках около 800—1000 м годовые и зимние осадки резко возрастают, а на отметках выше 2000 м высота снежного покрова превышает 100 см.

Еще одной важной для лавинообразования особенностью климата внутриконтинентальных районов является несовпадение продолжительности зимнего и лавиноопасного периодов. Осенью переход среднесуточных температур воздуха через нулевое значение происходит раньше, чем установление снежного покрова; в весенне-летнее время сход мокрых лавин наблюдается позже, чем переход нулевых температур в положительную сторону. В целом же продолжительность холодного периода оказывается несколько меньше продолжительности лавиноопасного. Последняя же составляет в поясе малой снежности 100 — 150 дней, в высокогорье достигает 250—280 дней. Последние лавины сходят, как правило, в конце мая — начале июня, но в отдельные годы

лавинная деятельность проявляется вплоть до конца июня. В высокогорной зоне (выше 2500 м) отдельные лавины наблюдаются практически круглый год (Трошкина, 1980).

В соответствии с выпадением осадков снежный покров устанавливается в октябре—ноябре, в течение зимы утолщается медленно, а весной — быстро. Максимальные значения высоты снежного покрова приходятся на апрель.

Снег выпадает при циклонических прорывах в основном с запада. Циклоны приносят небольшое повышение температуры воздуха и сопровождаются увеличением скорости ветра. Осадки, как правило, отличаются небольшой интенсивностью из-за малой влагонасыщенности воздуха — остывшего и осушенного при движении над континентом; наибольшая скорость прироста снежного покрова 5—10 см в сутки.

Формирующийся в таких климатических условиях снежный покров имеет особенности строения, значительно влияющие на характер лавинообразования. «Сибирский» (по Г. К. Тушинскому, 1949) снег отличается небольшой плотностью: свежевыпавший — 0,08—0,14 г/см^3, лежалый — 0,25—0,35 г/см^3.

В зимние месяцы плотность снега увеличивается от верхних слоев к нижним, а в весенний период верхние слои имеют большую плотность, чем нижние. Кроме того, интенсивная сублимационная перекристаллизация, приводящая к тому, что в апреле 40—50%, а иногда и 80% снежной толщи состоит из кристаллов глубинной изморози, в целом не сопровождается уменьшением плотности. То есть происходит значительное ослабление связей между кристаллами, так как на единицу объема остается та же масса, но уменьшается количество кристаллов. Поэтому к весне устойчивость снежного покрова становится столь мала, что добавки всего 5—10 см снега приводят к массовому лавинообразованию. Тем самым особенность снежного покрова континентальных районов приводит к зависимости момента лавинообразования от дополнительных факторов (снегопадов, метелевого переноса, в весеннее время снеготаяния).

Тем не менее ведущим условием лавинообразования в этих районах следует считать перекристаллизацию снежной толщи.

По нашим расчетам, число дней с лавиноопасными ситуациями доходит до 20, из них 6 дней за счет собственно снегопадов, 4—6 дней за счет снеготаяния, до 8—10 дней за счет собственно перекристаллизации с той или иной долей снегопадов и метелей. Коэффициент вариации числа дней с лавинами колеблется от 0,2 до 0,6, причем существуют значительные региональные отклонения. Например, в бассейне р. Гоуджекит общее число дней с лавинами изменяется от 7 до 61, в бассейне р. Ангаракан — от 9 до 28, в бассейне р. Наминги — от 14 до 35, а в долине р. Кунерма — от 3 до 5.

Высотная поясность процессов лавинообразования представляется следующей. В низкогорных районах (до отметок 700—1000 м), которые отличаются малоснежностью, лавины образуются лишь в особо многоснежные годы. В среднегорной части, где высота снега возрастает до 70—100 см, преобладают лавины перекристаллизации и снеготаяния в весеннее время. В высокогорной части значительно возрастает количество лавиноопасных ситуации и господствует метелевое лавинообразование.

Внутригодовое распределение лавиноопасных ситуаций асимметрично. Из общего числа дней с лавинами лишь 1—4 приходятся на осенний и зимний периоды. Лавинный сезон начинается с ноября или декабря и длится по май включительно. Весной лавинная активность повышается, что связано с ростом количества циклонических вторжений и со снеготаянием. В начале зимы сходят лавины, связанные со снегопадами. В конце зимы снегопады и метели приводят к образованию крупных лавин из сыпучего перекристаллизованного снега, причем среднее число соответствующих лавиноопасных ситуаций — от 4 до 10. Лавины снеготаяния образуются в апреле—мае, средняя повторяемость соответствующих ситуаций от 1 до 6.

Тихоокеанский (муссонный) подтип (5.4 по рис. 15) лавинного режима характерен для лавиноопасных районов, расположенных на островах, полуостровах и материковой части Тихоокеанского побережья.

По основным климатическим показателям тихоокеанские районы отличаются от остальных районов умеренного типа лавинного режима значительными суммами осадков за холодный период и довольно высокой температурой воздуха. Сумма отрицательных температур в южных участках Тихоокеанского сектора составляет 800—900°, среднеянварская температура — от -6° на юге Курил до -9° на побережье Камчатки и Сахалина.

Климатические условия лавинообразования характеризуются, кроме того, наивысшей величиной для территории СССР интенсивностью снегопадов (до 40 см в сутки) и большими — до штормовых — скоростями ветров, что приводит к особой сложности строения снежного покрова.

На особенности строения снежного покрова Тихоокеанской климатической области впервые обратил внимание Г. К. Тушинский. Им был выделен особый тип стратиграфического разреза тихоокеанских районов, соответствующий формированию лавин из сложностратифицированного снега при снегопадах с метелями во время циклонических вторжений при одновременных оттепелях, иногда дождях. В толще такого снежного покрова многочисленны ледяные и настовые корки, по поверхности которых сходят лавины.

Характерной особенностью снежного покрова является его развитие под одновременным воздействием процессов уплотнения и разрыхления. Во время «теплых» снегопадов интенсивно происходят оседание и увеличение сил сцепления. Плотность снега за считанные дни возрастает в 2—3 раза (до 0,40 г/см^3 и более). Но под воздействием сильных ветров, а также в морозные периоды случается и разрыхление снежного покрова. В целом же процесс развития снежной толщи в тихоокеанском районе от Курил до Камчатки довольно сложный, поскольку чередуются периоды его уплотнения в ходе снегонакопления и периоды разрыхления при антициклональной погоде и значительных температурных градиентах или при сильных ветрах без осадков.

Известны и региональные отличия. Например, снежная толща на Курильских островах и в прибрежных районах Камчатки благодаря относительно теплым зимам развивается в основном по типу уплотнения, тогда как на материке и во внутренних районах Камчатки преобладают процессы разрыхления.

Продолжительность лавиноопасного периода отвечает условиям снежности и составляет 60—70 дней на Курильских островах, 90—150 дней на Камчатке и в континентальной южной части. Преобладающими генетическими типами лавин являются лавины снегопадов при сильных штормовых ветрах (около 60%), лавины снеготаяния (около 25%) и лавины сублимационной перекристаллизации (около 5%). Соответственно они распределяются в течение сезона: первые — в январе—феврале, при активизации циклонической деятельности, вторые — в апреле. Образование мокрых лавин может происходить и в зимние месяцы, когда при вторжениях южных циклонов температура воздуха выше 0° удерживается до 12—15 дней.

Лавины сублимационной перекристаллизации формируются в периоды антициклональной погоды, особенно в декабре—январе. В это время малая еще высота снега (до 50—80 см) и сильное выхолаживание (среднесуточные температуры воздуха ниже -15°, а в отдельные дни -30°) создают благоприятные условия для развития глубинной изморози в нижних слоях.

На Камчатке преобладают лавины, которые обрушиваются во время метелей или в первые 30—35 часов затишья. Такие лавины сходят в ноябре—декабре, реже — в феврале—марте; поверхностью соскальзывания для них служат настовые и гололедные

корки. В отличие от Курил в прибрежных районах восточного побережья Камчатки возможно возникновение сухих лавин перекристаллизации после длительного периода холодной антициклональной погоды. На Сахалине наивысшая лавинная активность приходится на первую половину или середину зимы — период интенсивного снегонакопления и образования лавин при снегопадах и метелях. Наблюдается также весенний подъем лавинной активности, подготовленный процессами перекристаллизации снежной толщи и совпадающий с началом весеннего снеготаяния. Лавины в этот период могут захватывать снежную толщу до самого грунта и отличаются большими объемами. Они сходят в апреле—мае, причем особенно много обрушивается карнизных лавин. На побережьях характерно обрушение навеянных снежных карнизов вследствие уменьшения их прочности во время глубоких оттепелей; такого рода лавины с прибрежных уступов могут неоднократно сходить в декабре—марте. Среднегодовое количество лавиноопасных дней составляет 20—30, максимальное — 45, минимальное — около 10 дней. Из них, по расчетным данным, количество днем со снегопадами с критической суммой осадков более 20 мм за сутки составляет 8 дней и более, с метелями — до 12, со снеготаянием — от 1 до 5 дней. Коэффициент вариации числа лавиноопасных ситуаций сравнительно невелик (0,16—0,20), что отражает высокую интенсивность процессов снегонакопления.

Высокая поясность лавинного режима тихоокеанского подтипа выражена сравнительно слабо, поскольку приходящие с океана воздушные массы довольно однообразны по температуре и влагосодержанию, во всяком случае в пределах тех высот, которых достигают горы. Наиболее значительны высотные различия в продолжительности лавиноопасного периода; во внутренних районах Камчатки и в высокогорьях хребтов на континенте этот период в 1,5—2 раза длиннее. В высокогорьях также заметна роль перекристаллизации снега как фактора лавинообразования, а в нижнем поясе преобладает метелевое лавинообразование. По топографическим условиям здесь обильны лавины на коротких склонах морских террас.

4.4. СУБТРОПИЧЕСКИЙ ТИП ЛАВИННОГО РЕЖИМА

К районам с субтропическим типом лавинного режима (4.1, 4.2 по рис. 15) относятся южный склон Большого Кавказа, Малый Кавказ, Закавказское нагорье, Талышские горы, хр. Копетдаг и Памиро-Алай. Они могут быть разделены на влажные и сухие субтропики; но для лавинного режима важнее оказываются те климатические различия, которые обусловлены абсолютной высотой гор.

Для субтропиков характерны теплые зимы с обильными осадками, количество которых резко возрастает с высотой. В нижнем поясе гор средняя температура января положительная или слабо отрицательная, что обусловливает существование пояса редких снегопадов и неустойчивого снежного покрова на высоте до 1000 м в Аджарии, 1500—1600 м в Талышских горах, 1800—1900 м па западе и более 3000 м на востоке Памиро-Алая. Пояс вечных снегов достигается лишь вершинами южного склона Кавказа (где его нижняя граница расположена на отметках 3500—4000 м) и Памиро-Алая (3600—5200 м). Таким образом, вертикальная протяженность пояса устойчивого снежного покрова достигает 2—2,5 км.

Для гор субтропиков характерны приносимые циклонами интенсивные снегопады с приростом снежного покрова до 12 см/ч в поясе его устойчивого залегания, более 5 см/ч в поясе неустойчивого залегания, при продолжительности снегопадов до

50—120 ч. Быстро накапливающийся и не слишком охлажденный снежный покров уплотняется и приобретает однородное строение. В высокогорьях с их существенно более низкой температурой и сильными, часто штормовыми ветрами процессы уплотнения и разрыхления снежного покрова чередуются; здесь его строение оказывается сходным с тем, которое характерно для Сахалина и Камчатки. Ведущие факторы лавинообразования распределяются соответственно поясам снежности. В поясе неустойчивого снежного покрова преобладают лавины снегопадов, число дней с лавиноопасными снегопадами обычно находится в пределах 4, но достигает 10 при общей продолжительности лавиноопасного периода 60 дней в Аджарии на высотах около 1000 м. Коэффициент вариации этих показателей до 1,6 (наибольший для территории СССР). В поясе устойчивого снежного покрова максимальная декадная высота снега превышает 100 см повсюду, кроме Памира, и местами увеличивается до 6—7 м в Аджарии и до 5—6 м на западе Памиро-Алая. В наиболее увлажненных районах прирост высоты снежного покрова за один снегопад может достигать 2—3 м. Продолжительность лавиноопасного периода до 100—200 дней. В этом поясе также преобладают лавины снегопадов. Число дней с лавинами этого типа почти повсюду более 10 и достигает 30; коэффициент вариации около 0,4. В высокогорьях проявляется и резко увеличивается с высотой роль метелей и перекристаллизации снежной толщи. Общее число дней с лавинами соответствующих типов колеблется от 4 до 8. Во всех поясах распространены также лавины, обусловленные снеготаянием — оттепелями в поясе неустойчивого снежного покрова, весенним потеплением в высокогорных районах. Число дней с лавиноопасным снеготаянием увеличивается снизу вверх от 4 до 8. В условиях особо интенсивного снеготаяния помимо мокрых лавин могут образовываться водоснежные потоки. Часто и сами лавины преобразуются в такие потоки, когда падают на размокший снег или в ручьи.

Общее число лавиноопасных ситуаций в наиболее лавиноактивном поясе устойчивого снежного покрова, согласно расчетам, достигает 20—30. Распределение лавиноопасных ситуаций в течение зимы отвечает максимуму осадков, приходящемуся в Закавказье на осень и зиму, на Памиро-Алае на зиму и весну.

Обратимся теперь к некоторым региональным особенностям лавинного режима. В Аджаро-Имеретинских горах в многоснежные зимы высота снежного покрова превышает 100 см почти на всей площади, а на наветренных склонах на отметках 1200—1300 м достигает 6 м. Снегопады с приростом снежного покрова более 200 см составляют 2% их общего числа. Даже на берегу Черного моря возможно образование снежного покрова высотой до 2 м. В поясе ниже границы устойчивого покрова число дней с лавиноопасными снегопадами, согласно расчетам, увеличивается с высотой от 3 до 10. Сход лавин возможен во время или тотчас после снегопада. Уже на вторые сутки снежный покров уплотняется и приобретает устойчивость; но он может обрушиться при последующем таянии. Межгодовые вариации числа дней с лавинами в этом поясе до 1,5—1,6.

Пояс устойчивого снежного покрова также обилен интенсивными снегопадами (более 10 см/ч), причем их суммарная за зиму продолжительность возрастает снизу вверх от 50 до 120 ч. Число дней с лавиноопасными ситуациями за счет снегопадов возрастает в среднем до 20, в отдельные годы — до 30—32. Межгодовые колебания этого показателя сравнительно снижаются (коэффициент вариации 0,4—0,5), что отвечает относительно устойчивой снежности. Если в поясе до 1000 м над уровнем моря максимальная декадная высота снежного покрова колеблется от 100 до 300 см (коэффициент вариации 0,7), то на большей высоте среднее многолетнее значение этого показателя около 370 см, а колебания от зимы к зиме в пределах 200—500 см (коэффициент вариации 0,3).

В поясе выше 2000 м над уровнем моря в связи с понижением температуры воздуха существенны процессы перекристаллизации и разрыхления нижних слоев снежного покрова. Возрастает роль метелевого снегопереноса. Поэтому здесь образуются лавины смешанного типа — перекристаллизации и метелей при снегопадах.

Лавиноопасный период в Аджарии длится обычно с декабря по март, а в многоснежные годы — с ноября по май. Наибольшее количество лавин приходится на период интенсивных снегопадов (начало зимы) и период максимального снеготаяния (февраль—март). Число дней с лавиноопасными ситуациями, согласно расчетам, достигает 7—12. Водоснежные потоки наблюдения 1 раз в несколько лет, также в феврале—марте, при особо интенсивном снеготаянии, когда температура воздуха не менее 8—10° держится в течение недели.

В Талышских горах количество осадков в 2—3 раза меньше, чем в Западном Закавказье. Максимальное число дней с осадками более 10 мм приходится на октябрь—ноябрь и связано, как правило, с приходом южнокаспийских (иранских) циклонов, сопровождающихся сильными, часто ураганными ветрами. В любом месяце зимы здесь возможны как интенсивные снегопады, так и глубокие оттепели, что является предпосылкой для образования лавин снеготаяния. Пояс неустойчивого снежного покрова простирается вверх до отметок 1500—1600 м, местами до 1800 м. Наибольшая декадная высота снега в этом поясе менее 50 см, число дней со снегом менее 60. В поясе устойчивого снежного покрова отмечаются особенности, связанные с поступлением влаги в основном с юго-востока и с сильными ветрами. Высота снежного покрова уменьшается в западном направлении от 100—200 до 50—70 см, как и продолжительность его залегания от 120—170 до 60—120 дней. В пригребневой части хребта (выше 200 м) снег сдувается местами до грунта, а в ветровых тенях достигает толщины 3—5 м, реже до 7—8 м. Эти особенности климата высокогорной части Талыша отражаются в том, что здесь, несмотря на теплые зимние условия, снежный покров почти не претерпевает процессов уплотнения; напротив, при сильном ветровом воздействии преобладает процесс разрыхления. В снежных разрезах встречаются многочисленные разрыхленные слои. Снежный покров приобретает сложное строение также в связи с широким распространением метелевых отложений, ветровых корок, снежных досок. Под ними во многих случаях находятся прослойки разрыхления, ослабленные горизонты снега, сыпучего снега. Названные особенности приводят к тому, что в высокогорье Талыша велика доля лавин, вызванных метелями и перекристаллизацией снежной толщи. На остальных же участках соотношение лавин разных генетических типов приблизительно такое же, что в Аджаро-Имеретинских горах.

В Копетдаге в месяцы с отрицательной температурой воздуха возможно образование временного снежного покрова. Его высота обычно слишком мала для лавинообразования (не превышает 30 см), но при редких эпизодах метелевого снегопереноса может достигать критических лавиноопасных значений. Поскольку наиболее холодными месяцами являются январь и февраль, а максимум осадков выпадает в марте и апреле, образование лавин наиболее вероятно в феврале—марте. Они возбуждаются снегопадами и снеготаянием и возникают лишь в редкие годы повышенной снежности.

В лавинной активности на Памиро-Алае и на Западном Памире можно видеть все черты, названные выше для гор с субтропическим лавинным режимом, с той лишь разницей, что вертикальная протяженность пояса редких снегопадов и неустойчивого снежного покрова здесь особенно велика (до 2,5 км), как и вертикальные градиенты температуры, снежности и повторяемости лавиноопасных ситуаций. Вместе с периодом максимального снегонакопления максимум лавинной активности приходится в поясе неустойчивого покрова и ниже на февраль, а выше смещается на апрель—май. Снизу до

верхней части пояса устойчивого снежного покрова преобладают лавины, вызываемые интенсивными снегопадами (по расчетам, число дней с лавиноопасными ситуациями 8—10). В верхней части этого пояса, а также в поясе вечных снегов проявляется и с ростом абсолютных высот увеличивается роль метелей и перекристаллизации снега; суммарное число дней с лавиноопасными ситуациями этих типов колеблется от 4 до 8. Снеготаяние как фактор лавинообразования действует во всем диапазоне высот, исключая лишь верхнюю часть области вечных снегов. В поясе устойчивого снежного покрова число дней с лавиноопасными ситуациями этого типа наибольшее (согласно расчетам, до 8, в основном в мае—июне). Общее число дней с различными лавиноопасными ситуациями измеряется от одного в год в поясе редких снегопадов до 20—30 в зоне перехода от устойчивого снежного покрова к вечным снегам (на стыке Гиссарского, Зеравшанского и Алайского хребтов, в Заалайском Алатау).

На Западном и особенно на Восточном Памире лавинная активность снижается за счет уменьшения количества осадков. Устойчиво заснежены, а местами покрыты вечными снегами лишь самые верхние участки хребтов. На Западном Памире действенны все названные выше факторы лавинообразования, на Восточном Памире — преимущественно метели и перекристаллизация снежной толщи.

5. ОСНОВНЫЕ ЛАВИНООПАСНЫЕ РАЙОНЫ СССР

Первый обзор лавиноопасных районов СССР предпринят около 20 лет назад под руководством Г. К. Тушинского (Лавиноопасные районы СССР, 1970). С тех пор знания географии лавин существенно возросли, ряд горных областей охарактеризован в монографиях (Кавказ, Тянь-Шань, зона БАМ и др.) и в статьях об отдельных сторонах лавинной активности. Здесь же рассмотрим подробнее новейшие результаты того мелкомасштабного комплексного картографирования лавинной опасности, о котором шла речь выше. Региональные очерки написаны большой группой исследователей, в основном авторами карт, по плану: история изучения лавинной активности; рельеф, густота сети лавинных очагов; климат, снежный покров, факторы лавинообразования; средняя многолетняя повторяемость лавин; объемы лавин; степень лавинной активности; некоторые дополнения о региональных особенностях лавинной деятельности. Методы составления карт описаны лишь в том случае, если они значительно отличались от изложенных в разд. 2.4.

5.1. ОСТРОВА СОВЕТСКОЙ АРКТИКИ

Специальные исследования лавин на островах советской Арктики (см. рис. 44—48) не проводились. Имеющиеся сведения получены трудами гляциологов (Л. С. Говоруха, М. Г. Гросвальд, А. Н. Кранке, О. П. Чижов и др.), наблюдениями на метеостанциях, а также по аэрофотоснимкам. Карты лавинной опасности по отдельным островам ранее были составлены К. В. Акифьевой для монографии «Лавиноопасные районы СССР» (1970). Новая серия карт составлена по стандартной методике.

Несмотря на различия в геологическом строении, рельеф как фактор лавинообразования на островах советской Арктики имеет сходные черты. В нем выделяются: 1) платообразные поверхности, покрытые ледниками на Земле Франца-Иосифа, на северном острове Новой Земли, на Северной Земле, 2) крутосклонные ледниковые долины и фиорды на тех островах, 3) крутые, часто обрывистые прибрежные

абразионные уступы на названных, а также на Новосибирских островах и о. Врангеля. Высота бортов трогов и фиордов 150—500 м на Земле Франца-Иосифа, почти до 1000 м на Новой Земле, до 400 м на Северной Земле, а у прибрежных уступов до 400 м (Новосибирские острова). Угол наклона этих склонов на большей их части круче 30°. Их поверхность либо довольно плоская (на участках, сглаженных ледником), либо рассечена множеством мелких денудационных воронок и желобов, реже цирками. Эти формы рельефа служат лавиносборами лотковых лавин. Но лавины из метелевого снега, особенно карнизные, могут обрушиваться с участков, включающих более одного лавиносбора типа воронки или желоба.

Особым, чисто арктическим, видом лавиноопасных склонов являются края ледниковых покровов на участках, где наклон их поверхности превышает 15°, местами достигая 25°.

Климат арктических островов характеризуется низкой зимней температурой (средняя январская от -15° на юге Новой Земли до -30° на Северной Земле и Новосибирских островах), годовыми осадками от 500—1000 (по данным Л. С. Говорухи и В. Ф. Перова, «Селеопасные районы...», 1976) до 200—300 мм в год, выпадающими преимущественно в твердом виде, сравнительно малыми значениями максимальной декадной высоты снежного покрова (фоновые значения 40—60 см на уровне моря, до 130—170 см на вершинах ледниковых куполов), сильнейшим метелевым перераспределением снега и продолжительностью залегания снежного покрова приблизительно от 250 дней на о. Врангеля до 300 дней и более в более холодных районах. Число дней с интенсивными снегопадами в зимнюю половину года на всех островах, согласно расчетам, невелико. Зато число дней с метелями измеряется десятками, на Новой Земле достигает 100 в Русской Гавани и более 300 на северной оконечности (мыс Желания). Весной и летом при резком увеличении прихода солнечной радиации может быть весьма интенсивным таяние снега. Оно приходится на март—июль с максимальным таянием в июне более 8 дней.

Ведущими факторами лавинообразования оказываются метели (действенность которых ограничивается количеством снега) и весеннее снеготаяние, а на Северной Земле и па затененных склонах на других, островах — сублимационная перекристаллизация снежной толщи. Наряду с мокрыми лавинами в период снеготаяния образуются водоснежные потоки.

Судя по фоновым значениям максимальной декадной высоты снежного покрова и температуры января, среднюю многолетнюю повторяемость лавин в очагах средней активности можно оценить как низкую на всех островах, за исключением увлажненных участков Земли Франца-Иосифа, где повторяемость лавин оказывается средней.
Низкими (менее 10 тыс.м^3) оказываются и средние многолетние суммарные объемы лавин из среднего очага. Объем большинства фиксируемых лавин не превышает 10 тыс.м^3, хотя известны случаи, когда она достигает 100 тыс.м^3 (на Земле Франца-Иосифа, обусловлена перекристаллизация снега) и 50 тыс.м^3 (там же, при снеготаянии).

К категории низких относятся и фоновые показатели лавинной активности, несмотря на то что местами на бортах фиордов густота сети лавинных очагов — узких денудационных воронок и желобов — может превышать 10 шт/км.

Однако в результате сильного метелевого перераспределения снега степень лавинной опасности и другие лавинные показатели распределяются на арктических островах весьма контрастно. На подветренных склонах они значительно выше фоновых. Так, при интенсивности метелевого переноса снега через 1 м фронта метели более 300 м^3 суммарные объемы карнизных лавин могут значительно превышать 10 тыс.м^3. Такие лавины, а также лавины с нерасчлененных склонов (осовы) являются, как уже говорилось, характерной региональной особенностью Арктики.

Участки отрыва карнизных лавин тянутся почти по всей длине достаточно высоких прибрежных уступов. Падая на морской лед, лавины могут его взламывать. Видимо, именно прибрежные карнизные лавины являются наиболее опасными для человека, посещающего арктические острова. Известны случаи гибели людей над такими лавинами.

Другой особенностью лавинного режима можно считать круглогодичную вероятность схода лавин на Земле Франца-Иосифа, севере Новой Земли и на о. Комсомолец (Северная Земля), где нижняя граница пояса вечных снегов («уровень 365») касается поверхности горных склонов на отметках соответственно 100—200, 600—700 и 400—500 м. В холодные годы на о. Комсомолец снег не сходит полностью даже с прибрежной равнины. Если на всех прочих участках максимум лавинной активности приходится на осень (снегопады, метели) и весну (снегопады, снеготаяние), то на участках, относящихся к поясу вечных снегов, должен быть летний максимум лавинной активности, обеспеченный чередованием снегопадов, довольно обильных при летних условиях циркуляции атмосферы, и снеготаяния.

Еще одной особенностью является образование лавин на сравнительно пологих (15—25°) склонах ледниковых куполов. Из-за малого уклона они сходят, видимо, довольно редко и при экстремальном снегонакоплении после периода глубокого развития перекристаллизации нижнего горизонта снежного покрова (Говоруха, 1965).

Последняя особенность — богатство форм перемещений снега, переходных от собственно лавин к паводкам снеготаяния. Возможности быстрого таяния в июне—июле обеспечены круглосуточным солнечным освещением и вторжениями теплых воздушных масс, резко поднимающими дневную температуру выше 10°, суточную — выше 5°. Возможности участия талой воды в разнообразных формах смещения снежных масс созданы рельефом — от плоских ледяных склонов с их ровным снежным покровом до глубоко врезанных и забитых метелевым снегом русел ручьев и рек. По обзору Л. С. Говорухи и В. Ф. Перова (Селеопасные районы..., 1976), выделены следующие закономерности. Лавиноподобные водоснежные потоки случаются на склонах ледниковых куполов, когда водой насыщаются нижние горизонты снежного покрова и он срывается вниз, как лавина с плоского склона (осов). Паводки снеготаяния, при которых размываются снежные отложения, характерны для узких глубоких русел на равнинах, в которых поток часто идет поверх снежников. Прорывные сели снеготаяния (селеподобные водоснежные потоки) характерны для более крутых и ступенчатых русел на ледниках и вне их, где снежными плотинами создаются условия для наполнения и опорожнения временных озер.

5.2. ХИБИНЫ

На Кольском полуострове есть три небольших горных массива — Хибинские, Ловозерские и Монче-Тундры. Их наивысшие точки превышают 1000 м над уровнем моря, склоны достаточно круты для лавинообразования. Почти такой же высоты достигают Чуна и Волчьи тундры; однако малый наклон их склонов допускает образование лишь водоснежных потоков. Последние распространены и в других холмистых районах Кольского полу-острова. На его северных берегах возможно образование карнизных лавин. Хибины — наиболее изученный в лавинном отношении район.

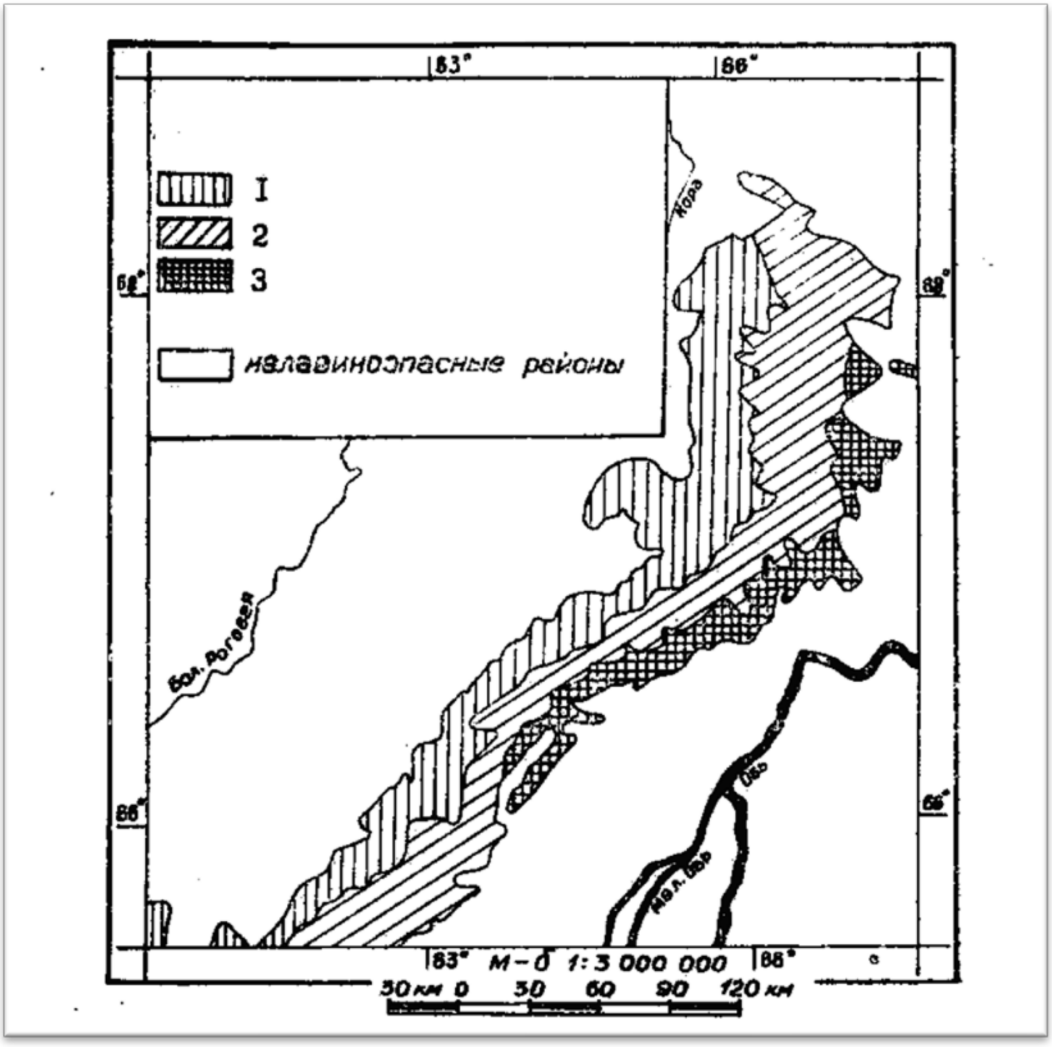
Промышленное освоение Хибин началось в конце 1920-х годов. В середине 1930-х годов здесь создана старейшая в СССР противолавинная служба — Цех противолавинной защиты (ЦПЗ) производственного объединения «Апатит». Его сотрудниками более чем за 50 лет получен ряд наблюдений за условиями лавинообразования и данные об активности нескольких десятков лавинных очагов. С

конца 1940-х годов к исследованиям лавинной опасности Хибин подключились специалисты географического факультета МГУ. Совместными усилиями ЦПЗ и МГУ под руководством Г. К. Тушинского и В. Н. Аккуратова разработано множество методов оценки лавинного режима и распространения лавин, развиты основы советского географического лавиноведения. Некоторые из этих результатов подробно представлены ниже. Надо подчеркнуть, что Хибины "с их небольшими размерами, легкой доступностью любого участка, высокой лавинной активностью и прочими природными характеристиками сами по себе представляют прекрасные возможности для лавинных исследований.

Площадь Хибинских гор около 1600 км^2 (рис. 50—52), средний радиус около 20 км, абсолютная высота в основном в пределах 1000—1100 м.

Они представляют собой отпрепарированную и тектонически приподнятую интрузию нефелиновых сиенитов — единый плосковершинный массив, рассеченный долинами, заложенными по тектоническим разломам. Относительная высота склонов редко превышает 500—600 м. Их поверхность осложнена множеством денудационных воронок разной формы. Рельеф склонов в целом весьма выровнен и сглажен покровными ледниками, неоднократно перекрывавшими Хибины, денудационные воронки простого строения и плавного очертания с наклоном 30—40°. Более крутыми и сложными по микрорельефу являются

ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ



ХИБИНЫ

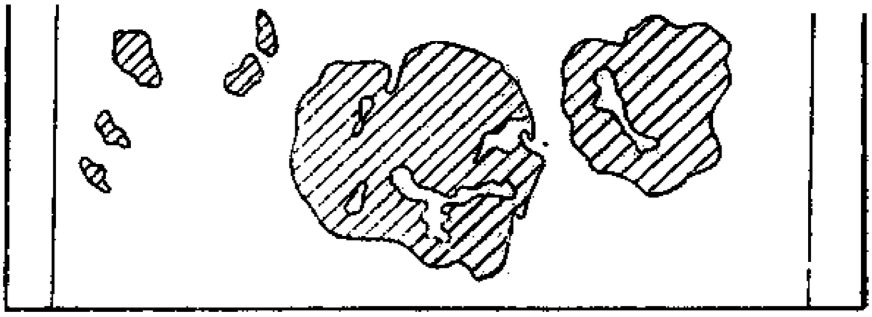
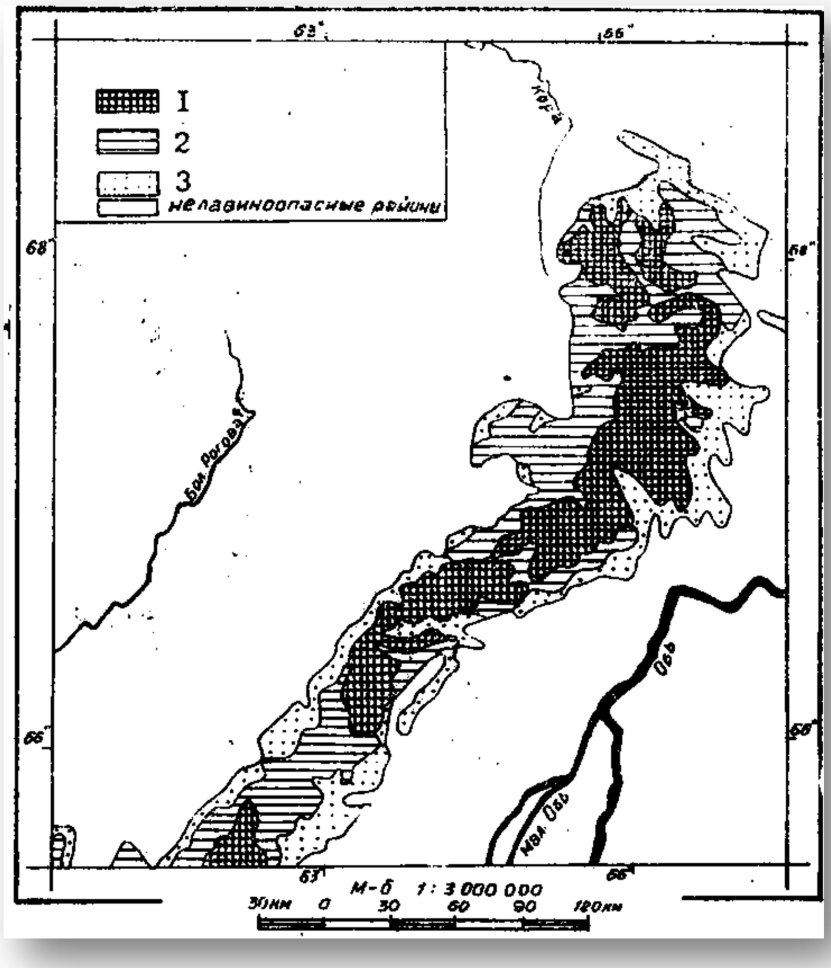


Рис. 50. Хибины, Полярный Урал. Основные факторы лавинообразования 1 — интенсивные снегопады; 2 — общие и низовые метели; 3 — перекристаллизация снежной толщи; 4 — весеннее снеготаяние; 5 — оттепели

ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ



ХИБИНЫ

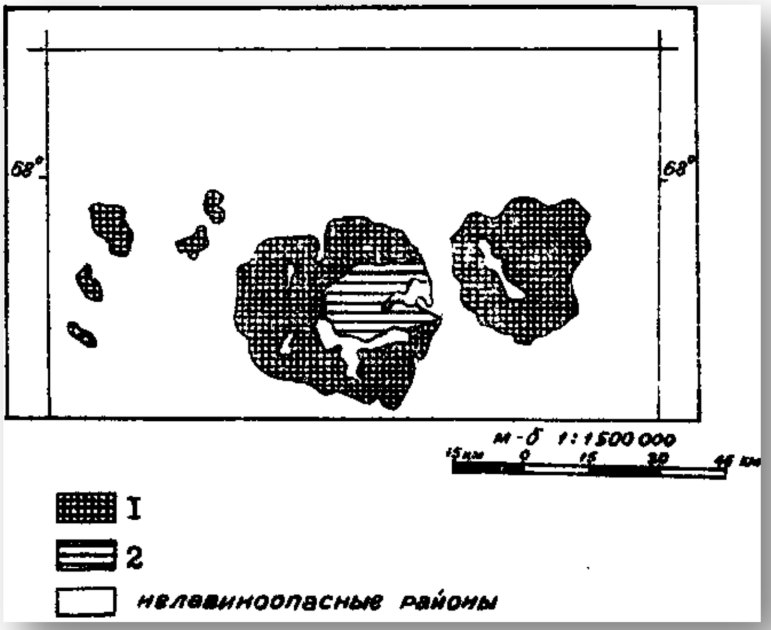
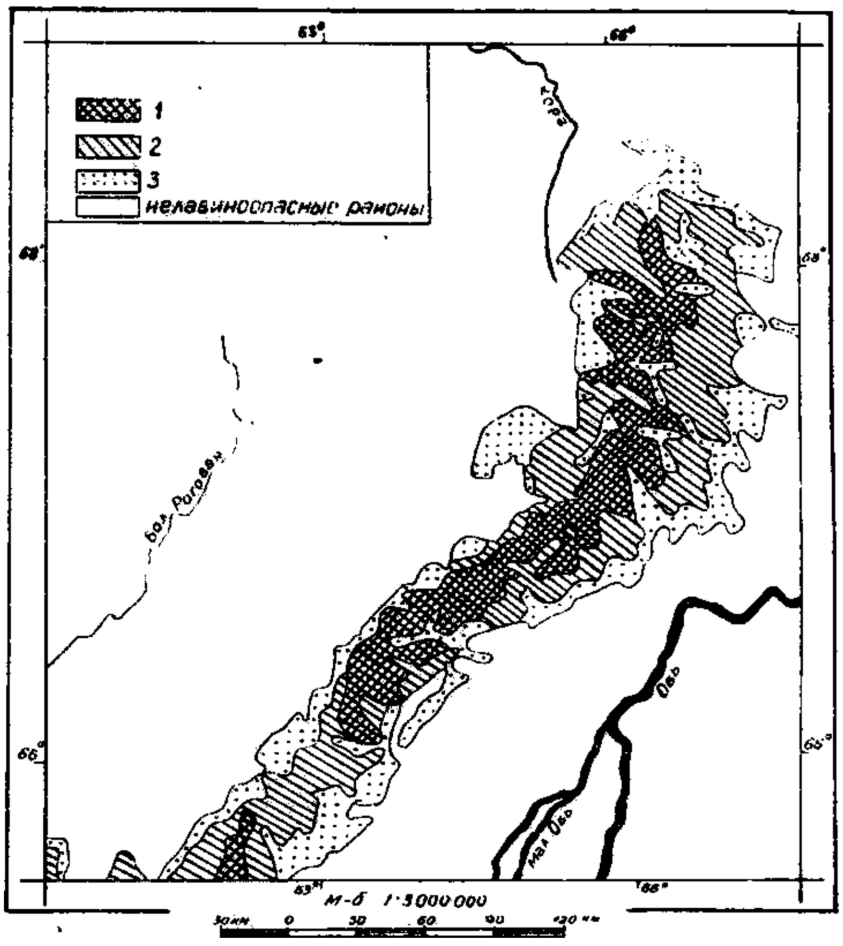


Рис. 51. Хибины, Полярный Урал. Средняя многолетняя повторяемость ла¬вин в очаге средней активности: 1 — более 10 раз з 10 лет; 2 — 1 — 10 раз в 10 лет; 3 — менее 1 раза в 10 лет

ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ



ХИБИНЫ

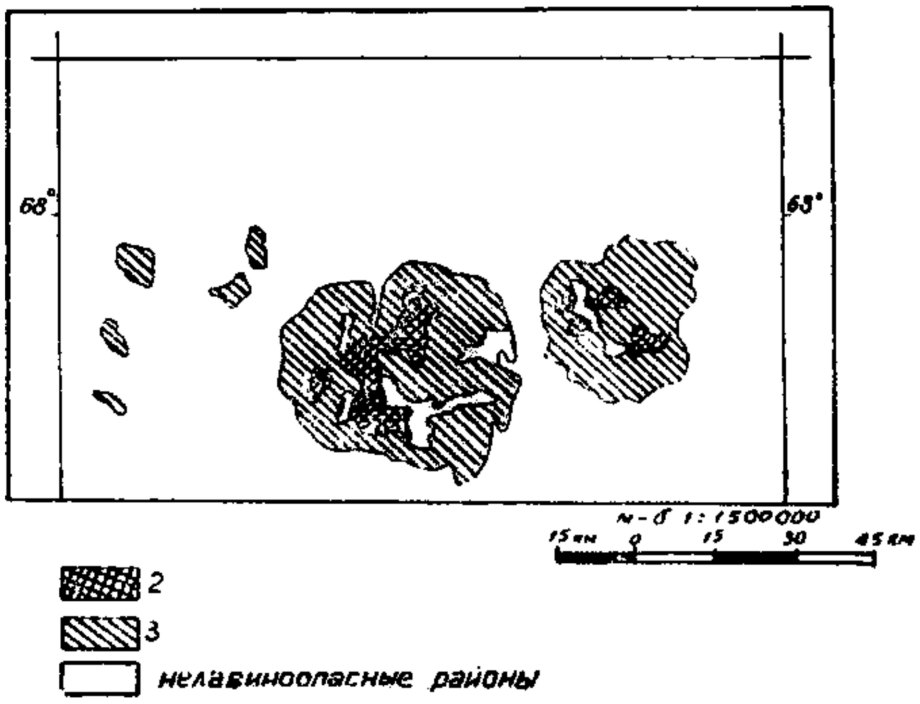


Рис. 52. Хибины, Полярный Урал. Средние суммарные объемы лавин за зиму из очага средних размеров: 1 — более 100 000 м^3; 2 — 10 000—100 000 м^3; 3 — менее 10 000 м^3

склоны цирков, встречающихся в верхнем ярусе рельефа и еще недавно служивших очагами тяжелого горного оледенения. Ныне лишь в некоторых из них сохраняются небольшие многолетние снежники и ледники.

Дно долин и нижний пояс склонов в Хибинах покрыты лесной растительностью (ельники, выше березняки), запечатлевающей следы воздействия лавин в течение последних 50— 100 лет. Выше распространены кустарниковые, мохово-лишайниковые и каменистые тундры.

Наиболее распространенным типом лавиносборов (около 80% всех очагов) являются денудационные воронки правильной формы площадью в среднем 6—8 га, длиной около 1 км, шириной вверху от 150 до 650 м, в среднем 200—300 м. Вторым по распространению типом очагов (до 20%) являются нерасчлененные лавиноопасные склоны со средней площадью в десятки гектаров. Особый, хотя и редко встречающийся, тип очагов представляют «микротроги» — обработанные ледниками крутые долинки на склонах плато длиной 1,5—2 км и площадью в десятки гектаров. Местами срыва лавин в них могут быть как циркообразные верховья, так и боковые склоны, плоские или едва расчлененные широкими денудационными нишами. Лавиносборы-цирки, срабатывающие как один очаг, достигают ширины 450—950 м. В среднем в Хибинах на 1 км склона приходится 0,8—1,0 очага. Но их распределение по долинам разного порядка и по длине каждой долины весьма неравномерно. Наиболее сильно густота сети лавинных очагов меняется по длине долин первого порядка; склоны их циркообразных верховий рассечены денудационными воронками наиболее густо (до 23 шт. на 1 км дна долины), ниже число очагов колеблется от 1 до 15. Распределение денудационных воронок по склонам разной экспозиции довольно равномерно, с небольшим, видимо, тектонически предопределенным преимуществом западных и восточных румбов.

Наличие хороших крупномасштабных топографических карт и высокая геоморфологическая изученность Хибин послужили основанием методических работ по выявлению зависимости густоты лавинных очагов от морфометрических характеристик склонов. При этом не выявилось сколько-нибудь четкой связи ширины очагов-воронок от относительной высоты склонов (возможно, по причине небольшого диапазона значений высот). Обнаружена зависимость средней ширины денудационных воронок от уклона склонов; ширина около 150 м характерна для уклонов 0,7 и более; 300 м — для уклонов около 0,4; 600 м — 0,2, 0,3.

Карта густоты сети лавинных очагов в Хибинах составлена сплошным дешифрированием крупномасштабных аэрофотоснимков, в Ловозерских тундрах — по крупномасштабным топографическим картам. При переносе на итоговую карту полученные данные осреднялись по скользящей сетке с шагом 2 км. Учитывались лишь очаги, лавины из которых достигают дна долин.

Климат зимы в Хибинах характеризуется отрицательным радиационным балансом с октября по апрель, преобладанием западно-восточного переноса относительно теплых морских воздушных масс, повышенной циклоничностью и обильными осадками.

За зиму над Хибинами проходит в среднем 30 циклонов, интенсивность выпадения осадков достигает 45 мм/сут, снегопады с метелями наблюдаются в среднем 35 дней.

Средние температуры воздуха самого холодного месяца — января — в горах — 13—15°. Сумма осадков за год до 1000—1500 мм, из которых более половины выпадает в холодный период года. Устойчивый снежный покров образуется в начале октября, продолжительность его залегания 240—280 дней; 80% снегозапасов в Хибинах накапливается в феврале. К этому моменту сходит уже около половины всех лавин, хотя максимум снегонакопления отмечается в апреле.

Высота снежного покрова в лесном поясе (до 350—450 м над уровнем моря) достигает в среднем 100—200 см при плотности 0,25—0,28 г/см^3 и снегозапасе 300—350 мм. В горнотундровом поясе (до 700—900 м над уровнем моря) в отдельных лавиносборах высота снежного покрова достигает 200—300 и даже 500 см (при плотности 0,3—0,4 г/см^3 и водозапасе 500— 1000 мм) за счет метелевой концентрации снега.

Средние скорости зимних ветров более 7 м/с, число дней с метелями более 135, а 100 дней в году скорости ветра превышают 20—40 м/с, что создает условия для образования метелевых лавин. В Хибинах наблюдаются и лавины из свежевыпавшего снега после обильных и продолжительных снегопадов, а весной преобладают мокрые лавины. В случае особо бурного снеготаяния (обычно в мае) в среднем 1 раз в 5—10 лет образуются водоснежные потоки.

Рассмотрим подробнее характер снегонакопления. Опенка фактической и вероятной величины максимальной декадной вы-соты снежного покрова в некоторых пунктах Хибин приведена по Б. М. Беленькому в табл. 20, единичные сведения о высоте снега в лавиносборах — в табл. 21.

По данным А. А. Дементьева, различные участки Хибинского горного массива характеризуются следующей вариабельностью средней декадной высоты снежного покрова на период максимального снегонакопления (табл. 22).

По данным Б. М. Беленького, вероятность зимы с высотой снега 101 —150 см для метеостанций Апатитовая гора и Центральная соответственно равна 71 и 42%, а для метеостанции Юкспор — 38%. Вероятность зим с высотой снега более 150 см для тех же метеостанций равна соответственно 26, 32 и 57%.

Таблица 20

Максимальное возможное снегонакопление разной обеспеченности

Пункт наблюдения	Высота, м	Число лет наблюдений	Наблюденная максимальная высота снега (см)	Максимально возможная высота снега (см) один раз за (лет)		
				500	100	50
Саамская долина	360	30	179	450	223	210
Плато Юкспор	908	36	224	345	295	273
Плато Ловчорр	1100	10	298	475	393	355

Таблица 21

Высоты снежного покрова в лавиносоорах

Место и номер лавиносбора	Высота снега, м
г. Айкуайвенчорр	1,5
г. Юкспор, № 18	1,2
Дол. р. Ворткеуяйв	
№43	
№37	
г. Юкспор, № 10.высоты 630--860 м	

Таблица 22

Вариабельность высоты снежного покрова

Пункт наблюдений	Высота, м	Число мест наблюдений	Средняя высота снега, м	C_v	Характеристика обеспеченности, %			
					99	95	5	1
Апатитовая гора	360	14	132	0,17	53	95	172	185
Кировск	349	14	122	0.17	73	88	159	171
Ж. Д.ст.Хибины								
Лес	134	24	66	0,26	32	41	95	109
Поле		25	36	0.32	17	22	57	70

Среднемноголетние даты установления и схода, продолжи-тельности залегания снежного покрова в различных пунктах Хибин приведены в табл. 23.

Таблица 23

Сроки залегания устойчивого снежного покрова

Пункты	Установление		Сход		Продолжительность	
	Временное	постоянное	временный	постоянный	временная	постоянная
Кировск	1.X	20.X	5. VI	28.V	248	221
Юкспор	10.IX	7.X	20.VI	13.VI	284	250
Рудн.	6.IX	3.X	23. VI	18.VI	291	258
Центральный						

По классификации В. Н. Аккуратова (1959) и по данным ЦПЗ, в Хибинах образуются лавины следующих типов: класс сухих лавин: 1) свежевыпавшего снега; 2) метелевого снега; 3) сублимационной перекристаллизации снега; класс мокрых лавин: 4) инсоляционные; 5) адвекционные; 6) промежуточные. Они распределяются по времени (Аккуратов, 1973), как показано в табл. 24.

Таблица 24

Распределение лавин по месяцам

Месяц	Число лавин					
	сухих	%	мокрых	%	общее	%
IX	1	0,23	—	0	1	0,23
X	38	4,87	—	0	38	4,87
XI	64	8,21	2	0,25	66	8,46
XII	90	11,54	3	0,38	93	11,92
I	148	18,97	1	0,13	149	19,10
II	119	15,26	7	0,90	126	16,16
III	100	12,82	30	3,85	130	16,67
IV	60	7,69	81	10,38	141	18,07
V	7	0,90	26	3,33	33	4,23
VI	—	0	3	0,38	3	0,38

По тем же данным можно видеть, что около 80% лавин сходят во время метелей или снегопадов, обычно сопровождаемых метелями, а около 20% приходятся на период оттепелей и весеннего снеготаяния. Такое распределение факторов лавинообразования логично отвечает приведенным выше характеристикам климата зимы. Для составления карты факторов лавинообразования приняты названные результаты многолетних наблюдений.

Такие же данные есть и для оценки повторяемости лавин. Число дней с лавинами разного рода, по сведениям ЦПЗ, составляет в среднем 44 при колебаниях от года к году в пределах 22—71. При этом среднее число дней с лавинами, вызванными снегопадом и (или) метелями, около 35. Максимальное число лавин приходится на январь и начало февраля, что обусловлено быстрым накоплением снега в этот и предшествующий месяц.

Затем, несмотря на продолжающееся снегонакопление, повторяемость лавин несколько снижается и вновь возрастает в апреле за счет оттепелей. Но максимальные значения средних объемов лавин и около 1/3 их суммарных за зиму объемов приходятся на март (около 60% на февраль и март), что обусловлено разгрузкой наиболее крупных и относительно пологих лавиносборов, где высота снежного покрова достигает критических значений.

О повторяемости лавин в отдельных очагах получены следующие сведения. Из находящихся под постоянным наблюдением ЦПЗ 23 очагов в среднем за зиму в 1936—1982 гг. сходит около 200 лавин, что позволяет определить среднюю повторяемость равной 0,8 лавин в год. Диапазоны колебаний повторяемости лавин из типичных очагов показаны в табл. 25.

Таблица 25

Диапазоны колебаний повторяемости лавин из типичных очагов за 1936—1982 гг.

Очаг	Число лавин		Очаг	Число лавин		Очаг	Число лавин	
	максимальное	среднее		максимальное	среднее		максимальное	среднее
34	14	3,8	9	9	3,4	16	8	2,8
37	8	2,7	47	7	2,9	38	7	2,3
13	6	2,65	18	5	2,3	14	7	3,1
22	14	3,7	кар. 1	6	3,7	кар. 2	10	5,2

В. Н. Аккуратовым (1973) исследована зависимость максимального числа лавин за зиму для лавиносборов различной площади и построен график (см. рис. 6), описываемый уравнением $N_{чл}=18{,}56 \cdot F_{л}^{-0.64}$., где $N_{чл}$ — максимальное число лавин за зиму, $F_{л}$ — площадь лавиносбора, га.

На качественном уровне показано, что повторяемость лавин возрастает с увеличением глубины вреза очага, а также зависит от характера заполнения очагов метелевым снегом. Из составленного В. Н. Аккуратовым графика следует также, что вариабельность частоты весьма высока для очагов площадью 1 га и резко сокращается с достижением размеров в 1,5—2 га. По сути же, приведенные данные содержат зависимость повторяемости лавин от уклона лавиносбора, поскольку меньшие по площади лавиносборы в Хибинах более круты и действуют в течение всей зимы, тогда как крупные и пологие — лишь в период пика снегонакопления.

Карта средней многолетней повторяемости лавин в очагах средней активности для Хибин (см. рис. 51) сделана по стандартной методике.

Многолетними наблюдениями ЦПЗ в Хибинах отмечены снежные лавины объемом от 50 м^3 до 1,125 млн.м^3. Относительное распределение лавин по объему оказалось следующим: менее 1 тыс.м^3 —52%, 1 — 10 тыс.м^3 — 33, 10—100 тыс.м^3 —13, более 100 тыс.м^3 — 2%. Средний объем лавин по месяцам: 3,8 тыс. м^3 в ноябре, 14,8 — в декабре, 22,9 — в январе, 36,5 — в феврале, 51,2 — в марте, 17,0 тыс.м^3 — в апреле. Эти показатели рассчитаны М. И. Анисимовым. Им же получены сведения, позволяющие оценить величины средних объемов лавин для очагов разных типов следующим образом. Из лавиносборов-цирков сходят лавины объемом 50 тыс.м^3, из крупных пологих денудационных воронок — около 20, из небольших крутых денудационных воронок и

желобов—1 —1,5 тыс.м^3; средний объем лавин-осов с нерасчлененных лавиноопасных склонов достигает 25 тыс.м^3.

По данным первых 30 лет наблюдений ЦПЗ за лавинами В. Н. Аккуратов (1973) получил зависимость максимального объема лавин $V_{макс}$ от площади лавиносбора $F_л$ и среднего многолетнего значения максимальной декадной высоты снежного покрова в лавиносборе $H_{ср}$:

$$V_{макс}=K \cdot F_л \cdot H_{ср},$$

где K—показатель, учитывающий коэффициент реализации высоты снежной толщи и площади лавинного очага. Это выражение получено по данным о денудационных воронках площадью не более 20 га. Для очагов больших размеров, среди которых встречаются не только денудационные воронки, но и цирки, наблюдавшиеся объемы лавин существенно меньше вычисленных.

Среднемноголетние суммарные объемы лавин для построения соответствующей карты (см. рис. 52) определялись по стандартной методике. При этом средняя многолетняя величина максимальной декадной высоты снежного покрова вычислена по методу В. Ф. Околова; полученные результаты представлены в табл. 26.

Таблица 26

Вычисленные средние многолетние значения максимальной декадной высоты снежного покрова $H_{ср}$ (см) для различных высот $H_{абс}$ (м над уровнем моря)

$H_{абс}$	$H_{ср}$	$H_{абс}$	$H_{ср}$	$H_{абс}$	$H_{ср}$	$H_{абс}$	$H_{ср}$
300	105	500	126	700	145	900	162
350	112	550	132	750	148	950	173
400	118	600	136	800	153	1000	197
450	122	650	140	850	155	1050	200

В соответствии с приведенными выше показателями основная часть территории Хибин относится к районам с высокой степенью лавинной активности. Лишь края горного массива, где склоны пологи и лавинные очаги единичны, относятся к районам со средней и низкой степенью лавинной активности. Аналогична картина в Ловозерских тундрах — уменьшенной копии Хибин. В прочих лавиноопасных районах Кольского полуострова степень лавинной активности средняя или низкая, так как склоны в них пологи и лавинные очаги малочисленны.

Региональные особенности лавинной опасности в Хибинах заключаются в отсутствии каких-либо аномалий. Вместе с острой необходимостью защиты от лавин рудников и коммуникаций ПО «Апатит» это делает Хибины ключевым участком многих исследований лавин и сходных опасных явлений.

Цехом противолавинной защиты ПО «Апатит» разработана методика оперативного прогнозирования лавин (В. Н. Аккуратов, П. А. Черноус), в том числе на склонах рудничных карьеров; развита методика профилактического спуска лавин с помощью минометного обстрела (В. Н. Аккуратов). Сотрудниками ЦПЗ и географического факультета МГУ предложены методы оценки максимальной дальности выброса и других параметров опасности лавин, используемых для проектирования защиты от них (подробнее см. С. М. Мягков и др., 1987). Здесь лучше, чем в иных районах СССР, изучены водоснежные потоки; сведения об этих граничащих с лавинами явлениях,

приведенные в разд. 2.2, почерпнуты именно в Хибинах и обобщены в монографии В. Н. Сапунова и соавторов (1990).

При исследовании колебаний лавинной активности за период, отвечающий возрасту следов лавин в растительности, развита методика дендрохронологических исследований (Светлосанов и др., 1974) и разработаны приемы лихенометрических датировок лавинных и смежных аккумулятивных форм рельефа (Ващалова и др., 1986). Колебания лавинной активности за время инструментальных наблюдений оценены В. Ф. Околовым. Им установлена связь частоты схода лавин с повторяемостью циклонов и суммой осадков за период октябрь—апрель. Оказалось, что существенное увеличение повторяемости лавин обусловливается примерно вдвое меньшим отклонением суммы осадков от нормы, чем их аналогичное снижение. При снижении суммы зимних осадков по сравнению с современной нормой на 20% повторяемость лавин уменьшается в 2,5—3 раза, а при повышении на 10—12% их количество растет в 2,0—2,5 раза. На основе этой связи и удовлетворительной корреляции осадков в Хибинах и Ленинграде (где продолжительность инструментальных наблюдений около 150 лет) произведена качественная реконструкция изменений лавинной активности с середины прошлого столетия и установлено следующее. Период с 1850 по 1869 г. характеризовался относительным снижением повторяемости лавин, когда их число не превышало половины современного среднего значения. С конца прошлого столетия лавинная активность возрастала, в последние два десятилетия, видимо, достигла наиболее высокого уровня, по крайней мере за предшествующие 200 лет. При этом до середины 1930-х годов лавинная активность была приблизительно стабильна, а затем начался устойчивый рост повторяемости лавин, продолжающийся поныне. Это исследование предпринято в рамках разработки методов долгосрочного прогнозирования изменений лавинной опасности в случае антропогенных изменений климата; к этой проблеме мы вернемся в разд. 6.3.

Для более широкой оценки изменений активности лавин в последние тысячелетия с применением палеогеографических методов исследовано строение лавинных и сопряженных отложений (Ващалова, 1987). Установлено, что лавинная активность в Хибинах была наивысшей в раннее послеледниковые и в период климатического оптимума голоцена 7—5 тыс. лет назад. За последние 7 тыс. лет наибольший ее спад пришелся на интервал 1,5—0,8 тыс. лет назад и, вероятно, 4,2—3,8 тыс. лет назад, меньший спад — на 2,4—1,7 тыс. лет назад.

Максимальная лавинная активность пришлась на XVI— XIX вв. и была близка к таковой 7—5 тыс. лет назад. Сравнением характеристик лавинных отложений, образовавшихся в периоды максимума и минимума активности, установлено, что повторяемость лавин изменялась в 1,5—2 раза. Колебания характерной дальности выброса лавин составляли 30—150 м. Площадь зоны зарождения лавин за названный период изменялась в пределах 30%. Лавины метелевые и свежевыпавшего снега всегда преобладали в Хибинах. В разные периоды несколько возрастала по сравнению с современной доля то мокрых лавин, то лавин, обусловленных перекристаллизацией снега.

Те же палеогеографические данные позволили оцепить скорость денудации лавиносборов в голоцене. Оказалось, что наиболее интенсивно углубляются мелкие (площадью до 5 га) и крутые (угол наклона поверхности более 35°) воронки. На склонах круче 40° преобладает обвально-осыпной снос. При крутизне 40—28° основным фактором денудации являются снежные лавины, а на склонах положе 28° — водоснежные потоки и сели. Морфометрические данные, сведения о возрасте подстилающих лавинные конусы морен последнего валдайского оледенения и датировки почв, погребенных в лавинных конусах, позволили оцепить темпы углубления

денудационных воронок. На участках преобладания обвально-осыпного сноса он находится в пределах 0,1—0,2 мм в год, на участках действия водоснежных и селевых потоков — 0,05 мм в год и менее. Скорость лавинной денудации за последние 16—8 тыс. лет изменялась в интервале 0,02—0,70 мм в год. Эта величина не оставалась постоянной даже для одного очага, что связано как с колебаниями лавинной активности, так и с постепенным сокращением запасов оставленного ледниками легко сносимого обломочного материала в период от раннего послеледниковья к современности. Толщина слоя лавинных отложений над первым сверху горизонтом погребенной почвы, одновозрастным для различных конусов, колеблется от десятков до нескольких сантиметров, что свидетельствует об изменении интенсивности лавинного сноса от очага к очагу на порядок. В целом же результаты прямых наблюдений однозначно свидетельствуют, что лавины сильно обогащаются обломочным материалом в своем движении по аккумулятивным конусам на подножие склонов; поэтому оценка их денудационной роли, если она делается по объему обломочного материала, содержащегося в лавинных снежниках, сильно преувеличена.

5.3. УРАЛ

На Урале в конце 1950-х и начале 1960-х годов на Полярно-Уральской гляциологической станции ИГ АН СССР в ходе исследований ледников и снежного покрова отмечены и случаи схода лавин (в публикациях Л. Д. Долгушина, Л. С. Троицкого, В. Г. Ходакова). В 1980-х годах ряд исследований снежного покрова и лавин выполнили сотрудпики САНИИ В. И. Бруханда и другие; помимо аэровизуальных наблюдений на больших пространствах ими проведено детальное изучение некоторых ключевых участков. Для составления обзорных карт (см. рис. 50—52) и очерка лавинной активности Урала Н. Л. Кондаковой (лаборатория снежных лавин МГУ) проведено почти сплошное дешифрирование аэрофотоснимков. Использованы справочные климатические сведения, а также результаты предпринятого ранее анкетного опроса различных местных организаций.

Урал — довольно узкая (до 150 км) цепь невысоких параллельных хребтов, протянувшихся более чем па 2000 км от 48° до 68°30' с. ш., что определяет разнообразие зональных типов климата, а следовательно, и условий лавинообразования. Геологически и топографически различаются Центральная горная полоса, Западное Предуралье и Восточное Зауралье. По физико-географическим особенностям выделяют Полярный, Приполярный, Северный, Средний и Южный Урал. Лесная растительность почти полностью отсутствует на Полярном Урале, а южнее поднимается до высоты 500—600 м в Приполярном и до водоразделов (выше 1000 м) на стыке Северного и Среднего Урала, около 60° с. ш.

Рельеф Урала преимущественно мягкий, сглаженный, с увалистыми и плоскими водоразделами, с преобладанием среднегорий и низкогорий. Лишь в наиболее приподнятой части Полярного и Приполярного Урала, где преобладают высоты 1200—1500 м, а максимальные достигают 1700—1800 м, развит горноледниковый рельеф, характеризующийся резким расчленением первоначальной поверхности плато, обилием каров, цирков и трогообразных долин, большой крутизной склонов, их относительной высотой до 800—1000 м. Здесь расположены и очаги современного оледенения — карово-долинные и навеянные ледники небольших размеров, существующие значительно ниже климатической снеговой линии за счет метелевого сноса снега с плоских водоразделов.

Обилие крутых и резко расчлененных денудационных воронок и мелких каров способствует образованию здесь густой сети мелких лавин, преимущественно лотковых, которые создают местами 10—15-метровые толщи снега и служат главным источником питания многих ледников.

В рельефе центральной и восточной частей Полярного и Приполярного Урала преобладают среднегорные платообразные возвышенности и плосковершиные хребты, поднимающиеся не выше 700—1000 м над уровнем моря. Характерная высота склонов от 400—500 до 800 м, углы наклона до 30°. При довольно слабом расчленении склонов очаги лотковых лавин здесь редки. Однако наличие обширных плоских поверхностей, которые при метелях служат огромными снегосборными бассейнами, создает в этих районах благоприятные условия для образования лавин с плоских нерасчлененных склонов, а также под бровками плато, где накапливаются мощные снежные карнизы.

На остальной территории Урала преобладают эрозионно-денудационные среднегорья и низкогорья. Первые охватывают осевую зону Северного и Южного Урала, а низкогорья — Средний Урал и краевую зону западного и восточного макросклонов Урала, особенно в Предуралье. В среднегорьях преобладают абсолютные высоты в среднем 700—1000 м и только отдельные вершины поднимаются выше 1500 м; относительные высоты в пределах от 400 до 1000 м. Наклон склонов повсюду до 30°. На Северном Урале чаще встречаются вершины куполовидной формы с мягкими очертаниями, хотя распространены и древние горно-ледниковые формы рельефа. Здесь, как и на Полярном и Приполярном Урале, на поверхностях плато и в верхней части склонов широко развиты курумы и нагорные террасы — результат интенсивно протекающих процессов морозного выветривания и солифлюкции.

На Северном, Среднем и Южном Урале обширные площади заняты древними выровненными поверхностями, расположенными на разных уровнях, что в условиях высокой снежности приводит к метелевой концентрации снега в лавиносборах подветренных склонов и образованию мощных снежных карнизов на бровках плато. Обрушение последних в период весеннего снеготаяния дает начало снежным лавинам с нерасчлененных склонов (осовам) из плотного снега. В целом же густота сети лавинных очагов здесь меньше, чем в районах с горноледниковым рельефом. Но лавинная опасность возрастает вследствие большей хозяйственной освоенности территории.

В районах среднегорий Среднего и Южного Урала лавиноопасны в основном склоны гольцовых вершин, поднимающихся выше границы леса. На аэрофотоснимках четко дешифрируются лавинные прочесы в лесах. Большая залесенность значительно снижает возможности лавинообразования, но непродуманные вырубки леса на склонах увеличивают лавинную опасность.

Низкогорные районы Урала отличаются небольшими абсолютными высотами (400—600, максимум 700 м) и глубиной расчленения от 200 до 500 м; преобладают склоны с наклоном не более 15°. Безлесные низкогорья по условиям рельефа мало благоприятны для образования лавин, несмотря на повышенную снежность и большую продолжительность зимнего периода; но даже сплошь залесенные низкогорные слаборасчлененные районы относятся к районам потенциальной лавинной опасности, так как вырубка лесов на наиболее крутых склонах и: здесь приводит к лавинообразованию. Вследствие техногенных нарушений склонов и вырубки лесов после 1970 г. лавинной опасности неожиданно подвергся ряд населенных пунктов, дорог и промышленных объектов на Среднем и Южном Урале (Кадастр лавин, 1984). По-своему знаменитым стал железнодорожный перегон Вавилово — Миньяр (около 55° с.ш.), где после «освоения лесных богатств» образовались лавиноактивные склоны.

Осевая зона Среднего Урала представляет собой слаборасчлененный пенеплен с мягкоочерченными пологими склонами, почти сплошь покрытыми лесом. Эти условия

позволили счесть названную территорию нелавиноопасной. Однако и здесь нельзя полностью исключить возникновение лавинных очагов при тех или иных воздействиях человека на природу. Поэтому, возможно, и не следовало бы делать разрыв в контуре потенциально лавиноопасных территорий на соответствующем участке лавинных карт СССР.

Для определения густоты сети лавинных очагов при составлении карт по Уралу за основу была взята «Карта оценки рельефа как условия лавинообразования на территории СССР» (1971), использованы также средне- и крупномасштабные топографические карты. В пределах выделенных на первой карте участков с разными типами рельефа были выбраны профили, на которых по топокартам выделены районы, подсчитано число лавинных очагов на 1 км дна основных долин. При этом учтены такие региональные особенности рельефа Полярного и Приполярного Урала, как слабая расчлененность склонов обширных плато. Результаты картометрического анализа контролировались дешифрированием аэрофотоснимков. Одновременно оценивались размеры лавиносборов и превышение их верхнего края над дном долин. Эти результаты дают более полную количественную оценку степени расчлененности рельефа в целом и позволяют при оценке степени опасности выделить районы, где опасность не всегда является прямым следствием густоты расчленения. Ярким примером этого положения являются районы преобладания горно-ледникового рельефа в западной части и районы преобладания платообразных поверхностей в восточной части Полярного и Приполярного Урала. В первом случае наиболее густая сеть лавинных логов и наибольшая повторяемость лавин отмечаются по стенкам цирков и каров, однако эти лавины почти никогда не выходят на дно основных долин и не могут представлять опасности при хозяйственном освоении таких долин.

Склоны же плато и высоких нагорных террас, наиболее широко распространенных в восточной части Полярного и Приполярного Урала, имеют сравнительно небольшое расчленение, и здесь четко выраженные лавинные лога малочисленны. Однако аэрофотоснимки объективно показывают следы активной метелевои и лавинной деятельности, маркируемые снежными карнизами или их следами у подветренных бровок плато, а чаще — сплошными шлейфами лавинных или основных снежников у подножия подветренных склонов таких плато и на дне долин. Это свидетельствует, что для хозяйственной деятельности лавинная опасность данного района более высока.

Исследования САНИИ на ключевых участках показывают, что относительная площадь лавиноопасных склонов в различных речных бассейнах изменяется от 0,05 до 0,40 и в целом коррелируется со снежностыо. Среди лавиносборов преобладают денудационные воронки (48% суммарной площади лавиносборов) и эрозионные врезы (31% площади). На долю лавиносборов-каров приходится 12%. на долю плоских лавиноопасных склонов — 9% суммарной площади лавиносборов. На крайнем севере Урала среди лавиносборов численно преобладают эрозионные врезы, южнее — денудационные воронки. Высота падения лавин отвечает глубине расчленения рельефа и находится в основном в интервале 250—1000 м, хотя лавиноопасными оказываются и склоны относительной высотой лишь в первые десятки метров. Площадь лавиносборов типа эрозионных врезов и денудационных воронок в основном менее 10 га, реже 20— 40 га; площадь лавиносборов типа цирков и каров до 70 га и более.

Климатические условия лавинообразования на Урале отличаются суровостью в северных и большей мягкостью в южных районах. Протяженность Урала с севера на юг обусловливает смену типов климата и ландшафтных зон от тундры на севере до степей на юге. Урал служит резкой климатической границей между Русской равниной и Западно-

Сибирской низменностью. Климатические, как и ландшафтные, зоны Урала под влиянием высотной поясности смещены к югу по отношению к их границам на равнинах.

Средняя температура воздуха самого холодного месяца (февраль) в долинах Полярного Урала -20°, абсолютный минимум около -50°, а средний вертикальный градиент в холодный период года здесь равен 0,15° на каждые 100 м высоты. На Южном Урале средние температуры воздуха самого холодного месяца (январь) -16°. Зимы на Урале холодные, без оттепелей, многоснежные, ветреные и продолжительные. На Полярном и Приполярном Урале длительность холодного периода достигает 9—10 месяцев (с сентября по июнь), на Северном Урале (до широты г. Нижнего Тагила) и в наиболее высокой части Южного Урала — около 8 месяцев (с конца сентября — начала октября по апрель—начало мая). В холодный период года в северных районах Урала, особенно в его западной части, преобладают циклональные типы погоды, при которых наблюдается нормальное понижение температуры воздуха с высотой в среднем на 0,5° на 100 м. Антициклональные типы погоды редки и сопровождаются температурной инверсией, градиент котором в районе оз. Большая Хадата (Полярный Урал) превышает 3° на 100 м.

Количество осадков к западу от Урала больше в 1,5 раза, чем к востоку от него. Вертикальный градиент осадков в горах Урала в среднем 100 мм на 100 м высоты. Наибольшее количество осадков выпадает на западные районы Полярного и Приполярного Урала — до 1500 мм, тогда как на восточные — лишь около 600 мм. На западный склон Северного Урала выпадает 500—800 мм осадков в год, а в верхнем поясе Южного Урала — 600—700 мм. В крайних южных и северных районах (Мугоджары и Пай-Хой) в связи с ослаблением циклонической деятельности на этих широтах осадков значительно меньше.

В холодный период года выпадает до 50% годовой суммы осадков, причем большая часть их выпадает в сентябре — октябре, образуя довольно мощный снежный покров уже в самом начале холодного периода, что создает предпосылки для лавинообразования. В наиболее многоснежные зимы количество твердых осадков в два раза выше, чем в малоснежные. В течение зимы наблюдаются частые и интенсивные снегопады, что в сочетании с сильными ветрами создает условия для образования лавин из свежевыиавшего и метелевого снега па протяжении всей долгой зимы.

Различия в увлажнении западного и восточного склонов наиболее четко проявляются зимой в распределении снежного покрова. Зона повышенной снежности со снегозапасом 600—800 мм (что соответствует средней высоте снежного покрова около 160 см и больше) занимает всю западную и приводораздельную части Полярного, Приполярного и Северного Урала, а в восточной части высота снежного покрова в 1,5—2 раза меньше, исключая участки концентрации метелевого снега. По профилю Усть-Шугор-Саранпауль (севернее 64° с. ш.) высота снежного покрова составляет у западного подножия Урала от 90 до 120—130 см, в приводораздельной части — более 150, а на восточном склоне — около 60 см. В зимы, обильные осадками, высота снежного покрова может быть на Полярном Урале до 3,5 м, на Северном Урале — до 3, на Среднем Урале — более 2 м.

В среднем высота снежного покрова на западном склоне и в приводораздельной части Приполярного и Северного Урала около 160 см, на западном склоне Среднего Урала—100—150, в Предуралье и в верхнем поясе гор Южного Урала — 70, а на восточном склоне Южного Урала не превышает 50 см.

Ветры на севере Урала преимущественно западного и северо-западного направления; их средняя скорость на Полярном Урале до 8—12 м/с, максимальная — до 40 м/с. Число дней с метелями до 140—160. Сильное метелевое перераспределение снега обусловливает резкую неравномерность лавинопроявления на склонах хребтов разной экспозиции к ветрам.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в верхнем поясе гор Приполярного Урала в среднем 240—260 дней (с начала или середины сентября по начало июня). На Северном Урале этот период длится 200—220 дней (со второй половины сентября по май), а в наиболее высокой части — до 240 дней. На Южном Урале снег лежит от 110 до 180 дней (с половины октября по начало апреля) в зависимости от абсолютной высоты и широты места.

На Полярном и Приполярном Урале продолжительность лавиноопасного периода не меньше, но его начало и конец сдвинуты во времени к моменту образования снежной толщи высотой не менее 30 см и к моменту обрушения последних снежных карнизов в пригребневом поясе, когда на дне долин снег практически уже сошел.

Таким образом, большая продолжительность холодных, многоснежных и ветреных зим на Урале обусловливает развитие лавинной деятельности почти на всей его территории и особенно в северных и безлесных районах, определяя и большую продолжительность лавиноопасного периода. На основе приведенных данных о зимнем климате можно выделить следующие районы преобладания разных генетических типов лавин. Участки распространения лавин из свежевыпавшего снега, метелевых и перекристаллизационных имеют четко выраженное чередование в направлении поперек горного массива, так как с запада на восток резко меняются и абсолютные высоты местности, и условия распределения и перераспределения твердых осадков. Например, на западном, наветренном макросклоне Полярного Урала, где выпадает наибольшее количество осадков, преобладают лавины из свежевыпавшего снега при интенсивных снегопадах или вскоре после них. В приводораздельной части и на большей части восточного, подветренного макросклона преобладают лавины за счет метелевой концентрации снега или в период снегопадов с метелями. Перекристаллизационные лавины преобладают на небольшой территории низкогорий восточного макросклона, формируясь в условиях меньшей смежности и более низких температур воздуха.

Распространение лавин весеннего и раннелетнего снеготаяния возможно на всех названных участках. При относительно большом количестве осадков и уже начавшихся метелях в начале зимы многочисленны, особенно в западной части, небольшие лотковые лавины из свежевыпавшего и метелевого снега. Лавины из денудационных воронок и с плоских склонов преобладают весной, особенно в восточной части, когда в период снеготаяния (май—июнь) обрушиваются мощные скопления и карнизы из плотного метелевого снега. В этот период на Полярном Урале отмечаются и водоснежные потоки.

На Среднем Урале температура зимы остается почти столь же низкой, а количество твердых осадков заметно убывает в сравнении с более северными участками. Поэтому здесь и в верхнем ярусе гор создаются условия для сублимационной перекристаллизации снега, хотя этот фактор остается второстепенным и больше всего влияет, надо полагать, на критическую величину интенсивности снегопадов и метелей.

На остальных участках Приполярного, Северного и Среднего Урала, как показывают пространственные изменения показателей зимнего климата, распределение факторов лавинообразования поперек горной системы в целом такое же, что и на Полярном Урале. Однако повышение границы леса умеряет роль метелевого снегопереноса, а на Южном Урале оставляет место лишь для лавин интенсивных снегопадов и снеготаяния. Число дней с лавиноопасными ситуациями при снеготаянии, по расчетам, приблизительно одинаково — 7—8 на всей протяженности Урала, но период снеготаяния смещается с мая—июня на севере на апрель на юге.

Общее число дней с лавинами должно быть наибольшим в южной части Приполярного и на Северном Урале, где за ноябрь—март выпадает на 30—60% больше осадков, чем на Полярном. Но надежные данные о метеорологических факторах

лавинообразования имеются именно для Полярного Урала, поэтому для него мы и оцениваем вероятное число лавиноопасных ситуаций. По данным метеостанции Рай-Из, среднее многолетнее число дней с твердыми осадками более 1 мм/сут (когда прирост свежевыпавшего снега не менее 10 см/сут) составляет 68, из них 20 дней с осадками 5 мм/сут и 4—6 дней с осадками более 10 мм/сут. Это означает, что число дней с лавиноопасными ситуациями при выпадении осадков, сопровождаемом метелями, не менее 20, в том числе примерно пять раз за зиму возможен сход лавин одновременно в большом количестве очагов. Поскольку наибольшие месячные суммы осадков приходятся на ноябрь—март, когда температура воздуха уже далеко ниже нуля, а число дней с метелями в декабре—марте приблизительно постоянно, пик лавинной активности приходится*на декабрь—январь, второй, связанный со снеготаянием, — на май—июнь. Общее же число дней с лавиноопасными ситуациями (включая весеннее снеготаяние) здесь не менее 30. Следовательно, в южной части Приполярного и на Северном Урале оно может достичь приблизительно 40. По этому показателю и по распределению дней с лавинами в течение зимы лавинный режим северной части Урала, как видно, сходен с хибинским. В других районах Урала число дней с лавинами значительно ниже.

Объемы зафиксированных лавин на Полярном Урале обычно не превышают 10 тыс.м^3, а чаще — около 1000 м^3. Более крупными оказываются лавины с плоских подветренных склонов, где за зиму накапливается до 10—15 м снега. В целом же рассчитанные по стандартной методике величины средних многолетних суммарных за зиму объектов лавин из среднего по площади очага на большой части Урала превышают 100 тыс.м^3, в основном за счет крупных осовов. Объемы лавин, сходящих по вырубкам на Среднем и Южном Урале (бассейны рек Белая, Сим. Инзер, Сухой Шарп и др.), находятся в диапазоне от 1—3 до 25 тыс.м^3.

В соответствии с показателями густоты сети лавинных очагов и повторяемости лавин степень лавинной активности, определенная по стандартной методике, на значительных площадях северной половины Урала высокая, на остальной части — средняя и низкая, причем категория степени активности существенно зависит от густоты очагов.

Для Урала также актуально выделение районов потенциальной лавинной опасности, проявляющейся в случае вырубки леса. Подтверждающие этот вывод факты приводились выше. Наличие хотя и потенциальной, но легко возбуждаемой лавинной опасности во многих районах интенсивного хозяйственного освоения является характерной региональной особенностью лавинной активности на Урале.

Второй особенностью, свойственной Полярному и Приполярному Уралу, можно назвать очень большое распространение тех плоских поверхностей водоразделов, которые служат при метелях снегосборами для лавинных очагов на склонах ледниковых цирков и резко повышают повторяемость лавин в этих очагах. Возможно, различия повторяемости лавин в очагах геоморфологически однотипных, но различно расположенных по отношению к направлению метелей на Полярном Урале приближаются к таковым для арктических островов.

Третьей особенностью, характерной в основном для Полярного и Приполярного Урала, является многочисленность водоснежных потоков. Случаи их прямого наблюдения единичны, но следы множественны. Имеющиеся сведения (Селеопасные районы..., 1976) позволяют считать, что при резких (за 1—2 суток) потеплениях воздуха до +2—5° образуются лишь мокрые лавины, а при потеплениях до +7—10° и выше — также водоснежные потоки. Массовый их сход приурочен к случаям одновременного потепления и ливневых дождей. При умеренном потеплении преобладают лавиноподобные водоснежные потоки, при большом и с дождями — селеподобные, прорывные.

5.4. КАРПАТЫ

Карпаты принадлежат к числу горных районов, где интенсивное хозяйство ведется в течение многих веков. Первые публикации о лавинной опасности Карпат появились в середине XIX в. В начале XX в. расширение лесоразработок столкнулось с лавинной опасностью более, чем прежнее традиционное хозяйство; это усилило интерес к лавинам, возбудило специальные исследования их распространения и режима. На территории Полыни постоянные наблюдения за снегом и лавинами начаты в конце 1920-х годов; основные обзорные публикации последних десятилетий принадлежат перу К. Хомича и М. Клаповой.

В ЧСФР специальные исследования лавин начаты в конце 1950-х годов; их результаты обобщены Л. Князовицким и др.

Карпаты — огромная горная система протяженностью до 1300 км, шириной от 100 до 350 км, площадью более 215 тыс.км^2 (Альпы—180 тыс.км^2). Разделяются на Западные, Восточные (с Украинскими), Южные. Выделяются 3 структурно-тектонических пояса.

Внешний — флишевый: высоты 1400—2000 м, округлые формы вершин, пологие склоны.

Центральный, кристаллический: разорванная цепь глыбовых массивов, преобладание альпийских форм рельефа, со следами оледенения. Высоты: 2633 м — Карпаты; 2061— Украинские (Восточные) Карпаты; 2544 м — Южные Карпаты.

Внутренний — вулканические массивы (1011—2305 м) и межгорные плато и котловины (высоты 800 м).

В общем рельефе Карпат преобладают средне- и низкогорья со значительной и сложной расчлененностью. Верхняя граница леса 1200 м на севере, 1400 м — на юге; годовая сумма осадков в среднегорье 800—1200 мм, в высокогорье — 1600—1800 мм, причем здесь значительная часть (30—85%) осадков выпадает в виде снега. Выше 2000 м твердые осадки возможны и летом, снежный покров лежит 5—7 месяцев.

Западные Карпаты. Максимальная высота 2633 м. Лавиноопасные участки располагаются в высотной зоне 1200—1600 м, высота падания лавин 400—1000 м, длина пути 1000—1500 м, крутизна склона в зоне отрыва 30—40°, площадь лавиносбора выше верхней границы 30—40, до 50 га, 10—15 га — в лесном поясе. Нижняя граница распространения лавин 800 м. Максимальная длина линии отрыва от 300 до 1000 м. В Польских Карпатах (северный макросклон) лавины чаще всего отрываются из точки, в Чешских — по линии.

Лавины могут сходить с октября по июнь. Больше всего (40%) лавин сходит в марте, 23% — в апреле, 18% — в феврале; объемы лавин до 240 тыс. м^3 (19.4.1970), но чаще сходят более мелкие лавины — 200—1000 м^3 (35%), 2000—10 000 м^3 (28%).

Восточные (Украинские) Карпаты. Абс. высоты 1500—2000 м. Лес поднимается до 1300 м; высота падения лавин от 300— 500 до 800—1000 м. Наибольшая длина пути лавины до 3,5 км, крутизна склонов до 30—40°, высоты падения лавин от 300— 500 до 800—1000 м, площади лавиносборов до 40—50 га, обычны 10—30 га, местами 5—10 га.

На больших высотах лавины сходят по нескольку раз в зиму, обычные их объемы 1—10 тыс.м^3, но возможны до 100 тыс. Максимальные объемы 300 и 400 тыс.м^3 были отмечены в 1968 и 1983 гг. соответственно; предположительно, максимальный объем достигал 1 млн.м^3 в 1958 и 1964 гг., так как площадь лавиносбора 50 га, толщина снега в зоне отрыва более 300 см. 50% лавин — мокрые; большинство лавин сходит зимой и весной; 49% — в марте, 21 — в феврале; 12 — в январе; 10 — в апреле. Наиболее ранние лавины отмечены в октябре, поздние — в мае.

В общем преобладают небольшие лавины, сходящие часто (1—10 раз в 10 лет), 50% лавин образуется в лесу на крутых — 45—50° — склонах; много лавин образуется на

низких высотах — на 200—300 м над уровнем моря, что отличает этот район от других горных районов умеренных широт СССР.

Повсеместно распространены лавины, связанные со снегопадами, оттепелями, весенним снеготаянием, выше границы леса — метелевые, очень редко — перекристаллизационные.

По Южным Карпатам фактических сведений практически нет.

Так как лавины часто не доходят до дна основной долины, во всех Карпатах наиболее страдает от лавин лес, затем — туристы. Именно с ними случаются наибольшие несчастья. Так, весной 1968 г. в Польских Карпатах в районе курорта Закопане в лавину попала большая (25 человек) группа иностранных (в том числе и советских) туристов, 19 человек из них погибли, в том числе 14 советских.

17 апреля 1977 г. северо-западнее Бухареста случилась тяжелейшая катастрофа — в лавину попала большая группа лыжников, из них 23 человека (19 школьников и 4 преподавателя) погибли. Этот случай мог послужить, как и в других странах (ФРГ, Франции, Австрии), причиной создания лавинных служб и активизации снеголавинных работ, но по Румынии таких сведении нет.

Польша и Чехословакия с 1972 г. являются членами IKAR — международной комиссии по спасению в горах — и ежегодно отчитываются о количестве погибших и пострадавших. Эти сведения печатаются в Зимних отчетах ШГИСЛИ.

В Украинских Карпатах (см. рис. 44—49) исследованиями снежных лавин занялись относительно недавно, но упоминания о лавинах встречаются в литературе уже в начале XX в. Так, Г. Запалович в 1912 г. описал большой ущерб, нанесенный снежными лавинами в 1906 и 1911 гг. в бассейнах Черного Черемоша и Белой Тисы. Здесь в результате схода лавин были уничтожены большие массивы леса. С. Соколовский в 1936 г. отмечал, что на территории Карпат резко возросла лавинная активность, которая, по его мнению, связана с увеличением площадей лесоразработок.

После воссоединения западных областей Украины исследования снега и лавин в Карпатах ведутся Украинским УГКС. Стандартная метеоинформация собирается на сети станций и постов, специальная — на снегомерных маршрутах, на двух снеголавинных станциях (Пожежевская и План) и в ходе экспедиционных зимних и весенне-летних наземных аэровизуальных обследований. Для обслуживания лесного хозяйства, транспорта, туристских и горнолыжных баз разработана методика оперативного прогнозирования лавин; составлено множество крупномасштабных карт оценки лавинной опасности. Первые обзорные карты лавин Украинских Карпат подготовлены в конце 1960-х годов. Авторами основных публикаций о распространении и режиме лавин являются М. М. Айзенберг, В. Ф. Грищенко, М. Ч. Залиханов, К. Л. Михайлова, Б. И. Новиков и др.

Из горной страны Карпат на территории СССР находится часть Восточных Карпат протяженностью около 200 км и шириной около 100 км. Геологически и орографически они подразделяются на Внешние Карпаты (массивы Бескиды, Горганы, Покутско-Буковинские; абс. высоты до 1800 м), Внутренние Карпаты (хребты Водораздельный, Верховинский, Полонинский, Свидовен, Черногоры; абс. высоты до 2000 м) и Закарпатье (хр. Вулканический и др.; абс. высота до 1000 м). Глубина вреза долин во Внешних Карпатах достигает 600—800 м, во Внутренних — 800—1000 м.

Карпаты отличаются мягкими очертаниями вершин (полонии), представляющих собой остатки выровненной поверхности, в которую врезаны речные долины. Горно-ледниковый, или высокогорный, рельеф с характерными для него цирками, карами, редкими гребнями, трогами распространен лишь на высотах более 1400 м в массивах Свидовец и Черногоры, в меньшей степени в Горганах. Для остальной территории характерен водно-эрозионный, или среднегорный, тип рельефа; крутые участки склонов

здесь приурочены к бортам долин. При такой высотной поясности имеется еще одна характерная черта рельефа: наиболее крутыми являются северо-восточные склоны Полонинского хребта. Черногоры и Горган, что отражает их надвиговую структуру.
Широколиственные, еловые и елово-пихтовые леса распространяются до отметок 1500—1600 м. В субальпийском поясе (до высот 1800—1850 м) встречаются кустарники, но основная часть этого пояса занята лугами.

В поясе горно-ледникового рельефа располагается более 600 из приблизительно 1000 лавинных очагов, насчитывающихся в Украинских Карпатах. Площади лавиносборов (цирков, денудационных воронок) здесь находятся обычно в пределах 10—30 и достигают 40—50 га. В районах со среднегорным рельефом лавиносборами служат сравнительно небольшие денудационные воронки и эрозионные врезы на бортах долин; их характерная площадь в пределах 5—10 га. Именно с ними связана большая доля лотковых лавин — более 77% всех зарегистрированных в Украинских Карпатах.

Наклон поверхности лавиносборов в Восточных Карпатах невелик (20—40°) в сравнении с Альпами, Кавказом, Тянь-Шанем. Отмечены случаи схода лавин с поверхностей наклоном 18°.

Лавинные очаги встречаются вплоть до низкогорья, на абсолютной высоте лишь 200—300 м. Здесь они расположены на небольших, крутых и потому оголенных участках склонов речных долин. Характерны окруженные буковым лесом эрозионные борозды (местное население называет их желобами) с оголенным скальным дном и с наклоном более 30°. Но при высоте слоя мокрого, пластичного снега 50—70 см мелкие лавины — осовы (до нескольких тысяч кубометров) — могут сходить и по подстилке из опавшей листвы в редком буковом лесу и перекрывать лесовозные и железные дороги.

Густота сети лавинных очагов в Карпатах хорошо коррелирует с густотой речной сети и наиболее велика в верховьях правых притоков Тисы, где расположено более 70% всех известных очагов.

Карта густоты лавинных очагов построена непосредственно по фактическим данным. Надо подчеркнуть, что при этом учитывались лишь отчетливые лавинные очаги, в которых лавины выходят на дно долин. Мелкие осовы в лесу, не оставляющие заметных следов, а также лавины, останавливаемые лесом высоко над дном долин, в расчеты не включены. Между тем число очагов «висячих» лавин может быть местами в 5—10 раз больше числа угрожающих дну долин. То есть лавинная угроза в Карпатах может существенно возрасти, если «противолавинные» леса будут погублены загрязнением (как это происходит в Альпах) или неразумно вырублены.

Расположение Карпат в средней части Европы обусловливает своеобразие климата, формирующегося под воздействием воздушных масс преимущественно западных румбов из бассейна Атлантики и в зимнее время — вторжений полярно-континентальных атмосферных масс с востока и северо-востока. Годовая сумма осадков 1000—1500 мм, максимум до 2000 мм, из них 30—50% выпадает в холодный период года.

Снежный покров в горах лежит от 3 месяцев в поясе 600— 800 м над уровнем моря (с декабря по февраль) до 6 месяцев в поясе выше 1500 м (с ноября по апрель). Продолжительность лавиноопасного периода в верхнем поясе 5—5,5 месяцев. Высота снежного покрова возрастает от 40—60 см в поясе 600— 800 м над уровнем моря до 70—100 см в поясе 800—1000 м; у верхней границы лесов она значительно превышает 100—130 см, а в известных местах схода лавин оказывается более 300—500 см, особенно в зоне лавинообразования хребтов главного водораздела Карпат. В Верховинском и Полонинском хребтах, в хребтах Горганы, Свидовец, Красна Черногора, в Раховских горах и в хребте Гринявы концентрация снега в лавиносборах нередко превышает 5—8 м, а в отдельных случаях — и 10 м.

Пояс 800—1000 м над уровнем моря относится к многоснежной зоне со средней высотой снежного покрова от 70 до 100 см, а выше 1000—1500 м — к зоне повышенной смежности, где отмечается высота снега более 150 см и создаются условия для высокой его концентрации в лавиносборах.

Процессу лавинообразования активно способствует метелевый перенос снега. Наибольшая повторяемость метелей наблюдается в январе—феврале. Продолжительность метелей бывает от 10—15 мин до двух суток и более, преобладающие скорости ветра 6—10 м/с, причем чаще всего наблюдается ветер юго-западного направления. На подветренных склонах образуются мощные снежные карнизы, которые при оттепелях или после сильных метелей дают начало многочисленным лавинам. Наиболее лавиноактивны склоны северо-восточных и восточных экспозиций, что связано с упоминавшимися выше особенностями рельефа (при надвиговой структуре горного массива склоны северо-восточных экспозиций более круты) и резко выраженной асимметрией розы ветров. Частые оттепели (в районе снеголавинной станции Пожежевская число дней с оттепелями достигает 76), нередко сопровождаемые выпадением дождя на снежный покров, способствуют формированию мокрых лавин. Изредка при устойчивой антициклональной погоде в снежной толще обостряются процессы сублимационного разрыхления; но прослойки глубинной изморози существуют непродолжительное время — до ближайшего потепления.

Максимальное число лавин приходится на февраль и март, самый ранний сход отмечается в октябре, самый поздний — в мае (табл. 27).

Таблица 27

Распределение лакин Украинских Карпат по месяцам, в % от общего числа зафиксированных

Месяц	XI	XII	I	II	III	IX	V
Все лавины	0,2	1,2	15,5	37,0	40,0	5,5	0,6
Мокрые лавины	0,1	0,3	2,5	23,0	26,0	3,2	0,6

Характерной чертой является большая доля лавин из мокрого снега (более 50% всех зафиксированных лавин), преобладающих в период, начиная с февраля. Это лавины адвекционных оттепелей и весеннего снеготаяния. В первой половине зимы преобладают лавины из свежевыпавшего снега, а в высокогорье — также метелевые. Образование перекристаллизационных лавин наблюдается неежегодно; оно вероятно лишь в высокогорье.

В зависимости от конкретных метеорологических условий снегонакопления внутрисезонное распределение лавин в отдельные годы существенно отличается, как и общее количество. Так, если в среднем за год в районе ст. Пожежевская сходит 16 лавин, а в районе ст. Плай — 12, то в отдельные годы их число колеблется от 3 до 51 на ст. Пожежевская и от 4 до 31 на ст. Плай. Общее среднегодовое число дней с лавиноопасными ситуациями, согласно расчетам, от 0—3 в поясе ниже 1000 м до 25 в высокогорье. Межгодовая изменчивость этого показателя мала в сравнении с восточнее расположенными лавиноопасными районами СССР.

В соответствии с распределением снежного покрова и характерных величин площади лавиносборов объемы лавин наибольшие в высокогорье (100 тыс.м^3 и более). В среднегорной части преобладают лавины объемом 1—10 тыс.м^3. Самые большие лавины из зафиксированных за последние 20 лет сошли в 1968 г. на хр. Черногора — объемом более 300 тыс.м^3 и в 1983 г. (очень малоснежном) — объемом около 400 тыс. м^3 с г. Стог в Свидовецком массиве. В 1988 г. объем нескольких лавин превысил 500 тыс. м^3, а двух — 800 тыс.м^3. Одна из них уничтожила лес па площади более 16 га. Все они сошли в массиве Боржава (Полонинский хребет). С учетом проведенных измерений площадей лавиносборов (превышающих 50 га), длины пробега лавин (до 3,5 км), высоты снежного покрова в зоне отрыва (до 5—8 м) можно с уверенностью говорить о том, что объемы лавин в Украинских Карпатах могут достигать 1 млн.м^3.

Карты факторов лавинообразования, повторяемости и объемов лавин для Украинских Карпат составлены по стандартной методике с опорой на результаты 20-летних наблюдений. Показано, что повсеместно распространены лавины, связанные со снегопадами, оттепелями и весенним таянием снега; выше границы леса распространены лавины, связанные с метелями, и очень редко, в наиболее высокогорной части, возможно образование лавин, обусловленных перекристаллизационными процессами. Средняя многолетняя повторяемость лавин в очаге средней активности в высокогорье — более одной в год. Но наиболее велики по площади районы, где этот показатель находится в диапазоне 0,1—1 в год. Таково же высотное распределение величин суммарного объема лавин из очага средних размеров; в высокогорье этот показатель более 100 тыс.м^3, в самом нижнем поясе лавинообразования (1000—200 м над уровнем моря) менее 10 тыс.м^3.

Особенности лавинной опасности в Украинских Карпатах связаны прежде всего с мягкостью зимнего климата. В предгорьях средняя температура января не ниже -4°. Поэтому для низкогорий свойственны такие черты лавинного режима, как зависимость лавинообразования от особо интенсивных осадков, влажность и пластичность снежного покрова.

Попутно отметим еще одну особенность нижнего пояса лавинообразования Украинских Карпат: климатические и геологические условия создают здесь высокую опасность селей и оползней, поэтому периоды аномально высоких осадков вызывают стихийные бедствия комплексного характера.

Заслуживает напоминания противолавинная роль леса. Ко дну долин сквозь лесной пояс пробивается небольшая часть лавин (местами лишь 1/5—1/10). Напротив, сведение леса вызывает резкий рост числа лавинных очагов и опасности в делом. Особенно вредоносны рубки у верхней границы леса, поскольку даже при небольшом на первый взгляд удлинении путей лавин их разрушительная способность может превзойти сопротивляемость леса и лавины быстро проложат себе путь до дна долин (Власов и др., 1980).

В целом же можно подчеркнуть, что Карпаты — издавна освоенный район, становящийся, к сожалению, в последние десятилетия все более лавиноопасным из-за неразумного природопользования — лесохозяйственного, рекреационного и др.

5.5. КРЫМ

Большинство лавин Горного Крыма (см. рис. 44—48) сходят в малодоступных местах, в связи с чем до недавнего времени существование лавинной опасности здесь ставилось под сомнение. Анкетные сведения и материалы наблюдений над снежным покровом позволили К. С. Лосеву, а затем М. М. Айзенбергу и К. Л. Михайловой

установить наличие лавинной опасности. Экспедиция ВГИ (М. Ч. Залиханов и др.) подтвердила эти выводы. Первую схему лавиноопасных районов Крыма составила Н. А. Володичева с учетом оценки условий лавинообразования — рельефа и снежности (Лавиноопасные районы..., 1970). Систематические исследования лавин Крыма ведутся УкрНИГМИ с 1977 г.; по их результатам В. Ф. Грищенко и другими опубликован ряд работ, в которых приведены сведения о режиме и распространении лавин, полученные путем натурных исследований, и предложено районирование лавинной опасности.

Крымские горы занимают крайнюю южную часть Крымского полуострова. Три параллельные гряды — куэсты — понижаются к северу и протягивается от Балаклавы до Феодосии на расстояние 150 км при ширине до 50 км. Характерной особенностью каждой гряды являются асимметричность, крутизна южных и пологость северных склонов. Внутренняя (средняя) и внешняя (северная) гряды по своим абсолютным отметкам (300—750 м) относятся к зоне предгорий.

Главная (южная) гряда с высотами 1200—1500 м является основным водоразделом полуострова. Здесь же находятся и самые высокие горы Крыма: Роман-Кош (1545 м), Демир-Капулизи-Бурун (1540 м), Зейтин-Кош (1534 м), Кемаль-Эгерек (1528 м), Эклизи-Бурун (1527 м). Поверхность Главной гряды представляет собой нагорное плато, называемое яйлой (по-тюркски «летнее пастбище»). Для нее характерно наличие множества карстовых воронок, котловин, карровых полей. Основными яйлами Главной гряды являются Байдарская (500—700 м), Ай-Петринская (1200—1300 м), Ялтинская (1300—1400 м), Никитинская (1300—1450 м), Бабуган (1400—1500 м). Ширина их местами достигает 3—5 км. Северные склоны яйлинских массивов изрезаны оврагами, глубокими, часто каньонообразными долинами рек. Восточнее Караби-Яйлы Главная гряда расчленена на отдельные короткие хребты, кряжи, вершины и пики с абсолютными высотами до 600—800 м.

С точки зрения лавинообразования наибольший интерес представляет Главная гряда, имеющая сравнительно большие высоты и склоны с наклоном 30—50°. Значительная протяженность и большая расчлененность горных массивов вместе с безлесностью приводораздельных участков способствуют формированию здесь лавин объемом в сотни кубических метров и длиной пробега более 1 км. Причем склоны, обращенные к югу и юго-востоку, имеют значительную протяженность (более 1000 м) и густую сеть эрозионных врезов, служащих очагами лотковых лавин. Склоны северных и северо-западных экспозиций, на которых берут начало основные реки Крыма (Салгир, Альма, Кача, Бельбек), менее расчленены, более пологи. Как следствие, сеть лавин здесь намного реже, чем на склонах южных экспозиций. Большинство очагов расположено в обособленных друг от друга скоплениях, поэтому их густота, осредненная по большой протяженности долин, в общем невелика (средняя и ниже). Очаги, выявленные в основном по ландшафтным признакам схода лавин, кратко охарактеризованы в табл. 28.

Климатические условия лавинообразования в Горном Крыму представляются следующими. На Главной гряде годовое количество осадков достигает 800—1300 мм, из которых 50% выпадает в холодный период. Большая часть снега выпадает в начале зимнего сезона (декабрь—январь), образуя устойчивый снежный покров на высотах в среднем более 400—600 м над уровнем моря. В суровые и многоснежные зимы нижняя граница устойчивого снежного покрова опускается до 200 м абсолютной высоты: один раз в 10—20 лет устойчивый снежный покров бывает даже на Южном берегу Крыма.

Средняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в горах 3,5—4 месяца, со второй половины декабря до конца марта — середины апреля в зависимости от высоты и экспозиции склона. Однако зимой часты глубокие оттепели, которые в нижнем ярусе гор могут вызвать полное стаивание снега.

Таблица 28

Распределение и некоторые характеристики очагов лотковых лавин Горного Крыма

Бассейн реки	Число выявленных лавинных очагов	Высотные пределы (абсолютные) распространения лавин, м	Пределы наклона лавиноопасных склонов, град	Наибольшая относительная высота падения лавин, м
Реки юго-восточного макросклона Крымских гор	53	270—1420	25—50	800
Салгир	13	650—1400	35—55	450
Альма	36	600—1475	25-40	550
Кача	14	900—1500	25—50	550

Высота снежного покрова в поясе выше 1000 м над уровнем моря достигает 100—120 см, часто увеличиваясь до 150—200 см, а в некоторых местах схода лавин и значительно больше. Наибольший снежный покров наблюдается на Западных Яйлах и в центральной части гор. В целом во всем этом поясе условия снежности достаточны для лавинообразования, хотя лавины сходят здесь не ежегодно, а период лавинной опасности непродолжителен.

При значительных скоростях ветра снег переносится на южные, юго-восточные и восточные кромки яйл, на них формируются мощные снежные карнизы, обвал которых является причиной возникновения лавин. Обычно это происходит в январе— феврале, реже в марте и связано с сильными снегопадами. Тогда же отмечается и максимум повторяемости лавин, преимущественно из свежевыпавшего и метелевого снега. Сходу лавин способствуют также часто повторяющиеся оттепели, во время которых формируются мокрые (адвекционные) лавины. Оттепели наблюдаются в Горном Крыму неоднократно в течение зимы. Лавины, сформированные при глубоких оттепелях, сходят даже в малоснежные зимы. В многоснежные же зимы именно лавины из тяжелого мокрого снега оставляют характерные прочесы — выломы в лесах на склонах Ай-Петринской и Бабуган-Яйлы и Чатыр-Дага.

Таким образом, преобладающими факторами лавинообразования в Горном Крыму служат снегопады, особенно если они сопровождаются метелями, и оттепели. Первые доминируют в январе—феврале, хотя могут отмечаться и в марте; оттепели же — в течение всей зимы. Лавиноопасные ситуации в поясе выше 1300—1500 м, а на Ай-Петри в поясе 1100—1200 м над уровнем моря возникают ежегодно, а часто до 4—5 раз в год.

Зафиксированные прямыми наблюдениями объемы лавин в Горном Крыму находятся чаще всего в пределах 1—5 тыс.м^3, наиболее крупные — 30—60 тыс.м^3.

Карты по методике, разработанной для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, на Горный Крым не составлялось. Но имеется детальная схема районирования, составленная В. Ф. Грищенко (1982), по содержанию которой можно заключить, что лавинная активность здесь относится к категории слабой. Повторяемость лавин в очаге средней активности неежегодная, густота сети лавинных очагов лишь на отдельных участках более 1 на км. Характерные объемы лавин менее 100 тыс.м^3.

Главной особенностью лавинной опасности Горного Крыма, видимо, следует считать большую вариабельность всех ее показателей, возможность неожиданного схода лавин на дорогах, туристских маршрутах и т. д.

5.6. КАВКАЗ

Большой и Малый Кавказ (рис. 5с—55) заселены в течение десятилетий, а территория Армении входила в одно из древнейших государств.

Упоминания о караванных путях через лавиноопасные Клухорский, Мамисонский, Рокский и Крестовый перевалы Большого Кавказа встречаются в античных источниках. В высокогорьях Сванетии, Балкарии, Осетии и других районов жилища больших семей и целые села представляют собой плотные группы домов и башен, расположенные на участках, недосягаемость которых лавинами проверена многовековым опытом. Места частого схода лавин имеют собственные названия, например в Грузии «Назвави», т. е. участок, когда-то перекрытый лавиной. В отдельных районах Грузии в народном языке различаются лавины разных генетических типов. Так, лавина из свежевыпавшего снега по-аджарски «цанцари», по-свански «биквиш-жах». Еще в начале XVIII в. известный грузинский ученый и общественный деятель Сулхан-Саба Орбелиани в толковом словаре грузинского языка дал определение снежной лавины. Вероятно, историко-культурные исследования на Кавказе, как и в других горных районах, могли бы принести ценные знания о прошлых лавинных бедствиях и о народном опыте защиты от лавин.

Современный этап исследований лавин начался после того, как в 1855 г. один из строителей Военно-Грузинской дороги (через Крестовый перевал Большого Кавказа) Б. Статковский составил первую карту лавинной опасности трассы этой дороги, а в 1876—

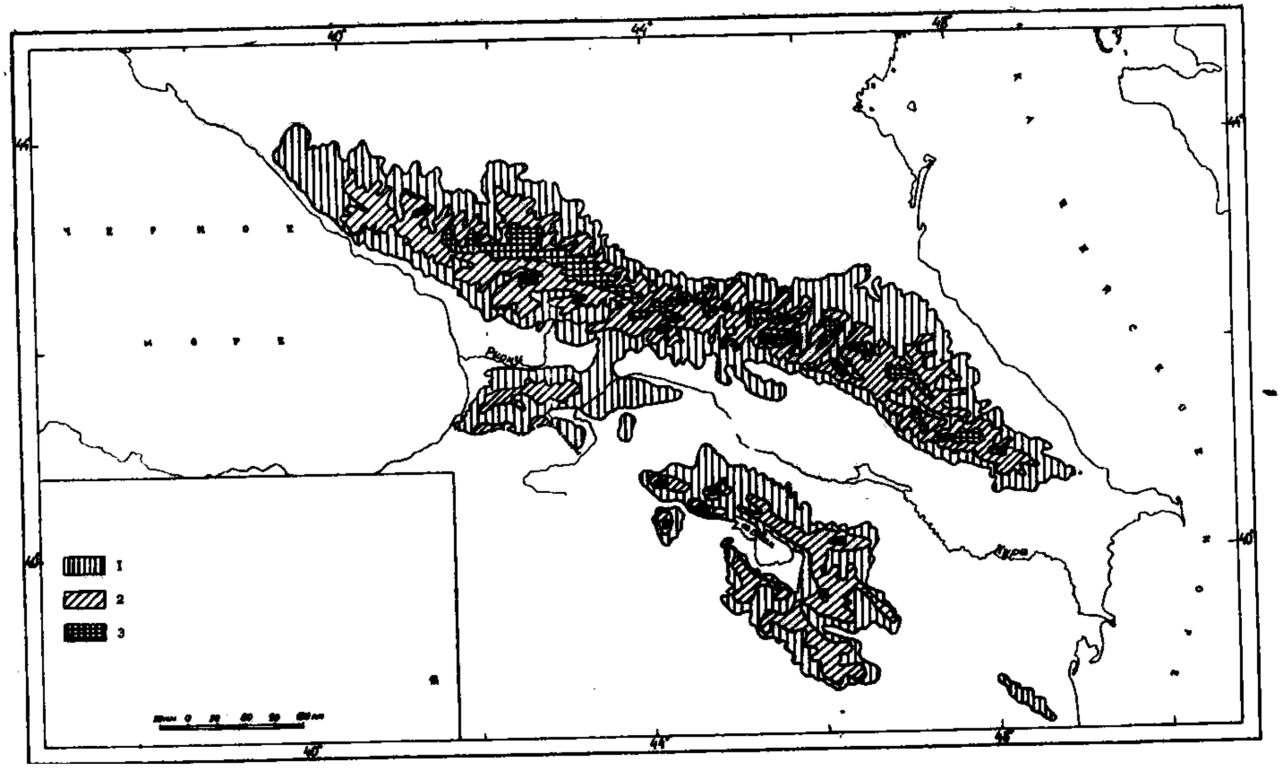


Рис. 53. Кавказ. Основные факторы лавинообразования. Условные обозначениясм.рис.50

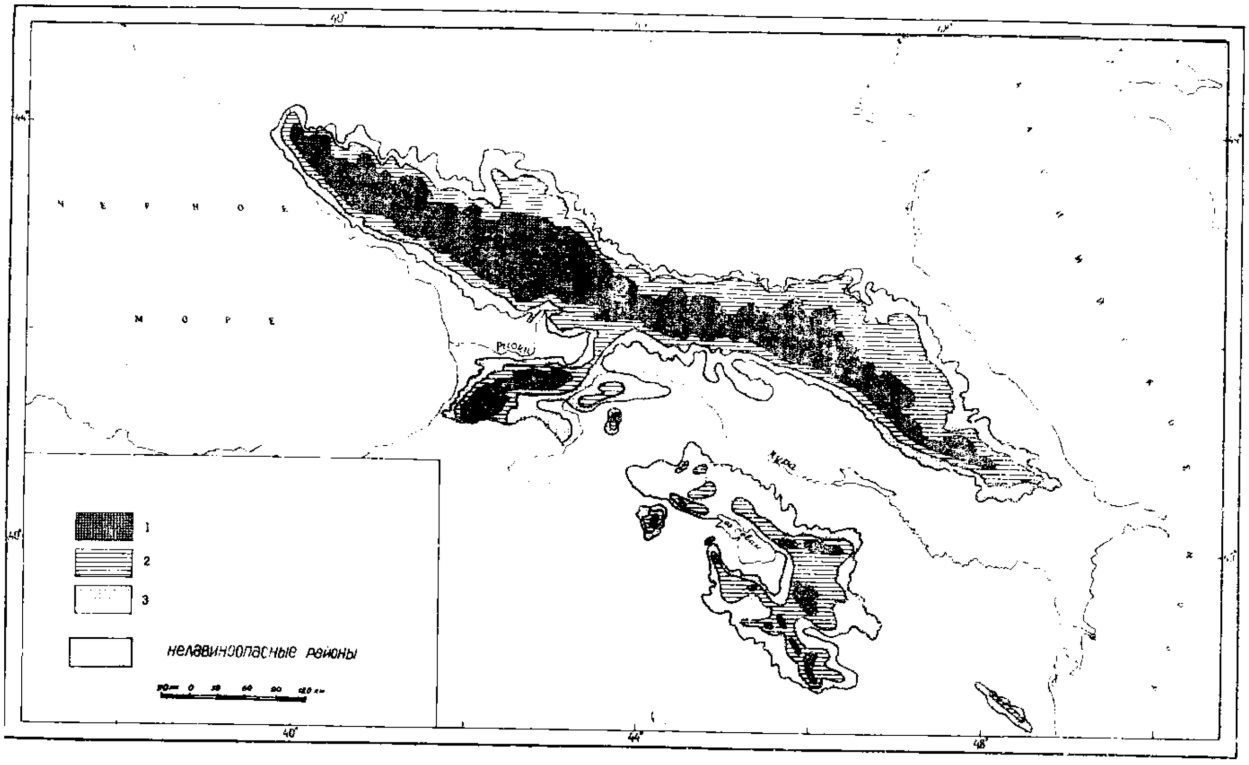


Рис 54. Кавказ. Повторяемость лавин Условные обозначения см. рис. 51

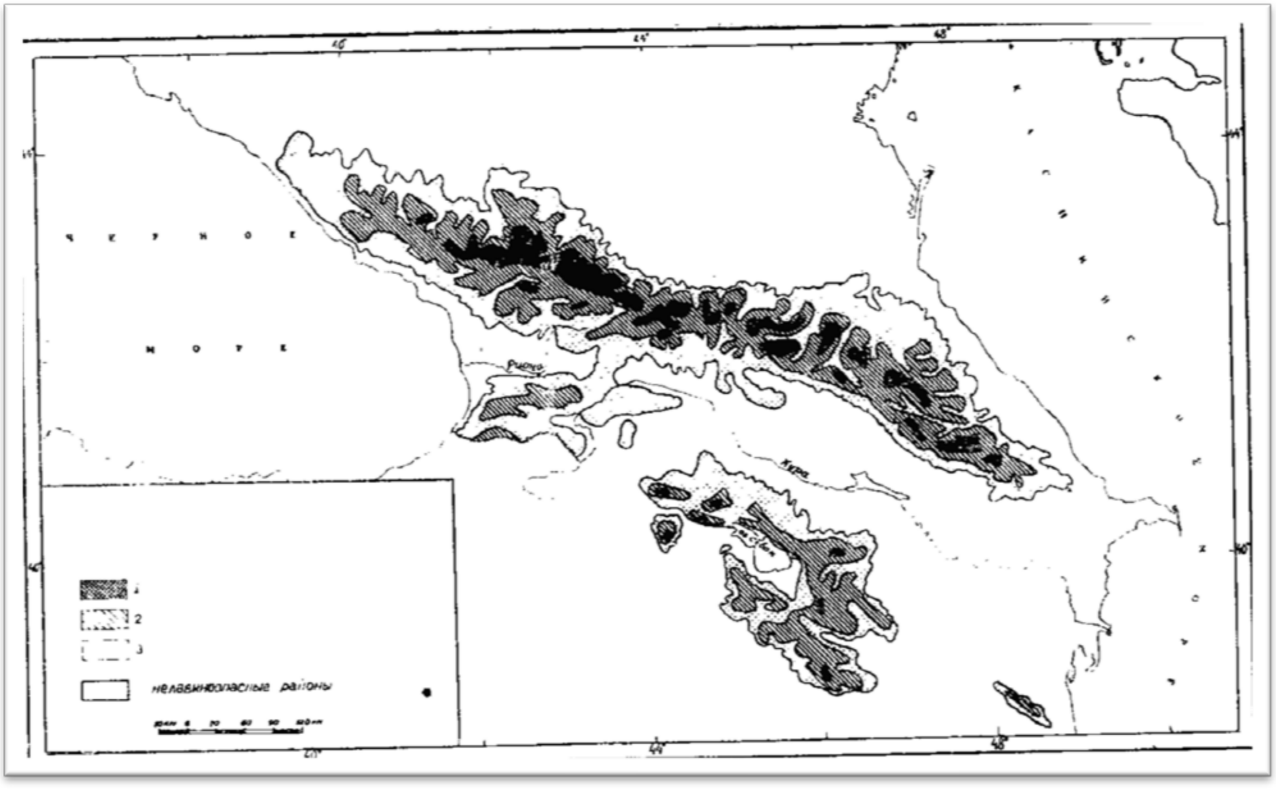


Рис. 55. Кавказ Объемы лавин Условные обозначения см. рис. 52.

1910 гг. на ней были спроектированы и возведены противолавинные сооружения снегоудерживающие террасы, отбойные и лавинонаправляющие дамбы, навесы и галереи, многие из которых успешно работают поныне. Были проложены также Военно-Осетинская дорога через Мамисонский перевал и Военно-Сухумская через Клухорский перевал, движение по которым требовало противолавинного регулирования. В советское время проекты строительства транскавказской железной дороги и ЛЭП потребовали дальнейшего изучения лавинной опасности. С 1932 г. ими занялся Тбилисский научно-исследовательский институт сооружений, сотрудники которого А. Г. Гофф, Г. Ф. Оттен, Г. Г. Саатчан, А. С. Христианович создали основу советского инженерного лавиноведения. После второй мировой войны в географических исследованиях лавин Кавказа приняли участие Г. К. Сулаквелидзе и Г. К. Тушинский. С 1950 г. в Тбилиси существует Закавказский НИИ Госкомгидромета СССР, где трудами В. Ш. Цомая и К. Л. Абдушелишвили, а также Л. А. Калдани, М. Е. Салуквадзе и других поставлены исследования метеорологических условии лавинообразования с целью оперативного прогнозирования лавин. Несколько позже в Нальчике на Северном Кавказе организован Высокогорный геофизический институт Госкомгидромета СССР, где под руководством М. Ч. Залиханова разработаны методы прогнозирования и профилактического спуска лавин. Специалисты Проблемной лаборатории снежных лавин и селей и их коллеги из других подразделений МГУ с конца 1950-х годов проводят различные исследования по физике снега, динамике и режиму лавин на Эльбрусской учебно-научной станции. Кроме названных организаций сведения о режиме лавин собирают и в информационном обслуживании народного хозяйства участвуют около 70 снеголавинных и метеорологических станций Большого и Малого Кавказа, принадлежащих УГКС Грузии, Армении, Азербайджана, республик и областей Северного Кавказа.

Крупными элементами рельефа рассматриваемого района являются Большой и Малый Кавказ и Талышские горы. Большой Кавказ имеет длину около 1000 км, ширину до 180 км, большую площадь с высотами более 3000 м, несколько вершин высотой около 5000 м, в том числе вулкан г. Эльбрус 5642 м. В тектоническом отношении Большой Кавказ — крупное складчатое сооружение, в пределах которого выделяются глыбово-складчатая центральная часть, моноклинальная северная и складчатая южная. Большой Кавказ — молодые горы, сложенные в разной степени метаморфизованными осадочными, а также вулканогенными и интрузивными породами. На Центральном и Западном Кавказе имеется современное оледенение. Древние формы ледникового рельефа прослеживаются от гребней хребтов вниз до отметок около 2000 м на западе и несколько выше на востоке. Вся остальная территория имеет водно-эрозионное расчленение, более густое в верхнем поясе и оставляющее место пологонаклонным плоским поверхностям водоразделов в низкогорье.

Западная часть Малого Кавказа (Месхетский и Триалетский хребты, или Аджаро-Триалетское нагорье) имеет сходное тектоническое строение, геологию и рельеф; однако абсолютные высоты здесь достигают лишь 3301 м (г. Диди-Абули), а основная часть водораздельных гребней — около 2500 м. Реликтовые ледниковые формы рельефа занимают относительно небольшую площадь выше 2000 м; на остальной территории развит водно-эрозионный рельеф. Восточная часть Малого Кавказа относится к Джавахетско-Армяпскому нагорью — молодому складчатому сооружению с вершинными поверхностями, выровненными и покрытыми толщей лав. Тектонические процессы и эрозия вычленили из нагорья отдельные хребты Шахдатский, Зангезурский, Карабахский и другие, превышающие отметки 2500 м, а высшие точки — 3600 м. На них насажены отдельные вулканические конусы. Ледниковые формы рельефа на Джавахетско-Армянском нагорье занимают крайне малую площадь; эрозионное расчленение сравнительно густо на северо-восточных склонах и вблизи р. Араке.

Наконец, Талышские горы имеют строение и рельеф, сходные с хребтами Джавахетско-Армянского нагорья, и высоту ниже 2500 м.

В целом в рельефе Кавказа выделяются следующие высотные пояса:

высокогорье и среднегорье Большого Кавказа и Аджаро-Имеретинского нагорья с ледниковым рельефом на отметках от 2000 до 4000 м и более, с глубиной расчленения рельефа от 1000—1500 до 400—800 м и с преобладанием крутых склонов; среди лавинных очагов многочисленны цирки, кары, сложные денудационные воронки со скалистой поверхностью и наклоном более 35°; на Большом Кавказе этот пояс занимает не менее 10% территории, на Малом Кавказе — около 5%;

среднегорье сильнорасчлененное с резким водно-эрозионным рельефом на отметках 1000—2000 м, с глубиной расчленения до 800—1000 м и с преобладанием склонов с углом наклона 30—40°; среди лавинных очагов наиболее характерны относительно мелкие денудационные воронки; этот тип среднегорья распространен в основном на южном склоне Большого Кавказа;

среднегорье среднерасчлененное с мягкими формами рельефа, с глубиной расчленения до 600—800 м; преобладают горные склоны с наклоном 30—35° и меньше; лавиносборы — хорошо врезанные относительно крупные денудационные воронки с выровненными склонами; этот тип среднегорья распространен в основном на Малом Кавказе, а также на северном склоне Большого Кавказа и в Талышских горах;

среднегорье слаборасчлененное с платообразными поверхностями водоразделов, с глубиной расчленения до 500—600 м; лавиносборы — денудационные воронки разной формы у размера, располагаются цепочками вдоль относительно крутых склонов долин; этот тип рельефа распространен в основном на северном склоне Большого Кавказа, а также в области соприкосновения Большого и Малого Кавказа;

низкогорье с отметками до 1000 м сильно- и средне-расчлененные, с глубиной вреза до 300—700 м, приблизительно с тем же характером лавиносборов, что и в двух последних типах среднегорья; распространено почти сплошной полосой в западной части Большого и Малого Кавказа, а по остальным окраинам хребтов — фрагментарно.

Вследствие довольно резкой общей расчлененности Кавказа здесь преобладают лотковые лавинные очаги (около 85% всех очагов), а среди них денудационные воронки разных форм и размеров — от хорошо развитых, многокамерных, с выровненной поверхностью и площадью во многие десятки гектаров (до 100 га) до узких однокамерных, иногда в виде желобов с неровной поверхностью и площадью в первые гектары. Их высота от 100 до 1000 м и более, угол наклона поверхности от 20 до более 40°. По числу преобладают лавиносборы площадью до 10 га, с углом наклона 30—37°, с максимумом поверхности около 34°. Лавиносборы типа ледниковых каров и денудационных воронок в высокогорной части Большого Кавказа имеют площадь до 300 га.

Густота сети лавинных очагов на Кавказе определена по аэрофотоснимкам и крупномасштабным картам. Она меняется в больших пределах и местами превышает 10—15 очагов на 1 км дна долины — в ледниковом высокогорье и на участках геоморфологически молодых речных долин южного склона Большого Кавказа.

На наибольшей части лавиноопасной территории Кавказа (около 40%) густота сети лавинных очагов менее 1 на 1 км. Такой показатель характерен в основном для низкогорий, а на восточной окраине Большого Кавказа — и для среднегорий. Территории с густотой сети 1—5 на 1 км занимают около 34% площади и отвечают в основном среднегорьям, но также и низкогорьям на западе и высокогорьям на востоке Кавказа. Территории с густотой сети более 5 на 1 км занимают в основном пояс выше 1500—1700 м на западе Большого Кавказа, выше 2000 м в Дагестане, самые верхние части хребтов Аджаро-Триалетского нагорья. На южном склоне Большого Кавказа такая густота сети

лавинных очагов отмечена также в низкогорье на отметках лишь 600—800 м над уровнем моря (вдоль долин рек Губазули и Стори).

Для лавинной опасности Кавказа весьма важно пространственное соотношение пояса лесной растительности и склонов лавиноопасной крутизны. На северном склоне Большого Кавказа верхняя граница лесов поднимается от приблизительно 2000 м на западе до 2300 м в средней части и снижается в результате сухости климата до 1200—1500 м на востоке. В том же направлении тип лесов у их верхней границы изменяется от темнохвойных к сосновым, буковым и широколиственным. На южном склоне Большого Кавказа те же изменения — приблизительно от 1600 до 2500 м и от темнохвойных к буковым. На западе Малого Кавказа лес, в основном смешанный и темнохвойный, поднимается до высоты около 1800 м; на востоке Джавахетско-Армянского нагорья сосновые и буковые леса распространены лишь пятнами до отметок около 1700 м. Таким образом, лесной пояс и пояс лавинообразования сильно перекрываются. Поэтому в среднегорных и низкогорных районах Кавказа встречаются лавинные очаги, образовавшиеся после вырубки леса; их доля на южных среднегорных и низкогорных склонах Большого Кавказа и в западной части Малого Кавказа, составляет 10—15% общего числа очагов и со временем увеличивается. Значительное количество лавинных очагов образуется на наших глазах при строительстве разных, главным образом линейных, сооружений. Так, при прокладке полотна Кавказской перевальной автомобильной дороги через Рокский перевал количество угрожающих ей лавинных очагов уже выросло приблизительно на 100%- Кроме того, в особо многоснежные зимы возможно пробуждение заросших лесом лавинных очагов, как это было, например, зимой 1986/87 г. в Сванетии (западная часть южного склона Большого Кавказа). Некоторые лавины сошли поверх полностью засыпанного молодого пихтового леса и по вырубкам, другие — из букового леса с небольших антропогенных полян или сплошь залесенных денудационных воронок (подробнее см. разд. 6.2).

В климатическом отношении Большой Кавказ является барьером между умеренным и субтропическим поясами. Северный склон Большого Кавказа овевается воздушными потоками, идущими со стороны равнин европейской части СССР и способными перевалить хребты высотой лишь около 1000 м. На территории южнее водораздела Большого Кавказа воздушные массы поступают в основном с запада, а в район Талышских гор — также с юга и юго-востока. В целом климат Кавказа становится более сухим и континентальным в направлении с запада на восток.

На Северном Кавказе средние температуры воздуха в январе отрицательны, до -10-15° в высокогорье. Вторжения атлантических и средиземноморских циклонов вызывают резкие повышения температуры воздуха до оттепелей в среднегорье и выпадение осадков, особенно обильных в западных районах, а прорывы арктических воздушных масс сопровождаются понижением температуры воздуха до -25-30°, что отражается в стратиграфии снежного покрова и режиме лавинной деятельности. Сумма годовых осадков уменьшается с запада на восток и увеличивается с абсолютной высотой от 700 до 2000 мм в западной части и от 500 до 700 мм в восточной: Большая часть их выпадает в холодный период года, способствуя образованию мощного снежного пласта. Высота снежного покрова в средне-горной и высокогорной зонах западной и центральной частей Большого Кавказа увеличивается в среднем от 70 до 100—120 см, в восточной части выше 1000 м над уровнем моря — не менее 70—100 см. Пояс наибольшей смежности на Главном Кавказском хребте располагается на отметках от 2900 до 3200 м. Наибольшие значения высоты снежного покрова не менее 300 см, а в Приэльбрусье на подветренных склонах до 5—6 м.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова выше 2000 м над уровнем моря 4—6 месяцев в году, в высотном поясе 2800—3000 м — 7—9 месяцев, а выше 3700 м — круглый год. В верхнем поясе гор отмечается и наибольшая интенсивность метелевых процессов, приводящих к большой концентрации снега в лавиносборах. Средние скорости зимних ветров в высотном поясе 3700 м над уровнем моря в районе Эльбруса 6—7 м/с, а в январе — 9,7 м/с.

Особо многоснежна западная часть северного склона Большого Кавказа, где выпадение осадков на протяжении всего года связано с влагонесущими потоками с запада, повторяемость которых, например, в Архызе достигает 42%. Градиент увеличения годовой суммы осадков с высотой в меридиональной долине р. Теберда, например, составляет 240 мм на 100 м превышения, вследствие чего на Домбайской Поляне, расположенной всего на 300 м выше метеостанции Теберда, осадков почти в 2 раза больше (от 763 до 1483 мм), а на высоте 2000 м над уровнем моря их годовая сумма достигает 2000 мм. В районе Архыза на высоте 1500—2000 м над уровнем моря выпадает до 1900 мм осадков в год.

С увеличением абсолютной высоты доля твердых осадков увеличивается: на высоте 2500—3200 м она составляет в среднем 20—30%, на высоте 3300—3600 м — 40—70, а выше 3600 м — 80—95% годовой суммы. В верхнем поясе гор отмечается зона с толщиной снежного покрова до 400—500 см.

Наибольшей высоты снежный покров северного склона Большого Кавказа достигает к концу февраля — второй-третьей декаде марта. Число дней со снежным покровом в западной части около 190 па высоте 1500 м, 240 на высоте 2000 м, 300 на высоте 2500 м и почти 360 на высоте 3000 м. В восточной же части хребта на высоте 3000 м число дней со снежным покровом лишь около 190. Снежная граница на поверхности ледников располагается на отметках 2800 м на западе и поднимается до 3200 м в центре и 3500 м и более на востоке Главного Кавказского хребта. Нижняя граница леса пояса неустойчивого снежного покрова поднимается в том же направлении приблизительно от 600 до 1000 м; нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова лежит на 300—500 м выше.

На южном склоне Большого Кавказа, в Грузии, средняя суточная температура воздуха в зимние месяцы становится отрицательной на отметках выше 500—600 м; на высоте 1400 м продолжительность морозного периода составляет около 100, на отметках 2400 м — около 180 дней. Морозы часто прерываются оттепелями, число которых в январе 15—25 в поясе 500— 1500 м, 7—15 в поясе 1500—2000 м, а за зиму — до 20 на отметках около 2500 м. На склонах, обращенных к Черному морю, среднемесячная температура зимнего периода положительна в поясе ниже 1000 м, но случаются резкие похолодания — до —12° на побережье.

В высокогорной части южного склона выше 3000 м холодный период длится с октября по июнь, средняя температуря января ниже -15°, зимние оттепели практически не наблюдаются.

Годовая сумма осадков в горах достигает до 3200 мм с максимумом в сентябре—октябре. Наибольшее количество твердых осадков на западных склонах 1900 мм в поясе 2000—4000 м, 800—900 — в поясе 1500—2000 м, 100—200 мм в поясе 1000—1500 м. К востоку оно снижается в 2—4 раза. Устойчивый снежный покров отмечается на высоте от 400—500 м в западной до 1100—1300 м в восточной части южного склона Большого Кавказа. Ниже 1500 м продолжительность его залегания обычно не более 1 —1,5 месяца, в поясе 3000—3500 м — до 7—9 месяцев. Высота снежного покрова на горных склонах пе менее 1—2 м, а в верхней части хребтов, обращенных к морю, 3—4 м, эпизодически до 6—7 м. На днищах долин она существенно меньше, обычно до 1 м.

Западная часть Малого Кавказа, Аджаро-Триалетское нагорье отличается самым влажным климатом в СССР. Средние температуры января даже в предгорьях не опускаются здесь ниже +4°, а в горах устойчивые отрицательные температуры воздуха зимой отмечаются в поясе 1000—1500 м, их минимальные значения редко опускаются ниже —10°. Зимой частые вторжения малоазиатских и средиземноморских циклонов сопровождаются глубокими оттепелями и фенами. Годовая сумма осадков от 2600—2700 мм в районе Батуми до 3200 мм на южном склоне Аджаро-Имеретинского хребта. Наибольшее количество осадков выпадает в сентябре—октябре, когда их месячное количество превышает 200 мм. В горах на высотах более 2000 м осадки в это время выпадают обычно в твердом виде.

При обилии зимних осадков от 800 до 2000 мм в зависимости от высоты в верхнем поясе гор, ближайших к Черному морю, устанавливается снежный покров средней толщиной 100— 200 см и более. На западе в верхней части хребтов высота снежного покрова превышает 3—4 м. В Аджарии высота снежного покрова в зимы средней снежности в поясе 1000—2500 м измеряется от 100 до 300 см и более, в годы повышенной снежности — 400—630 см. На юго-западных склонах Аджаро-Имеретинского хребта в поясе 1800—2000 м максимальная высота снежного покрова достигает 3—4 м, а местами — и более 5 м. На склонах южной экспозиции радиационные условия наименее благоприятны для сохранения снежного покрова, несмотря на высокую относительную влажность воздуха зимой.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в Западном Закавказье увеличивается с увеличением абсолютной высоты от 40—70 дней на днищах долин до 150— 200 дней и более в высокогорье. Преобладающее направление несущих осадки зимних ветров — от западной четверти горизонта. Частые вторжения средиземноморских циклонов сопровождаются обильными снегопадами и приводят к формированию устойчивого снежного покрова уже в начале периода снегонакопления. Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова располагается на отметках 600—1000 м. Ниже него толщина снега может превышать 100 см при эпизодических, в среднем около 10 снегопадов в год.

На Джавахетско-Армянском нагорье средняя температура января в высотном поясе около 1000 м близка к -10°; с высотой она опускается на 0,5° на каждые 100 м. В западной части нагорья годовая сумма осадков около 1000 мм; к востоку она резко уменьшается. Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова проходит на отметках до 1400—1600 м. Зимой в верхнем поясе гор высота снежного покрова достигает 70— 100 см. В пределах Гегамского, Памбакского, Шахдагского, Зангезурского хребтов и Карабахского нагорья она превышает 100 см, а продолжительность залегания снега 6—8 месяцев (в среднем с середины ноября до середины апреля). В районе горы Арагац высота снежного покрова достигает 200—250 см.

В восточных районах Малого Кавказа выпадает 400—600 мм осадков в год, половина которых приходится на начало осени. Зима в этих районах малоснежная, особенно вблизи Кура-Араксинской низменности, где снежный покров устанавливается не ежегодно и всего на 10—20 дней, а толщина его не превышает 20—30 см. Только в Талышских горах, где сумма годовых осадков 1000—1700 мм, высота снежного покрова превышает 30 см., а продолжительность его залегания 2—3 месяца. Устойчивый снежный покров наблюдается выше 1500—1600 м. Выпадение снега часто сопровождается сильными ветрами. Поэтому распределение снежного покрова в пригребневой части гор особенно неравномерно. Толщина снежных надувов достигает местами 7—8 м. Основной период снегопадов — октябрь—ноябрь. В эти, как и другие, месяцы зимы возможны как резкие похолодания, так и оттепели. В силу названных особенностей климата строение снежного покрова в Талышских горах весьма сложно.

Положение нижней границы лавинопроявления подчинено распределению снежного покрова. На северных склонах Большого Кавказа наблюдается закономерное повышение высоты этой границы с запада на восток от отметок 550—1250 м над уровнем моря на Западном Кавказе до 1100—1300 м на Центральном и 900—1500 м на Восточном Кавказе.

На южных склонах западной части Большого Кавказа, вблизи Черного моря лавины распространяются, начиная с абсолютных высот 50—150 м (ущелья рек Мзымта и Бзыбь). К востоку высота нижней границы лавиноопасной зоны повышается и в ущельях рек Кодори, Ингури, Цхенисцкали и Риони составляет 300—450 м; в ущельях рек Лиахви, Ксани, Арагви, Иори, Алазани, Илто — 800—1200 м. На южных склонах восточной части Главного Кавказского хребта высота нижней границы лавиноопасной зоны составляет 950—1050 м над уровнем моря.

На территории Малого Кавказа нижняя граница лавиноопасной зоны в западной части проходит на абсолютной высоте 80—300 м (ущелья рек Губазеули, Кинтриши, Чаквисцкали, Аджарисцкали), к востоку повышается до 800—1000 (северовосточные и северные склоны Малого Кавказа) и до 1000—1400 м (южные и юго-восточные склоны Малого Кавказа и Талышские горы).

Распределение средней многолетней продолжительности лавиноопасного периода в зависимости от абсолютной высоты приведено в табл. 29 на примере Военно-Грузинской дороги.

Таблица 29

Продолжительность лавиноопасного периода вдоль Военно-Грузинской дороги, число дней

Восточный пояс, м	Северная часть			Южная часть		
	минимальное	среднее	максимальное	минимальное	среднее	максимальное
1000 1500 2000 2500	0 20 50 110	25 60 110 175	80 130 185 240	0 10 25 110	10 20 60 210	20 30 130 250

Распространение лавин по высоте показано в табл. 30 на примере лавин, зарегистрированных на территории Грузии.

Наименьшее число лавин приходится на зону, расположенную ниже 500 м (вплоть до 50 м) над уровнем моря, из них 0,3% местные, т. е. лавины, формирующиеся ниже 500 м, 3,6% пришедшие, т. е. сходящие с более высоких склонов. Лавины, особенно местные, в этом поясе сходят неежегодно.

На низкогорные районы в пределах высот 500—1000 м приходится 19,8% всех лавин, из них 2,7% лавин местные, 14,6% пришедшие; местные лавины преобладают в западной части республики, а пришедшие — в восточной, 2,5% лавин этой зоны на ее участке, относящемся к Западной Грузии, образуются выше 1000 м и в данной зоне проносятся транзитом, спускаясь ниже 500 м.

Таблица 30

Распределение лавин по высотным зонам на территории Грузии

Высотные зоны, м	Занимаемая площадь, %	Распределение лавин по высотным зонам, %			
		общие	местные	транзитные	пришедшие
Менее 500	24.2	3,9	0,3	—	3,6
500-1000	21.3	19,8	2,7	2,5	14,6
1000-2000	34.4	42.5	23,4	3,1	16,0
2000-3000	17,9	26.6	19,6	2,7	4,3
Более 3000	2.2	7,2	7,2	—	—

Наибольшее количество лавин (42,5%) наблюдается в среднегорных районах, в поясе 1000—2000 м над уровнем моря, занимающих 34,4% территории республики. Увеличение количества лавин здесь объясняется не только большой площадью этого пояса, но и особенностями природных условий — высокой снежностью, большой крутизной и изрезанностью склонов эрозионными логами. Хотя лесной покров в этом поясе препятствует лавинообразованию, количество лавин здесь пополняется за счет тех, что берут начало в высокогорье, выше верхней границы леса: 16% общего количества лавин (42,5%) зарождаются выше 2000 м над уровнем моря, 3,1%— транзитные, уходящие в низкогорную зону, а 23,4% приходится на местные лавины.

Большое число лавин (26,6%) приходится на пояс 2000—3000 м. Если учесть, что этот пояс занимает вдвое меньшую территорию (всего 17,9% территории республики), чем предшествующий, легко видеть, как с абсолютной высотой растет количество лавин на единицу площади. Из 26,6% общего числа лавин в поясе 2000—3000 м 19,6% зарождается в его пределах, 2,7%—транзитные, 4,3%—пришедшие лавины. Широкому распространению лавин в этом поясе способствуют отсутствие лесного покрова и наличие ледниковых форм рельефа.

В районах, расположенных выше 3000 м над уровнем моря, формируются 7,2% зафиксированных на территории Грузии лавин. Если в поясе 500—1000 м на единицу площади, равную 1 % площади республики, приходится в среднем около 0,9% лавин, то в поясе выше 3000 м — 3,3%.

На Северном Кавказе лавины наблюдаются в основном в декабре—феврале. Характерное распределение лавин по месяцам в Терсколе (Центральный Кавказ) в последние годы с октября по май соответствует 1,3; 3,0; 4,4; 4,0; 3,1; 5,6; 5,4; 2,4%. За год здесь в среднем насчитывается 30—40 дней с лавинами, с крайними значениями от 17 до 50. Отчетливы декабрьский и апрельский пики повторяемости лавин, обусловленные соответственно снегопадами и весенним снеготаянием. В некоторые десятилетия отмечались периоды с таким характером атмосферной циркуляции, при котором пик повторяемости лавин, вызванных снегопадами, смещался с декабря на январь—февраль, поэтому наблюдался один растянутый позднезимне-весенний максимум лавинообразования. Общее число лавин при этом было несколько меньшим.

Распределение лавин по факторам лавинообразования в Терсколе: снегопады — 74%, низовые метели — 9, оттепели — 3, весеннее таяние снега—13%; лавины, подготовленные перекристаллизацией снега, немногочисленны и входят в число снегопадных и метелевых. Приблизительно таково же распределение генетических типов лавин на западной и восточной частях Северного Кавказа. Главная изменяющаяся величина — доля лавин перекристаллизации снега, местами в высокогорье (выше 2000—2200 м) увеличивающаяся до 9%. На долю снегопадов приходится около 2/3 общего числа дней с лавинами, на долю снеготаяния — около 1/5. Лавины из свежевыпавшего снега сходят при интенсивности осадков более 1 мм/ч, температуре -4° и ниже, при скорости ветра от 6 м/с и более. Суточная критическая величина осадков около 10 мм; а для схода множества крупных лавин — 20—44 мм/сут.

Для представления общей картины распределения лавин различных генетических типов по высотным поясам Большого Кавказа проанализировано более 2000 случаев схода лавин четко определенного генезиса. По высотным поясам они разделились следующим образом: в поясе ниже 1000 м — 2,2%, 1000— 1500 м— 10,3, 1500—2000 м — 13,9, 2000—2500 м — 19,5, 2500—3000 м — 31,5, выше 3000 м — 22,6%. В целом по Большому Кавказу распределение лавин по генетическим типам оказалось следующим: 75% их общего числа наблюдалось при снегопадах, 8 — при весеннем снеготаянии, 6 — при оттепелях, 2 — при метелях, а 9% пришлось на лавины сублимационной перекристаллизации. Для территории ниже 1000 м над уровнем моря характерны лавины при снегопадах (2% всех рассмотренных лавин) и при оттепелях (0,2%); сход лавин при снегопадах наблюдается в январе и феврале, а сход лавин при оттепелях — в феврале. Около 2/3 общего числа лавин приходится на январь.

В поясе 1000—1500 м над уровнем моря сошло около 10% рассмотренных лавин, в том числе лавины при снегопадах (10%) возможны в продолжении трех месяцев, в январе, феврале, марте, а сход лавин при оттепелях (0,3%) —только в феврале. На январь приходится более половины числа лавин.

В поясе 1500—2000 м сход лавин наблюдается с января по апрель с максимумом более 1/2 общего числа лавин опять-таки в январе. Кроме лавин при снегопадах (12%) и при оттепелях (0,5%) встречаются лавины, сходящие при весеннем снеготаянии (0,5%), а также лавины сублимационной перекристаллизации (0,5%) и метелевого снегонакопления (0,4%).

В поясе 2000—2500 м лавины наблюдаются с ноября по май с максимумом в январе. Здесь образуются лавины всех генетических видов, но преобладают лавины при интенсивных снегопадах (15%), сходящие с ноября по апрель. Лавины сублимационной перекристаллизации сходят с декабря по апрель и составляют 2% всех проанализированных случаев схода лавин. В декабре и феврале наблюдается сход метелевых лавин (0,5%), а в весенние месяцы — лавины при оттепелях (0,5%) и при снеготаянии (1,5%); в мае сход лавин наблюдается только при оттепелях.

В поясе 2500—3000 м отмечается максимальное количество лавин всех генетических типов — 31,5% от общего числа проанализированных. При интенсивных снегопадах (20%) сход лавин наблюдается в продолжении всего лавиноопасного периода с ноября по май. Лавины сублимационной перекристаллизации сходят с декабря по май и составляют 4,0% общего числа лавин. Лавины при оттепелях составляют 3% и при весеннем снеготаянии — 4%; их сход наблюдается в основном с февраля по май. Лавины метелевого перераспределения снега в этом поясе наблюдаются только в феврале и составляют лишь 0,5% общего числа проанализированных случаев. Максимум повторяемости лавин приходится на январь и почти такой же высокий — также на март; в эти месяцы отмечается около половины всех лавин.

На территории, расположенной выше 3000 м над уровнем моря, распространены лавины всех генетических типов; лавины, сходящие при снегопадах, составляют 16%, при весеннем снеготаянии — 2, при оттепелях — 1,5, при метелях — 0,6, лавины сублимационной перекристаллизации — 2,5% всех учтенных лавин. Январский и мартовский максимумы выражены еще резче, чем в поясе 2500—3000 м.

Таким образом, на территории Большого Кавказа наиболее широкое распространение имеют лавины при интенсивных снегопадах и при оттепелях, которые встречаются повсеместно; остальные типы лавин встречаются в основном выше 1500 м. На отметках 2500 м наиболее лавиноопасен январь (от 65% общего числа лавин в поясе ниже 1500 м до 45% в поясе 2000—2500 м). Выше обозначается также второй, мартовский пик повторяемости лавин, причем в поясе 3000—3500 м на январь приходится около 30%, на март — 25% общего числа лавин за зиму. Эти данные с приведенными выше сведениями по Терсколу (северный склон Центрального Кавказа) показывают, что на южном склоне Большого Кавказа внутризимние различия лавинной активности выше, чем на северном.

На Малом Кавказе преобладающим фактором лавинообразования также являются снегопады, интенсивность которых особо велика на западе Аджарии (прирост высоты снежного покрова до 12 см/ч, 40 см/сут, 1—2 м за снегопад). Максимум снегопадов и лавин приходится на январь—февраль. Продолжительность лавиноопасного периода в верхнем поясе гор достигает 150 дней, число дней с лавинами до 30, а в среднем около 10. В поясе неустойчивого снежного покрова (ниже 1000 м на западе и 600 м на востоке) Аджаро-Триалетского нагорья продолжительность лавиноопасного периода до 60 дней, число дней с лавинами до 10. На Джавахетско-Армянское нагорье и в Талышских горах те же характеристики лавинной активности приходятся па более высокие пояса в соответствии с распределением снежного покрова. В Талышских горах, кроме того, относительно велика доля лавин при метелях.

Карта факторов лавинообразования (см. рис. 53) составлена по фактическим данным и показывает для наиболее высоких участков гор, по сути, вторые, а не первые по значению факторы. Иначе пришлось бы заполнить всю карту одним условным обозначением снегопадов. Повторяемость схода лавин в очагах средней активности меняется в больших пределах как в пространстве, так и во времени. Достоверные фактические данные об этом показателе для всей территории Кавказа не имеются. Поэтому было необходимо установить зависимость повторяемости лавин от тех факторов, особенности изменения которых на территории Кавказа надежно установлены. Многолетние данные о лавинах по отдельным хорошо изученным районам Кавказа позволили установить связь между снежностью и повторяемостью лавин в очагах средней активности. Оказалось, что зона с повторяемостью схода лавин менее 0,1 за зиму совпадает с районами, где среднее многолетнее значение максимальной декадной высоты снежного покрова составляет менее 50 см; территория с повторяемостью лавин от 0,1 до 1 за год совпадает с той, для которой характерна максимальная декадная высота снежного покрова от 50 до 100 см; территория с повторяемостью лавин более 1 за год приурочена к районам с максимальной декадной высотой снега более 100 см. Названные зависимости получены для нескольких районов Кавказа, расположенных в разных физико-географических и климатических условиях, что позволило принять указанные величины высоты снежного покрова за критерии повторяемости лавин и для других районов, в том числе вне Кавказа (см. разд. 2.4).

На основе данных метеорологических станций Кавказа была составлена схематическая карта с изолиниями средней из наибольших за зиму толщины снежного покрова 50 и 100 см. Эти изолинии и являются границами между районами повторяемости схода лавин указанных градаций.

Район со средней повторяемостью лавин в очаге средней активности более 1 за год занимает 32,4% всей лавиноопасной территории Кавказа, в основном на среднегорных и высокогорных участках западной части Большого Кавказа; на территории Малого Кавказа отдельные участки с такой повторяемостью лавин встречаются на территории выше 1000—1500 м над уровнем моря в западной и 2000—2500 м в восточной частях. Пояс со средней повторяемостью лавин 0,1 —1,0 за год охватывает низкогорные и среднегорные территории на западной и среднегорные и высокогорные на восточных частях Кавказа. Он занимает небольшую площадь — 36,5% всей лавиноопасной территории Кавказа. Наименьшую площадь (31,1% всей лавиноопасной территории Кавказа) охватывает пояс со средней повторяемостью лавин менее 0,1 за год, занимая в основном низкогорные и среднегорные территории.

Надо отметить, что повторяемость лавин из года в год меняется в больших пределах. В особо многоснежные зимы в западных районах Большого Кавказа повторяемость лавин в отдельных очагах в высокогорной части достигает 20—22 случаев, а в среднегорных районах — 15—20 случаев за зиму.

Объемы лавин на Кавказе преимущественно невелики, до 50 тыс.м^3. Однако в высокогорьях в зимы повышенной снежности могут сходить лавины объемом до 6 млн. м^3. В частности, на западе южного склона Большого Кавказа, в бассейне р. Андийской Койсу (отметка дна долины около 2500 м) с 1969 по 1975 г. отмечено 10 лавин объемом каждая от 1,4 до 5,9 млн.м^3 (Кадастр лавин, 1984). Они сходили в разные месяцы, в основном в октябре и феврале—марте при метелях, сопровождавшихся резким изменением температуры воздуха. Важно, что столь же крупные лавины наблюдались и в высокогорье сравнительно сухой восточной части Большого Кавказа, в Дагестане (до 5,9 млн.м^3).

Для хорошо изученных районов Кавказа карта суммарных за зиму объемов лавин (см. рис. 58) составлена по фактическим данным, а для других районов — с использованием полученного Л. А. Калдани на основе фактических данных уравнения:

$$V_{\text{л}} = 0{,}4H_{\text{с}} \cdot F,$$

где $V_{\text{л}}$ — объем лавин, м^3, $H_{\text{с}}$ — высота снежного покрова, м, F — площадь лавиносбора, м^2. При определении многолетнего среднего объема лавин берется средняя из наибольших за зиму декадная высота снежного покрова в лавиносборе, при определении максимального объема — максимальная высота снежного покрова.

Величина численного коэффициента 0,4 имеет физический смысл. В. Ш. Цомая и К. Л. Абдушелишвили еще в 1968 г. выяснили, что в образовании лавин обычно участвуют 0,8 площади лавиносбора. Кроме того, было установлено, что плотность снега в лавиносборах Главного Кавказа составляет обычно 0,45—0,55, в среднем 0,5 от плотности снега лавинного конуса. Таким образом, численный коэффициент 0,4, равный произведению 0,8х0,5 и полученный независимым образом, отвечает этим выводам и подтверждает их.

Средние многолетние суммарные объемы лавин, показанные на рис. 55, оценены по расчетам средних единичных объемов и повторяемости лавин. Оказалось, что на Кавказе около 65,1% всей лавиноопасной территории характеризуются средним многолетним суммарным объемом лавин менее 10 тыс.м^3, 28,1% — от 10 до 100, а 6,8%—более 100 тыс.м^3. С высотой местности в больших пределах меняются и объемы лавин. Ниже 1000 м над уровнем моря из-за небольших размеров лавиносборов максимальный объем лавин не превышает 25—30 тыс.м^3. Наличие крупных лавиносборов и отсутствие лесного покрова на территории, расположенной выше 2000 м,

способствуют образованию мощных лавин объемом до 500—550 тыс. м^3 в поясе ниже 2500 м и более 1 млн. м^3 выше 2500 м.

Основной практически важной особенностью лавинной опасности Кавказа является очень большое разнообразие снежности и лавинной активности зим. В особо благоприятные зимы лавины сходят повсеместно в поясе редких снегопадов, обрушиваясь чуть ли не в Черное море, а их общее число превышает норму в десятки раз. Широким распространением на Кавказе отличался массовый сход лавин в 1846, 1854, 1899 гг., а также в зимы 1931/32, 1955/56, 1975/76, 1986/87 гг. Он приурочен в основном к периодам особо обильных снегопадов при не слишком низкой (до —10°) температуре воздуха, что характерно для приходящих с запада циклонов. В названные выше зимы количество осадков за снегопад превышало 70—100 мм, суточное их количество — 35—50 мм, прирост снежного покрова за снегопад 60—100 см, суточный — 20—40 см; рекордные же показатели для зимы 1975/76 г. достигали следующих величин: количество осадков за снегопад 200—365 мм, суточное их количество — 60—100 мм, прирост снежного покрова за снегопад 115—315 см, суточный — 80—165 см. По количеству одновременно сошедших крупнейших лавин, охваченной ими территории и причиненному ущербу за последние полтора века выделяется январь 1976 г.

Начало зимы 1975/76 г. па Кавказе характеризовалось малоснежностью. В январе началось обильное выпадение снега. По развитию снежного покрова и лавинных явлений в начале 1976 г. можно выделить три периода: 3—8, 12—14 и 15—18 января. С 3 января в продолжении шести дней выпало от 40 до 160 мм осадков, что вызвало образование снежного покрова высотой 80—250 см на Западном и 60—140 см на Восточном Кавказе. Этот снегопад вызвал сход обычных лавин в высокогорье, а в остальных районах сгладил микрорельеф лавиносборов. 12—13 января снегопады повсеместно возобновились. Суточное количество осадков 14 января составило 78 мм на ст. Лебарде и 88 мм на ст. Цагери. Сумма осадков за 12—14 января составила 107 мм на ст. Псху. Обилие осадков вызвало быстрый прирост свежевыпавшего снега, местами достигший 300 см. 15— 16 января снегопады уменьшились, а в некоторых районах осадки прекратились. 17—18 января снегопады вновь усилились. Суточное количество осадков 18 января превышало 50 мм, а прирост снежного покрова за снегопад местами был более 150 см (154 см на ст. Крестовый перевал), суточный прирост — 120 см (121 см там же). Общее количество осадков с 12 по 18 января достигло 209 мм на ст. Лата, 221 — на метеопосту Лахами и 265 мм — на ст. Псху; а общий прирост снежного покрова в горных районах превысит 100—150 см, а местами — 200—250 см. Высота накопившегося снежного покрова в январе 1976 г. местами достигла значений, невиданных за весь период метеорологических наблюдений: на ст. Лебарде — 465 см, или 148% ранее отмеченной максимальной и 250% среднемноголетней, на ст. Лентехи — 295 см, или соответственно 166 и 410%.

Катастрофические лавины, подобные сошедшим в январе 1976 г. в результате таких снегопадов, не наблюдались около полутора веков. Об этом свидетельствует возраст деревьев (130—140 лет), уничтоженных лавинами на южных склонах Западного Кавказа.

Одновременный сход лавин вызвал уничтожение лесных массивов на большой территории. Так, только в бассейне р. Бзыбь сошло более 155 лавин, уничтожив зрелый лес. Наибольшая из них (объем 3 млн. м^3) прошла путь 5,6 км. В бассейне р. Сакени (верховья р. Кодори) одна из 88 сошедших лавин (объем 2,8 млн. м^3) прошла путь 3,6 км и уничтожила вековой лес в районе минерального источника Сгимар. Особенно большой ущерб лесам причинили лавины в Сванетии, в бассейнах правых притоков р. Ингури. Максимальная длина пробега лавины здесь превысила 8 км, ее объем составил 5 млн. м^3. Лавины января 1976 г. принесли также серьезный ущерб селениям,

промышленным, сельскохозяйственным, курортным объектам, автодорогам, линиям электропередач и связи.

Зимой 1986/87 г. эти рекорды были побиты в течение двух снегопадов 21 декабря — 9 января и 22 января — 5 февраля. За первый в западной части южного склона Большого Кавказа выпало до 250 мм осадков, прирост снежного покрова достигал 330 см при среднесуточной температуре от 0 до -7°. В относительно холодном высокогорье сошли крупные лавины, ниже снег еще удерживался на склонах. Снегопад 22 января — 5 февраля дал прирост высоты снежного покрова на 390 см на ст. Лентехи, 420 см на Крестовом перевале, 480 см на ст. Лебарде. Уже 30 января начался сход гигантских лавин, заработали невиданные ранее лавинные очаги. После 5 февраля снегопад сменился дождем, что дало новый толчок лавинообразованию, а также зарождению лавино- и селеподобных водоснежных потоков и наводнениям на равнинах Западной Грузии. В начале летнего снеготаяния последовала вспышка селевой и оползневой опасности. Ущерб народному хозяйству измерялся сотнями миллионов рублей, не считая стоимости больших массивов снесенного леса. Некоторые подробности этого лавинного бедствия приведены в разд. 6.2.

Зимой 1988/89 г. в Аджарии выпало рекордное за время метеонаблюдений (с 1932 г.) количество осадков; высота снежного покрова достигала местами 5—8 м. Однако температура воздуха держалась 0° и лавинная активность осталась невысокой. При резком повышении температуры воздуха (до +15—20° даже в высокой части гор) в апреле начался массовый сход не столько лавин, сколько водоснежных потоков и селей, а также оползней. Последние местами подпруживали реки, прорывы которых усиливали и без того тяжелое стихийное бедствие. Это пример событий, которые могли бы стать обычными при ожидаемом антропогенном потеплении и увлажнении климата (подробнее см. разд. 6.3).

5.7. ТЯНЬ-ШАНЬ И ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ

Предгорья и долины Средней Азии — место зарождения мно¬го веков назад первых территорий, жители которых занимались орошаемым земледелием, пастбищным, в том числе горным, скотоводством, ремеслами, добычей руды, торговлей и проложили караванные пути через горные перевалы. В последние десятилетия широко развиваются горнодобывающее производство, гидроэнергетика, строительство автодорог. Плотность населения предгорий и долин относится к наивысшей для СССР категории и возрастает. Необходимость защиты населения и хозяйства от природных опасностей здесь, особо велика. В числе опасных явлений заметное место занимают снежные лавины: достаточно вспомнить, что в 1954, 1966 и 1969 гг. ими были разрушены десятки различных сооружении, перекрыты многие жизненно важные дороги, погублено много скота и т. д. Особо лавиноопасен Западный Тянь-Шань, который опишем подробнее.

Систематическое изучение снежных лавин началось в первой половине 1950-х годов именно на Западном Тянь-Шане, когда в районах расположения горнодобывающих предприятий была создана первая, ведомственная служба снеголавинных наблюдений и предупреждений. В 1958 г. она была передана в ведение Узбекского Управления Госкомгидромета СССР, организовало ряд снеголавинных станций (в 1958 г. — станция Дукант, в 1959 — Наургарзан, в 1961 — Кызылча, в 1965 г. — Ойгаинг). Кроме того, в районах интенсивного развития геологоразведочных работ начиная с 1972 г. организуются стационарные пункты снеголавинных наблюдений —

Чадак, Чавата, Реваште, Шабрез. В течение ряда лет изучение снеголавинного режима проводится на перевале Камчик (автодорога Ташкент—Коканд). В целом же теперь на Тянь-Шане и в Джунгарском Алатау насчитывается 18 снеголавинных станций, в том числе на территории Узбекистана — 6, Казахстана — 4, Кыргызстана — 8. Их работа координируется Среднеазиатским НИИ — общесоюзным головным учреждением по лавинной проблематике в системе Госкомгидромета СССР.

Специальные исследования лавин ведутся также в Институте географии АН Казахстана, в том числе с 1963 г. — стационарные наблюдения в Заилийском Алатау. В рамках гляциологических и физико-географических проблем лавины изучаются на Тяньшанской высокогорной станции АН Кыргызстана. Ряд исследований выполнен сотрудниками географического факультета МГУ, Института географии АН СССР и других организаций.

Очень сильным направлением в САНИИ, возглавляемый Л. А. Канаевым, является разработка методов оперативного прогнозирования лавин; значение получаемых результатов далеко выходит за региональные пределы (Практическое пособие..., 1979). В рамках этих исследований существенно развиты знания по физике снега, устойчивости снежного покрова, механике лавин (Ю. Д. Москалев и др.). Разработаны статистические методы оценки распределения в горах снежного покрова (М. И. Геткер), различных показателей лавинной активности (В. М. Сезин).

В АН Казахстана разрабатываются критерии оценки лавинной активности неизученных районов по климатическим показателям и методы крупномасштабной оценки лавинной опасности (Северский, Благовещенский, 1983). В АН Кыргызстана'
М. К. Кошоев (1986) занимается проблемой долгосрочного прогнозирования климатически обусловленных изменений лавинной активности.

Первые обзоры географии лавин на Тянь-Шане даны Г. К. Тушинским (1963) и К. С. Лосевым (1966), далее — в монографии «Лавиноопасные районы...» (1970). В 1965 г. на основе анализа фактических данных была составлена «Карта лавиноопасных районов территории Узбекской ССР» в масштабе 1: 2,5 млн. Ряд мелкомасштабных карт опубликован И. В. Северским. Средне- и крупномасштабные карты с прикладной оценкой лавинной опасности составлены в УГКС Кыргызстана, Казахстана, Узбекистана.

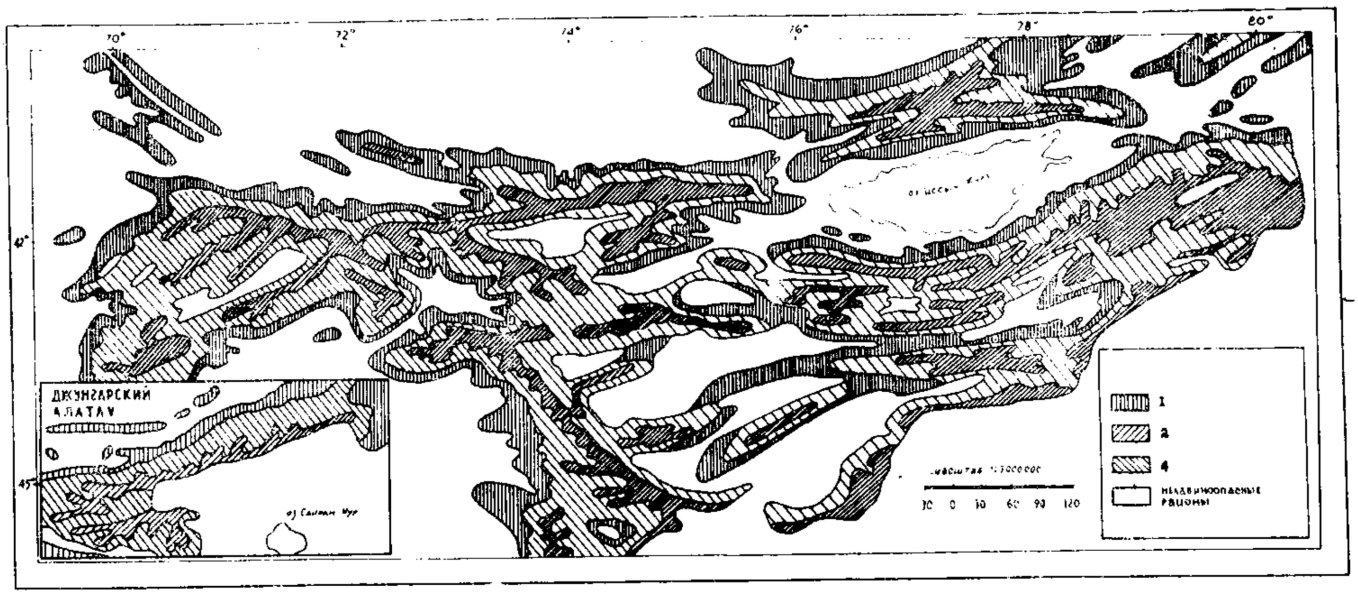


Рис. 56. Тянь-Шань и Джунгарский Алатау. Основные факторы лавинообразования. Условные обозначения см. рис. 50

При подготовке лавинных карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира по Тянь-Шаню (рис. 56—58) были использованы все данные прямых наблюдений, аэровизуальных обследований, аэрофотосъемочные и различные картографические материалы.

Развитые И. В. Северским, Л. А. Канаевым и другими тянь-шаньскими исследователями методы обзорного картографирования лавин вошли в арсенал, использованный при составлении карт по многим другим районам. Вместе с Кавказом Тянь-Шань является родиной наиболее совершенных ныне способов количественного обзорного картографирования лавинной опасности.

В морфоструктурном отношении Тянь-Шань представляет собой сводово-глыбовое поднятие, ограниченное и рассеченное разломами. По характеру рельефа в нем выделяются внешние зоны — Северный и Западный Тянь-Шань — и внутригорные районы. Северный Тянь-Шань включает хребты Кетмень, Кунгей-Алатау, Киргизский Алатау и Заилийский Алатау. Их преобладающая высота более 3000 м, максимальная — почти 5000 м. На Западном Тянь-Шане выделяются хребты Таласский, Угамский, Пскамский, Чаткальский и Каратау. Высота последнего не достигает 2000 м, другие же имеют отметки, сходные с северотяньшаньскими, и возвышаются над прилегающими равнинами на 2,5—4 км. Все названные хребты, кроме Каратау, резко и густо расчленены речными долинами, имеющими крутые борта и большой уклон русел. В поясе выше 3000 м преобладает горно-ледниковый тип рельефа. Глубина долин до 2—2,5 км, относительная высота склонов часто превышает 1000 м. Во Внутреннем Тянь-Шане (южный склон хр. Терскей-Алатау и хребты Джетымбель, Акшийрак, Кокшаал-Тау, Атбаши и др.) средние абсолютные высоты приблизительно такие же, предельные превышают 5000 м, в том числе пик Победы в массиве Хан-Тенгри 7439 м. Дно долин здесь поднято гораздо выше, чем на Северном и Западном Тянь-Шане; поэтому относительная высота хребтов не так велика (местами лишь 1000—1500 м). Они изрезаны ледниковыми формами рельефа, но иногда имеют плоские вершины (остатки древнейших выровненных поверхностей) и более мягкие очертания склонов, выглаженных покровным ледником.

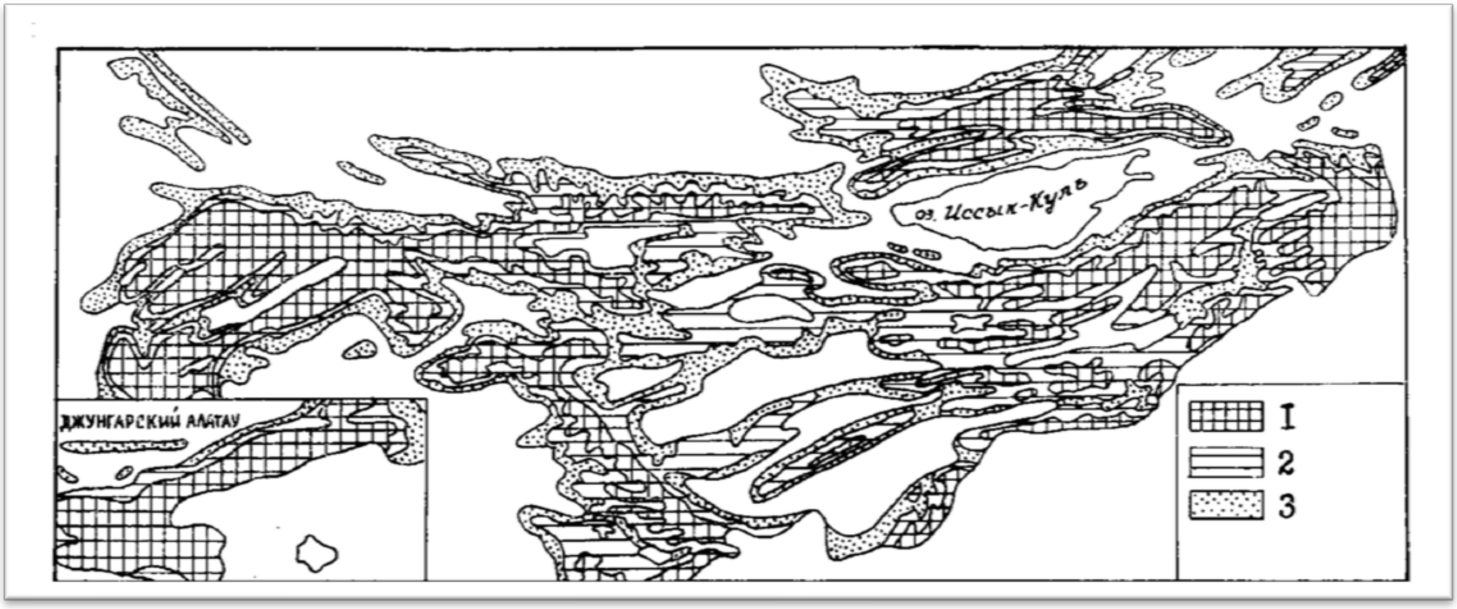


Рис. 57. Тянь-Шань и Джунгарский Алатау. Повторяемость лавин.
Условные обозначения см. рис. 51

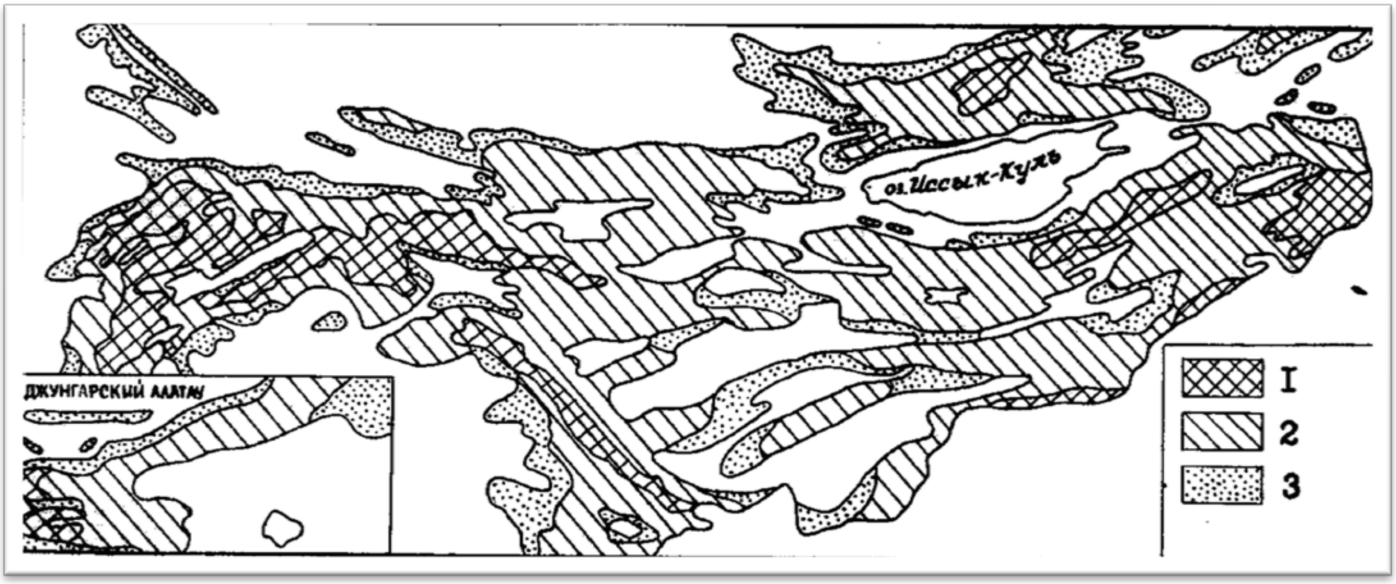


Рис. 58. Тянь-Шань и Джунгарский Алатау. Объемы лавин.
Условные обозначения см. рис. 52

Джунгарский Алатау, который удобно рассмотреть вместе с Тянь-Шанем, отделен от него Илийской впадиной и состоит из двух параллельных хребтов, сходных по характеру рельефа с северотяньшаньскими.

Большинство лавиносборов на Тянь-Шане и в Джунгарском Алатау представляют собой денудационные воронки с углом наклона поверхности 30—40°, площадью до 10 га. В поясе ледникового рельефа лавиносборами оказываются также гораздо более крупные цирки и кары. Некоторые морфометрические характеристики лавинных очагов приведены в табл. 31 по результатам детальных исследований В. П. Благовещенского и И. В. Севсрского.

Климатические условия лавинообразования на Тянь-Шане довольно разнообразны из-за неравномерного распределения осадков (снижение с запада на восток и в глубину Тянь-Шаня) и высотной поясности. Средняя температура января на подножиях гор — 2—4°, на верхних участках хребтов Северного и Западного Тянь-Шаня — 10—15°, во Внутреннем Тянь-Шане — 15—20°. На подножиях гор безморозный период длится 200 дней и более, в среднегорье — 100—150, в верхнем поясе — менее 100 дней.

Годовая сумма осадков от 1500—2000 мм на наветренных макросклонах Западного Тянь-Шаня до 400— 800 мм на востоке Северного Тянь-Шаня, 200—300 мм во Внутреннем Тянь-Шане и 1200 мм на наиболее увлажненных склонах Джунгарского Алатау (табл. 32).

Осадки за ноябрь—март составляют от 1/3 до 1/4 годовой суммы. На высоте более 4000 м почти все осадки выпадают в твердом виде. По мере увлажненности растет высота снеговой линии на ледниках — от 3,2 км на северных и 3,7 км на южных склонах на западе до 4,3 км и 4,5 км на востоке; в Джунгарском Алатау снеговая линия расположена на отметках 3,3—3,9 км. Уровень, на котором снег мог бы сохраняться на скальных склонах круглый год, поднимается с северо-запада Тян-Шаня к юго-востоку от 4,5 до 5,5 км.

В предгорьях и на склонах южной экспозиции в среднегорье снежный покров неустойчив и сходит по нескольку раз за зиму. В низкогорьях он лежит до двух месяцев, в среднегорьях — до четырех. Высокогорье характеризуется ниже с учетом данных, опубликованных в Кадастре лавин (1985) и других источников.

В высокогорье бассейна р. Чаткал снежный покров лежит 6—7 месяцев, с октября по май, а на отметке 3400 м его высота достигает 260—300 см. На северном склоне Таласского Алатау в поясе 3300—3500 м над уровнем моря 50—70% годовой

Таблица 31

Характеристики лавинных очагов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау

Типы лавиноопасной территории		Характеристики лавинных очагов		
Высотные ландшафтные пояса и отметки их верхней границы	глубина расчленения рельефа, м	густота лавинных очагов на 1 км дна долины	средняя площадь лавиносбора, га	средняя высота мест зарождения лавин над местом остановки, м (Зап. Тянь-Шань)
Низкогорный стенной, 1200—1800 м	менее 250 250—500	20 12	2 4	200- 230
Среднегорный лесолуговой, 2200 -3000 м	250—500 500—1000	6 10	2 4	230—500
Среднегорный луговой, 2800—3400 м	250—500 500—1000 более 1000	12 8 6	6 25 45	500—900
Высокогорный каменистый, 3200—4000 м	250—500 500—1000 более 1000	16 12 10	4 12 20	900—300
Высокогорный ледниковый	250—500 500—1000 более 1000	12 8 6	6 20 30	около 300

Таблица 32

Годовая сумма осадков на Тянь-Шане

Территория	Высота над уровнем моря, м	Сумма осадков за год, мм
Бас. р. Пскем	2000	1500—2000
Бас. р. Чаткал	2000	870
Бас. р. Талас	2250 3450	870 1250—1500
Хр.Таласский Алатау (сев. склон)	2000 3300—3500	570—740 1150
Хр. Заилийский Алатау (сев. склон)	2000 3500—3700	700 1300
Бас. р. Чилик	2000	700—800
Хр. Терскей-Алатау (сев. склон)	1800 3000	400 1000—1200
Хр. Джунгарский Алатау (сев. склон)	1000—1200 2800—3500	500—600 1000—1200

суммы осадков выпадает в холодный период года, продолжительность которого примерно 200 дней — с начала октября до конца мая; максимальная высота снежного покрова здесь в местах повышенной аккумуляции 150—200, максимум 240 см. В

ледниковом поясе Заилийского Алатау устойчивый снежный покров образуется с конца сентября — середины октября. На северных склонах общая продолжительность его залегания в среднем на месяц больше, чем на южных. Наибольшая высота снежного покрова отмечается в конце мая — начале июня и на отметках 1900—4000 м составляет 80—200 см, а в понижениях рельефа — 300—400 см, где средняя его плотность 0,30 г/см^3, а максимальная— до 0,46—0,50 г/см^3. В Джунгарском Алатау период наибольшего снегонакопления апрель—май, когда за 1 месяц выпадает 75—110 мм твердых осадков; минимум же их выпадает в декабре—январе, но 25—50 мм за 1 месяц. Снежный покров в высокогорье Джунгарского Алатау устанавливается в октябре.

Таким образом, фоновая высота снежного покрова в высокогорье Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау не менее 100— 200 см, а в годы повышенной смежности до 300 см. Продолжительность его залегания 6—7 месяцев, период наибольшей высоты снежного покрова — март—май, период с наименьшими месячными суммами осадков — декабрь—февраль. Наиболее многоснежен Западный Тянь-Шань. Интенсивные снегопады в начале зимы формируют сплошной снежный покров на склонах всех экспозиций. Однако затененные (северные) и подветренные (восточные) склоны несколько более активны. По данным прямых наблюдений на шести снеголавинных станциях и пунктах, в общей сложности за 90 зим распределение примерно 3,2 тыс. лавин по экспозициям следующее: С—16,8%, СВ—14,1, В—12,3, ЮВ—13,2, Ю—10,7, ЮЗ—8,4, З—10,2, СЗ—14,3%.

На Северном Тянь-Шане заснеженность умеренная (100—150 см). Но на южных, солнечных склонах устойчивый снежный покров не образуется, снег испаряется. Поэтому они лавиноопасны лишь в многоснежные годы. В высокогорной же части большее значение имеет экспозиция склонов по отношению к господствующим ветрам. Во Внутреннем Тянь-Шане, загороженном внешними хребтами от влагонесущих ветров, высота снежного покрова на дне долин не более 50 см, на наиболее высоких хребтах — до 80 см. Солнечная радиация и ветры обусловливают большую неравномерность его распределения. Малоснежные долины и склоны используются как зимние пастбища.

Характерной чертой природы Тянь-Шаня является высотная поясность условий лавинообразования, обусловленная поясностью рельефа и климата и наглядно связанная с высотной поясностью ландшафтов. Здесь выделяются следующие высотные ландшафтные пояса: предгорный и низкогорный степной, среднегорный лесолуговой, высокогорный луговой и лугостепной, высокогорный каменистый и высокогорный ледниковый. Высотные пределы распространения этих поясов приведены в табл. 33.

Низкогорная степная зона занимает нижние части склонов хребтов Джунгарского Алатау, Северного и Западного Тянь-Шаня. Рельеф этой зоны характеризуется неглубоким и дробным водно-эрозионным расчленением. Склоны покрыты разреженной травянистой растительностью и кустарниками. Устойчивый снежный покров в этом поясе не образуется. Формирование небольших лавин-осовов возможно здесь только в очень многоснежные годы после интенсивных снегопадов.

Среднегорный лесолуговой пояс широко распространен в Джунгарском Алатау и хребтах Северного Тянь-Шаня. В нижней части этого пояса произрастают лиственные, а в средней и верхней частях — хвойные леса из тяньшанской ели. Леса занимают только склоны, ориентированные на северную половину горизонта. Южные склоны заняты остепненными лугами и кустарниками. На Западном Тянь-Шане лесолуговой пояс выражен гораздо меньше. Лесообразующей породой здесь является древовидная туркестанская арча. Леса имеют очень разреженный древостой. Во Внутреннем Тянь-Шане лесолуговой пояс с еловыми лесами встречается небольшими фрагментами. Только на хр. Атбаши он тянется непрерывной полосой по всему северному склону. Этот высотный пояс в достаточной степени обеспечен осадками. Здесь ежегодно образуется

устойчивый снежный покров высотой более 30 см, но густые хвойные леса препятствуют активному лавинообразованию. На Северном Тянь-Шане и в Джунгарском Алатау этот пояс характеризуется в основном потенциальной лавинной опасностью. Разреженные леса древовидной арчи на Западном Тянь-Шане лавинообразованию не препятствуют.

Таблица 33

Высотные ландшафтные пояса Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау

Высотные ландшафтные пояса	Высотные пределы распространения, м над уровнем моря				Основные факторы лавинообразования
	Джунгарский Алатау	Северный Тянь-Шань	Западный Тянь-Шань	Внутренний Тянь-Шань	
Низкогорный стенной	менее 1200	Менее 1600	менее 1400	—	сильные снегопады
Среднегорный лесолуговой	от 1200 до 2400	от 1600—1800 до 2800—3000	от 1400—1600 до 2200—2400	—	снегопады, сублимационная перекристаллизация, весеннее снеготаяние
Среднегорный луговой	от 2400 до 2800	от 2800—3000 до 3200—3400	от 2200—2400 до 3000—3200	менее 3400	снегопады, сублимационная перекристаллизация, весеннее снеготаяние
Высокогорный каменистый	от 2800 до 3200	от 3200—3400 до 3500—3700	от 3000—3200 до 3600	от 3400 до 3800—4000	снегопады, сублимационная перекристаллизация, весеннее снеготаяние, метели
Высокогорный ледниковый	более 3200	более 3500—3700	более 3500—3600	более 3800—4000	оттепели, метели

В сочетании с очень большой заснеженностью это обусловливает высокую степень лавинной активности.

Среднегорный луговой пояс занимает средние части склонов хребтов Джунгарского Алатау, Северного и Западного Тянь-Шаня и нижние части склонов хребтов Внутреннего Тянь-Шаня. Везде, кроме Западного Тянь-Шаня, именно этот пояс характеризуется наиболее благоприятными условиями лавинообразования и наиболее высокой степенью лавинной активности.

Высокогорный пояс занимает верхние части склонов хребтов. Наиболее широко он распространен во Внутреннем Тянь-Шане. Растительность в этом поясе отсутствует, склоны скалисты или покрыты каменными россыпями и снежниками. Здесь большое влияние на формирование снежного покрова и образование лавин оказывает ветер. Снежная толща, как правило, развивается по типу уплотнения, и снежный покров в целом более устойчив, чем в среднегорной зоне. Некоторое уменьшение глубины расчленения рельефа и троговый характер долин приводят к тому, что лавинная активность в высокогорной зоне меньше, чем в среднегорной. Только на участках очень глубокого расчленения рельефа лавинная активность высока.

Данные прямых наблюдений 3,7 тыс. лавин на Западном Тянь-Шане позволяют количественно оценить высотное распределение мест их зарождения (табл. 34).

Примечательно, что на высотах, отвечающих в общем участкам неустойчивого снежного покрова (низкогорный степной пояс), сошло более 6% лавин. Далее вверх число зарегистрированных лавин возрастает вместе со снежностью, а затем сокращается из-за уменьшения площадей соответствующих гипсометрических поясов. Эти же данные позволяют оцепить среднюю величину высоты падения лавин (см. табл. 34, правая графа); она плавно нарастает от 200 м у нижнего предела лавинообразования до 900 м в верхней части пояса альпийских лугов. Зарождающиеся здесь лавины обычно достигают лесов. В высокогорном поясе глубина вреза долин быстро уменьшается, а вместе с ней — и средняя высота падения лавин.

На Тянь-Шане действуют практически все факторы лавинообразования, причем наблюдается значительная их дифференциация по высотным поясам и районам. В низкогорном поясе с неустойчивым покровом единственным фактором лавинообразования служат интенсивные снегопады.

Наиболее сложно сочетание различных факторов лавинообразования в среднегорном поясе. Этот пояс наиболее полно освещен данными прямых наблюдений, из которых видно, что основными здесь являются интенсивные снегопады и весеннее снеготаяние. На их долю приходится около 90% всех лавин. На Северном Тянь-Шане максимальные объемы лавин характерны для лавин из свежевыпавшего снега, а на Западном Тянь-Шане — для мокрых лавин весеннего снеготаяния. Интенсивность снегопадов максимальна на Западном Тянь-Шане, где за один непрерывный снегопад может выпасть более 100 мм осадков. Массовое лавинообразование наблюдается при снегопадах с суммой осадков более 30 мм. На Северном Тянь-Шане максимальные суммы осадков за снегопад достигают 70 мм, а во Внутреннем — 30—50 мм.

Процессы сублимационной перекристаллизации в среднегорном поясе очень интенсивны. Во второй половине зимы внутри снежной толщи повсеместно формируются горизонты разрыхления, обусловливающие неустойчивое залегание снежного покрова на склонах круче 25°. Однако выявить истинную роль фактора перекристаллизации в лавинообразовании сложно, так как непосредственной причиной схода лавин обычно является снегопад или повышение температуры. Этим объясняется противоречивость данных соседних снеголавинных станций о доле лавин сублимационной перекристаллизации; ее оценки колеблются от 2—5 до 50—60%.

Таблица 34

Распределение мест зарождения лавин по высоте на западном Тянь-Шане

станция	высота станции, м над уровнем моря	высотные ландшафтные пояса и диапазоны отметок, м.									
		низкогорный степной		среднегорный лесолуговой			среднегорный луговой			высокогорный каменистый	
		801-1100	1101-1400	1401-1700	1701-2000	2001-2300	2301-2600	2601-2900	2901-3200	3201-3500	2501-3800
Ойгайнинг	2182	—	—	—	—	9,1	49,9	37,3	3,7	—	—
Кызылча	2100	—	0,3	4,6	7,0	13,7	18,6	29,2	18,1	7,4	1,1
Наугарзан	2020	—	0,2	15,2	43,5	34,5	6,1	0,5	—	—	—
Дукант	2000	—	5,4	17,9	32,5	36,6	7,4	0,2	—	—	—
Шабрез	1780	2,6	27,3	30,8	19,6	14,2	3,2	2,1	—	—	—
Чавата	1320	—	0,3	28,5	42,7	27,1	1,4	—	—	—	—
Все вместе		0,4	5,9	15,0	21,9	22,3	14,4	12,8	5,1	1,9	0,3

В высокогорном поясе, на водоразделах хребтов, открытых воздушным потокам, большую роль в лавинообразовании играет метелевый перенос снега. Поскольку сезонного снеготаяния в ледниковом поясе выше фирновой линии практически нет, мокрые лавины в этом поясе относятся к категории обусловленных оттепелями.

По данным И. В. Кондрашова, на Северном Тянь-Шане в бассейне р. Малая Алмаатинка снегопады вызывают около 70% лавин, адвективное снеготаяние — около 20%; остальные лавины связаны с метелями и перекристаллизацией снега. Результаты прямых наблюдений за метеорологическими условиями образования около 5 тыс. лавин на Западном Тянь-Шане обобщены в табл. 35. Здесь преобладают лавины, вызванные снегопадами. Перегрузка склонов снегом может возникать и в результате метелей — общих и низовых; лавины этого типа по повторяемости занимают второе место и наблюдаются преимущественно в пригребневых зонах.

Значительная часть лавин (типы 2.1—2.4) сходит при таянии, причем лавины типа 2.1 сходят, как правило, на южных склонах и при ясной, солнечной погоде, а для лавин типа 2.3, наоборот, необходима дождливая погода.

Таблица 35

Распределение лавин по генетическим типам на Западном Тянь-Шане

№п/п	Тип лавины (лавинообразующип фактор)	Число случаев	% от общего числа
1.1	Снегопады	2773	55,1
1.2.	Метели	712	14,1
1.3.	Резкое понижение температуры	55	1,0
2.1.	Радиационные оттепели	88	1,8
2.2.	Весеннее снеготаяние	251	5,0
2.3.	Выпадение дождя на снежный по кров	552	11,0
2.4.	Оттепели	341	6,9
3.1.	Перекристаллизация снега	203	4,0
3.2.	Уменьшение прочности снежного покрова под длительным воздействием нагрузки	28	0,6
4.0.	Различные случайные явления	24	0,5

Лавины, связанные с процессами, происходящими внутри снежной толщи (типы 3.1 и 3.2), довольно редки для Западного Тянь-Шаня, поскольку соответствующие факторы лавинообразования оттеснены названными выше. В чистом виде лавины типов 3.1 и 3.2 образуются крайне редко (за весь период наблюдений зарегистрировано всего несколько случаев). Более характерны ситуации, когда лавины сходят по слою сублимационного разрыхления, но пусковым фактором является снегопад, причем слой свежевыпавшего снега может быть существенно меньше критического для данного лавиносбора.

В такой сейсмичной зоне, какой является Тянь-Шань, необходимо учитывать возможность массового схода лавин при землетрясениях. Интенсивность сейсмогенного лавинообразования зависит от силы землетрясения и состояния снежного покрова. При широком развитии внутри снежной толщи прослоек сублимационного разрыхления при землетрясении в 4—5 баллов лавинообразование может охватить большие территории и носить катастрофический характер, как это было па северном склоне хр. Кунгей-Алатау в марте 1978 г. (Благовещенский, 1981).

В Джунгарском Алатау основными факторами лавинообразования являются интенсивные снегопады и весеннее снеготаяние, действующие на фоне повсеместно распространенных процессов сублимационной перекристаллизации. В поясе выше 3000 м основными факторами лавинообразования являются метели и оттепели.

В соответствии с главными факторами лавинообразования находится и его режим. Первые лавины связаны со снегопадами и метелями и обрушиваются обычно в ноябре—декабре. В середине зимы проявляются процессы перекристаллизации снежной толщи, обусловливающие сход лавин соответствующих типов в феврале, при возрастающем к весне количестве снегопадов. Наиболее лавиноактивным месяцем в верхнем горном поясе обычно бывает март — время усиления циклонической деятельности и увеличения числа оттепелей. Лавины весеннего снеготаяния в этом поясе сходят в основном в апреле и мае, в низкогорьях же — в феврале—марте.

Количественным образом лавинный режим может быть охарактеризован для Западного Тянь-Шаня (табл. 36, 37).

Таблица 36

Распределение лавин по месяцам (в процентах) на Западном Тянь-Шане

Станция	Высота станции, м над уровнем моря	Число лет наблю-дений	Месяцы							Среднее число лавин за год
			XI	XII	I	II	III	IV	V	
Ойгаинг	2182	15	1,8	6,4	17,0	21,3	38,0	15,0	0,5	48
Кызылча	2100	20	2,5	14,5	27,8	30,7	22,4	2,1	—	79
Камчик	8	0,5	8,6	44,0	22,6	22,1	2,2	—	—	51
Наугарзан	2020	21	—	10,5	33,2	32,8	22,0	1,5	—	22
Дукант	2000	22 4	—	7,3	39,5	20,3	30,8	2,1	—	39
Шабрез	1780	6	—	0,9	14,1	55,9	23,0	6,1	—	106
Чавата	1320	3	—	—	31,9	47,5	20,6	—	—	53
Все вместе		95	1,1	8,5	28,6	31,4	26,0	4,3	0,1	53

Таблица 37

Предельные числа лавин за 20 лет наблюдений в процентах от среднего многолетнего их числа

Станция	Месяцы						Год
	XI	XII	I	II	III	IV	
Кызылча	0—790	0—480	0—360	0—410	0—410	0—1200	13—270
Дукант	—	0—910	0—1300	0—260	0—620	0—1450	28—680

Обычно лавины здесь наблюдаются с декабря по апрель. В отдельные годы сход первых лавин возможен в ноябре. В это время лавины формируются только на отметках более 2500 м, где высота снежного покрова в это время уже может достигать 50—60 см. В более низких зонах дата схода первых лавин смещается на значительно более поздний срок. Бывают зимы, когда в таких лавиноактивных районах, как бассейны рек Ойгаинг и Кызылча, сход первых лавин регистрируется лишь в январе, но обычно первые лавины сходят здесь во второй-третьей декаде декабря. Из общего количества зарегистрированных лавин на декабрь в среднем менее 10%. Резкое усиление лавинной активности происходит в январе, феврале и марте.

Как правило, эти лавины связаны со снегопадами, однако иногда их сход могут вызвать и другие причины, в особенности перекристаллизация снежной толщи. Хотя число лавин в марте несколько меньше, чем в январе и феврале, по объему они значительно больше (табл. 38), так как в этот период в лавинообразовании участвует практически вся толща снежного покрова.

В апреле лавины сходят в 5—6 раз реже и в основном приурочены к поясу выше 2000 м, поскольку нижележащие склоны уже свободны от снега. В большинстве случаев это лавины, связанные с адвекцией тепла или выпадением дождя па снежный покров. В мае за весь период наблюдений на сиеголавинных станциях, названных в табл. 37, лишь в районе ст. Ойгаинг зарегистрированы три лавины. Они сошли в зиму 1968/69 г., которую отличали резкие аномалии как по снегонакоплению, так и по режиму лавинной деятельности.

В Заилийском Алатау в бассейнах рек Большая и Малая Алмаатинка, где число дней с лавинами в среднем за зиму равно 10—15, распределение лавин по месяцам (от общего количества около 1300 зарегистрированных лавин) оказывается следующим: в ноябре — около 4%, декабре — 5—7, январе — 7—8, феврале — 10, марте — 33, апреле — 36—40% (Колесников, Подстречный, 1988).

Таков общий характер лавинного режима, но в зависимости от конкретных снегометеорологических условий число лавин в каждый месяц и за зиму может существенно отличаться от среднемноголетних показателей. Так, в бассейнах рек Кызылча и Дукантсай, находящихся под наблюдением более 20 лет, были месяцы как совсем без лавин, так и с числом лавин в 12— 15 раз больше нормы (см. табл. 37). В некоторые годы сходило чуть больше 1/10—1/5 нормального количества лавин, в Другие — в 3—7 раз больше среднего их числа. В целом по снеголавинным станциям Кызылча и Дукант доли зим с различным отклонением числа лавин от среднемноголетнего распределяются следующим образом: менее 50% нормы — 42,5% зим, 50— 100 % — 25, 100—50 % — 12,5, 150—200 % — 7,5, 200—250 % — 5, более 250% от среднемноголетнего числа регистрируемых лавин— в 7,5% зим. Очевидно, величина среднемноголетних показателей лавинной активности существенно определяется экстремальными зимами.

В средние по условиям лавинообразования зимы в среднегорье снег, выпадающий в ноябре и декабре, служит для образования устойчивого покрова и нивелировки шероховатостей подстилающей поверхности.

Лавины в эти месяцы редки и не превышают сотен кубометров. В этот период образуются пластовые лавины из свежевыпавшего снега, как правило, с точечным отрывом. В пригребневых зонах и зонах интенсивной ветровой деятельности возможны наибольшие лавины метелевого типа. В январе число лавин возрастает, но размеры их также невелики и лишь в очень редких случаях достигают десятков тысяч кубометров. Обладая сравнительно небольшими размерами, лавины первой половины зимы редко достигают русла рек. В феврале и марте на большей части территории Западного

Тянь-Шаня заметно активизируется циклоническая деятельность. В результате увеличивается количество сходящих лавин и резко возрастают их объемы.

Таблица 38

Среднемноголетние объемы лавин на Западном Тянь-Шане, тыс.м.^{3}, округленно: в числителе — суммарные за месяц, в знаменателе — средней лавины

Станция	Высотастанции. м над уровнем моря	Месяцы						
		XI	XII	I	II	III	IV	V
Ойгаинг	2182	2,2 0,16	95,3 2,07	251,0 2,02	1413,3 9,18	923,7 3,36	423,9 3,98	9,97 3,30
Кызылча	2100	7,2 0,18	221,6 0,96	528,7 1,20	2625,5 5,43	5218,7 5,60	2525,0 76,50	—
Наугарзан	2020	—	9,8 0,20	130,4 0,86	1630,2 10,8	99,1 0,98	0,1 0,1	—
Дукант	2000	—	45,2 0,72	566,0 1,67	516,3 2,95	400,7 1,52	5,3 0,30	—
Шабрез	1780	—	0,3 0,05	22,4 0,25	123,0 0,35	26,8 0,18	46,9 11,9	—
Чавата	1320	—	—	166,1 1,45	447,0 2,63	120,7 1,63	—	—
Средний объем лавины		0,2	1,0	1,3	4,5	5,6	16,6	3,3
Доля от суммарного за зиму объема лавин, %		0,05	1,95	8,75	35,60	35,70	17,90	0,05

Весенние лавины сходят обычно по грунту, и их объем измеряется десятками и сотнями тысяч, а иногда и миллионами кубометров.

Наконец, о повторяемости лавиноопасных ситуаций. По данным прямых наблюдений, на Западном Тянь-Шане установлено, что число лавиноопасных ситуаций (дней с лавинами) приблизительно равно числу таких случаев, когда па старый снежный покров высотой не менее 20 см выпадают осадки в количестве не менее 10 мм за снегопад. Эта зависимость выяснена по сведениям снеголавинных станций Ойгаинг, Кызылча, Наугарзан, Дукант, где среднее за 1969—1979 гг. число дней с лавинами равно соответственно 11, 13, 6 и 10, а отклонения от нормы таковы: менее 50% среднемноголетнего числа дней с лавинами — в 18% лет, 50—100% — в 38, 100—150% — в 35, более 150% (до 210—220%) — в 10% лет. По всем 33 станциям и постам Западного Тянь-Шаня на основе названных выше критериев выявлено среднемноголетнее распределение числа дней с лавинами в зависимости от абсолютной высоты бассейна: один — на высоте 500—1000 м, пять — на 1100—2000, десять и более — на 1300—3100 м.

Карты характеристик лавинной деятельности составлены по Западному Тянь-Шаню В. М. Сезиным в основном по данным прямых наблюдений, по остальной части Тянь-Шаня и по Джунгарскому Алатау И. В. Северским и В. П. Благовещенским с применением ряда методических разработок, которые, как уже сказано, использованы при составлении сходных карт по другим районам СССР.

Густота сети лавинных очагов на Западном Тянь-Шане определена непосредственно по имевшимся крупномасштабным лавинным картам, а на остальную территорию — по аэрофотоснимкам и топокартам масштаба 1: 100 000 и крупнее. Одновременно получены сведения о распределении углов наклона лавиносборов, отраженные на рис. 3 (кривая для крупных лавин). Более половины лавиносборов имеют наклон 35—40°, почти 90% — 30—45°. Площади лавиносборов определены по топографическим картам масштаба 1:25 000.

Карты густоты очагов по остальной части Тянь-Шаня и по Джунгарскому Алатау составлены по заранее подготовленной карте типов лавиноопасных территорий с помощью табл. 33. Типы лавиноопасных территорий выделены по ландшафтно-морфометрическому принципу. В пределах каждого высотного ландшафтного пояса оконтурены участки с мелко- (менее 250 м), средне- (250—500 м), глубоко- (500—1000 м) и очень глубоко (более 1000 м) расчлененным рельефом. По крупномасштабным картам на ключевых участках были определены количественные характеристики лавинных очагов.

Карта повторяемости лавин для Западного Тянь-Шаня построена по данным прямых подсчетов числа дней с лавинами, упоминавшимся выше. В соответствии с изложенным в разд. 2.4 о различии между числом дней с лавинами и среднемноголетней повторяемости лавин в среднем но активности очага соответствующие контуры на карте по Западному Тянь-Шаню несколько преувеличены. Изображение на остальной части этой карты построено по стандартной методике.

Для определения суммарных за зиму объемов лавин из лавиносбора среднего размера И. В. Северским была разработана методика, подробно описанная выше в разд. 2.4. При этом учтены фактические данные, собранные на снеголавинных станциях и в маршрутах и обобщенно свидетельствующие о следующем. Самые большие объемы лавин наблюдаются на Западном Тянь-Шане. Лавиноопасные территории со средними суммарными за зиму объемами лавин более 50 тыс. $м^3$ занимают здесь наиболее обширную площадь. В многоснежные годы объемы отдельных лавин достигают нескольких миллионов кубометров (до 6 млн. $м^3$ в долине р. Бакрак, бассейн р. Пскем). На Северном Тянь-Шане наибольший объем лавин менее 1 млн. $м^3$; на территории со средними объемами лавин более 50 тыс. $м^3$ встречаются только в центральной части хребтов Заилийский Алатау и Кунгей-Алатау, в районе Чилико-Кеминской перемычки, а также в восточной части хр. Терскей-Алатау. В Заилийском Алатау наибольшие объемы лавин достигают 400—600 тыс. $м^3$. В одну из наиболее лавиноактивных зим (1966 г.) в центральной части северного склона Заилийского Алатау (междуречье Аксай—Тургень) в поясе ниже 3200 м лавинами было снесено в сумме более 110 млн. $м^3$ снега, что в 1,5 раза превышает средний многолетний объем стока р. Малая Алмаатинка.

Во Внутреннем Тянь-Шане средние суммарные за зиму объемы лавин такой величины отмечаются в хр. Кокшаал-Тоо и в массиве Хан-Тенгри. Максимальные объемы лавин здесь достигают 1,5 млн.$м^3$. На большей части Северного и Внутреннего Тянь-Шаня суммарные объемы лавин в среднем составляют 5—50 тыс.$м^3$. В низкогорной зоне суммарные объемы не превышают 5 тыс.$м^3$. В Джунгарском Алатау наиболее крупные лавины сходят в многоснежном западном районе, в бассейнах рек Каратал и Коксу. Средние суммарные объемы лавин здесь превышают 50 тыс. $м^3$, а максимальные разовые объемы — 1 млн.$м^3$. На большей части северного склона Джунгарского Алатау

суммарные объемы лавин составляют 5—50 тыс.м^3, а на востоке, в бассейнах рек Тентек и Ргайты, они менее 5 тыс. м^3.

Как основа для составления карты объемов лавин использовались карты максимальных снегозапасов, построенные М. И. Геткером и И. В. Северским.

Карты степени лавинной активности подготовлены по стандартной методике.

Из числа практически важных особенностей лавинообразования на Тянь-Шане следует подчеркнуть, во-первых, наличие пояса с неустойчивым снежным покровом и неежегодным сходом лавин, во-вторых, весьма пестрое распределение более и менее опасных склонов в поясе устойчивого снежного покрова. Территории, где лавины сходят лишь в особо многоснежные зимы, приблизительно совпадают с низкогорным степным поясом и ограничиваются сверху отметками около 800 м на Западном Тянь-Шане, 1400—1600 м на северном склоне Заилийского Алатау, 1200 м на Джунгарском Алатау. В то же время в наиболее активных очагах среднегорья Заилийского Алатау за год сходит до 8—10 лавин.

Лишь на многоснежном Западном Тянь-Шане, как мы видели, лавиноактивны склоны всех экспозиций, тогда как на Северном Тянь-Шане южные склоны могут быть малоснежными или бесснежными вплоть до высот 3000 м и более. Крайне редкие, порождаемые особо интенсивными снегопадами лавины на них часто не дают явных следов в ландшафте, а противоположные, затененные склоны долины изобилуют хорошо выраженными лавинными очагами. Эта черта особенно ярко выражена во Внутреннем Тянь-Шане, малоснежности днищ долин которого помимо испарения снега под лучами солнца способствуют также скудость осадков и иссушающие горно-долинные ветры. Например, в бассейне р. Сарыджаз устойчивого сплошного снежного покрова нет до высот около 3600 м на северных и 4200 м на южных склонах. Но тут же у горных гребней при метелях могут образоваться мощные карнизы и сходить до нескольких лавин за сутки. Для долины р. Иныльчек подобную картину писал Н. В. Максимов (1980). Он же сообщает о довольно регулярном сходе мокрых лавин с поверхности ледников с наклоном 1—15°. Видимо, это лавиноподобные водоснежные потоки. На каменистых склонах таких явлений не отмечено. В руслах высокогорья в период активного снеготаяния возможны селеподобные водоснежные потоки (Селеопасные районы..., 1976), зарождающиеся при прорыве снежных запруд, в том числе лавинных.

5.8. ПАМИРО-АЛАЙ

Памнро-Алай (рис. 59—61) включает Алайский и Заалайский хребты, отходящие от них на запад Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский хребты и Памирское нагорье. Расположенный между Китаем, Индией, странами Среднего и Ближнего Востока Памиро-Алай не только издавна заселен земледельцами и ремесленниками, но и служит перекрестком караванных путей, связывавших ранние центры цивилизации. В наше время сельское хозяйство остается главным родом занятий населения горных долин. В Бадахшане (Западный Памир) виноград вызревает до высоты около 2000 м, абрикосы — 2700, ячмень и горох — 3800 м; в долинах рек Зеравшан и Сурхоб земледелие поднимается выше 2000—2500 м. В более высоком поясе развито пастбищное животноводство. В горах многочисленны рудники, построены и строятся ГЭС, проложены автомобильные дороги. Горцы имеют богатый опыт избежания природных опасностей. Однако научное исследование снежных лавин начато лишь в последние десятилетия в связи с текущим этапом индустриального освоения Памиро-Алая. Первые наблюдения за лавинами на метеостанциях относятся к концу 1930-х годов, организация снеголавинных

станций — к концу 1950-х годов (ст. Харамкуль и Майхура в бассейне р. Кафирпиган, ст. Ледник Северцова в бассейне р. Кашкадарья, ст. Новабад в бассейне р. Гунт). В 1973—1975 гг. снеголавинные наблюдения выполнены в районе пер. Анзоб (бассейн р. Сурхоб). Первая карта распространения лавин опубликована в 1968 г. в Атласе Таджикской ССР, общий о черк — в монографии « Лавиноопасные районы СССР » (1970).

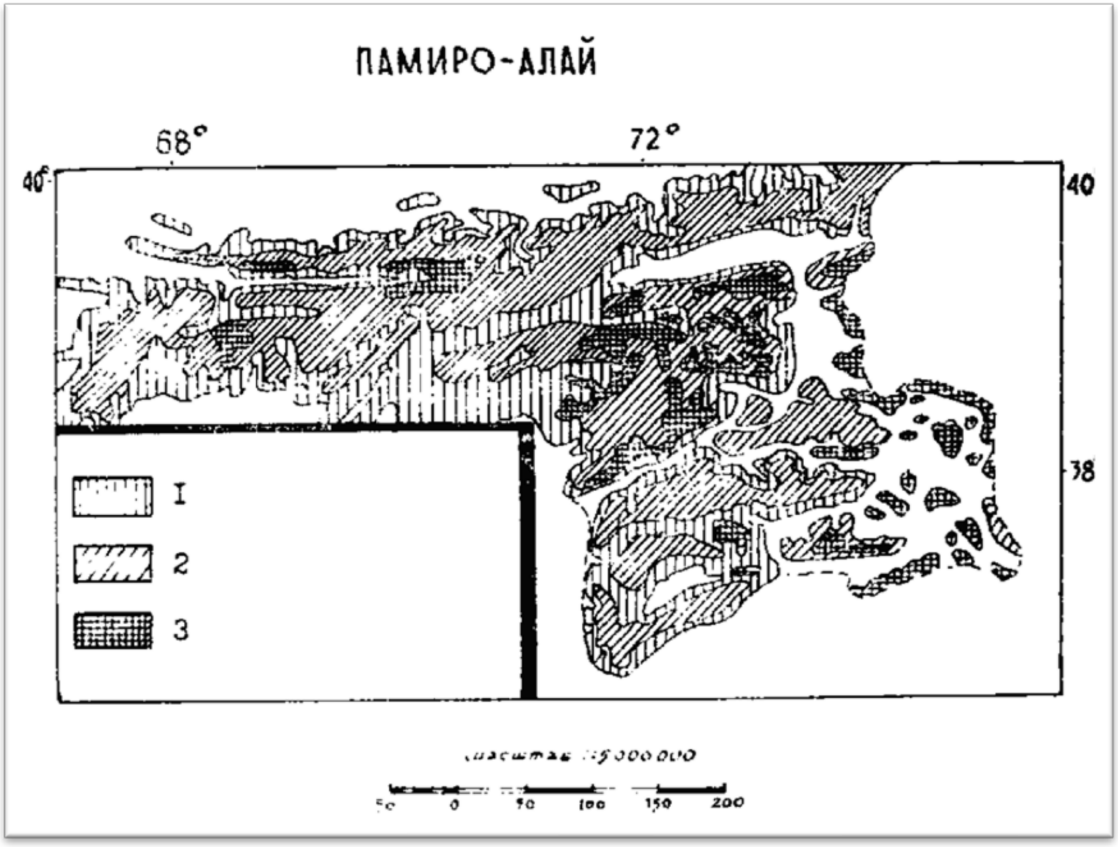


Рис. 59. Памиро-Алай. Основные факторы лавинообразования.
Условные обозначения см. рис. 50

Наиболее полные данные о лавинах Памиро-Алая приведены в 1977 г. в монографии об о п а с 11 ы х гидрометеорологических явлениях Средней Азии, а также в Кадастре лавин в 1985 и 1986 гг. Ряд ценных сведений содержится в публикациях К. В. Акифьевой, Ю. П. Барбата, К. Б. Билялова, М. И. Геткера, Н. Ф. Дроздовской. М. Ч. Залиханова, В. А. Зябкина, Л. А. Канаева, Н. В. Максимова, В. М. Сезина, В. Я. Фрейфельда, Ю. С. Ускова, А. А. Яблокова и др.

По истории рельефа Памиро-Алай можно разделить на три района: Гиссаро-Алайскую систему хребтов, Западный и Восточный Памир. Первая представляет собой возрожденные горы, а Памир—новообразованное поднятие (возрастом лишь около 10 млн лет). Хребты Гиссаро-Алайской группы вытянуты субширотно, разделены крупными долинами тектонического происхождения, занятыми реками Зеравшан, Сурхоб и др. Характерные высоты водоразделов более 4000 м, максимальные — более 5000 м, относительная высота хребтов 3—3,5 км, высота склонов (и лавинных очагов) до 1,5 км в склонов (и лавинных очагов) до 1,5 км в высокогорье, 500— 1000 м в среднегорье, 200—300 м в низкогорье. Западные части Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского хребтов имеют плосковерхие водоразделы — остатки древних выровненных поверхностей. Остальные хребты — островерхие, хотя и здесь сохранились фрагменты выровненных поверхностей на отметках до 5000—6000 м.

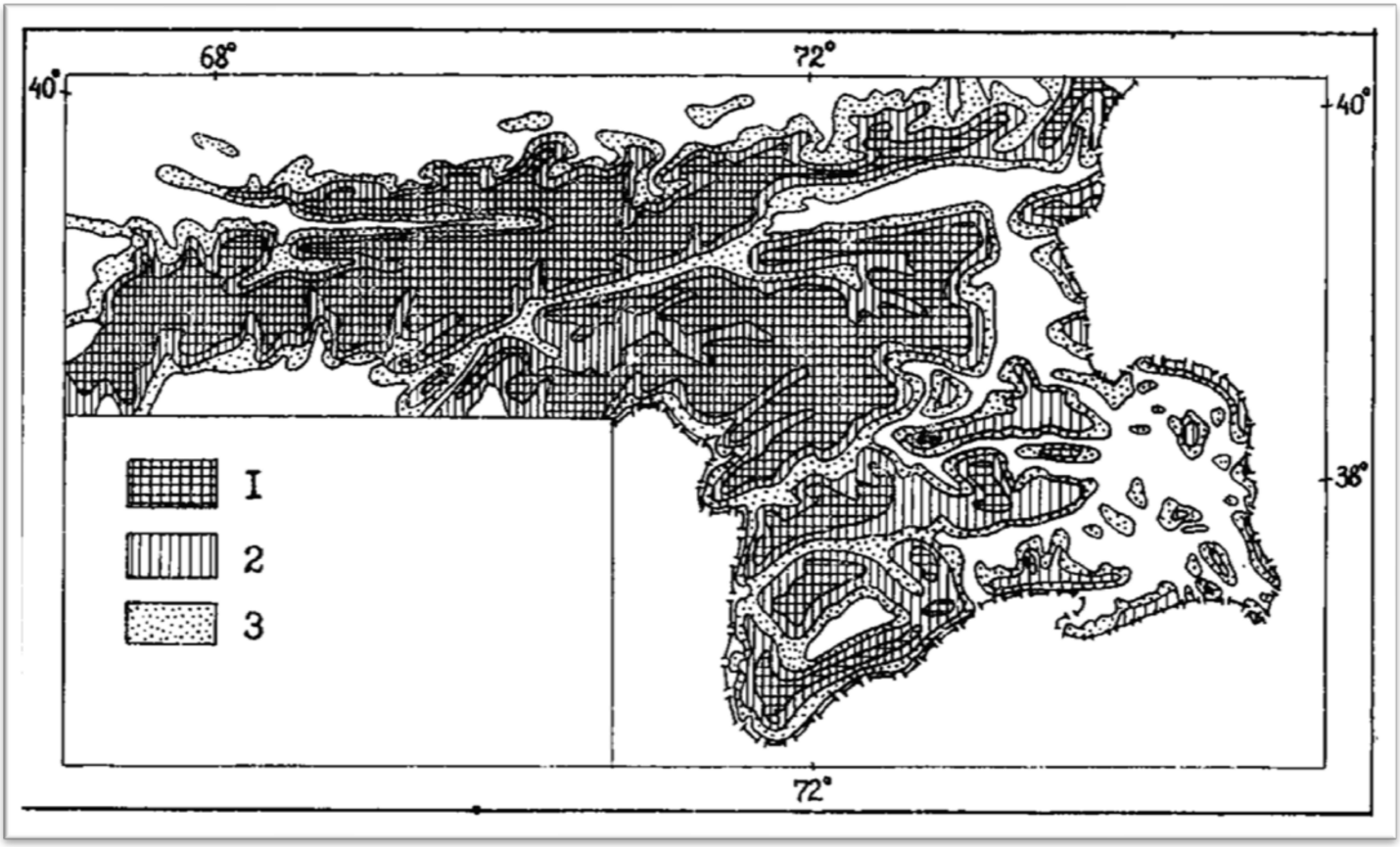


Рис. 59. Памиро-Алай. Повторяемость лавин.
Условные обозначения см. рис. 51

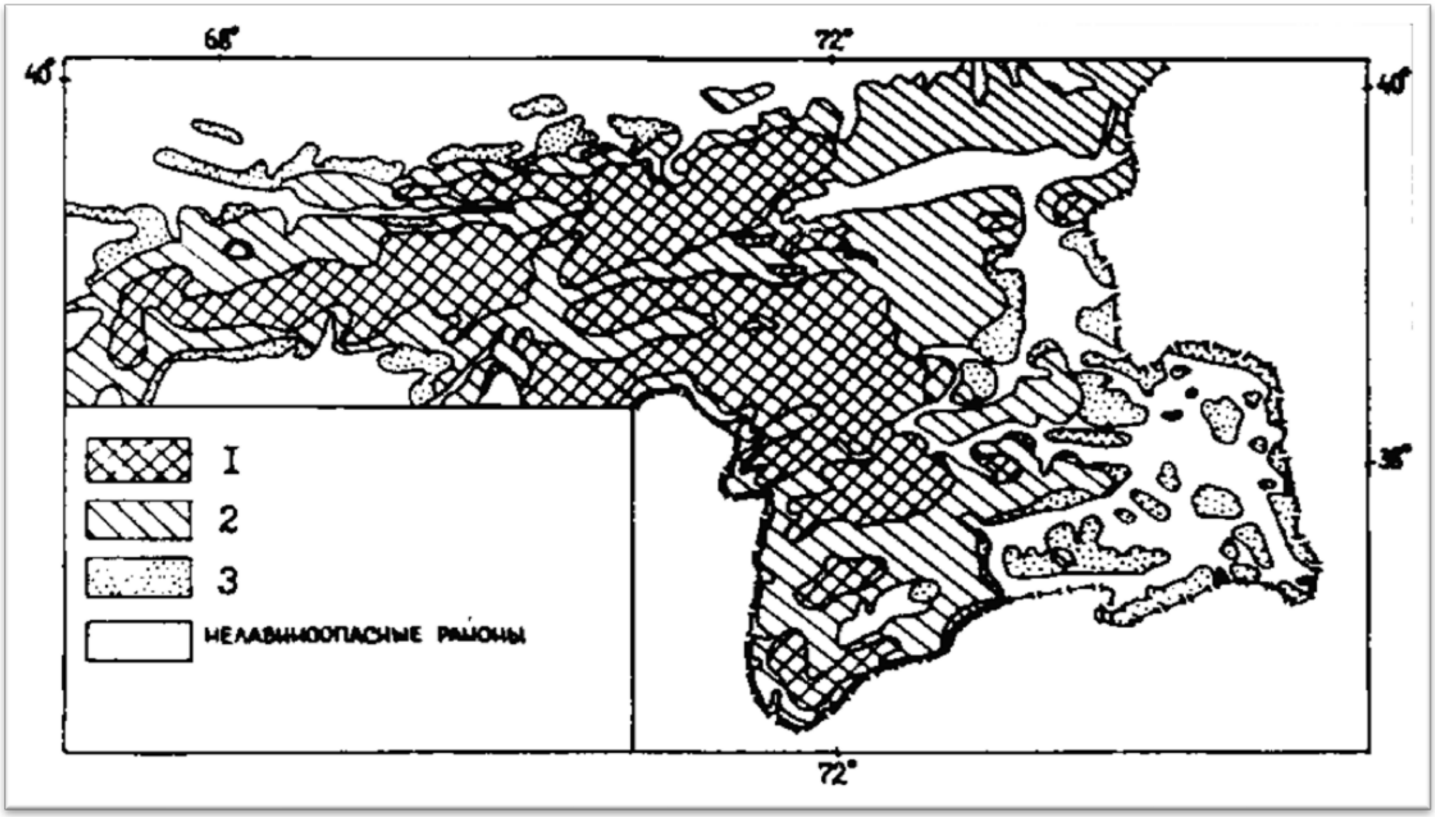


Рис. 61. Памиро-Алай. Объемы лавин. Условные обозначения см. рис. 52

Памир представляет собой единое сводово-глыбовое поднятие, резко расчлененное речной эрозией в западной части, прилегающей к Таджикской впадине и Гиндукушу, и сохранившее облик плоскогорья в восточной части, граничащей с Таримской впадиной. Высота плоскогорий Восточного Памира 4000—5000 м, остатков выровненных поверхностей на гребнях хребтов здесь и в Западном Памире — до 6000 м, высших точек — более 7000 м (7495 м пик Коммунизма в хр. Академии наук). Хребты Восточного Памира Сарыкольский, Южно- и Северо-Аличурский имеют относительную высоту в среднем 1000—1500 м, пологие склоны и резко расчлененный горно-ледниковый рельеф гребней. Хребты Западного Памира Шахдаринский, Шуганский, Рушанский, Язгулемский, Ванчский, Дарвазский, Академии наук, Петра Первого разделены эрозионными долинами глубиной до 3—4 км, рекордной для гор СССР, и имеют крутые, часто обрывистые склоны с террасовидными остатками выровненных поверхностей. Почти все они несут оледенение, в том числе обширное на хребтах Академии наук (где размещается крупнейший в СССР ледник Федченко) и Петра Первого.

Высота снеговой линии па ледниках Памиро-Алая поднимается от 3,5 км на западе (Туркестанский хребет) до 4—4,5 км на востоке (Алайский и Заалайский хребты) и 5—5,2 км на юго-востоке (Восточный Памир). Цирки, кары, крутые склоны троговых долин и другие следы мощных долинных оледенений повсеместны в Гиссаро-Алайской системе и менее развиты на Западном и особенно Восточном Памире.

Вследствие крайне разнообразного характера рельефа па Памиро-Алае формы и размеры лавинных очагов различны: кары, денудационные воронки, эрозионные врезы со сложным профилем, относительной высотой от 500 до 2500 м, наклоном от 20—25 до 50° и более, площадью от немногих до 200—300 га. (табл. 39). Их густота от более 10 (в бассейнах рек Обихингоу, Варзоб, Сурхандарья, Бартанг, Язгулем, Ванч) до менее 1 на 1 км. долины.

В глубоких долинах реки Зеравшан и притоков Пянджа (Западный Памир) лавинные очаги простираются по высоте от пояса устойчивого снежного покрова до бесснежного земледельческого пояса; лавины падают на возделанные днища долин, а в каньонах, особенно выше 3000 м над уровнем моря, создают временные снежные плотины, поднимающие уровень воды, на многие метры, порождающие угрозу разрушительных прорывных паводков. В постоянно заснеженном высокогорье исключительно активно лавинное питание ледников, отраженное в выделении особого — «туркестанского» — типа ледников.

Исключительно резкое расчленение рельефа на большой территории Памиро-Алая создает наиболее благоприятные предпосылки для образования лавин в горных долинах, расчленяющих Туркестанский, Алайский, Зеравшанский, Гиссарский, Дарвазский, Ванчский, Рушанский, Шахдаринский, Шуганский хребты, хребты Петра Первого, Академии наук, Белеули, Музкол.

По характерной глубине вертикального расчленения и крутизне склонов территория Памиро-Алая может быть разделена на пять провинций: 1. Туркестано-Гиссаро-Вахшскую, включающую в себя хребты Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский с их отрогами, а также Каратегинский и Вахшский; 2. Алайскую (Алайский хребет и Кичик-Алай); 3. Дарвазско-Заалайскую (хребты Петра Первого, Хазратский, Дарвазский, Заалайский, Белеули, Северный Танымас и Академии наук, восточный склон хр. Зулумарт); 4. Западно-Памирскую (хребты Ванчский, Язгулемский, Рушанский, Шуганский, Ишкашимский и Шахдаринский); 5. Восточно-Памирскую (хребты Музкол, Пшартский, Северо- и Южпо-Аличурский, Ваханский, Сарыкольский, восточный склон хр. Зулумарт).

Таблица 39

Количественные показатели лавинной деятельности на Памиро-Алае (по данным Кадастра лавин СССР, 1985)

Бассейны рек	Диапазон относительной высоты лавинных очагов, м	Отметки концов лавинных путей (дна долин), м над уровнем моря	Пределы крутизны лавиноопасных склонов, град	Максимальные зарегистрированные объемы лавин, млн $м^3$	Период лавинной опасности, месяцы
Зеравшан	800—2500	1400	25—60	1,5	XI—V
Фандарья	1000—2500	2100	25—60	2,0	XI—V
Ягноб	725—1000	2000	20—60	3,0	XI—V
Кашкадарья	70—1700	1400	20—70	1,0	
Сурхандарья	700—2300	1200	25—60	1,0	
Шеркент	1000	1250	25—60		
Каратаг	1000—1400	1300	30—60	1,0	
Варзоб	800—2200	1250	23—60	4,0	
Кафирниган	1000—1800	1300	15—60	4,0	
Сарбог	450—2000	1300	20—60	2,5	
Кызылсу	340—3000	2200	18—68	1,2	
Обихингоу	200—3000	1300	25—65	2,5	XII—III
Пяндж	700—2500	1300	30—60		
Ванч	2000—2500	1600	25—60	0,8	XII—III
Язгулем	1300—3200	1600	25—60	2,4	XII—-II
Бартанг	1800—2500	2000	30—60	2,2	I—III
Гунт	600—2500	2100	25—50	0,6	XII—III
Шахдара	300—2000	2000	30—50	0,2	XII—III

Для Туркестано-Гиссаро-Вахшской провинции характерны узкие крутосклонные скалистые долины, хорошо развитые лавинные очаги типа эрозионных врезов, часто — почти отвесные нижние участки путей схода лавин. Высота основных водораздельных гребней хребтов в общем не превышает 4000 м, отдельные вершины достигают 5000—5500 м. Глубина расчленения рельефа до 1000—1500 м, местами и более. Площади, покрытые густой сетью лавинных очагов (5 и более на 1 км дна основной долины), занимают более 75% территории.

Алайская провинция характеризуется сравнительно меньшей глубиной расчленения; лишь в западной ее части она достигает 2000 м. Часть территории, приуроченная к северному склону Алайского хребта, характеризуется резкими скалистыми формами лавиносборов. В южной части склоны гор более сглажены, их наклон сравнительно невелик, в среднем около 25°. Высота основных водоразделов здесь несколько превышает 4000 м. Хорошо развитые лавиносборы встречаются в этой части провинции повсеместно, но густая сеть лавинных очагов покрывает лишь около 50% территории.

Дарвазско-Заалайская провинция характеризуется наиболее глубоким расчленением, достигающим в отдельных районах 3—3,5 км, и большой крутизной склонов. Склоны не только отдельных вершин, но и целых хребтов на значительном протяжении имеют наклон более 35°. Отметки ряда вершин превышают 7000 м. Наиболее высокие водоразделы имеют неровные скалистые склоны без четко ограниченных лавинных очагов, что объясняется относительно молодым возрастом рельефа и прочностью кристаллических пород, слагающих склоны. Однако в высотном поясе 3500—5500 м денудационные формы рельефа на склонах весьма многочисленны, густая сеть лавинных очагов покрывает около 90% площади этого пояса.

Западпо-Памирская провинция также характеризуется значительной абсолютной высотой, иногда более 6000 м, исключительно глубоким расчленением, в среднем превышающим 1500 м, широким распространением скалистых склонов и самой густой сетью лавинных очагов, покрывающих практически все площади, кроме занятых ледниками и узкими полосами речной поймы. Относительная высота отдельных очагов в бассейнах рек Гуит, Бартанг, Язгулем достигает 3000 м.

Восточно-Памирская провинция отличается наименее благоприятными для лавинообразования условиями рельефа. Вертикальное расчленение здесь невелико, в среднем не более 500 м. Формы рельефа, способные служить очагами лотковых лавин, развиты слабо, что связано с небольшой глубиной расчленения, а в районе наиболее высоких хребтов Музкол, Зулумарт, где отдельные отметки превышают 6000 м, с литологическими особенностями.

В растительном покрове Туркестанского и Алайского хребтов нижний пояс занимают степи; над ними до высоты 2000—2500 м поднимаются арчовые криволесья, а далее до 3500—3700 м — горные степи и луга. На Гиссарском хребте древесно-кустарниковый пояс (клен, грецкий орех, арчевники, фисташка) простирается до высоты 2500—2800 м. На Западном Памире сходный растительный пояс представлен лишь на наветренных, увлажненных склонах Дарвазского хребта до высоты 2800 м. Остальную часть Западного Памира занимают пустыни, степи и горная каменистая пустыня.

Памиро-Алай относится к области субтропического материкового климата с зимне-весенним максимумом осадков. Погода зимы формируется в условиях наибольшей для территории СССР солнечной радиации и под влиянием южных и юго-западных циклонов и вторжений холодных воздушных масс с севера. Циклоническая деятельность, связанная с Иранской ветвью фронта умеренных широт, наиболее активна в апреле; в ноябре—феврале часты прорывы южных циклонов. Приход арктического воздуха весной

сопровождается снежными бурями, губительными для цветущих садов. В несколько обособленном положении находится Восточный Памир, закрытый с запада и юга прилегающими хребтами и граничащий с пустыней Такла-Макан. Его климат находится под сильным влиянием процессов в Центральноазиатской зоне циркуляции и отличается довольно равномерным распределением осадков по сезонам.

Температура воздуха в январе положительна до высоты около 1000 м в Таджикской впадине, под южными склонами Гиссарского хребта, хотя и здесь возможны заморозки. В Фергане, под северными склонами Алайского и Туркестанского хребтов она находится в диапазоне от 0 до -4°, в горах — -10—20 и до -25° на Памире. Зимнее падение температуры воздуха с высотой здесь более резкое, чем в других горных районах СССР. Продолжительность безморозного периода в горах от 200 дней на нижних отрогах до 90 дней и меньше на Восточном Памире.

Общее распределение осадков находится под влиянием устойчивых западных потоков влажного воздуха на высоте более 3000 м и господства континентальных, относительно сухих воздушных масс тропиков и умеренных широт на высоте ниже 3000 м. Наиболее увлажнены западные и южные макросклоны Гиссарско-Алайской системы хребтов. Во внутригорных и восточнее расположенных районах увлажненность резко падает и на Восточном Памире приближается к характерной для климата горной пустыни (см. рис. 21). На обращенных к господствующим воздушным течениям макросклонах передовых хребтов максимум осадков приходится на высотный пояс 2—4 км, а на внутренних хребтах Петра Первого, Академии наук и других — на участки выше 4 км. В распределении осадков очень велика роль орографических ловушек влажного воздуха, поднимающегося к верховьям долин, а в распределении снежного покрова — также сильных ветров высокогорья и сгоняющих снег фронтальных и стоковых фенов в среднегорье.

В предгорьях Памиро-Алая годовая сумма осадков колеблется в диапазоне 400—700 мм. На западных склонах Туркестанского, Зеравшанского, Гиссарского хребтов в поясе выше 2000 м над уровнем моря выпадает от 1000 до 1500 мм осадков, а на Западном Памире — до 2000 мм, причем выше 3000 м преимущественно в твердом виде. На Восточном Памире сумма осадков снижается до 200—100 мм и далее в пустыне Такла-Макан — менее 100 мм. Максимум снегонакопления приходится на конец января вблизи нижней границы устойчивого снежного покрова, на конец марта вблизи его верхней границы и на конец мая в поясе 4000—5000 м над уровнем моря.

Нижняя граница пояса устойчивого снежного покрова на западных склонах Гиссарского и Зеравшанского хребтов проходит на высотах 1800—2000 м, а на западной части Туркестанского хребта — 1000 м. К востоку она повышается до 2000 м вдоль северного фронта Туркестанского и Алайского хребтов, 2200—2300 м по южному склону Гиссара, 3200 м по южному склону Зеравшанского хребта, 3600 м на Ваханском хребте (Восточный Памир). В целом она расположена на 1,5—2 км ниже «уровня 365» — верхней границы снежного покрова на скальных поверхностях.

Пояс неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов простирается вниз практически до дна горных долин, Ферганской и Таджикской котловин. На высотах 1500—2000 м в Центральном Таджикистане устойчивый снежный покров образуется в первой-второй декадах декабря, на 2000—3000 — в ноябре — начале декабря, 3000 м — в октябре. На Западном Памире в интервале высот 1900—2000 м он устанавливается в третьей декаде декабря, 2000—3000 — в конце ноября — начале декабря, 3000—3500 — в начале октября, а выше 3500 м — в октябре. Даты схода устойчивого снежного покрова на Западном Памире отмечаются на высотах 2000 м над уровнем моря в первой половине апреля, в Центральном Таджикистане — в середине марта, а на высоте 3000 м — на месяц позднее. Тем самым на Западном Памире устойчивый снежный покров

устанавливается позже, а сходит раньше, чем в Центральном Таджикистане, на 2—3 недели на одинаковых высотных уровнях, т. е. общая продолжительность залегания устойчивого снежного покрова и периода лавинной опасности здесь на месяц-полтора меньше.

Значения вертикальных градиентов максимальной декадной высоты снежного покрова на хребтах Гиссаро-Алайской группы весьма велики вследствие зимне-весеппего максимума осадков: в нижнем поясе гор снег уже тает, в верхнем продолжается его накопление. По данным В. М. Сезина, на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов и в долине р. Сурхоб вертикальный градиент повсеместно превышает 6 см на 100 м высоты. Местами же, в орографических ловушках, например на южном склоне Гиссарского хребта, величина этого градиента превышает 10 см на 100 м поднятия. Здесь среднемноголетняя величина максимальной декадной высоты снежного покрова изменяется от 30—40 см на уровне 1500 м (Гушары) до 90 см на уровне 1850 м (Шамб) и до 250 см на высоте 2800 м (Харамкуль). Западный склон Ферганского хребта и Гиссаро-Алайская система хребтов входят в зону повышенной смежности с толщиной снежного покрова более 100 см, местами до 5—6 м. На Восточном Памире фоновая высота снежного покрова около 30 см.

Плотность снега в Центральном Таджикистане в период максимального снегонакопления достигает к концу февраля 0,25— 0,30 г/см^3, к концу марта 0,35, к концу апреля 0,40, а в конце мая 0,50 г/см^3, на Западном Памире — соответственно от 0,25 до 0,40 г/см^3, т. е. несколько меньше за счет меньшей высоты снежного покрова.

Таким образом, характер увлажнения и смежности Памиро-Алая имеет хорошо выраженную высотную поясность и зависит от степени экранированности территории от западного влагонесущего потока воздуха. Причем вертикальная поясность наиболее проявляется в западной части Памиро-Алая, а экранированность — на Восточном Памире, где зоны наиболее активного лавинообразования приурочены к пригребневым участкам самых высоких хребтов и их площадь резко уменьшается к востоку.

В пределах Туркестано-Гиссаро-Вахшской провинции отмечаются наибольшие снегозапасы, средняя многолетняя максимальная величина которых превышает 1500 мм. В Дарвазско-Заалайской провинции, несмотря на то что в ее пределах располагаются наиболее высокие горные сооружения, величины снегозапасов меньше. Для Западно-Памирской и Алайской провинций характерно дальнейшее уменьшение величин снегонакопления. Среднемноголетние значения снегозапасов до 1000 мм отмечаются в бассейнах рек Ванч, Язгулем и, вероятно, в верховьях бассейнов рек, прилегающих к Матчинскому узлу оледенения. К югу и востоку от этих точек величины снегонакопления резко уменьшаются. В результате в пределах Восточного Памира снегонакопление па большей части его территории не превышает 200 мм, испытывая орографическое увеличение в районе юго-западных склонов пика Революции и хр. Музкол.

Основными факторами лавинообразования на хребтах Гиссаро-Алайской системы и на Западном Памире являются снегопады, причем критическая интенсивность осадков около 10 мм/сут. На Туркестанском, Зеравшанском и Гиссарском хребтах лавины из свежевыпавшего снега составляют более 70% общего числа, а в целом по Памиро-Алаю — около 60%. Они начинают сходить почти тотчас после установления снежного покрова в декабре и продолжаются всю зиму. Максимальное число лавинообразующих снегопадов характерно для Тvркестано-Гиссаро-Вахшской провинции, где оно в отдельные годы по данным ст. Анзоб может превышать 30. На территории Западно-Памирской провинции по данным ст. Хабурабад их число достигает 25, а в районе станций Хумраги и Калай-Хумб превышает 15. В пределах Дарвазско-Заалайской провинции, по данным наблюдений самой высокой в СССР гидрометеорологической станции на леднике Федченко, годовое число лавинообразующих снегопадов около 25, а

в Алайской провинции (ст. Тамынген) в отдельные годы достигает 15. На территории Восточного Памира число снегопадов наименьшее, не более 5, а в большинстве районов не чаще 1 раза в 3—5 лет.

На втором месте по значению находится такой фактор лавинообразования, как таяние снега во время оттепелей и весной, происходящее на высотах 5—5,5 км над уровнем моря. Так, па южном склоне пер. Анзоб и в долине р. Гунт преобладают лавины из мокрого талого снега в результате совместного воздействия инсоляции и адвекции тепла, составляя соответственно 56 и 55%) от общего количества лавин. Максимум лавин мокрого снега приходится на март—апрель. В те же месяцы возможны лавины снегопадов и наблюдается общий пик повторяемости лавин (соответственно 27,5 и 24,5% от их общего числа в поясе 2000—5000 м над уровнем моря).

В высокогорье выше 3000 м заметным фактором лавинообразования являются также метели, особенно в феврале—марте, когда скорость ветра превышает в среднем 5—7 и временами достигает 30 м/с. Однако в целом по Памиро-Алаю доля метелевых лавин не превышает 6%. Они, вероятно, преобладают лишь на Восточном Памире, причем максимум их повторяемости здесь приходится на март—апрель.

В нижнем поясе гор как фактор лавинообразования господствуют снегопады, создающие 1—4 лавиноопасные ситуации. Выше число таких лавиноопасных ситуаций возрастает, например, до 10—12 за зиму в районе г. Хорог, долине р. Пяндж. Но добавляются ситуации, обусловленные метелями (5—10 дней с лавиноопасными метелями за зиму). Общее количество лавиноопасных ситуаций нарастает от менее одной в среднем за зиму в поясе неустойчивого снежного покрова до 20—30 в наиболее благоприятных условиях Зеравшанского и Гиссарского хребтов.

Лавины, вызванные перекристаллизацией снежной толщи, образуются на всех хребтах в пригребневых их частях, па участках с малыми значениями высоты снежного покрова.

Более подробно режим лавинной деятельности рассмотрим на примере бассейна р. Зеравшан по данным наблюдений снеголавинных и метеорологических станций УГМС Таджикистана, их анализа А. М. Буриченко, Ю. Д. Москалевым и другими и специальных исследований проблемной лаборатории снежных лавин и селей МГУ.

Формирование снежного покрова бассейна р. Зеравшан определяется преимущественно следующими синоптическими процессами со снегопадами, благоприятствующими лавинообразованию.

1. Вторжение арктических воздушных масс, которое приводит к неустойчивой в температурном отношении погоде с затяжными осадками. Период вторжения арктического воздуха длится 3—5, иногда 7 дней. Эти вторжения повторяются сравнительно редко, по роль их в характере зимы и режиме лавинообразования исключительно велика; в те годы, когда они развиты слабо, наблюдается теплая зима с неустойчивым снежным покровом, и, наоборот, наиболее суровые многоснежные зимы обусловливаются интенсивными и частыми арктическими вторжениями. *
2. Вторжением западных или северо-западных циклонов, характеризующихся большим количеством твердых осадков и резким колебанием температуры и приводящих к сходу лавин из сухого или влажного снега.
3. Прорывами южнокаспийских, мургабских и верхнеамударьинских циклонов.

В среднем два последних типа процессов занимают в январе—феврале по 11—12 дней в месяц, а в другие месяцы холодного периода по 8—9 дней.

В целом в результате этих процессов создается оживленная атмосферная циркуляция, переменчивая погода, происходит выпадение большого количества осадков, вызывающих сход многочисленных лавин.

Сложность рельефа бассейна р. Зеравшан вносит большое разнообразие в режим снегонакопления. Наиболее заснежены высокогорные районы Гиссарского и южных склонов восточной оконечности Зеравшанского хребта. В среднем количество осадков зимой составляет 600—700 мм; максимальное, как правило, выпадает в марте. Число дней с твердыми осадками составляет 80—100, больше всего их в марте (в среднем 18). В зимний период число дней с осадками больше 10 мм/сут увеличивается от 8—12 на высотах 2000—3000 м до 16—20 выше 3000 м. Максимально возможное количество осадков за сутки в холодное время года может превышать 40 мм, что намного больше критической величины для схода лавин свежевыпавшего снега.

Высокогорные районы бассейна р. Зеравшан характеризуются отсутствием сильных ветров и преобладанием погоды со средней скоростью ветра 1—2 м/с, хотя отдельные шквальные порывы могут достигать 18—20 м/с. Значительные ветры в течение всего зимнего сезона со средней скоростью более 5 м/с преобладают в пригребневых зонах, где происходит интенсивное пере-распределение снега и многометровые сугробы и карнизы могут соседствовать с участками, с которых снег сдут почти полностью. Среднее число дней с метелями в пригребневых зонах составляет 30 (Анзобский перевал, высота 3583 м).

Средняя температура воздуха в высокогорных районах в зимний период колеблется от -7 до -10°, минимальная может достигать -30°. Повышение температуры воздуха до +5° при оттепелях, вероятность наступления которых почти одинакова в любой зимний месяц, как правило, не превышает 1—2 дней.

Переход температуры воздуха через 0° в сторону положительных значений па высотах от 2000 до 3000 м происходит около 1 апреля, в сторону отрицательных значений — около 1 декабря, выше 3000 м — 1 ноября.

Продолжительность залегания снежного покрова в высокогорных районах бассейна р. Зеравшан составляет около семи месяцев, с ноября по май. В зависимости от года эта величина может увеличиваться или уменьшаться на 1 —1,5 месяца.

Отличие в высоте снега на макросклонах различной экспозиции в зимнее время составляет до 0,5—1,0 м, возрастая к весне. Когда же на склонах южной экспозиции снег сходит полностью, на северных склонах его высота может достигать 2,0 м.

По результатам многолетних наблюдений на снеголавинных станциях можно видеть, что по условиям снегонакопления в высокогорных районах преобладает тип зим, характеризующийся довольно высоким снегонакоплением в начальный период (до 100 см в первой половине декабря), постепенным возрастанием высоты снежного покрова в течение всей зимы и достижением максимума (250—280 см), как правило, в марте.

Развитие снежного покрова происходит по типу уплотнения и упрочнения, поскольку его температура в течение зимы сравнительно высока и не опускается ниже — 10°, а на поверхности почвы — ниже -1°, и перекристаллизация снега происходит очень медленно. Этим объясняется значительная устойчивость снега на склонах. Если, например, в условиях Центрального Тянь-Шаня снежный покров, залегающий на слое ежегодно образующейся глубинной изморози, срывается со склонов при высоте 0,8—1,0 м, то в бассейне р. Зеравшан даже трехметровая толща сохраняет устойчивость. Лавинная опасность связана лишь со слабой устойчивостью свежевыпавшего снега на границе со старыми уплотненными горизонтами. Для схода лавин свежевыпавшего снега требуется прирост высоты снежного покрова в среднем 23 см, иногда лишь 12 см, при интенсивности выпадения осадков не менее 0,5, в среднем 1,0 мм/ч. Минимальное количество осадков, при котором уже возможен сход единичных небольших лавин, составляет 10—12 мм. Массовый сход лавин возможен при количестве осадков больше 15— 20 мм. Наиболее лавиноопасным является период менее 1 сут. после выпадения 10—15 мм осадков и менее 3 сут после выпадения более 15—20 мм. Лавины

свежевыпавшего снега представляют в бассейне р. Зеравшан основную опасность и составляют до 85% общего числа лавин. Их объем достигает сотен тысяч кубометров.

Лавины свежевыпавшего снега обычно сходят в период с ноября по март; самым лавинным месяцем является март, затем январь и февраль. Число дней в году с лавинами свежевыпавшего снега колеблется от 4—8 до 44 дней в многоснежные годы. Максимальное значение числа дней с лавинами свежевыпавшего снега в пределах года совпадает, как правило, не с пиком высоты снежной толщи, а с периодом наибольшего числа дней с интенсивными осадками.

Большую опасность представляют и мокрые лавины в период весеннего снеготаяния. В отдельные теплые годы количество и объем мокрых лавин могут составлять до 70% от общих величин, а объем крупнейших — более 1 млн.м^3. Инфляционные лавины отмечаются даже в феврале при температуре воздуха выше — 10°, но в это время они сравнительно малы: обычно по склону сползает тонкий пласт снега объемом до нескольких десятков кубометров.

Лавины сублимационной перекристаллизации почти не наблюдаются. Редки и метелевые лавины, отмечаемые в основном в пригребневых зонах гор.

Среднее многолетнее распределение числа дней с лавинами в течение зимы в бассейне р. Зеравшан показано в табл. 40; в скобках приведены крайние величины.

Карты лавинной опасности Памиро-Алая (см. рис. 59—61) составлены В. М. Сезиным, Л. А. Канаевым и В. И. Акуловым по той же методике, что разработана для Западного Тянь-Шаня и описана в разд. 5.7.

Главной региональной особенностью лавинной опасности Памиро-Алая являются гигантские размеры лавинных очагов, особенно высоты лавиносборов над дном долин. Весенние, а иногда и зимние лавины обрушиваются на бесснежные

Таблица 40

Распределение числа дней с лавинами в бассейне р. Зеравшан

Типы лавин	Месяцы								Год
	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
Лавины свежевыпавшего снега	0,4 (0-4)	0,9 (0-5)	3,5 (0-14)	3,5 (0-11)	2,5 (0-6)	3,9 (0-9)	1,6 (0-7)	0 0	16,3 (4-44)
Лавины снеготаяния	0	0,1 (0-1)	0,4 (0-3)	0,3 (0-2)	0,2 (0-2)	1,7 (0-4)	5,3 (0 -14)	0,5 (0-3)	8,5 (2-17)

возделываемые поля. Вследствие большой крутизны нижних участков склонов на Западном Памире лавинные пути часто нечетки; лавины, сформированные в хорошо очерченных лавиносборах, распластываются на подножия склонов подобно осовам. Поэтому лавинные конусы в долинах рек Бартанг, Язгулем и других местами сливаются в сплошные полосы длиной в километры.

В узких долинах крупные лавинные конусы способны создавать высокие снежные запруды рек, вызывающие поднятие уровня воды на много метров (например, па р. Ягноб на 15 м) и последующий паводок прорывного характера, хозяйственный

ущерб от которого может превышать наносимый самими лавинами. Активно перемещая обломочный материал и увлажняя грунт (суммарные объемы соприкасающихся лавинных снежников могут достигать многих миллионов кубометров), лавины взаимодействуют с другими склоновыми процессами, тем самым увеличивая их опасность для населения и хозяйства. Как и в других горах с относительно теплым климатом (Карпаты, Закавказье), случаи массового схода лавин на Памиро-Алае приносят резкую активизацию также оползней, наводнений и других; стихийные бедствия принимают комплексный характер.
Прорывы лавинных запруд создают сели и селеподобные водоснежные потоки. В природных условиях Памиро-Алая вероятны также лавиноподобные водоснежные потоки. Однако прямые сведения о них ограничены публикацией Ю. С. Ускова (1986), описавшего срывы промоченного снега на поверхности ледников хр. Академии наук. Ю. С. Усков относит к особой категории лавин также ледниковые обвалы, весьма частые (многократные за сутки) на леднике Фортамбек и др. Действительно, по повторяемости таких обвалов Памирский узел оледенения удерживает, возможно, первое место среди других на территории СССР. Однако, как мы попытались показать в разд. 2.2, ледниковые обвалы слишком отличаются по физике явления от снежных лавин, поэтому их целесообразно рассматривать как особое явление.

5.9. АЛТАЙ И САЯНЫ

Алтай с примыкающим к нему Кузнецким Алатау и Саяны (рис. 62—64) — районы древнего скотоводческого и сравнительно недавнего промышленного освоения.

Скотоводство монгольского типа развивалось на малоснежных предгорных равнинах и во внутригорных котловинах и мало зависело от природных опасностей гор. Современные рудники расположены в основном в низкогорьях, где лавинная активность низка. Пожалуй, наиболее подвержены лавинной опасности дороги — железные Новокузнецк—Абакан через Кузнецкий Алатау, Минусинск—Тайшет через Восточный Саян и автомобильные Горно-Алтайск — Ташанта по долине р. Катунь, Минусинск—Кызыл и Абаза — Кызыл-Мажалык через Западный Саян и др. Лишь две последние пересекают небольшие по протяженности участки с высокой степенью лавинной активности. Ущерб от лавин известен на железной дороге Новокузнецк — Абакан, где с помощью сотрудников Новосибирского института железнодорожного транспорта организована противолавинная инженерная защита и работает ведомственная снеголавинная станция. На остальной территории Алтая и Саян лавиноиндикационные характеристики климата и самих лавин получают метеорологические и снеголавинные станции Госкомгидромета СССР. Специальные исследования экспедиционного характера выполняются на Алтае географами Томского университета в развитие гляциологической программы, начатой М. В. Троновым. Наиболее крупные обобщающие работы по снеголавинной проблематике в последние годы опубликованы В. С. Ревякиным (1981) и В. С. Ревякиным и В. И. Кравцовой (1977).

В целом же применительно к задачам обзорного лавинного картографирования территория Алтая и Саян освещена фактическими данными очень неравномерно. Наиболее изучен Западный Алтай. Здесь гляциологами ведутся систематические Наблюдения за лавинами, снегомерные маршруты сочетаются с аэровизуальными и наземными наблюдениями. Выполнено сплошное дешифрирование сети лавинных очагов в масштабе 1:100000, составлена серия карт различных характеристик лавинной деятельности. Центральная и северная части Горного Алтая охвачены наблюдениями достаточно полно. Составлены карты лавинной опасности масштаба 1: 1 500 000 и серия карт различных характеристик лавинной деятельности (густота сети лавинных очагов,

мощность лавин, период схода лавин и факторы лавинообразования) для Атласа Алтайского края. Гораздо слабее изучены Саяны, где пока нет прямых наблюдений за лавинами. На этот горный район в конце 60-х голов создана карта масштаба 1:2500000 (Лавиноопасные районы..., 1970), которая позже была откорректирована по материалам аэровизуальных и полевых наблюдений за снежным покровом и лавинами. По Восточному Саяну, где изображение контуров на карте лавиноопасных районов СССР отличалось меньшей детальностью, был проведен дополнительный просмотр обзорно топографических карт и космических снимков с целью более детальной оценки рельефа как условия лавинообразования. Именно на примере Алтая и Саян в 1968—1969 гг. была разработана методика обзорного картографирования лавин, примененная при составлении карты лавиноопасных районов СССР 1971 г. и основанная на оценке условий лавинообразования — рельефа и смежности — и получении по материалам этой оценки ряда характеристик лавинной деятельности; позже она послужила основой методики составления лавинных карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Переходим к очерку рельефа Алтая и Саян. В геоморфологическом отношении они относятся к категории возрожденных гор на месте новейших сводовых поднятий, осложненных разломами. На водоразделах сохранились участки древних выровненных поверхностей (на Алтае выше 2000 м, в Саянах выше 1200 м), над которыми возвышаются отдельные массивы. Сложены горы преимущественно метаморфизованными породами; на плоскогорьях Восточного Саяна местами сохранились базальтовые покровы и древние вулканические конусы. Водноэрозионное расчленение весьма глубокое и частое на Алтае, менее резкое и глубокое на других хребтах, особенно на Восточном Саяне.

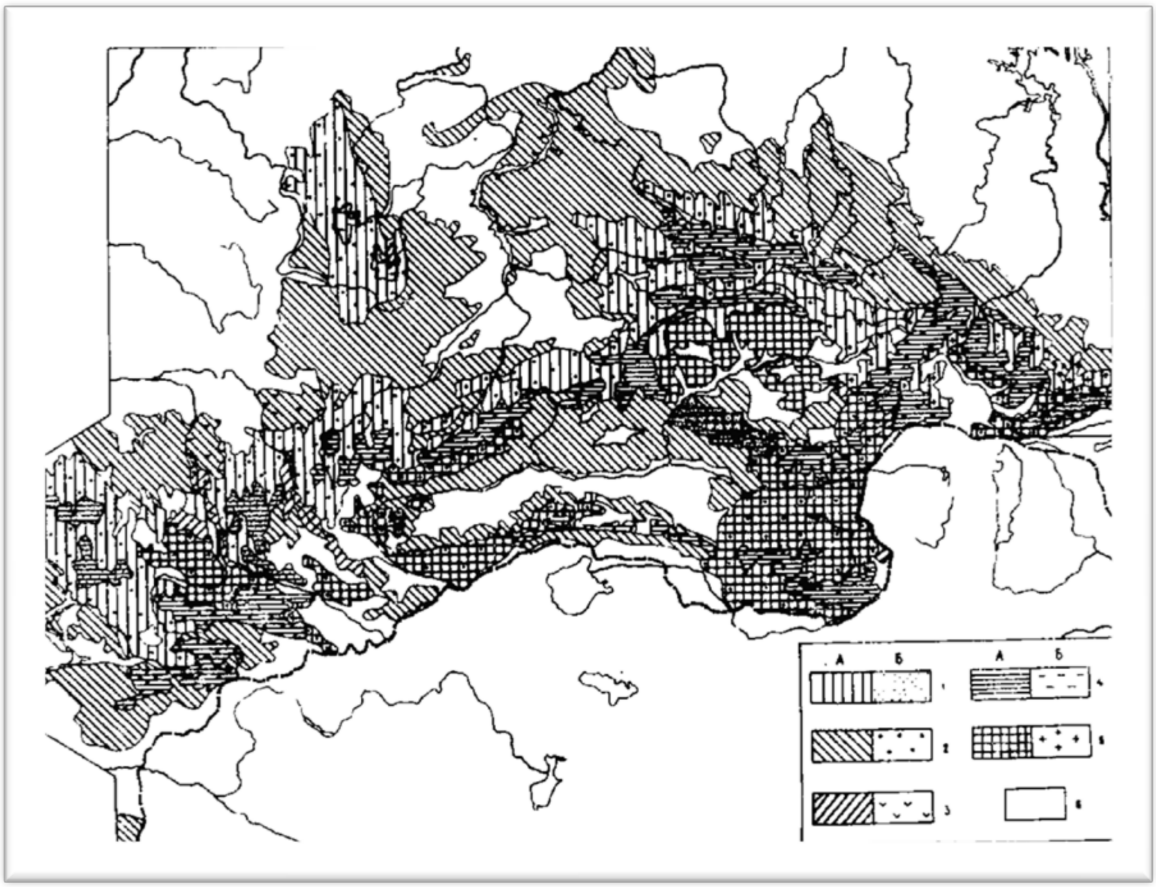


Рис. 62. Алтай, Саяны. Основные факторы лавинообразования. Условные обозначения см. рис. 50

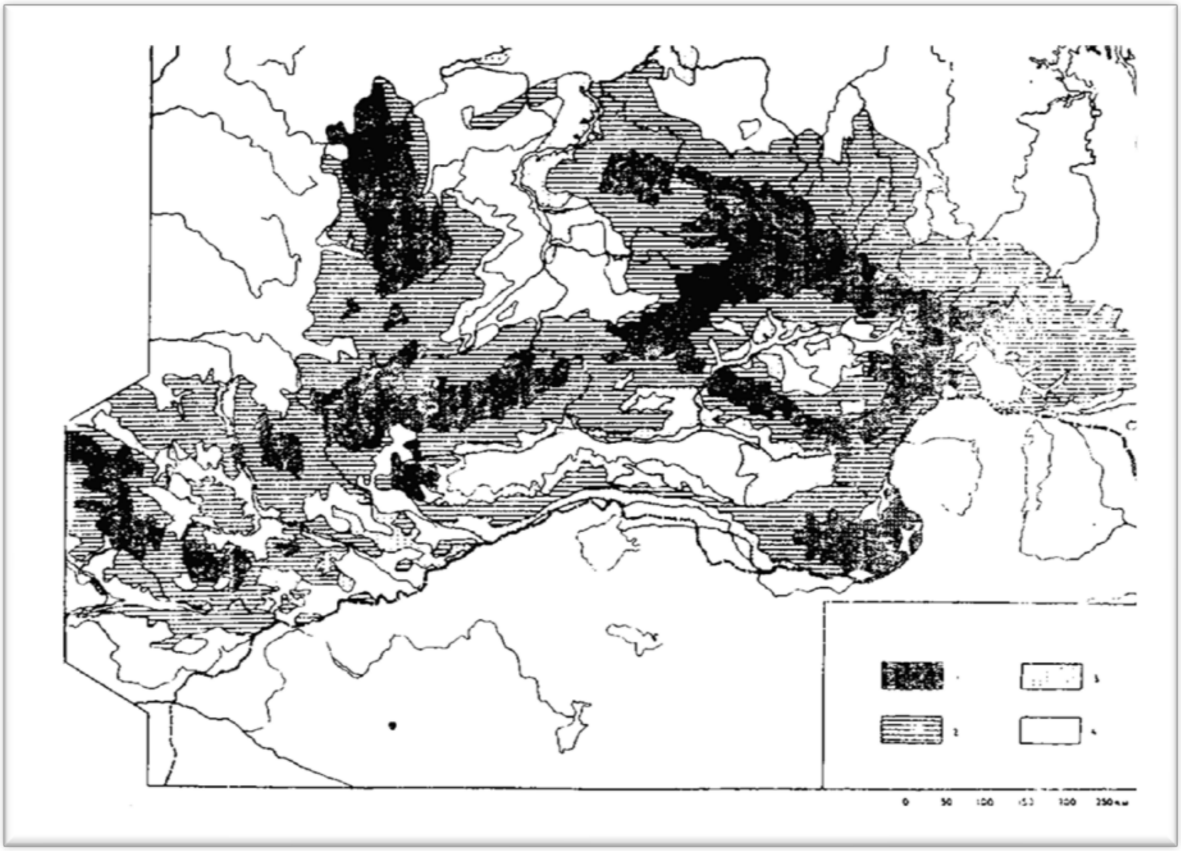


Рис. 63. Алтай, Саяны. Повторяемость лавин Условные обозначения см. рис. 51

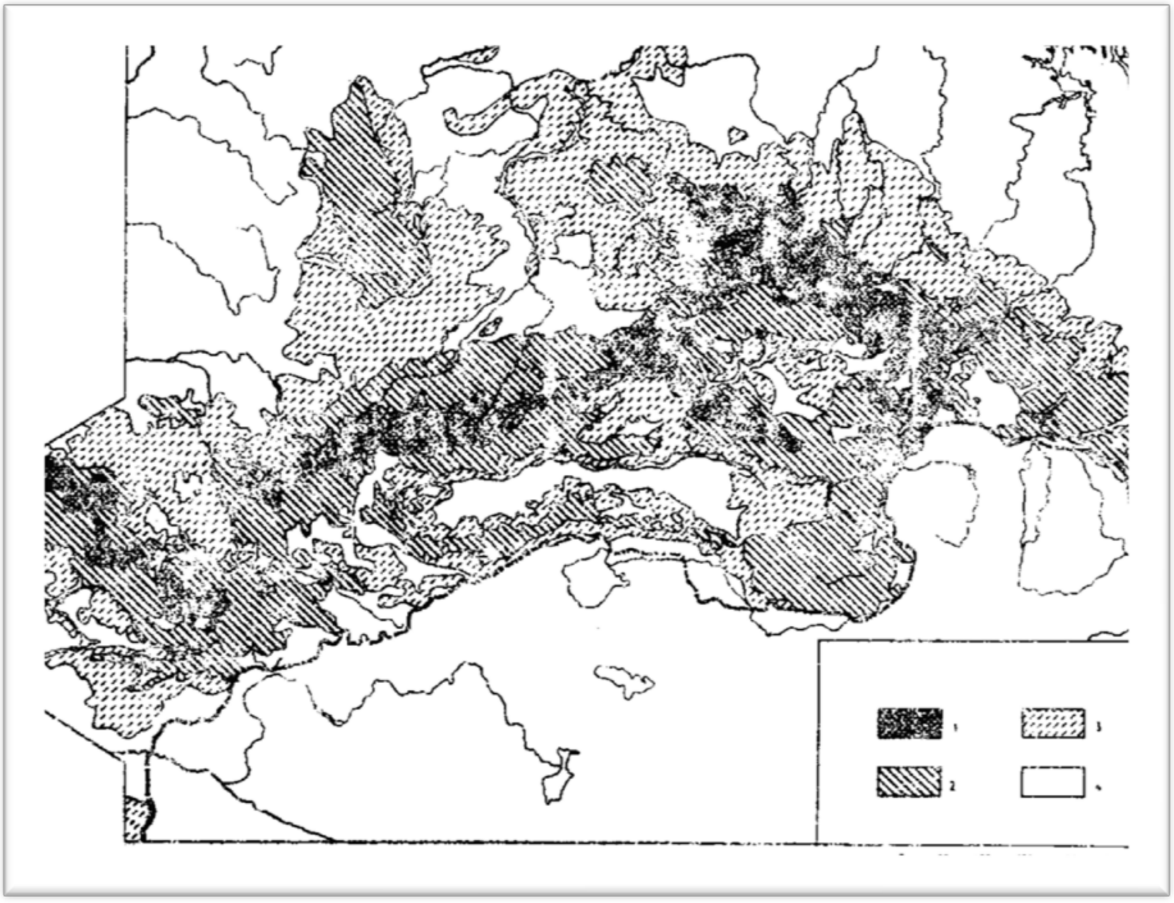


Рис. 64. Алтай, Саяны. Объемы лавин. Условные обозначения см. рис. 52

В верхнем поясе преобладает рельеф ледникового облика, выработанный полупокровными и горно-долинными оледенениями. Характерные диапазоны высот хребтов па Алтае 2000—3000 м (максимум 4506 м, г.Белуха), в Кузнецком Алатау 1000—1500 (2178 м), на Западном Саяне 1500—2000 (3121 м), на Восточном Саяне также 1500—2000 м (3044 м). Расположенные к югу от Саян Тоджинская и Тувинская котловины имеют отметки днищ 600—1500 м. Они разделены хр. Академика Обручева с характерной высотой 2000 м и максимальной 2708 м, а Тувинская котловина отделена от плато Монголии хребтами Западный и Восточный Танну-Ола и нагорьем Саигилен высотой 2000—2500м (3276 м). Хребты, обрамляющие эти котловины, возвышаются над их днищами на 1000—1500 м и имеют пологие склоны. Они, как и обе котловины, лишены лесной растительности и заняты горными степями, лугами и тундрой. Западные и северные склоны Алтая и Саян и все склоны Кузнецкого Алатау залесены до высот около 1700—1800 м на севере Алтая, 2000—2200 м в центральной его части, 1000—1200 м на севере Кузнецкого Алатау и 1400—1500 м на юге, 1600 м на Западном Саяне, 1900—2100 м на Восточном Саяне. Таким образом, водоразделы чаще всего подняты над лесным поясом на Алтае до 1 —1,5 км, в других массивах — лишь на немногие сотни метров. На хребтах Алтая выше лесного пояса распространены луга, над которыми — горная тундра. В Кузнецком Алатау над лесным развит пояс кедрового стланика и лишь небольшие участки заняты тундрой. На Саянах плоские поверхности водоразделов заняты преимущественно горной тундрой.

Хребты западной и северной частей Алтая достигают высоты 1500—2000 м, среднегорный облик характеризуется округлыми формами вершин и дробным эрозионным расчленением. К центру Алтая их высота увеличивается, па водоразделах сохраняются фрагменты выровненных поверхностей. Почти все эти территории залесены. В центральных районах среднегорный рельеф сменяется крутосклонными хребтами с ледниковым расчленением, чередующимися с глубоко прорезанными плато. Ледниково-денудационные формы рельефа встречаются па высоте более 2000 м. Па боковых хребтах Иолго, Сумультинском, Тигирецком, Холзун и других развита густая сеть сравнительно мелких каров, на Шапшальском хребте, Катунских и Чуйских Белках — крупные кары и троговые долины. Плоскогорья Центрального Алтая (Укок и Чулышманское) глубоко прорезаны узкими, часто каньонообразными долинами рек Башкаус, Чульча, Чулышман. Другие долины (Чуйская, Курайская, Уймонская и др.) имеют облик грабенов с широким плоским дном. Таким образом, с точки зрения лавипообразовапия рельеф Алтая весьма пестр; островерхие хребты с густой сетью лавинных очагов чередуются с безопасными участками плато, крутосклонные узкие долины вверх по течению рек переходят в пологосклонные и широкие и т. д. Лавиносборами помимо каров и цирков, в основном служат денудационные воронки различной формы — от пологих (15—25°) и мягкоочерченных в среднегорье до крупных, скалистых, сравнительно узких на склонах каньонов и высокогорных хребтов. Относительная высота скло¬нов находится в диапазоне 500—1000 м.

Кузнецкий Алатау представляет собой кряж с округлыми очертаниями вершин хребтов, расчлененный густой сетью долин. Горно-ледниковые формы рельефа развиты лишь в самой высокой (выше 1500 м) гольцовой его части, на северных и восточных склонах. Это небольшие кары, наличие которых не нарушает общего среднегорного обмена массива. Распределение действительных и потенциальных лавинных очагов, преимущественно хорошо выработанных денудационных воронок с углами наклона 20—35°, здесь существенно более закономерное, чем на Алтае.

Западный Саян — глубокорасчлененный массив с округлыми формами вершин — гольцов, а в центральной части выше 2000 м — с иззубренными хребтами с горно-ледниковым рельефом. Речные долины часто представляют собой крутосклонные ущелья, врезанные на глубину до 1500 м. Восточный Саян имеет облик высокого нагорья с обширными выровненными водораздельными пространствами, увенчанными хребтами с горно-ледниковым рельефом. Наибольший по площади участок такого рельефа расположен в хр. Крыжина и Агульских Белках. В районах с таким рельефом все склоны достаточно круты для лавинообразования и наиболее развита сеть лавиносборов тех же типов, что на Алтае. На остальной территории Саян склоны лавиноопасной крутизны встречаются лишь по бортам глубоко врезанных долин.

Хребты Западного Танну-Ола, Сангилеи и Академика Обручева характеризуются резким расчленением и горно-ледниковым типом рельефа, хр. Восточного Танну-Ола — массивным пологовершинным рельефом.

Для оценки и картографирования густоты сети и средних величин площади лавинных очагов па Алтае и в Саянах была специально исследована зависимость этих показателей от типов рельефа по космическим снимкам и топографическим картам ряда ключевых районов. Установленные зависимости густоты сети и средней площади очагов от типа рельефа представлены в табл. 41, 42.

Особенностью лавинных очагов Алтая и Саян, вызванной большой залесенностыо гор, является преобладание очагов лоткового типа. Геоморфологические условия предопределяют крайнюю изменчивость размеров и строения очагов и часто слабое развитие какого-либо элемента очага. Для одного и того же района характерно сочетание нескольких типов лавиносборов, причем в разных высотных зонах преобладают их разные типы.

Таблица 41

Густота сети лавинных очагов (1 шт км дна должны) для различных типов рельефа Алтая, Кузнецкого Алатау и Саян

Густота сети лавинных очагов	Тип рельефа
Более 5	Горно-ледниковый высокогорный рельеф; среднегорья сильно расчлененные с резкими формами рельефа (для районов Западного Алтая с очень высокой снежностью)
От 1 до 5	Среднегорья сильно расчлененные с резкими формами релье¬фа; низкогорья сильно расчлененные с резкими формами рельефа (для районов Западною Алтая с очень высокой снежностью)
Менее 1	Низкогорья сильно расчлененные с резкими формами рельефа; среднегорья средне расчлененные, массивнее с мягкими формами рельефа; среднегорья слабо расчлененные с платообразными водораздельными поверхностями; низкогорья средне- и слабо расчлененные с мягкими формами рельефа

Так, в бассейне р. Чуя хорошо развитые лотковые очаги наблюдаются в высокогорной ледниковой и в верхней части среднегорной зоны. Лавиносборы таких очагов представляют собой небольшие разрушенные кары, эрозионно-денудационные воронки или тектонические врезы. Лоток обычно заложен по тектонической трещине и

имеет вид хорошо разработанного эрозионного лога. Вполне развиты каменнообломочные конусы выноса на подножие склона. Многие небольшие лавинные очаги среднегорий в многоснежных районах выглядят как желоба, лишенные расширяющихся лавиносборов, хотя и имеют небольшие конуса выноса. Такие очаги наблюдаются в верховьях рек Чаган, Елангаш в Южно-Чуйском хребте и в долинах рек Апшиякта, Сар-Чульджук в Северо-Чуйском хребте.

На участках с сильнорасчлененным среднегорным рельефом в малоснежных районах развиты преимущественно средних размеров очаги с хорошо выраженными лавиносборами, но лишенные минерального конуса выноса. Лавинные прочесы в лесах под этими очагами заканчиваются внезапно или исчезают незаметно, не доходя до подножия склонов. Такие очаги можно наблюдать в северных отрогах Северо-Чуйского хребта, на склонах долины р. Чуя между Чибитом и Ярбалыком. Для этих же районов на склонах речных долин, расчленяющих среднегорья, характерны средние и малые по размерам крутые лавинные очаги с хорошо выраженными лотками, но слабо выраженными лавиносборами и конусами выноса.

Таблица 42

Средняя площадь лавинных очагов для различьых типов рельефа Алтая, Кузнецкого Алатау и Саян

Площадь лавинных очагов, км^2	**Типы рельефа**
0,8	Ледниковое высокогорье Центрального Алтая и Восточного Саяна с крупными цирками и карами; среднегорье сильно расчлененное в районах Западного Алтая
0,7	Ледниковое высокогорье Западного Саяна со средними и мелкими карами; среднегорье, сильно расчлененное Центрального Алтая и западных, отрогов Восточного Саяна
0,6	Ледниковое высокогорье отрогов Закатного Саяна; среднегорье, сильно расчлененное восточных отр гоз Восточного Саяна; среднегорье средне расчлененное
0,5	Ледниковое высокогорье Восточного Алтая с мелкими карами среднегорье, сильно расчлененное восточных склонов Восточного Саяна; среднегорье, средне расчлененное восточных отрогов Восточного Саяна; низкогорье средне- и слабо расчлененное
0,4	Ледниковое высокогорье хребтов Шапшальского и Танну-Ола; среднегорье сильно расчлененное северных склонов Западного Саяна
0,3	Среднегорье сильно расчлененное восточных склонов Восточного Саяна и Северного Алтая; среднегорье средне расчлененное восточных склонов Восточного Саяна
0,2	Среднегорье средне и слабо расчлененное восточных отрогов Восточного Саяна и хр. Сангилен; низкогорье сильно расчлененное Северного и Западного Алтая, Кузнецкого Алатау
0,1	Среднегорье, слабо расчлененное хр. Танну-Ола, низкогорье средне- и слабо расчлененное отрогов Восточного Саяна и Кузнецкого Алатау

Разнообразие типов рельефа вместе с неравномерностью распределения осадков по территории приводит к резким контрастам и в густоте сети лавинных очагов. Этот показатель варьирует на территории Алтае-Саянской горной области очень сильно, причем для разных морфологических типов очагов характерна различная его величина.
В ледниковых расчлененных высокогорьях и гольцовых среднегорьях характерна наибольшая густота сети лотковых очагов, до 10 лавин на 1 км, тогда как сеть лотковых очагов в расчлененных среднегорьях в малоснежных районах наиболее разрежена. На участке долин р. Катуни между Манжероком и Маймой, по долине р. Семы от Семинского перевала до Барлака на 1 км долины приходится менее одного очага. По долинам рек Мульты, Курагана, Кочурлы в их нижних и средних течениях густота сети лавинных очагов достигает 6 шт./км, а по долине р. Актру па границе средней и высокогорной зон число очагов возрастает до 10 на 1 км долины, причем на склонах долины р. Чарыш выше с. Коргон на двухкилометровом участке зафиксировано 28 лавинных очагов.

Для значительных территорий внутренних и среднегорных районов Алтае-Саянской горной области характер рельефа и растительности допускает существование лишь единичных лавинных очагов на отдельных наиболее крутых участках склонов. В целом на данной территории немного участков со средней густотой сети лавинных очагов: они либо образуют густую сеть, либо единичны и сплошной сети не образуют. Большая густота сети лавинных очагов (5—10 шт/км) наблюдается в перехватывающих влагу и сильно расчлененных среднегорных районах Западного Алтая, высокогорных хребтах Центрального Алтая (Катунском, Северо- и Южно-Чуйском), гольцовых хребтах Иолго, Сумультинском и в окрестностях Телецкого озера на Восточном Алтае. Такая же густота лавинной сети характерна для наветренных северо-западных и западных склонов хребтов Абаканского и Саянского на Западном и Крыжипа и Удинского на Восточном Саяне. Хребты, имеющие массивный среднерасчлененный среднегорный рельеф, обычно характеризуются густотой лавинной сети от 1 до 5 шт/км. К ним относятся большая часть Западного Саяна, хребты Танну-Ола, нагорье Сингилен, а также низкогорные районы Западного Алтая. Обширны территории и с малой густотой лавинной сети (менее 1 шт/км), практически с отдельными, небольшими лавиноопасными участками среди нелавиноопасных. К. ним относятся районы Северного Алтая, Кузнецкого Алатау, низкогорного обрамления Восточного Саяна и восточных склонов Тувинской котловины. Таким образом, большая густота сети лавин отмечается в верхней зоне высочайших хребтов и в западных районах, а преобладающие среднегорные и низкогорные массивы имеют среднюю и малую густоту сети лавин.

Климатические условия лавинообразования на Алтае и в Саянах определены тем, что в зимнее время эти горные массивы оказываются на северном краю Азиатского максимума атмосферного давления, развивающегося над Монголией. В такой обстановке циклоническая активность существенно ослабевает. В высокогорья Алтая воздушные массы поступают с запада, к Саянам же приходит в основном арктический воздух. В предгорных и межгорных котловинах часто устанавливаются температурные инверсии. Зима сурова, продолжительна и в 3—5 раз беднее осадками, чем лето. На Кузнецком Алатау средняя температура января -6-18°, в горах Алтая -16-24, Саян -18-22°, тогда как в Туве и в Минусинской котловине на 5—10° холоднее. Среднемесячная температура воздуха выше 0° в горах отмечается в июне—августе, продолжительность безморозного периода 90—60 дней и менее. Континентальность климата растет с запада па восток, но особенно от западных и северных склонов горных массивов па юго-восток, в сторону Монголии—царства зимнего антициклона.

Годовые суммы осадков наиболее велики на Западном Алтае, где в поясе выше 1500—2000 м над уровнем моря выпадает до 1800—2000 мм, из них более 25% в зимнее время.

Максимальное количество осадков отмечается в Катунском хребте: в районе массива Белухи 2000—2500 мм, на хребте Ивановского 1600—2000 мм. Количество твердых осадков и их доля в годовой сумме изменяются с увеличением абсолютной высоты в верхнем поясе гор Западного Алтая от 250 до 1200 мм, что составляет от 25 до 50% их годовой суммы. В Северном и Северо-Восточном Алтае соответственно от 200 до 800 мм (20— 40%), в Центральном Алтае — от 150 до 1800 мм (10—100%). На западном склоне Кузнецкого Алатау выпадает 600—800 мм осадков, а в наиболее высоких участках — до 1500 мм, в том числе 30—35% зимой. На северных склонах Западного Саяна и на западных Восточного Саяна до 800 мм осадков в поясе ниже 2000 м над уровнем моря и 1000—1200 мм выше, вплоть до 1800 мм в истоках Большого Енисея; из них 25—30% приходятся па зимнее время. На склонах гор, обращенных к востоку и югу, годовое количество осадков в 2—4 раза меньше: до 500 мм па Восточном Алтае и Кузнецком Алатау, 400—450 мм на Окинском плоскогорье в Восточном Саяне. Особенно мало осадков в Тувинской и Тоджинской котловинах, климат которых относится уже к монгольскому типу. На окружающих горных склонах годовая сумма осадков до 200—400 мм, на дне котловин 100—300 мм, причем за зиму местами лишь 10—20 мм, меньше, чем в пустынях Средней Азии.

Снеговая линия на ледниках Алтая лежит на высотах около 2300 м на западном и северном склонах, 3300—3400 м на юго-восточных склонах; в Саянах — от 2000—2300 м на западе до 2400—2500 м на востоке. «Уровень 365» расположен приблизительно на 500 м выше, т. е. на отметках 3200—3900 м.

В горах Алтая и Кузнецкого Алатау при господстве зимнего антициклона основное количество твердых осадков выпадает в переходные сезоны за счет обострения циклонической деятельности, обусловливая интенсивное снегонакопление уже в октябре—декабре. Начало образования устойчивого снежного покрова в высокогорье Алтая отмечается со второй половины сентября, а через месяц-полтора и в долинах. Максимум снегонакопления в среднегорье отмечается в феврале—марте, а в высокогорье в апреле — конце мая. В среднегорьях продолжительность залегания снежного покрова около 150 дней — с ноября по апрель. Высота снежного покрова в горах Алтая и Кузнецкого Алатау повсюду превышает 70—100 см, наибольшая снежность отмечается в западной и северной частях Горного Алтая. В хребтах Абаканском, Ивановском и Иолго максимальная толщина снежного покрова превышает 2,5—3,0 м, а в хребтах Холзунском, Ивановском, Тигорецком — 5—8 м. «Полюсом снежности» Горного Алтая называют Тургусунский узел — стык Убинского, Ивановского, Ульбинского и Холзунского хребтов, где на участках ветровой аккумуляции снега толщина его достигает 10—15 м. Это участки наиболее интенсивного развития метелевых процессов и лавинной деятельности.

На Алтае ежегодно отмечается в среднем 25—35 обильных снегопадов, дающих основную часть прироста высоты снега. Они приносятся ветрами с запада и юго-запада. На распределение снега заметно влияют горно-долинные ветры, особенно сухие фены (на Катунском хребте 80—100, а в долине Телецкого озера более 100 дней в году с пиком повторяемости в январе—апреле). Они не столько переносят, сколько испаряют снег. Метели в горах Алтая редки, менее 20 дней в году. Ветровое перераспределение снега характерно лишь для северных склонов и для высокогорья.

В Саянах устойчивый снежный покров держится в общем с конца сентября до второй половины июня, причем заморозки и снегопады в наиболее высокой части гор возможны в любой месяц года. На северо-западных склонах Западного Саяна и в Кизир-Казырском узле высота снега достигает 150—200 см, в Восточном Саяне — до 100 см. Число дней со снежным покровом в Западном Саяне до 220 дней, в Восточном — до 250 дней. Зимой господствует безветренная погода, но при прохождении циклонов

наблюдаются метели — чаще весной и осенью и на западных и северных макросклонах. В Минусинской, Тувинской и Тоджинской котловинах и на внутренних плоскогорьях снежный покров тонок, в среднем менее 30 см, и залегает неравномерно по причине не столько метелевого перераспределения (зимы в котловинах почти безветренны), сколько испарения в ясные солнечные дни.

Продолжительность лавиноопасного периода на Алтае и Саянах с присущими их климату снегопадами в самом начале зимы близка к продолжительности залегания снежного покрова. В низкогорных районах Алтая она составляет 130—150 дней, в высокогорных — до 260, а в ледниковом поясе — 300 дней (с сентября по июнь) и более.

На Алтае интенсивное снегонакопление создает возможность схода лавин из свежевыпавшего снега уже в октябре—декабре, когда отмечается первый, небольшой пик лавинной активности, особенно в условиях энергичного метелевого перераспределения снега в верхнем поясе гор. Самым метелевым месяцем является декабрь, более спокойным — январь. В Саянах осенне-раннезимний пик лавинной опасности выражен еще слабее, поскольку меньше снегопадов. Главный пик лавинной активности в Алтае и Саянах приходится на период весеннего увеличения осадков и температуры воздуха (март—май), когда сходят лавины всех возможных типов — от перекристаллизационных до обусловленных снеготаянием. В январе—феврале число лавин минимально; почти все они связаны с выпадением небольших осадков на снежный покров, подготовленный к сходу перекристаллизацией. В целом среди факторов лавинообразования явно преобладают снегопады. Критическая интенсивность осадков на Алтае и Саянах 10 мм/сут, а при наличии в снежной толще горизонтов, ослабленных перекристаллизацией,— 5 мм/сут. Особо обильные снегопады на западе Алтая достигают такой интенсивности до 4—8 раз за зиму. Далее по значению стоят перекристаллизация снега, весеннее снеготаяние, метели. Зимние оттепели имеют некоторое значение как фактор лавинообразования лишь в низкогорьях Западного Алтая.

Роль названных факторов различается в зависимости от высоты и снежности хребтов. В низкогорьях наиболее характерны лавины весеннего снеготаяния с максимумом повторяемости в конце марта—апреле. Их сход часто носит массовый характер. Интенсивные снегопады выделяются в качестве основного фактора в хребтах, перехватывающих влагу западного переноса,— на Западном Алтае, Кузнецком Алатау, наветренных склонах Западного и Восточного Саян. Число дней с осадками 10 мм/сут, определяющее число дней с лавинами в осенний период, изменяется по территории в широких пределах. Всю территорию Горного Алтая интенсивные снегопады охватывают крайне редко, чаще они проходят либо в западной, либо в восточной его части. Та же картина и в Саянах.

Процессы сублимационной перекристаллизации широко развиты во внутренних районах, в горном обрамлении Тоджинской, Тувинской котловин и др. Здесь они приводят к возникновению лавин из резко стратифицированного снега чаще, чем в других районах. Метелевое снегонакопление ограничено участками хребтов выше границы леса. Оттепели как основной фактор лавинообразования выступают в крупных направленных на север долинах Алтая (Катуни, Чулышмана), для которых характерны феновые ветры.

Основные черты лавинного режима могут быть проиллюстрированы на примере участка детальных наблюдений в долине р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай). Характерной особенностью бассейна р. Актру является высотная поясность лавинообразования и ландшафтных следов лавин. Здесь выделяются три пояса.

1. Высотный пояс 2900—3300 м с очень густой сетью линейно вытянутых очагов па стенках каров. Эти участки с наибольшей степенью лавинной активности. Лавины разнообразны и сходят ежегодно, несколько раз за зиму, иногда летом. В течение всего

лета здесь сохраняются лавинные снежники, а также имеются ледники лавинного питания.

2. Высотный пояс 2100—2900 м. Участки со значительной степенью лавинной активности. Сеть лавинных очагов разрежена; они представлены в основном денудационными воронками. Можно наблюдать, как несколько лавинных очагов верхнего скалистого пояса сливаются в один, русло которого продолжается в более низкой высотной зоне. Крупные лавины сходят с интервалом в 2—3 года в основном при снегопадах и снеготаянии. Здесь четко выражены следы схода лавин: лавинные снежники, участки избыточного увлажнения на днищах лавинных логов, иногда задернованных, выположенные расширения в форме конусов выноса.

3. Пояс ниже 2100 м с малой степенью лавинной активности. Лавины небольших объемов сходят после сильных снегопадов в многоснежные годы. Здесь следы воздействия лавин на растительность плохо выражены.

Подобную картину поясности в лавинообразовании можно наблюдать и в других долинах.

Ход лавинообразования и генетические особенности лавин в бассейне р. Актру представляются следующими. При первых осенних снегопадах прирост снега в высокогорье может достигать 30 см/сут. и уже через 4—6 ч начинается разгрузка склонов от снега. Снежный покров, оставшийся на склонах после схода лавин, быстро уплотняется и для последующих снегопадов служит плоскостью схода новых лавин. Среди лавин сухого снега характерны лавины свежевыпавшего снега (около 70%) с максимумом схода в декабре, а также лавины метелевого генезиса (около 10%). Образуя снежные карнизы, метелевый снег чаще сходит в январе—марте. В целом на стационаре Актру выявляются следующие периоды лавинообразования. С декабря по начало января наблюдаются лавины в основном при снегопадах и метелевом перераспределении снега. Период массового схода лавин приходится обычно на март, когда возобновляются интенсивные снегопады и метели. Радиационные лавины возникают ближе к весне, когда начинается интенсивный прогрев снежной толщи солнечными лучами. Для их схода необходимо выполнение трех условий. Толщина снега должна быть не больше возможной глубины проникновения солнечной радиации (30—35 см), чтобы прогревалась и подстилающая поверхность. Такие лавины образуются в основном на склонах южной экспозиции, так как они получают достаточно солнечного тепла. Третье условие: сравнительно высокие значения температуры воздуха, обеспечивающие дополнительный прогрев и таяние. Период схода мокрых лавин зависит от погодных условий и чаще приходится на апрель. Особенно благоприятные условия для схода мокрых лавин создаются на гладких травянистых склонах. При массовом сходе лавин иногда все подножие склонов на протяжении нескольких километров покрывается сплошным шлейфом лавинных снежников-конусов.

В весеннее время в верхних зонах хребтов бассейна р. Актру продолжаются снегопады, бывает снег с дождем, а это вызывает сход лавин из свежевыпавшего мокрого снега. Такие лавины наблюдаются на склонах над ледниками в течение всего года.

Карта факторов лавинообразования Алтая и Саян, как и прочие, составлена с учетом изложенного по стандартной методике с использованием ранее созданной карты оценки снежности как фактора лавинообразования на Алтае, а также дополнительно составленной аналогичной карте Саян. На этих картах показаны высота снежного покрова, возможная повторяемость и объемы лавин по данным метеонаблюдений, маршрутных снегосъемок и специальных исследований на ключевых участках (Ревякин, Кравцова, 1977).

Повторяемость лавин, как и другие показатели лавинной активности, на Алтае и Саянах сильно изменяется от места к месту и от года к году. Многократный в течение года сход лавин наблюдается в ледниковой зоне хребтов Западного и Центрального Алтая — Коргон, Катунского, Иолго, в осевой части Западного и Восточного Саян, хр. Академика Обручева, нагорья Сангилен и в горах Кузнецкого Алатау, где обычны обильные многократные снегопады. На соответствующей карте (см. рис. 63) участки ежегодного схода лавип показаны в соответствии с критериями стандартной методики в большинстве среднегорных и низкогорных районов Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саян, а к районам с неежегодной повторяемостью лавин отнесены лишь внутренние низкогорные районы Центрального Алтая, Тувинской котловины и предгорные зоны Западного Алтая и Восточного Саяна. Однако такое распределение представляется не вполне верным, очевидно, в связи с тем, что принятые критерии выделения повторяемости на высоте снежного покрова недостаточно хорошо отражают ситуацию сильно залесенных районов. Территории с ежегодной повторяемостью лавин оказались на этой карте, па наш взгляд, преувеличенными по площади, а с неежегодной — преуменьшенными. Необходимо также подчеркнуть, что колебания высоты снежного покрова на Алтае и Саянах в различные годы приводят то к перерывам, то к вспышкам лавинной деятельности.

Объемы сошедших лавин в разных районах Алтая и Саян изменяются в значительных пределах, от нескольких кубометров до 1,5 млн.м^3. В низкогорье редки случаи схода лавин объемом более 10 000 м^3. С ростом абсолютных высот наблюдается увеличение их объема. В альпийских и субальпийских ландшафтных поясах в многоснежные зимы возможны лавины объемом 150—500 тыс. м^3. В Западном Алтае известны случаи схода снежных осовов до 1 млн. м^3 на автодорогу Усть-Каменогорск—Зыряновск. В низкогорье Западного Алтая преобладают лавины объемом до 500 м^3, они составляют 73% их общего числа; 12% лавин достигают 1000 м^3, 10%—2000, 5%—3000 м^3. Наблюдения на Катунском хребте в зимы 1971—1973 гг. показали, что объемы сошедших лавин с правого борта долины Мульты в отдельных случаях достигали 150 тыс. м^3, а наиболее крупная лавина из полуразрушенного кара в долине р. Проездной Мульты вынесла 1,3—1,4 млн.м^3 снега.

Карта средних многолетних суммарных объемов лавин из очагов средних размеров Алтая и Саян (см. рис. 64) составлена по стандартной методике с использованием упомянутых выше карт снежности и характеристик лавинных очагов. Они показывают, что в целом большие объемы лавин для Алтая не характерны, так как наиболее многоснежные западные районы имеют дробное расчленение. Лишь верхняя зона хребтов Корган, Катунского, Иолго имеет максимальные суммарные объемы лавин более 100 тыс. м^3. Такие же значения показаны в осевой части хребтов Западного и Восточного Алтая, где они выделены без обоснования фактическими материалами и нуждаются в проверке. Средние объемы характерны для Западного и Центрального Алтая, Кузнецкого Алатау, среднегорной части Западного Саяна, осевой зоны хр. Танну-Ола и нагорья Сангилен. На большую часть территории приходятся малые значения суммарных объемов лавин; это низкогорные районы Западного Алтая, низкогорья и среднегорья Северного Алтая, низкогорное обрамление Восточного Саяна и Тувинской котловины. Карта степени лавинной активности составлена по стандартной методике. Синтезируя условия рельефа, отражаемые в густоте сети лавин и снежности — через повторяемость лавин, она передает несколько более дифференцированную картину по сравнению с картами отдельных показателей лавинообразования. Высшая степень лавинной активности характерна для осевых частей основных хребтов с горно-ледниковым рельефом — хребтов Западного (хр. Коргон), Центрального (Катунский, Северо- и Южио- Чуйский хребты) и Восточного (хр. Иолго, склоны долины г. Чулышман)

Алтая, Западного и Восточного Саян, хр. Академика Обручева, нагорья Сангилен, приводораздельных частей хр. Танну-Ола и Кузнецкого Алатау. Средняя степень лавинной активности охватывает примыкающие к ним среднегорные районы и имеет наибольшее территориальное распространение в Западном Саяне, Кузнецком Алатау и нагорье Сапгилен. Низкая степень лавинной активности характерна для небольших по площади периферийных низкогорных и среднегорных районов Северного и Центрального Алтая, южной части Кузнецкого Алатау, низкогорного обрамления внутренних котловин (Тувинской и Тоджинской) и хр. Восточный Саян.

Характерной чертой лавинного режима Алтая является большое разнообразие зим по снежности и соответственно лавинной активности. Дендрохронологические датировки позволяют утверждать, что в повторяемости крупных лавин имеется квазипериодичность в 3,11 и 50—60 лет, причем в разных районах Алтая вспышки лавинной активности проявляются в разные годы.

Помимо снежных лавин в ледниковом поясе Алтая летом наблюдаются мокрые «фирновые лавины» на поверхности ледников — лавиноподобные водоснежные потоки. Со скальных склонов обрушиваются подтаявшие висячие наледи. Ледяные обвалы часты на ледопадах ледников Актру, Маашей и др.

5.10. БЫРРАНГА

Горы Быррaнга (см. рис. 44—48) принадлежат к числу наименее изученных в СССР, что обусловлено слабой хозяйственной освоенностью полуострова Таймыр. Первые сведения о лавинах гор Быррaнга были собраны В. И. Кравцовой при подготовке монографии «Лавиноопасные районы СССР» (1970), а позже — участниками Гляциологической экспедиции Арктического и Антарктического НИИ Госкомгидромета СССР Л. С. Говорухой и др. Наблюдения этой экспедиции вместе с публикациями общего характера о природе гор Быррaнга и положены в основу данного очерка.

Горы Быррaнга сложены в основном метаморфическими сланцами и представляют собой ряд платообразных массивов и гряд, протягивающихся приблизительно на 500 км при ширине около 150 км. Вследствие тектонического перекоса их южные склоны круче северных. Абсолютные высоты достигают 800—1000 м (г. Ледниковая—1146 м) в восточной и 300—600 м в западной части массива; относительные высоты соответственно 400—600 м и 200—300 м. Вершинные поверхности восточной части представляют собой плато с крутыми склонами, рассеченными карами, цирками, денудационными воронками. Рельеф здесь имеет горно-ледниковый облик. Верховья долин заняты небольшими малоподвижными ледниками; общая площадь оледенения около 30 км^2. Значительная часть ледников относится к типам карово-висячих и висячих, что обусловливает необходимость включения их в состав сети лавинных очагов, так как поверхности этих ледников достаточно круты для образования лавин. Свободные ото льда склоны покрыты каменистыми осыпями. В их углублениях сохраняются снежники-перелетки, а на более пологих участках развиты фирновые поля. Характерный наклон склонов здесь 20—25° и более. Дно долин занято тундровой растительностью.

Рельеф западной части гор Быррaнга — это отдельные хребты и гряды с более пологими склонами (15—20°). Но и здесь их наклон местами достаточен для образования лавин.

Густота расчленения склонов потенциальными лавинными очагами в среднем 1—5 на 1 км в восточной и менее 1 в западной части гор. Большинство лавинных очагов — небольшие денудационные воронки и резче очерченные кулуары.

Длительность холодного периода в горах Быррaнга около 10 месяцев. Средняя температура воздуха в январе -30-34°. Продолжительность залегания снежного покрова (лавиноопасный период) более 270 дней, а в горах до 11 месяцев.

Годовая сумма осадков до 400—500 мм. Из них около 50% выпадает в твердом виде. Максимум осадков приходится на лето, максимум твердых осадков — обычно на сентябрь—ноябрь и июнь. В феврале—апреле осадки минимальны.

Снежный покров устанавливается с началом холодного периода и достигает наибольшей высоты в мае или июне. Фоновое значение максимальной декадной высоты снежного покрова 70—90 см. В горах же многие участки оголяются метелями, тогда как в ветровой тени толщина снежных надувов может превышать 2м. Метели очень характерны для Таймыра. Число дней со скоростью ветра более 15 м/с здесь около 80 (рекордно большое для Восточной Сибири). Средняя скорость ветра зимой около 7 м/с.

При низкой температуре воздуха в снежном покрове должны идти интенсивные процессы сублимационной перекристаллизации. Однако снег в горах Быррaнга сильно упакован метелями, поэтому остается прочным. Эти, а также изложенные выше общие соображения о факторах лавинообразования и материалы экспедиции ДАНИИ позволяют представить следующее.

В начале зимы, в период сравнительно обильных осадков снежный покров хотя и прирастает относительно быстро, но остается слишком тонким для лавинообразования. Лишь в многоснежные зимы в это время возможен сход лавин, связанный с метелями, с обрушениями наметенных снежных карнизов, переходящими в лотковые лавины. В это время вероятны также лавины сложного происхождения (снегопады, метели, перекристаллизация снежной толщи) весной. Пик лавинной активности приходится, видимо, на конец мая—июня. После длительной полярной ночи интенсивность солнечной радиации быстро возрастает; в апреле она уже составляет 9 ккал/см^2 в месяц, причем склоны южной экспозиции получают существенно большее количество солнечной энергии. Начинаются сначала оплавление поверхности снега и образование ледяных корок, представляющих хороший горизонт скольжения для вновь выпадающего снега. Затем все более усиливается таяние, побуждающее сход, как правило, мелких мокрых лавин. В это время также обламываются снежные карнизы, накопившиеся за зиму под резко очерченными бровками платообразных водораздельных поверхностей. Крутые языки висячих ледников становятся областями формирования лавин из перенасыщенного водой снега — лавиноподобных водоснежных потоков. В июне и июле потоки талой воды в ручьях и реках, подпруженных наметенными снежниками, могут обращаться в селеподобные водоснежные потоки (Селеопасные районы..., 1976).

По результатам расчетов, число дней с лавиноопасными ситуациями в горах Быррaнга таково: при снегопадах и (или) метелях — 1—4 за зиму, при весеннем снеготаянии — более 8. Сублимационная перекристаллизация как фактор лавинообразования значительна, но отдельно не учитывается, поскольку обусловленное снижение устойчивости снежного покрова уже принято во внимание тем, что критической интенсивностью осадков для гор Быррaнга мы принимаем равной лишь 5 мм/сут.

Повторяемость лавин в лавиносборах средней активности оказывается здесь менее 1 в год. Объемы лавин, вероятно, лишь изредка превышают 10 тыс. м^3. По густоте лавинных очагов выделяются три участка: 1) в наиболее высокой части гор, на северо-западе в верховьях притоков крупных рек Романова, Ожидания, Клюевка и на востоке в междуречье рек Каменистая и Северная преобладают склоны с густотой расчленения более 5 очагов на 1 км; 2) центральная и восточная части массива в основном относятся к районам с густотой 1—5 очагов на 1 км; 3) северо-западным и юго-восточным окраинам гор характерна малая густота сети лавинных очагов (менее 1 на 1 км). Лишь участки с

наиболее густой сетью лавинных очагов могут быть отнесены к районам со средней степенью лавинной активности. Прочие же характеризуются низкой ее степенью.

5.11. ПУТОРАНА

Плато Путорана (см. рис. 44—48) лежит приблизительно в 500 км южнее гор Быранга. Вблизи его западной окраины расположены города Дудинка, Норильск, Игарка, Туруханск («Новая Мангазея» начала XVII в.). Однако сведения о лавинной активности на плато Путорана почти столь же скудны, что и для Быранги. Они ограничиваются одной публикацией (Лавиноопасные районы..., 1970), обзорной мелкомасштабной картой лавиноопасных районов СССР 1970 г., справочными материалами Госкомгидромета (Кадастр лавин..., 1986), а также отрывочными данными в фондовых отчетах различных экспедиций и устными сообщениями работавших здесь геологов и туристов. Проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ в 1965 и 1979 гг. было проведено полевое обследование лавинной и селевой опасности в районе Норильска и в бассейне оз. Лама в северо-западной части плато. При этом было отмечено большое количество лавинных снежников, конусов выноса и прочесов в лесной зоне, ряд лавиноопасных участков был выделен по косвенным признакам. В Кадастре лавин СССР (1986) приводятся сведения о зарегистрированных весной 1979 г. мокрых лавинах в верхнем течении р. Курейки, в бассейне р. Эндэ, в бассейне р. Северная до системы озерных котловин Агата и Някшингда. Несмотря на малое количество данных о сходе лавин, известны случаи гибели людей в районе пос. Талнах. Вся известная информация относится в основном к северозападным районам плато, фактических сведений о лавинном режиме центральных и восточных районов не имеется. Некоторые условия лавинообразования на плато Путорана описаны в монографиях физико-географического характера, справочных изданиях Госкомгидромета СССР и отдельных статьях Ю. П. Пармузина, В. И. Румянцева и др. Большая часть приводимых в них сведений о геоморфологии, гидрологическом режиме, климатических и ландшафтных особенностях относится к западным районам плато. Центральные, восточные и южные районы почти не обеспечены данными гидрометеорологической сети, их геоморфологическое строение также недостаточно освещено в литературе. Поэтому при составлении лавинных карт и данного очерка авторами использовалась аэрокосмическая информация, на основании которой были получены данные о рельефе водораздельных поверхностей и склонов, типах лавинных очагов, следах действия лавин и динамике границ сезонного снежного покрова.

Плато Путорана располагается в наиболее возвышенной северо-западной части Средне-Сибирского плоскогорья. Его абсолютные высоты достигают 1200—1500 м, а высшая точка имеет отметку 1701 м. Наибольшая глубина вреза долин до 1000 м, преобладающие значения от 200—400 до 600—800 м. На севере граница плато обозначена резкой тектонической ступенью высотой от 200 до 700—800 м. Западная граница проходит вдоль долины Енисея, над которой круто поднимаются платообразные массивы. Всего в нескольких десятках километров от краевого уступа высоты плато уже достигают 900—1000 м, поэтому оно является значительным орографическим барьером на пути несущихся с запада воздушных масс. Восточная и особенно южная границы плато выражены менее отчетливо, в этих направлениях происходят постепенное снижение высот и увеличение площадей плоских водоразделов. Ю. П. Пармузин, выделяя Путоранскую озерную физико-географическую провинцию, предлагает проводить ее границу по южной окраине больших озер. Однако для оценки лавинообразования к рассматриваемой территории следует отнести также весь южный макросклон плато вплоть до субширотной долины р. Нижней Тунгуски и восточный склон до

субмеридиональной системы долин бассейна р. Котуй в Западной Якутии. В этих границах плато Путорана простирается с севера на юг на 700—750 км, а с запада на восток более чем на 500 км.

Дно долин и подножия склонов покрыты елово-лиственничными лесами, поднимающимися до отметок 250 м на севере и 400 м на юге района. Далее в горы заходят лиственничные редколесья, а выше 500 м над уровнем моря господствует кустарниковая и мохово-лишайниковая тундра. Поверхность плато выше 1200 м занята каменистой тундрой.

Массив сформировался как сводовое поднятие с амплитудой до 1000 м. Оно отражается в радиальном рисунке гидрографической сети, поскольку большая часть речных долин и озерных каньонообразных котловин заложена по трещинам растяжения и тектонически ослабленным зонам, а также фиксируется многочисленными перестройками долинной сети и перехватами верховьев рек. В плейстоцене плато Путорана было одним из центров покровного оледенения, а затем и горно-долинного оледенения, наиболее активного в западной части. Здесь глубоко врезанные долины получили характер трогов, а на участках расположения озер напоминают фиорды.

Подобно прилегающим районам Сибирской платформы, плато Путорана сложено серией почти горизонтальных базальтовых покровов, переслаивающихся с туфами; толщина базальтовых слоев до 100—140 м. Такое строение обусловливает ступенчатость склонов долин и фестончатый рисунок бровок водораздельных плато. Участкам обнажения базальтов отвечают крутые, местами отвесные обрывы. Вдоль тыловых швов структурных террас в результате ветрового сноса с плато формируются снежные забои, вытянутые в виде узких и длинных снежников. Интенсивное физическое выветривание на границе снега и скального грунта подчеркивает ступенчатость склонов. Ручьи талой воды, поступающей от снежников, и летних жидких осадков используют вертикальную трещиноватость базальтов и создают на склонах многочисленные прямолинейные ложбины-желоба. Они пересекают склоны часто от самого верхнего обрыва до предгорного шлейфа слившихся конусов выноса.

В условиях приледниковой зоны сформировались циркообразные верховья ручьев и кары в сухих висячих долинах. Все перечисленные формы горно-ледникового и водно-эрозионного генезиса на склонах являются потенциальными лавинными очагами. Во многих из них в ходе полевых обследований и при дешифрировании аэрофотоснимков обнаружены следы схода лавин. Наклон поверхности лавиносборов в среднем не менее 35°, а у верхних их кромок местами до 90°; продольный профиль пути схода лавин обычно более или менее ступенчатый.

Степень расчленения склонов лавинными очагами оценивалась выборочно по крупномасштабным топографическим картам и аэрофотоснимкам для каждого из характерных геоморфологических районов; осреднение и экстраполяция данных проводились по среднемасштабным картам и космическим снимкам среднего разрешения. Выяснилось, что Большеозерский, Сыверминский, Курейский и северная часть Лонтокойского района имеют среднюю и местами густую сеть лавинных очагов (1—5 и более очагов на 1 км долины). Для бассейна р. Курейки в Кадастре лавин СССР (1986) показана густота лавинной сети до 20 очагов на 1 км; по-видимому, это система мелких близко расположенных эрозионных ложбин. Южный, Хетинско-Пясинский и южная часть Лонтокойского района в целом характеризуются слабой степенью расчленения склонов (менее 1 очага на 1 км). Однако на отдельных участках по крутым склонам глубоко врезанных долин, в местах их изгибов и поворотов, обусловленных морфоструктурными причинами, густота расчленения склонов увеличивается до средних значений. Во Внутреннем и Якталинском районах склоны в наименьшей степени расчленены очагами, несмотря на то что они относятся к наиболее высоким участкам

плато Путорана. Еще один слаборасчлененный участок находится в западной части Южного района на его стыке с Курейским районом. На карте степени лавинной активности (см. рис. 48) плато Путорана подразделено на районы средней и низкой степени активности в основном в соответствии с названным распределением густоты сети лавинных очагов.

Климат плато Путорана резко континентальный. Зима холодная (средняя температура января -30-35°); в долинах часто устанавливается температурная инверсия. Положительные, среднемесячные температуры па дне долин отмечаются лишь для июня, июля и августа. Средняя скорость зимних ветров 6—7 м/с; продолжительность метелей в районе г. Норильска составляет 35—45% зимнего времени, а в горах должна быть еще большей.

Зимний период начинается обычно во второй половине сентября и длится 8—10 месяцев. Климат плато в это время формируется под воздействием западного переноса воздушных масс в верхних слоях атмосферы и развития Сибирского антициклона, воздушные массы которого распространяются в приземном слое. Господствуют ветры с юга, юго-запада и запада. Воздушные массы по речным долинам проникают к центру массива, поднимаясь до высоты 1500—1700 м. Сочетание высоких орографических барьеров на пути влагонесущих воздушных масс с глубоким расчленением рельефа обусловливает повышенную увлажненность западного и относительно меньшую — восточного макросклонов плато. Годовая сумма осадков на западных склонах с высотой возрастает от 400—600 до 1200—1600 мм. В поясе высот ниже 1000 м градиент осадков достигает 150 мм на каждые 1000 м подъема, а выше этого уровня уменьшается до 30—50 мм. Характерно, что на малых высотах на долю твердых осадков приходится не более 30%, а на больших высотах — около половины годовой суммы осадков. На восточных склонах плато эти величины значительно меньше. В. И. Румянцев отмечает, что в котловине оз. Някшингда в юго-западной части массива выпадает за год 600 мм осадков, а в районе оз. Сиркюравит на северо-востоке плато — только около 300 мм, из них в твердом виде соответственно 190—200 и 70 мм. На метеостанциях Агата и Ессей (западный и восточный макросклоны) соотношения годовых сумм осадков с их количеством в виде снега соответственно равны 462/170 и 259/90 мм.

Анализ ряда космических снимков с ИСЗ «Метеор» за 1978—1985 гг. показал, что в период снегонакопления границы снежного покрова перемещаются почти параллельно с северо- запада на юго-восток в район низких плато, охватывая сначала самые высокие массивы и их наветренные склоны. Границы снеготаяния продвигаются в обратном направлении, почти повторяя осенние контуры снежности. Наблюдается лишь их небольшое смещение в сторону подветренных склонов, которые в конце зимы характеризуются повышенной снежностью вследствие активного метелевого переноса с плоских широких водоразделов. Центры длительного залегания снега до 260—280 дней фиксируются на резко расчлененных массивах вдоль западного тектонического уступа, а до 300 дней и более — в наиболее возвышенных северо-западной и центральной частях плато. На космических снимках конца августа — начала сентября отмечены в понижениях мезорельефа на подветренных склонах крупные снежники-перелетки, уходящие под новый снежный покров. На подножие гор продолжительность залегания снежного покрова 200—240 дней.

Районы с длительным залеганием снега являются, как правило, одновременно и районами с его наибольшей высотой. Средняя максимальная высота снега в этих местах оценивается в 100—150 см. В Кадастре лавин СССР (1986) указано, что средние из наибольших декадных высот снежного покрова за зиму изменяются от 100 см в районе г. Туруханска до 150—200 см на плато Путорана. Многими исследователями отмечаются существенные различия в распределении снежного покрова по высоте и ориентировке

склонов. Так, в районе Норильска Ю. П. Пармузин показывает на высотах от 500 до 1500 м увеличение высоты снега от 60—80 до 110—120 см. При этом на водораздельных поверхностях в результате метелевого сноса остается не более 10—20 см, а в поясе кустарниковой тундры на подветренных склонах накапливается несколько метров снега. В. И. Румянцев считает, что в юго-западной части плато толщина снега достигает 2 м, в центральной уменьшается до 1,5, а на северо-востоке — до 0,8—1,0 м. Плотность путоранского снега повсеместно высокая — в среднем 0,35—0,40 г/см^3, что связано с его уплотнением в процессе метелевого переноса и с чрезвычайно низкой температурой по всей снежной толще, препятствующими массообмену и вызывающими смораживание кристаллов зерен снега. В целом для всех районов массива Путорана минимальная высота и наибольшая плотность снежного покрова наблюдаются на водораздельных поверхностях плато, по бровкам которых формируются снежные карнизы. Значительные скопления снега при его несколько меньшей плотности характерны для кустарникового пояса выше верхней границы лесной растительности.

При максимальной декадной высоте снежного покрова более 70 см, местами более 120 см и при средней температуре января много ниже -20° соответствующие участки долин плато Путорана должны иметь среднемноголетнюю повторяемость лавин в очаге средней активности более 0,1 в год, местами более 1 в год.

На распределение главных факторов лавинообразования и на режим лавин влияет ход твердых осадков. Наибольшие их количества за месяц приходятся на сентябрь—ноябрь, наименьшие — на февраль—апрель. Это позволяет ожидать осенне-раннезимний пик повторяемости лавин. В апреле — начале мая наблюдается весенняя активизация, обусловленная снеготаянием. В осенне-зимний период лавины возникают в результате снегопадов, сопровождаемых метелями и создающих снежные карнизы на бровках плато и надувы снега большой толщины в денудационных воронках и желобах. В конце зимы и весной помимо снеготаяния лавинообразованию может содействовать произошедшая к этому времени сублимационная перекристаллизация нижних слоев снежной толщи. Согласно расчетам, число дней с лавиноопасными ситуациями на плато Путорана не превышает 10—15 за зиму, в том числе 4—8 дней за счет снегопадов с критической интенсивностью осадков 5 мм/сути метелей, 7—8 — за счет снеготаяния. Резкие потепления, случающиеся в мае и июне и иногда сопровождаемые интенсивными дождями, вызывают бурное снеготаяние, рост талого стока, прорыв снежных запруд в руслах, сход селеподобных водоснежных потоков (Селеопасные районы..., 1976). Лавиноподобные водоснежные потоки в публикациях о плато Путорана не упоминаются, но вероятны.

Объемы лотковых лавин, по ориентировочной оценке, относительно невелики вследствие малых площадей лавиносборов (денудационные воронки и особенно ложбины-желоба весьма узки) и вызванной ветрами неоднородности снегонакопления на поверхности широких лавиносборов. В районах с наибольшей высотой склонов суммарные за зиму объемы лотковых лавин, видимо, в пределах 10—100 тыс. м^3, в районах слабого расчленения — до 10 тыс. м^3.

Особенностью лавинной опасности является ее рост в связи с расширением горнодобывающего производства в Норильске и на Талнахском месторождении и весеннего туризма. В районе Норильска отмечен сход лавин с техногенных склонов (отвалов). В окрестностях Талнаха известны случаи гибели туристов. В Талнахской геолого-разведочной экспедиции предпринимаются попытки прогнозирования лавинной опасности.

5.12. СЕВЕРО ВОСТОК РОССИИ

Северо-Восток России (рис. 65—67; 29, 32) заселен в течение тысячелетий оленеводами на равнинах, охотниками на морского зверя па побережьях. Русские проникли сюда за пушниной в середине XVIII в. Все эти виды хозяйства не требовали вхождения в горы и не сталкивали человека с лавинной опасностью, за исключением тех случаев, когда морские охотники рисковали попасть под обрушивающиеся с крутых берегов снежные карнизы. Индустриальное освоение территории в последние десятилетия связано в основном с разведкой и эксплуатацией месторождений полезных ископаемых. Ныне защиты от лавин требуют транспортные пути, связывающие Якутск и порты Охотского моря с внутренними районами, а также некоторые горнодобывающие предприятия и населенные пункты.

Несмотря на эту потребность, история прямого изучения лавин Северо-Востока России насчитывает лишь около двух десятков лет. Первые обзорные материалы по характеристике ее геоморфологической и климатической составляющей были получены С. А. Ракитой при содействии сотрудников Колымского УГКС в период создания Карты лавиноопасных районов СССР (1970) (Лавиноопасные районы..., 1971). В процессе этой работы была качественно охарактеризована связь типа рельефа с густотой лавинной сети; по данным наблюдений метеостанций составлено представление об основных лавиноиндикационных чертах климата региона (величины снегопереноса и снегонакопления, повторяемость и распространение оттепелей и др.).

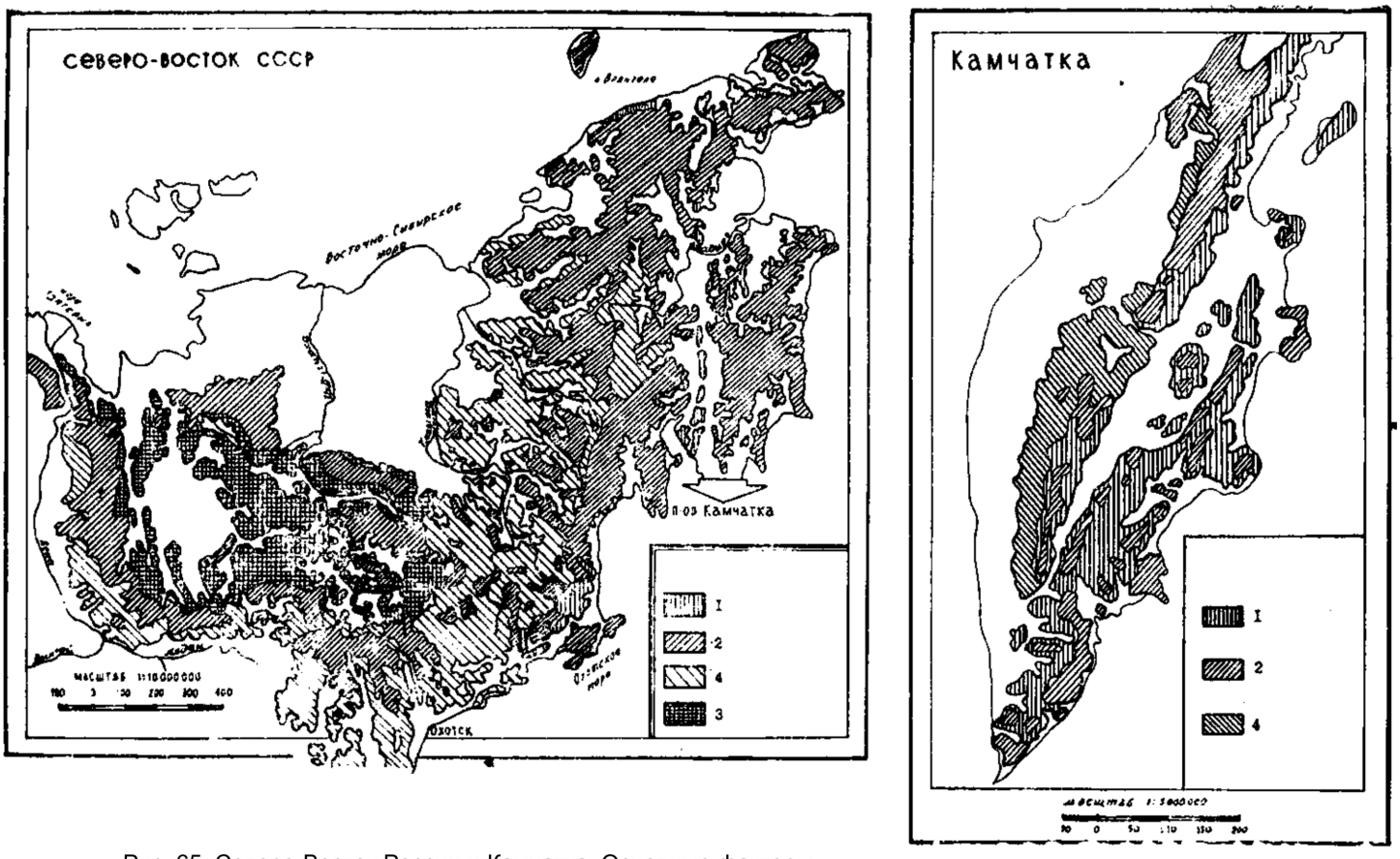


Рис. 65. Северо-Восток России и Камчатка. Основные факторы лавинообразования Условные обозначения см. рис. 50

Результаты зимне-весенних аэровизуальных наблюдений и авиадесантных работ позволили проверить расчеты лавиноиндикационных характеристик, основанные на материалах сетевых наблюдений. Данные о конкретных случаях схода лавин, их типе, объеме были получены путем анкетирования и опроса населения.

В конце 60-х — начале 70-х годов Колымским УГКС начаты наблюдения за состоянием лавинной опасности на отдельных участках автомобильных дорог Магаданской обл. — Тенькинской, Омсукчанской, Сеймчанской и других; прогнозируется сход, изучаются параметры и условия схода снежных лавин, производится профилактический обстрел опасных участков. Специальные наблюдения за лавинами ведутся также на некоторых метеостанциях региона; но они пока не отличаются полнотой и непрерывностью. Информация о лавинах, собранная в региональном УГКС, периодически публикуется, в частности в Кадастре лавин.

Среди специальных работ последних лет, результаты которых существуют в форме отчетов, заслуживают упоминания следующие. Производственным геологическим объединением «Севвостокгеология» произведено изучение экзогенных геологических процессов в центральных районах Магаданской обл.; составлена карта их распространения в масштабе 1: 1 млн, где указаны, в частности, лавиноопасные участки и дана оценка степени опасности но густоте очагов на единицу площади.

Сотрудниками САНИИ Госкомгидромета СССР в летние сезоны 1983 и 1984 гг. проведено аэровизуальное обследование лавиноактивных территорий Верхоянья и Чукотки, составлены карты густоты лавинной сети и произведены расчеты отдельных параметров лавинной активности.

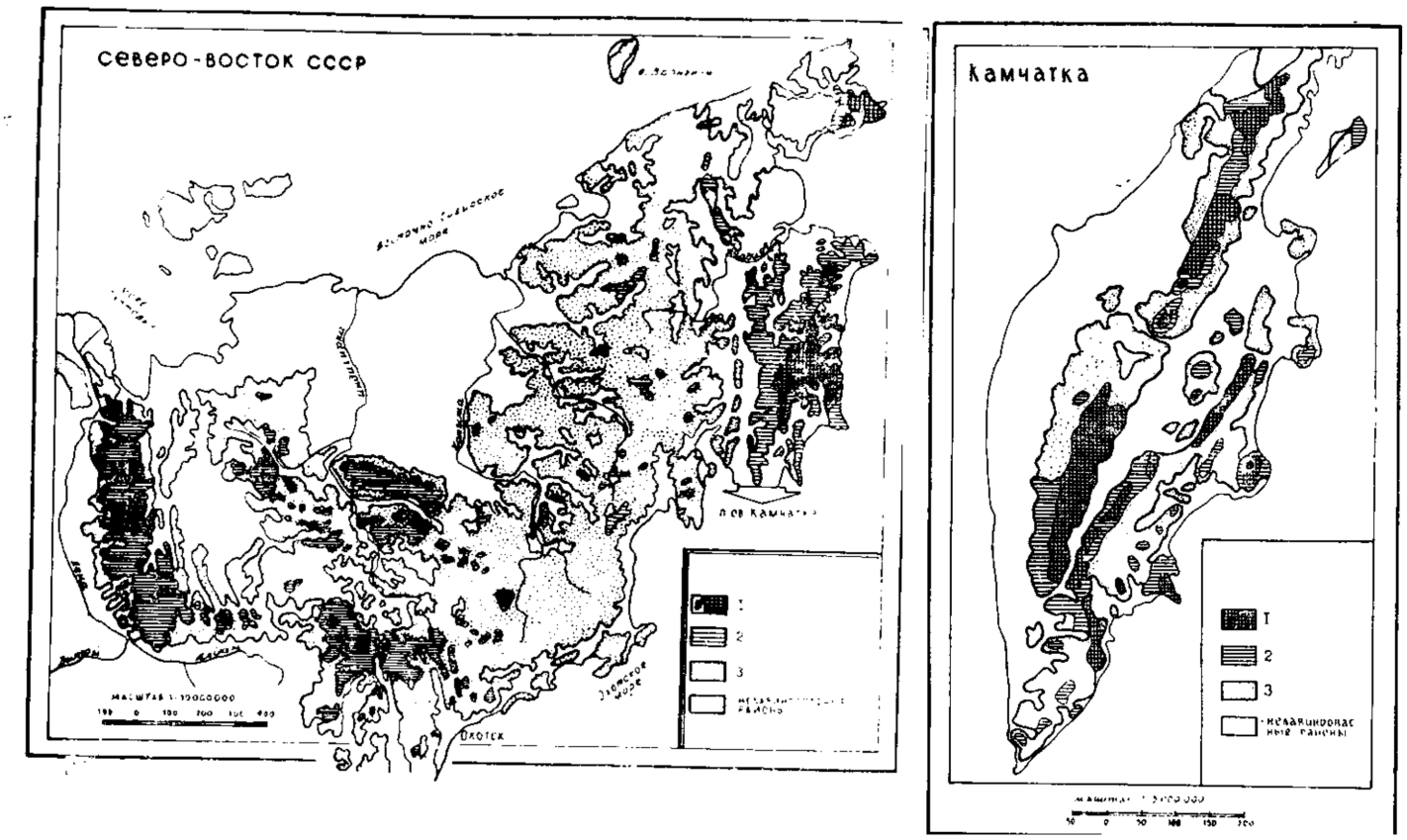


Рис. 66. Северо-Восток России и Камчатка Повторяемость лавин.
Условные обозначения см. рис. 51

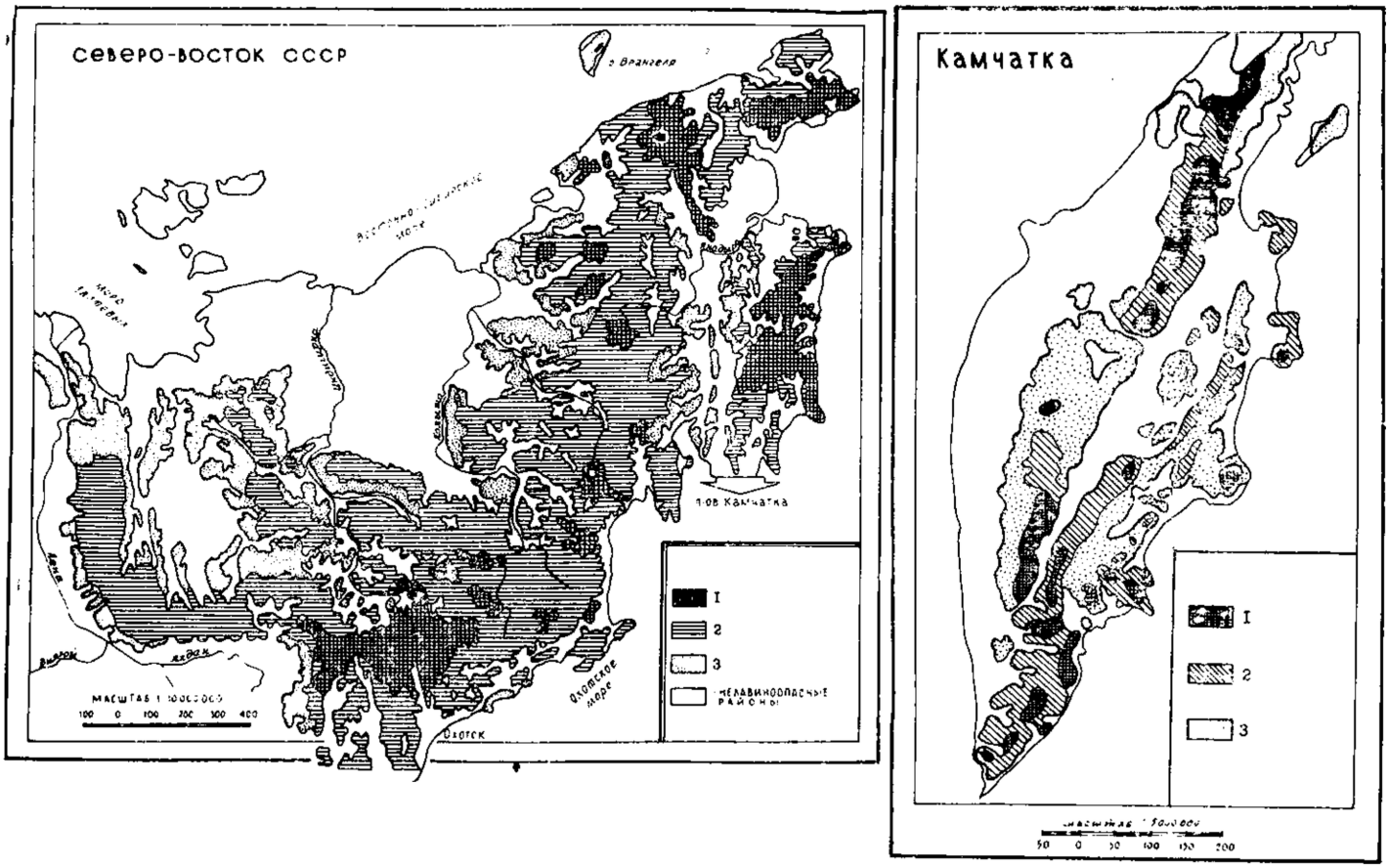


Рис. 67. Северо-Восток России и Камчатка. Объемы лавин. Условные обозначения см. рис. 52

В 1981—1984 гг. сотрудниками Проблемной лаборатории снежных лавин и селей МГУ выполнены рекогносцировочные полевые исследования лавинной опасности и двухлетние зимние наблюдения в прибрежных районах Чукотки; маршрутные и аэровизуальные наблюдения проведены также в Магаданской области и Северной Якутии при подготовке лавинных карт Атласа снежно-ледовых ресурсов.

В основу данного очерка положены названные материалы вместе со сведениями, почерпнутыми в публикациях и в отчетах научных и производственных геологических организаций. В целом знания о лавинной активности рассматриваемого района остаются ограниченными, а даваемые ниже количественные оценки — ориентировочными.

В рельефе Северо-Востока России выделяется крупная горная дуга, включающая Верхоянскую горную систему, Охотско-Колымское нагорье, Анюйское и Чукотское нагорья. К северу от этой дуги расположено нагорье Черского, восточнее — изолированное Корякское нагорье. Все эти массивы относятся к категории возрожденных гор, отвечающих складчато-глыбовым или сводово-глыбовым поднятиям после длительного периода выравнивания прежнего горного рельефа. Поэтому для всего Северо-Востока характерна плосковершинность водоразделов. Острые водораздельные гребни отмечаются лишь на тех наиболее поднятых участках, где новейшие процессы денудации успели уничтожить прежние выровненные поверхности. Горы сложены в основном довольно податливыми денудации метаморфизованными осадочными

породами, среди которых повсеместно встречаются более прочные граниты. На Охотско-Колымском и Чукотском нагорьях широко распространены изверженные породы.

В Верхоянской горной системе преобладают участки с абсолютными высотами до 1500—2000 м. Лишь на юге, где разделяются хребты Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята, в последнем характерные высоты достигают 2400 м, максимальная — 2959 м. Макросклоны гор Верхоянской системы асимметричны; те, что обращены к долине р. Лены, значительно круче восточных и северо-восточных. Нагорье Черского имеет характерную высоту 2000—2500 м, максимальную — 3147, Охотско-Колымское — 1200—2000 и 2586 м. Его макросклоны асимметричны; более крутые обращены к Охотскому и Берингову морям. На Чукотке преобладают отметки менее 1500 м, максимальная—1843 м. На Корякском нагорье водоразделы редко поднимаются до высоты 1500—2000 м, наивысшая точка 2562 м. В низкогорьях (высота до 800 м над уровнем моря) преобладают склоны с превышением 200—300 м, в среднегорьях (800—2000 м) — от 200—300 до 1500 м, в высокогорьях глубина расчленения в целом уменьшается в сравнении со среднегорьями, но измеряется сотнями метров.

В рельефе гор Северо-Востока помимо эрозионной деятельности рек сказались процессы, связанные с горным оледенением и особенно с криогенным выветриванием. Ледниковые формы рельефа (острые крутые гребни, цирки, кары, троговые долины) распространены повсеместно в высокогорьях, но часто и в среднегорьях, на отметках выше 800—1000 м. Особенно развит такой рельеф в районах современного оледенения на хр. Сунтар-Хаята (площадь оледенения около 250 км^2, абсолютная высота снеговой линии 2200—2450 м), на Корякском нагорье (180 км^2, 600— 1500 м), в массиве Буордах на нагорье Черского (140 км^2, 2200—2300 м), на Момском хребте того же нагорья (54 км^2, около 2500 м). На хр. Сунтар-Хаята имеются крупные долинные ледники. Однако и здесь, и во всех других названных районах подавляющее большинство ледников — мелкие, каровые, висячие и другие; они питаются в основном метелевым снегом, а в карах — также лавинными снежинками. ,

На относительно крутых макросклонах ниже пояса горно-ледникового рельефа развит водно-эрозионный рельеф с такими его характерными чертами, как узкие, иногда каньонообразные поперечные профили долин, изрезанность склонов денудационными воронками, широкое распространение склонов с углом естественного откоса (30—40°).

Но наиболее яркой чертой горного рельефа Северо-Востока России является его выровненность процессами криогенной денудации — морозного выветривания и смещения чехла рыхлых отложений вниз по склонам в форме курумов, солифлюкционных потоков и др. Этими процессами, более или менее запечатленными также в облике горно-ледникового и водно-эрозионного рельефа, сглажены все острые гребни и выступы на склонах, смягчены очертания денудационных воронок, многие участки склонов выположены до 25—20° и более. Скальных обнажений почти не осталось, все плато и склоны покрыты каменно-обломочным чехлом, а дно небольших долин — «каменными реками». Монотонность облику гор придает темный покров лишайников; участки активного гравитационного сноса, в том числе пути крупных лавин, легко «читаются» как светлые, менее покрытые лишайником полосы.

Горные каменистые пустыни представляют верхнюю часть гольцового пояса, в который входят также горные мохово-лишайниковые тундры и «подгольцовая» полоса, занятая кедровым стлаником, низкорослым ольховником, кустарниками. Лесной пояс (лиственничные редколесья) располагается в северной части района и на Корякском нагорье ниже отметок 200—400 м, в южной — 1100—1200, а на хр. Сунтар-Хаята—1300—1400 м. Гольцовые ландшафты занимают около 1/3 площади района; нигде в горах СССР нет столь обширных пространств, лежащих выше границы леса.

В высокогорьях с ледниковым рельефом и в резко расчлененных среднегорьях относительная высота склонов может превышать 1000 м, обычно находится в диапазоне 400—800 м; углы наклона лавиносборов здесь нередко превышают 35—40°. В районах менее резкого расчленения, средне- и низкогорных, преобладают лавиносборы с наклоном 25—35°; их превышения уменьшаются до 200—300 м. Очаги лотковых лавин сравнительно многочисленны в резко расчлененных районах; остальной территории более свойственны протяженные нерасчлененные склоны — места вероятного схода осовов. В целом для верховий рек Колымы и Индигирки и для района Магадана лотковые лавины преобладают, осовы же составляют до 40% общего числа зарегистрированных лавин.

В горно-ледниковых районах густота сети потенциальных очагов лотковых лавин достигает 10 на 1 км дна долины. В районах с водно-эрозионным рельефом густота сети очагов связана с порядком долины. Так, в средневысотных горных массивах густота лавинной сети в долинах I порядка, впадающих в долины V порядка, может колебаться в интервале 5—11 шт/км (в среднем до 9), а впадающих в долину II порядка — лишь 1 — 3 шт/км, причем последние сосредоточены преимущественно в самых верховьях. С возрастанием порядка долины густота денудационных воронок на ее бортах сокращается: III—IV порядок — 5—6 шт/км; IV—V порядок — участками 3—5 шт/км; V—VI порядок — менее 1 шт/км. Вариабельность густоты потенциальных лавиносборов в подобных районах существенно выше, чем па участках горно-ледникового рельефа. Особенно это характерно для долин крупнее IV—V порядка, где густота лавиносборов на протяжении 1—2 км может превышать 5 шт/км.

Для составления карты густоты сети очагов лотковых лавин по Северо-Востоку СССР было уточнено геоморфологическое районирование территории, данное в 1970 г. на Карте оценки рельефа как фактора лавинообразования (Лавиноопасные рай-оны..., 1971). Затем для выделенных районов проведена количественная оценка густоты сети очагов. Для этого выполнены полевые исследования на пяти эталонных участках и дешифрирование аэрофотоснимков еще па двух эталонах. Использованы также 10 отчетов геологосъемочных партий, содержащих геоморфологические карты и фотоиллюстрации. Тем самым оказались освещены все основные горные районы и все типы рельефа. Выяснена следующая связь типов рельефа и характерных величин густоты сети лотковых лавин.

Густота сети более 5 шт/км свойственна высокогорью и сильно расчлененному среднегорью с горно-ледниковым рельефом, а также среднегорью и низкогорью сильно расчлененному, с резкими формами рельефа. Показатель 1—5 шт/км характерен для мелкогорья дробно расчлененного, среднегорья сильно расчлененного, массивного с мягкими формами рельефа, а так же для низкогорья сильно и слабо расчлененного с мягкими формами рельефа. Число очагов лотковых лавин менее 1 шт/км отмечается для возвышенных увалистых равнин, сильно расчлененных эрозионной сетью, и предгорий.

При рисовке карты учитывались границы древнего оледенения и расположение гранитных массивов, в пределах которых лавиносборы в общем более крупны, а сеть их соответственно более редка.

Особой оговорки заслуживают отдельные участки долин крупных рек — порядка Колымы в среднем и нижнем течении. Здесь местами на коренных бортах или склонах высоких террас формируются лавиноопасные лога густотой более 5 шт/км. Малая длина таких участков не позволяет выразить их в масштабе карты. Аналогичные участки вдоль морских побережий более протяженны и могут быть показаны контуром.

Климатические условия лавинообразования на Северо-Востоке характеризуются по работам Н. К. Клюкина, М. М. Корейши, С. А. Ракиты и других, а также по справочникам и атласам. Средняя январская температура во всех горных

лавиноопасных районах ниже -34°, исключение представляет Корякское нагорье, где она до -25-30°. Месяцами с положительной температурой являются июнь, июль и август, продолжительность безморозного периода во всех горных районах менее 60 дней.

Сумма осадков за год зависит от удаленности от океана Тихого или Атлантического — и от абсолютной высоты гор. Наивысшие наветренные участки получают на Корякском нагорье до 700—900 мм осадков, Охотско-Колымском — до 700, Чукотском — до 600—700, в хр. Сунтар-Хаята — до 900—1000, на остальной части Верхоянской системы — до 600—700, нагорье Черского — также до 600—700 мм. Подветренные склоны получают осадков меньше в 1,5—2,5 раза, дно межгорных котловин — в 2—4 раза. За холодный период на дне межгорных котловин выпадает около 25%, в горах — до 40, а на ледниках хр. Сунтар-Хаята — даже до 60% годовой суммы осадков. Это различие отражается в том, что высота снежного покрова на подножиях гор, как уже говорилось в разд. 4.3, существенно меньше, чем в высокогорьях, где среднемноголетние значения максимальной декадной высоты снежного покрова повсюду превышают 70 см и достигают на наиболее увлажненных участках 100—150 см. Во всех горных районах наибольшие среднемесячные суммы осадков — в пределах холодного времени года — приходятся на сентябрь и октябрь. Самыми сухими оказываются январь, февраль и март. В апреле и мае осадки вновь возрастают. Эти различия месячных норм осадков более резки в районах, удаленных от Тихого океана, и менее резки на обращенных к нему склонах Чукотского, Корякского и Охотско-Колымского нагорий.

Продолжительность залегания снежного покрова в горах находится в пределах 200—280 дней, продолжительность лавиноопасного периода в малоснежных внутриконтинентальных районах до 180, на приморских горных массивах — до 220—230 дней. Максимальная декадная высота снежного покрова достигается перед началом его таяния. В течение всей зимы на пригребиевых участках хребтов, а на приморских горных массивах — по всей их высоте весьма силен метелевый перенос снега. Даже в хр. Сунтар-Хаята, удаленном от моря, на высоте более 2000 м часты ветры со скоростью 15—20 м/с и выше. Уместно напомнить, что большинство из приблизительно 700 ледников, насчитывающихся в упомянутых выше районах хр. Сунтар-Хаята и других, — навеянные. На Корякском нагорье около 80% из 280 ледников расположены на подветренных склонах северной экспозиции. Среднегодовое число дней с метелями наиболее велико на побережьях Берингова моря и на высоких хребтах (более 1200—1400 м) Центральной Колымы и верховий Индигирки; здесь метели отмечаются в 70—100 днях и более из примерно 250 дней со снежным покровом. Ближе к центру Азиатского антициклона метелевых периодов становится меньше. Так, к западу от устья р. Колымы, на Арктическом побережье число дней с метелями 35—50 в год, во внутриконтинентальных депрессиях — 20—30, а на перевалах Верхнеколымских гор — до 40 в году. В долинах континентальных районов максимальная длительность метелей 6—12 ч, а па побережье и высоких перевалах— сутки и более. Плотность метелевого снега достигает 0,4 г/см^3, местами — до 0,5—0,6 г/см^3.

На Северо-Востоке России действуют все основные факторы лавинообразования. Они дифференцированы по территории следующим образом. Метели играют значительную роль в приморских районах и во внутриконтинентальных высокогорьях, уплотняя или полностью сдувая снег на наветренных склонах, а на подветренных дают добавочное снегонакопление, особенно значимое для лавинообразования в том случае, если в начале зимы в снежной толще сформировался слой глубинной изморози. Весеннее снеготаяние — весьма значительный фактор на Охотском побережье. Об этом свидетельствует приуроченность 32%. зарегистрированных по региону лавин к маю—июню и еще 37% — к марту—апрелю.

Перекристаллизация снежной толщи особенно характерна для внутриконтинентальных территорий с климатом, формирующимся под воздействием устойчивого антициклона.

В целом в горах Северо-Востока России преобладают (около 65%) лавины из сухого снега. Обычно это сложно стратифицированная толща с горизонтами ветровой доски и (или) глубинной изморози. Ветровое уплотнение снега играет большую роль в стабилизации снежной толщи на склоне и сохранении ее там вплоть до времени достижения максимального снегонакопления. Пик схода лавин, связанный с перегрузкой метелевым снегом склонов с горизонтами глубинной изморози, имеет место в середине — второй половине зимы.

Еще один региональный максимум схода лавин связан с весенним снеготаянием (март—май), когда преобладают мокрые, часто грунтовые лавины. Высоко в горах мокрые лавины возможны и летом.

Более подробную характеристику снеголавинного режима рассматриваемой территории удобно дать по областям, выделенным С. А. Ракитой (Лавиноопасные районы..., 1970), несколько уточнив их названия. Яно-Колымская область включает нагорье Черского и приближающиеся к нему отроги Верхоянской горной системы, Охотско-Колымского и Анюйского нагорий. Это — наименее снежная, наименее ветреная и наиболее морозная область. Снежный покров накапливается в основном в первую половину зимы, не слишком переметается ветрами, сохраняет небольшую плотность и сравнительно простое строение. В течение всей зимы интенсивно идет сублимационная перекристаллизация нижних горизонтов снежного покрова, подготавливающая сход лавин соответствующего генезиса. Они провоцируются, видимо, в основном осадками и метелями, усиливающимися в конце зимы. Весной характерно сильное испарение снега. Поэтому лавины весеннего снеготаяния здесь ограничены в пространстве особо многоснежными участками, во времени — особо влажными зимами. Лавины, вызванные метелями, распространены лишь на пригребневых участках. Расчетное количество дней с лавиноопасными ситуациями до 10—15. Среднемноголетняя повторяемость лавин в очаге средней активности в основном менее 0,1 и повышается до 0,1 —1,0 в высокогорье Момского хребта и др.

Верхоянско-Анюйская область охватывает наветренные макросклоны хребтов Верхоянской системы, Охотско-Колымского и Анюйского нагорий и северную половину Чукотского нагорья. Здесь более велики осадки, сильнее метели, иногда сопровождаемые снегопадами. Большая влажность воздуха умеряет процессы весеннего испарения снега, особенно на высоких участках гор. Однако зима почти так же холодна, как в горах Яно-Колымской области. Поэтому ведущим фактором лавинообразования и здесь остается перекристаллизация снежной толщи. Но снегопады и метели, служащие «спусковым крючком» для схода лавин, здесь более многочисленны и равномернее распределены во времени. Поэтому и лавины вероятны в течение всего холодного периода. Лавины весеннего снеготаяния более характерны, чем в Яно-Колымской области. Их сходу способствуют вторжения теплых и влажных воздушных масс, иногда сопровождаемые дождями. Число дней с лавиноопасными ситуациями около 15. Но средняя многолетняя повторяемость лавин в очаге средней активности может быть оценена как невысокая (в основном 0,1 — 1,0 или менее 0,1); несмотря на несколько большее увлажнение, высота снежного покрова на относительно низком Охотско-Колымском нагорье остается все же ограниченной. Впрочем, вероятно, что специальными исследованиями на приморском склоне нагорья можно обнаружить очаги более высокой снежности и повторяемости лавин, чем изображено на рис. 66.

Корякско-Чукотская область (Корякское нагорье и южная половина Чукотки) — наиболее снежная, ветреная и сложная по метеорологическим условиям снегонакопления и лавинообразования. К факторам, характерным для двух предшествующих областей, тут

добавляется вероятность зимних оттепелей, на юге Корякского нагорья иногда даже сопровождаемых дождями. О большой интенсивности метелевого перераспределения снега свидетельствует факт снижения уровня пояса навеянных ледников на восточном побережье Корякского нагорья до 600 м. В условиях переменчивой погоды снежный покров здесь получает высокую плотность (до 0,4 г/см^3) и сложное строение. Гололедные корки, образующиеся при оттепелях, служат горизонтами скольжения для сухого метелевого снега даже при сравнительно небольшой его толщине. Но практически все снегопады сопровождаются метелями, поэтому метели остаются ведущим фактором лавинообразования. Вторым по значению фактором остается весеннее снеготаяние. Лавины возможны в течение всей зимы. Число дней с лавиноопасными ситуациями достигает 20—25. Средняя многолетняя повторяемость лавин из очага средней активности больше 1 в год.

Наблюдения А. Л. Шныпаркова в бухте Провидения позволяют детализировать картину снеголавинного режима для южной половины Чукотки (см. рис. 32). Влияние теплых масс воздуха, идущих с моря и приносящих снегопады, сказывается в нижнем поясе гор до отметок 500—1000 м. Выше этого уровня преобладают континентальные и арктические воздушные массы. Поэтому в нижнем поясе главенствуют метелевый фактор лавинообразования (50—60% от общего количества лавин) и весеннее снеготаяние, тогда как в верхнем — перекристаллизация снежной толщи и метелевый снегоперенос. За первую половину зимы (до февраля) выпадает около 70% твердых осадков. Интенсивность осадков небольшая — 2—4 мм/сут; в среднем за зимний сезон наблюдается около трех дней с осадками более 10 мм/сут. Продолжительность залегания снежного покрова 200—240 дней, его стаивание происходит в конце мая — начале июня. Наибольшие декадные высоты снежного покрова наблюдаются в апреле. В среднем они равны 90—100 см, в 50% зим — более 100, в 10% зим — более 120 см.

Плотность снежного покрова до 0,4 г/см^3, строение сложное, Первые лавины, обусловленные метелями, наблюдаются в ноябре, через один-полтора месяца после установления снежного покрова. Наибольшая повторяемость дней с лавинами приходится на время весеннего снеготаяния. Общее количество дней с лавинами около 20 в верхнем и около 10 в нижнем поясе, продолжительность лавиноопасного периода соответственно до 200 и около 100 дней.

Наконец, коснемся вероятности образования водоснежных потоков в горах Северо-Востока России. Согласно исследованиям Д. К. Башлавина, О. И. Будариной и Г. А. Постоленко (Селеопасные районы..., 1976), следы водоснежных потоков здесь по меньшей мере теряются на фоне селей дождевого питания; но возможно также, что в типичных природных условиях, свойственных Верхоянской системе и нагорью Черского, лавиноподобных водоснежных потоков не бывает, поскольку весеннее снеготаяние здесь медленное и длительное. Селеподобные водоснежные потоки, связанные с прорывами русловых снежных запруд, вероятны на обращенных к морю склонах Охотско-Колымского и Корякского нагорий, где весной возможны довольно резкие потепления и дожди. Лавиноподобные водоснежные потоки вероятны лишь в горно-ледниковых районах (хребты Сунтар-Хаята, Момский и др.) на крутых ледниках в периоды бурного снеготаяния и (или) выпадения жидких осадков.

Теперь поясним приведенные карты факторов лавинообразования и повторяемости лавин (см. рис. 65, 66). Карта факторов лавинообразования составлена по следующей методике. Территории вероятного образования метелевых лавин оконтурены по изолинии величины метелевого снегопереноса 100 м^3/км. за зиму (рубеж слабого и умеренного снегопереноса, по С. А. Раките) и с учетом положения верхней границы леса. Районы развития оттепельных лавин ограничены нулевой изолинией числа дней с

оттепелями в период с ноября по март. Граница районов развития перекристаллизационных лавин охватывает территории с холодным климатом, складывающимся под воздействием радиационных факторов в областях с устойчивым антициклоном. Районы распространения лавин, связанных с интенсивными снегопадами, очерчены границей, в пределах которой возможен 1 день или более с осадками 10 мм/сут за период с октября по май. Они тяготеют к морским побережьям, причем интенсивные осадки в большинстве своем выпадают при ветре. Выделение районов с интенсивными осадками на фоне территорий метелевого фактора лавинообразования проведено на том основании, что преобладающая здесь высокоствольная растительность резко снижает ветровое перераспределение и делает накопление снега более равномерным. Лавины весеннего снеготаяния показываются на всей территории. Имеющиеся малочисленные сведения об условиях схода лавин не противоречат содержанию полученной карты факторов лавинообразования.

Карта средней многолетней повторяемости лавин в очаге средней активности составлена на основе карты максимальных снегозапасов, подготовленной для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира Н. И. Осокиным и А. П. Росманом. При этом сделаны следующие допущения. При пересчете водозапаса на высоту снежного покрова принята плотность снега 0,3 г/см^3 для внутриконтинентальных районов и 0,4 г/см^3 для побережий Охотского и Берингова морей и высоких хребтов.

Критическими величинами высоты снега для районов разной повторяемости лавин в очаге средней активности приняты в прибрежных районах 30, 50 и 100 см, во внутриконтинентальных— 40, 70 и 120 см. С учетом всех возможных погрешностей такого подхода, как и используемых материалов, критическими рубежами повторяемости менее 0,1, 0,1—1,0 и более 1 лавины в год для изображенной территории можно считать величины снегозапаса 100, 200 и 400 мм. Использование в качестве внешнего контура зоны, лавиноопасной по условиям снежности, изолинии 100 мм (а не 120—130 мм, как следовало бы при плотности снега 0,3 г/см^3) страхует нас от преуменьшения площади опасных территорий.

Сведения о максимальных объемах лавин почерпнуты у С. А. Ракиты. Они основаны на данных 10—20-летпих наблюдений системы УГМС и результатах анкетного опроса, показывающих, что 80% сходящих лавин имеют объем менее 10 тыс. м^3 (в том числе 100—1000 м^3 — 32%; 1000—10 000 м^3 — 39%) при среднем объеме 1000—1500 м^3. В аномально многоснежные зимы объемы единичных лавин возрастают до 180—200 тыс.м^3. Объемы лавин, сходящих на Тихоокеанском побережье, в 2,5 — 3 раза превышают этот показатель для внутриконтинентальных районов. При скудости этих данных нельзя не отметить, что карта суммарных за зиму объемов лавин в наименьшей степени обеспечена фактическим материалом. Однако принятый в легенде карты довольно широкий диапазон значений показываемых объемов позволил подразделить территорию на основе физико-географической информации общего характера. Значения объемов более 100 тыс. м^3 показаны для территорий, где лавиносборы в большинстве своем представлены формами нивально-гляциального происхождения (т. е. имеют сравнительно большую площадь), а снежность больше или равна средней для района. Сюда отнесены также некоторые районы Чукотки и Корякского нагорья, где при не крупных лавиносборах чрезвычайно велико снегонакопление. Минимальный объем лавин (менее 10 тыс. м^3) показан для среднегорных слаборасчлененных или низкогорных территорий, где лавиносборы представлены мелкими денудационными воронками или небольшими логами, а снежность ниже средней.

Среди региональных особенностей проявления лавин помимо упомянутых выше можно назвать довольно слабое развитие следов лавин в ландшафте. В Яно-Колымской области типичные лавинно-аккумулятивные конусы развиты лишь в крупных очагах.

Мелкие очаги их почти лишены из-за преобладания в них небольших лавин, не срывающих снег до грунта. В этой и других областях лавинной денудации часто препятствуют заросли кедрового стланика на склонах. А в горно-ледниковых районах аккумулятивные конусы под лавиносборами чаще всего имеют обвально-осыпной облик.

Слабы и следы лавин в растительности. Лиственничное редколесье не часто оказывается в зоне выброса лавин. Кедровый стланик не сохраняет лавинных повреждений, поскольку часто полностью покрывается сезонным снежным покровом. Одним из ландшафтных признаков регулярного схода лавин па дно долины в высокогорьях оказываются участки повышенной обводненности (за счет залеживания лавинного снега) и усиления курумообразования ниже предела распространения древесной растительности. К ним, как правило, бывают приурочены заросли кустарниковой ивы, часто с видимыми лавинными повреждениями.

На общем фойе известное нам исключение составляют прекрасно выраженные лавинные конусы на Чукотке, в бухте Провидения и других фиордах. Здесь на поверхности песчаных морских террас можно встретить лавинные отложения, грубо-обломочный материал которых резко отличается от подстилающих толщ, хорошо заметен и тем самым позволяет уникальную и пока неиспользованную возможность оценки максимальной дальности выброса лавин за несколько тысячелетий (отвечающих возрасту морских террас) и других палеолавинных исследований.

5.13. ПРИБАЙКАЛЬЕ, ЗАБАЙКАЛЬЕ И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

Названный район (рис. 68—73) протянулся от оз. Байкал через Становое нагорье, Алданское нагорье и Становой хребет до хр. Джугджур возле Охотского моря, Байджальско-Джагдинского массива и хр. Сихоте-Алинь возле Японского моря. Совместное их рассмотрение побуждается лишь слабой изученностью лавинного режима; подавляющее большинство данных относится к трассе Байкало-Амурской железнодорожной магистрали (БАМ), проходящей приблизительно посередине названного района.

Первые оценки лавинной опасности по трассе БАМ были даны Г. К. Тушинским в 1947—1948 гг. В 1966—1975 гг. подробные исследования выполнены Проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ (Лавинная и селевая опасность..., 1980). Собранные материалы были использованы также в монографии «Лавиноопасные районы Советского Союза» (1970) и при составлении одноименной карты.

В эти же годы изучение снежного покрова и лавин в горах Северного Забайкалья проводили совместно Институт географии СО АН СССР и Забайкальское УГМС. Полученные сведения отражены в монографиях о снежном покрове горнотаежных ландшафтов севера Забайкалья Э. Г. Коломыца, о лавинах хр. Удокан В. Р. Алексеева и соавторов. В 1976 г. метеостанция Наминга на хр. Удокан была преобразована в снеголавинную станцию. Несколько позже такая же станция была открыта на Байкальском хребте.

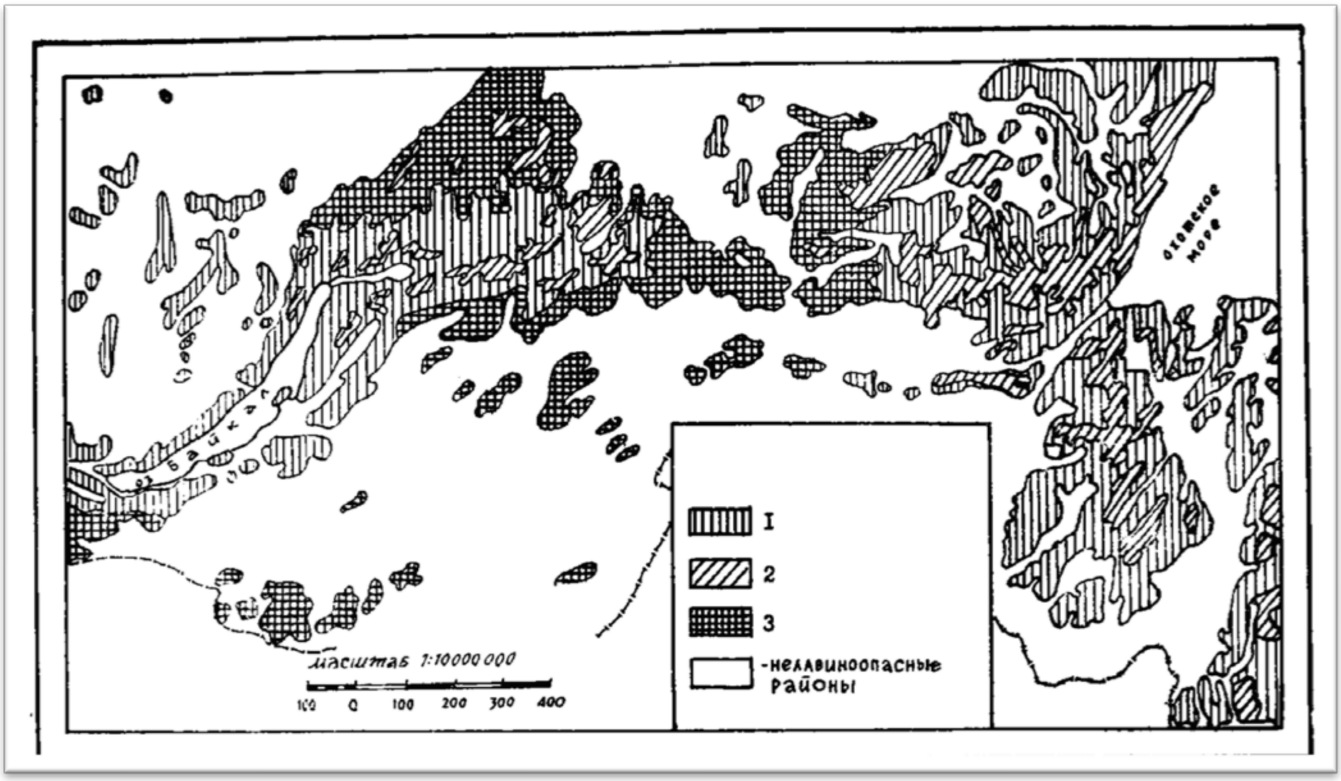


Рис. 68. Прибайкалье и Забайкалье. Основные факторы лавинообразования.
Условные обозначения см. рис. 50

Таким образом, на западном участке трассы БАМ в настоящее время есть по крайней мере два пункта с более чем 10-летними рядами режимных снеголавинных наблюдений. В период 1975—1980 гг. работы по обеспечению защиты трассы БАМ от лавин проводили совместно с САНИИ и ВГИ Госкомгидромета и лаборатория по борьбе со снежными заносами и лавинами Новосибирского института инженеров железнодорожного транспорта. Эти исследования отражены в ряде статей Л. А. Канаева, Н. Ф. Дроздовской, Ю. А. Марина и других и монографии «Лавины в районе трассы БАМ» (1984).

За пределами притрассовой полосы получены следующие основные сведения о снеголавинном режиме. В конце 1950-х годов при исследованиях горного оледенения хр. Кодар В. С. Преображенским, М. Н. Лаптевым, А. А. Лукашевым и другими была выявлена высокая лавинная активность в этом районе. В 1962 г. лавины были показаны В. П. Солоненко па карте инженерно-геологического районирования в Атласе Иркутской области. По данным Забайкальского УГМС и анкетным сведениям в Атласе Забайкалья в 1967 г. опубликована карта распространения лавин в Читинской области и Бурятии. Карты снежного покрова и раздел о снежных лавинах в пояснительной записке опубликованы в Атласе гидроклиматических ресурсов Амурской области в 1983 г. В Институте географии СО АН СССР А. Т. Напрасниковым, А. В. Кириченко и другими была составлена карта снежного покрова зоны БАМ масштаба 1: 2,5 млн.

С 1976 г. Проблемная лаборатория снежных лавин и селей совместно с другими подразделениями МГУ проводит изучение опасных склоновых процессов в районах, прилегающих к БАМ. Для «Комплексной схемы охраны природы районов, примыкающих к БАМ, на период до 2000 г.» составлены карты лавиноопасных районов зоны БАМ (1: 2,5 млн) и ее центрального участка (1:1,5 млн). Результаты отражены также в монографии о геологической среде центрального участка зоны БАМ как объекте хозяйственного освоения.

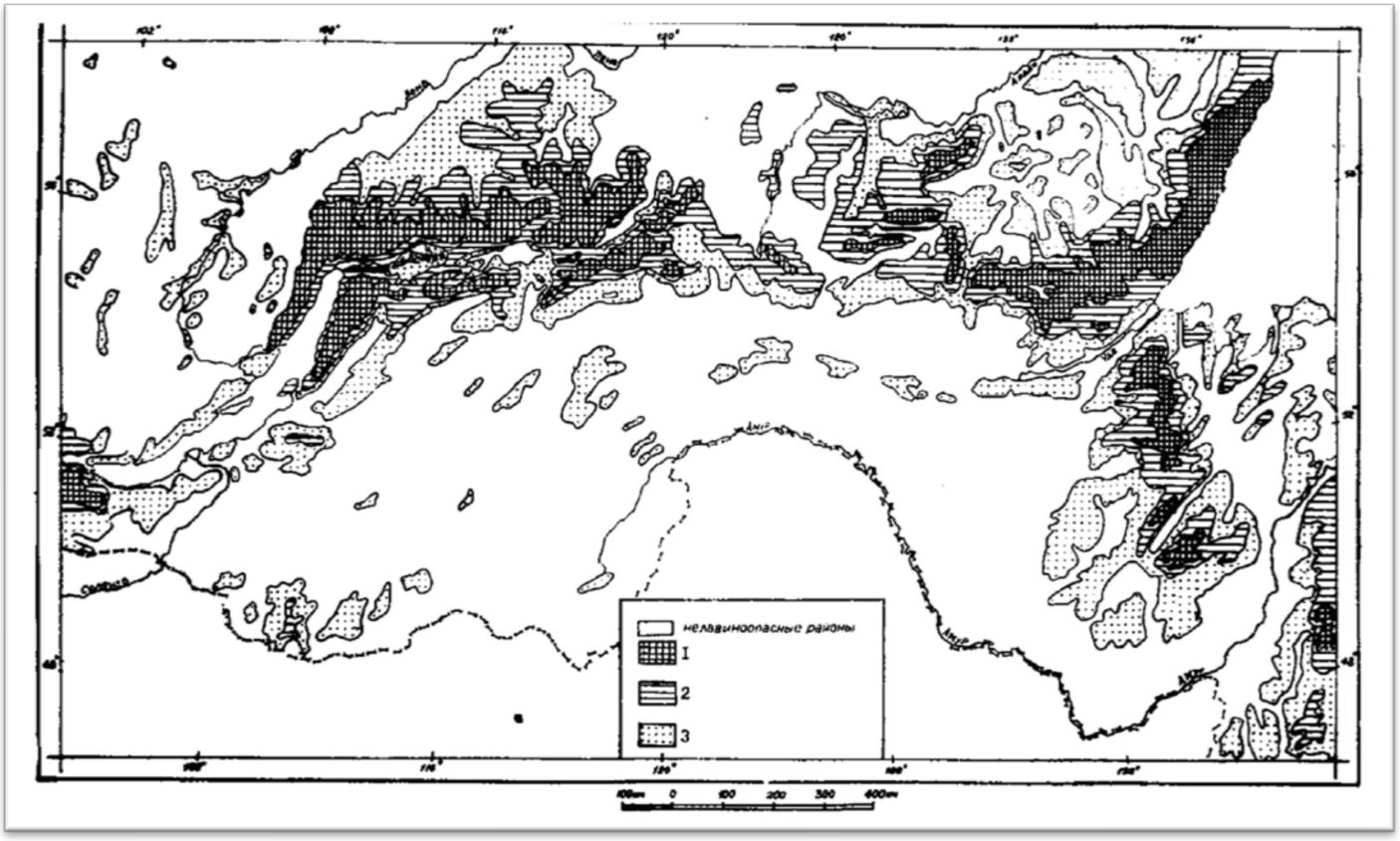


Рис. 69. Прибайкалье и Забайкалье. Повторяемость лавин.
Условные обозначения см. рис. 51

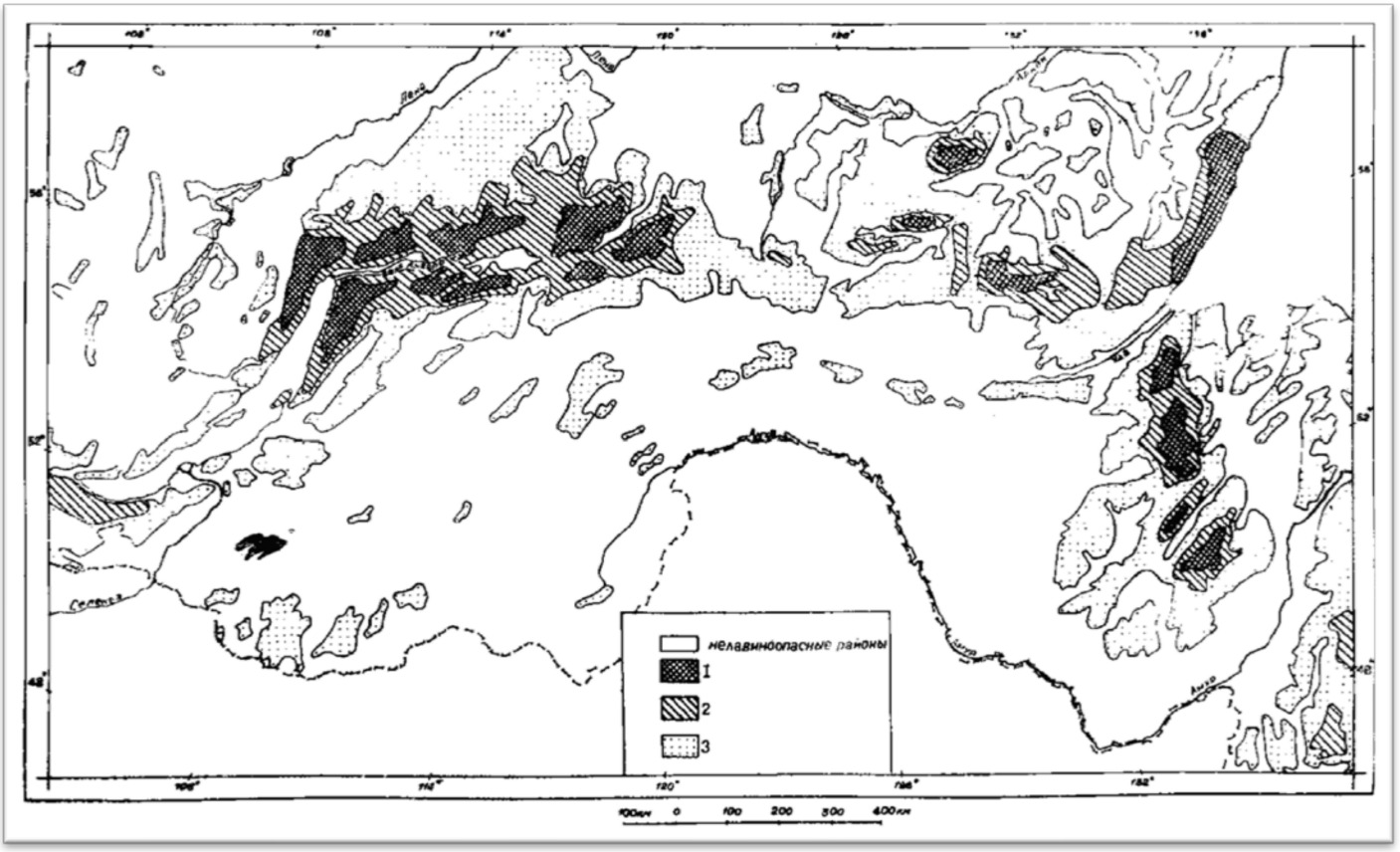


Рис. 70. Прибайкалье и Забайкалье. Объемы лавин. Условные обозначения см. рис. 52

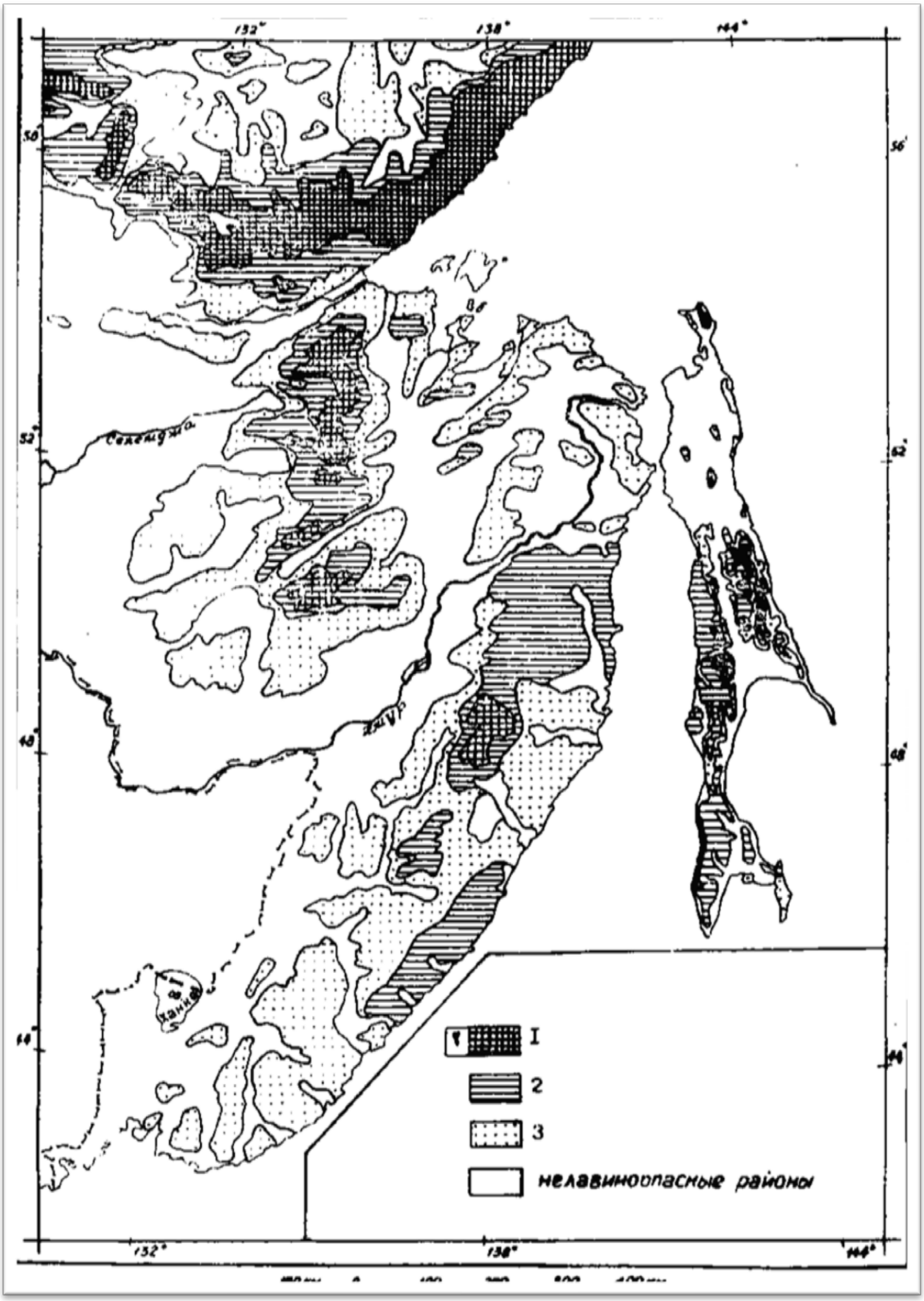


Рис. 72. Дальний Восток и Сахалин. Повторяемость лавин.
Условные обозначения см. рис. 51

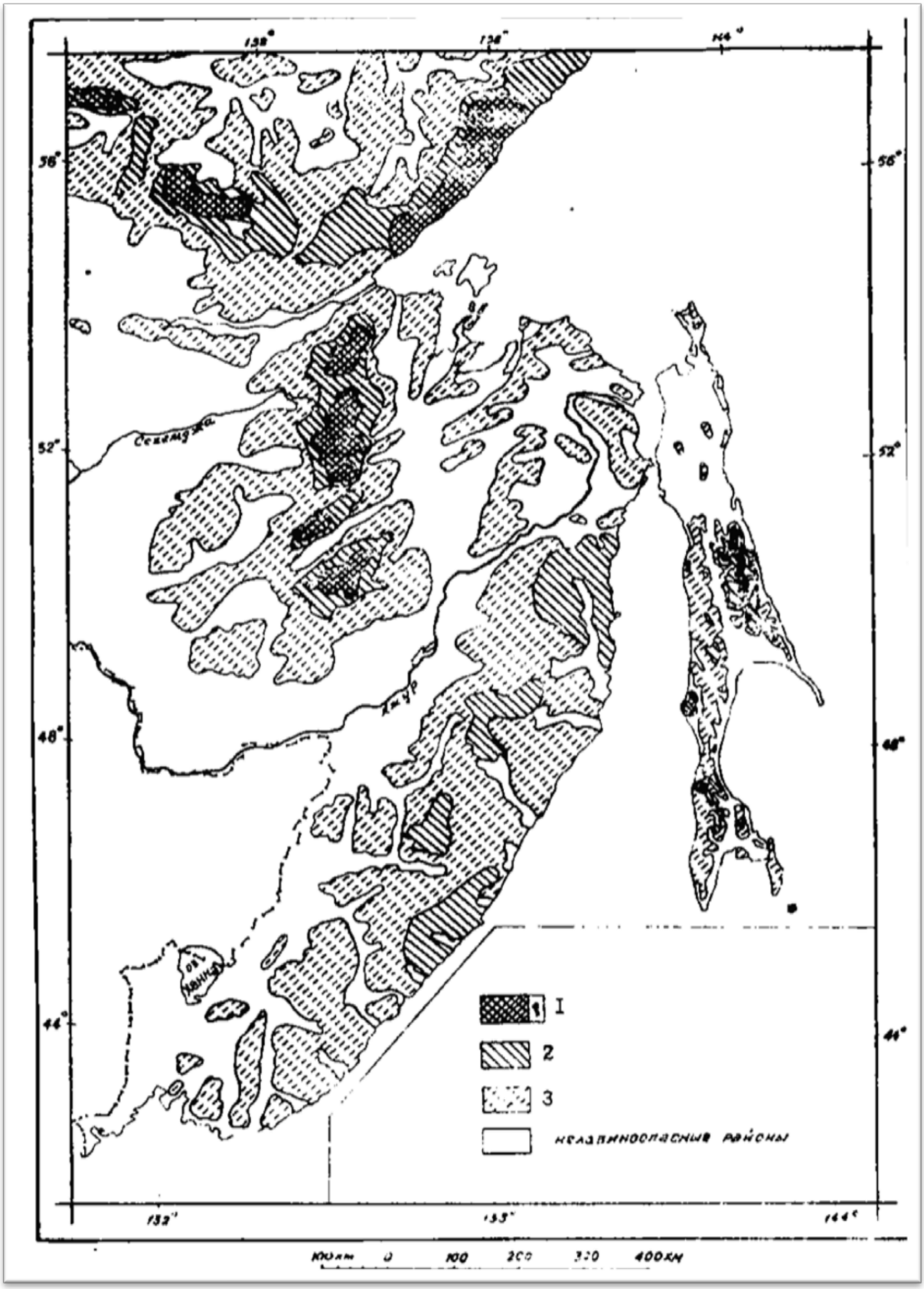


Рис. 73. Дальний Восток и Сахалин. Объемы лавин.
Условные обозначения см. рис. 51

Удаленные от зоны БАМ хребты Джугджур, Сихоте-Алинь и другие по-прежнему не освещены прямыми наблюдениями за лавинами; частные сведения приведены в сообщениях В. Н. Голубкова, А. М. Короткого, А. В. Ратникова. Для этих районов, как и для всей рассматриваемой территории, наиболее крупным обобщением являются очерки Е. С. Трошкиной, Г. С. Константиновой и О. Д. Шлейните в монографии «Лавиноопасные районы Советского Союза» (1970).

Все названные материалы использованы в данном разделе вместе со справочными сведениями о рельефе, геологическом строении, климате и других, почерпнутыми во множестве источников.

В рельефе рассматриваемой территории можно выделить горные системы:

Прибайкалья (хребты Хамар-Дабан с высшей точкой 2371 м; Байкальский, 2572 м; Баргузинский, 2840 м и др.);

Станового нагорья (хребты Верхнеангарский, 2608 м; Северо-Муйский, 2359; Южно-Муйский, 2665 м; Кодар, 2999 м; Удокан, 2467 м; нагорья Северо-Байкальское, 2578 м; Патомское, 1924 м);

Становой хребет (2412 м) с примыкающим с севера Алданским нагорьем;

хр. Джугджур (1906 м) с западнее расположенным Юдомо-Майским нагорьем;

горную систему, называемую ниже Байджальско-Джагдинской (хребты Байджальский, 2640 м; Буреинский, 2082 м; Ям-Алинь, 2505 м и др.);

горную систему Сихоте-Алинь, состоящую из ряда параллельных хребтов (2078 м).

В тектоническом отношении все эти массивы отвечают сводово-глыбовым или глыбовым поднятиям, часто перекошенным и потому асимметричным (вокруг оз. Байкал, хребтов Джугджур и Сихоте-Алинь с крутыми приморскими склонами). Прибайкалье и Становое нагорье по оси поднятия разбиты крупными рифтами. Кроме того, все массивы расчленены множеством мелких, продольных и поперечных разломов. Сложены горы метаморфизованными породами разного состава и интрузивными гранитоидами. На хребтах Джугджур и Сихоте-Алинь развиты также покровы базальтов и диабазов.

В геоморфологическом отношении все эти массивы представляют собой низко- и средневысотные (преобладающие отметки менее 2000 м) возрожденные горы с выравненными водораздельными поверхностями и преимущественно водно-эрозионным расчленением. На Северо-Байкальском, Патомском, Алданском и Юдомо-Майском нагорьях эрозионная сеть сравнительно разрежена; господствуют среднегорного облика поверхности с отметками 1200—1700 м, в которые на 200—800 м врезаны крутосклонные долины. Горные хребты расчленены речными долинами почти сплошь, хотя и на их макросклонах встречаются плосковершинные водоразделы. Особенно велико расчленение приморских склонов хребтов Джугджура и Сихоте-Алиня.

Горно-ледниковый рельеф развит практически во всех районах, в том числе на Северо-Байкальском и Патомском нагорьях на отметках выше 1800-2000 м, на хребтах Станового нагорья — 1500—2000, на Джугджуре, Майском и Становом хребтах — 1500, на хр. Сихоте-Алинь — выше 1400—1500 м. На нагорьях ледниковые цирки, кары, троги размещаются по окраинам плато, на островерхих хребтах занимают все их наиболее высокие участки. Современное оледенение имеется лишь на хр. Кодар; здесь насчитывается 25—30 мелких, в основном каровых ледников общей площадью около 20 км^2 при высоте снеговой линии 2200—2400 м на северных и около 2500 м на южных склонах. Но перелетовывающие карнизные и лавинные снежники встречаются в поясе горно-ледникового рельефа и на других хребтах.

В этом поясе и ниже весьма энергично протекает криогенная денудация, стремящаяся смягчить резкие скалистые выступы и выположить склоны. Она создала

характерный гольцовый облик рельефа, свойственный большинству водоразделов, имеющих высоту ниже 2000 м над уровнем моря, и отличающийся мягкими очертаниями склонов, обилием каменных россыпей, курумов и др. Верхняя граница лесов па рассматриваемой территории расположена на отметках приблизительно от 1400— 1500 м в Становом нагорье до 700—1000 м на севере Сихоте-Алиня и на востоке Байджальско-Джагдинской горной системы. При таком ее высотном положении вертикальная протяженность гольцового пояса практически во всех горных районах превышает 500 м, а на Становом нагорье и в Байджальско-Джагдинской системе — и 1000 м. Нижняя часть этого пояса (приблизительно 200—300 м по высоте) — область распространения кедрового стланика, а на юге Дальнего Востока — и рододендрона. Лишь па юге Сихоте-Алиня леса поднимаются до отметок 1400—1500 м, занимая все пространство, за исключением отдельных вершин округлой, гольцовой формы.

Характер, размещение и густота сети лавинных очагов исследованы в ходе полевых работ и с помощью аэрокосмических снимков. В первом приближении оказалось удобным различать эти показатели в соответствии с типами рельефа, выделенными нами (с упрощением и уточнением высотных пределов) из числа приведенных в монографии «Геоморфологическое районирование СССР» (1980) для рассматриваемой территории следующим образом: **1)** рельеф среднегорный ледниковый или с участками ледникового, со средними абсолютными высотами водоразделов 1600—2200 м и превышениями 700—1200 м; **2)** рельеф среднегорный гольцово-эрозионный, с участками плато, 1100— 1600 и 500—800 м; **3)** рельеф низкогорный эрозионный, местами гольцово-эрозионный, с участками плоскогорий и плато, 500—1400 и 200—600 м.

Лавинные очаги при этом анализе рассмотрены по следующим типам: **1)** очаги пулевого порядка плоские склоны; **2)** очаги первого порядка — простейшие кулуары, эрозионные врезы и небольшие денудационные воронки без боковых ответвлении. Они могут быть обособлены, но могут также входить в очаги более высоких порядков. Обычно они наиболее круты и частодействующи, хотя дают лавины сравнительно небольших размеров; **3)** очаги второго порядка — двух- или многокамерные, чаще всего денудационные воронки средних или, реже, больших размеров, разделенные скальными выступами на отсеки или имеющие мелкие притоки — очаги первого порядка. В районах развития ледникового рельефа к этой категории могут быть отнесены также небольшие деформированные кары, на склонах которых развита сеть очагов первого порядка. Лавины, которые возникают в отдельных частях-камерах, останавливаются в канале стока или в самой вершине конуса выноса, не выходя в долину. Однако при соответствующем состоянии снега возможен сход средних или крупных по объему лавин со всей площади снегосбора. Для большинства очагов второго порядка характерны вогнутые или выпукло-вогнутые продольные профили; **4)** очаги третьего порядка — наиболее крупные, сложно расчлененные снегосборы, включающие в себя очаги более чем одного из низших порядков. К этой категории относятся обширные денудационные воронки со сложным микрорельефом, деформированные кары с разветвленной сетью элементарных очагов по склонам, короткие крутые долины временных водотоков, по бортам которых развита сеть мелких лавинных очагов. Зоны зарождения лавин в очагах третьего порядка всегда находятся в пределах отдельных снегосборных камер с характерными для них прямыми или вогнутыми профилями. В центральной части основного очага профиль склона может быть существенно выпуклым, что способствует остановке мелких лавин на выположенном участке и приводит к значительному снегонакоплению непосредственно в канале стока. Как правило, очаги третьего порядка являются самыми редкодействующими — в устьевых частях и на конусах выноса многих из них даже нет сохранившихся в ландшафте следов схода лавнн. Однако в условиях экстремального снегонакопления или при бурном таянии они могут дать лавины очень

больших размеров. Площадь очагов первого порядка измеряется 0,5—50 га, причем мелкие отвечают наиболее крутым и геоморфологически молодым склонам долин — ледниковым тропам или каньонообразным ущельям на участках прорыва крупных рек через горные хребты. Крупные же денудационные воронки простых очертаний приурочены к зрелым склонам. Площадь очагов второго и третьего порядков достигает 250—300 га, редко больше. Их доля нигде не превышает 1/4 общего числа лавинных очагов; однако именно они оказываются наиболее часто действующими. Так, по оценке В. Ф. Граковича для сравнительно многоснежного Байкальского хребта (Лавинная и селевая опасность..., 1980), здесь наиболее активны очаги площадью 150—250 га, в которых за зиму может наблюдаться до 10—15 лавин.

Для отмеченных выше типов рельефа на примере хребтов Кодар, Удокан, Станового и Джугджур с использованием топокарт, аэрокосмических снимков и полевых наблюдений получены следующие характеристики сети лавинных очагов.

На территориях с ледниковым рельефом (первый тип) развиты лавинные очаги всех категорий. На хр. Удокан из почти 1000 исследованных очагов к нулевому порядку относится около 30%, к первому — 45, ко второму — 25, к третьему — около 1%. Гляциальные формы рельефа (кары, цирки) и соответствующие им морфологические типы лавинных очагов тяготеют в основном к макросклонам северной и восточной экспозиции и встречаются выше 1300—1500 м над уровнем моря. Крутизна склонов разнообразна — от 15—17 до 55—60°, преобладающие углы наклона очагов 30—45°, густота сети лавинных очагов 5—10 и более на 1 км долины.

В резкорасчлененном гольцово-эрозионном среднегорье лавиноактивными являются главным образом очаги второго порядка типа денудационных воронок, а в очагах первого порядка лавины формируются либо в глубоковрезанных эрозионных бороздах, заложенных по линиям тектонических нарушений, либо по стенкам редких деформированных каров. Это связано с тем, что плоские участки склонов и слабоврезанные денудационные воронки первого порядка на этих высотных уровнях бывают освоены лесной растительностью, а крупные воронки третьего порядка имеют развитую гидросеть, малые углы наклона и, вследствие этого, в большей степени являются очагами водоснежных потоков и склоновых селей, нежели лавин. Крутизна склонов 15—45°, наиболее крутые участки соответствуют глубоковрезанным отрезкам долин. Преобладающие углы наклона лавинных очагов 25—35°, густота сети очагов 5 и более на 1 км долины.

На территориях с низкогорным эрозионным рельефом наиболее характерны очаги первого и второго порядков, причем доля последних значительно меньше и они имеют более простое строение и меньшие размеры, чем в районах с названными выше типами рельефа. Крутизна склонов до 25—30°, характерные углы наклона по осям лавинных очагов 17—20°. Лавинная сеть разрежена, около 1 и менее на 1 км долины.

Отдельно следует сказать о распределении лавинных очагов в областях плоскогорий, расчлененных лишь редкой сетью речных долин. Здесь все очаги сосредоточены на структурных сужениях долин, представляющихся часто ущельями с крутыми склонами высотой 200—500 м, иногда обрывистыми вверху с наклоном 25—40° в средней части. Густота сети лавинных очагов на таких участках обычно в пределах 1—5 и менее на 1 км долины. Очаги в основном первого и второго порядков.

В отношении распределения очагов по территории в различных районах Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока можно отметить следующие особенности. На наиболее крутых ограниченных тектоническими разломами макросклонах хребтов Прибайкалья, Станового нагорья, Джугджур и Сихоте-Алинь на всей территории развита густая сеть мелких и средних по размерам лавинных очагов первого и второго порядков, типа денудационных воронок и эрозионных врезов по линейным тектоническим

нарушениям. Крупные очаги третьего порядка отмечаются реже и по морфологическому типу относятся в осевых частях хребтов к деформированным карам, а в местах наибольшей тектонической раздробленности — к денудационным воронкам сложного строения. Значительная часть очагов полностью пересекает склоны и выходит непосредственно к днищам долин, где в лесной зоне хорошо видны лавинные прочесы. Участков с разреженной сетью лавинных очагов даже в краевых зонах хребтов мало, а в осевых частях они практически не встречаются.

Массивные плоско- и округловершинные гольцы обычно поднимаются к более высоким хребтам ступенями, для каждой из которых характерны постепенное увеличение густоты сети очагов и изменение их морфологии. На значительных площадях здесь отмечается средняя или даже разреженная сеть очагов, особенно на предгорных ступенях. В осевой части хребтов отмечается пестрота в распределении лавинных очагов по территории. Рядом с наиболее высокими участками резко расчлененного рельефа с густой сетью очагов встречаются выположенные склоны с малым количеством лавиносборов и даже пространства, полностью безопасные в лавинном отношении. Такое строение лавинной сети характерно для хребтов Удокан, Хамар-Дабан, Икатский, Зверева, Становой, Южно-Муйский, Каларский, высоких хребтов Байджальско-Джагдинского массива и др.

По распределению лавинных очагов свои особенности имеют также средне- и низкогорья с округлыми выположенными формами гольцов в осевых частях хребтов, а также высокие и средневысотные плато и нагорья. Здесь не наблюдается закономерной последовательности в распределении числа и размеров очагов, преобладает слабая и реже встречается средняя густота сети. К этим горным массивам относятся Лено-Ангарское плато, Северо-Байкальское, Патомское, Алданское и Юдомо-Майское нагорья, Витимское и Олекмо-Чарское плоскогорья. Олекминский Становик, хребты Тукурингра, Турана, западные склоны Буреинского и других хребтов Байджальско-Джагдинского массива, восточный склон Сихоте-Алиня, а также горные массивы Центрального и Южного Забайкалья.

Климатические условия лавинообразования в Прибайкалье, Забайкалье и на Дальнем Востоке складываются под влиянием Сибирского антициклона, центр которого располагается как раз в Забайкалье. В свободной атмосфере и на уровне вершин горных хребтов сохраняются устойчивые ветры западного, а в Амурской области — северо-западного направления. Приносимый ветрами воздух сух, но поднимает метели. В январе — марте на всей рассматриваемой территории выпадает лишь 10—20 мм осадков в месяц. При ясной, наиболее солнечной в это время погоде происходит испарение снега, а то и радиационное оплавление поверхности снежного покрова, несмотря на сильные морозы. Средняя температура января на горных хребтах не выше -28-30°. Лишь на Сихоте-Алине эпизодические прорывы циклонов с Японского моря поднимают среднюю температуру января до -20-22°. Месяцами с положительной средней температурой воздуха для верхних участков гор оказываются июнь-август на Становом нагорье, июнь—сентябрь на Становом хребте, в Джугджуре и Байджальско-Джагдинском массиве, май—сентябрь в наиболее возвышенных районах Сихоте-Алиня. Продолжительность безморозного периода на Сихоте-Алине около 100 дней, в прочих районах менее 60 дней.

Снежный покров в горах устанавливается с наступлением холодов, обычно в октябре, хотя снегопады возможны уже в августе—сентябре. Стаивание снега на отметках 1500 м происходит в конце мая — первой половине июня, на отметках 2000 м и выше — в начале июля. Продолжительность залегания снега здесь 250—280 дней, а на более низких участках (хр. Сихоте-Алинь и др.) до 120—150 дней.

При годовых суммах осадков на верхних участках наветренных склонов (западных на пространстве от оз. Байкал до Станового хребта и восточных в приморьях)

до 1000—1300 мм на холодное время года приходится лишь 20—30%. Снег выпадает преимущественно в переходные сезоны, когда после лета еще не совсем ослабла западная циклопическая и тихоокеанская муссонная циркуляция (сентябрь—ноябрь) или когда она возобновляется весной (апрель—май). Наибольшие значения высоты снежного покрова достигаются именно в конце зимы и начале весны. Лишь обращенный к морю склон Сихоте-Алиня может получить много снега в любой месяц зимы.

Закрытые горами котловины получают мало снега. На дне котловин и долин вдоль трассы БАМ наибольшая декадная высота снежного покрова не превышает в среднем 30 см. Здесь снег почти не затрагивается метелями, претерпевает глубокую перекристаллизацию и сохраняет плотность в общем до 0,3 г/см^3. На наветренных микросклонах повсеместно накапливается существенно больше снега. По оценке Н. Л. Кондаковой, среднемноголетние значения максимальной декадной высоты снежного покрова превышают 100 см на Хамар-Дабане, Байкальском, Баргузинском, Кодарском, Удоканском хребтах и па наиболее возвышенных участках Сихоте-Алиня, причем в первых пяти районах она может превышать и 150 см. На остальной горной территории высота снежного покрова не менее 50— 70 см. От дна долин к вершинам хребтов высота снежного покрова увеличивается в среднем на 10—15 см на 100 м подъема. В целом к достаточно снежным для возникновения лавинной опасности относятся все горы выше 1000—1500 м.

Снежный покров верхнего пояса гор (выше 1500 м) претерпевает существенное метелевое перераспределение и уплотняется местами до 0,5 г/см^3. Хотя на подветренных макросклонах осадков существенно меньше, чем на наветренных, благодаря метелям снежные надувы достигают наибольшей толщины на подветренной стороне гребней (до 2—3 м, снежные карнизы до 10 м и более). Число дней с метелями в пригребневых участках всех гор не менее 50, а в Прибайкалье и на восточных склонах Джугджура и Сихоте-Алиня значительно больше. В двух последних районах довольно часты такие следствия циклонических вторжений, как сильные снегопады и оттепели. Чередуясь с холодными периодами и метелями при ясной погоде, они придают снежному покрову весьма сложное строение, со многими разрыхленными и уплотненными слоями.

Способ расчета параметров снежного покрова по климатическим показателям с учетом рельефа применительно к районам Забайкалья и Дальнего Востока разработан в Институте географии СО АН СССР А. Т. Напрасниковым и соавторами. С его помощью в масштабе 1: 2,5 млн. построены карты распределения высоты снега 5 и 50% обеспеченности, водозапаса, плотности и характерных дат формирования и схода снежного покрова. Построенные карты откорректированы с учетом существующих мелкомасштабных карт Атласа Забайкалья и других и динамики границ снежности, определявшейся по космическим снимкам. Они показывают следующие особенности распределения снежного покрова.

Во-первых, наблюдается закономерное уменьшение снежности с запада на восток до центрального участка зоны БАМ, а затем некоторое увеличение в сторону Тихоокеанского побережья. При этом на каждом хребте сохраняется отчетливая зависимость количества зимних осадков от экспозиции склонов к направлению движения влагонесущих воздушных масс, отмеченному выше.

Во-вторых, до определенного высотного предела происходит увеличение с высотой, как средней толщины снежного покрова, так и толщины ветровых надувов в пониженных частях склонов. Выше этого предела, обусловленного общим влагосодержанием атмосферы, средняя толщина снега может оставаться почти неизменной или даже несколько понижаться в связи с ветровым перераспределением, но его количество в лавиносборах, тем не менее повышается в связи с усилением метелевого переноса.

Эти положения могут быть проиллюстрированы некоторыми данными метеонаблюдений. Так, на метеостанции Кунерма (западный склон Байкальского хребта, абс. высота 635 м) сумма твердых осадков за пять зимних месяцев составляет 212 мм, на перевале Даван (995 м) — 296, а на станции Гоуджекит (восточный склон 676 м) — только 121 мм. В бассейне р. Ангаракан (западный склон Северо-Муйского хребта) снегонакопление почти вдвое меньше, чем в бассейне р. Кунерма, а в долине р. Муякан (восточный склон) па треть меньше, чем па Ангаракаие. Аналогичная тенденция прослеживается и далее к востоку, хотя и с меньшими абсолютными различиями в величинах снегонакопления в связи с общим ослаблением западного переноса и уменьшением влажности воздушных масс. При этом по наблюдениям в бассейне р. Кунерма толщина снега в лавиносборах восточного, подветренного склона почти в четыре раза выше, чем на западных склонах (Лавины в районе трассы БАМ, 1984). Кроме того, толщина снежного покрова на подветренных склонах непрерывно увеличивается с высотой, а на водоразделах, с которых происходит снос снега, она остается практически неизменной от 1000 до 1800 м абс. высоты.

Анализ серий космических снимков позволил для некоторых районов Забайкалья и Дальнего Востока проследить динамику сезонных границ снежного покрова и уточнить карту распределения снежности по этой территории, выделив центры длительного залегания снега, как правило, соответствующие наибольшему снегонакоплению. Выяснилось, что в условиях большого разнообразия типов рельефа и сложного взаимодействия орографических барьеров с сухими холодными континентальными и влажными океаническими воздушными массами фиксируемые на снимках различия в характере рисунка и высоте снеговой линии, а также в распределении центров длительного залегания снега (до 240—260 дней) определяются географической широтой места, ориентировкой и высотой хребтов, крутизной, густотой и глубиной расчлененности склонов.

Первые обильные снегопады здесь связаны с вторжением осенних циклонов, охватывающих сразу большие территории. Снегонакопление начинается почти одновременно по всему району и приурочено к определенной высотной зоне. Снеговая граница имеет резкий и сложный контур, повторяющий рисунок расчленения склонов. В это время ее уровень на Становом хребте отмечается на высоте около 1000 м. как на северном, так и на южном макросклоне. На расположенном севернее Алданском нагорье она снижается на 300—400 м. В то же время на субмеридиональном участке хр. Джугджур наблюдается асимметрия высоты снеговой границы. На западном склоне она располагается, как и в Алданском нагорье, на высоте около 600 м, а па восточном макросклоне, подверженном отепляющему влиянию незамерзшего еще моря, находится выше 800 м.

В ходе весеннего снеготаяния контуры снеговой границы существенно отличаются от осенних. Перераспределение снега зимними метелями определяет мозаичность расположения центров длительного залегания снежного покрова. В субширотно расположенных хребтах Станового нагорья наиболее заснеженные участки весной смещены в сторону северных макросклонов. На южных быстрый сход снега обусловлен как таянием, так и испарением и условиях повышенной сухости воздуха. Когда в Токинском Становике снеговая граница находится уже выше 1200 м, на северных участках Алданского нагорья она лежит еще на высоте около 800 м. На субмеридиональном отрезке хр. Джугджур наблюдается асимметрия снежности, обратная той, что была видна на осенних снимках. По западному континентальному склону снеговая линия отмечается на высотах 700—800 м; на восточном склоне граница сухого снежного покрова лежит па высоте около 400—500 м, а тающий снег— даже на морском побережье. Залеживание снега здесь объясняется как большими снегозапасами,

обеспеченными циклонами юго-западных румбов, так и охлаждающим влиянием покрытого льдом Охотского моря.

Границы снежности в период снегонакопления за ряд лет однотипны по очертаниям и лишь несколько различаются по площади и высоте снеговой границы. Это дает возможность, во-первых, выявить среднее многолетнее положение границы распространения снежного покрова и, во-вторых, сопоставляя ее с ежегодной площадью снежного покрова после первых снегопадов, судить об их интенсивности. В период весеннего снеготаяния границы снежности существенно различаются по годам, что не позволяет построить единую среднемноголетнюю картину. Изменения границы зависят от количества зимних осадков, интенсивности и преобладающего направления метелевого переноса снега и характера снеготаяния — солярного или адвективного. Решая обратную задачу, по рисунку и площади заснеженных территорий можно судить о совокупном воздействии указанных причин либо определить, хотя бы качественно, роль одной из них, используя дополнительные данные сетевых метеонаблюдений.

Изменения снежности в весеннее время существенно влияют на продолжительность лавиноопасного периода и на общее число лавин. Например, на хребтах Удокан (бассейн р. Наминга) и Кодар (бассейн р. Средний Сакукан) обычно сход мокрых лавин заканчивается в мае, а их доля от общего количества в среднем 40%. В многоснежные же годы твердые осадки продолжают выпадать в мае—июне, сход лавин продолжается и в начале июля, доля мокрых лавин значительно повышается, как и общее число дней с лавинами за год. При среднем числе дней с лавинами около 15 максимальное их количество превышает 30, минимальное — меньше 10. Пределы колебаний этого показателя для районов регулярных наблюдений в зоне БАМ (Лавинная и селевая опасность..., 1980; Лавины в районе трассы БАМ, 1984; и др.) приведены в табл. 43.

Таблица 43

Некоторые характеристики лавинной активности по данным прямых наблюдении на трассе БАМ

Район, бассейн реки	Число зарегистрированных лавин за зиму			Средний объем лавин, тыс. м^3	Число дней с лавинами	
	наибольшее	наименьшее	среднее		наибольшее	наименьшее
Байкальский хребет, западный склон, р. Кунерма	216	5	98	2,0	50	3
Байкальский хребет, восточный склон р. Гоуджекит	435	28	195	1,4	61	7
Северо-Муйский хребет, западная часть р. Ангаракан	198	102	168	1,2	28	9
Кодар, р. Наминга	345	136	214	5,8	32	7

По расчетам Е. С. Трошкиной, в зоне БАМ в среднем ежегодное число дней с лавиноопасными ситуациями равно при снегопадах до 6, за счет перекристаллизации снега — до 8—10, за счет весеннего снеготаяния — 4—6, в целом же — от 10 до 25; для хребтов Джугджур и Сихоте-Алинь суммарное число дней с лавиноопасными ситуациями должно быть выше, причем роль перекристаллизации снега скорее всего уменьшается.

На Байкальском хребте (Лавинная и селевая опасность..., 1980) при снегопадах сходит около 30% лавин, при метелях — около 20, при таянии — около 20%. Остальные лавины относятся в основном на счет перекристаллизации снежной толщи. Осенние снегопады и метели возбуждают сход многочисленных мелких лавин уже в ноябре и декабре. Их сход может участиться в январе, поскольку начинает действовать фактор перекристаллизации снега. Главный же период действия этого фактора — март и апрель, когда на подготовленные к обрушению пласты снега ложится дополнительный груз при учащающихся снегопадах и метелях. Лавины весеннего снеготаяния появляются в мае и отмечаются вплоть до июня. Это наиболее крупные лавины. На период до конца января приходится около 13% зарегистрированных лавин, на февраль 14,5, март — 16, апрель — 38,5, май и июнь — 17,5%. Общая продолжительность лавиноопасного периода до 6 месяцев. При продвижении далее к востоку все большее значение среди факторов лавинообразования начинают приобретать процессы перекристаллизации снега. Это связано с отмечавшимся выше уменьшением толщины снежного покрова при устойчиво низком температурном фоне зимнего периода. Если в бассейне р. Кунермы величина коэффициента перекристаллизации (отношение толщины слоя глубинной изморози к общей толщине снега) колеблется в пределах 0,15—0,25, то в центральной части хр. Удокан на тех же примерно высотах она изменяется от 0,39 до 0,60 в зависимости от экспозиции склона и характера подстилающего грунта. Необходимо отметить, что температурная инверсия, ветровое уплотнение снега и ряд других факторов значительно затрудняют формирование глубинной изморози на высотах более 1700 м. Здесь величина коэффициента пере кристаллизации не выходит за пределы 0,10—0,15, а лавины, сходящие по слою глубинной изморози, возникают при дополнительной нагрузке снежного покрова. Массовый сход таких лавин наблюдается в горных районах Забайкалья и Дальнего Востока весной при усилении метелей.

Оттепели в Забайкалье — явление чрезвычайно редкое, поэтому здесь нет связанных с ними лавин. Они начинают проявляться как фактор лавинообразования в Джугджур-Становом районе, на северо-востоке Буреинского хребта, в горных массивах Сихоте-Алиня.

В конце апреля — начале мая в связи с весенним снеготаянием практически повсеместно наблюдаются мокрые лавины. Первые лавины весеннего таяния отличаются небольшими объемами и относятся к инфляционному типу. Часто при возвратных заморозках подтаявший слой снега превращается в ледяную корку, по которой вновь начинают сходить метелевые лавины. После прогревания и промачивания всей снежной толщи на некоторое время за счет оседания происходит ее стабилизация па склонах, но затем весь пласт снега переходит в неустойчивое состояние. В этот период мокрые лавины достигают наибольших объемов и сходят по грунту, вынося большое количество каменного материала.

Таким образом, на всей рассматриваемой территории, как и в Байкальском хребте, выделяется позднезимне-весенний пик повторяемости лавин смешанного генезиса (с перекристаллизационной подготовкой) и снеготаяния. Осенний и раннезимний периоды схода лавин свежевыпавшего и метелевого снега, характерные для Байкальского хребта, в центральных районах Забайкалья выражены лишь в многоснежные годы. На Северо- и Южно-Муйском хребтах в обычные зимы лавиноопасный период начинается лишь в марте и длится около 3 месяцев. На крайнем

востоке вероятен приблизительно такой же ход повторяемости лавин в течение зимы, как на Байкальском хребте, но с более равномерным распределением, что обусловлено относительно большим числом зимних интенсивных снегопадов и оттепелей на приморских склонах.

Изложенные закономерности горизонтальной и вертикальной дифференциации главных факторов лавинообразования послужили основой для составления соответствующей карты (см. рис. 68—73).

Повторяемость лавиноопасных ситуаций оценена выше. Средняя многолетняя повторяемость лавин в очаге средней интенсивности изображена на рис. 69 и 72, построенных по общей методике с учетом значений высоты снежного покрова по упомянутой ранее специальной карте Забайкалья и Дальнего Востока масштаба 1:2,5 млн. При этом контуры малой (менее 0,1 в год), средней (0,1 — 1) и высокой (более 1 в год) повторяемости проведены с учетом следующих особенностей распределения снега в лавиносборах. Малые ресурсы снега значительно снижают повторяемость лавин даже в осевых частях средне- и низковысотных хребтов на юге Забайкалья, которые показаны на карте как районы малой повторяемости лавин. Однако при высокой снежности и густой сети лавинных очагов в низкогорных хребтах отмечается средняя и высокая повторяемость (например, в Ульинском хребте на побережье Охотского моря). В то же время на Северо-Байкальском и Алданском нагорьях, где высота снежного покрова достигает 100 см, повторяемость лавин отнесена к малой и средней в связи с большой залесенностью и малой крутизной склонов и равномерностью распределения снега. Па хребтах выше 1500 м, попадающих в пояс интенсивных метелей, коэффициент неравномерности распределения снега (отношение средней высоты снега к максимальной, которая имеет место в лавиносборах) достигает 0,1—0,3. Поэтому в гольцовом поясе даже при средней высоте снежного покрова менее 100 см повторяемость лавин может быть высо¬кой. Эти соображения позволили построить для Забайкалья и Дальнего Востока схему повторяемости лавин в очаге средней активности с учетом абсолютной высоты лавиносборов (табл. 44); эта схема, детализирующая общую (см. табл. 7), и была использована для построения соответствующей карты.

Таблица 44

Зависимость средней многолетней повторяемости лавин в очаге средней активности от высоты снежного покрова и абсолютной высоты лавиносборов для Забайкалья и Дальнего Востока

Высота снега, см	Средние абсолютные высоты лавиносборов, м			
	1000	1500	2100	2500
40—70	—	Малая	малая — средняя	средняя
70—100	Малая	малая — средняя	средняя	средняя — высокая
Более 100	малая — средняя	средняя	средняя — высокая	высокая

Имеющиеся данные прямых наблюдений на хребтах Байкальском, Удокан позволяют охарактеризовать повторяемость лотковых лавин разных размеров следующим образом. На Байкальском хребте (Лавинная и селевая опасность..., 1980) 40% лавин не доходят до конуса выноса, 35% останавливаются в верхней части конуса и лишь 6% выходят за видимые границы конуса. Наиболее активны (до 10—15 лавин за зиму) лавиносборы высоких порядков с площадью 150—250 га. На хр. Удокан число лавин за зиму в очагах высоких порядков достигает 10—20; при этом наибольший разовый объем лавин измеряется немногими тысячами кубических метров, эти лавины не вы ходят на дно основной долины.

Крупные же лавины, выходящие в долины или перекрывающие их, наиболее часто возникают в очагах второго порядка типа денудационных воронок, площадь которых не превышает 50—60 га. В лавиносборах первого порядка, как правило, формируются лавины малых объемов, достигающие днища долин только при крутизне склонов более 25°, прямом или вогнутом профиле очага и прямолинейном канале стока.
В крупных очагах третьего порядка крупные лавины сходят только при экстремальном снегонакоплении или очень интенсивном таянии. По дендрохронологическим оценкам М. Н. Лаптева, в последние 100 лет лавины сходили из очагов первого порядка ежегодно, хотя не в каждом из них одновременно. Массовый сход средних и крупных лавин (выходящих далеко на дно основной долины) отмечается в среднем одни раз в 10—20 лет. Гигантские лавины сошли шесть раз за последние 350 лет.

Карты средних многолетних суммарных за зиму объемов лавин в очаге среднего размера (см. рис. 70 и 73) составлены по стандартной методике и с использованием упоминавшийся выше карты снежности Забайкалья и Дальнего Востока. Что же касается результатов прямых оценок объемов лавин, к приведенным выше сведениям о довольно малых размерах большинства из них можно добавить предельные: лавины объемом более 100 тыс. м^3 (до 280 тыс. м^3) регистрировались на многих участках зоны БАМ, а также в низкогорье северных отрогов хр. Сихоте-Алинь.

К особенностям лавинной опасности Прибайкалья, Забайкалья и Дальнего Востока, не упомянутым выше, можно отнести вероятность схода «сверхмокрых лавин» — лавиноподобных водоснежных потоков. Сухость климата низкогорных территорий и межгорных котловин оттесняет пояс их образования на отметки выше 1500—2000 м. Здесь многочисленные следы таких потоков встречаются в очагах второго и третьего порядков на хребтах Кодар, Зверева, Становом, Джугджур и др. Ниже, вплоть до днищ межгорных котловин, возможны лишь редкие селеподобные водоснежные потоки, образующиеся при прорыве снежных плотин в руслах ручьев, вздувшихся вследствие экстремально быстрого снеготаяния и (или) обильного дождя (Селеопасные районы..., 1976).

Важной особенностью является большая залесенность потенциально лавиноопасных территорий. Какое следствие может принести неосмотрительная вырубка леса, показывает опыт железной дороги между Комсомольском-на-Амуре и Советской Гаванью. Она пересекает северные отроги Сихоте-Алиня, едва поднимаясь до 1000 м над уровнем моря; но ежегодно с декабря по март находится под ударами обламывающихся снежных карнизов и лавин, сходящих с плоских склонов.

5.14. САХАЛИН

С точки зрения лавинной угрозы для населения и народного хозяйства о. Сахалин относится к наиболее опасным территориям России. Если в таких горных странах, как Кавказ, Памир или Тянь-Шань, лавинная активность в основном начинает

проявляться на высотах более 1000-1500 м, где деятельность человека ограничена, то на о. Сахалин лавины пересекают всю производственно-селитебную зону от горных вершин до морских побережий. Лавиноопасные территории охватывают до 70% площади острова. Лавинная угроза зарегистрирована для более чем 40 населенных пунктов, в том числе в Александровске-Сахалинском, Углегорске, Томари, Холмске, Невельске, Синегорске, Быкове. Практически нет ни одной отрасли народного хозяйства, в которой не сказывались бы отрицательные воздействия снежных лавин.

Начиная с 1965 г. на Сахалине выполняется комплексная программа исследований лавинной опасности, разработки и внедрения противолавинных мероприятий. Первые шаги в экспедиционном изучении лавин были предприняты Сахалинским управлением Госкомгидромета СССР зимой 1964/65 г., отличавшейся активной лавинной деятельностью. В этот период Г. К. Тушинский дал предварительную оценку степени лавинной опасности южной части Сахалина, наметил пути изучения лавинного режима, определил возможность противолавинной защиты ряда объектов.

Планомерное изучение лавин па Сахалине началось с 1967 г., когда Сахалинским УГКС была организована служба наблюдения и оповещения о лавинной опасности, которая ныне включает семь снеголавинных станций: Сахалин (1967 г.), Перевал (1969 г.), Невельск (1972 г.), Холмск (1976 г.), Углегорск (1980 г.), Александровск-Сахалинский (1980 г.) и Первомайск (1981 г.). Основная задача этой службы — изучение условий образования и границ распространения лавин и обеспечение организаций и населения информацией и предупреждениями о лавинной опасности. В работах снеголавинной службы Сахалинского УГКС принимали участие В. Ф. Козарь, Н. Г. Куроедов, В. Д. Губарева и др.

Первым шагом к защите от лавин железнодорожных магистралей явилась организация в 1965 г. лавинообвальной группы при Южно-Сахалинском отделении ДВЖД, перед которой были поставлены задачи сбора сведений о лавинах, угрожающих железным дорогам, разработки и проведения противолавинных мероприятий контроля за эксплуатацией противолавинных сооружений. С 1967 г. разнообразные научные исследования для разработки методов защиты железнодорожного пути от лавин ведет научно-исследовательская лаборатория Новосибирского института инженеров железнодорожного транспорта под руководством Д. К. Дюнина и Э. П. Исаенко.

В 1969 г. сотрудниками института Сахалингражданпроект П. Г. Шибко и К. Г. Корниевским был спроектирован первый на острове комплекс противолавинной инженерной защиты санатория «Сахалин». Противолавинными мероприятиями занимаются также производственные объединения «Сахалинлеспром», «Сахалинуголь», «Сахалингеология», «Сахалинавтодор» , «Сахалинэнерго».

Сахалинским УГКС стационарные и наземные экспедиционные исследования лавин проводятся по маршрутам, проложенным по территориям населенных пунктов и народнохозяйственных объектов, вдоль железных, автомобильных и лесовозных дорог, линий связи и электропередач. Аэровизуальными наблюдениями контролируются в основном неосвоенные территории острова. Некоторая часть (до 10%) снеголавинной информации поступает также от народнохозяйственных организаций и населения.

В связи с хорошей изученностью при построении карт характеристик лавинной опасности Сахалина (см. рис. 71 73) основным материалом явились прямые данные регистрации около 6500 случаев схода лавин и результаты геоморфологических и геоботанических экспедиционных исследований.

Площадь Сахалина около 78 тыс.км^2, он вытянут в меридиональном направлении на 948 км при ширине от 26 до 160 км. В тектоническом отношении он принадлежит к области молодой складчатости, причем хребты являются антиклиналями, а разделяющее их продольное понижение — синклиналью. Горы сложены различными

терригенными и морскими, сильно метаморфизованными породами, а также эффузивами. На Западном хребте имеется группа потухших вулканов. Рельеф гор — водно-эрозионный, со ступенями, отвечающими различным выровненным поверхностям. По характеру рельефа на Сахалине четко выражены два района: северный равнинный и южный горный. В северном районе зоны средней и слабой лавинной опасности охватывают небольшую территорию общей площадью менее 500 км^2 и включают Западный и Восточный хребты и останцевые горы Даги, Вагис, Оссой с абсолютными высотами 300—600 м.

Южный горный район занимает среднюю и южную части острова и состоит из двух горных сооружений: Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских гор, широкими полосами простирающихся вдоль побережий. Первые протянулись вдоль западного побережья острова на 650 км и состоят из ряда коротких параллельных гряд с господствующим северо-западным направлением гребней. Основным хребтом является Камышовый, который южнее перешейка Поясок носит название Южно-Камышовый. Максимальные высоты Западно-Сахалинских гор (1000—1300 м) приурочены к центральной части Камышового хребта. На крайнем северном и южном участках, а также в районе перешейка Поясок высоты водоразделов снижаются до 300 м. Восточно-Сахалинские горы протяженностью около 300 км но строению и характеру рельефа близки к Западно-Сахалинским. Они несколько выше (гора Лопатина — 1609 м), но также относятся к типу низких и средних гор. На севере Восточно-Сахалинские горы завершаются крупным Лопатинским горным узлом с радиально отходящими от него хребтами Набильским, Луньским и Стланиковым. На юге горы заканчиваются Центральным хребтом.

В целом для этих гор характерен резко расчлененный рельеф с преобладанием крутых (30—45°) склонов, па которых, особенно в их верхней части, интенсивны процессы денудации. Наиболее крутые (до 60°) склоны горных гряд имеют небольшое распространение и приурочены к тектонически ослабленным зонам. Глубина эрозионного расчленения в водораздельных участках от 200—500 м в Западно-Сахалинских до 200—800 м в Восточно-Сахалинских горах. Гребни хребтов узкие, часто скалистые; седловины глубокие. В верхней части склоны изрезаны денудационными воронками. Такие формы рельефа хорошо аккумулируют снежные массы, переносимые ветром.

В юго-восточной части Сахалина выступает массив Сусунайского хребта с причлененным к нему с юга Корсаковским плато. С востока они отделяются Тунайчинским понижением от Тонино-Анивского хребта, занимающего одноименный полуостров. Наивысшая отметка Сусунайского хребта 1047 м (г. Пушкинская), Тонино-Анивского — 670 (г. Крузенштерна), Корсаковского плато — 180—200 м. Высокий Сусунайский хребет прорезан узкими и крутосклонными (30—50°) долинами рек. Склоны, особенно в центральной части хребта, расчленены денудационными воронками и создают благоприятные условия для лавинообразования.

Для Сахалина, так же как для Камчатки и Курильских островов, характерно проявление лавинной деятельности на склонах морских террас, которые здесь распространены повсеместно, за исключением северной части острова и устьевых участков крупных рек. При средней высоте 20—30 м эти склоны местами достигают отметок 150—170 м. Их угол наклона находится преимущественно в диапазоне 35—45° и достигает 60—70°. Ровные поверхности морских террас, лишенные древесной и кустарниковой растительности, способствуют активному метелевому снегопереносу и образованию в верхней части подветренных склонов снежных карнизов, толщина которых достигает 7—9 м.

Климат Сахалина формируется в соответствии с расположением острова в умеренных широтах и на рубеже между Азиатским материком и Тихим океаном, в Восточно-азиатской области муссонов. Большая протяженность острова с севера на юг, сложный горный рельеф, различный термический режим омывающих морей создают разнообразие климатических условий. Зимой Сахалин находится на острие гидротермического взаимодействия материка и океана, в зоне очень высоких значений широтных градиентов климатических и метеорологических параметров. Это — важная черта климата Сахалина, не повторяющаяся в других лавиноопасных районах умеренных широт.

В целом по Сахалину средняя годовая температура воздуха повышается от -2-3° на севере до +3—4° на юге Холодный период длится от 135—140 дней (середина ноября начало апреля) в самом теплом, юго-западном районе до 190—200 дней (конец октября — начало мая) на севере. Широтная контрастность температуры воздуха на острове наиболее ярко выражена зимой. Средняя температура самого холодного месяца и января — колеблется от -9° на юго-западном побережье до -25° в Тымь-Поронайской низменности. Абсолютные минимумы температур достигают -50-55° на севере и в Тымь-Поронайской низменности и -28-30° на юго-западе Сахалина. Суточная амплитуда температуры воздуха на протяжении всей зимы составляем 7—15°.

Оттепели повсеместно отмечаются преимущественно в периоды становления (ноябрь) и разрушения (март—апрель.) устойчивого снежного покрова. Отдельные слабые оттепели (до 1—2° тепла) во второй половине декабря по февраль наблюдаются не каждый год и продолжительность их обыкновенно не превышает 4—6 ч. При солнечном сиянии и при оттепелях местами на поверхности снежного покрова создаются ледяные корки, но они имеют локальное распространение, поскольку связаны не с фоновыми, а с местными мезо- и микроклиматическими условиями. Тем не менее возникают резкие локальные контрасты в стратиграфии снега и соответственно в устойчивости его на склонах с различной экспозицией к Солнцу. В целом же снежный покров на о. Сахалин имеет, как правило, сложное строение. Преобладают процессы уплотнения и упрочнения снега. Лишь в особо холодные и малоснежные зимы формируются горизонты глубинной изморози, но для возникновения лавин при этом требуются дополнительные нагрузки на снежный покров, иногда очень значительные (до нескольких метров нового снега).

Благодаря интенсивной циклопической деятельности Сахалин характеризуется большим количеством осадков. Годовая сумма осадков увеличивается с севера на юг от 500 до 1000 мм. На холодный период года приходится 20—35% осадков; на юге острова за зиму в среднем выпадает 200—400 мм, на севере — 170—200 мм осадков. Изменчивость сезонной суммы осадков велика и может отклоняться от нормы в 3—4 раза в любую сторону. В зимнее время осадки имеют обычно небольшую интенсивность. При общем числе дней в месяц с осадками от 9—17 на севере Сахалина до 15—24 на юге только 1—2 и 3—5 дней соответственно приходятся на осадки более 5 мм/сут. Несмотря на малую среднюю интенсивность снегопадов, суточный максимум осадков и любой зимний месяц может достигать 16—30 мм на севере и 40—75 мм на юге.

Важнейшим фактором лавинообразования на Сахалине являются метели, поскольку обычно выпадение осадков сопровождается ветром. Типичные лавины свежевыпавшего снега на Сахалине — весьма редкое явление. Среднее число дней с метелью и средняя их продолжительность в часах соответственно составляют на севере (г. Оха) 65 и 666, на юге (г. Южно-Сахалинск) 32 и 282, юго-западе (г. Холмск) 63 и 671. Преобладают ветры северных и северо-западных направлений; их повторяемость составляет 60—90%. В 15—40% случаев отмечается скорость ветра 6—9 м/с, в 25—60— 14—20 м/с. Наиболее метелевый период длится с ноября по апрель, при средней

продолжительности метели более 10 ч, а иногда и несколько суток. За счет метелевого перераспределения снега при преобладании северных ветров условия повышенной лавинной опасности создаются на склонах южной экспозиции.

Период залегания снежного покрова длителен и составляет от 5—5,5 месяцев на юге до 6,5—7 месяцев на севере острова. В среднем устойчивый снежный покров образуется в первой декаде ноября в северной и центральной частях Сахалина, во второй декаде ноября на побережьях центральной части и на большей территории юга, в последней пятидневке ноября на крайнем юге. Наиболее быстрый рост высоты снежного покрова происходит с ноября по январь. Уже в первой половине декабря в горах высота снежного покрова повсеместно достигает или превышает 70 см, т. е. устанавливается период лавинной опасности. Максимальных значений (в среднем 100—150 см) высота снежного покрова достигает во второй-третьей декадах марта.

Для лавинообразования особенно важны зимы с экстремальными осадками и метелями. Так, в аномально многоснежную зиму 1969/70 г. в горных районах Южного Сахалина количество осадков за холодный период достигло 150—230% среднемноголетней нормы. Наибольшее количество (600—800 мм) их отмечено на Сусунайском и на восточных склонах Южно-Камышового хребта, где толщина снежного покрова превысила 250 см. В верхнем поясе Восточно-Сахалинского хребта спегозапас превысил 400 мм, а в Камышовом хребте — 800—1000 мм при максимальной плотности снега в зоне ветрового уплотнения до 0,4— 0,5 г/см^3, что в 2,5 раза выше, чем в малоснежную зиму.

Период наиболее продолжительных и интенсивных снегопадов и метелей при скоростях ветра от 15 до 20—40 м/с продолжался с января по март. Продолжительность метелей от 50 до 80 ч, а максимальная (на станции Перевал 31 января — 5 февраля) достигла 126 ч.

Прирост толщины снежного покрова после снегопадов с метелью составил почти 70 см при интенсивности выпадения осадков от 0,6 до 2,8 мм/ч, что создало но всех горных районах Южного Сахалина условия для массового схода лавин объемом до 500 тыс. м^3.

Число дней с лавинами на Сахалине по данным прямых наблюдений приведено в табл. 45. Среднее их число в году около 20. Внутрисезонное распределение зарегистрированных лавин: на декабрь приходится около 9%, январь 26, февраль 35, март 13, апрель—17%.

На Сахалине, который полностью относится к зоне хвойных лесов, очевидна естественная противолавинная роль леса. Происходящая в последние десятилетия активизация лавинной деятельности является прямым следствием уничтожения человеком лесов; лавины Сахалина в значительной мере имеют антропогенное происхождение. Несмотря на малый размах высот, в горах Сахалина всюду ясно выражена вертикальная поясность растительности. Достаточно густой для закрепления снега па горных склонах елово-пихтовый лес распространен до отметок 600—700 м. Выше расположены редкостойные леса из березы каменной с примесью курильского бамбука и подлеском из кедрового стланика. Еще выше следует пояс гольцовой растительности, которая не может препятствовать образованию лавин. Высотный уровень 600—700 м можно назвать «антропогенным уровнем лавинной деятельности». Выше него па Сахалине лавины сходят в естественных условиях, ниже — преимущественно при уничтожении человеком леса.

Таблица 45

Число дней с лавинами на Сахалине

Годы	1967-1968	1968-1969	1969-1970	1970-1971	1971-1972	1972-1973	1973-1974	1974-1975	1975-1976	1976-1977	Доля от общего числа,%
Ноябрь	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
Декабрь	9	—	9	—	3	8	14	3	—	7	26
Январь	16	—	12	3	—	7	15	8	3	1	32
Февраль	9	3	6	3	6	2	—	4	3	1	19
Март	10	5	3	—	—	5	—	7	—	4	17
Апрель	1	5	—	—	3	—	—	—	—	—	5
Итого	45	13	32	6	12	25	29	22	6	3	100

Своеобразным побудителем лавинообразования на Сахалине служат заросли курильского бамбука, к участкам размещения которых приурочены наиболее лавиноактивные территории. В начале зимы упругие стебли и листья бамбука создают в снежном покрове многочисленные пустоты, которые способствуют перемещению водяного пара внутри снежной толщи, в конечном итоге — образованию разрыхленных и неустойчивых слоев. В период весеннего снеготаяния коэффициент статического трения снега на поверхности из плотного ковра листьев и стеблей бамбука оказывается в 2—4 раза меньше, чем на иных поверхностях склонов, и равняется 0,13—0,25. Тем самым лавины здесь срываются чаще. Кроме того, бамбук заглушает на вырубках и пожарищах естественное восстановление хвойных древостоев и этим способствуем разрастанию очагов лавинообразования. Антропогенное распространение курильского бамбука— один из основных фитогенных факторов усиления лавинной опасности в южных районах Сахалина и Курильских островов.

Таким образом, широкая изменчивость и многообразие лавинообразующих факторов создают уникальные условия для лавинной деятельности на Сахалине. Г. К. Тушинский в 1965 г. назвал Сахалин естественной лабораторией для исследования лавинной опасности.

При составлении лавинных карт Сахалина (см. рис. 71—73) использовались методика, рекомендованная для Атласа снежноледовых ресурсов мира, и прямые сведения о показателях лавинного режима.

К зоне высокой лавинной активности (опасности) отнесены районы Западно-, Восточно-Сахалинских гор и Сусунайского хребта, расположенные выше отметки 600 м, а также горы юго-западной части Сахалина (южная половина Южно-Камышовского хребта, Южно-Прибрежная цепь, Мицульский хребет, хр. Шренка). В табл. 46 показаны основные параметры, характеризующие эти три района высокой лавинной опасности.

Первый район характеризует Восточно-Сахалинские горы. Снеголавинные исследования проводятся вдоль лесовозной дороги, пересекающей Набильский хребет через Чамгинский перевал (780 м над уровнем моря). Дорога проходит в узкой (50 — 150 м) долине. Водораздельные отметки достигают 1300 — 1500 м.

Таблица 46

Основные характеристики зоны высокой лавинной активности (опасности) на Сахалине

Характеристики	Районы		
	Восточно-Сахалинские горы, Набильский хребет	Западно-Сахалинские юры, Мицульский хребет	Морские террасы юго-западного побережья
Период наблюдения	1979—1985	1967—1985	1970—1985
Диапазон высот, м над уровнем моря	400—1500	200—650	0—200
Средняя дата начала сезона лавинной опасности	1. XII	22.XII	12.1
Средняя дата конца сезона лавинной опасности	15. V	21.III	16.III
Средняя продолжительность сезона лавинной опасности, дни	176	89	64
Среднее число дней со сходом лавин	19	10	9
Среднее количество лавнносборов на1 км дна долины (морского побережья)	8	5	13
Максимальный объем лавинных отложений, тыс. $м^3$	300	150	10

Глубина расчленения составляет 500 800 м. Характерным является преобладание крутых (30—50°) склонов с эрозионной и денудационной обработкой. На 35-километровом участке автодороги зарегистрировано 280 лавинных очагов. Лавиносборы представлены преимущественно денудационными воронками и небольшими эрозионными врезами. Осовы (менее 5%) сходят с невысоких (до 50—100 м) ровных склонов. В районе главного водораздела Набильского хребта лавиносборы имеют сложный рисунок и до 15—20 обособленных зон зарождения и движения лавин. Пути лавин из разных зон зарождения часто сливаются. Длина общей зоны отложения таких систем достигает 1,5—2,5 км.

Особенностью склонов, вдоль которых идет дорога, является, высокая залесенность (85—95%). Однако выше 600—700 м, т. е. в зонах зарождения лавин, склоны покрыты березовым лесом с подлеском из кедрового стланика. Эта растительность в летнее время почти полностью маскирует лавиносборы. Иная картина зимой: 3—5-метровые кусты кедрового стланика укладываются вниз по склону под тяжестью снега, березы же не могут закрепить снег, поскольку расстояние между деревьями составляет 5—10 м.

Ежегодно вдоль этого участка автодороги отмечается от 174 до 352 лавин, или 0,6—1,3 в среднем на один очаг. Один раз за 2—3 сезона лавины отмечаются почти во всех лавиносборах сразу. Преобладающим генетическим типом (около 3/4) являются метелевые лавины. Они формируются в декабре—марте во время снегопадов, сопровождающихся сильным ветром. Такие лавины достигают наибольших размеров — 300 тыс.$м^3$ и перекрывают дорогу многочисленными снежными завалами толщиной до 10—12 м. В многоснежные зимы вероятен сход лавин объемом до 1 млн.$м^3$. В малоснежные зимы при антициклональном типе погоды изредка возможны лавины вследствие перекристаллизации снега. Лавины мокрого снега формируются преимущественно в солнечные дни в апреле — мае па склонах южной и западной экспозиций. Объемы их редко превышают 10 тыс. $м^3$.

Лучше изучен лавинный режим второго района на примере Мицульского хребта, расположенного в крайней юго-восточной части Западно-Сахалинских гор. Здесь в зоне исследований снеголавинных станций Сахалин и Перевал находятся, в частности,

железнодорожная магистраль Южно-Сахалинск—Ожидаево и территория санатория «Сахалин». Главный водораздел Мицульского хребта на участке пересечения железной дороги ориентирован на северо-северо-запад, а отроги, прорезаемые многочисленными водотоками, большей частью вытянуты в широтном направлении. Поэтому 84% лавиносборов относятся к склонам южной четверти горизонта. Высота водораздела около 650—680 м над уровнем моря. Гребни хребтов узкие, склоны крутые — 30—45°. Относительная высота падения лавин небольшая в среднем 50—200 и не более 500 м. Залесенность территории сравнительно невелика, менее 25%. Причем повсеместно лес отсутствует на склонах южных экспозиций, где направления ветров во время зимних метелей и солнечная радиация весной наиболее благоприятны для лавинообразования. В первой половине столетия лес был уничтожен рубками и лесными пожарами. С момента уничтожения леса на склонах южных экспозиций началась постепенная активизация лавин, продолжающаяся и в настоящее время. В зонах отрыва лавины не только уничтожают подрост, исключая естественное восстановление леса, но и постепенно расширяют безлесное пространство. Крупные лавиносборы площадью от 1 до 10—-30 га относятся к типу денудационных воронок. Мелкие лавиносборы относятся к типам эрозионных врезов и ровных склонов, на которых наблюдаются осовы. Большинство склонов здесь хорошо задернованы, покрыты плотным разнотравьем и курильским бамбуком. Поэтому в отличие от Восточно-Сахалинских гор, где для схода первых лавин необходима высота слоя снега до 1,0—1,5 м, в лавиносборах Мицульского хребта первые лавины отмечаются уже при высоте снега 50—70 см.

Сход лавин в основном приурочен к снегопадам и метелям. Доля метелевых лавин составляет 61% общего числа. Далее следуют лавины из мокрого снега (24%, преимущественно инфляционные), лавины из перекристаллизованного снега (9%) и лавины смешанного типа (6%). Образование последних связано с определенными погодными условиями времени становления снежного покрова, когда в начале зимнего сезона на поверхности склона накапливается 30—60-сантиметровый слой сильно увлажненного снега, который затем покрывается слоем сухого снега толщиной 20—40 см. В некоторые зимние сезоны неустойчивый нижний горизонт сохраняется до первых чисел февраля, и вплоть до этого времени постоянно отмечаются лавины, причем не только в ходе снегопадов и метелей, но и при ясной тихой погоде. При этом отрыв снежных масс обычно линеен, лавины движутся по грунту. Зона отрыва лавин выглядит сходно с весенними грунтовыми лавинами из мокрого снега.

В целом же на Мицульском хребте лавинная активность наиболее высока с января по март; за этот период сходит до 75% лавин. Отдельные лавины отмечаются также в ноябре и мае. Максимальный объем лавин достигает 100—150 тыс.м^3. Особо крупные лавины наблюдаются примерно один раз в 10 лет. До 70% лавин имеют объем менее 1 тыс. м^3 и лишь 10% — более 10 тыс.м^3.

Третий район выделен, чтобы подчеркнуть, что для Сахалина характерна высокая лавинная опасность крутых склонов морских террас. На юго-западном побережье острова объем лавин не превышает 10 тыс.м^3, однако в зоне их действия расположены транспортные магистрали, проходят линии электропередач и связи, проживает большинство населения. Лавинная угроза здесь явление постоянное: лавина объемом 10—20 м^3 опасна для человека, объемом 300—500 м^3 опрокидывает грузовые автомашины, а снежная масса объемом 1 тыс.м^3, обрушившаяся со склона высотой лишь 40 м, сдвигаем с рельсов 40-тонный тепловоз.

Участок исследований простирается на 60 км; лавиноопасная полоса здесь разрывается только устьевыми участками рек Склоны морской террасы крутые (40—50°). Древесная и кустарниковая растительность, способная закрепить снежные массы, на поверхности террасы почти полностью отсутствует. Сеть лавиносборов на склоне

террасы исключительно велика. Местами насчитывается до 25—28 лавиносборов на 1 км побережья. Они относятся к типам мелких эрозионных врезов, плоских склонов и реже денудационных воронок с площадью снегосборов менее 0,1—0,2 га. Поверхность лавиносборов покрыта разнотравьем и мелким курильским бамбуком. Часто встречаются мелкообломочные осыпи. Продольные профили прямые или слабо вогнутые в пределах зон зарождения и транзита лавин с резким выхолаживанием на подножие склона.

По сравнению с остальной территорией Сахалина юго-западное побережье острова обладает наиболее мягким климатом. Поэтому лавинный сезон непродолжителен. Повторяемость лавин из сухого и мокрого снега примерно одинакова. Лавины из перекристаллизованного снега составляют менее 2%. Массовый сход лавин, который отмечается один раз в 3—5 лет, связан преимущественно с сильными метелями. Вообще метели на юго-западном побережье наблюдаются часто, по повторяемость ветров восточных румбов, создающих снегонакопление на рассматриваемом участке побережья, небольшая и составляет 14%.

За пределами трех описанных районов размещаются территории со средней и низкой лавинной активностью. К территориям со средней лавинной активностью относятся Восточный хребет полуострова Шмидта, горы Оссой, Даги и Вагис Северо-Сахалинской равнины, Восточно-Сахалинские горы (в диапазоне высот 300—600 м), горы Западно-Сахалинского хребта севернее перешейка Поясок (300—600 м), северная часть Южно-Камышового хребта (300—600 м), Долинский (200—600 м), Сусунайский (400—600 м) и Тонино-Анивский хребты. Склоны здесь залесены на 40—70%. Число лавиносборов обычно менее 5 на 1 км дна долины.

Наименьшей лавинной активностью характеризуются горы Западного хребта п-ова Шмидта, крайняя северная часть Западно-Сахалинских гор по широте Мгачи-Адо-Тымово, горы перешейка Поясок, юго-восточная часть Южно-Камышового хребта, Корсаковское плато. Формы рельефа этих гор мягкие, наклон склонов не превышает 20—25°, залесенность более 70%. Отдельные лавины отмечаются эпизодически в многоснежные сезоны.

Водоснежные потоки для Сахалина нехарактерны, поскольку снеготаяние происходит недостаточно быстро для их образования. В северной части Западно-Сахалинского хребта возможны сели при прорыве снежных плотин в руслах (Селеопасные районы..., 1976).

5.15. КАМЧАТКА И КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА

Полуостров Камчатка (см. рис. 65—67) вытянулся с севера на юг приблизительно на 1200 км; такова же длина и цепи Курильских островов. Однако лавинная активность на них имеет сходные черты, определяемые океаничностью климата и вулканической топографией. Это сходство позволяет рассмотреть оба района совместно, чем отчасти восполняется недостаточность прямых сведений о лавинном режиме Курильских островов.

История изучения лавин Камчатки длится с начала 60-х годов, когда К. С. Лосев (1962) и Г. К. Тушинский (1963) на основании оценки рельефа, снежности, а также анкетных данных сделали вывод о возможности лавинной деятельности в горах Камчатки. В то же время В. Н. Виноградовым (1965) на основе опроса местных жителей, геологов, охотников, оленеводов выполнен анализ условий образования лавин и составлена схематическая карта распространения лавин в горах Камчатки. В конце 60-х годов в связи с составлением «Карты лавиноопасных районов СССР» Проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ проведены полевые рекогносцировочные

исследования, которые вместе с анализом геоморфологических условий позволили Н. А. Володичевой выявить особенности лавинного режима и составить карту лавиноопасных районов Камчатки (Лавинные районы..., 1970). В дальнейшем Ю. А. Евтодьев на основании непосредственных наблюдений описал 16 крупных лавинных очагов и синоптических условий схода лавин, принесших значительный материальный ущерб.

Текущий этап изучения лавин связан с расширением хозяйственной деятельности в горных районах. С зимы 1974/75 г. Камчатским геологическим объединением организованы наблюдения за условиями лавинообразования в верховьях р. Ича (Срединный хребет). Исходя из своих интересов, геологи уделяют основное внимание активным формам борьбы с лавинной опасностью — профилактическому спуску лавин с помощью взрывов. В этом направлении они достигли определенных успехов.

С начала 80-х годов Камчатским УГКС проводятся обследования лавинной опасности в районах народнохозяйственных объектов. Б 1982 г. при УГКС создана специализированная снеголавинная группа, ведущая работы по выявлению лавиноопасных районов и стационарные наблюдения за условиями лавинообразования в различной физико-географической обстановке. Так, за 1982—1987 гг. снеголавинная группа провела обследования лавинной опасности для важнейших народнохозяйственных объектов Камчатской области, в том числе территории г. Петропавловска-Камчатского. По материалам обследований составлены крупномасштабные схемы оценки лавиноопасности, разработаны рекомендации по противолавинной защите ряда объектов, отраженные в публикациях Р. Ш. Шайхутдинова и др. В настоящее время уже известны сотни случаев схода лавин в различных горных районах полуострова. По этим данным подготовлен камчатский том «Кадастра лавин СССР». Из 1078 отраженных в нем лавин в 100 случаях лавины нанесли материальный ущерб (разрушение жилых домов и производственных зданий, завал подъездных путей к объектам и автодорог, гибель оленей и т. д.). Имелись и человеческие жертвы.

Курильские острова слабо исследованы в лавинном отношении. Лавинной опасности подвержены некоторые районы Северо-Курильска (о. Парамушир); ограниченные снеголавинные наблюдения выполняются местной метеостанцией. Рекогносцировочные исследования распространения лавин на крупнейших островах выполнены Проблемной лабораторией снежных лавин и селей МГУ в конце 60-х (Лавиноопасные районы..., 1970) и в 80-х годах.

В рельефе Камчатки выделяются Срединный и Восточный хребты — молодые вулканические горы, средняя высота которых 1200—1400 м, максимальная — соответственно 3621 и 2375 м. Вдоль Тихоокеанского побережья тянется Восточный вулканический район, где сосредоточена примерно половина вулканов Камчатки (около 80), включая высочайший — Ключевскую сопку (4750 м). Срединный и Восточный хребты разделены Центрально-камчатской долиной; склоны хребтов к этой долине более крутые, чем склоны, обращенные к побережьям. В пределах обоих хребтов развиты вулканические плато. Однако основной облик рельефа определяется ледниковыми формами — крутосклонными цирками, карами, троговыми долинами, а на восточном побережье — фиордами, большинство из которых осушено (ледниковый рельеф сменяется рельефом морских террас на отметках 200—300 м), а в главном сохранившемся фиорде размещен порт Петропавловск-Камчатский. Рельеф сильно расчленен, склоны речных долин имеют относительную высоту до 1500 м и изобилуют денудационными воронками разного размера; склоны вулканов покрыты рытвинами — барранкосами. Низкогорья также изобилуют склонами, допускающими образование лавин. Примером служит окружающий Петропавловск-Камчатский мелкосопочник с высотами 300—500 м. Рельеф Курильских островов имеет тот же характер —

вулканический, расчлененный, со средней высотой хребтов 1000—1100 м и отдельными вулканическими вершинами до 1800—2300 м. Поскольку острова малы, на каждом из них выделяется иногда лишь один из трех характерных для Камчатки и Курил типов лавиноопасного рельефа: 1) островершинные гребни хребтов с крутыми (35°) склонами относительной высотой до 1500 м на Камчатке, до 800 м на ос фонах. Здесь лавиносборами служат в основном денудационные воронки и эрозионные врезы, а в высокогорье Камчатки также цирки и кары; 2) платообразные поверхности морских террас на отметках в основном до 400—500 м. На их крутых, иногда обрывистых уступах метелями накапливаются крупные снежные козырьки длиной во многие сотни метров или надувы, обрушивающиеся в виде лавин плоских склонов; 3) высокие вулканические конусы, па которых лавины сходят по эрозионным ложбинам — барранкосам. Нижние части склонов вулканов гораздо менее лавиноопасны из-за таких особенностей рельефа лавовых потоков, как ступенчатость, наличие западин, небольшая средняя крутизна.

Половина из обследованных лавинных очагов Камчатки имеет относительную высоту до 400 м (в том числе все очаги вокруг Петропавловска-Камчатского), 28% — высоту 400—600 м, 17% — 600—800, 5% — 800—1500 м. Преобладают небольшие по площади лавиносборы: 39% — до 10 га, 24% — от 10 до 20, 15% — от 20 до 50, 13% — от 50 до 100 га; площадь крупнейших лавиносборов достигает 250 га. Густота сети лавинных очагов в горных долинах Камчатки в среднем около 5, максимум 10—12 на 1 км дна долины. Густота сети очагов зависит от глубины расчленения рельефа. Например, в верховьях р. Ича, где относительная высота склонов 200—300 м, количество очагов на 1 км дна долины от 6 до 12, тогда как в бассейнах рек Озерная Камчатка, Вилюча, Паратунка, где глубина расчленения достигает 500—1000 м, число очагов на 1 км дна долины уменьшается до 1—3. Вместе с тем увеличивается площадь лавиносборов. Например, в бассейне р. Озерная Камчатка в поясе высот 1000—1500 м сосредоточены наиболее крупные очаги (сложные денудационные воронки, деформированные кары площадью до 250 га), в которых формируются наибольшие по объему и дальности выброса лавины. Для Камчатки в целом этот высотный пояс является наиболее лавиноопасным.

Лавиноопасные склоны Камчатки и Курильских островов относятся в основном к поясу распространения подгольцовой и гольцовой растительности — кедрового стланика, кустарниковой ольхи, лугов и других вплоть до каменистой тундры. Леса на Камчатке не поднимаются выше 900 м над уровнем моря, причем хвойные — лишь до 300—400 м. Основная площадь (около 70%) принадлежит лесам из каменной березы. Эти леса отличаются редкостойностью (расстояние между деревьями 3—7 м), поэтому в условиях Камчатки слабо препятствуют сходу лавины. Весной часто можно видеть следы схода лавин по лесу, причем лавины типа осовов проходят фронтом шириной 100—500 м между деревьями, возраст которых до 200-300 лет и диаметр от 20 до 50 см, не нанося им ущерба.

Ольхово-кедровниковые заросли подгольцового пояса (до 1000 м над уровнем моря) также не препятствуют сходу лавин. Напротив, они способствуют активному метаморфизму снега в нижнем слое, разрыхляют и ослабляют его устойчивость на склоне, тем самым создают благоприятные предпосылки для схода лавин в течение зимы. Растительность этого вида обычно занимает площади лавинных прочесов и является надежным признаком границ регулярного действия лавин.

На Курилах лесная растительность встречается лишь на южных островах Итуруп и Кунашир, где елово-пихтовый лес поднимается до 500—600 м над уровнем моря. Здесь обилен и курильский бамбук, своеобразная роль зарослей которого в лавинообразовании отмечена выше. Далее простирается пояс кедрового стланика и кустарниковой ольхи, а выше 700—800 м горная тундра.

Климатические условия лавинообразования на Камчатке и Курильских островах отличаются океаничностью — сравнительно высокой температурой зимы, равномерностью выпадения осадков в течение года и соответственно большим количеством зимних осадков, сильными и частыми ветрами. Средняя температура самого холодного месяца в южных районах Камчатки и на Курилах выше -10° (и здесь случаются зимние оттепели), на севере Камчатки -20°, в наиболее высоких горных районах до -25°. Годовое количество осадков в горных районах превышает 1000 мм, из которых 40—50% или более — твердые. Рассчитанная В. Г. Ходаковым сумма твердых осадков в области питания горных ледников Кроноцкого узла до 3000 мм — наибольшая в СССР. Среднемесячная величина максимальной декадной высоты снежного покрова в горах (а на высоте Камчатки — и в низменностях) превышает 100 см; в наиболее высоких горах она достигает 300—400 см. Продолжительность залегания снежного покрова на низких отметках на Камчатке около 150 дней, на Курильских островах до 100 дней.

Зимние осадки приносятся в основном с востока циклонами из области Алеутского минимума. Снегопады часты, обильны (до 1,5 м слоя снега за 1 сут) и сопровождаются метелями. В Петропавловске-Камчатском ежегодно около 40 дней с метелями, в Центральнокамчатской долине — 20—30 дней, в горных районах Камчатки и на Курилах — более 60. Сильные ветры возможны и без осадков, когда они дуют с запада северо-запада, из области Сибирского антициклона.

В целом климатические условия Камчатки и Курильских островов у восточной окраины Евразии, для которой характерны значительные термобарические контрасты, активная циклоническая деятельность, переменчивая погода, благоприятны для лавинообразования. Вследствие значительной меридиональной протяженности этого района на разных его участках имеются свои климатические особенности.

Горные районы Центральной Камчатки (Срединный и Восточный хребты) по своим климатическим условиям тяготеют к континентальным. В зимнее время циклоны здесь проявляются не с такой силой, как на побережье. В закрытой с запада и востока высокими хребтами долине р. Камчатки зимой характерно явление температурной инверсии. Благодаря этому средняя месячная температура января -19-20°. Сумма осадков составляет 700—100 мм, высота снежного покрова уступает таковой по юго-восточным районам, но также достигает 150—300 см. Усиление циклонической деятельности в начале зимы приводит к частым снегопадам и метелям. Наблюдается интенсивный рост высоты снежного покрова, который к концу декабря составляет 130—150 см. Столь интенсивный набор высоты снежного покрова за относительно короткий промежуток времени не позволяет снежной массе осесть и уплотниться. Поэтому очередные снегопады приводят к частому сходу лавин. Практически каждый снегопад в высотном поясе 1000—1500 м возбуждает лавины. В этот период, как правило, образуются лавины из мягкой снежной доски, тогда как ранее, до первой половины ноября чаще сходят лавины из влажного свежевыпавшего снега. В первой половине зимы лавины имеют небольшие объемы (до 5—10 тыс. $м^3$), но высокую повторяемость и приносят много хлопот геологам.

Преобладание антициклонального типа погоды в январе— марте способствует интенсивной перекристаллизации снежной толщи. Причем разрыхление снега наблюдается не только в нижнем слое, но и между метелевыми горизонтами. В результате появляется возможность схода лавин сублимационной перекристаллизации. Толчком к их обрушению могут служить порой даже слабые сотрясения почвы при буровзрывных работах или проезде гусеничных вездеходов. Сильные же снегопады и метели в этот период приводят к массовому лавинообразованию. Подобные условия возникали, например, в январе и феврале 1984 г. в результате выхода глубоких южных циклонов. Первый массовый сход лавин в центральной части Срединного хребта

наблюдался 16—18 января. В предшествующий период снежный покров состоял из слоя 30—40 см крупнозернистого снега с кристаллами глубинной изморози, над которыми располагался слой смерзшегося мелкозернистого снега в виде наста толщиной до 50—60 см. Общая высота снега составляла 80—90 см. 15 января в течение 10—12 ч при температуре воздуха -12-15° и безветрии выпал сухой, пушистый снег высотой 10—15 см. В дальнейшем (16—17 января) наблюдался обильный снегопад, время от времени сопровождавшийся сильной метелью. Температура воздуха к 17 января повысилась до —5—7°. Прирост высоты свежевыпавшего и метелевого снега составил 90—100 см. В ночь с 17 на 18 января наблюдался повсеместный сход лавин. Так, в бассейне р. Сухарики на расстоянии 5—6 км было зарегистрировано 25 лавин суммарным объемом 800 тыс.м^3; объём некоторых лавин достигал 120 тыс. м^3. Поверхностью срыва послужил слой снега, образовавшийся 15 января, перед основным снегопадом. По ходу движения лавины разрушали также настовый слой и захватывали, по существу, всю снежную толщу (высотой до 2 м).

При аналогичных условиях в феврале 1985 г в верховьях р. Камчатки (р. Кашкан) было зарегистрировано более 20 лавин: объем одной из них приближался к 1 млн.м^3. В феврале 1986 г. после пурги только в одном бассейне р. Андриановки (Срединный хребет) было зарегистрировано более 120 лавин суммарным объемом 7 млн.м^3. Большинство лавин по объему превышали 50 тыс. м^3, а наибольшие достигали 200—300 тыс.м^3.

С началом активного снеготаяния, во второй половине апреля на Срединном и Восточном хребтах открывается период мокрых лавин, преобладающих до середины июня и проявляющихся в основном на западном склоне Срединного хребта. Размеры этих лавин небольшие, обычно до 10 тыс.м^3.

Таким образом, в горных районах Центральной Камчатки возможны лавины практически всех генетических типов, но доминируют (70%) связанные со снегопадами и метелями. Лавины, так или иначе обусловленные перекристаллизацией снега, составляют 10%; остальные вызываются снеготаянием. С середины октября и в декабре преобладают лавины из свежевыпавшего снега, в январе—феврале — подготовленные перекристаллизацией, в апреле—мае — лавины снеготаяния. Продолжительность лавиноопасного периода близка к продолжительности залегания снежного покрова — с октября по май в поясе 1000—1500 м, с декабря по апрель в поясе 500—1000 м.

Погодные условия юга Камчатки зимой гораздо более сложны и нестабильны из-за частого прохождения циклонов со стороны Японского и Охотского морей. Глубокие циклоны повторяются 5—6 раз за зиму и распространяются па всю Камчатку. С ними связаны особо сильные осадки и метели, ураганные ветры, оттепели, нередко катастрофический прирост высоты снежного покрова, резкая активизация лавинной деятельности на всей Камчатке.

На юге Камчатки снежная толща обычно развивается в сторону оседания и уплотнения и приобретает сложное строение. Циклоны, формирующиеся над акваторией теплых морей, несут теплые влажные воздушные массы. Выпадение снега, как правило, происходит при температурах, близких к 0°, и сопровождается сильными ветрами. При этих условиях образуется плотно упакованная снежная толща — монолитная, вязкая, «бетонизированная» масса с высокими прочностными свойствами. Плотность снега в течение зимнего периода колеблется в пределах 0,25—0,30 г/см^3, при оттепелях достигает 0,5 г/см^3. Поэтому, несмотря на благоприятные геоморфологические условия и высокую снежность, лавинная активность в южных районах Камчатки не так велика, как в центральных. В генетическом отношении преобладают лавины смешанного типа — свежевыпавшего и метелевого снега. В чистом виде выделить лавины свежевыпавшего или метелевого снега во время пурги чрезвычайно сложно. Главный пик лавинной

активности приходится па январь—март. Сход мокрых лавин из-за прохладного и растянутого весеннего периода для южных районов не типичен. Период с мокрыми лавинами сдвигается на середину мая и продолжается в июне. Наиболее характерные условия лавинообразования на юге Камчатки оказываются следующими: 1) выпадение жидких осадков на поверхность снежного покрова с дальнейшим его промерзанием и повторным выпадением сухого снега на ледяную поверхность. Так, по свидетельству геологов, в феврале 1981 г. в бассейне р. Мутновской при указанных снегометеорологических условиях наблюдался сход нескольких крупных лавин; 2) очень сильные снегопады и метели, когда количество осадков может достигнуть 1,5—2 месячных норм при температурах воздуха не выше -2°. Подобными условиями был вызван сход катастрофической лавины с сопки Мишенной в черте Петропавловска-Камчатского в феврале 1969 г. При таких же условиях возможен массовый сход лавин на подветренных склонах.

На Курильских островах климат и характер лавинообразования сходны с южнокамчатскими. В горах высота снежного покрова местами превышает 100 см; в ветровой тени здесь и на склонах морских террас образуются надувы толщиной 3—5 м и смежные карнизы толщиной более 10 м. Частые циклоны в декабре—феврале способны принести не только осадки, но и оттепель, что в сочетании с сильными ветрами создает условия для образования сложностратифицированного снежного покрова. Основное время схода лавин — зима и весна. Преобладают лавины, связанные со снегопадами и метелями, а также зимними оттепелями. Наибольшее число лавин образуется на плоских склонах как осовы или обрушения снежных карнизов.

Из-за непродолжительности прямых наблюдений детально оценить повторяемость лавин па Камчатке невозможно. На склонах круче 40° сход лавин с подветренных склонов возможен практически после каждой пурги. Например, с Никольской сопки в Петропавловске-Камчатском лавины сходят в Авачинскую бухту 3—4 раза за зиму. В целом же на Камчатке и Курилах с их сильным метелевым перераспределением снега существенна роль экспозиции склонов в распространении лавин. Благодаря ураганным (20—40 м/с) ветрам при выходе на территорию Камчатки южных циклонов преобладающими являются метели восточного и северо-восточного направлений. На подветренных макросклонах западной и юго-западной экспозиций скапливаются большие массы снега, особенно на краях платообразных водоразделов, площадь которых на Камчатке значительна. В связи с этим на большей части гор, преимущественно в восточных, центральных и южных районах наблюдается асимметричное распределение лавин. С макросклонов западных и юго-западных экспозиций сходит подавляющее количество лавин. Так, например, в бассейнах рек Вилючи, Жировой, Озерной Камчатки, Андриановки и других в январе—феврале 1986 г. около 80% лавин было зарегистрировано на подветренных бортах долин. Это, пожалуй, одна из основных особенностей географии лавин на Камчатке.

Наиболее крупные лавины встречаются в высотном поясе 1000—1600 м Срединного и Восточного хребтов и в отдельных бассейнах рек юго-восточного побережья Камчатки (Вилюча, Жировая и др.). Лавины объемом до 1 млн. $м^3$ и с дальностью выброса до 2—3 км связаны здесь с наиболее благоприятными формами рельефа — крупными денудационными воронками, деформированными карами, часто сложного строения, с площадями до 150 га. Эта же высотная зона является наиболее заснеженной, особенно подветренные склоны.

Выше 1600 м, в пригребневой зоне лавины встречаются реже. Здесь из-за большой крутизны склонов и очень сильных ветров снег сносится в нижние зоны, чем увеличивается возможность схода лавин в поясе 500—1000 м. Здесь наблюдается наибольшее количество лавин, но они, как правило, небольших размеров: до 50 тыс. $м^3$,

редко до 100 тыс.м^3. На высотах до 500 м преобладают мелкие лавины: от 0,1 до 10 тыс. м^3, однако возможны и до 30—50 тыс.м^3.

Весь комплект карт, характеризующих лавинную деятельность на Камчатке (см. рис. 65—67), составлен Н. А. Володпчевой и Я. Д. Муравьевым по стандартной методике и с учетом изложенных фактических сведений.

Особенности лавинообразования на Камчатке связаны с большим количеством снега и развитием снежной толщи преимущественно по типу уплотнения. Минимальной высотой снежного покрова, при которой возможен сход лавин, оказывается не 30 см, как в континентальных районах, а 40—50 см в самых северных и высоких горах Камчатки и 80—100 см на юго-востоке. Повышены и критические величины угла наклона лавиноопасных склонов соответственно до 20 и 25°. Тем не менее это не снижает показателей лавинной активности, отраженных на рис. 48.

Практически весьма важны лавины антропогенного характера и лавины с коротких склонов. Например, положение Петропавловска-Камчатского на сопочной горной гряде с абсолютными высотами до 500 м и наклоном склонов 20—35° при большой снежности позволяет сход лавин непосредственно в черте города. С расширением хозяйственной деятельности, к сожалению не всегда разумной, в городе создаются дополнительные, искусственные условия для лавинной деятельности. Так, при строительстве автодороги в верхней части относительно пологого и ранее безопасного склона была устроена насыпь высотой 50—60 м с наклоном 40°. Теперь с этой насыпи отрывается толща метелевого снега шириной около 100 м, превращаясь по ходу движения в лавину типа осова с длиной пробега более 200 м, объемом до 15 тыс.м^3. В зоне выкат лавины оказалось здание, которое в 1985 г. уже серьезно пострадало от нее. Здесь же в городе для строительства многоэтажных жилых домов срезаются естественные пологие склоны, в результате чего возникают крутые и небольшие (высотой 20—30 м) откосы. При интенсивных снегопадах и метелях даже эти откосы становятся лавиноопасными.

В районах геологических изысканий (Срединный хребет) возле разведочных штолен образуются отвалы горной породы, с которых сходят лавины типа осовов, причем некоторые из них дают толчок более крупным лавинам.

Наконец, в юго-восточных районах, где циклоническая деятельность в зимнее время особенно интенсивна и сопровождается очень сильными снегопадами и метелями, в населенных пунктах практически после каждой пурги возникает опасность снежных обвалов с крыш. Лавины с крыш сходят и при глубоких оттепелях.

Лавины с коротких склонов морских террас характерны как для Камчатки, так и для Курильских островов. Если они падают па волноприбойную полосу, их следы смываются; такие лавиноопасные участки, практически важные, можно выявить лишь косвенным образом.

6 ПРОБЛЕМЫ ГЕОГРАФИИ ЛАВИН

6.1. ОБЩИЙ ОБЗОР

Изложенное выше представляет первую сводку по географии лавин. Она основана на картографических материалах, изображающих лавинную активность пока лишь в осредненных, фоновых показателях. Конечной же практической целью обозримого этапа изучения лавин является районирование лавиноопасных территорий по типам и стоимости мер защиты, оптимальных для конкретных природно-хозяйственных условий. Для достижения этой цели требуется решить ряд научно-методических задач. Одна их

группа связана с уточнением до необходимой степени тех приемов оценки лавинной активности, что изложены в разд. 2.4 и применены при составлении картографической основы данной книги. Возможно, понадобится ввести и другие показатели, сходные с использованными и дополняющие или заменяющие их. В частности, методику определения морфологии морфометрии лавинных очагов и их сети по имеющимся сведениям о геологии и истории рельефа гор необходимо усовершенствовать до такой степени, которая позволяла бы их падежную количественную оценку для любого района, не освещенного специальными крупномасштабными исследованиями. Представляется, что эта задача, как и возможное совершенствование зависимостей характеристик лавин от показателей климата, не встретит принципиальных трудностей. Обнадёживающие предложения Л. А. Канаева (1990) в этом направлении вкратце изложены в конце разд. 2.4.

Однако требуется обосновать необходимую и достаточную степень точности обзорного картографирования, исходя из практических целей географии лавин, которые могут иметь, свои социально-экологические особенности в разных районах. Остаются и другие научно-методические задачи. В особенности надо научиться:

1) предвидеть и оценивать не только показатели лавинной активности, но и характеристики лавинных бедствий, их распространение, повторяемость, тип и меры смягчения;

2) делать это не только для прошлых, но и для будущих характеристик климата с учетом его вероятных естественных и антропогенных изменений на ближайшие 25—100 лет, т. е. на время службы строящихся ныне сооружений;

3) типизировать возможные меры защиты от лавин применительно к различным природным условиям, в частности районировать эмпирически созданные для некоторых точек методы оперативного прогнозирования лавин;

4) найти зависимость стоимости различных противолавинных мер для конкретных защищаемых объектов от природных и хозяйственных условий от современной и предвидимой роли данного объекта в территориально-производственном комплексе и т. д.; при этом наиболее целесообразной формой названною показателя представляется коэффициент удорожания строительства и (или) эксплуатации такого-то объекта в таких то условиях и в такие-то сроки за счет оптимальной защиты от лавин.

Понятно, что решение этих задач должно быть частью обшей проблемы социально-экологической оптимизации природо-пользования, предвидения и предотвращения экологических кризисов, смягчения стихийных бедствий. Включение лавиноведения, рассматривающегося поныне как часть геофизики или гляциологии, в зарождающуюся социальную экологию не только даст универсальные требования к качеству традиционной информации о лавинной опасности, но, вероятно, и поставит какие-то новые, более комплексные проблемы, решить которые можно будет лишь во взаимодействии с другими областями знаний. Пока же посмотрим, какими могут быть подходы к названным выше научно-методическим задачам.

6.2. ПРИЧИНЫ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЛАВИННЫХ БЕДСТВИЙ

Лавинные бедствия — случаи схода лавин, сопровождающиеся гибелью людей и (или) экономическим ущербом. В табл. 47 приведены почерпнутые из многих источников сведения о годах лавинных бедствий в различных горных районах. Несомненно, эта таблица неполна.

Таблица 47

Годы схода особо крупных лавин и лавинных бедствий в различных горных районах

Евразия, средние широты						Север Европы		Северная Америка, Монтана
Французские Альпы	Швейцарские Альпы	Кавказ	Заилийский Алатау	Джунгарский Алатау	Алтай	горы Норвегии	Хибины	
	1916/17 1922/23							
	1927/28 1930/31		1926/27					
		1931/32		1934/35			1934/35	
			1936/37 1940/41	1940/41				
1941/42	1944/45	1941/42 1944/45	1944/45	1944/45	1944/45		1941/42	1944/45
1949/50			1947/48		1948/49			1949/50
	1950/51				1951/52	1951/52		1951/52
	1953/54		1954/55					1952/53
		1955/56	1956/57		1955/56	1955/56	1956/57	1955/56 1956/57
			1960/61	1959/60	1960/61		1960/61	
	1967/68		1965/66	1965/66	1966/67		1965/66 1966/67	
1969/70 1972/73		1967/68	1968/69	1968/69 1971/72		1971/72		1971/72 1974/75
	1974/75	1971/72						
		1975/76						
1976/77						1976/77 1980/81 1982/83	1976/77	
	1983/84	11986/87						

Тем не менее можно видеть, что лавинные бедствия в мире происходят в среднем не реже одного раза в два года. В 1/4 случаев бедствия охватывают одновременно несколько горных районов, минимальная же их площадь 50—100 тыс.км^2. Средний интервал между лавинными бедствиями в каждом горном районе не более 20 лет, скорее — около 10 лет.

Лавинные бедствия могут быть следствием как неполного знания о лавинной опасности, так и осознанного принятия риска Обычно эти причины выступают в сочетании. Во всяком случае, некоторая неопределенность знаний о таком стохастическом явлении, как снежные лавины, будет сохраняться всегда и даже в наиболее изученных районах повлечет какой то экономический ущерб. С другой стороны, риск экономических потерь будет допускаться везде, где стоимость защиты от лавин оказывается больше вероятных потерь при ее отсутствии. К сожалению, не единичны также случаи бедствий, которые возникают вследствие игнорирования имеющихся достоверных знаний о лавинной опасности. Например, та геологоразведочная организация, о которой упоминалось в разд. 5.15, внедрившись в район своих работ, столкнулась с лавинной опасностью неожиданно для себя и была вынуждена спешно разрабатывать собственное лавиноведение, подобно пионерам освоения Хибин в начале

1930-х годов. Сходные примеры можно найти в истории строительства автодорог и других объектов на Кавказе, Сахалине, в горах Средней Азии, Алтая и др. Сами лавинщики для предотвращения таких случаев могут лишь популяризировать результаты своих исследований, однако в сфере социальной экологии они выливаются в особую проблему коррекции технократически искаженного восприятия окружающей среды.

Что же касается собственно природной обстановки лавинных бедствий, они, во-первых, являются результатом выхода лавин на участки, считавшиеся почти или вовсе неопасными, во-вторых, случаются обычно при массовом сходе особо крупных лавин, когда срабатывает не менее 1/3 лавинных очагов. Рассмотрим подробнее эти два обстоятельства.

Поражение считавшихся неопасными участков происходит, когда пробуждаются редкодействующие лавинные очаги либо когда лавины отклоняются от своих обычных путей в частодействующих очагах. Напомним, что к редкодействующие относятся те очаги, в которых при оценке лавинной опасности не обнаруживаются видимые следы лавин (принесенный ими каменно-обломочный материал, повреждения растительности и т. п.). В районах редких снегопадов практически все лавинные очаги относятся к категории редкодействующих. В районах с устойчивым снежным покровом это чаще всего очаги, для срабатывания которых требуются исключительные условия снежности — экстремально большая высота снежного покрова и (или) особо малое сцепление внутри снежной толщи или ее нижнего слоя с ложем. Выше в региональных разделах приводились сведения, позволяющие выделить некоторые типы редкодействующих очагов (табл. 48) и условия их срабатывания:

1) лавины из очагов, отличающихся от частодействующих лишь малым уклоном или расположением в поясе редких снегопадов (табл. 48, типы 1—3);

2) «лавины из лесного коридора», или «сквозь лес» (тип 4), сходят в случае образования толстого или промоченного до основания снежного покрова во взрослом лиственном (буковом и др.) лесу без подлеска и с плотным, водоупорным слоем опавшей листвы (первые) или, напротив, при крайней сыпучести снега в разреженном лесу любого состава (вторые). Первый случай наблюдался на Карпатах, южном склоне Большого Кавказа, в Западном Закавказье и вероятен во всех районах с обильными снегопадами при оттепелях, обычно в нижней части пояса устойчивого снежного покрова и ниже (в Средиземноморье и др.). В некоторых условиях, например в поясе буковых лесов Сванетии зимой 1986/87 г., мокрые «лавины сквозь лес» весьма крупны и создают лавинные прочесы, способные позже служить частодейсвующими очагами. Второй случай отмечен в Хибинах и вероятен во всех районах с морозными зимами;

3) «лавины поверх леса» (табл. 48, тип 5) образуются в случае погребения снегом леса, что вероятнее, если он молодой, густой, хвойный. Такие лавины отмечены на Кавказе, в Закавказье, вероятны в Карпатах, а также на наветренных макросклонах в Скандинавии, Пиренеях, Северной Америке и других областях с обильными снегопадами. Лавины со склонов, покрытых густым кедровым стлаником (высотой летом до 2—3 м), в Забайкалье, на Дальнем Востоке и других могут рассматриваться как вариант, переходный к нормальным.

Вероятна и антропогенная активизация редкодсйствующих лавинных очагов путем нырубки леса, его разреживания вследствие губительного загрязнения атмосферы, изменения рельефа лавниосбора отсыпкой отвалов горнодобывающих предприятий, прокладкой полок автодорог и др. Примеры подобной активизации повсеместны.

Таблица 48

Основные виды редкодействующих лавинных очагов

<table>
<tr><th rowspan="2">Растительность на склоне</th><th colspan="2">Высотные пояса снежности</th></tr>
<tr><th>устойчивого сезонного снежного покрова</th><th>неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов</th></tr>
<tr><td>Травянистая</td><td>1. Денудационные воронки и плоские склоны с углами наклона, минимальными для схода лавин</td><td>2. Денудационные воронки и плоские склоны с углами наклона во всем лавиноопасном диапазоне</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Древесная</td><td></td><td>3. Небольшие поляны в лесах на плоских склонах с лавиноопасными углами наклона («лавины с полян»)</td></tr>
<tr><td colspan="2">4. Покрытые не слишком густым лесом эрозионные желоба с углами наклона более 30 («лавины из лесного коридора», «лавины сквозь лес»)
5. Покрытые густым хвойным лесом денудационные воронки и плоские склоны с углами наклона более 30 («лавины поверх леса</td></tr>
</table>

Но в последние десятилетия особо вредоносным стало изреживание лесов из-за загрязнения Например, в Швейцарии — стране, где некогда сурово каралось уничтожение даже одного дерева на склонах лавиноопасной крутизны, ныне на грани гибели в результате кислотных дождей находтся около 40% горных лесов, под защитой которых огромная часть населенных пунктов и коммуникаций (Люкшандерль, 1987). Вымерли леса вокруг многих горнодобывающих и перерабатывающих предприятий в СССР. Разумеется, этим активизируются не только лавины, но и все другие опасные склоновые процессы; да и их активизация может оказаться не столь тревожным последствием, как ущерб здоровью населения. Здесь опять лавинная проблематика встает в широкий социально-экологический ряд.

Особый случай антропогенной активизации лавинных очагов может быть связан с профилактическим обстрелом лавиноопасных склонов над верхней границей леса. Пример приведен В. И. Кравцовой по материалам повторных наблюдений в верховьях долины р. Баксан, Северный Кавказ. Здесь чрезмерным обстрелом активизированы очаги, ранее срабатывавшие далеко не ежегодно. Ломаемые искусственно сброшенными лавинами участки леса у его верхней границы уже не успевают восстанавливаться; лавинные прочесы в лесном поясе год за годом удлиняются и в обозримом будущем могут достичь дна долин, образовав здесь новые лавиноопасные зоны — впервые за последние века или тысячелетия.

Бедствия вследствие выхода лавин в частодействующих очагах в пределы зон, ранее полагавшихся безопасными, связаны с изменениями рельефа привычных путей движения лавин или с переходом лавины в состояние водоснежного потока. Случаются также просчеты в оценке максимальной дальности выброса лавин; однако современные методы определения этого показателя (см. рис. 7) позволяют опытному специалисту избегать таких ошибок.

Изменение рельефа путей движения лавин обусловлено чаще всего заполнением русел снегом предшествующих лавин. Такая обстановка может стать необычной и привести к бедствию в случае экстремально длительных и обильных снегопадов. Многие разрушения жилых домов в Грузин зимой 1986/87 г. были следствием именно таких событий. Вероятно, к этой категории относятся и другие случаи разрушения построек в селениях, существующих много веков (в Альпах, Скандинавии, Средней Азии и др.). Возможны и антропогенные изменения рельефа лавинных русел.

Разжижение и переход движущейся лавины в состояние водоснежного потока возможны, когда снег на подножие склона пропитан водой. Не повторяя сказанное о водоснежных потоках в разд. 2.2, отметим, что такие события вероятны в поясе неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов и в лавинных очагах, высота которых позволяет, чтобы на разных высотных уровнях влажность снежного покрова могла быть достаточно различной. Они отмечались и Западном Закавказье, Средней Азии, Альпах и Пиренеях.

Обратимся теперь к обстановке массового схода особо крупных лавин. Нетрудно увидеть, что названные выше варианты обрушения лавин, приносящих бедствия, возможны лишь при обильных осадках, хотя и подразделяются по некоторым условиям их выпадения. Например, «лавины из лесного коридора» образуются при более теплой погоде, чем «лавины сквозь лес», а отклонение лавин от обычных путей возможно, лишь если период выпадения осадков достаточно длителен, чтобы лавинные русла были забиты предшествующими обрушениями. Проведя типизацию метеорологических условии массового схода особо крупных лавин, можно было бы па ее основе районировать горные территории по вероятному характеру и повторяемости лавинных бедствий, что помогло бы разработке оптимальных мер их смягчения. Для всего мира такая типизация возможна, видимо, лишь международными усилиями, поскольку нуждается в использовании национальных синоптических архивов. Пока же по данным о лавинах СССР и Западной Европы получены следующие выводы.

Изложенные в разд. 2.2 сведения наводят на мысль, что особо крупные лотковые лавины имеют некоторый предел объема, зависящий от физики явления (предельные размеры площади единичных зон срыва и «квантов» высоты обрушивающегося снежного покрова) и одинаковый для климатически различных районов. Статистический анализ показал (Шныпарков, 1990), что наибольшая площадь единовременного срыва сухой лавины в резко очерченном очаге равна или немного превышает 55 га, наибольшая высота обрушивающегося слоя сухого снега 2— 2,5 м. Из этого следует, что высший предел объема сухих лотковых лавин близок к 1,5 млн.м^3. Известно около двадцати сообщений о лавинах объемом 1,5—6 млн. м^3, в основном на Кавказе (см. разд. 5.6), а также на Западном Тянь-Шане и в Альпах. Все они были из влажного или мокрого снега. Может быть предложен ряд вероятных объяснений столь больших величин объема — от ошибочного суммирования объемов нескольких лавинных снежников до совпадения особых условий, при которых лавины объединяются на ходу или вовлекают в движение экстремально большие запасы снега, скопившегося на их путях. Пока же следует считать, что в очень больших лавиносборах объем весенних влажных лавин, вызванных обильными снегопадами. действительно могут достигать 6 млн.м^3.

Особо крупные сухие лавины относятся к классу сингенетических, типы 1.1 и 1.2 по табл. 1, или полигенетических, типы III.2 и III.3. Особо крупные влажные лавины могут принадлежать к типам III.8 и III.9, как следует из описания соответствующих случаев в разд. 5.6 и 5.7.

Для подготовки схода особо крупных лавин сингенетического класса обычно достаточно 1—2 элементарных синоптических периодов, т. е. 5—10 дней интенсивных

снегопадов. По многолетним наблюдениям в верхней части пояса устойчивого снежного покрова на Центральном Кавказе метеорологическая обстановка массового схода особо крупных лавин характеризуется следующими показателями: продолжительность снегопадов 5—20 дней, сумма осадков 80—230 мм (во всех случаях больше месячной нормы), среднесуточная их интенсивность 1,2—2,2 мм/ч, прирост высоты снежного покрова 50—150 см при температуре не ниже -10° (чаще -2-8°). На южном склоне Большого Кавказа в чрезвычайно лавинную зиму 1986/87 г. снегопады длились с 21 декабря по 9 января и характеризовались следующими показателями: сумма осадков 220—660 мм, среднесуточная интенсивность до 3 мм/ч, прирост высоты снежного покрова за снегопад— до 360 см при температуре от 0° в нижней части до -7° в верхней части макросклона.

Устойчиво высокая (выше -2-3°) температура воздуха во время снегопада способствует упрочнению новообразующегося снежного покрова и его закреплению на склоне. То же делает и сильный ветер (более 15—20 м/с). При этих условиях сравнительно безопасными остаются снегопады со средней суточной интенсивностью до 3,5 мм/ч, наращивающие высоту снежного покрова до 5—6 м, а в местах надувов — до 8—10 м. Однако вероятность массового схода особо крупных лавин резко возрастает, если в ходе снегопада температура воздуха снижается до -5° и ниже и (или) возрастает интенсивность выпадения осадков. В этом случае сначала обрушиваются верхние, не успевшие стабилизироваться слои снега, а ниже по склону в движение вовлекается и весь остальной снег.

С учетом данных по другим районам критические характеристики снегопадов, приводящих к массовому сходу особо крупных лавин, можно обобщить следующим образом (Шныпарков, 1990): разовое выпадение 70 мм осадков; прирост высоты снежного покрова в холодных и теплых районах 100 и 300 см за снегопад, 50 и 100 см за сутки.

Переходя к синоптической обстановке, можно сказать, что все известные случаи образования особо крупных лавин сингенетического класса относятся к снегопадам, связанным с циклонами. В районах с морским климатом, где циклоническая деятельность в зимний период обычно интенсивна (Исландия, Скандинавия, Пиренеи, Альпы, Камчатка, Сахалин, Япония, Гималаи и др.), лавинные бедствия несет приход глубоких циклонов.
В районах со средней циклонической деятельностью (Карпаты, Крым, Кавказ, горы Средней Азии и др.) образование особо крупных лавин связано как с общей активизацией циклоничности, так и с увеличением числа дней с глубокими циклонами. Наконец, во внутриконтинентальных районах Евразии с обычно вялой циклонической деятельностью действенным фактором служит ее активизация (причем большинство особо крупных лавин относится к классу полигенетических). Анализируя синоптические ситуации случаев массового схода особо крупных лавин в районах первой группы (на примере Швейцарских Альп), нетрудно убедиться, что массовый сход крупных лавин в зимы 1974/75, 1967/68 гг. и других лет был связан именно с приходом глубоких циклонов с Атлантики. Для районов второй группы (на примере Кавказа) можно видеть, что условия лавинных бедствий отвечают либо аномальным смещениям траекторий циклопов (зимы 1955/56, 1967/68 гг. и др.), либо исключительно долгого задерживания циклона над горным районом (зимы 1975/76, 1986/87 гг. и др.).

Заслуживает внимания и то обстоятельство, что зимы лавинных бедствий — не обязательно многоснежны в целом, по крайней мере в районах второй группы. Достаточно одного месяца с обильными осадками в зиму нормальной снежности. Чтобы выявить эту особенность и использовать ее для реконструкции периодов схода особо крупных лавин, А. Д. Олейников (1988) предложил рассчитывать коэффициент аномальности осадков, равный отношению их месячной величины к сумме за холодный период (ноябрь—март). По его оценке, для Центрального Кавказа величина этого

коэффициента более 0,4 означает месяцы со сходом особо крупных лавин. Например, в январе 1987 г. его величина была равна 0,7—0,9 и сошли лавины, потрясшие Сванетию (о чем упоминалось выше), а в два предшествующих месяца — в среднем лишь 0,3. Представляется, что этот показатель также может быть полезен для описания лавинных бедствий вместе с оценкой вероятности повторения тех аномалий синоптической обстановки, которые названы выше для районов трех типов.

Наконец, особым разделом географии лавинных бедствий должна быть методика оперативного прогнозирования массового схода особо крупных лавин. Ее разработка состоит из двух задач: 1) развитие самой методики на основе накопления фактических данных в районах длительных наблюдений, 2) распространение полученных результатов на неизученные в лавинном отношении районы. Решение первой задачи, естественно, может опираться на опыт общего прогнозирования лавин. Как известно, оно возможно (Пособие по прогнозированию..., 1979) четырьмя путями и их сочетаниями: прямой оценкой устойчивости снежного покрова на склоне по данным регулярных измерений его физико-механических характеристик; слежением за такими предвестниками обрушения снежного пласта, как акустические и электромагнитные шумы при растрескивании пласта, ускорение его сползания по склону; фиксирование метеорологических процессов, приводящих к сходу лавин; распознавание и прогнозирование синоптических ситуаций, для которых характерны названные метеопроцессы. Первые два пути — локальные, дающие прогноз лишь в точках, где делаются снежные разрезы или располагаются приборы. Третий путь применим к тем, часто большим группам лавинных очагов, на которые можно распространить получаемую метеоинформацию; обычно но очаги на площади до 2—3 тыс. км^2. Четвертый путь позволяет получить прогноз для территории в десятки тысяч квадратных километров. Для прогнозирования массового схода особо крупных лавин удобны два последних пути, причем наиболее разработан (в мире, вероятно, в десятках районов) третий, а более перспективен по существу задачи четвертый. Впрочем, они неразрывны: синоптический прогноз должен даваться в терминах ожидаемых метеорологических процессов, а последние в глазах опытного метеоролога отчетливо связаны с определенными синоптическими ситуациями.

Прогноз момента схода сингенетических и политеистических лавин по развитию метеорологических процессов основывается на эмпирических корреляциях этого момента с такими лавинообразующими факторами, как исходная высота снежного покрова на склонах, а также интенсивность снегопада, дождя, метели, величина температуры воздуха, солнечной радиации, изменение этих показателей во времени. Обычный прогноз говорит, сойдут или не сойдут лавины в ближайшие часы или сутки; прогноз лавин, способных принести бедствия, должен быть всего лишь дополнен соответствующим указанием. Логически это не сложно, практически — требует предварительного накопления н анализа информации о нескольких случаях массового схода особо крупных лавин, для чего нужны десятки лет. Чем менее допустимо такое промедление, тем более желательно объединение искомых данных по многим районам. Коль скоро в разных климатических поясах и областях метеорологические условия возникновения лавинных бедствий различны, прежде всего, требуется выявить районы-аналоги по этому критерию. Шкала климатических условий, в которых ведущими оказываются разные факторы лавинообразования (см. табл. 11), представляется приемлемой основой для подразделения и группирования районов, где применимы разные эмпирические методы прогнозирования лавин. К ней требуется добавить геоморфологическую основу — типизацию районов по характеру рельефа и углам наклона склонов. Получится сетка всех возможных сочетаний различных климатических и геоморфологических условий — климатогеоморфологических типов лавиноактивных

территорий. Это и будет начальная школа районов-аналогов. Кстати, она будет полезна уже тем, что покажет, в каких из осваиваемых районов можно использовать тот или иной уже готовый метод оперативного прогнозирования лавин (решение второй из названных выше методических задач).

Наконец, подчеркнем, что экстремальные снегопады вызывают обычно не одни лишь лавинные бедствия, особенно в горных районах, где есть пояс неустойчивого снежного покрова и еще более теплые предгорья. Лавинам сопутствуют водоснежные потоки, оползни, наводнения, снежные заносы, иногда и штормовые ветры. Так, из 13 случаев вспышек селевой активности на Кавказе и в Средней Азии с 1934 по 1987 г. 12 пришлось на те же годы, что и массовый сход особо крупных лавин. Бурное таяние лавинных снежников на южном склоне Большого Кавказа в июле 1987 г. после экстремально лавинной зимы привело ко второму, летнему пику селевой и оползневой опасности.

Методика, разработанная для прогнозирования лавинных бедствий, может иметь весьма широкое социально-экологическое значение, что целесообразно учитывать при развитии этого направления географии лавин.

6.3. ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЙ ЛАВИННОЙ АКТИВНОСТИ

Климатически обусловленные колебания лавинной активности в историческое время отразились на жизни населения гор. Например, в конце I тысячелетия нашей эры, в архызский перерыв снежности и лавинной активности заселялись высокогорья Кавказа. Остатки построек того времени встречаются на незаселенных ныне высотах. По характеру разрушений видно, что они были покинуты вследствие не только общего ухудшения климата (снижение верхней границы земледелия на 300 — 500 м), но и из-за возрастания угрозы лавин и селей (Тушинский, 1963). Отток сельскохозяйственного населения происходил по тем же причинам в XIII—XIV вв. и в Альпах (Люкшандерль, 1987). Тем самым история утверждает в желательности долгосрочного — на десятки лет вперед — прогнозирования лавинной активности, которое может быть основано только на климатическом прогнозе. Долгосрочный прогноз климата — сложная проблема, занимающая многих специалистов.

В прошлом происходили лишь естественные изменения климата; в будущем возможны также антропогенные его изменения. Естественные изменения имеют много вероятных причин и описываются как множество ритмов разной длительности (от 2—3 лет до многих веков) и интенсивности. Казалось бы, наличие ритмов открывает путь к долгосрочному прогнозу климата через экстраполяцию его прошлых изменений. Но такому подходу препятствует неустойчивость климатических ритмов во времени и пространстве. Океан, атмосфера и оледенение, служащие «приемниками» внешних воздействий (колебаний солнечной активности и приливообразующих сил), обладают различной инерционностью по отношению к ним. Кроме того, разные участки системы «атмосфера—океан—оледенение» обладают разными резонансными свойствами и периодами автоколебаний, причем их частотная настройка также меняется со временем в зависимости от флуктуации океанических и атмосферных течений и состояния поверхности суши. Анализ цикличности изменений температуры и осадков за время инструментальных наблюдений, выполненный О. З. Баталовым, О. А. Дроздовым, А. С. Григорьевой, Е. С. Рубинштейн, Л. Г. Полозовой и другими климатологами, показывает, что на разных территориях в разное время проявляются разные климатические ритмы и что ни для одного района нельзя найти такой набор ритмов температуры и осадков,

который сохранялся бы столь долго, что мог бы служить основой прогноза климата на десятилетия. Лишь наиболее длительные ритмы, например 1800-летний ритм Патерсона—Шнитникова, обусловленный изменениями приливообразующих воздействий Луны и Солнца и ответственный за крупнейшие колебания климата последних 10 тыс. лет, проявляются повсеместно, хотя и не вполне синхронно.

Более устойчив и поддается прогнозированию путем экстраполяции ход температуры и осадков в целом по Северному полушарию. Разумеется, на основе климатического прогноза по полушарию можно делать заключения лишь о наиболее общих тенденциях изменения снежности и лавинной активности. Такого рода попытка предпринята Б. Л. Берри с соавторами (1986). Они сопоставили кривую изменений температуры, представительную для умеренного и субарктического поясов, с периодами повышенной активности лавин, водоснежных потоков и селей с 30—40-х годов по Тянь-Шаню, Кавказу, Хибинам, Норвегии и Шотландии и нашли, что годы массового проявления этих опасных процессов приходятся на положительные и отрицательные экстремумы температурной кривой. Физический смысл этой зависимости состоит, видимо, в том, что при смене тенденций от потепления к похолоданию и наоборот происходит особо большая перестройка циркуляции атмосферы, в промежуточные же периоды циркуляции более устойчива. Хотя отмеченная зависимость обоснована коротким рядом данных об активности климатогенных опасных явлений, авторы все же рискнули предположить, что эта зависимость достоверна и будет выдерживаться в ближайшие десятилетия. Экстраполировав ход температур Северного полушария до 2060 г., они выяснили, что экстремальные отклонения температур от нормы за последние 300 лет могли бы прийтись на середину 1990-х, вторую половину 2030-х и середину 2050-х годов. В те же периоды наиболее вероятна и активизация лавин, водоснежных потоков и селей (рис. 74).

Заметим, что полученный прогноз похолодания в Северном полушарии к 2000 г. и в середине XXI в. совпадает с мнением О. А. Дроздова и других климатологов. В целом же в деле объяснения случавшихся многоснежных и лавиноактивных зим мы достигли значительно больших успехов, чем в их предсказании.

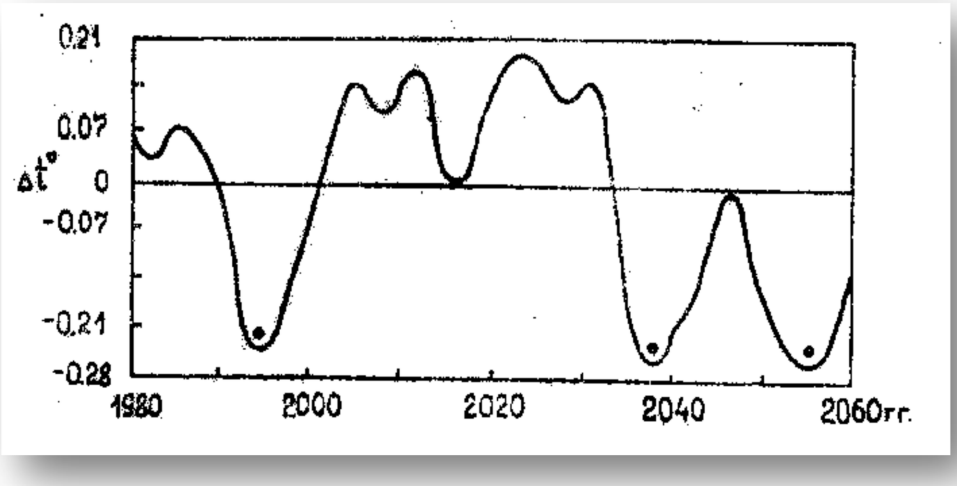


Рис. 74 Прогноз естественных колебаний температуры воздуха Северного полушария относительно среднего значения на 1940—1981 гг. и периодов повышения активности лавин и других климатогенных опасных явлений (отмечены точками у кривой температуры).
По Б. Л. Берри и др. (1986)

Особая проблема возникает в связи с ожидаемым антропогенным потеплением климата, вызванным увеличением концентрации углекислого газа в атмосфере и другими глобальными воздействиями человеческой деятельности. Последствия этих воздействий служат предметом постоянных дискуссий климатологов (среди которых есть и противники мнений о неизбежности антропогенного потепления климата). Они отражены во множестве публикаций (Антропогенные изменения..., 1987; Борисенков, Ефимова, 1984; и др.). Здесь нет возможности пересказывать все детали прогноза и мнения оппонентов. Мы лишь рассматриваем, как изменилась бы лавинная активность в случае предполагаемого антропогенного потепления. Заметим, что оно принесло бы множество изменений в среде обитания человека: сдвиг к полюсам зон, наиболее благоприятных для сельского хозяйства, перестройку речного стока, сокращение морских льдов, повышение границ лесной растительности в горах, поднятие уровня Мирового океана на несколько дециметров за счет теплового расширения воды и сокращения некоторых ледников, но не на 5—6 метров, как полагают сторонники неверной гипотезы о полном разрушении Западно-антарктического ледникового покрова (Мягков, 1989г).

Согласно наиболее распространенным оценкам, при удвоении содержания CO_2 и других газов в атмосфере, вероятном к 2025—2030 гг., температура воздуха у земной поверхности поднимется в среднем на 3,0±1,5°, особенно высоко — в полярных широтах осенью и зимой. Это приведет к ослаблению полярных зон высокого давления атмосферы, к сдвигу в сторону полюсов путей циклонов в областях западного переноса, тем самым к повышению зимнего увлажнения высоких широт и понижению увлажнении субтропиков и прилегающих частей умеренных поясов, иными словами, к сдвигу границ между субтропическими и умеренными поясами в направлении к полюсам. Летнее увлажнение, вероятно, в целом сначала уменьшится, а затем будет возрастать па всех широтах. Все ни изменения будут нарастать, пока не израсходуется источник антропогенного CO_2 запасы угля, нефти, горючих сланцев; наибольший прирост температуры в среднем по планете может достичь 4±1° и более в XXII в. После этого содержание CO_2 и других «парниковых» газов в атмосфере будет медленно снижаться за счет их растворения в океане, которое идет и ныне, но не поспевает компенсировать процессы выброса этих газов в атмосферу.

Для прогноза изменений лавинной активности желательно знать изменения среднемноголетних показателей климата применительно к отдельным горным районам. Отвечающие этому желанию данные имеются в работах А. Шлезингера (Schlesinger, 1986) для мира, М. И. Будыко и др. (1978), А. А. Либермана и др. (1987) для территории СССР. Помимо упомянутых, можно было бы назвать еще множество публикаций о сценариях антропогенного изменения климата, число которых измеряется уже многими десятками и быстро растет (в СССР — трудами И. И. Борзенковой, М. И. Будыко, К. Я. Винникова, В. А. Зубакова, П. П. Ковыневой и др.). Однако здесь мы не будем рассматривать их. Что же касается прогноза изменений лавинной опасности, эти публикации дают достаточную основу для разработки и демонстрации его методики.

А. Шлезингер смоделировал вероятные в случае удвоения CO_2 в атмосфере изменения летних и зимних температур и снегозапасов. Им использована детальная модель циркуляции океана и атмосферы при реальных очертаниях суши, глубин и высот, осредненных по трапециям размером 5° по долготе, 4° по широте. При этом учитываются атмосферное давление, суточный и сезонный ход солнечной радиации, температура, поля ветра, количество влаги в атмосфере, облачность, масса снежного покрова и др. Модель позволяет проследить, как будут изменяться все названные климатические показатели при CO_2 — изменении теплового баланса Земли.

М. И. Будыко и соавторы использовали полуэмпирическую теплобалансовую модель атмосферы; результаты расчетов эффекта повышения температуры контролировались и интерполировались на картах отклонений температуры января и июля и годовых осадков с помощью палеоклиматических данных о термическом максимуме голоцена.

А. А. Либерман с соавторами реконструировали палеоклимат термического оптимума голоцена, полагая его весьма близким к тому климату, который мог бы установиться в первой половине XXI в. при удвоении CO_2 в атмосфере. Палеотемпературы и палеоосадки для множества точек па территории СССР были определены по спорово-пыльцевым спектрам — отражению характера растительных сообществ во время термического оптимума; интерполяция полученных данных с целью составления карт палеотемператур июля и января и годовых сумм палеоосадков выполнена с помощью специально разработанного метода нелинейной корреляции. К сожалению, чувствительность реконструкции палеоосадков этим путем оказывается пока невысокой; полученные карты сумм осадков менее детальны, чем у М. И. Будыко и соавторов. Но по мере методического развития этот подход может принести более детальные результаты. Развития заслуживают и другие названные подходы; во всяком случае, ныне их результаты различаются довольно значительно.

На рис. 75 представлены результаты работы А. Шлезингера. В отношении лавинной активности они говорят о следующем. Основные изменения ожидаются в Северной Америке и Евразии. Зимние температуры повышаются к Северному полярному кругу на 4—6°, летние (на рис. 75 не показаны) — в основном до 2—4°. Это ведет к поднятию «уровня 365» на величину до нескольких сотен метров. Но снегозапас уменьшается лишь на 10—100 мм, а в ряде горных районов даже возрастает. Это означает рост количества твердых осадков и одновременное уменьшение их доли, переходящей в устойчивый снежный покров. Следовательно, можно ожидать, что вызванное потеплением поднятие «уровня 0» будет меньшим, чем поднятие «уровня 365», и что увеличится размах по высоте поясов неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов, где лавинная активность останется не менее высокой, чем ныне. Резкое увеличение зимней температуры и снежности на западных берегах Скандинавии приведет к возрастанию лавинной активности и, возможно, отрыву «уровня 0» от уровня моря, т. е. к росту и без того высоких здесь значений вертикальных градиентов лавинной активности. Значительно увеличится лавинная активность на Чукотке и Аляске на фоне хотя и повысившихся, но все же остающихся низкими зимних температур. Наибольшие изменения лавинной активности ожидаются в Антарктиде, не показанной на рис. 75. Здесь, по данным А. Шлезингера, снегозапас в прибрежных горах может возрасти даже на 500—1000 м.

Результаты выполненного М. И. Будыко и соавторами прогноза антропогенных изменений климата на 2025 г. использовали для производного прогноза лавинной активности В. Ф. Околов (Околов, Мягков, 1987) применительно к Хибинам, С. М. Мягков и М. К. Кошоев (1986) применительно к Центральному Тянь-Шаню. Согласно климатическому прогнозу, в Хибинах температуры января и июля возрастут на 5°, годовая сумма осадком на 600 мм. Чтобы на основе этих данных построить количественный прогноз изменений лавинной активности, нужно прежде уточнить те лавиноиндикационные показатели климата, которые описаны и разд. 2.4. В. Ф. Околов сделал это путем подбора такого района, в котором современные показатели климата отвечают прогнозируемым для Хибин. Таким районом оказались Польша и север Германии. Далее потребовалось определить, как могли бы и будущем измениться вертикальные градиенты температуры и твёрдых осадков. Это сделано по Данным о месяце-аналоге января 2025 г.; им оказался современный апрель.

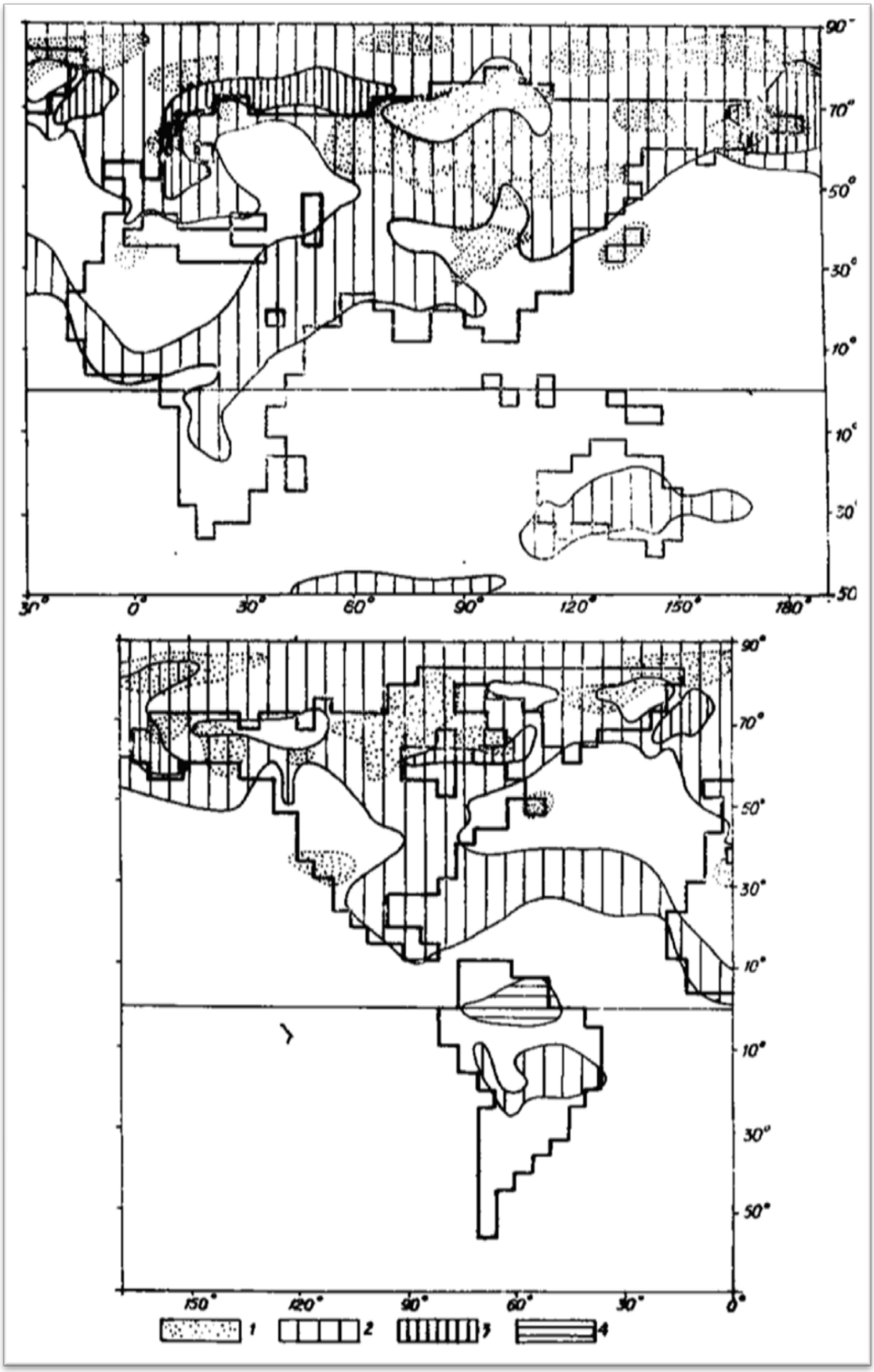


Рис. 75. Возможные значения климата зимних месяцев вследствие удвоения содержания углекислого газа в атмосфере (по А. Шлезингеру): 1 — увеличение снегозапаса; 2 — потепление на 2—4°; 3 — потепление на 4—6°; 4 — похолодание до 2°. В остальных районах уменьшение снегозапаса и потепление до 2°

Таким образом смогли быть получены все лавиноиндикационные показатели климата для верхнего яруса Хибин в условиях, прогнозируемых М. И. Будыко и соавторами на 2025 г. Согласно этому прогнозу и дополнительным расчетам, получаются следующие результаты (в скобках — современные значения): температура января -7° (-12°), температура июля 14° (9°), продолжительность холодного периода 150 (250) дней, сумма осадков холодного периода 700 (400) мм, максимальная декадная высота снежного покрова 160 (200) мм, продолжительность лавиноопасного периода 170 (220) дней, повторяемость за зиму снегопадов интенсивностью более 10, 20 и 30 мм/сут. 14, 6, 2 (9, 1,0). Отсюда видно, что вследствие антропогенного изменения климата в Хибинах повторяемость лавин существенно возрастет при общем сокращении продолжительности лавиноопасного периода. Вследствие повышения температуры уменьшится относительное число метелевых лавин и возрастет доля мокрых лавин и водоснежных потоков, увеличится вероятность интенсивных снегопадов при температуре воздуха около 0°, тем самым — особо крупных лавин (поскольку более теплый снежный покров склонен квантоваться большими по толщине порциями).

Риск лавинных бедствий возрастет главным образом за счет активизации редкодействующих очагов и увеличения числа лавин, переходных по характеру движения к водоснежным потокам н имеющих тем самым более длинные пути, выходящие за пределы известных ныне зон выброса обычных лавин. Бедствия вследствие экстремального изменения путей движения особо крупных лавин маловероятны, поскольку таким изменениям не способствует рельеф зон выката на дне долин — плоских веерообразных лавинно-аккумулятивных конусов, лишенных глубоких эрозионных врезов, по которым обычно бы шли и от которых могли бы уклоняться лавины. То же можно сказать и о бедствиях, связанных со срывом лавин поверх леса, из «лесного коридора», сквозь лес или с малых лесных полян (см. табл. 50), поскольку древесная растительность в Хибинах ныне занимает лишь самую нижнюю часть горных склонов и не препятствует лавинообразованию. Напротив, при потеплении верхняя граница леса будет подниматься (как это происходит за счет естественного потепления в последние 100—150 лет) и стремиться «погасить» некоторые лавинные очаги. Поскольку же к этим событиям присоединяется местное воздействие горнодобывающего производства на рельеф и растительность (см. разд. 5.2), действительная картина изменений лавинной опасности окажется весьма разнообразной.

Для Центрального Тянь-Шаня прогноз лавинной активности осложняется тем, что исходный климатический прогноз М. И. Будыко и соавторов дан по существу для предгорий, где температура января повышается на 8°, температура июля близка к современной, годовая сумма осадков повышается на 150 мм, или 75%. Для распространения этого прогноза на высокогорье следовало бы учесть орографические эффекты распределения осадков. Однако разница прироста осадков в зонах предвосхождения воздушных масс (предгорья) и восхождения их (склоны гор), как мы видели в разд. 3.2, невысока, а деятельность прогноза изменения осадков для Средней Азии особенно мала (район Тянь-Шаня находится на краю территории, для которой дан прогноз). Поэтому для гор можно принять тот же прогноз, что для предгорий. На этой основе С. М. Мягков рассмотрел возможные производные изменения лавинной активности (а также высотных границ ландшафтных поясов, оледенения, активности селей разного генезиса, эрозии почв, речного стока и русловых процессов) в бассейне р. Чон-Кызылсу на северном склоне хр. Терскей-Алатау, вблизи оз. Иссык-Куль. При этом предполагалось, что прирост средних месячных температур в интервалах между январем и июлем синусоидален, а сумма осадков возрастает на 75% в каждом месяце (что обосновано одинаковым ходом наблюдавшихся годовых и месячных аномалии сумм осадков). Для расчетов различных снеголавинных показателей использованы данные

метеонаблюдений и зависимости, отраженные выше в разд. 2.4. Получены следующие результаты. Нижняя граница устойчивого снежного покрова поднимается с прииссыккульской равнины (1700 м) до отметок около 2500 м; ниже отметок 2500 м появляется отсутствующий ныне пояс неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов. Период лавинообразования сократится на 1/3—1/5 современной его длительности. Общее число лавин уменьшится на отметках ниже 3000±250 м и увеличится в 1,4—1,7 раза на более высоких отметках. Сильно возрастет доля лавин, вызванных снегопадами и снеготаянием, уменьшится доля метелей и сублимационной перекристаллизации снега в образовании лавин. Начнут работать почти бесснежные ныне (из-за испарения снега) лавинные очаги на южных склонах долин; за счет этого общее число активных лавинных очагов возрастет, как и риск лавинных бедствий. Среди других изменений природы бассейна р. Чон-Кызыл-су, следующих за антропогенным изменением климата и существенных для хозяйственной деятельности: способствующее земледелию значительное увлажнение земель в низовьях долины и на прииссыккульской равнине, почти двукратный рост продуктивности высокогорных пастбищ, увеличение объема речного стока в вододефицитные ныне весенние месяцы, поднятие нижней границы многолетней мерзлоты на 500—600 м, но также 4—8-кратное увеличение повторяемости ливневых селей, возрастание опасности гляциальных селей вследствие наступания ледников, возрастание интенсивности эрозии почв и процессов перестройки речных русел.

М. К. Кошоев продолжил начатые С. М. Мягковым разработки долгосрочного прогноза активности лавин и других опасных природных явлении, уточнив методику расчетов и распространив их на весь Центральный Тянь-Шань. Переход от трех прогнозируемых М. И. Будыко и соавторами показателей климата ко всему требующемуся спектру показателей на разных абсолютных высотах и расстояниях от края горной системы М. К. Кошоев произвел путем, сходным с использованным В. Ф. Околовым; в ряду лет, охваченных метеонаблюдениями на Тянь-Шане, он нашел два года, весьма близких по характеристикам температуры и осадков к прогнозируемому на 2025 г. состоянию климата. Изучение данных за эти два года показало, что вертикальный градиент температуры при антропогенном потеплении климата Центрального Тянь-Шаня должен увеличиться на 20—25% по сравнению с современным. Увеличиваются также вертикальный градиент суммы осадков холодного периода и различие сумм осадков на наветренных и подветренных склонах. Но различия в осадках пренебрежимо малы, поэтому современное и будущее поля осадков на хребтах Центрального Тянь-Шаня можно считать одинаковыми по форме, но различающимися по абсолютным значениям; зимние осадки в 2025 г. будут повсеместно на 75% больше современных. Результаты прогноза изложены М. К. Кошоевым в виде мелкомасштабных карт, которые показывают, что в случае оправдания климатического прогноза, данного М. И. Будыко и соавторами, лавиноопасная территория на Центральном Тянь-Шане несколько сократится за счет поднятия «уровня 365» и «уровня 0». На оставшейся территории повторяемость лавин возрастет; на порядок возрастет площадь районов, где повторяемость лавин в каждом лавинном очаге в среднем превышает 0,5 в год. Существенно увеличится доля мокрых лавин, возрастут средние и максимальные объемы лавин.

Как же следует воспринимать все эти прогнозы? Видимо, не слишком буквально, так как и исходные прогнозы антропогенных изменений климата предположительны (а некоторые климатологи и вовсе отрицают возможность таких изменений), и методы перерасчета изменений климата в изменения показателей лавинной активности весьма упрощены. Можно лишь утверждать, что антропогенные изменения климата, будь они действительны, принесли бы изменения природы гор столь существенные, что их нельзя не учитывать в планах хозяйственного развития (земледелия, животноводства,

дорожного и энергетического строительства и т. д.) без риска впасть в серьезную ошибку и понести крупные материальные потери. В отношении лавинной активности представляются достоверными следующие выводы. Она может существенно изменится в ближайшие десятилетия, еще до того, как износятся возводимые и проектируемые ныне капитальные сооружения. В первой трети XXI в. лавинная активность повсеместно приобретет черты, свойственные более «теплым» типам снеголавинного режима. Повысятся границы поясов ежегодного лавинообразования, в некоторых районах появятся или расширятся пояса неустойчивого снежного покрова и редких снегопадов, где редкость схода лавин усыпляет бдительность людей и делает эти лавины даже более опасными в социально-экономическом отношении, чем регулярно грохочущие лавины заснеженного высокогорья. Повторяемость и характерный размер лавин будут возрастать почти во всех районах, где сохранятся условия образования устойчивого снежного покрова. Относительно меньшее число лавин будет заканчиваться на склонах, относительно большее их число будет достигать днищ долин. Видимо, расширится территория распространения и увеличится повторяемость лавиноподобных водоснежных потоков, длины путей которых, как показано в разд. 2.2, больше длин путей лавин. Поскольку антропогенные изменения климата не исключают естественных, ход изменений лавинной активности и других климатогенных опасных явлений будет довольно сложным; краткосрочные экстремальные ее отклонения могут оказаться большими, чем среднемноголетние изменения.

Разрастанию лавинной активности в высокогорьях готово препятствовать побуждаемое потеплением продвижение леса па более высокие уровни. Но маловероятно, что лес мог бы быстро занять новые «противолавинные» позиции. С другой стороны, у леса возникают свои проблемы — угроза кислотных дождей и других вредных для него влияний промышленного производства, чрезмерно массового туризма, скотоводства и др. Как уже говорилось, в Альпах, где леса оберегались веками как самая надежная защита от лавин, эти вредные влияния похоже уже превзошли критический рубеж; от кислотных дождей лес пострадал и может в обозримом будущем погибнуть на 40% занимаемой им площади. Появились случаи схода лавин и селей вдоль просек горнолыжных подъемников на Кавказе и в других недавно осваиваемых горах.

Словом, проблемы долгосрочного прогноза изменений лавинной активности и риска лавинных бедствий, как и иных климатогенно опасных явлений, неожиданно оказываются весьма острыми.

6.4. УДОРОЖАНИЕ СТРОИТЕЛЬСТВА И ЭКСПЛУАТАЦИИ ЗА СЧЕТ ЗАЩИТЫ ОТ ЛАВИН

Очевидно, что руководителям хозяйства, информация о природных опасностях тех или иных территорий наиболее удобна, когда представлена не только в геофизических (как делается ныне), но и в социально-экономических терминах. Эти термины — удорожание строительства и эксплуатации определенных объектов за счет полной их защиты от природных опасностей, а также величины социально-экономического риска (вероятных потерь) в случаях, когда полная защита физически невозможна или экономически невыгодна. Можно предположить, что однажды географы составят такие карты стран и континентов, на которых размеры территорий будут показаны не просто в километрах, а в единицах территориальных ресурсов, на освоение которых требуются равные средства. Окажется, что 1 км^2 городской застройки на европейских равнинах равноценен 1/3 или 1/4 км^2 на севере Евразии и 1/10—1/20,

скажем, в Антарктиде. Такие карты нужны для реалистичной оценки ресурсов. Наилучшим путем их составления являются статистический анализ фактического удорожания в многофакторной зависимости от природных условий и распространение полученных корреляций на неосвоенные пока территории. Пример такой работы, упоминавшийся в разд. 2.2, дан С. А. Ракитой (1983) в виде мелкомасштабной карты районирования Севера СССР по удорожанию строительства и эксплуатации городов, дорог, промышленных предприятий и по наиболее экономичным в каждом районе видам транспорта, вплоть до самолетов и аппаратов на воздушной подушке.

Карты экономической оценки лавинной опасности сами по себе будут лишь элементом общих карт природно-экономической оценки территориальных ресурсов. Но научиться их составлять необходимо. Пойти по пути С. А. Ракиты мы, к сожалению, не можем, поскольку имеющийся опыт защиты от лавин разных объектов в разных природных условиях недостаточен для вывода общих статистических зависимостей. Но возможен иной путь, использующий данные о стоимостях тех или иных видов противолавинных мер (см. табл. 4) и соображения о том, какие из них оказываются наиболее дешевыми в тех или иных природных условиях. Посмотрим, как может быть выполнена эта работа, с какими методическими и информационными пробелами она сталкивается. В ее программу, очевидно, должны входить:

типизация защищаемых объектов по требованиям и защите, оценка их собственной стоимости;

типизация лавиноопасных территорий по показателям, которыми определяются возможный набор мер противолавинной защиты и их стоимость;

сопоставление этих типизаций для определения оптимальных мер защиты и оценки удорожания защищаемых объемов;

оценка точности использованных материалов и получаемых, выводов для уведомления их потребителя

Типизация объектов по их требованиям к защите не представляет сложностей, поскольку очевидно, что населенные пункты требуют абсолютной защиты, ЛЭП, трубопроводы и дороги — такой же или близкой к ней (в зависимости от экономического значения), тогда как карьеры и временные дроги горнодобывающих предприятий по своей сути не допускают абсолютной защиты инженерными сооружениями. Для последних наилучшим способом избежать прямые потери остается прекращение работы на лавиноопасные моменты, для чего требуется прогнозно-профилактическая служба. Примером является Цех противолавинной защиты ПО «Апатит» в Хибинах (см. разд. 5.2), работа которого позволила не только исключить лавинные бедствия, но и сократить простои рудников и дорог до размера, равноценного 0,5% производительности ПО «Апатит» и в 5—10 раз меньшего, чем простои из-за плохой видимости при туманах и др. В итоге годовые затраты на содержание Цеха противолавинной защиты во много раз меньше стоимости той доли продукции, которая выпускается с его помощью. Однако технологические особенности каждого горнодобывающего предприятия столь значительны, а их общее количество в лавиноопасных районах столь мало, что географическое обобщение данных по удорожанию их строительства и эксплуатации за счет защиты от лавин ныне едва ли возможно.

Иной объект представляют автодороги, распространенные во множестве по районам с различной степенью лавинной опасности. На их примере мы и продолжим обсуждение названных выше вопросов. Для простоты сочтем, что нам следует обеспечить абсолютную защиту дорог от лавин; для этого применимы сооружения, удельная стоимость которых обозначена в табл. 4. При абсолютной защите мы получим наибольшие величины удорожания строительства автодорог и наименьшие величины удорожания их эксплуатации. Если же допустимы так или иначе ограниченные перерывы

в движении в периоды лавинной опасности, число инженерных защитных сооружений и величина удорожания строительства будут меньше, зато эксплуатация — дороже за счет содержания прогнозно-профилактической службы.

Типизацию лавиноопасных территорий с точки зрения защиты автодорог от лавин рассмотрим на примере для Северного Тянь-Шаня, представленном авторами табл. 4 В. П. Благовещенским и И. В. Северским (1988).

Они выделили следующие физико-географические типы лавиноопасных территорий:

среднегорный лугово-лесной, на отметках приблизительно до 2000 м, характеризующийся преобладанием лавинных очагов типа небольших крутых ложбин площадью до 15 га,

среднегорный луговой, на тех же отметках, с преобладанием очагов типа хорошо развитых денудационных воронок площадью до 100 га,

высокогорный каменистый, выше 2000 м, с большим разнообразием форм лавиносборов и их площадью до 65 га,

высокогорный ледниковый, выше 2000 м, с резким преобладанием нерасчлененных лавиноопасных склонов площадью до 200 га,

средне- и высокогорный скалистый, развитый на бортах особо крутосклонных долин, с резким преобладанием сравнительно небольших денудационных воронок и скальных кулуаров, сплошь покрывающих склоны. Для каждого из этих типов лавиноопасных территорий и для интервалов глубины расчленения рельефа менее 250, 250—500, 500—1000 и более 1000 м по крупномасштабным картам определены средние размеры площадей лавиносборов и ширины зон выброса на дне долин, а также сумм этих показателей в расчете на 1 км дна долины. Получился граф, по образующим которого записаны названные выше типы лавиноопасных территорий и диапазоны глубины расчленения рельефа, а в клетках — средние удельные суммы площадей лавиносборов и ширины зон выброса лавин.

Далее по показателям, записанным в клетках, были рассчитаны величины стоимости всех возможных постоянных защитных мер в соответствии с их удельной стоимостью по табл. 4. При этом значения, указанные в табл. 4, увеличивались в соответствии с общими величинами удорожания строительства по Ю. С. Кожухову (1981) и равными для Северного Тянь-Шаня 1,5 в поясе высот 1500—2000 м, 1,5—2,5 в поясе 2000—3000 м, 2,5—3,5 выше 3000 м. По результатам расчетов в клетках названного выше графа записаны стоимости тех противолавинных мероприятий, которые оказались наиболее дешевыми. Полученный результат произведен в табл. 49 с сокращениями и дополнениями. От оригинала эта таблица отличается тем, что в ней, во-первых, указаны лишь средние арифметические значения стоимостей защиты (вместо диапазонов их значений), во-вторых, приведены показатели удорожания строительства автодорог в процентах от стоимости основного сооружения. Удорожание рассчитано по данным о стоимости 1 км автодорог высокого класса 2 млн. руб. в среднегорном лугово-лесном поясе, 3 млн. руб. в среднегорном луговом, 3,5 млн. руб. в средне- и высокогорных скалистых районах, 4 млн. руб. В высокогорных поясах (на основе устного сообщения И. А. Моссаковской по диапазону фактических стоимостей строительства горных автодорог).

Показатели удорожания по табл. 49 изложены на рис. 76. В поле графиков *А* и *Б* обозначены разделенные штриховыми линиями области, в которых наиболее дешевыми оказываются разные противолавинные сооружения. Переход от одной области к другой приводит к изломам кривых удорожания. Для сренегорного лугово-лесного пояса лесопосадки в лавнносборах оказались более дешевыми, чем строительство инженерных защитных сооружений (рис. 76,*А*, кривая *1*).

Таблица 49

Затраты на защиту 1 км автодороги две долины, по В. П. Благовещенскому и И. В. Северскому (1988). Величины затрат в процентах — относительно значений стоимости 1 км автодороги, приведенных в тексте

Глубина расчленении рельефа, м	Физико-географические типы лавиноопасных территорий									
	среднегорный луговолесной		среднегорный луговой		высокогорный каменистый		Высокогорный ледниковый		Средне- и высокогорный скалистый	
	млн руб.	%	млн руб.	%	млн руб.	%	млн руб.	%	млн руб.	%
Долины с узким дном, пересекаемым лавинами с любого склона										
Менее 250	0,25	12	3,3	110	4,6	115			3,5	100
250—500	0,6	30	8	270	9	225			4,5	130
500—1000	1,3	65	10	330	11 ,5	290			5,5	160
Более 1000	3	150	12	400	15	375			7	200
Долины с широким дном,не пересекаемым лавинами										
Менее 250			0,1	3	0,2	5	0,9	20	0,3	10
250-500			0,2	7	0,3	8	3,6	90	0.6	20
500—1000			5	165	4	100	8	200	1	30
Более 1000			7	235	6,5	160	15	375	1.6	50

Но восстановление леса требует многих десятков лет. Если же защита от лавин необходима без промедлений, в этом поясе также придется строить инженерные сооружения. Их ближайший аналог — те, что отвечают кривым *2*.

Рис. 76 отражает наиболее детальные из имеющихся по СССР знания об удорожании строительства автодорог за счёт защиты от лавин и может быть использован для составления соответствующей карты по всей территории страны. Однако для этого прежде следует распространить физико-географическое лавинное районирование В. П. Благовещенского и И. В Северского на территории страны. В других горах при тех же типах рельефа, ландшафтов, глубине расчленения: характерные показатели лавинных очагов, несомненно, будут в той или иной мере отличаться от северотяньшаньских. Как говорилось в разд. 6.1, детальное районирование горных территорий по морфометрическим характеристикам лавинных очагов — дело будущего. Теперь же степень близости характеристик очагов Северного Тянь-Шаня и 14 других районов страны была проверена по имеющимся данным о густоте их сети — показателю, тесно коррелирующемуся с величинами площадей и ширины зон выброса лавин. Полученные результаты свидетельствуют, что кривые числа лавинных очагов па 1 км дна долины в зависимости от глубины расчленения рельефа однотипны, но вариации числа очагов довольно велики: до 40% при глубине расчленения 800 м, 15% при глубине расчленения 200 и 1200 м. Кривая для Северного Тянь-Шаня почти совпадает с кривой, осредненной

по всем 15 районам. Это позволяет считать, что ошибки в оценке удорожания, получаемой для разных районов с применением северотяньшаньских зависимостей

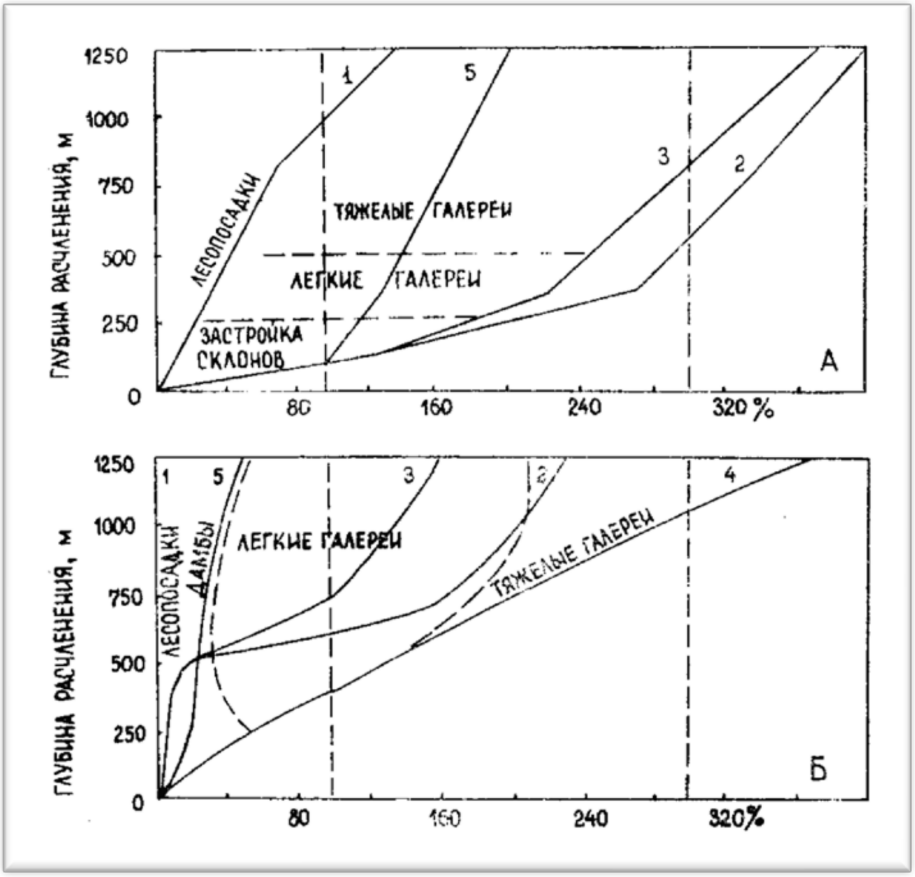


Рис. 76. Величины удорожания строительства автодорог за счет инженерной защиты от лавин (см. табл. 49): *А* — для долин с узким дном, пересекаемым лавинами с любого склона; *Б* — для долин с широким дном, не пересекаемым лавинами. Кривые соответствуют условиям: *1* — среднегорным лугово-лесным; *2* — среднегорным луговым (субальпийским); *3* — высокогорным каменистым (приледниковым); *4* — высокогорным ледниковым; *5* — средне- и высокогорным скалистым. В поле графиков записаны противолавинные сооружения, наиболее дешевые для различных сочетаний ландшафтов и глубины расчленения

удорожания от морфометрии лавинных очагов, в целом по СССР не будут иметь систематический характер, но должны быть учтены при оценке точности результатов.Переходим к оценке их точности и определению соответствующего допустимого числа градации удорожания на карте этого показателя для СССР. Точность зависимостей, изображенных на рис. 76, определяется:

1) точностью оценки удельных стоимостей и противолавинных сооружений (см. табл. 4);

2) точностью определения тех параметров лапанных очагов, которые использованы при построении табл. 49;

3) точностью использованных при составлении табл. 49 значений затрат на строительство автодорог в горах;

4) степенью соответствия общесоюзным тех северотяньшаньских зависимостей параметров лавинных очагов от глубины расчленения, которые использованы при построении табл. 49.

Совместное влияние этих источников на точность конечных результатов можно оценить в виде суммарной вероятной ошибки, равной квадратному корню из суммы квадратов частных ошибок. Величина последних — следующая (в названном порядке).

1. При построении табл. 49 использованы средние из указанных в табл. 4 значений удельных стоимостей. Из табл. 4 видно, что действительные величины удельной стоимости отличаются от средних на величину до ±33%. Этот разброс отражает главным образом различия в качестве строительной базы.

2. Определение параметров лавинных очагов проводилось В. П. Благовещенским и И. В. Северским по крупномасштабным картам. Обычно считается, что точность таких измерений не хуже ±10%. Дальнейшее определение полученных показателей по лавиноопасным районам разных типов существенно (пропорционально квадратному корню из числа измерений) повышает точность осредненных показателей. Следовательно, данный источник ошибок можно считать несущественным.

3. Фактические значения стоимости автодорог в различных природных районах значительно различаются. Но имеющиеся данные о них слишком малочисленны, чтобы надежно вычислить собственно стоимость полотна и покрытия, свободную от влияния местных строительно-экономических условий и не включающую затрат на различные защитные сооружения. Нами использованы, как представляется, наиболее вероятные значения, отклоняющиеся от истинных едва ли более чем на ±25%. Эту величину и будем считать равной ошибке по энному пункту.

4. Выше говорилось о величине коэффициента вариации показателя густоты сети очагов для гор СССР относительно осредненной его зависимости от глубины расчленения (от 15 до 40%). Можно полагать, что, если мы применим зависимости, изображенные на рис. 76 по северотяньшаньским данным, для оценки величин удорожания по всем горным районам СССР, среднеквадратичные ошибки этой оценки, возникающие за счет неучета региональных особенностей морфометрических лавинных очагов вне Северного Тянь-Шаня, будут равны названным значениям коэффициента вариации.

В итоге суммарной ошибки величин удорожания в разных районах, возникающие при использовании данных рис. 76, оказываются равны ±44, ±50, ±57, ±59, ±54 и ±43% для территорий с глубиной расчленения рельефа соответственно 200, 400, 600, 800, 1000 и 1200 м; в среднем же около ±50%.

Полученная оценка суммарной ошибки позволяет видеть, что на карте удорожания строительства автодорог за счет их полной защиты от лавин, оцененной по рис. 76, могут быть достоверно выделены три градации удорожания: 0—100, 100—300 и более 300%. В самом деле, границы между этими градациями с учетом суммарной ошибки (100±50 и 300±150%) не перекрываются; какая-либо граница на карте не сможет отклониться от истинного положения более чем на половину ширины полосы между ней и соседней границей. При таком характере границ достоверной будет лишь мелкомасштабная карта-схема; она и показана на рис. 77.

Вкратце опишем основные моменты техники ее составления. Прежде всего, поскольку высококлассные автодороги прокладываются преимущественно по крупным долинам, имеющим широкое дно, целесообразно картографировать величины удорожания именно для долин с широким дном (данные рис. 76, *Б* и нижней половины табл. 49). Для справки нужно отметить, что эти величины меньше величин удорожания для долин с узким дном в 1,5—8 раз. В качестве исходной основы требуются карты рельефа, описанного в показателях табл. 49 или рис. 76, *Б*. В качестве таковой нами использована «Карта оценки рельефа СССР как условия лавинообразования» масштаба 1: 7,5 млн, изданная в 1977 г. Соотношения типов рельефа, выделенных В. П. Благовещенским и И. В. Северским и изображенных на «Карте оценки рельефа...»,

представлены в табл. 50. Здесь же приведены величины глубины расчленения, разделяющие разные градации показателей удорожания для разных типов рельефа. В пределах ледникового высокогорья (по «Карте оценки рельефа...») типы рельефа 3 и 4 по рис. 76 выделяются по наличию (тип 4) или отсутствию (тип 3) современного оледенения. Территории среднегорья сильно- и среднерасчлененного, по типизации В. П. Благовещенского и И. В. Северского, относятся к типам 1 или 2 в зависимости от наличия леса. Если же в защите автодорог от лавин рассчитывать не на лесопосадки, а на инженерные сооружения, районы типа 1 потребуют, очевидно, тех же мер, что и районы типа 2. На этом основании все среднегорья сильно- и среднерасчлененные по «Карте оценки рельефа...» отнесены к типу 2. Разделение типов рельефа 1,
2 и 5 в четвертой и последующих строчках табл. 50 не требуется, так как все они попадают в категорию удорожания менее 100%. Таким образом, табл. 50 оказывается ключом к составлению карты удорожания по «Карте оценки рельефа...» путем оконтуривания участков с рельефом тех типов, что названы в первых трех строках табл. 50, и дальнейшего их подразделения по величине глубины расчленения рельефа и по наличию или отсутствию современного оледенения. Для этого использованы общегеографические карты отдельных районов масштаба 1:2,5—1: 5 млн. Полученное в масштабе 1: 7,5 млн. изображение районов с различной величиной удорожания уменьшено до масштаба 1: 20 млн. и отредактировано: контуры упрощены, слишком тонкие контуры показаны внемасштабными условными знаками.

Таким образом, на полученной карте схематически показаны величины удорожания строительства автодорог в горных районах, которые получились бы за счет их полной защиты от лавин инженерными сооружениями, для случая прокладки дорог по широкому дну долин, не пересекаемому лавинами. При этом: величина удорожания отражает региональные особенности лавинной опасности и не отражает качества строительной базы (относится к строительной базе среднего качества);

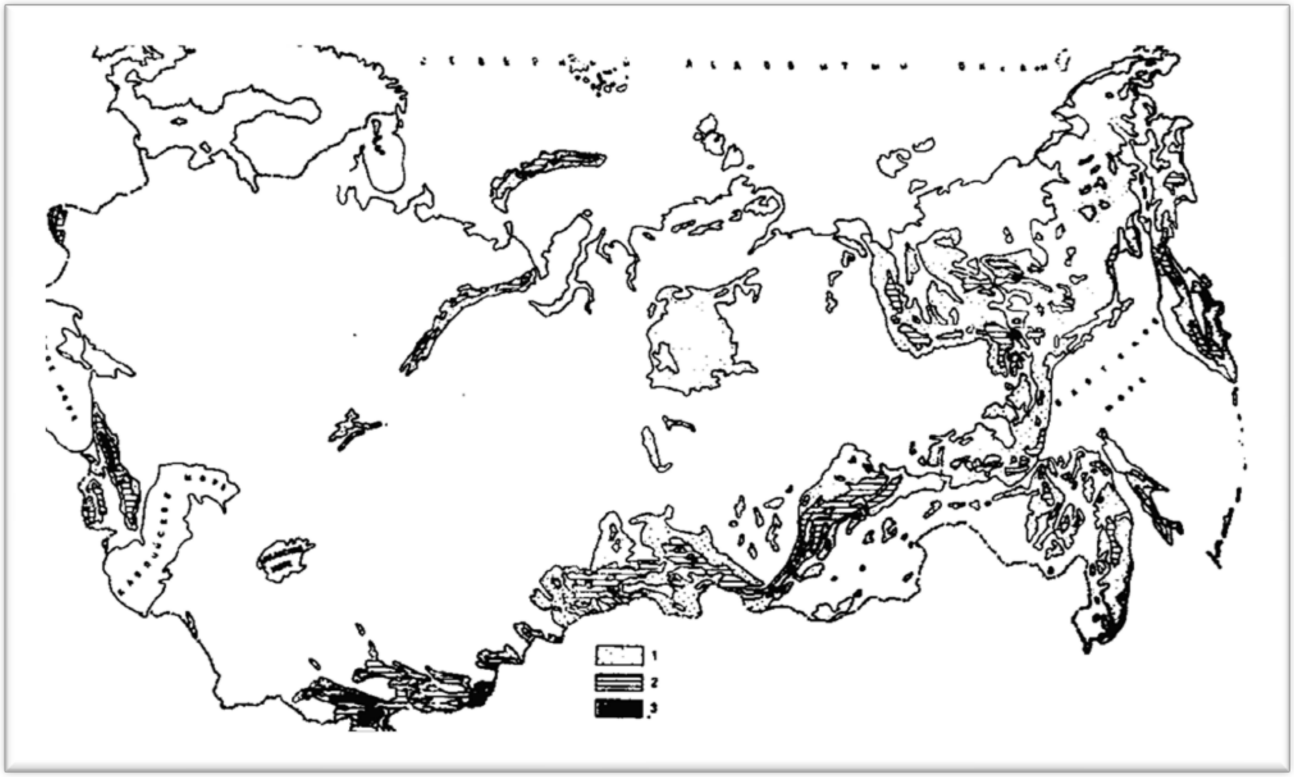


Рис 77. Удорожание строительства автодорог в СССР за счет защиты от лавин инженерными сооружениями для долин с широким дном: 1 - до 100±50%; 2 - от 100±50 до 300+150%; 3 - более 300±150%

Таблица 50

Соотношение типов рельефа по «Карте оценки рельефа...» с типами рельефа по В. П. Благовещенскому и И. В. Северскому и соответствующие величины удорожания строительства автодорог за счет противолавинных инженерных сооружений для долин с широким дном; ΔH— глубина расчленения рельефа

Типы рельефа		Величины удорожания строительства для разных ΔH
по «Карте оценки рельефа...»	по Благовещенскому, Северскому, номера по рис. 76	
Альпийское нысокогорье с ΔH до 1000 1500 м	3 и 4	для типа 4: более 300% для ΔH > 1000 м; 300—100% для ΔH от 1000 до 400 м; менее 100% для ΔH <400 м; для типа 3: 300—100% для ΔH >750 м; менее 100% для ΔH < 750 м
Все прочие типы	1, 2, 5	300—100% при ΔH >600 м; менее 100% при ΔH <600 м

оценка удорожания отвечает стоимости тех сооружений из числа названных в табл. 4, которые оказываются наиболее дешевыми;

точность оценки удорожания около ±50%;

порядок величин удорожания строительства для долин с узким дном (пересекаемыми лавинами с обеих сторон) и порядок величины удорожания эксплуатации автодороги за счёт содержания прогнозно-профилактической службы в течении 50 лет можно определить по данной карте-схеме вместе с табл. 4.

Разумеется, эти результаты могут быть уточнены путем детализации названных выше информационных упрощений и путем прямой проверки по фактическим стоимостям противолавинной защиты автодорог. Главное, мы убедились в возможности развития экономико-географического лавиноведения на основе уже существующих фактических данных. Методические пути прослежены; дело теперь — за детальной экономико-статистической информацией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение напомним основные проблемы географии снежных лавин и пути их решения, какими они представляются на основе изложенного.

Главная цель — детальное описание вероятных лавинных бедствий, методов их прогнозирования и смягчения для всех лавиноопасных районов мира и видов природопользования, с учетом местных и глобальных антропогенных изменений природных факторов лавинообразования. Это описание должно быть рассчитано на использование руководителями хозяйства, иметь социально-экономический характер и

входить составной частью в комплексные научные рекомендации по сокращению стихийных бедствий всех видов.

Как в конструктивной инженерно-экономической географии в целом это описание может основываться в методическом отношении на установлении статистических корреляций наблюдаемых показателей лавинной опасности с природными и социально-экономическими факторами, ее возбуждающими, и на последующем применении этих корреляций к районам, по которым нет прямых наблюдений за лавинной опасностью, и к долгосрочно-прогностическим задачам. Иначе говоря, требуется развитие теории географических аналогов — районов-аналогов, ситуаций-аналогов, защищаемых объектов-аналогов. Методика статистического прогнозирования времени схода лавин по развитию метеорологической обстановки — хороший пример использования знаний о ситуациях-аналогах и основа дальнейшего развития теории аналогов. Предложенные выше пути обзорного картографирования фоновых показателей лавинной опасности и активности, как представляется, демонстрируют продуктивность теории районов-аналогов.

Частные задачи инженерно-экономико-географического лавиноведения можно объединить под названием «детализация зависимостей лавинной активности от климатических и геоморфологических факторов и лавинной опасности — от них же и от социально-экономических факторов». Думается, содержание данной книги показало, что уже накопленные фактические сведения дают основу для ряда обобщений. Но важнейшую проблему сценариев лавинных бедствий на основе опубликованных сведений полностью решить нельзя. Прежде всего требуется мобилизация архивных данных, желательно на международном уровне. Затем, наверное, понадобится выполнение социальных целенаправленных наблюдений. Для организации этих исследований удобную платформу представляет начавшееся в 1990 г. по решению Генеральной Ассамблеи ООН «Международное десятилетие по уменьшению опасности стихийных бедствий». Помимо прочего важно, что оно представляет лавинщикам возможность работать вместе с экономистами, экологами, социологами и делиться опытом со специалистами, занимающимися другими видами природных опасностей, — гидрологами, метеорологами, геоморфологами, криолитологами и др.

Последний по порядку, но не по значению вопрос — включение в круг ответственности лавинщиков такого явления, как водоснежные потоки. О необходимости и логичности этого шага подробно сказано в разд. 2.2. Можно лишь добавить, что антропогенное потепление климата, ожидаемое в ближайшие десятилетия, привело бы к резкому увеличению распространения, повторяемости и опасности водоснежных потоков.

Проблемы серьезны, интересны и многочисленны. Вслед за предотвращением загрязнения окружающей среды уменьшение стихийных бедствий, в том числе лавинных, представляется ныне важнейшей целью социальной экологии. Пожелаем друг другу удачи.

ЛИТЕРАТУРА

Абдушелишвили К. Л. Распространение снежных лавин в горах Грузии ТР. ЗакНИГМИ. 1966. Вып. 20. С. 183—190.

Аккуратов В. Н. Генетическая классификация лавин //Тр. Эльбрусской эксп. Т. 1(4). Нальчик, 1959. С. 215—232.

Аккуратов В. Н. Снежные лавины в Хибинах: Автореф. Дис. … канд. геол.-мин. наук. Изд-во Моск. ун-та, 1973. 26 с.

Антропогенные изменения климата. Л., 1987. 406 с.

Берри Б. Л., Мягков С. М., Фрейдлин В. С. Синхронные изменения активности природных явлений и их прогноз // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1986. № 3. С. 65—70.

Благовещенский В. П. Сейсмогенное лавинообразование на Северном Тянь-Шане при землетрясении 25 марта 1978 г. // Гляциально-нивальные процессы в горах Казахстана. Алма-Ата, 1981. С. 60—66.

Благовещенский В. П., Северский И. В. Оценка затрат на противолавинные мероприятия // Мат-лы гляциол. исслед. Вып. 5. 1988.

Блютген И. География климатов. М., 1972. 428 с.

Божинский А. Н., Лосев К. С. Основы лавиноведения. Л. 1987. 280 с.

Болов В. Р. Руководство по предупредительному спуску снежных лавин с применением артиллерийских систем КС-19. М., 1984. 108 с.

Борисенков Е. П., Ефимова Л. К. Оценка возможных изменений климата под влиянием антропогенных факторов. Обнинск, 1984. 48 с.

Будыко М. И., Винников К. Я., Дроздов О. А., Ефимова Н. А. Предстоящие изменения климата // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1978 № 6. С. 5—20.

Ващалова Т. В. Палеогеографический подход к реконструкции лавинной активности в целях долгосрочного прогноза (на примере Хибин). Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Изд-во Моск. ун-та, 1987. 24 с.

Ващалова Т. В., Кошоев М. К., Мягков С. М., Шебалина Т.Ю. Применение лихенометрии в геоморфологических исследованиях М., Деп. ВИНИТИ. № 6611—В86. 1986. 67 с.

Виноградов В. Н. Снежные лавины на Камчатке // Вопросы геогр. Вып. 3. Петропавловск-Камчатский. 1965. С. 43—48.

Войтковский К. Ф. Механические свойства снега. М., 1977. 126 с.

Гвоздицкий Н. А., Голубчиков Ю. Н. Природа мира // Горы. М., 1987. 399 с.

Геткер М. И. Метод расчета максимальных снегозапасов в горно-ледниковых районах мира для построения карт в атласе снежно-ледовых ресурсов мира // Мат-лы гляциол. исслед. Вып. 40. М., 1980. С. 133—142.

Геткер М. И. Снежные ресурсы Памиро-Алая // Гляциология горных обл. М„ 1984. С. 27—37.

Глазовская Т. Г., Мягков С. М., Околов В. Ф. Возможная методика составления карт лавинной опасности в атласе снежно-ледовых ресурсов мира на зарубежные территории // Мат-лы гляциол. исслед. Вып 34. М., 1978.

Грищенко В. Ф. Снежные лавины // Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма. Л., 1982. С. 267—272.

Дзюба В. В. Географические принципы разработки методик прогноза лавиноопасных периодов для малоисследованных районов: Автореф дис. ... канд. геол.-мин. наук. Изд-во Моск. ун-та, 1983. 23 с.

Дзюба В. В., Лаптев М. Н. Генетическая классификация и диагностические признаки снежных лавин // Мат-лы гляциол. исслед. Вып. 50. М., 1984. С. 97—104.

Залиханов М. Ч. Снежно-лавинным режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. Ростов-на-Дону, 1981. 376 с.

Инструкция по проектированию и строительству противолавинных сооружений. СН 517—80. М., 1980. С. 36

Исаченко А.Г., Шляпников А.А. Природа мира // Ландшафты. М., 1989. 504 с.

Кадастр лавин. Т. 1—20. Л., 1984—1986

Канаев Л. А. Перспективы работ по изучению лавинного режима и картографированию лавиноопасности в СССР // Мат-лы гляциол. исслед. Вып. 70. 1975. С. 50—58.

Картографирование лавиноопасных территорий в средних масштабах. Деп. ВИНИТИ. № 1625—В86. М. ВИНИТИ. I986. 205 с.

Кожухов Ю. С. Стоимостная оценка природных условий градостроительства на территории СССР. // Вести. Моск. ун-та Сер. Геогр. 1981. № 1. С. 20—26.

Колесников Е. И, Подстрочный А. Н. Лавинная активность Заилийского Алатау в 1965—1987 гг. // Мат-лы гляциол. исслед. Вып. 64. 1988. С. 101—106.

Коломыц Э. Г. Структура снега и ландшафтная индикация. М., 1976. 205 с.

Кошоев М. К. Оценка нивально-гляциальных опасных явлений высокогорного района Иссыккульского территориально-производственного комплекса: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Изд-во Моск. ун-та, 1986. 23 с.

Лавинная и селевая опасность на трассе БАМ. М., 1980. 189 с.

Лавиноопасные районы Советского Союза. М., 1970. 199 с.

Лавины в районе трассы БАМ. Л., 1984. 173 с.

Либерман А. А., Муратова М. В., Суетова И. А. Опыт построения климатической модели термического оптимума голоцена и реконструкция растительных зон па территории СССР // Оценка и долгосрочный прогноз изменения природы гор. М., 1987. С. 61—79.

Лосев К. С. Ланины СССР (распространение, районирование, возможности прогноза). Л., 1966. 130 с.

Люкшандерль Л. Спасите Альпы. М., 1987. 168 с.

Максимов Н. В. Некоторые особенности снежного покрова и деятельности лавин в бассейне р. Иныльчек // Гляциология горных областей. М., 1980. С. 121—126.

Мягков С. М. Антарктида: прошлое и будущее оледенения. М., 1989а. 160 с.

Мягков С. М. Неблагоприятные и опасные явления в изменяющемся мире // Вести. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1989б. № 3. С. 10—15.

Мягков С. М. Географические проблемы смягчения стихийных бедствий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1990. № 5. С. 3—9.

Мягков С. М., Баулина Л. Л., Шныпарков А. Л. Определение показателей лавинной опасности для ее крупномасштабной оценки. М., Деп. ВИНИТИ. 5279—В87. 1987. 117 с.

Околов В. Ф., Мягков С. М. Методика долгосрочного прогноза климатически обусловленных опасных явлений (на примере лавин) // Оценка и долгосрочный прогноз изменения природы гор. М., 1987. С. 104—120.

Околов В. Ф., Мягков С. М., Глазовская Т. Г. Число дней со снежным покровом (расчет для горных районов) // Склоновые процессы (лавины и сели). М., 1980. С. 125—132.

Олейников А. Д. Зимы наибольшей лавинной опасности в Приэльбрусье // Мат-лы гляциол. исслед. Вып. 64. 1988. С. 106—110.

Перов В. Ф. Селевые потоки Хибинского горного массива // Вести. Моск. ун-та. Сер. Геогр. 1966. №1. С. 35—40.

Практическое пособие по прогнозированию лавинной опасности. Л., 1979. 199 с.

Ракита С. А. Природа и хозяйственное освоение Севера. М., 1983. 190 с.

Ревякин В. С. Природные льды Алтае-Саянской горной области. Л., 1981. 220 с.

Ревякин В. С., Кравцова В. И. Снежный покров и лавины Алтая, Томск, 1977. 213 с.

Сапупов В. Н. Водосисжные потоки и их место в ряду сходных разрушительных явлений // Вести Моск. ун-та. Сер. Геогр 1985. №6 С. 31—37.

Сапунов В. Н., Фрейдлин В. С., Божинский А.Н., Евтеев А.О., Мягков С. М., Перов В. М., Сапунова Г.Г. Водоснежные потоки Хибин. М., Деп. ВИНИТИ. № 5379— В90. 1990. 188 с.

Светлосанов В. А, Лукьянова Л. М., Мягков С.М. К методике дендрохронологических исследований для оценки многолетних колебаний лавинной активности // Снежные лавины прогноз и защита М., 1974. С. 99—103.

Северский И. В. Снежные лавины Заилийского и Джунгарского Алатау. Алма-Ата, 1978. 255 с.

Северский И. В., Благовещенский В. П. Оценка лавинной опасности горной территории. Алма-Ата. 1983. 220 с.

Селеопасные районы СССР. М., 1976. 308 с.

Трошкина Е. С. Оценка структурно-стратиграфических особенностей снежного покрова горных районов Советского Союза для прогнозирования лавин // Склоновые процессы (лавины и сели). М., 1980. С. 18—32.

Тушинский Г. К. Лавины. Возникновение и защита от них. М., 1949. 213 с.

Тушинский Г. К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., 1963. 312 с.

Усков Ю. С. Снежно-ледовые склоны как особая категория лавиноопасных территорий // Гляциология горных областей. М., 1986. С. 82—88.

Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964.

Физическая география Мирового океана. Л., 1980. 362 с.

Швер Ц. А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. Л., 1984. 285 с.

Шныпарков А. Л. Особо крупные лавины и условия их массового схода: Автореф. канд. дис. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 22 с.

Schlesinger M. E. CO_2 — induced changes in seasonal show cover simulaited bv the OSU compled atmosphere-ocean general cirsylation model // Glaciological Data Center A. Rep. GD-18. Boulder, 1986. 249—270.