

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД
ANNEE GEOPHYSIQUE INTERNATIONALE

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1976

ТОМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. В. В. КУЙБЫШЕВА
ТОМСКИЙ ОТДЕЛ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА СССР

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

ВЫПУСК 11

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1976

Сборник является продолжением предшествующих сборников, которые посвящаются результатам исследования Горного Алтая по международным планам МГГ, МГСС, МГД. В сборнике помещаются статьи не только о древнем и современном оледенении Алтая, но также о метеорологическом и гидрологическом режиме Алтая и других ледниковых районов СССР, о снежном покрове, ледниках, наледях и т. д.

Редактор — профессор М. В. Т р о н о в

П. А. ОКИШЕВ

ДРЕВНИЕ ПРИЛЕДНИКОВЫЕ ОЗЕРА ЧУЙСКОЙ И КУРАЙСКОЙ КОТЛОВИН

Еще в конце прошлого — начале нашего столетия было установлено, что во многих межгорных впадинах Алтая характерным явлением четвертичного времени было возникновение озер. Свидетельствами заполнения котловин водою в прошлом являются озерные осадки и абразионно-аккумулятивные формы рельефа (волно-прибойные террасы, береговые валы). Вопрос о причинах и времени образования озер в Чуйской и Курайской котловинах с той или иной глубиной рассматривался в работах ряда авторов [1, 2, 3, 4, 6, 8, 9, 11, 12]. Большинство из них причиной возникновения озер считают подпруживание р. Чуи Куэхтанарским и Маашейским ледниками. Относительно времени существования озер мнения исследователей расходятся. Так, например, Б. Ф. Сперанский [13] возникновение озера в Чуйской котловине относит к чуйско-кокузекской (по его терминологии), т. е. к последней межледниковой эпохе. Г. Ф. Лунгерсгаузен и О. А. Раковец [8] считают, что в Чуйской и Курайской котловинах озера имели место в эпоху, предшествовавшую максимальному распространению льдов и в последующую стадию их отступления. Это мнение разделяется Е. Н. Шукиной [14]. В статье Б. М. Богачкина и О. А. Раковец [2] указывается, что можно наметить не менее двух периодов существования озерного бассейна в Курайской котловине в среднечетвертичное время. В совместной статье Е. В. Девяткина, Н. А. Ефимцева и др. [3] образование озер в Чуйской и Курайской котловинах относится к эпохе максимального (среднечетвертичного) оледенения. Но в более поздней работе Е. В. Девяткин [4] отнес возникновение приледниковых озер в этих котловинах к эпохе первого постмаксимального (верхнеплейстоценового) оледенения.

Приведенная краткая сводка с достаточной очевидностью свидетельствует, что этот принципиально важный вопрос палеогеографии Алтая остается крайне слабо разработанным.

Наши полевые наблюдения, проведенные в долине Чуи в

последние три года, позволяют отметить, что представления перечисленных выше авторов верны в отношении ледникового подпруживания стока из котловин. Но что касается характера и времени образования «плотин», то эти моменты требуют существенных уточнений.

Чуйская котловина — это обширная межгорная депрессия, вытянутая в субширотном направлении между Курайским и Южно-Чуйским хребтами. Неровное днище ее в целом слабо наклонено на запад. Следami существования здесь озера являются абразионные терраски на склонах, прослеживающиеся до высоты около 2100 м, береговые валы в восточной части котловины и ленточные алеврито-глинистые осадки в долине Чаган-Узуна. Причиной образования озера считают закупоривание котловины ледником, спускавшимся с Курайского хребта по долине Куэختанара в долину Чуи и оставившим здесь выраженные в рельефе морены. Морфология этого участка описана в одной из наших статей [10]. На первый взгляд аргументация кажется вполне убедительной — следы перегораживания Чуйской долины ледником налицо. Но при всей этой правдоподобности обоснования образования Чуйского озера возникает вопрос: а каким же образом объяснить сохранность моренного рельефа на дне долины, через которую спущено огромное озеро? Ответа на этот вопрос, показывающий явное противоречие между спуском озера и сохранностью наложенного рельефа на месте бывшей «плотины», не дается ни одним из упоминавшихся исследователей. Правда, надо учитывать, что осушение озера не было катастрофически быстрым. Формирование лестницы абразионных террас свидетельствует о периодическом снижении зеркала воды, контролировавшимся, вероятнее всего, динамикой подпруживающего ледника. Однако даже и в этом случае сбрасывавшаяся через утончающийся ледник вода не могла не воздействовать на поверхностную морену, а валы последней, как известно, прослеживаются через все дно долины и не имеют признаков размыва.

Для поднятия воды до отметок в 2100 м (на этом уровне наблюдаются верхние абразионные тарраски) мощность подпруживающего ледника должна быть не менее 400 м (отметка дна долины Чуи в устье р. Куэختанара 1690 м). Но следы экзарационно-аккумулятивного воздействия Куэختанарского ледника, оставившего морену в долине Чуи, прослеживаются не выше 150 м. О незначительной мощности и кратковременности пребывания здесь ледника можно судить и по тому факту, что под его мореной сохранилась ненарушенная поверхность речной террасы, продолжающейся за пределами моренного поля. Все это убеждает нас в том, что образование обширного водоема в Чуйской котловине было связано с более ранним и более крупным оледенением по сравнению с тем, следы которого оставлены около устья долины Куэختанара. Последний

обеспечивал возникновение лишь небольшого проточного озера, от которого сохранились отложения параллельнослоистого песка мощностью до 3 — 3,5 м, примыкающие к моренному полю и наложенные на ту же террасу, что и морена. Данную морену мы относим к концу верхнего плейстоцена (второе постмаксимальное оледенение Девяткина) и сопоставляем по времени с моренами, лежащими сразу ниже устья р. Чагана в бассейне р. Чаган-Узуна.

Волно-прибойные террасы в Чуйской котловине, встречающиеся на склонах рельефа различного генезиса, в том числе и на моренах, были сформированы в предшествующий этап оледенения более крупных размеров, когда весь участок долины Чуи между Чуйской и Курайской котловинами был заполнен льдом. Ледниковые отложения этого времени вскрываются в куэхтанарском обнажении под аллювием 45-метровой террасы и прослеживаются вплоть до восточной половины Курайской котловины.

В левобережье Чуи от устья р. Суукпанды до Курайской котловины наблюдаются фрагменты высоких (до 120 м) террас, аллювиальная часть которых представлена гравийно-мелкогалечным материалом с редкими крупными обломками местных пород и эрратическими валунами. Формирование этих террас только у левобережного склона долины объяснимо тем, что с противоположной (правобережной) стороны спускались ледники, и сток из Чуйской котловины был возможен лишь вдоль левого борта долины. Обломочный материал поставлялся как склоновыми процессами, так и ледниками. Участие морены в отложениях высоких террас доказывается присутствием в них валунов интрузивных пород, вынесенных из осевой части Курайского хребта.

Образование обширного Чуйского озера Е. В. Девяткиным [4] относится к эпохе первого постмаксимального (верхне-плейстоценового) оледенения, что подтверждается нашими данными и радиоуглеродной датировкой озерно-ледниковых отложений в долине Чаган-Узуна [7]. Эти озерно-ледниковые осадки отлагались уже в процессе деградации ледников и спада уровня Чуйского озера. Ниже Чуйской котловины ледниковые отложения подверглись речной переработке вплоть до формирования на их месте террасовой поверхности, на которую в эпоху второго постмаксимального оледенения (конец верхнего плейстоцена) была наложена верхняя, выраженная в рельефе морена Куэхтанарского ледника.

Возникновение озера в Курайской котловине объясняют подпруживанием р. Чуи Маашейским ледником и в качестве доказательства указывают на наличие морены в начале покинутого рекой участка долины (так называемая мёнская морена). Однако бытующее представление о формировании мёнской морены Маашейским ледником является заблуждением.

Дело в том, что в составе обломочного материала мѣнской морены широко представлены различные разновидности гранитов, диориты, гнейсы, т. е. породы, которых нет ни в бассейне р. Маашея, ни в бассейнах сопредельных левобережных притоков Чуи. Ближайшие выходы этих пород приурочены к вершинам правобережных притоков р. Чуи, стекающих с западной окраины Курайского хребта. Таким образом, анализ петрографического состава обломочного материала мѣнской морены свидетельствует о непричастности к ее формированию Маашейского ледника. Эта морена была сформирована ледниковым языком, спускавшимся сюда через сниженное междуречье из переполненной долины Ярлу-амры (левый исток р. Чибита). Переполнение долины Ярлу-амры обеспечивалось подпруживанием заполнявшего ее ледника другими ледниковыми потоками, выдвигавшимися из долин Белой и Чибита с более высокими бортами. От слияния всех трех потоков формировался Чибитский ледник. Он достигал долины Чуи в районе пос. Акташ и во время образования мѣнской морены широко распластывался здесь, заполняя Чуйскую долину.

Одновременно с этим Маашейский ледник спускался до современной долины Чуи и подпруживал реку ледяной плотинной высотой не более 150 — 200 м. Признаками выхода его в долину Чуи служат остатки конечноморенного рельефа в устье Маашея и маргинальный канал напротив на склоне правобережного борта долины Чуи, описанный еще в 1942 г. Л. Н. Ивановским [5] как ложбина сухого русла. Подпруженная здесь Чуя не могла стекать по старой долине, которая оказалась перерождена мѣнской ветвью ледника Ярлу-амры. Образовавшееся ледниково-подпрудное озеро распространилось до Курайской котловины, оставив там ясно выраженные волно-прибойные террасы до высоты немногим более 1600 м. Ниже Курайской котловины в долине Чуи с этим временем связано накопление толщи параллельнослонстых пылеватых песков, сохранившихся в левобережье ниже устья р. Таджикилу и у обоих бортов долины в пределах урочища Баротал. Возникновение этого озера относится к эпохе второго верхнеплейстоценового (второе постмаксимальное по Девяткину) оледенения.

Дно долины Чуи вблизи р. Маашея имеет отметку 1425 м. В Курайской котловине следы озерной деятельности прослеживаются до отметок 2050 — 2100 м. Таким образом, высота подпруды должна быть не менее 675 — 700 м. Как раз до этой высоты и отмечают (4, 6) остатки ледниковых отложений на бортах долины Чуи ниже урочища Баротал. Необходимо выяснить место и характер «плотины». По нашему представлению, такая не могла создаваться только Маашейским ледником. Нужно учитывать, что на нижнем 5-километровом участке долины Маашея врезана в Ештыккольское плато на глубину не более 400 м, поэтому заполнявший ее ледник не мог иметь мощности

до 700 м, не растекаясь широко по предгорному плато. Признаков такого растекания льда нет. Более того, в современной долине Чуи ниже устья р. Маашея в отложениях террас и в моренах по правобережью широко распространены валуны интрузивных пород, не характерных, как упоминалось, для бассейна Маашея. Наконец, если бы подпруживание Чуи имело место ниже урочища Баротал, то выше по течению должны были остаться какие-то признаки существования озера до той же высоты (2050 — 2100 м), что и в Курайской котловине. Но их нет, и, напротив, здесь представлены многочисленные следы экзарационно-аккумулятивной деятельности ледников (краевые образования в правобережье р. Актру, морены в устье р. Таджигу, в долине Баротала и др.). Все это позволяет утверждать, что образование глубокого озера в Курайской котловине обеспечивалось в результате слияния ледников, спускавшихся как с южного склона западной части Курайского хребта, так и с северного склона горного узла Биш-Иирду и по времени сопоставимо с периодом существования глубокого Чуйского озера.

Таким образом, мы вполне разделяем существующее мнение о ледниково-подпрудной причине возникновения бывших озер в Чуйской и Курайской котловинах, но придерживаемся иного взгляда на характер формирования ледниковых плотин. Кроме того, нужно подчеркнуть, что в обеих котловинах имеются признаки двукратного возникновения озер разного масштаба. Последние по времени озера были мелководными и имели меньшую площадь акватории. В Чуйской котловине заключительный этап существования глубокого озера достаточно надежно определяется возрастом озерно-ледниковых осадков в долине Чаган-Узуна — 25300 ± 600 лет. В целом глубокие озера рассматриваемых котловин относятся к эпохе первого верхнеплейстоценового (первого постмаксимального по Девяткину) оледенения, а мелководные озера возникали в связи с активизацией ледников в конце верхнего плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. В. Аксарин. О четвертичных отложениях в Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 5. Новосибирск, 1937.
2. Б. М. Богачкин, О. А. Раковец. К вопросу о следах древнего оледенения в Курайской впадине (Горный Алтай). «Геоморфология», 1971. № 2.
3. Е. В. Девяткин, Н. А. Ефимцев, Ю. П. Селиверстов, И. С. Чумаков. Еще о ледомах Алтая. Труды комиссии по изуч. четверт. периода, т. XXII. 1963.
4. Е. В. Девяткин. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. Труды ГИН АН СССР, вып. 126. М., 1965.
5. Л. Н. Ивановский. Геоморфологические наблюдения по долине р. Чуи у села Чибит. Труды научн. конференции по изучению и освоению производ. сил Сибири, т. III. Томск, 1942.

6. Л. Н. Ивановский. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967.

7. А. В. Каплин, О. В. Парунин, А. А. Свиточ, С. С. Фаустов, А. И. Шлюков. Некоторые результаты изучения и корреляции плейстоценовых отложений с привлечением палеомагнитных данных и радиоуглеродных датировок. Хронология ледникового века. Л., 1971.

8. Г. Ф. Лунгерсгаузен, О. А. Раковец. Некоторые новые данные по стратиграфии третичных отложений Горного Алтая. Труды Всесоюз. аэрогеологич. треста, вып. 4, 1958.

9. В. А. Обручев. Алтайские этюды, 1. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землеведение, кн. 4. 1914.

10. П. А. Окишева. Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая. Доклады Томского отдела ВГО. Л., 1970.

11. В. Е. Попов. О древних озерных береговых образованиях в Курайской степи на Алтае. Гляциология Алтая, вып. II. Томск, 1962.

12. В. Е. Попов. К истории развития современных и древних ледниковых озер Центрального Алтая. Гляциология Алтая, вып. V. Томск. 1967.

13. Б. Ф. Сперанский. Основные моменты кайнозойской истории юго-восточного Алтая. Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста, № 5 Новосибирск, 1937.

14. Е. Н. Щукина. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфии их на территории Алтая. Труды ГИН АН СССР, вып. 26, 1960.

В. С. РЕВЯКИН, Л. Л. ТИХОНОВА

МЕТЕЛИ И СНЕГОЗАНОСИМОСТЬ В ГОРНОМ АЛТАЕ

Среди опасных метеорологических явлений особое место принадлежит метелям. Усиление скорости ветра, ухудшение видимости и, наконец, формирование снежных заносов у препятствий вызывают серьезные затруднения при проведении любых видов работ в холодный период года. Ветровой перенос снега определяет неравномерность в распределении твердых атмосферных осадков и как следствие — различное увлажнение склонов. Велика роль метелевого переноса в питании современных ледников и формировании снежных лавин. Наконец, инженерно-гляциологическая оценка территории не может быть проведена без учета ее метелевости и снегозаносимости, то же самое касается и снежных мелиораций различного назначения.

Следует отметить, что горные метели до сего времени практически не изучены. Впервые вопросы механики их применительно к условиям Хибин рассмотрены А. К. Дюниным и В. С. Матвиевко [5]. Некоторые сведения о метелях Алтая можно получить из работы В. В. Орловой [11] и Климатического справочника [7]. Несомненную ценность представляют разработки В. Н. Барахтина [2,3] по прогнозированию особо опасных метелей и снегопадов на юго-востоке Западной Сибири. Пространственная характеристика метелевого режима только по данным [7] будет не совсем верной по известной причине — почти все станции расположены в широких и глубоких долинах, в значительной мере защищенных от ветра. Поэтому совершенно необходимыми оказываются полевые наблюдения за распределением и размерами снегоотложений, за направлением снеговетровых потоков, «записанных» в микрорельефе снежного покрова. Только совместный анализ данных станций, маршрутных и площадных снегоъемок, следов воздействия ветра на растительность позволяет получить кондиционную характеристику метелевой деятельности в горах и оценить величину возможных снегоотложений у защитных сооружений, и тем самым подойти к оценке затрат на снегоборьбу при про-

ектировании дорог и промышленных сооружений в горах. Поскольку натуральных измерений снегопереноса на Алтае практически нет, то его возможный объем является единственным критерием снегозаносимости. Учитывая все это, авторами была проведена выборка материалов в фондах ЗСУГМС по всем станциям Горного Алтая по 1970 г. включительно. За 1965—1970 гг. они подвергнуты обработке по методике ГГО, примененной при составлении справочника [7] с тем, чтобы выяснить отличие данных пятилетнего ряда от многолетнего. Последнее необходимо для оценки короткокорядных наблюдений при характеристике метелевого режима конкретных территорий. Для расчетов снегопереноса использованы данные по всем станциям за все годы наблюдений. В течение трех зим 1969—1972 гг. маршрутными отрядами университета были выполнены снегосъемки в ряде долин Алтая, а в 1971—1972 гг. проведены специальные зимние наблюдения в бассейне р. Мульты (Катунский хребет). В выполнении полевых и камеральных работ принимали участие сотрудники и студенты университета: В. П. Тырышканов, Л. М. Коньшина, Н. Г. Тимофеева, В. П. Кочергина, Т. М. Борченинова, О. П. Крылович, Н. К. Калинкина, Н. К. Рахвалова, Е. М. Замятина, В. К. Камнев, В. В. Хахалкин.

Метели

Преобладающий в умеренных широтах Евразии зональный перенос влаги, взаимодействуя со сложной системой хребтов Алтая, определяет большую изменчивость погодных условий в холодное полугодие. Вследствие обострения приходящих к Алтаю циклонов его внешние цепи характеризуются сниженной континентальностью климата, но большая часть внутренней территории находится под воздействием западного отрога азиатского антициклона и имеет резкоконтинентальные условия. Положение антициклона не остается постоянным. При его ослаблении наблюдается вынос континентального воздуха с юга и регенерация циклонов при подходе к внешнему фасу Алтая. Наиболее активна циклоническая деятельность в первую половину зимы. При движении циклонов навстречу сибирскому антициклону наблюдается изменение направления их движения или затухание. «В результате при прохождении циклонов сильные ветры наблюдаются не только в самом циклоне, но и впереди в области северной периферии западного отрога сибирского антициклона при ясной антициклональной погоде» ([11], стр. 53). Макроциркуляционные условия определяют основные черты ветрового режима территории. Вследствие зонального переноса в тропосфере у земли преобладают ветры южной четверти горизонта, чаще всего юго-западные.

Однако эта закономерность сохраняется лишь по окраине горной страны и на поверхности высоких водоразделов. Господство юго-западного направления подтверждается не только данными метеостанции Кара-Тюрек, где на его долю приходится 45% от общего количества, но и повсеместной северо-восточной ориентацией снежных карнизов, яркой флагообразной кроной предельных кедров. Данные названной станции показывают увеличение числа случаев юго-западных ветров в зимнее время. Что же касается приземных ветров в конкретных речных долинах, то обычно юго-западный поток трансформируется соответствующим образом, вследствие чего возникает местная циркуляция, а «в зимние месяцы в течение всех суток преобладают ветры, направленные с гор, что связано с общим распределением давления»... ([11], стр. 260). Особенно четко направление ветров, обусловленное ориентацией речных долин, этих своеобразных «воздуховодов», видно на примере станций Ак-Кем и Чемал, где ветры южной четверти составляют соответственно 50 и 40% от годового. При этом в большинстве случаев стоковые ветры носят характер фёнов.

Таблица 1

Среднемесечные скорости ветра по [7], м/сек

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV
Шемонаиха	3,3	3,2	3,5	2,7	2,6	3,0	3,3
Сев. поселок	4,7	5,4	5,7	5,6	4,8	4,8	4,6
Змеиногорск	3,7	4,3	4,3	3,4	3,3	3,6	3,2
Бийск	3,5	4,0	3,8	3,5	3,4	3,9	3,9
Яйлю	2,4	3,4	4,3	3,9	2,7	2,2	1,9
Усть-Кан	2,9	2,8	2,6	2,4	2,6	3,1	3,2
Кош-Агач	1,8	1,3	0,8	0,6	0,9	1,5	3,0
Катанда	1,8	1,7	1,6	1,5	1,6	1,9	2,1
Ак-Кем	2,7	2,6	2,3	2,0	2,3	2,4	2,9
Кара-Тюрек	7,7	8,2	7,8	6,6	6,3	7,1	6,2

Данные [7] о скоростях ветра в холодный период года (табл. 1) показывают, что:

1) наибольшие скорости ветра наблюдаются в переходные сезоны года с максимумом в первую половину зимы, особенно в ноябре и декабре;

2) с удалением от периферии в глубь горной страны скорости ветра резко уменьшаются, вследствие как торможения воздушных масс системой поперечных движению хребтов, так и затухания циклонической деятельности с приближением к центру сибирского антициклона;

3) наиболее защищенными от ветров оказываются межгорные котловины и широкие долины юго-восточного Алтая.

Прохождение циклонов над Алтаем сопровождается, как правило, увеличением скоростей ветра и возникновением ме-

Таблица 2

Среднее число дней с метелью

Станция	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Сумма ч. дней за период 1935-1965 гг. 1965-1970 гг.
Бийск	0,6/0,03	6/0,8	8/1	6/2	4/2	5/1	1/0,2	0,07/0	31/7—38
Соломенное	0,2/0,06	1/1	3/2	2/2	2/0,8	2/0,9	0,6/0,2	—	11/7—18
Змеиногорск	0,9/0,2	8/2	13/4	10/3	8/4	7/3	1/0,5	0,07/0	48/17—65
Турочак	0,4/0	2/0,03	2/0,2	2/0,3	2/0,3	2/0,3	0,9/0,03	0,1/0	42/22—64
Кызыл-Озек	0,2/0	1/0,5	2/1	2/1	1/1	2/0,6	0,5/0,1	0,1/0	11/1—12
Яйлю	0/0,1	2/3	4/5	3/5	2/2	2/1	0,2/0,1	0,03/0	9/4—13
Цемал	0,07/0,1	1/4	2/8	2/7	1/4	0,5/2	0,2/0,1	—	13/16—29
Беля	0,4/0,03	2/2	2/5	2/5	2/2	2/2	0,8/0,2	—	7/25—32
Усть-Кан	0,6/0,4	2/3	3/4	1/3	2/2	2/2	1/0,3	0,1/0,03	11/16—27
Онгудай	0,03/0	0,03/0,1	0,3/0,3	0,1/0,1	0,2/0,2	0,1/0,1	0,04/0,03	0,09/0,04	12/15—27
Усть-Улаган	0,2/0,2	0,8/0,9	0,8/0,9	0,4/0,6	0,8/1	0,8/2	0,5/0,3	—	0,8/0,8—16
Усть-Кокса	0,06/0	2/0,3	3/2	2/2	2/2	1/1	0,3/0,03	0,04/0	4/6—10
Катанда	0,2/0,03	0,9/0,3	1/0,6	0,9/0,2	1/0,5	1/0,9	0,3/0,1	—	10/8—18
Ак-Кем	3/0,3	5/1	6/0,8	4/1	4/0,8	5/0,6	4/0,2	0,1/0	3/10—13
Кара-Тюрек	12/4	13/3	14/3	10/3	8/2	11/3	10/3	1/0	5/14—19
Кош-Агач	0,2/0,2	0,6/1	1/1	0,7/0,4	0,4/0,6	0,5/0,6	0,3/0,2	9/2	32/5—37
Беля	0,4/0,03	2,2	2/5	2/5	2/2	2/2	0,8/0,2	0,1	14/12—26
Бертек	5/4	2/7	2/6	3/8	2/7	1/9	0,5/3	0,2	94/24—118
Горно-Алтайск	0,2/0,9	5/0,2	3/0,2	4/2	4/2	3/1	0,6/0,2	—	32/54—86
								0,1/0,03	4/1—8
								0,2	11/16—27
								—	4/17—21
								—	17/46 6/3
								—	20/6—26

Примечания. 1. В общее число дней по высокогорным станциям вошли дни за сентябрь и июнь.
2. В числителе дано число дней с общими и низовыми метелями, в знаменателе — поземков.

телей. Нередко до прохождения теплого фронта [11] наблюдается усиление ветра и расширение полосы низовых метелей (включая поземки). При этом сухой, мелкий снег с плотностью не более $0,10 \text{ г/см}^3$ легко поднимается ветрами со скоростью 4—5 м/сек. Метелевая деятельность обычна при прохождении западных и северо-западных циклонов и возможна при прорыве южных циклонов полярного фронта, которые «наиболее опасны в отношении метелей» ([11], стр. 274). Как отмечает В. Н. Барахтин [2], метели на юге Западной Сибири «не только перемещаются вместе с обуславливающими их циклонами, но значительно усиливаются, а иногда и возникают непосредственно на этой территории» (стр. 82). При этом прохождение циклонов не сопровождается оттепелями, что способствует усиленному снегопереносу.

Отмеченные выше особенности циркуляции и ветрового режима четко проявляются в метелевой деятельности и особенностях метелей в Горном Алтае.* Число дней с метелями (всех видов) по территории изменяется в широких пределах (табл. 2).

✓ Число дней с метелью достигает максимума на северо-западе и убывает к юго-востоку. Водораздельные участки хребтов внешнего окружения Алтая характеризуются особенно высокой метелевостью, что подтверждается данными станции Кара-Тюрек, расположенной на водоразделе северного отрога Катунского хребта, и наблюдениями в Холзунском хребте зимой 1972 г., когда только за три месяца (I—III) было отмечено 40 дней с метелями. Характерно преобладание числа дней с общей метелью в окраинных хребтах и поземков во внутренних районах. Для примера можно сопоставить данные по предгорьям (Бийск, Змеиногоorsk, Турочак) и Чуйской степи (Кош-Агач) и плато Укок (Бертек). В течение холодного периода число дней с метелью достаточно тесно зависит от ветрового режима. На западном и северном макросклоне Алтая отмечается два метелевых максимума: осенний (XI—XII) и весенний (III). На всей внутренней территории весенний максимум почти не выражен. Поземковые метели наиболее часты в январе-феврале. Самым метелевым является декабрь, что было отмечено еще В. В. Орловой [11].

Длительность метелей (табл. 3, 4, 5) находится в тесной связи с их общим числом. Большинство метелей (35%) продолжается 3—6 часов.

Значительна повторяемость (28%) метелей длительностью менее 3 часов и 6—12 часов (26%). Метели продолжительностью 24 часа и более — довольно редкое явление (1%). Отмеченная станциями длительность отдельных метелей может достигать 100 и более часов. Так, в январе 1938 г. в Ак-Кеме буря длился 142 часа, в 1972 г. в Холзуне отмечена метель, длившаяся 15—21 января непрерывно 148 часов.

Таблица 3

**Повторяемость метелей различной продолжительности
за период 1965—1970 гг. (в %)**

Станции	Часы						
	3	3—6	6—12	12—18	18—24	24—36	36—48
Бийск	11	32	35	13	6	1	2
Горно-Алтайск	25	35	40	—	—	—	—
Кызыл-Озек	38	51	8	3	—	—	—
Солонешное	13	46	32	9	—	—	—
Змеиногорск	9	25	33	16	12	2	3
Усть-Кок	34	43	23	—	—	—	—
Усть-Кокса	26	52	22	—	—	—	—
Катанда	64	30	6	—	—	—	—
Кара-Тюрек	8	25	32	19	12	3	1
Ак-Кем	21	35	26	14	4	—	—
Бертек	25	21	34	11	4	4	1
Кош-Агач	25	35	33	7	—	—	—
Усть-Улаган	75	25	—	—	—	—	—
Бея	13	45	42	—	—	—	—
Турочак	29	27	32	12	—	—	—

Таблица 4

Средняя продолжительность метелей за 1965—1970 гг. (час)

Станции	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Σ
Бийск		2	95	54	80	96	31	7	0,4	365
Горно-Алтайск		1	23	12	24	25	12	2		99
Кызыл-Озек					3	6	1	4		14
Солонешное			9	15	16	14	19	8	1	82
Змеиногорск		4	106	106	132	120	80	6		554
Усть-Кан		2	11	7	2	12	4	5		43
Усть-Кокса			5	15	7	8	—	1		46
Катанда		1	2	3	3	6	1			16
Кара-Тюрек	9	80	82	26	50	55	43	41	10	396
Ак-Кем		2	18	15	18	28	23	10		114
Турочак		1	13	10	12	24	10	12		82
Усть-Улаган			3	2		6	2			13
Кош-Агач			6	7		8	2			23
Бея			4	6	3	6	2	4		25
Бертек		8	88	30	11	41	30	11		224

В периферийных хребтах максимальную длительность имеют общие метели, во внутренних — низовые. Так, в Беле в январе 1944 г. отмечен поземок продолжительностью 156 часов. При анализе табл. 6 можно видеть, что наиболее продолжительны метели чаще всего в декабре и январе.

Преобладающий юго-западный перенос над Алтаем определяет постоянство повторяемости южных направлений метелевых ветров, что хорошо видно по данным табл. 7 и рис. 1. Из сравнения данных пятилетнего ряда с многолетним выясняет-

Т а б л и ц а 5

Средняя продолжительность поземки за период 1965—1970 гг. (час)

Станции	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Бийск		2	2	9	4	0,4			17
Горно-Алтайск	0,6	1		7	12	3	0,6		23
Кызыл-Озек					5				5
Солонешное		1		7	4	0,2			12
Змеиногорск	0,6	47	20	70	40	20			198
Усть-Кан	1	20	8	14	7	2	2		54
Усть-Кокса		12	13	30	30	8	1		94
Катанда				0,8	0,6	0,8			2
Кара-Тюрек	55	104	57	102	84	61	40	34	537
Ак-Кем		13	4	2	4	3	0,2		26
Турочак			1	1	5	0,8	1		9
Усть-Улаган	0,8	4	8		16	4	0,2		33
Кош-Агач		6	1	2	8	2			19
Беля		19	36	32	22	20	0,8		130
Бертек	20	60	44	75	77	70	17	9	372

ся определенная изменчивость направлений от года к году и увеличение в последние годы числа ветров южной четверти.

Преобладают при метелях (табл. 8) ветры со скоростью 6—9 м/сек. В то же время можно заметить убывание их от окраин в глубь Алтая. Подтверждением справедливости этого может служить внешний облик предельных деревьев. Если на Холзунском хребте у предельных кедров ярчайше выражена флагообразная крона, образованная исключительно ветвями подветренной стороны, и нередко обломана верхушка (рис. 2), то во внутренних хребтах крона у кедров более пышная и угнетение деревьев выражено значительно слабее.

Сильные ветры во внешнем обрамлении Алтая и на хребтах, выходящих из его затенения, обнажают полностью верхние 100—300 м склонов, перенося снег на подветренную сторону. Во внутренних хребтах это перераспределение выражено много слабее. С ростом высот отмечается увеличение доли более сильных ветров, и нередко случаи, когда ветер достигает 30—40 м/сек.

Результативность переноса при более низких температурах обычно выше при прочих равных условиях. С этих позиций метели Горного Алтая (табл. 9) в большинстве случаев наблюдаются при температурах от 0 до $-9,9^{\circ}$ и от $-10,0$ до $-14,9^{\circ}$. Можно отметить, что с ростом высоты и континентальности территории число низкотемпературных метелей увеличивается, тем не менее отмечены случаи метелей в Бийске и Змеиногорске при 30-градусных морозах. Естественно, в центральную часть зимы число низкотемпературных метелей больше.

Нами была рассмотрена повторяемость метелей при различных типах синоптических процес-

Т а б л и ц а 6

**Повторяемость метелей различной продолжительности
за период 1965—1970 гг. (%)**

Продолжи- тельность (час)	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Бийск									
<3		43	10	15	6	10	9	17	
3—6		40	29	45	17	28	40	50	
6—12		17	41	24	39	31	32	17	
12—18			13	9	8	18	19	16	
18—24			6	4	24	11			
24—36					3				
36—48			1	3	3	2			
Горно-Алтайск									
<3			22	28	25	21	48	25	
3—6		100	32	49	37	30	22	50	
6—12			46	23	38	49	30	25	
Кызыл-Озек									
<3		40	100	80	60	50		50	100
3—6		30		20	20	50	100	50	
6—12		30			20				
Солонешное									
<3					24		9		
3—6			72	25	40	60	50	33	
6—12			28	50	24	20	37	50	
12—18				25	12	20	4	17	
Усть-Кан									
<3		60	30	20	66		33	40	100
3—6		40	30	20	34	80	67	45	
6—12			40	60		20		15	
Змеиногорск									
<3			3	10	8	20	11		
3—6		100	27	25	26	18	31		
6—12			32	33	33	22	42	80	
12—18			24	13	11	20	13		
18—24			10	13	13	12	3	20	
24—36			2	3	7	—			
36—48			2	3	2	8			
Усть-Кокса									
<3			49	13		25			
3—6			34	75	50	50		100	
6—12			17	12	50	25			

Продолжи- тельность (час)	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
К а т а н д а									
<3			75	50	30	100	70		
3—6			25	50	40		30		
6—12					30				
К а р а - Т ю р е к									
<3	33	3	4	6	7	12	12	4	9
3—6	33	21	8	40	31	20	31	22	27
6—12		35	40	24	25	24	51	36	19
12—18	17	22	28	12	12	24		22	27
18—24	17	12	16	12	19	20		10	9
24—36		4	4	6	6		6	6	10
36—48		3							
У с т ь - У л а г а н									
<3		100	60	100		100		50	
3—6			40					50	
А к - К е м									
<3	21	57	10	30		21	15		
3—6	35	43	30	30	40	32	35	67	
6—12	26		40	20	40	26	30	33	
12—18	14		10	20	10	21	15		
18—24	4		10		10		5		
Т у р о ч а к									
<3		100	47	30	14	22	14		
3—6			20	50	39	44	28		
6—12			33	20	36	34	14		
12—18							44		
К о ш - А г а ч									
<3			25	20			50	100	
3—6				60		56			
6—12			75		100	30	50		
12—18				20		14			
Б е л я									
<3					20	25	50		
3—6			75	80	40	38			66
6—12		100	25	20	40	27	50		34
Б е р т е к									
<3	25	12	24	30		20	35		35
3—6	21	64	8	10	50	13	12	100	45
6—12	34	12	48	30	50	24	40		20
12—18	11	12	12	10		22	13		
18—24	4		4			21			
24—36	4		4	10					
36—48	1			10					

Таблица 7

Повторяемость различных направлений ветра при метелях (%)

Станция	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Бийск	0,4/0	2/3	2/0,5	0,6/0,5	0,9/1	52/66	39/29	3/0
Горно-Алтайск *	2			1	8	2	80	7
Кызыл-Озек *	38				6			56
Солонешное *	1			10	29	41	13	5
Змеиныйгорск	0,5/0,4	0,9/1	0,1/2	8/5	70/78	18/10	2/3	0,3/0,4
Усть-Кан			11/0	16/0	11/0	14/24	36/62	12/14
Усть-Кокса	0,9/0	0,9/1			1/0	8/4	68/72	21/24
Катанда	3/2	2/3	1/2	2/1	4/6	18/20	41/48	29/18
Кара-Тюрек	0,5/0	0,7/1	0,4/1	0,2/0	22/18	61/72	11/7	4/1
Ак-Кем	25/10	0,8/2		7/3	45/84	17/0	0,7/0	4/1
Бертек *					4	80	16	
Кош-Агач	5/0	3/0	3/0	2/0	0/7	8/70	49/23	30/0
Усть-Улаган	11/10	6/10		4/0	7/0	15/20	35/35	22/25
Беля	7/10	0,2/0	15/12	40/42	4/4		8/0	26/32
Турочак	8/1	2/0	0,4/0	0/1	1/0	6/2	32/33	51/63

Примечание. * Данные за 1965—1970 гг.
В числителе данные за 1936—1965 гг., в знаменателе — 1965—1970 гг.

Таблица 8

Повторяемость различных скоростей ветра при метелях (%)

Станция	Скорость ветра, м/сек					
	6	6-9	10-13	14-17	18-20	<20
Бийск	10,8/18	43,3/54	23,4/23	18,0/4,5	4,4/0,5	0,1/0
Горно-Алтайск	6	16	36	27	14	1
Кызыл-Озек	29,3/72	50,8/22	14,0/0	5,9/6		
Солонешное*	24	50	21	5		
Змеиногорск	4,4/4	45,8/30	28,9/51	16,4/13	4,2/2	0,3/0
Усть-Кан	23,2/26	45,9/45	20,9/20	9,1/9	0,9/0	
Усть-Кокса	8,7/10	66,0/67	20,5/19	4,4/4	0,4/0	
Катанда	32,3/40	36,6/46	17,2/6	10,1/8	4,1/0	
Кара-Тюрек	5,8/4	21,1/7	28,2/32	19,4/36	14,3/18	11,2/8
Ак-Кем	16,2/4	43,8/24	22,0/34	10,7/22	5,9/10	1,4/6
Бертек*	1	25	44	14	9	7
Кош-Агач	4,8/7	29,0/6	42,0/56	19,4/31	4,8/0	
Усть-Улаган	39,5/42	43,4/49	9,5/9	7,6/0		
Беля	13,3/7	33,1/49	21,0/36	19,6/8	13,0/0	
Турочак	34,9/32	42,2/60	10,6/6	10,6/2	1,7/0	

Примечание. * Данные за 1965—1970 гг.

В числителе данные за 1936—1965 гг., в знаменателе — 1965—1970 гг.

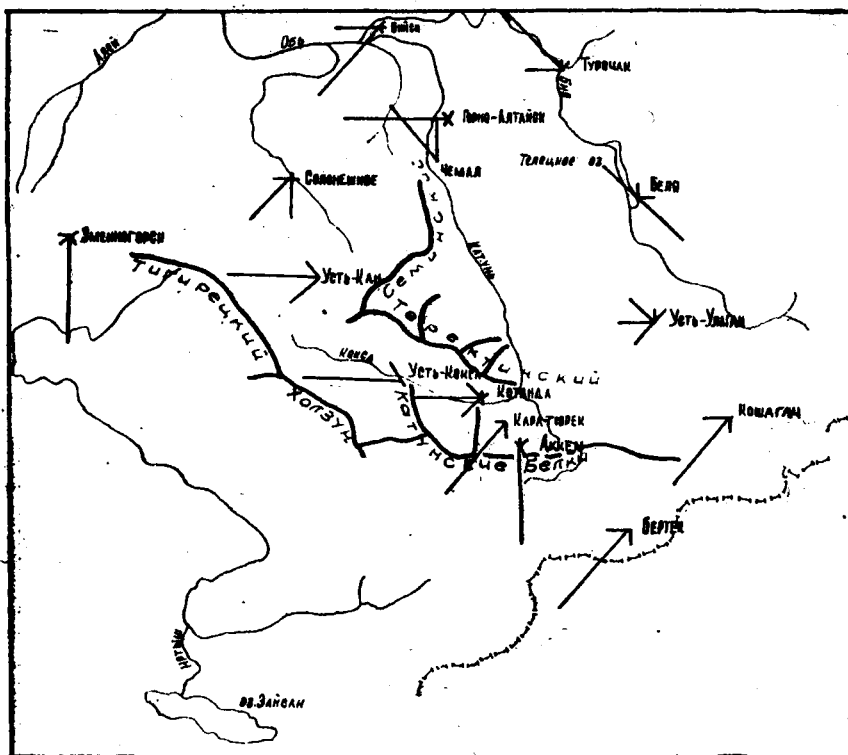


Рис. 1. Повторяемость направлений ветра при метелях. 1 см равен 33%

с о в по Г. Я. Вангенгейму. Для этой цели за последнее пятилетие для холодного периода была подсчитана средняя повторяемость основных форм циркуляции (табл. 10) и проведено сравнение со средними многолетними, приведенными в работе [1].

Результаты исследования показали, что за последние годы на 17%, увеличилась повторяемость процессов восточной формы (E) и на 4%, — меридиональных процессов формы С, а следовательно, уменьшилась повторяемость зональной формы циркуляции (W). Увеличение меридиональности (E+C) отмечалось во все месяцы холодного полугодия, кроме октября, и ее повторяемость составляла в среднем 20—27 дней в месяц. Повторяемость зональных процессов от 4 до 7 и только в октябре и марте достигала 10—11 дней в месяц.

Как видно из данных табл. 11, наибольшее число метелей наблюдалось при восточной форме циркуляции — 395, и примерно одинаковая повторяемость метелей отмечалась при типах С и W (147 и 157 случаев соответственно).

Т а б л и ц а 9

**Повторяемость температуры воздуха в различных пределах
при метелях (1965—1970 гг.)**

Станции	Температура						
	—29.0 —25.0	—24.9 —20.0	—19.9 —15.0	—14.9 —10.0	—9.9 —5.0	—4.9 —0.0	0.0
Кара-Тюрек	1	7	16	26	24	21	5
Ак-Кем	1	1	5	21	30	41	1
Катаанда		6	12	24	24	36	
Усть-Кан	3		6	18	18	55	
Усть-Кокса			5	14	45	36	
Усть-Улаган				24	38	38	
Турочак	4	5	5	28	24	34	
Бийск	3	3	14	25	27	25	2
Горно-Алтайск		6	11	22	33	26	2
Бертек	3	3	16	29	27	22	
Солонешное			6	19	27	48	
Кызыл-Озек			9	27	23	41	
Кош-Агач			11	30	47	12	
Змеиногорск	2	3	9	24	29	32	
Беля			11	29	27	43	

Т а б л и ц а 10

**Средняя повторяемость основных типов циркуляции
(ч/сл) 1965—1970 гг.**

Тип	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Сред- няя	%	
E	15	6	18	18	20	16	16	16	18	16	53	(36)
C	8	12	6	9	7	6	4	10	9	8	27	(24)
W	7	10	5	4	4	6	11	4	4	6	20	(39)

Т а б л и ц а 11

**Повторяемость (ч/сл) общих метелей при различных типах
синситических процессов (1965—1970 гг.)**

Тип	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	
E	4	12	94	47	90	75	38	25	10	395
C	1	8	35	39	36	12	12	3	1	147
W	2	13	21	21	9	52	29	10	—	157

В годовом ходе наибольшая повторяемость метелей во все месяцы отмечалась также при типе E, кроме октября, когда метели равновероятны при типах E и W. Максимум метелей приходится на ноябрь (94 случая), январь (90) и февраль (75).

Годовой ход повторяемостей метелей при типах циркуляции W и C следующий: с ноября по январь метели наблюдались при меридиональном типе чаще (35—39 сл.), чем при зональном (9—21 сл.). С февраля по апрель наблюдалась об-



Рис. 2. Флагообразная крона предельного кедра в долине р. Хайдун
Холзунский хребет

ратная картина — метели чаще отмечались при зональных процессах (52—10 сл.). Максимум повторяемости низовых метелей и поземков также отмечается при восточной форме циркуляции.

Процессы восточной (Е) и меридиональной (С) форм циркуляции характеризуются наличием в тропосфере волн большой амплитуды. Каждая форма имеет ряд разновидностей, которые отличаются ориентацией высотных гребней и ложбин. Анализ аэросиноптического материала показал, что метели и выпадение значительных осадков на территории Алтая были вызваны в основном процессами форм Е и С, причем ориентация высотных гребней и ложбин была такой, как представлена на рис. 3.

При типе Е высотный гребень был ориентирован на ЕТС и Баренцево море. На территорию Западной Сибири под передней частью высотного гребня происходило смещение

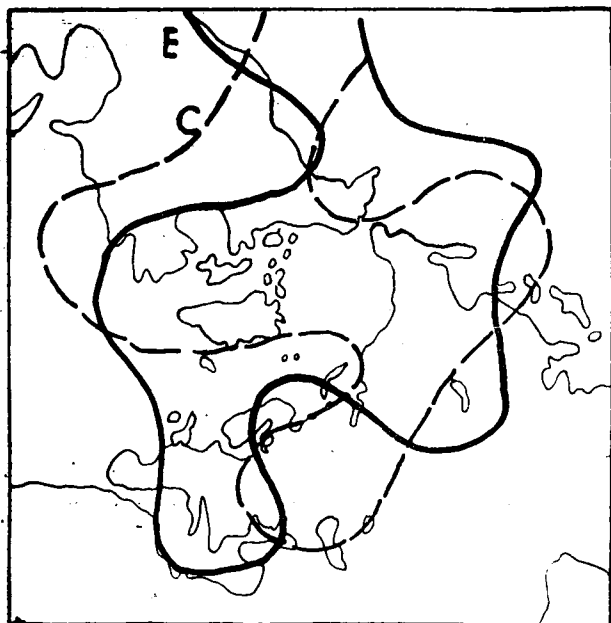


Рис. 3. Положение высотных (500 мб) гребней и ложбин при разновидностях *Е* и *С* циркуляции (по Г. Я. Вангенгейму)

циклонов на юго-восток, так называемое «ныряние» циклонов. Над Казахстаном и Монголией в это время располагалась область высокого давления. В переходной зоне на юге Западной Сибири образуются большие барические градиенты у земли и на высотах, с которыми связано усиление ветра, а прохождение фронтов сопровождалось снегопадами. Как правило, метели при таком процессе были наиболее продолжительными (до трех суток).

При процессах типа *С* высотный гребень был ориентирован с Великобритании на Таймыр. Территория Западной Сибири занята высотной ложбиной, передняя часть которой располагалась над юго-востоком Западной Сибири. Вдоль высотной фронтальной зоны (ВФЗ) на исследуемый район выходили южные циклоны из районов Каспийского и Аральского морей. Прохождение циклонов и фронтальных разделов, связанных с ними, вызывало усиление ветра и выпадение снега.

При зональном типе процессов (*W*) метели на Алтае чаще отмечаются тогда, когда ВФЗ располагается широтно вдоль $50-55^\circ$ с. ш.

❖ Объем перенесенного снега метелями в существенной мере определяется рядом факторов, среди которых особенно важ-

но количество твердых осадков и особенности растительного покрова горных склонов.[✓] Кратко остановимся на их анализе.

В результате воздействия зимних циклонов внешний фас Алтая оказывается увлажнен достаточно хорошо. Суммы осадков холодного периода (с учетом увеличения его длительности с высотой) увеличиваются от 100—150 мм в предгорьях до 500—700 мм и более в пригребневых участках хребтов. Значительно беднее осадками оказывается северный макросклон Алтая и совсем малые их количества отмечаются во внутренних районах, особенно в межгорных котловинах, где суммы их едва достигают 30—40 мм.

✓ В течение холодного периода осадки распределяются крайне неравномерно. Основное их количество выпадает в первую половину зимы, что хорошо иллюстрируют данные ряда станций (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Осадки холодного периода по [7], мм

Станция	X	XI	XII	I	II	III
Турочак	87	89	70	37	29	42
Кызыл-Озек	70	61	42	26	23	36
Яйлю	81	71	47	28	18	30
Чемал	36	26	22	13	12	15
Усть-Кокса	40	32	27	14	14	14
Кара-Тюрек	74	61	44	18	21	33
Ак-Кем	47	43	36	19	14	16
Ленингорск	71	53	37	18	14	25
Большие пороги	133	126	141	77	67	82

Относительно равномерно увлажнены лишь верхние участки западных и северо-восточных хребтов. Для всех хребтов, по данным снегосъемок, отмечается рост сумм осадков с высотой, при этом наветренные склоны, особенно юго-западные, получают их значительно больше. Таким образом, максимально благоприятные для развития снегозаносимости условия создаются в окраинных хребтах Алтая.

✓ Р а с т и т е л ь н ы й п о к р о в склонов выступает в отличие от рассматриваемых выше ветра, метелей и осадков в качестве отрицательного фактора снегопереноса.[✓]

Для Алтая характерно высотно-поясное распределение растительности. Внешние хребты его охвачены полукольцом предгорных степей Казахстана и Западной Сибири. Степные и остепненные участки склонов широко представлены и во внутренних частях Алтая. Это — степи южных склонов хребтов, перемежающиеся узкими полосками древесной растительности, остепненные площадки широких речных террас и, наконец, обширные островные степи. К юго-востоку Алтая наблюдается

увеличение остепненных территории, а степи приобретают полупустынный облик.

Вследствие повышения цоколя Алтая к юго-востоку степные участки поднимаются до высот 2600 м (плато Укок).

Выше степей склоны Алтая заняты лесным поясом. Нижний предел его изменяется от 350—400 м на западе до 1600—1800 м на юго-востоке Алтая. Несколько меньше изменяется верхний предел распространения древесной растительности — от 1800—1850 до 2400 м, соответственно. На северо-востоке лесной пояс Алтая смыкается с лесами Горной Шории. С позиций влияния на перенос снега отметим, что наиболее густы черневые леса окраин. В Центральном и особенно в Юго-Восточном Алтае леса в значительной степени осветлены и площади склонов, занятых ими, заметно уменьшены. Верхний предел древесной растительности на Алтае имеет характер довольно широкой, часто фестончатой переходной полосы от сплошного лесного пояса к альпийскому поясу.

■ Наконец, выложенные высокие водоразделы и склоны альпинотипных хребтов заняты альпийскими лугами, кустарниковой и каменистой тундрой. В целом, как видим, к юго-востоку уменьшается залесенность и появляются обширные площади выровненных водоразделов, на которых нет существенных препятствий для переноса снега. При оценке влияния растительности на перенос важно помнить, что если она выше нормальной мощности снежного покрова, то перенос не наблюдается [13]. В этом смысле участки кустарниковой тундры юго-восточных хребтов играют роль аккумуляторов снега.

Если сопоставить уменьшение лесистости со снижением интенсивности ветровой деятельности, в направлении в глубь Алтая, то можно отметить своеобразную компенсацию уменьшенной интенсивности метелей расширением площадей, подверженных их действию.

Снегозаносимость

Взаимодействие названных выше факторов при ведущей роли скорости ветра приводит к образованию снежных заносов. Формирование последних хорошо освещено в работах [4, 5, 9, 10]. Исследованиями установлено, что снегоперенос происходит в приземном слое воздуха высотой не более 2 м, а основная масса снега (до 95%) переносится в нижних 10—20 см над поверхностью. Д. М. Мельник [9] выразил зависимость интенсивности снегопереноса от скорости ветра в виде $g = cv^3$, где g — интенсивность переноса снега в слое высотой 2 м; v — скорость ветра на высоте флюгера (10—11 м); c — коэффициент пропорциональности, равный $0,0129 \pm 0,0009$. Для начала переноса необходимо достижение ветром опреде-

ленной скорости, требуемой для отрыва частиц снега и поддержания их во взвешенном состоянии, так называемой «непередвигающей скорости ветра» [4].

В условиях Алтая формируется довольно рыхлый снежный покров, и его поверхностные горизонты обычно легко разрушаются ветром, а низовые метели отмечаются при скорости ветра 5—6 м/сек. При снижении скорости ветра до непередвигающей наблюдается выпадение снега и формирование скоплений снега у препятствий.

Для ориентировочной оценки объема снегопереноса, как показали исследования [13], формула Д. М. Мельника является наиболее подходящей. Важным достоинством метода Д. М. Мельника является простота и возможность использования данных наблюдений за ветром на метеорологических станциях. Достоинства и недостатки этого метода подробно охарактеризованы в [8]. Отметим только, что более подходящего метода для массовой оценки снегопереноса пока нет.

Общий объем снегопереноса метелями всех видов и направлений за холодный период определяется выражением

$$S_{х-п} = 10^{-4} \rho \sum_1^n g t \text{ (м}^3/\text{пог. м)},$$

где $S_{х-п}$ — объем снегопереноса за холодный период на 1 погонный метр защиты; g — интенсивность переноса ветрами одного направления; t — время переноса в одном направлении; n — число случаев переноса за холодный период; 10^{-4} — переводный коэффициент к размерности $\text{м}^3/\text{пог. м}$; ρ — среднее значение плотности снега в заносах; в среднем $\rho = 0,33 \text{ т/м}^3$.

Необходимые данные для расчета можно получить из таблиц метеонаблюдений (форма ТМ-1). Выборка необходимой информации и ее обработка за период наблюдений по 1970 г. включительно проходила через известные этапы [8, 9].

1. Составление таблиц метеоданных за холодный период года (с отрицательными среднесуточными температурами) о направлении и скорости ветра за все сроки наблюдений, об осадках и высоте снежного покрова по постоянной рейке.

2. Разноска данных составленных таблиц для каждого месяца холодного периода по соответствующим румбам и скоростям ветра каждого конкретного случая со скоростью $\geq 6 \text{ м/сек}$.

Как справедливо отмечают [8], расчеты по этой схеме вручную крайне трудоемки, когда для каждой станции приходится составлять 200—250 таблиц, и гораздо эффективнее все расчеты производить на ЭВМ, как это сделали С. М. Шулман и С. Д. Кошинский при обработке перфокартотеки наблюдений станции в Сибири. Однако при ручной выборке и обработке имеется возможность критически подойти к каждому

случаю метели с учетом скорости ветра, количества осадков, высоты снежного покрова, а отсюда и возможные расхождения в результатах расчетов.

Для расчета средней интенсивности (табл. 13) снеготранспорта мы использовали методику ГГО [10].

Т а б л и ц а 13

**Средняя интенсивность переноса снега
(м³/пог. м час) за период 1965—1970 гг.**

Станция	Общая, низовая	Полевок	Рассеивание метели
Турочак	0,15	0,07	0,11
Бертек	1,04	0,74	0,89
Бийск	0,41	0,31	0,36
Ак-Кем	1,07	0,73	0,91
Кош-Агач	0,96	0,94	0,95
Беля	0,46	0,46	0,44
Кызыл-Озек	0,17	0,03	0,10
Солонешное	0,34	0,19	0,26
Горно-Алтайск	0,92	0,93	0,92
Усть-Кокса	0,22	0,20	0,21
Усть-Кан	0,56	0,29	0,42
Усть-Улаган	0,19	0,19	0,19
Катанда	0,21	0,00	0,10
Змеиногорск	0,65	0,54	0,59
Кара-Тюрек	1,14	1,84	1,49

Как видим, интенсивность и продолжительность (табл. 14, 15) переноса снега практически повторяет уже отмеченные особенности ветрового и метелевого режима в Горном Алтае.

Т а б л и ц а 14

Продолжительность переноса снега при метелях (час)

Станция	1965 66	1966 67	1967 68	1968 69	1969 70	Ср.
Бийск	496	257	95	507	147	300
Горно-Алтайск	137	107	40	82	49	83
Кызыл-Озек			7		5	2
Солонешное	112	31	50	82	59	67
Змеиногорск	460	470	195	655	320	420
Усть-Кан	13	35	16	14	6	17
Усть-Кокса	9	2		46	10	13
Катанда	21	3		12	9	9
Кара-Тюрек	655	34	154	95	652	318
Ак-Кем	168	55	85	97	95	96
Бертек	118	78	60	215	173	130
Кош-Агач	45	3	20	18	2	18
Усть-Улаган	3	1	2	2	4	2
Беля	41	17	15	43	15	26
Турочак	160	28	55	44	29	64

Продолжительность переноса снега при поземке (час)

Станции	1965/66	1966/67	1967/68	1968/69	1969/70	Ср.
Бийск	24	38	23	57	8	30
Горно-Алтайск	42	18	4	71	57	38
Кызыл-Озек					2	0
Солонешное	12			25	16	11
Змеиногорск	600	422	97	472	269	332
Усть-Кан	27	76	30	36	43	42
Усть-Кокса	61	73	16	179	49	76
Кара-Тюрек	666	904	561	676	308	623
Ак-Кем	95	45	100	191	45	95
Бертек	717	385	189	602	173	413
Кош-Агач	41	33	8	25	10	23
Усть-Улаган	61	15		31	8	23
Беля	215	262	71	28	21	119
Турочак	15		15	18		10

В результате обработки материалов получены средние многолетние величины (табл. 16) возможного объема снегоотложений в условиях ветрового режима, близкого к таковому на метеостанциях. Эти величины нельзя рассматривать как фактический объем заносов у любой преграды. Это всего лишь количественная характеристика степени угрозы снегозаносимости конкретной территории. Интерполяции полученных данных на территории, не освещенные метеонаблюдениями, должны проводиться с учетом их положения и ландшафтных особенностей. Анализ данных таблиц показывает, что:

1) наибольшей снегозаносимостью отличается первая половина холодного периода, особенно декабрь и январь;

2) наиболее заносимыми оказываются окраины горной страны. Особенно частые заносы возможны в хребтах Западного Алтая. Здесь в условиях повышенной снежности заносы представляют наиболее серьезное препятствие для проведения в зимнее время любых видов работ;

3) данные по станции Кара-Тюрек позволяют особо выделить участки водоразделов, лишенные древесной растительности. Максимум снегозаносимости приурочен к хребтам Западного и Центрального Алтая;

4) с продвижением к юго-востоку Алтая степень заносимости, равно как и снежность, уменьшается. Во внутренних хребтах даже с ростом высоты склонов значительного увеличения снегопереноса не наблюдается;

5) при оценке снегозаносимости конкретных территорий необходимо иметь в виду ее зависимость от форм рельефа и распределения растительного покрова. В убывающем порядке можно выделить:

Таблица 16

Возможный объем снегопереноса ($\text{м}^3/\text{пог. м}$)

Станция	Высота, абс. м	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	Сред- ний	Макс. Майн.	Миним. Майн.	Расчет- ный период
Зменогорск	355		4.1	36.2	44.3	57.0	43.3	34.4	2.8	0.4	222.5	514.6	678	1939-70
Успенское	430		0.8	28.7	51.0	65.6	48.5	13.3	1.0		208.9	467.8	39.2	1956-70
Царышское	475		0.4	5.1	5.9	8.7	6.8	4.0	0.4		31.3	65.2	4.7	1959-70
Солонешное	400			1.1	2.4	2.4	1.4	1.0	0.2		8.5	39.9	0.3	1948-70
Белокуриха	251			0.4	1.3	0.8	0.5	0.8	0.1		3.9	16.1	0.2	1939-70
Бийск	227				22.3	20.6	13.4	13.8	1.8	0.1	88.5	253	17.3	1939-70
Кондома	354		0.4	2.5	3.7	3.6	2.8	3.3	0.9		17.2	102.8	1.9	1939-70
Усть-Кабырза	411		0.5	2.4	5.2	4.1	3.6	4.0	1.5		21.3	43.5	0.2	1945-70
Турочак	321		0.1	1.0	2.4	1.0	1.6	1.4	0.8		8.3	27.3	0.1	1939-70
Горно-Алтайск	256		1.5	11.4	11.0	7.5	10.5	11.2	1.1		54.2	161.9	7.8	1959-70
Кызыл-Озек	240			0.6	1.0	1.3	1.1	0.9	0.6		5.5	16.7	0.1	1939-70
Яйлю	441		0.2	6.1	10.9	14.0	7.1	2.2	0.5		41.0	162.2	2.4	1939-70
Беля	553		0.5	12.6	34.1	36.4	14.3	6.7	3.2	0.6	108.4	322.6	4.9	1939-70
Цемал	440		0.2	10.5	21.9	28.2	10.8	4.0			75.6	250.0	3.5	1939-70
Усть-Улаган	1936			0.04	0.1	0.14	0.2	0.2	0.02		0.7	2.7	0.02	1964-70
Кош-Агач	1758		0.4	0.3	4.7	1.2	2.0	2.3	1.2	0.4	12.5	52.3	0.5	1939-70
Уландрык	2221	0.1	0.1	0.8	4.8	0.9	2.1	0.8	0.8	0.7	11.1	45.2	0.4	1963-70
Бертек	2251	0.6	4.8	27.8	16.0	18.0	23.8	21.5	19.8	2.5	134.8	274.0	35.0	1964-70
Усть-Кан	1037		0.2	1.9	3.2	1.7	4.6	1.2	0.7		13.5	41.9	4.7	1949-70
Опудай	832			1.4	1.8		0.4	0.8	0.1		4.5	28.0	0.2	1939-70
Усть-Кокса	978			1.5	8.7	2.6	0.4	1.4	0.3	0.1	15.0	254.0	0.1	1939-70
Катанда	900			0.5	0.6	1.7	0.7	1.1	1.0	0.8	6.4	21.5	0.1	1939-70
Ак-Кем	2050	0.6	6.4	14.1	25.7	20.2	22.9	12.6	7.9	0.5	110.9	333.0	2.1	1949-70
Кара-Тюрек*	2600	31.3	119.5	138.5	154.5	153.6	137.2	109.4	81.9	32.4	9615	2693.0	223.0	1939-70

Примечание. * В Кара-Тюреке в июне и июле возможный объем заносов равен $3,3 \text{ м}^3/\text{пог. м}$. Точки означают, что перенос менее $0,1 \text{ м}^3/\text{пог. м}$.

а) плоские водоразделы, высокие плато и безлесные склоны, где наблюдается массовый снос снега и отложение его в ветровой тени препятствий и полых форм;

б) речные долины, прорезающие склоны хребтов, в которых господствуют стоковые ветры. Ниже безлесных участков (озера, болота) создаются мощные заносы за препятствиями. Их можно наблюдать также в устьевых расширениях долин;

в) межгорные котловины и широкие речные долины, где перенос снега незначительный и определяется ветровым режимом долин притоков.

Практический интерес представляет оценка переноса снега ветрами различных направлений. Как видно из табл. 17 и

Таблица 17

Перенос снега по румбам (%)

Станции	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ
Змеиногорск	0,4	0,9		9,0	55,0	34,0	0,2	0,5
Успенское	0,2	0,5	0,5	12,8	60,0	24,0	2,0	1,0
Чарышское		0,1		1,4	28,0	47,0	9,6	13,9
Солошешное	0,8	0,6	0,4	0,9	22,5	47,7	22,2	4,9
Белокуриха	0,3	0,6	0,1	0,7	18,5	64,0	14,4	1,1
Бийск	0,1	3,1	1,6	0,5	0,2	62,0	29,5	3,0
Кондома	2,4	1,6	0,2	1,6	7,0	67,0	17,0	3,2
Усть-Кабырза	0,1	6,0	10,0	2,5	0,4	17,7	46,0	17,7
Турочак	0,5	0,9	1,9	0,7	0,2	9,7	42,5	43,6
Горно-Алтайск	1,8				6,3	1,3	79,2	11,4
Кызыл-Озек	33,2	0,3	0,3	2,1	19,6	13,8	7,6	23,1
Яйлю	11,2	46,3	8,2	13,2	0,1	1,8		19,2
Бея	8,5	0,3	22,8	47,8	4,2	0,2	2,2	14,0
Чемал	5,2	1,6	1,9	55,0	29,5	1,6	2,2	3,0
Усть-Улаган	3,2	33,0				29,5	20,0	17,0
Кош-Агач	4,6	0,5		0,3	1,6	6,4	46,5	40,1
Уландрык	6,4	0,1	0,8	6,3	16,3	14,4	58,2	13,8
Бертек		0,3			2,5	36,0	60,2	1,8
Усть-Кан	7,1		12,8	10,3	22,9	15,6	22,8	8,5
Онгудай	11,2			3,1		8,6	31,5	46,6
Усть-Кокса	16,1	5,7		0,1	2,1	4,2	59,5	12,3
Катанда	10,0	0,5	0,1	0,2	1,5	4,5	54,0	29,2
Ак-Кем	8,1	0,2	0,1	5,1	73,7	11,0	0,5	1,3
Кара-Тюрек	0,1	0,2	0,1	0,4	40,1	53,0	5,1	1,0

рис. 4, по окраине страны и на высоких водоразделах основной перенос осуществляется ветрами юго-западного направления. Внутри страны перенос, как и направление ветров, определяется ориентацией речных долин. Тем самым можно рекомендовать при строительстве любых сооружений ориентировать их в соответствии с господствующим переносом снега. Что же касается оценки снегозаносимости фронта защиты, то ее можно произвести по известной формуле [6]:

$$Q = \frac{1}{10^4 d} \cdot \sum_1^n c v^3 t \sin \alpha,$$

где d — средняя плотность снега у защиты; n — число случаев переноса снега в данном секторе за зиму; t — продолжительность переноса снега при ветрах заданного румба; α — угол атаки ветра.

При расчетах по этой формуле надо иметь в виду, что в условиях больших заносов и плотность снега в них будет значительно выше. Так, на Холзунском хребте плотность снега в заносах достигала: в гольцевом поясе 0,4—0,55 г/см³, а ниже в долинах всего лишь 0,3—0,35 г/см³. Уменьшение плотности до 0,3 г/см³ в заносах наблюдается во внутренних районах Алтая.

В заключение анализа метелевого режима и возможных объемов снегопереноса в Горном Алтае можно сделать несколько выводов:

1. Метелевость территории и объемы снегопереноса увеличиваются в двух направлениях: а) к окраинам горной страны и б) с подъемом вверх по склонам, особенно выше лесного пояса.

2. Уменьшение метелевости в юго-восточном направлении сопровождается одновременно изменением соотношения видов метелей: уменьшается число общих, а число низовых и особенно поземков возрастает. Это обстоятельство необходимо учитывать при проектировании мероприятий по снегоборьбе. В условиях окраинных хребтов, где велики скорости метелевых ветров наряду со снегозащитными сооружениями придется прибегать к механической расчистке дорог, промплощадок и т. д. При установке снегозащитных сооружений надо иметь в виду значительное увеличение протяженности снегоотложений за препятствием на склонах со стоковыми ветрами.

3. При проектировании любых сооружений важно учитывать не только скорость ветра, но и направление снегопереноса, что позволит избежать дополнительных расходов на расчистку заносов, возникающих в случае неучета названных причин.

4. Увеличение площадей лесоразработок в Западном и Северо-Восточном Алтае способствует расширению зоны действия метелей, более интенсивному перераспределению снега ветром на склонах и формированию значительных заносов и возникновению лавинной опасности на склонах, загруженных метелевым снегом.

5. В каждом конкретном случае для оценки метелевости и снегозаносимости территории необходим помимо данных метеостанций точный анализ физико-географической обстановки с учетом ее изменения в ближайшем будущем. Организация наблюдений за метелями даже в течение небольшого числа

лет может дать очень ценную информацию, без которой невозможно правильно проектировать мероприятия по снегоборьбе.

6. Наибольший отрицательный эффект действия метелей характерен для первой половины зимы, когда выпадает основное количество твердых осадков, особенно в межгорных котловинах и долинах, где даже незначительный перенос может затруднять движение автотранспорта. Это же обстоятельство надо иметь в виду при организации снегозадержания на полях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Байдал М. Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебания климата Казахстана. Л., Гидрометеониздат, 1964.
 2. Бархтин В. Н. Аэросиноптическая характеристика метелей на юге Западной Сибири, обусловленных северо-западными и юго-западными циклонами, и рекомендации к их прогнозу. Труды НРГМЦ, вып. 5. Л., 1971.
 3. Бархтин В. Н. К характеристике значительных снегопадов и распределения снежного покрова на пастбищах Горного Алтая. Труды ЗСРНИГМИ, вып. 7. Л., 1972.
 4. Дюнин А. К. Основы теории метелей. Изв. СО АН СССР, № 12, 1957.
 5. Дюнин А. К., Матвиенко В. С. Механика горных метелей. Тезисы Общесоюзного гляциологического симпозиума. Ташкент, 1972.
 6. Защита узлов и станций от снежных заносов. М., «Транспорт», 1964.
 7. Климатический справочник, вып. 18, 20, ч. III, IV, V. Л., Гидрометеониздат, 1966, 1968, 1969, 1970.
 8. Кошинский С. Д., Шультман С. М. Расчет объема снегопереноса на электронно-вычислительных и счетно-перфорационных машинах. Труды ЗСРНИГМИ, вып. 7. Л., 1972.
 9. Мельник Д. М. Предупреждение снежных заносов на железных дорогах. М., «Транспорт», 1964.
 10. Михель В. М. и др. Переносы снега при метелях и снегопады на территории СССР. Л., Гидрометеониздат, 1969.
 11. Орлова В. В. Климат СССР. Вып. 4, Западная Сибирь. Л., Гидрометеониздат, 1962.
 12. Петрова М. Г., Черкесова М. А., Шультман С. М. Краткая характеристика продолжительных метелей на юго-востоке Западной Сибири. 11—17. I. 1971 г. Труды ЗСРНИГМИ, вып. 7. Л., 1972.
 13. Ракита С. А., Павлов Г. Ф. Оценка снегозаносимости на северо-востоке СССР. Снежный покров на северо-востоке СССР. Магадан, 1963.
-

М. В. ТРОНОВ, Н. Х. ЛУПИНА, Л. Б. ТРОНОВА

О ХАРАКТЕРИСТИКЕ И ТИПИЗАЦИИ ПОГОДЫ В ГОРНО-ЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ

1. Значение вопроса определяется прежде всего тем, что в бассейне Актру выполняется большой комплекс гляциогидрометеорологических наблюдений в соответствии с программой МГД для избранных репрезентативных бассейнов. Кроме того, бассейн Актру как крупномасштабная форма рельефа, «вмещающая» по отношению к ледникам, весьма типичен для Алтая, да и для других горных стран, и в ней характерным образом проявляются разнообразные влияния горного рельефа на метеорологические показатели, на погоду. Целевая установка статьи поясняется следующим образом.

а. Для реальной оценки метеорологических условий режима ледников недостаточен учет отдельных метеорологических элементов, хотя бы и детализированных. Важное значение имеет динамика изменений погоды. Некоторые типы погоды (в особенности длительная ясная погода, летние снегопады), оказывая на ледники сильное влияние, могут получать лишь слабое отражение в осредненных метеорологических показателях. Так, несколько жарких дней кряду, без перерыва, могут вызвать загрязнение ледниковых поверхностей, к тому же изборозжденных ручьями, к нарушению целостности ледниковых языков, в общем — к усилению таяния ледников. В то же время в средних за сезон показателях температуры мы можем не найти нужного объяснения. Это пример необратимого, т. е. не сглаживающегося в последующие дни воздействия погоды на ледники. Пример, так сказать, обратного действия — летние снегопады.

б. При помощи выделения типов погоды облегчается непосредственное сопоставление режима ледников (в частности, абляции) с синоптическими условиями и с общими чертами циркуляции атмосферы. Отсюда вытекает возможность синоптического прогноза более или менее сильного таяния ледников и летнего половодья горно-ледниковых речек. Самый метод синоптического анализа может быть улучшен путем на-

блюдений и изучения мезо- и микросиноптических процессов, возникающих в высокогорной местности.

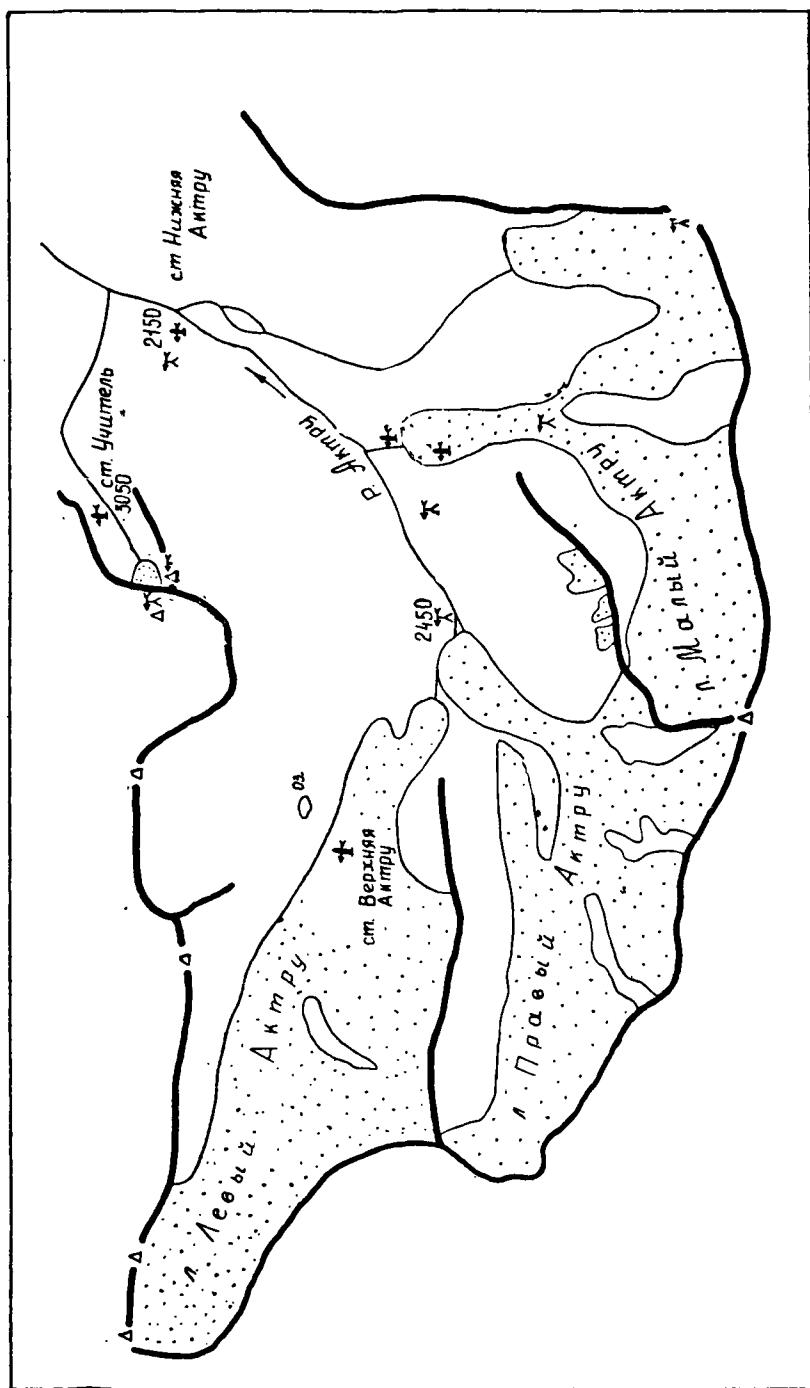
в. Добавочная задача специальных погодных характеристик бассейна Актру должна быть отмечена следующая. Ведь верхняя долина Актру, как и другие горно-ледниковые истоки полноводных рек Алтая, исключительно живописна благодаря соприкосновению границы леса с ледниками, а климатические условия здесь улучшены по причине явлений размывания облачности. Конечно, использование благоприятных рекреационных свойств таких уголков Алтая — дело недалекого будущего. При этом, имея в виду организацию маршрутов, надо изучать погодные условия не только для долины, но также для склонов, ледников, вершин.

Помимо этих трех пунктов можно указать вообще, что изучение и типизация погодных условий в Актру — это задача углубленного климатологического исследования всего Горного Алтая.

2. Бассейн Актру неоднократно описывался в разных статьях, в частности в сборниках «Гляциология Алтая», но все же, чтобы легче было читать эту статью, приведем здесь схему бассейна (рис. 1) и используем ее для пояснения главных черт местных орографических влияний, определяющих особенности погоды. Площадь бассейна 40 кв. км, ледники — 17 кв. км; перепад высот от 2150 до 4050 м; ширина выводной долины около 400 м. Бассейн Актру в целом — это большая глубокая и замкнутая чаша, имеющая внутренний объем воздуха, в некоторой мере обособленный от внешней циркуляции атмосферы.

Влияние бассейна на погоду можно непосредственно наблюдать чуть не ежедневно. Вот весьма обычный пример: из-за южных гребней встает стена облаков; она выдвигается вперед и идет снег на дальних склонах и примыкающих фирновых полях; однако в долине осадков нет, и лишь порывы холодного ветра приносят снежинки или капли дождя. Подобные примеры разнообразны и по-разному связываются с синоптической ситуацией, определяющей тип погоды.

Возникает следующий важный вопрос: если условно подразделить крупномасштабные формы горного рельефа, в частности цирки, разработанные древними ледниками, на формы рассеивания осадков или же концентрации осадков, то к какой категории должен быть отнесен бассейн Актру? В верхней долине Актру, т. е. на дне бассейна, наблюдается размывание облачности, и годовая сумма осадков составляет около 600 мм. Однако в бассейне в целом, вместе со склонами, количество осадков намного увеличено, в среднем около 1000 мм. Такие бассейны являются на Алтае важными внутренними гляциогидроклиматическими единицами. Изучение мезосиноптических условий, формирующих по-



году в них, приобретает особую важность, а также достаточную четкость в постановке исследования. Именно в таких бассейнах формируются истоки полноводных горно-ледниковых рек в системе Катунь.

3. А. П. Волошина (1966) по наблюдениям на Эльбрусе выделяет следующие типы погоды: 1) внутримассовый антициклональный, 2а) внутримассовый конвективный без осадков, 2б) внутримассовый конвективный с осадками, 3) фронтальный. Такие типы легко выделяются по наблюдениям на месте и затем совмещаются с определенными синоптическими условиями. Их можно применить и к Алтаю, но разнообразие погодных условий получит недостаточное отражение: ведь, по наблюдениям, в Актру в летнее время оказываются равноправными признаки связи погоды как с полярным, так и с арктическим атмосферными фронтами.

У Н. И. Беловой (1972) выделены типы погоды под такими названиями: 1) теплая ясная погода, 2) холодная малооблачная погода, 3) погода с переменной облачностью, 4) фёновая погода, 5) пасмурная теплая погода, 6) дождливая холодная погода, 7) летние снегопады. Здесь выделены четко различимые в особенностях погоды воздействия теплых и холодных воздушных масс. Отмечено отдельно хорошо наблюдаемое влияние фёнов. Однако необходимо сделать такое ограничительное замечание: фёны неодинаково проявляются в разных частях бассейна; выделение такой погоды по наблюдениям на станции Нижняя Актру, на станции Учитель или по фёновым облакам привело бы к несогласным результатам. Известно, что фёны могут возникать при разных условиях циркуляции атмосферы.

В общем и целом вопрос о характеристике и типизации погоды по наблюдениям станции Нижняя Актру (т. е. в долине) освещен гораздо лучше, чем для всего бассейна Актру. Вопрос еще требует своего разрешения.

4. Следующее принципиальное замечание должно быть подчеркнуто особо: погода и тип погоды в бассейне Актру должны характеризоваться по признакам и по значению не для «точек наблюдения», а для бассейна в целом, так чтобы типом погоды определялся ход природных процессов всего бассейна. Только так может быть удовлетворена основная целевая установка исследования.

Тип погоды, следовательно, рассматривается не так, что из различного состояния метеорологических элементов в пунктах бассейна (т. е. из различных микропогод) складывается погода бассейна, а наоборот, что общий основной ее тип испытывает местные изменения или микровариации в зависимости от абсолютной высоты, от влияния ледника, от экспозиции и т. д. Первый прием затруднил бы решение и без того сложного вопроса, затруднил бы согласование ха-

рактеристики погоды с выводами синоптического анализа. Но, конечно, этим не исключается специальная постановка вопроса об особенностях погоды в отдельных интересных участках бассейна, например, на фирновых полях ледников.

5. Ежедневные характеристики погоды должны быть полными и разносторонними, дающими ясное представление о ее динамике на всей территории бассейна. Они должны давать реальную основу и для понимания меняющихся синоптических условий, и для выводов относительно их связей с сопряженными природными процессами. Конечно, синоптическая характеристика или тип погоды уточняется в камеральном анализе, но одновременно должна уточняться сущность влияния синоптических условий для объяснения не только режима ледников, но также формирования речного стока. Суть дела в следующем. Известно, что процессы абляции ледниковой поверхности непосредственно связываются с динамикой погодных условий. Но формирование речного стока, важнейший процесс в горно-ледниковом бассейне, благодаря повышенной скорости добега талых и дождевых вод также получает четкие связи с «погодой момента». Поэтому в дневниках и характеристиках погоды должны учитываться необходимые данные о связанных с погодой показателях речного стока.

На такой конкретной, хотя и усложненной, основе можно обосновать выделение типов погоды, обладающих свойством максимальной репрезентативности в таких главных аспектах:

- 1) в отношении влияния на весь кругооборот воды на территории бассейна;
- 2) в смысле демонстрации синоптических положений, связанных с общей циркуляцией атмосферы и измененных влиянием орографии;
- 3) в аспекте такой перспективной задачи, чтобы можно было оценивать и прогнозировать особенности режима ледников и питаемых ими речных потоков на основе регионального прогноза погоды без непосредственных наблюдений на ледниках.

Можно указать еще и на другие стороны в общем значении типизации погоды в горно-ледниковых районах, если такая типизация реально соответствует комплексу характерных природных явлений.

6. Бесспорно то, что характеристика погоды как холодной или теплой, как ясной или ненастной, в сопровождении численных данных, может и должна лежать в основе ее типизации в горно-ледниковом бассейне, где происходит интенсивный кругооборот тепла и влаги. Таким образом, вполне могут быть приняты основы типизации по А. П. Волошиной или по Н. И. Беловой; из них вторая более соответствует климатическим условиям Алтая. Но остается нерешенным сложный воп-

рос об «охвате» тем или иным типом погоды всего бассейна в целом. Повторяем, что представление о «множественности погод» в бассейне практически кажется неприемлемым. Правда, наблюдения даже только на одной станции дают некоторое, иногда вполне определенное представление о погоде в бассейне, так как существуют приемы расчета метеорологических показателей на разных высотах, прежде всего температуры воздуха. Однако температура с высотой может меняться по-разному при ясной теплой и ясной холодной погодах; оценка тепловых условий на больших высотах может оказаться неправильной. Еще хуже обстоит дело с возможностью (по существу, невозможностью) оценок облачности и осадков, так как могут доминировать локальные явления.

Добавим еще, что изучение синоптических условий в высоких горах, расшифровка этих условий в каждом случае представляются очень трудными по ряду причин. Возникает двойственность задачи изучения типов погоды в горном бассейне, который может быть признан типичным и репрезентативным, двойственность, имеющая значение для метода исследования. Речь идет о следующем: с одной стороны, анализы синоптических условий, объясняющие динамику погоды, должны выполняться на основе тщательного и проверенного опытом учета орографических влияний; с другой стороны, должны предусматриваться дополнительные наблюдения на местах, непосредственно выясняющие характер и интенсивность орографических воздействий на внутримассовые и фронтальные процессы. Бесспорно, полезны дополнительные метеорологические наблюдения на доступных вершинах. В то же время важнейшие результаты может дать тщательное наблюдение и фиксирование видимых на расстоянии орографически вынужденных погодных явлений. Все это относится к интереснейшему вопросу о мезо- и микросиноптических процессах в высоких горах.

Если ведутся нормальные метеорологические наблюдения даже не в одной, а в 2—3 точках такого бассейна, как горноледниковый бассейн Актру, но, допустим, осталось незафиксированным, что в фирновой области ледника Правый Актру длительно выпадал снег, то реального представления о погоде в бассейне Актру не будет. Необходимо существенное расширение кругозора наблюдений, связанных с гляциогидроклиматическим исследовательским комплексом (в частности, с программой МГД для репрезентативных горноледниковых бассейнов), причем в общих инструкциях было бы трудно предусмотреть, что именно в каждой местности должно быть отмечено как самое важное.

7. Нужна продуманная расстановка дополнительных пунктов наблюдений. На основе имеющегося значительного опыта метеорологических наблюдений в бассейне Актру, сопровож-

дававшихся детализированными погодными характеристиками, можно сейчас предложить ряд программно-методических указаний, направленных к более систематическому изучению погоды. Нужны некоторые предварительные замечания, имеющие, так сказать, некоторый «ограничительный» характер.

а. Речь идет не о разработанной общей инструкции, предлагаемой для исследовательских работ в разных горных странах, а пока именно для бассейна Актру на Алтае, одном из немногих репрезентативных горно-ледниковых бассейнов, выбранных в СССР в плане МГД.

б. В то же время несомненно, что и «недоработанные» планы исследования типов погоды в бассейне Актру имеют общее научное значение, хотя бы по двум причинам: а) — исключительная типичность бассейна Актру в смысле его орographicской структуры; б) — равноправное чередование крайних типов погоды, так что лето в ледниковой зоне Актру то превращается в зиму, то становится настоящим тропическим; этот широчайший диапазон погодных влияний на ледники очень важен с точки зрения гляциометеорологии.

в. Ниже имеется в виду существующая расстановка пунктов наблюдений в бассейне Актру, т. е. станция в долине Актру (Нижняя Актру, 2150 м), станция на леднике Малый Актру (2300 м), станция Учитель (3050 м) близ небольшого ледничка в зоне снеговой границы. Кроме того, возможны систематические наблюдения в маршрутах, включая ледники и вершины, как совсем нетрудных, так и относительно доступных. Во всяком случае предлагается существенное расширение до сих пор производившихся метеорологических наблюдений.

8. Нормальные наблюдения на трех станциях на разных высотах, причем одна на леднике, бесспорно необходимы и в рассматриваемом плане. Они позволяют делать сравнения с другими районами Алтая, различать типы погоды по полученным метеорологическим записям, т. е. в данных пунктах. Наблюдения в трех пунктах, конечно, лучше характеризуют «погоду в Актру», чем данные по одной станции. Однако остаются неосвещенными в отношении метеорологических показателей и общего состояния погоды фирновые бассейны ледников, крутые горные склоны, скалистые или с растительным покровом, вершинные пункты и т. д. Везде различны высота, экспозиция, затененность, ветер. Различны могут быть облачность и процессы выпадения осадков; неодинаково состояние погоды на концах ледников Малого, Правого и Левого Актру.

Наблюдения на трех станциях (тем более на одной) явно недостаточны. Избегая бесплодной рекомендации бесконечного умножения пунктов наблюдений, надо выбрать одно из двух исходных положений: можно считать, что:

1) погода в бассейне Актру является «суммой погод» на всей его территории, или, так сказать, суммой микропогод;

2) такие микропогоды являются вариациями или структурными элементами «погоды бассейна».

Выше выбор уже сделан. Но принятая старая точка зрения, для которой достаточно небольшого числа точек наблюдений, требует в то же время тщательного и непрерывного прослеживания динамики погоды во всем бассейне. Намного увеличивается роль различных визуальных наблюдений, подкрепляемых фотографированием.

Безусловно, необходимо фиксировать последовательные изменения (динамику развития) погоды момента для всего бассейна, используя все видимые признаки и особенно отмечая переломные моменты. Они чаще возникают днем, чем ночью, и этим облегчаются наблюдения. Однако без предварительного опыта трудно определить, какая должна быть детальность записей текущей динамики погоды. Во всяком случае эта детальность не должна отставать от записей гидрологического журнала, чтобы не возникали отставания и пропуски в возможных объяснениях колебаний уровней и расходов воды в реке. Должна быть достигнута согласованность между записями в дневнике погоды и в гидрологическом журнале.

Лишь некоторая часть изменений в состоянии атмосферы над территорией бассейна отмечается метеорологическими приборами на станции. На необходимую (и возможную) полноту записей, касающихся погоды во всем бассейне, должно быть обращено особое внимание.

9. Очень важны наблюдения за облаками. Возникновение и развитие облачности (облачных скоплений) различных форм над главным (в тылу долины) гребнем Актру, над боковой вершиной Кызыл-Таш, над более отдаленным Курайским хребтом и т. д. свидетельствуют о территориальных вариациях погоды момента, о ее тенденции развития, о местных особенностях циркуляции воздуха. Пункт Нижней Актру в общем удобен для таких наблюдений; с трех пунктов, т. е. с добавлением пунктов Малый Актру и Учитель, охват бассейна наблюдениями получается полный с добавлением также характеристики облачных систем над более северными хребтами Алтая. Не видны, к сожалению, южные хребты Алтая; чтобы видеть надвигание облачности с юга или юго-запада, надо подниматься на вершины гор. Самой доступной вершиной с отличным кругозором является вершина Купол (3550 м), весьма привлекательное место для метеорологических маршрутов, бесконкурентный пункт для строительства будущей высокогорной обсерватории на Алтае.

Облачность, которая образуется или проносится на открытом участке неба над долиной Актру (станция Нижняя

Актру), должна в целях характеристики погоды бассейна наблюдаться и фиксироваться с целесообразно увеличенной полнотой. Переменная конвективная облачность, меняющаяся в зависимости от экспозиции склонов и обещающая грозу, — это один тип погоды. Малооблачная погода со стремительно несущимися обрывками кучевых облаков, с бегающими по гребням гор снежными смерчами, — это погода совсем другая, как будто приветливая внизу, но жестокая для альпинистов.

Такая погода не редкость в Актру. По-видимому (но нужна проверка), на фирновых полях в связи с бурным ветром увеличивается испарение, но уменьшается таяние снега:

Высота облаков в ряде случаев хорошо оценивается по контакту с вершинами гор или другими высотными реперами. Направление движения облаков также без существенной ошибки находится по известным румбам горных вершин. Скорость движения оценивается приближенно, но три градации скорости, как правило, можно назвать уверенно. Нужны и другие характеристики облачности, позволяющие уточнить оценку погоды бассейна, выполняемые квалифицированными наблюдателями, притом отлично знающими местность.

Необходимым и совершенно обязательным способом наблюдений за облаками в целях научного исследования становятся фотографирование облаков, лучше выполняемое широкоугольным объективом. Многократное фотографирование позволяет следить за изменчивостью погоды в разных частях бассейна. Снимки один за другим, через секунды времени, позволяют следить за быстрыми изменениями облаков. Таковы, например, «взрывы» кучевой облачности или также пульсации формы фёновых облаков, притом стоящих на одном месте. Следить за стремительным бегом облаков при некоторых типах погоды лучше при помощи киносъемки. К ним, конечно, нужны дополнительные пояснения.

10. Осадки в таком бассейне, который характеризуется замкнутостью и большим перепадом высот, во многих случаях выпадают не по всей территории, а лишь местами. Места эти, конечно, не случайны, а вполне закономерно захватываются полосами дождя или снега. Так, например, передние края туч, переваливающих с юго-запада через главный хребет, нередко дают осадки, ограниченные лишь правой стороной ледника Правый Актру. Граница их распространения бывает хорошо видна и хорошо фиксируется на фотографиях.

Станция Нижняя Актру, где годовая сумма осадков определена всего лишь в 590 мм, расположена, можно сказать, в «центре сухости» бассейна. Полосы выпадающих осадков нередко бывают видны и на высоких тыловых склонах, и по бокам долины, а часто и ниже по долине, не говоря уже об отдаленном Курайском хребте, где возникают местные облачные

образования. Фотографирование осадков становится важным вспомогательным средством для характеристики погоды в Актру.

Можно указать целый ряд пунктов, где следует установить добавочные осадкомеры, в частности суммарные:

1) на склонах, правом и левом, долины Актру, т. е. на разных высотах над станцией Нижняя Актру; возможно, что будет замечено то или иное закономерное изменение количества осадков с высотой;

2) перед северной стеной вершины Кара-Таш; имеются признаки того, что здесь выпадает весьма увеличенное количество осадков, питающих, в частности, вытекающий из-под морен так называемый ключ Хрустальный;

3) в области ледника Правый Актру; лучше всего, конечно, на скалах раздельного гребня между двумя языками ледника, но только доступ туда небезопасен.

Можно, конечно, указать еще большое число точек, где измерение осадков уточнило бы общие данные о водном балансе бассейна Актру.

11. Летние снегопады, точнее, временные снежные покровы можно и должно проследивать путем фотографирования склонов или же визуальных наблюдений за изменением границы наступающего или отступающего (благодаря таянию) снежного покрова. Надо заметить при этом, что снег, покрывший во время холодной ночи склон долины на протяжении 1000 м по вертикали, может под лучами солнца полностью стоять к полуденному времени; следить за ним приходится не считаясь со сроками. Обычные наблюдения метеорологической станции совершенно недостаточны. Однако и указанные приемы также недостаточны, если иметь в виду реальное значение типов погоды со снегопадами в летние месяцы в зоне залегания ледников.

Выпадение летнего снега не на почву, а на ледниковую поверхность сразу меняет сущность и значение летнего снегопада. Кратковременность явления (т. е. залегание временного снежного покрова), измеряемая часами, сменяется сравнительно долговременной устойчивостью, измеряемой днями. Летний снег на почве, отмеченный горной метеорологической станцией, не оказывает никакого влияния ни на лиственницы и кедры у границы леса, ни на яркие поля огоньков и водосборов. Снегопады на ледниках — совсем другое дело. Это для ледников «периоды отдыха» в трудное летнее время, это важнейший фактор существования современных ледников и вероятная причина разрастания древних оледенений в горах.

Летние снегопады как гляциометеорологическое явление (не просто метеорологическое и климатическое), особым образом связанное с холодной подстилающей поверхностью, должно по своему значению расцениваться особенно

высоко в чередовании разнотипных погод в горно-ледниковом бассейне или районе. Необходимы специальные наблюдения, несмотря на возможную их трудность. Впрочем, в данном случае (т. е. в бассейне Актру) они могут выполняться на месте, именно на станциях Учитель и Малый Актру. Главные из наблюдений — это альbedo, толщина, плотность свежего снега, причем на разных высотных уровнях.

Другой особо важный тип погоды — это длительная ясная и теплая погода; именно длительная, так как «вредное» влияние на ледники нарастает с каждым днем. Тогда процессы таяния распространяются на самые высокие уровни, на концах ледников развиваются признаки разрушения, а речка бушует особенно сильно. Представляет особый интерес участие тропического воздуха в формировании такого типа погоды и определение свойств воздуха на высоких уровнях. Желательны приемы радиозондирования, нужны метеорологические маршруты на вершины. Восхождение на вершину Купол в такую погоду — это большое удовольствие, хотя достижение уровня в 3550 м требует некоторой тренировки.

К такому типу погоды примыкают и по характеру и в чередовании во времени теплые дни с конвективной облачностью. Солнечная радиация в такие дни, пока небо не закрыто облаками, бывает большой и даже достигает максимальных значений, так как очень яркими бывают края кучевых облаков. Распределение облачности может быть различным с преимущественным скоплением облаков, с возможным образованием грозных туч на определенных участках горных гребней. Подмечаются излюбленные участки склонов и отдельные вершины, где бывает особо усилено образование кучевых облаков.

Вся картина облачности в разные дни может быть совсем различной, т. е. во взаимодействии влияний рельефа и атмосферной циркуляции возникают неодинаковые мезосиноптические ситуации. Каково их влияние на таяние ледников — это еще требует выяснения. По-видимому, следует применить прием составления карт распределения облачности над бассейном. Для этого необходимо установить точки наблюдений и фотографирование так, чтобы вся картина облачности была четкой и ясной и могла быть изображена на плане. Наблюдатели должны быть очень хорошо знакомы с местностью.

12. Фёны — частое явление в бассейне Актру, да и вообще в горном Алтае, и специальные характеристики фёновой погоды должны войти в общую программу исследования типов погоды. Под фёновой погодой понимается частое повторение фёнов, но длительный фён (например, целые сутки без перерыва) бывает сравнительно редко. Типичные фёны в долине Актру отмечаются вполне четко, но в специальном исследовании вопроса вместе с выделением типа фёновой погоды должны быть отмечены большие трудности.

а. Известно, что сами фёны бывают разных типов, возникают при различных условиях циркуляции атмосферы. Для Алтая до сих пор нет общего анализа синоптических условий образования фёнов. Сложная «мезосиноптика» фёнов в Актру пока не изучена.

б. Судя по отмечаемым фёновым явлениям (например, по появлению фёновых облаков в определенных местах) надо посылать наблюдателей в целый ряд пунктов на высоких гребнях гор; выполнить полностью такое требование просто невозможно.

в. Необходимы специальные наблюдения на разных высотах, выясняющие влияние фёнов на абляцию снега и льда: при каких условиях фёны, вызывая усиленную затрату тепла на испарение, тем самым уменьшают не только таяние, но и общую интенсивность абляции, и в каких других случаях фёны становятся самостоятельным фактором абляции ледниковых поверхностей и снежников.

Надо еще заметить, что не только при фёнах, но и в других случаях возможно временное возникновение сходных метеорологических условий при наличии неодинаковой синоптической обстановки. Такие трудности, особо усиленные из-за сложности фёновых явлений, вообще говоря, должны разрешаться путем достаточно тщательных и детализированных синоптических анализов.

13. Наблюдения на трех базовых точках в бассейне Актру бесспорно позволяют со значительной полнотой характеризовать тип погоды, но только необходимо ежедневно фиксировать динамику погоды момента. Нужны также дополнительные метеорологические маршруты: конечно, должны использоваться все речные маршруты и, так сказать, все удобные случаи.

Изменения погоды в течение дня, повторяясь сходным образом при данном ее типе, создают характерный для него суточный ход погоды. Такой суточный ход комплекса метеорологических элементов должен описываться для всего бассейна, иметь свою типизацию и тогда может быть использован в практических вопросах гляциогидрологии бассейна.

Любые свойства погоды, влияя на таяние снега и льда, получают «отражение» в речном стоке. Гидрологический контроль, учитывающий и выпадение осадков, и процессы абляции во всем бассейне, должен считаться необходимым вспомогательным и контролирующим методом при определении типа погоды. Должен использоваться также и контроль собственно гляциологический, причем с учетом теплового баланса.

14. Конечно, характеристика и типизация погоды для горно-ледникового бассейна куда сложнее, чем для района одной станции. И сейчас, после шестнадцати лет наблюдений все еще нельзя обосновать вполне согласованную в разных отно-

шениях и в должной мере детализированную такую типизацию. Но ее рабочий вариант можно предложить в следующем виде.

Выделяются следующие типы погоды:

- 1) ясная безоблачная или малооблачная теплая погода;
- 2) ясная безоблачная или малооблачная холодная погода;
- 3) конвективный внутримассовый тип;
- 4) переменная погода с резкими колебаниями «погоды момента»;
- 5) пасмурная, иногда с дождем теплая погода;
- 6) холодное ненастье со снегопадами.

Для выделения особого типа фёновой погоды нет достаточно четкого обоснования. Фёны распределяются более или менее равноправно между первым и четвертым типами, причем бывают связаны с различными синоптическими условиями.

Каждый из выделенных типов требует еще дополнительных характеристик, открывающих возможное разнообразие метеорологических условий, хотя и объединенных в одной типовой категории. Различия могут заключаться и в численных значениях комплекса метеорологических элементов, и в их конкретном распределении по территории бассейна Актру. При этом оказывается — и это очень важно, — что одинаковый тип погоды в разных частях бассейна может иметь неодинаковое значение в смысле влияния на ледники. Пусть, например, в августе стоит холодное ненастье, идет снег и ложится снежный покров на ледниковые поверхности на всем вертикальном протяжении от 2240 до 4050 м. На низких уровнях возникает временная «защита» ледниковой поверхности от таяния и будет уменьшен сток талых вод. На высоких уровнях (граница может лежать на разной высоте) такой же снежный покров станет источником питания ледника в летнее время. Таких примеров можно привести много.

Все это многообразие летних погодных условий в бассейне Актру еще, так сказать, не приведено в законченную систему. Для решения задачи сейчас уже накоплен необходимый материал специальных наблюдений, но для настоящей статьи еще не оформлен. Ограничиваемся лишь некоторыми характерными примерами, демонстрирующими действительное разнообразие комплексов метеорологических условий и подтверждающими необходимость детальных анализов.

15. Приведем сначала примеры длительной ясной и теплой погоды, когда одинаковый тип погоды видимым образом распространяется на весь бассейн. Такой тип, как оказывается, нередко занимает первую декаду сентября.

Аномально теплой была погода в первой декаде сентября 1959 года. Средняя температура воздуха за декаду составила 10,9°, средний максимум был 19,5°, средний минимум +4,6°;

абсолютный максимум температуры на станции Нижняя Актру был 23,0°. К. И. Попова (1964) объяснила этот ход погоды выносом континентального тропического воздуха на Алтай с юга. Были развиты фёновые явления, и средняя относительная влажность за декаду в 13 час. составила 33%. Аналогичной в основных чертах была потода в период 31 августа — 7 сентября 1962 г. В обоих случаях наблюдался значительный подъем уровня реки Актру со средним суточным расходом воды в 4 м³/сек.

Почти безоблачной первой декаде сентября 1971 г. предшествовало интенсивное вторжение арктического воздуха еще 30 августа. Минимальная температура воздуха 31 августа на станции Нижняя Актру была минус 4°. Последующее прогревание воздуха было постепенным, но все же со 2—3 сентября погоду можно назвать теплой с дневными температурами около 15°, ночными минимумами около 0°. Однако по сравнению с предыдущими примерами имело место следующее характерное и важное отличие. Снег на высоких склонах не таял. Ключ, вытекающий из ледника на плоской вершине Купол, исчез вовсе.

Воды в реке Актру, конечно, стало несколько больше (до 1 м³/сек), но лишь за счет таяния ледниковых языков на низких уровнях.

Снегопад 3 июля 1972 г. образовал в долине Актру (2150 м) временный снежный покров высотой в 6 см. Волна арктического холодного воздуха обладала большой вертикальной мощностью, и это привело к особо резкому понижению температуры: до —12° на верхней станции Учитель (3050 м).

Знаменитый снегопад 26—27 августа 1957 г. дал в долине Актру снежный покров до 40 см, а на фирновых полях слой свежего снега до 80 см целиком перешел на зиму, включаясь в слой аккумуляции 1957—1958 гг. Должно быть отмечено, что снегопады в августе, падающие на сильно загрязненную поверхность ледников, более резко изменяют их режим, чем снегопады в июне. Вообще гляциометеорологические показатели летних снегопадов могут быть весьма различными, так что тип погоды со снегопадами имеет некоторое собирательное значение.

Конечно, особенно большое внутреннее разнообразие включает в себя тип переменной погоды. Примеров можно привести сколько угодно. 5 июля 1971 г. утро было абсолютно ясным. В 8 час. 30 мин. началось образование кучевого облака над станцией Учитель. Снизу было видно, как оно разрасталось, закрыло склон до высоты 2900 м, частью закрыло и небо над долиной; распространилось в ширину до 2—3 км. Некоторые намеченные маршруты пришлось отменить. Однако после 10 час. 30 мин. облако стало рассеиваться, в даль-

нейшем день был хороший, почти ясный, с температурой воздуха 12—15°.

2 августа 1971 г. — совсем другая картина, в своем роде исключительно характерная. Выше, в начале статьи, уже было описано, как иногда из-за южного хребта встает облачная стена и дает пелену осадков на склонах гребней и на ледниках. Порывами бурного ветра переносятся вниз по долине капли дождя и снежинки. Но очень скоро воздушная волна проходит, облачная стена как бы оседает за гребнем, а над долиной Актру опять ясно. Так вот, за день 2 августа 1971 г. таких перемен было 12(1). Переваливание воздуха через гребень происходило волнами, одна за другой. Были очень резкие колебания влажности воздуха, а температура изменялась в пределах 10—13°.

Набор примеров можно увеличить, но это не является целью статьи. Бесспорно то, что для понимания погоды в горно-ледниковом бассейне вместе с ее взаимосвязями с ледниками необходима разработка методов мезосиноптического анализа.

16. В заключение заметим следующее. В настоящей статье поставлен и обоснован вопрос о типизации погоды в бассейне Актру, т. е. в типичном горно-ледниковом бассейне в целом, но не в отдельных точках, не на базе метеорологических показателей одной станции. Конечно, отдельные участки бассейна (например, ледниковый язык Малого Актру) интересны в разных отношениях и существенно важно охарактеризовать отдельно состояние погоды в ее, так сказать, частных или узко местных вариациях. Такая задача еще должна быть поставлена. Представляет большой интерес, в каких погодных условиях «живет» сильно тающий конец ледника Малого Актру или как осуществляется обильное питание Правого Актру.

В литературе известны успешные попытки обосновать особенности ледниковых погод на основе сопоставления с полным «набором» погодных условий на равнинах. Л. А. Чубуков в специальной статье (1963), применяя метод комплексной климатологии, указывает на закономерное ограничение диапазона погодных условий на высоких абсолютных уровнях. Можно применить этот метод и к Малому Актру или к другим участкам бассейна Актру; только мы всегда должны помнить о том многообразии погодных условий, которые подчеркнуты в этой статье.

ЛИТЕРАТУРА

Белова Н. И. О соотношении факторов таяния ледников при различных типах погоды. Сб. «Проблемы гляциологии Алтая», Томск, 1972.

Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса). М., 1966.

Попова К. И. Некоторые особенности метеорологического режима

абляционных периодов 1957—1959 гг. на ледниках Актру Центрального Алтая. Сб. «Гляциология Алтая», № 3. Томск, Изд-во ТГУ, 1964.

Чубуков Л. А. Многолетний режим местной погоды в некоторых районах гляциологических исследований в СССР. Материалы гляциолог. исследований (МГГ). Хроника, обсуждения. Вып. 7. М., 1963.

М. А. ДУШКИН

МОРЕНЫ НА ЛЕДНИКАХ СЕВЕРО-ЧУЙСКОГО И ЮЖНО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТОВ В ЦЕНТРАЛЬНОМ АЛТАЕ

Одной из характерных особенностей современных ледников является широкое распространение морен на их поверхности. Мощность моренного чехла невелика. Она обычно колеблется в пределах 30—65 см и лишь на некоторых крупных ледниках долинного типа достигает 1,3—1,8 м. Несмотря, однако, на незначительную мощность моренного покрытия на ледниках, этого оказывается вполне достаточным, чтобы в процессе неодинаковой абляции ледниковой поверхности создавать на ней достаточно пересеченный рельеф.

Моренные валы, со льдом внутри, протягиваются вдоль языковых частей ледников, представляя параллельно вытянутые полосы боковых и срединных морен. К концам ледников они достигают высоты 35—40 м над его чистой поверхностью. Это так называемые абляционные морены. В рельефе ледниковых долин эти образования выражены четко. В связи с этим большая роль в их изучении принадлежит анализу материалов аэрофотосъемки и крупномасштабных карт.

При составлении Каталога ледников по Северо-Чуйскому и Южно-Чуйскому хребтам такая работа была проведена. Полученные данные существенно дополнили наши представления. Впервые были получены достоверные данные, основанные на результатах картометрических работ. В настоящее время поверхностные морены закрывают значительные площади ледников, что можно видеть из данных табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Распределение морен на ледниках

Ледники хребтов	Общая площадь оледенения, км ²	Площадь закрытия моренами, км ²
Северо-Чуйский хребет	177,7	14,6
Южно-Чуйский хребет	222,3	15,4
Всего...	400,0	30,0

Площадь в 30 км² характеризует участки, покрытые мореной в основном на ледниках крупных и средних размеров долинного, карово-долинного и карового типов. Если же к этой площади морен добавить и площади поверхностных морен мелких каровых ледников, то общая площадь, закрытая мореной, составит 35 км².

Величина эта, в общем, значительна, если учесть, что почти вся она находится в нижних языковых частях, т. е. в зоне абляции ледников, где морены оказывают наибольшее воздействие в формировании ледникового рельефа и микроформ. Интенсивное развитие поверхностных морен М. В. Тронов (1949) выделяет как специфические признаки деградации оледенения на Алтае; он выделяет моренный покров с его многообразными формами как активный фактор оледенения по двум направлениям:

- 1) уменьшению абляции и увеличению размеров ледниковых языков;

- 2) сохранению пассивных и мертвых масс льда.

Отмечая эти активные стороны воздействия морен на ледник, сейчас уже нужно подчеркнуть и другую сторону влияния морен на ледниковые языки. Она заключается в отрицательном воздействии моренных полос на языковые участки ледников, выраженном в ускоренном процессе расчленения и отчленения моренных частей от основной массы ледника. Разрушается его монолитность. Сам по себе этот процесс является сложным, но достаточно скоротечным, чтобы его подметить в течение 3—5 лет.

После того как морена достаточно вытяяла и поднялась над чистой поверхностью ледника, резко меняется его поперечный профиль. Усиливается не только тепловое воздействие морены на ледник по всей его длине, но и преобразуется характер стока талых вод с поверхности ледниковых языков. Примерами могут служить ледники Большой Маашей, Корумду, Малый Актру, Правый Актру, Большой Талдуринский и долинные ледники в истоках реки Карагема. Развивается, как правило, асимметричность ледниковой поверхности, заключающаяся в большей уплощенности ледника у южных, открытых солнцу склонов, где на границе с мореной формируются длинные глубокие желоба с руслами водных потоков в ледяных берегах. Эти русла обычно прижаты к моренным полосам. В зависимости от картины распределения морен, особенно боковых, меняется и план расчленения конечных частей ледников. Нами рассмотрены более 200 ледников крупных и средних размеров по Северо-Чуйскому и Южно-Чуйскому хребтам, имеющие сколько-нибудь значительные участки поверхностных морен. У всех намечается отчленение моренных участков за счет изменения поперечного профиля языка ледника, за счет все усиливающейся эрозии водных потоков.

Отмечая большое значение этого процесса на современных ледниках, необходимо отметить, что он, несомненно, играл еще большую роль при деградации крупных ледников вюрмского оледенения, когда они занимали долины своими пологими и длинными языками.

По характеру распределения моренного материала на ледниках Северо- и Южно-Чуйских хребтов выделяются две основные группы ледников.

1. Ледники, на которых морены представлены в виде отдельных полос боковых и срединных морен.

2. Ледники, на которых морены сформировали сплошной чехол, закрывающий концевую часть.

Первый тип боковых и срединных морен широко представлен на ледниках долинного и карово-долинного типа. Второй тип, или сплошные моренные чехлы, встречается реже, он распространен на некоторых долинных ледниках и на ледниках каровых. Как боковые, срединные морены, так и сплошные чехлы закрывают довольно значительные площади ледниковых языков. Так, у ледника Большой Маашей мореной закрыта площадь в $0,9 \text{ км}^2$, у ледника Правый Актру — $0,7 \text{ км}^2$, у ледника Большой Талдуринский — $1,2 \text{ км}^2$, у ледника Софийского — $0,8 \text{ км}^2$, у ледника Корумду — $0,4 \text{ км}^2$.

Приведенные примеры развития морен на ледниках являются устойчивым и хорошим показателем того, что сокращение ледников происходит не только путем отступления концов ледников, но и показателем их уплощения по всей площади от языкового конца до верхней линии ледоразделов. В связи с этим важно подчеркнуть то обстоятельство, что почти на всех больших ледниках долинного, карово-долинного и карового типов в областях их фирнового питания наблюдается возрастающая с каждым годом разорванность фирнового покрытия и льда. При этом оголяются значительные площади склонов, скальных выходов, останцев и даже ригелей (рис. 1). Эти открытые скальные формы становятся дополнительными площадями питания морен обломочным материалом. Особенно это относится к ледникам, имеющим обширные сложные и циркообразные фирновые бассейны питания. К ним относятся ледники Левый Карагемский, Ядринцева, Большой Талдуринский, Корумду и Правый и Левый Актру.

Большое значение в размещении морен имеют продольные профили ледников и их ложа. Они обычно характеризуются множественностью ступеней. Эти ступени как бы разделяют весь ледник на несколько участков и площадей, имеющих как различные скорости движения льда, так и различные абляционные условия, определяющиеся более низким или более высоким положением относительно дна долины.

У современных ледников долинного и карово-долинного типа можно подметить по крайней мере три разновидности в



Рис. 1. Разорванность фирнового бассейна ледника Большой Талдуринский

строении их продольного профиля и профиля ложа: 1) сложно-ступенчатый профиль, 2) одноступенчатый профиль, 3) простой вогнутый профиль.

Разновидности в строении профилей ледниковых долин распространены в одинаковой мере и встречаются как в Южно-Чуйском, так и в Северо-Чуйском хребтах (рис. 2).

Исследуя данный вопрос более подробно для ледников Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов в Центральном Алтае, мы сейчас можем определенно наметить ряд закономерностей в развитии морен на ледниках и их связи с ледниковыми поверхностями.

1. Современные боковые морены в большой степени развиты у склонов южной экспозиции, у склонов открытых и подверженных большую часть дня отепляющему воздействию прямых солнечных лучей. Эти склоны и борта ледниковых долин в настоящее время не несут или почти не несут на себе сколько-нибудь значительного количества снега, а иногда оголены вплоть до основных ледоразделов. Масса обломочного материала, таким образом, свободно поступает на поверхность ледника, питая морены. Однако боковые морены почти на всех долинных и карово-долинных ледниках связаны с первыми двумя нижними ступенями рельефа ледника или с одной ступенью (рис. 2, 3), имея своим началом абсолютные высоты 2800—3000 м, и плохо увязываются с фирновой границей на ледниках. У склонов южной экспозиции наблюдаются не только наибольшие мощности моренного материала, который покрывает бортовые участки ледников, но и наибольшие по длине моренные гряды, протягивающиеся иногда на 2—2,5 км (рис. 3).

Морены у бортов северной экспозиции, наоборот, очень короткие и полностью связаны с нижней ступенью продольного профиля долины, куда спускаются концы ледников. Она обычно имеет абсолютную высоту 2400—2600 м. Вместе с тем морены у северных экспозиций и их начало указывают и ограничивают зону интенсивной абляции ледников. Выше этих морен склоны долины обычно закрыты снежно-фирновыми скоплениями, которые являются активными зонами питания ледников. Морены северных и затененных склонов, особенно их начало, хорошо увязываются с фирновой линией на ледниках, вследствие чего фирновая граница может быть нанесена на топографическую основу с достаточно большой степенью точности.

2. Сплошные моренные чехлы на ледниках формируются тогда, когда его широкий и короткий язык спускается в нижнюю часть долины и залегает полого (рис. 3). Подобный сплошной плащ моренного материала описан нами раньше на леднике Большой Актру (Душкин, 1964). При этом большое значение имеют ступени в рельефе ложа ледников, которые

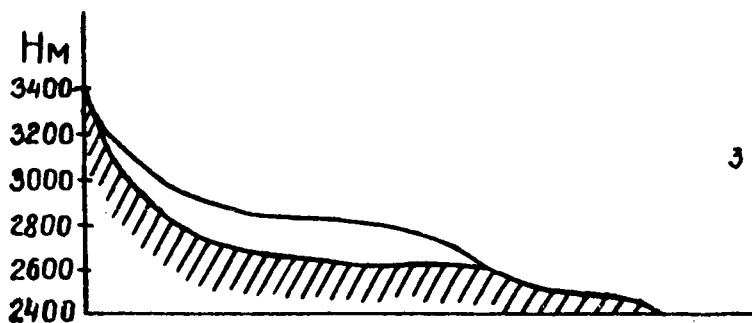
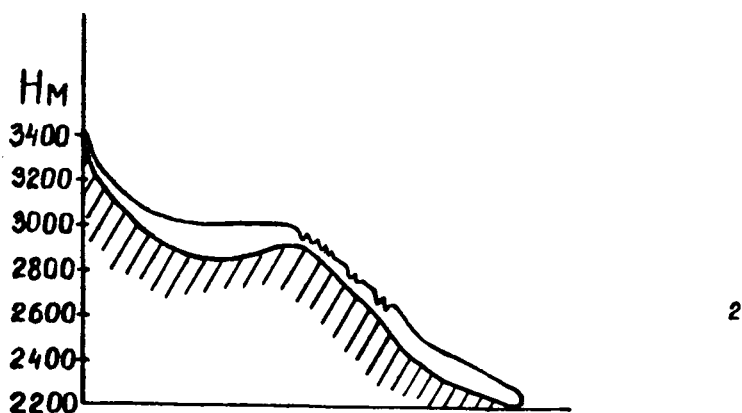
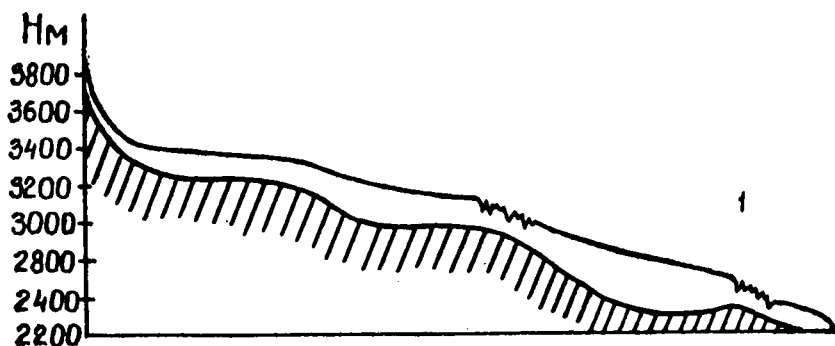


Рис. 2. Продольные профили долинных ледников и их ложа:
 1 — сложно-ступенчатый, 2 — одноступенчатый, 3 — простой вогнутый профиль

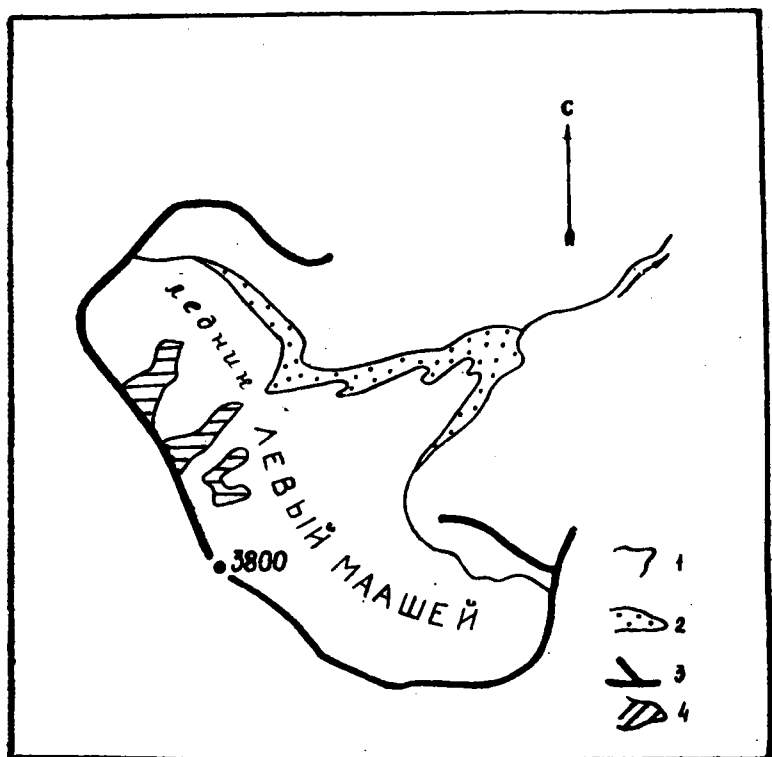


Рис. 3. Характер распределения морен и моренного чехла на леднике Левый Маашей:

1 — ледники, 2 — морены на леднике, 3 — ледоразделы, 4 — открытые скальные склоны

задерживают свободную транспортировку льда в нижнюю концевую часть ледников, где наблюдаются максимальные величины таяния льда. У ледников, имеющих простые профили ложа, сплошных моренных плащей нет.

ЛИТЕРАТУРА

Душкин М. А. Формирование современных морен на концевом ложе ледника Большой Актру. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 3, Томск, 1965.

Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.

В. В. СЕВАСТЬЯНОВ, Н. Х. ЛУПИНА

КЛИМАТ ВОДОРАЗДЕЛОВ ВЫСОКОГОРНОГО АЛТАЯ

Изучение климата водоразделов, приближенных или входящих в зону нивального климата, приобретает в наши дни особо важное значение в связи с назревшей необходимостью более полного освоения территории и природных ресурсов. Кроме того, наблюдения за метеорологическим режимом на высоких водоразделах важны для понимания условий формирования горных климатов, в частности распределения осадков, облачности, местных ветровых потоков и фёновых явлений. Всего одна метеостанция Горного Алтая (Кара-Тюрек, абсолютная высота 2600 м) характеризует климат водораздела между долинами рек Ак-Кем и Кочурла. Конечно, нужны сравнения с данными, полученными в других районах в аналогичных условиях.

В июне 1967 г. в связи с развитием работ в плане МГД в горно-ледниковом бассейне Актру была организована метеостанция Учитель на уровне 3050 м. По расположению станция сходна со станцией Кара-Тюрек, но выше последней на 450 м. Подробное описание местоположения станции дано в работе Лупиной (1972).

Целью данной работы является сравнение метеорологических условий станций Учитель и Кара-Тюрек по материалам наблюдений за июль-август 1967—1970 гг. Осредненные за этот период результаты представлены в табл. 1. Поскольку данные по термическому режиму станции Учитель имеются и для июня, характеристика его по обоим пунктам дана для всего летнего периода.

Продолжительность солнечного сияния на станциях Учитель и Кара-Тюрек вследствие большой открытости горизонта значительно больше, чем в соседних долинах Актру и Ак-Кем. На станции Учитель она сокращается за счет закрытости горизонта для солнечных лучей в вечерние часы лишь на 1,4 часа в июле, 1,2 часа — в августе. Кара-Тюрек является практически открытой станцией: лишь в южной четверти горизонта закрытость составляет около 1°.

Т а б л и ц а 1

Сравнение метеорологических данных по станциям, расположенным на водоразделах, за июль—август 1967—1970 гг.

Показатели	Учитель		Кара-Тюрек	
	VII	VIII	VII	VIII
Температура воздуха, °C				
средняя суточная	4,7	1,9	6,9	3,6
средний максимум	8,7	5,6	11,0	7,7
средний минимум	1,6	—1,8	4,3	0,4
абсолютный максимум	11,4	19,5	17,4	20,8
абсолютный минимум	—7,6	—12,6	—3,9	—6,3
Средняя суточная амплитуда температуры воздуха, °C	7,1	7,3	6,7	7,3
Относительная влажность, %	80	77	75	73
Упругость водяного пара, мб	7,3	5,8	7,4	6,0
Облачность, баллы				
общая	8,1	6,0	7,0	6,0
нижняя	6,8	5,2	5,1	4,6
Продолжительность солнечного сияния, час	176	190	223	243
Осадки, мм	115	90	92	81
Средняя скорость ветра, м/сек	1,4	1,8	3,0	3,5

Средние суммы часов продолжительности солнечного сияния в июле и августе составляют на Учителе 5,7 и 6,1 час., на станции Нижней Актру — 4,9 и 5,3 час. При условии равного количества облачности в обоих пунктах продолжительность солнечного сияния на Учителе была бы на 4,2 час. больше, чем в долине. За счет локализации облачности над пунктом разница уменьшается до 0,8 час. Отношение наблюдающейся продолжительности солнечного сияния к возможной (с учетом закрытости горизонта) составляет для Учителя 39% в июле и 46% — в августе; для Кара-Тюрека — соответственно 40 и 50%.

Таким образом, над водоразделами наблюдается значительная облачность. Особенно в этом отношении выделяется станция Учитель, для которой характерно локальное увеличение облачности: ее образованию способствуют восходящие движения воздушных масс над постепенно поднимающимся с северо-востока участком местности. В августе количество облачности заметно убывает.

Данные наблюдений за солнечной радиацией на станции Учитель имеются в статье Лупиной (1971). К сожалению, аналогичные наблюдения не проводятся в Кара-Тюреке.

Термический режим

При сравнении температуры воздуха летних месяцев станций Кара-Тюрек и Учитель надо иметь в виду разницу в вы-

сотах в 450 м. Главным образом за счет ее температуры воздуха станций различаются на 2,0—2,5°.

Градиенты температуры воздуха составляют 0,43°/100 м для средних суточных, 0,50°/100 м для средних максимальных, 0,54°/100 м для средних минимальных температур. Они меньше (примерно на 0,1°/100 м), чем градиенты, рассчитанные С. А. Сапожниковой (1965) для открытых вершин и верхних частей склонов. Сопоставление данных по станциям Кара-Тюрек и Учитель не может служить для надежного определения собственно вертикального градиента температуры: ведь к нему присоединяется и горизонтальный градиент температуры, который в горах может быть очень резко увеличенным по сравнению с равнинной местностью. Прямое расстояние от Кара-Тюрека до Учителя всего 100 км, однако на этом расстоянии, т. е. от западной половины Катунского хребта до восточной части хребта Северо-Чуйского, континентальность климата возрастает. Об этом свидетельствуют показатели Кош-Агача и ряд природных признаков: повышение снеговой линии и границы леса, уменьшение модуля стока, характер ландшафта.

Естественно, что продолжительность периода с положительными средними суточными температурами воздуха на рассматриваемых станциях неодинакова: около двух месяцев (с 20 июня до 20 августа) на Учителе и около четырех месяцев в Кара-Тюреке. Продолжительность периода с температурами выше 5° составляет соответственно около месяца и около двух месяцев. Дни со средними суточными температурами выше 10° на станции Учитель редки: за 4 года наблюдения их было всего два (в августе 1968 г. — 11,1 и 12,1°). В Кара-Тюреке бывают даже дни с температурами выше 15°.

Сумма положительных температур на Учителе составляет 325°, сумма температур выше 5° — 240°. В Кара-Тюреке они составляют соответственно 520 и 360°.

Следует отметить, что периоды теплой и холодной погоды наступают почти одновременно на обеих станциях. Некоторое отставание в ходе температуры воздуха на станции Учитель (менее одних суток) объясняется ее более восточным положением. На обеих станциях совпадают даты с максимумами и минимумами температуры воздуха.

Суточный ход температуры воздуха на водоразделах характеризуется ослабленными амплитудами по сравнению с долинными станциями, что объясняется открытостью и хорошим воздухообменом со свободной атмосферой (рис. 1). Величина ее составляет около 7°.

Между температурами воздуха станций существуют довольно устойчивые связи: коэффициент корреляции составляет около 0,9. Оказалось, что целесообразность приведения температуры воздуха станции Учитель к станции Кара-Тюрек ме-

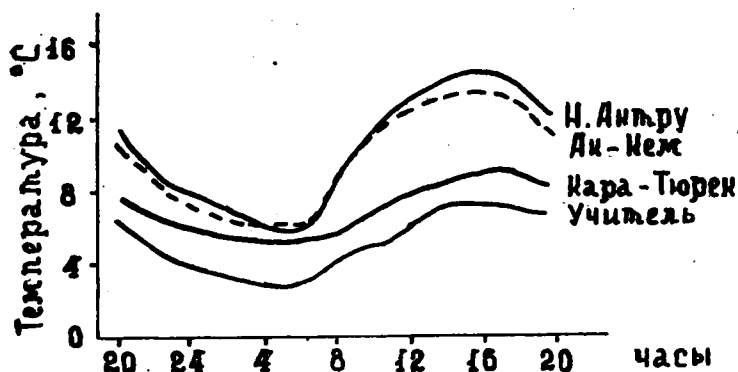


Рис. 1. График суточного хода температуры воздуха, осредненный за июль 1967—1970 гг.

тодом разности также выполняется. Это важно, поскольку подтверждает репрезентативность бассейна Актру теперь по двум парам станций (Нижняя Актру и Ак-Кем, Учитель и Кара-Тюрек), разделенным большим интервалом высоты.

Влажность воздуха

Известно, что с понижением температуры с высотой и с падением давления связано уменьшение абсолютной влажности воздуха. В то же время режим влажности находится в большой зависимости от формы рельефа и от состояния подстилающей поверхности. Осредненные за июль значения упругости водяного пара на станциях Кара-Тюрек и Учитель близки, хотя последняя располагается на 450 м выше и восточнее (табл. 1). Причина заключается в большой увлажненности почвы за счет воды, образующейся от таяния ледника и снежника, расположенных рядом со станцией.

На широких плоских водоразделах, климат которых представлен станцией Кара-Тюрек, суточный ход упругости водяного пара отсутствует, это связано с большими скоростями ветра, ослабляющими влияние местных источников влаги.

Суточный ход упругости водяного пара на станции Учитель имеет два максимума. Утром после восхода солнца испарение с подстилающей поверхности увеличивает абсолютную влажность, однако при дневном усилении ветра и турбулентности все больше водяного пара переносится в верхние слои. Этот отток водяного пара днем преобладает над испарением, и упругость водяного пара начинает уменьшаться до минимума, наступающего в 16 час. Вечером с ослаблением ветра влажность несколько нарастает, но после небольшого вторичного

максимума она снова уменьшается в течение ночи, так как испарение мало или даже сменяется конденсацией.

Аналогичный суточный ход абсолютной влажности наблюдается в долине Актру.

Суточный ход относительной влажности на водоразделах, в общем, заметно ослаблен по сравнению с долинами, но наблюдаются некоторые различия между станциями Учитель и Кара-Тюрек. Очень незначительный суточный ход относительной влажности имеет место на станции Кара-Тюрек. Суточные колебания, осредненные за июль, не превышают пяти процентов.

Интересна такая особенность станции Учитель: в утренние часы при интенсивном испарении относительная влажность увеличивается на 20—30%, несмотря на то, что и температура воздуха повышается. Амплитуда суточного хода ее тоже невелика. В ночные часы относительная влажность на станции Учитель ниже, чем в долине, где происходит более сильное выхолаживание, чем на водоразделе. Днем в долине относительная влажность значительно уменьшается, тогда как на водоразделах она остается высокой.

Наряду с повышенным общим фоном влажности на водоразделах наблюдаются случаи с очень низкой относительной влажностью воздуха. При фёнах она может понижаться до 20%, и даже ниже. Антициклональные фёны могут охватывать большие территории и продолжаться длительное время. Так, в августе 1968 г. ясная антициклональная погода продолжалась с 3 по 16 число. Весь этот период в дневные часы относительная влажность была ниже 30% как в долинах, так и на водоразделах.

В целом можно сказать, что влагосодержание в атмосфере над Горным Алтаем велико, не меньше, чем над Кавказом на тех же высотах. Так, станция «Обсерватория Терскол» (2150 м) отмечает в июле упругость водяного пара 10,9 мб, а станция «Пик Терскол» (3050 м) — 7,1 мб (Волошина, 1966). Эти цифры мало отличаются от данных, показанных нами в табл. 1.

Осадки

Сумма количества осадков на водоразделах несколько больше, чем в соседних долинах Актру и Ак-Кем. Определенной же зависимости количества осадков от высоты выявить не удается.

По мере увеличения абсолютной высоты местности возрастает доля твердых осадков. На станции Учитель в июле и августе около пятидесяти процентов всех осадков выпадает в твердом виде, на станции Кара-Тюрек процент их составляет 25—30.

Ветер

Главную роль в формировании ветрового режима открытых водоразделов играют ветры свободной атмосферы. При этом усиливается скорость воздушного потока за счет динамического сжатия, а местные ветры возникают редко (Слущкий, 1970).

Для высокогорных перевалов Алтая отмечается максимальная скорость ветра в осенне-зимний период, а минимум — летом. Это положение ярко иллюстрируется на примере станции Кара-Тюрек. На рис. 2 приведены результирующие розы ветров для станций Кара-Тюрек и Учитель. На станции Кара-Тюрек хорошо видно преобладание юго-западного ветра, что совпадает с общим переносом воздушных масс.

Станция Учитель менее открыта свободным потокам воздуха. Кроме того, общая вогнутость, хотя и неглубокой долины, искажает режим ветра. В определенной мере наблюдается приближение к тому режиму, который характерен для фирнового поля ледника Левый Актру и, возможно, для некоторых других ледников.

Выделить преобладающее направление ветра на уровне

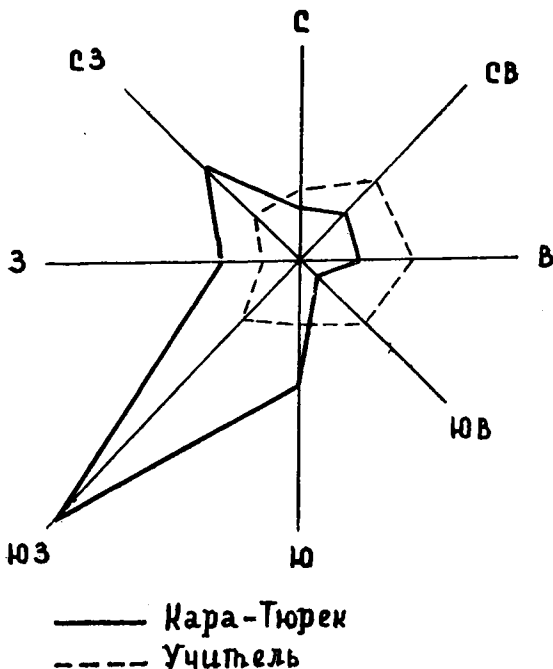


Рис. 2. Результирующие розы ветров для станций Учитель и Кара-Тюрек в июле 1967—1970 гг.

2 м не удается, повторяемости по всем румбам невелики. Средняя скорость ветра на станции Учитель составляет лишь 1,4 м/сек.

Несмотря на малую углубленность долины, наблюдается, правда, ослабленная, горно-долинная циркуляция. В дневные часы преобладают ветры северо-восточных румбов — долинный ветер, в вечерние и утренние сроки преобладают ветры южных и западных румбов, т. е. горный ветер. Но в связи с удалением высокого барьера, можно думать, что усиливается воздействие общециркуляционных процессов. Шаропилотные наблюдения показали, что вертикальная мощность долинного ветра невелика и составляет в среднем 100—200 м (Слуцкий, 1970).

В дни с ясной погодой горно-долинная циркуляция выражена лучше, и хотя скорости ветра невелики, штилей не наблюдается. В пасмурные дни и дни со снегопадами в половине случаев отмечаются штили.

Основные выводы

1. Наблюдения станции Учитель подтверждают реальность типа климата горных водоразделов, представленного станцией Кара-Тюрек, со смягченными годовыми и суточными амплитудами температуры воздуха.

2. Вогнутая форма рельефа в виде долины с невысокими бортами (станция Учитель) оказывает сравнительно слабое влияние на амплитуду влажности и температуры, так что сохраняется близость к режиму вполне открытого водораздела, однако режим ветров изменяется существенно.

3. Подтверждается, что плювиометрический градиент никакой определенной величины не имеет. Он зависит от формы рельефа, от близости к главному водоразделу.

4. Возможность приведения температуры воздуха станции Учитель к Кара-Тюреку, а также в общем сходство метеорологических показателей подтверждают репрезентативность бассейна Актру теперь по двум парам станций (Нижняя Актру — Ак-Кем, Учитель — Кара-Тюрек), разделенным большим высотным интервалом.

ЛИТЕРАТУРА

Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников. М., «Наука», 1966.

Лупина Н. Х. О климате на больших высотах в горах Алтая. «Природа и природные ресурсы Горного Алтая». (Материалы конференции). Горно-Алтайск, 1971.

Лупина Н. Х. Значение и результаты наблюдений на высотной метеорологической станции Учитель в бассейне Актру. В сб.: «Вопросы геологии и географии». Изд-во ТГУ, 1972.

Сапожникова С. А. Особенности термического режима Горного Алтая. Тр. НИИАК, вып. 33. П., Гидрометеониздат, 1965.

Слуцкий В. И. Характерные черты режима ветра в Горном Алтае. Доклады Томского отдела ГО СССР, вып. I. Л., 1970.

Б. М. КРИВОНОСОВ

ОТДЕЛЬНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ НАД ГОРНЫМ АЛТАЕМ

Среднее многолетнее давление воздуха на абсолютных высотах станций Горного Алтая представлено в табл. 1, на уровне моря — в табл. 2. По данным табл. 2 построены карты-схемы распределения давления воздуха в январе и июле с учетом орографии рассматриваемой территории. При этом по сопряженной территории учтены карты О. М. Челпановой и В. В. Тюктик [5].

На карте распределения давления в январе (рис. 1) нетрудно заметить, что в этот период года центрами повышенного давления являются территория, над которой проходит ось отрога антициклона, и межгорные, сравнительно глубоко врезаемые широкие котловины, расположенные севернее оси западного отрога сибирского антициклона (Канская, Уймонская, Теньгинская, Урскульская степи, Чулышманское плоскогорье).

Наибольшие средние величины давления в этих районах обусловлены интенсивным выхолаживанием отрицательных форм рельефа при отсутствии перемешивания воздуха при штилевой погоде. Кроме того, Чулышманское нагорье, плато Укок и Уймонская котловина имеют некоторое повышение давления за счет близости к оси отрога антициклона.

Ось западного отрога сибирского антициклона прослеживается от Чуйской степи к Катунскому хребту и далее на запад, являясь ветрораздельной линией.

На территории Горного Алтая в январе наименьшее давление воздуха на уровне моря, по средним многолетним данным, наблюдается на северо-востоке. Изобара 1030 мб проходит через район Телецкого озера и через место сходимости долин рек Катунь, Кубы и Чемала (ст. Чемал). Именно этот район в зимний период отличается наиболее частой повторяемостью фенowych явлений, за счет чего температура воздуха в данных пунктах значительно выше, чем на остальной территории Горного Алтая. Процесс выхолаживания затруднен, территория сильно залесена. Кроме того, следует учесть, что Телецкое озеро перп-

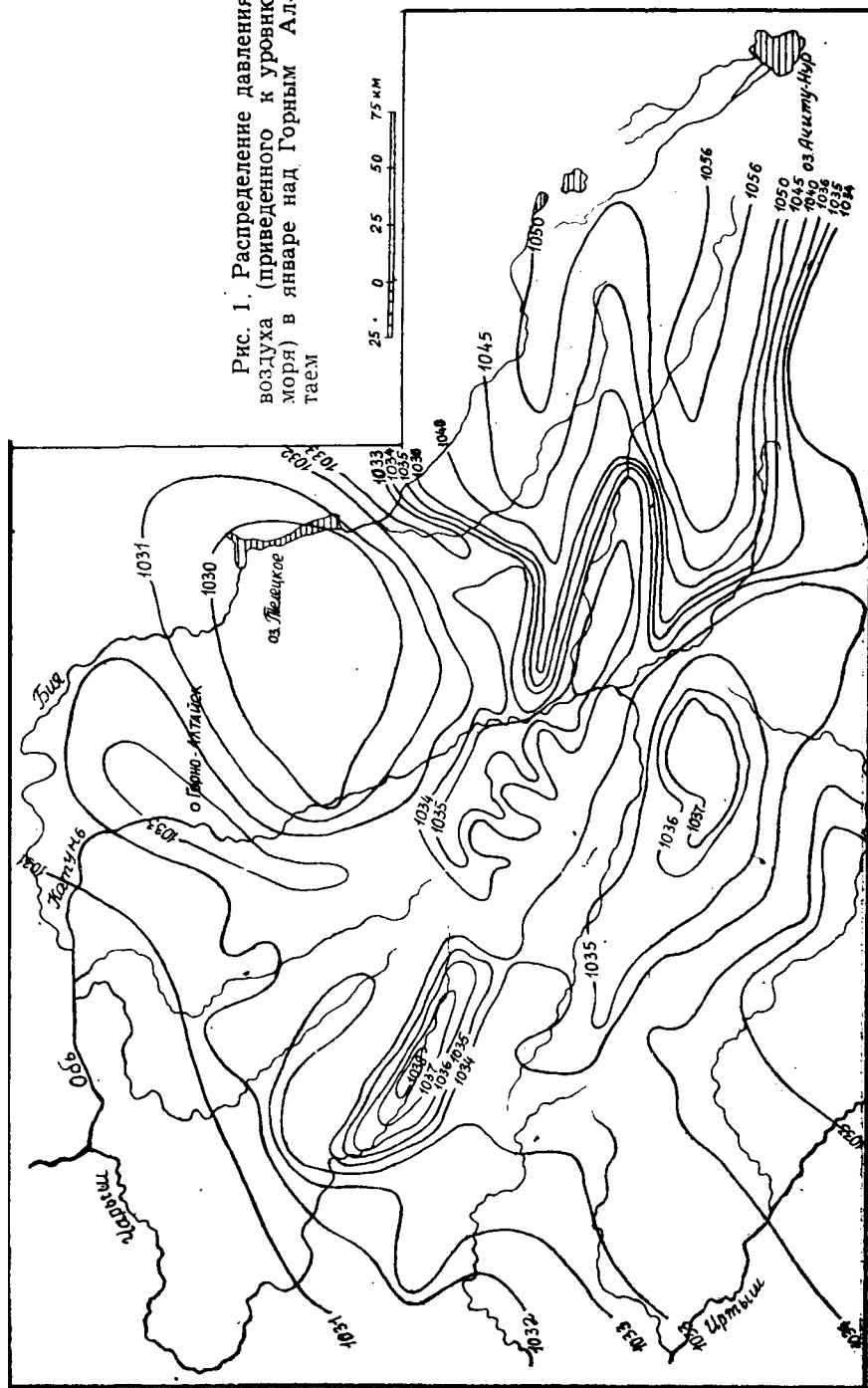
Среднее многолетнее давление воздуха на абсолютных высотах станций Горного Алтая (жб)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Ак-Кем	793,0	791,2	790,9	792,3	793,3	792,6	791,1	793,2	795,4	795,0	793,8	793,5	792,9
Белокуриха	996,1	996,2	994,9	990,6	985,3	980,3	977,8	980,1	987,0	991,8	994,7	996,2	989,3
Белая	960,2	960,5	957,3	953,7	951,1	946,9	944,3	947,9	952,9	957,9	960,5	961,1	954,5
Змеиноторск	979,9	980,2	979,1	975,1	970,6	965,5	963,1	965,3	972,5	977,3	980,2	981,4	974,2
Кара-Тюрек	736,1	736,2	737,1	739,8	741,1	741,0	740,7	741,8	742,3	742,5	739,0	736,6	739,5
Катанда	915,3	914,5	911,4	909,5	906,9	903,7	901,7	903,9	909,1	913,7	915,5	915,5	910,1
Кош-Агач	826,9	825,8	823,9	823,8	822,6	821,4	820,1	821,8	825,0	827,5	826,9	826,5	824,3
Кызыл-Озек	988,6	988,5	987,0	982,7	987,2	972,9	970,7	973,1	980,2	984,6	987,5	988,3	981,8
Онгудай	928,7	928,2	925,0	923,1	920,2	916,9	914,5	917,7	922,3	926,6	929,3	929,7	923,4
Усть-Кан	902,1	902,3	900,1	899,3	897,3	893,1	892,1	894,6	898,9	902,3	903,5	903,1	899,1
Усть-Кокса	911,9	911,9	909,3	907,5	905,0	901,8	899,7	901,8	906,9	911,0	913,1	913,0	907,7
Усть-Улаган	881,9	880,9	878,5	877,5	875,9	873,4	871,7	873,7	878,1	881,7	882,2	882,1	878,2
Чемал	976,7	976,5	975,0	971,7	967,8	963,0	960,2	962,1	969,1	973,5	975,5	977,4	970,7
Яйлю	973,0	973,4	970,2	967,0	963,4	958,9	956,3	959,0	965,0	970,3	973,0	974,5	966,9

Среднее многолетнее давление воздуха на уровне моря (мб) на станциях Горного Алтая

Станция	I	II	III	IV.	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Белокуриха	1031,0	1030,9	1028,7	1022,8	1016,2	1010,5	1007,6	1010,3	1018,0	1024,0	1028,2	1030,7	1021,6
Беля	1030,8	1030,8	1026,0	1020,6	1016,3	1010,5	1007,2	1011,4	1017,8	1025,0	1029,8	1031,6	1021,6
Змеиногоorsk	1031,2	1031,4	1029,0	1022,8	1016,5	1010,2	1007,3	1010,0	1018,4	1025,0	1029,8	1032,3	1022,0
Қара-Төрек	1037,1	1035,3	1033,3	1030,2	1023,0	1015,8	1013,1	1015,9	1023,8	1031,8	1035,6	1036,9	1027,6
Қатанда	1033,7	1031,6	1023,7	1016,4	1010,3	1004,6	1001,6	1005,0	1013,0	1021,6	1028,8	1032,0	1018,5
Қош-Агач	1056,0	1053,2	1040,2	1024,8	1016,3	1010,2	1006,7	1010,4	1019,9	1030,9	1042,3	1051,6	1030,2
Қызыл-Озек	1033,0	1032,7	1030,1	1024,1	1017,8	1011,5	1008,9	1011,8	1020,0	1025,8	1030,4	1033,0	1023,3
Онгудай	1035,5	1034,2	1026,6	1019,8	1014,0	1008,5	1005,0	1009,5	1016,7	1024,4	1032,0	1035,1	1021,8
Усть-Кан	1037,6	1036,8	1029,3	1024,6	1018,4	1012,1	1009,1	1012,8	1020,3	1028,1	1034,0	1036,3	1025,0
Усть-Кокса	1034,3	1033,2	1025,7	1018,2	1012,0	1006,2	1003,1	1006,1	1014,4	1022,2	1030,1	1033,3	1018,8
Усть-Улаган	1046,8	1042,6	1034,1	1026,5	1019,7	1013,2	1010,4	1013,8	1022,5	1032,3	1040,3	1043,9	1036,8
Чемал	1030,4	1030,1	1027,0	1021,8	1016,3	1010,4	1007,1	1009,4	1017,7	1023,7	1027,6	1030,8	1020,9
Ябло	1029,9	1030,1	1025,7	1021,0	1016,0	1010,2	1006,9	1010,0	1017,4	1024,4	1028,8	1030,8	1020,9

Рис. 1. Распределение давления
воздуха (приведенного к уровню
моря) в январе над Горным Ал-
таем



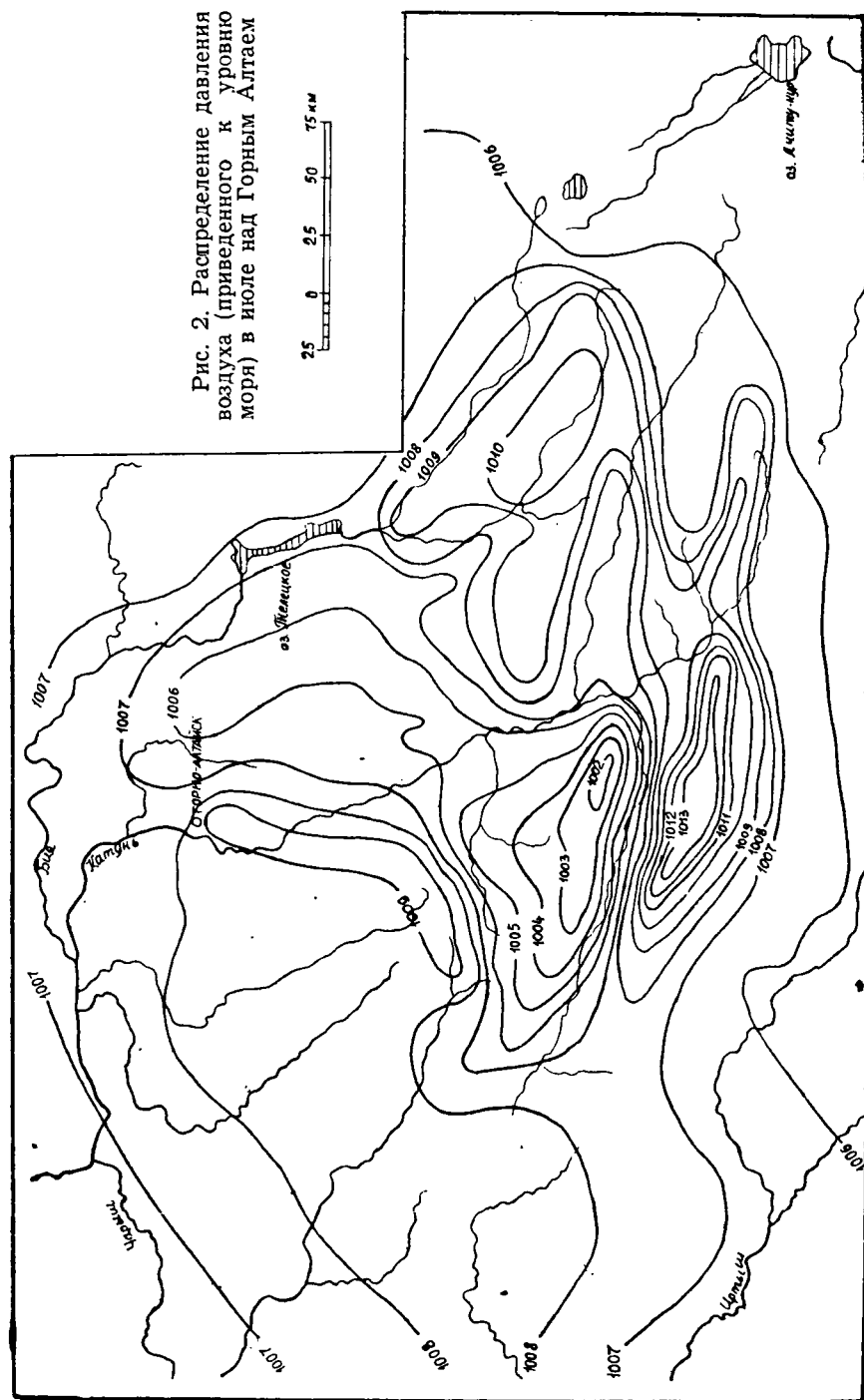


Рис. 2. Распределение давления воздуха (приведенного к уровню моря) в июле над Горным Алтаем

одически, а не каждый год, покрывается льдом, и, конечно, оказывает влияние на температурный режим, развитие конвекции, что способствует оттоку воздуха в верхние слои атмосферы.

Таким образом, на карте отчетливо видно, что ведущая роль в формировании барического поля над Горным Алтаем в январе принадлежит сибирскому антициклону.

На рис. 2 представлена карта-схема распределения давления в июле над территорией Горного Алтая. Летом области повышенного давления сохраняются над наиболее приподнятыми районами рассматриваемой территории (Катунский хребет, Чулышманское нагорье, Северно-Чуйские, Южно-Чуйские Белки, Семинский хребет). Низкими величинами атмосферного давления в этот период года характеризуются котловины Теньгинской, Абайской, Уймонской и особенно Катандинской степи. Величина среднего многолетнего давления воздуха на уровне моря в июле на ст. Катанда составляет только 1002 мб. Особенности распределения барического поля в июле обуславливают направления господствующих ветров. На ст. Кара-Тюрек и Кош-Агач максимум в годовом ходе давления отмечается в октябре, а на ст. Усть-Кан, Усть-Кокса и Усть-Улаган — в ноябре (табл. 1). Наименьшие средние месячные величины давления воздуха по всем станциям Горного Алтая отмечаются в июле, кроме ст. Кара-Тюрек, где минимум наблюдается в январе. Характерно также, что на ст. Кара-Тюрек в годовом ходе давления проявляется второй максимум — весенний, который обычно наблюдается в мае, и лишь в отдельные годы смещается по времени на месяц в ту или другую сторону. Период между весенним (майским) и осенним (октябрьским) максимумами характеризуется также значительным ростом величины давления по сравнению с зимним периодом, но до середины лета имеет тенденцию к понижению. Следовательно, ход давления на всех станциях Горного Алтая, расположенных на уровне до 1000—1200 м, подчинен обычным закономерностям, а годовой ход давления на высотах до 2500 м и выше прямо противоположен ему и характеризует режим свободной атмосферы. В пунктах, расположенных в диапазоне между этими высотными уровнями, максимум в годовом ходе давления наблюдается в ноябре.

Циклоничность первой половины зимы (ноябрь и декабрь) обуславливает особенно большую неустойчивость погоды, частую смену потеплений и сильных похолоданий.

Самое высокое, приведенное к уровню моря атмосферное давление по всей рассматриваемой территории наблюдается в декабре и январе. В зимние месяцы (с ноября по март) отмечаются наибольшие горизонтальные барические градиенты, которые достигают 23 мб (Кош-Агач, 1056,0 мб; Кызыл-Озек, 1033,0 мб); летом (в июле) разница в величине давления в

Таблица 3

Самые большие величины давления воздуха на абсолютных высотах станций, которые наблюдались за период работы данной станции (мб)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Макс. Мин.	808,3 763,9	805,6 760,9	805,6 760,6	804,6 758,6	805,8 770,7	802,2 773,1	800,9 772,2	801,4 768,5	805,5 771,7	808,1 770,7	809,5 767,3	810,5 767,4
Макс. Мин.	987,7 919,3	986,5 917,8	978,2 900,6	976,5 920,9	966,3 917,8	965,4 919,1	957,4 917,1	963,3 922,2	973,5 925,4	980,6 922,2	990,7 924,3	991,9 914,0
Макс. Мин.	1028,9 966,9	1028,0 959,3	1015,3 958,3	1014,1 964,1	1002,6 960,6	996,7 959,1	990,9 943,9	996,6 961,1	1008,1 962,3	1017,2 959,9	1033,5 957,9	1033,4 956,7
Макс. Мин.	795,9 767,3	795,2 767,7	795,0 762,9	793,7 763,4	792,5 768,9	791,5 772,9	789,1 772,9	789,4 772,7	795,9 774,4	799,2 768,5	795,4 754,2	799,9 763,1
Макс. Мин.	1023,6 970,3	1023,2 969,4	1014,3 967,4	1015,5 970,4	1002,7 966,2	995,3 958,6	991,4 965,4	998,0 968,2	1004,5 967,2	1013,5 967,9	1023,0 972,7	1027,9 973,2
Макс. Мин.	1010,4 956,9	1008,2 917,1	1001,1 915,5	1002,7 949,2	989,1 946,0	982,7 947,1	976,9 946,7	985,4 947,4	995,6 949,4	1003,3 951,3	1015,4 903,3	1015,4 945,8
Макс. Мин.	753,7 691,3	749,6 717,7	749,7 715,7	751,7 720,6	753,2 720,5	754,2 722,6	750,0 722,5	752,1 721,3	755,9 730,6	754,5 696,4	753,4 692,7	753,5 703,9

Продолжение табл. 3

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Макс. Мин.	943,0 891,2	935,4 889,7	933,7 887,2	934,9 888,5	930,3 888,5	925,1 891,0	919,5 889,5	923,8 890,0	928,2 894,2	935,1 891,0	943,7 891,4	944,2 887,4
Макс. Мин.	846,8 804,9	843,8 801,0	839,5 796,9	841,1 799,3	835,2 800,6	836,2 807,6	830,4 805,4	833,8 806,7	841,0 808,5	843,7 806,5	846,8 800,9	849,2 801,1
Макс. Мин.	1019,0 959,7	1018,7 953,9	1007,3 953,0	1005,8 956,9	995,7 954,9	990,9 953,0	983,7 953,4	989,7 957,7	999,8 956,3	1008,1 942,3	1021,6 949,5	1024,3 948,6
Макс. Мин.	1022,6 972,2	1017,9 972,3	1012,9 967,7	1014,1 974,2	1001,7 966,5	994,9 958,6	989,0 965,0	996,9 965,0	1004,3 963,9	1012,6 971,9	1020,8 973,5	1026,6 969,9
Макс. Мин.	954,0 903,0	950,5 899,8	944,6 900,6	942,6 897,4	934,0 896,2	934,1 900,3	925,9 894,5	932,9 903,9	942,5 903,7	949,8 904,5	957,1 895,4	958,6 897,5
Макс. Мин.	1000,7 956,7	998,6 952,1	993,3 949,3	995,4 952,6	983,4 951,9	976,6 943,1	977,7 949,5	978,6 949,1	984,9 948,9	998,1 952,9	999,7 955,9	1003,9 953,4
Макс. Мин.	1028,4 977,8	1023,0 973,6	1019,9 971,2	1010,1 974,8	1006,3 970,7	998,4 964,3	995,2 969,0	1001,0 972,0	1008,6 970,5	1022,4 971,6	1027,1 978,3	1031,6 976,2

Каганда

Кош-Агач

Кызыл-Озек

Краснощекое

Онгудай

Солонешное

Совхоз Урожайный

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Макс. Мин.	1020,1 959,4	1019,1 947,5	1008,1 948,6	1005,3 953,9	997,1 950,9	990,5 950,2	984,1 945,2	989,3 951,0	1000,3 956,3	1007,4 952,3	1024,2 952,5	1024,4 952,3
Макс. Мин.	1019,6 969,1	1013,6 966,8	1008,1 963,8	1011,0 968,9	998,4 965,2	990,1 953,2	984,9 961,3	993,8 959,5	1000,8 960,6	1011,8 962,9	1016,6 969,6	1022,0 969,5
Макс. Мин.	925,7 879,2	924,7 877,1	917,7 874,3	917,0 876,7	910,5 872,2	911,7 878,1	903,5 878,5	908,5 882,6	917,3 881,5	926,6 867,8	929,4 872,3	929,0 873,7
Макс. Мин.	935,8 889,0	931,0 886,4	925,9 884,5	924,2 883,7	918,0 883,4	917,3 887,4	910,9 887,5	916,9 891,7	925,1 891,4	930,0 888,8	937,9 883,9	939,7 883,0
Макс. Мин.	907,7 852,5	901,8 855,4	896,3 852,0	895,5 853,8	889,7 851,0	891,8 856,9	883,7 857,3	888,1 859,9	897,8 862,6	902,1 856,7	905,0 854,0	909,7 851,8
Макс. Мин.	1004,2 947,3	1006,5 944,9	996,6 941,0	993,1 947,1	987,1 946,4	981,0 943,9	973,1 942,3	996,3 948,5	989,8 948,5	995,6 946,7	1011,1 947,7	1011,4 943,7
Макс. Мин.	1000,3 925,3	1000,7 925,8	996,1 924,1	990,2 920,3	999,9 917,4	977,0 919,0	970,9 910,0	1003,4 913,8	987,1 924,1	992,3 924,8	1005,5 922,2	1005,3 912,9

Турочак

Успенское

Усть-Кан

Усть-Кокса

Усть-Улаган

Цемал

Янлю

указанных двух пунктах составляет лишь 2,2 мб. При этом характерно, что северные процессы циркуляции не оказывают существенного влияния на распределение среднего давления, так как повторяемость этих процессов навелика и они кратковременны.

Весна и осень характеризуются как переходные периоды: в начале весны и во второй половине осени больше проявляется зимний ход давления, а во второй половине весны и в начале осени, наоборот, летний ход давления.

В табл. 3 приведены экстремальные величины давления воздуха на абсолютных высотах станций, которые наблюдались за период их работы. По всем станциям Горного Алтая наименьшие величины диапазонов колебаний давления воздуха отмечаются в летний период, по большинству пунктов — в июле, изменяясь от 16 мб (Бертек) до 61 мб (Яйлю); наибольшие величины — в зимний период, когда диапазоны колебаний достигают в Бертеке 36,8 мб, а в Яйлю они превышают 90 мб.

В зимний период межсуточные изменения давления воздуха достигают больших величин. Так, например, по ст. Катанда в течение суток 10—11/XII 1962 г. давление резко понизилось на 12,8 мб, а в последующие сутки возросло на 26,6 мб. Таким образом, за 48 часов давление изменилось на 39,4 мб. В первой половине периода наблюдались осадки, штиль, повышение температуры воздуха до 3° мороза. Во второй половине ночи с 10 на 11/XII 1962 г. и утром наблюдался бурный ветер до 20 м/сек северной четверти с выпадением снега. В последующие сутки резко понизилась температура до 24,2° мороза.

Очень велики межсуточные изменения давления воздуха по ст. Турочак. Вот несколько случаев. С 19 часов 27 февраля до 19 часов 28 февраля 1938 г. давление понизилось на 22,3 мб, а в последующие сутки оно возросло на 38,3 мб (см. табл. 4).

Таблица 4

	Дата									
	27/II		28 II				1/III			
Срок наблюдения	19	01	07	13	19	01	07	13	19	
Давление в мб	969,8	966,9	965,4	958,1	947,5	948,6	966,1	976,6	985,8	

Сравнительно продолжительная оттепель (8 дней) в третьей декаде февраля, при которой максимум температуры достигал 5,3°; 5,8° тепла, сменилась резким похолоданием: 28 февраля минимум температуры воздуха был отмечен 24,1° мороза. 27 и 28 февраля наблюдался слабый ветер или штиль, в ночное время — иней. В конце суток 28 февраля наблюдалось выпадение ливневого снега, который продолжался около получаса.

Как видно из приведенных данных о ходе давления от срока к сроку наблюдений, наибольшая величина роста отмечена между 01 и 07 час. 1 марта. В этот период, после штилевой погоды, подул бурный ветер западной четверти, который продолжался 3,5 часа.

С 19 час. 11 декабря до 19 час. 12 декабря 1952 г. отмечен рост давления воздуха на 43,5 мб. Ход метеозаписей представлен в табл. 5.

Таблица 5

	Дата									
	11/XII				12/XII				13/XII	
Срок набл.	01	07	13	19	01	07	13	19	01	
Давление в мб	974,2	969,9	966,7	956,2	960,2	982,7	995,5	999,7	1002,1	
Т-ра в срок наблюдения	-16,3	-12,9	-4,7	-11,5	-3,9	-14,9	-17,4	-21,1	-22,9	
Макс. т-ра			-4,7				-2,5		-18,9	
Мин. т-ра		-18,5				-21,1			-30,2	
Ветер (напр. и скорость)	0 ЮЗ-2	ЮЗ-1	0 СЗ-20	СЗ-17	СЗ-5	0 ЮВ-1				

Представленной в таблице ситуации предшествовала оттепель, максимальная температура при которой 7 декабря достигла 0,5° тепла. В конце суток 11 декабря начался слабый снег, который продолжался до конца второй половины следующего дня. В начале суток 12 декабря произошла резкая смена направления ветра: подул бурный северо-западный ветер, продолжавшийся более 8 час. Наступило резкое понижение температуры.

О. А. Дроздов [3] считает, что для получения надежных многолетних данных по давлению воздуха необходимо иметь период наблюдений не менее 40—50 лет. Большинство станций Горного Алтая не имеет даже 30-летнего ряда наблюдений.

Автором предпринята попытка приведения давления воздуха короткорядных станций к длинному ряду методом разностей, который изложен Е. С. Рубинштейн [1]. При этом расчеты производились на электронно-вычислительной машине (ЭВМ). Существо метода заключается в следующем: имеем ряд наблюдений в пункте А, по которому будем приводить, и в пункте В, по которому имеем короткий ряд наблюдений, соответственно за N и n лет, причем $n < N$ и годы наблюдений в В лежат внутри периода наблюдений в А.

Не приводя здесь последовательность вычислений, заметим, что статистически мерой точности $\bar{B}^1_N$ и $\bar{B}_n$ будут служить их средние квадратические отклонения « σ ». Вычисленная по формуле $B^1_N = B_n + K(A_n - A_N)$ величина B^1_N будет точнее B_n ,

если $\sigma(B^I_n) < \sigma(B_n)$. Счет проводился по средним месячным величинам за каждый срок наблюдений (01, 07, 13, 19 час.).

Опробировано приведение короткокорядных станций с несколькими длиннокорядными (табл. 6).

Таблица 6

Приводимая станция	Станция, по которой производилось приведение
Кара-Тюрек	Катанда
Ак-Кем	Усть-Кокса
Усть-Кан	Катанда
Усть-Улаган	Усть-Кокса
	Усть-Кокса
	Онгудай
	Онгудай
	Бея
Бертек	Кош-Агач
Солонешное	Белокуриха
Совхоз «Урожайный»	Белокуриха
Краснощеково	Змеиногоorsk
Успенское	Змеиногоorsk
Горно-Алтайск	Кызыл-Озек

По результатам проведенного опробирования и анализа полученных данных можно сделать следующие заключения:

1. Приведение давления воздуха ст. Кара-Тюрек следует производить только по ст. Катанда. В этом случае обеспечено условие, что величина B^I_n точнее B_n , то есть средние квадратические отклонения $\sigma(B^I_n) < \sigma(B_n)$. Приведение по ст. Усть-Кокса не дало положительного результата: в большинстве случаев $\sigma(B^I_n) > \sigma(B_n)$, хотя разности $B_n - B_n = A_n - A_n$ невелики.

2. Приведение давления воздуха ст. Ак-Кем хорошо обеспечено по ст. Катанда, при этом выполняется вышеназванное условие. Во все сроки коэффициент корреляции равен 0,87—0,85. Приведение по ст. Усть-Кокса в отдельные месяцы и сроки имеет нарушение условия: $\sigma(B^I_n) > \sigma(B_n)$.

3. При приведении давления воздуха ст. Усть-Кан по ст. Усть-Кокса и Онгудай не было получено удовлетворительных результатов: $\sigma(B^I_n)$ почти во всех случаях больше $\sigma(B_n)$. Вероятно, объяснение этому можно получить, если обратиться к картам распределения давления над Горным Алтаем. В январе над Канской степью господствует один из центров повышенного давления, станции Усть-Кокса и Онгудай расположены на территориях действия других центров. Локализации этих центров способствуют особенности орографии горной области.

4. Удовлетворительные связи выявлены при анализе расчетов давления воздуха на станциях Бея и Усть-Улаган, при этом в большинстве случаев выполняется условно $\sigma(B^I_n) < \sigma(B_n)$. Однако такая связь не обеспечивается при приведе-

нии давления воздуха ст. Усть-Улаган по давлению на ст. Он-гудай.

5. Более чем в 70% случаев $\sigma(B^1_N) < \sigma(B_n)$ при приведении давления воздуха ст. Бертек по ст. Кош-Агач. Нарушение этого условия прослеживается в полуденные часы (13-час. срок) и в переходные сезоны года.

6. По остальным приводимым станциям (Солонешное, Совхоз «Урожайный», Краснощеково, Успенское, Горно-Алтайск) не получено удовлетворительных связей, то есть условие $\sigma(B^1_N) < \sigma(B_n)$ не обеспечивается. Вероятно, основная причина заключается в том, что все приводимые станции имеют весьма короткие ряды наблюдений.

Необходимость познания режима давления воздуха изучаемого района как для научных целей, так и для нужд практики может быть проиллюстрирована несколькими частными примерами.

Известно, что с увеличением атмосферного давления точка кипения воды повышается, и наоборот. По нашему мнению, представляют практический интерес данные о температуре кипения воды в условиях станций (табл. 7).

Таблица 7

Станция	Экстремум давления воздуха		Температура кипения воды (градус)
	максимум (мб)	минимум (мб)	
Катанда	944,2	887,2	97,6—95,7
Ак-Кем	810,5	758,6	93,2—91,4
Кара-Тюрек	755,9	691,3	91,3—89,2
Бертек	799,9	754,2	92,8—91,3
Кош-Агач	849,2	796,9	94,4—92,7
Усть-Улаган	909,7	851,0	96,5—94,5
Яйлю	1005,3	910,0	99,6—96,5

Практически в условиях станций Ак-Кем, Бертек, Кош-Агач, Усть-Улаган для нормально здорового человека нет резкого ощущения пониженного давления, подвижность его почти не ограничена, а в условиях станции Кара-Тюрек при значительной затрате физических усилий сказывается пониженное давление атмосферы, движения человека замедленные, необходима соответствующая акклиматизация организма.

А. Муральт и В. Вейхе [4] считают, что начиная с 2000 м над уровнем моря отмечается выраженное снижение порога возбудимости для всех функций нервной системы человека, что приводит к повышению чувствительности и интенсивности реакций на воздействие внешней среды.

Уменьшение атмосферного давления на высотах означает соответствующее уменьшение плотности воздуха, а это имеет большое практическое значение (при посадке и взлете само-

лета требуется удлиненная площадка, меняется траектория полета пули и т. д.). Д. Ассман [2] указывает, что при понижении атмосферного давления расширяется почвенный воздух, который переходит в нижние слои атмосферы, а это связано с попаданием в атмосферу эмонации радия, содержащейся в почвенном воздухе. Им же отмечено, что интенсивность космического излучения до некоторой степени зависит от атмосферного давления: с повышением давления она падает.

В метеорологической литературе нередко можно встретить указания, что в условиях пониженного атмосферного давления необходимо к показаниям флюгера вводить поправочный коэффициент, равный корню из отношения плотности воздуха у земли к плотности воздуха на данной высоте. Шкала флюгера Вильда вычислена при плотности, характеризующейся давлением 1010 мб при температуре $+15^{\circ}$. Во всех случаях, когда атмосферные условия отличаются от названных, результаты наблюдений по этому прибору содержат ошибку. Скорость ветра, определяемая по флюгеру на высокогорных станциях, является заниженной. Так, например, если принять следующие исходные данные, то значения этих коэффициентов будут представлены в табл. 8.

Т а б л и ц а 8

Станция	Среднее давление (мб)	Поправочный коэффициент при температуре		
		-20°	0°	$+20^{\circ}$
Кара-Тюрек	740	1,09	1,12	1,15
Ак-Кем	793	1,06	1,09	1,12
Бертек	910	1,00	1,03	1,06
Кош-Агач	824	1,05	1,08	1,11
Усть-Улаган	878	1,02	1,05	1,08
Катанда	910	1,00	1,03	1,06

К сожалению, практически при режимной обработке материалов наблюдений этих станций ни в синоптической практике, ни при климатической обработке эти поправки не учитываются, а необходимость введения их очевидна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. Курс климатологии, ч. I—II, Л., Гидрометеониздат, 1952.
2. Ассман Д. Чувствительность человека к погоде. Л., Гидрометеониздат, 1966.
3. Дроздов О. А. Методы обработки метеорологических наблюдений. Л., Гидрометеониздат, 1957.
4. Муральт А., Вейхе В. Условия жизни на больших высотах и их стимулирующее влияние на функции организма. Биометеорология. (Избр. труды II международного конгресса (Лондон, 1960 г.), организованного международным биометеорологическим обществом). Под редакцией С. Тромпа. Л., Гидрометеониздат, 1965.
5. Челпанова О. М. Средняя Азия. Серия «Климат СССР», вып. 3. Л., Гидрометеониздат, 1963

В. П. ГОЛЕЩИХИН

РАДИАЦИОННЫЙ РЕЖИМ СКЛОНОВ ГОРНОГО АЛТАЯ

Изучение природы горных стран, взаимосвязей между компонентами геосреды, условий формирования и жизни ледников, талого стока рек невозможно без детальных характеристик радиационного климата. В умеренных широтах солнечное тепло является основным фактором таяния снега и льда, а следовательно, точный прогноз талого снега нельзя сделать без учета особенностей поступления радиации к различно ориентированным и разнонаклоненным поверхностям. Трудности оценки радиационного режима склонов увеличиваются в связи с большой изменчивостью состояния подстилающей поверхности: таяние сезонного снежного покрова, вегетация растительности, летние снегопады и т. д.

В связи с тем, что на Алтае лишь на одной станции — Кош-Агач проводятся актинометрические наблюдения, при оценке радиационного режима склонов приходится прибегать к расчетным методам. Для достоверности расчетных характеристик необходимы непосредственные наблюдения за составляющими радиационного баланса на склонах разной экспозиции, крутизны и высоты с учетом особенностей подстилающей поверхности.

Алтайской гляциологической экспедицией в течение 1965—1972 гг. в летнее время, когда при максимальном приходе солнечной радиации активизируются все процессы и явления, выполнен комплекс актинометрических наблюдений в речных бассейнах Катунского хребта (Ак-Кем, Кочурма, Мульта). Кроме стационарных наблюдений регулярно проводились альбедометрические съемки, а летом 1972 г. были проведены специальные наблюдения за приходом солнечной радиации на склоны для изучения особенностей распределения радиационного баланса поверхности карового ледника Томич. Для наблюдений были выбраны склоны преимущественно северной и северо-восточной экспозиции в связи с тем, что основная масса каровых ледников Алтая имеет именно такую экспозицию [6].

Для наблюдений за радиацией на склонах актинометрические приборы — пиранометр и балансомер — устанавливались параллельно склону на специально сконструированной жесткой стойке. Синхронно со стационарными учащенными наблюдениями на выносных точках (рис. 1) измерялись все состав-

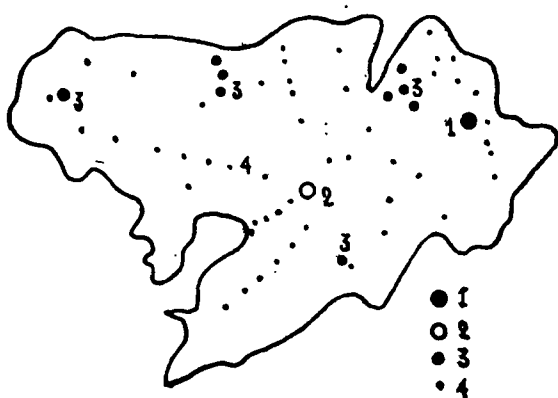


Рис. 1. Схема пунктов наблюдений. Условные обозначения:

1 — станция в 1971 и 1972 гг.; 2 — станция в 1969 и 1970 гг.; 3 — выносные пункты; 4 — пункты альбедосъемки (речная сеть)

ляющие радиационного баланса, кроме прямой солнечной радиации. Нахождение прямой радиации как разности суммарной и рассеянной радиации, наблюдаемых по пиранометру, не дает необходимой точности. Поэтому прямая радиация рассчитывалась по данным опорной станции с учетом вертикального градиента. Закономерности распределения солнечной радиации четко прослеживаются только в ясные и малооблачные дни, когда смена состояния диска солнца не является столь резкой, как в облачные и пасмурные дни (табл. 1). Как видно из таблицы, радиационные балансы склонов разной крутизны и экспозиции различаются довольно значительно. На северных склонах крутизной в $20-30^\circ$ радиационный теплоприход составляет 65—75% от прихода на горизонтальную поверхность. На склонах восточной и юго-восточной экспозиций радиационный баланс больше, а на склонах северо-восточной экспозиции — как больше, так и меньше, чем на горизонтальную поверхность. Суточный ход баланса на склонах северной экспозиции и на горизонтальной поверхности почти симметричен относительно полудня. В отличие от этого на склонах восточной, юго-восточной и северо-восточной экспозиций максимум радиационного баланса (B) наблюдается раньше 12 часов. Максимальные значения — $1,07 \text{ кал./см}^2 \cdot \text{мин.}$ 28/VI и

Таблица 1

**Радиационный баланс склонов в ясные и малооблачные дни
(кал./см²·сутки)**

Число		СВ 11 2350	С 16 2350	СВ 28 2350	В 24 2350	Горизон. 2350	Средняя облачность
7/VI	<i>B</i>	233	202	328	312	297	3,9/1,6
	<i>B</i>	—87	—93	+26	—29	—37	
	<i>B_к</i>	320	295	302	341	334	
	<i>S</i>	606	539	530	634	619	
	<i>Д</i>	138	147	127	141	123	
	<i>O</i>	744	686	657	775	742	
	<i>A</i>	57	57	54	56	55	
		СВ 6 2600	С 26 2600	ЮВ 22 2600	Гориз. 2500	Гориз. 2350	
28/VI	<i>B</i>	436	259	419	400	375	%
	<i>B</i>	—7	—42	—22	—23	—60	
	<i>B_к</i>	443	301	441	423	435	
	<i>S</i>	709	556	761	726	710	
	<i>Д</i>	82	98	105	88	67	
	<i>O</i>	791	654	866	814	777	
	<i>A</i>	44	54	49	48	44	
Горизонт морена							
5/VII	<i>B</i>	256	147	288	588	198	3,6/1,4
	<i>B</i>	—102	—67	—107	—64	—111	
	<i>B_к</i>	358	214	395	652	309	
	<i>S</i>	679	527	737	648	648	
	<i>Д</i>	193	162	203	128	149	
	<i>O</i>	872	689	940	776	797	
	<i>A</i>	59	69	58	16	61	

0,72 кал./см²·мин. наблюдались 5/VII на склоне ЮВ — 22° с 11 до 12 часов. Для выяснения причин различия баланса радиации на склонах рассмотрим его составляющие.

Прямая солнечная радиация ($S_{ск}$) в ясные и малооблачные дни значительно превышает как рассеянную радиацию, так и эффективное излучение. Максимальные дневные суммы ее наблюдаются на склонах восточной (634 кал./см² 7/VI) и юго-восточной (761 кал./см² 28/VI и 737 кал./см² 5/VII) экспозиций. Максимум $S_{ск}$ в дневном ходе на северном склоне и на горизонтальной поверхности наблюдается в полдень, а на склонах с восточной составляющей экспозиции — раньше полудня (рис. 2). Абсолютный максимум $S_{ск}$ — 1,56 кал./см²·мин. был отмечен 28/VI на юго-восточном склоне крутизной в 22°. Показателем влияния склона на величину прямой радиации

является отношение $\frac{\sum_q S_{ск}}{\sum_q S_{гор.}}$. Для склонов северной и севе-

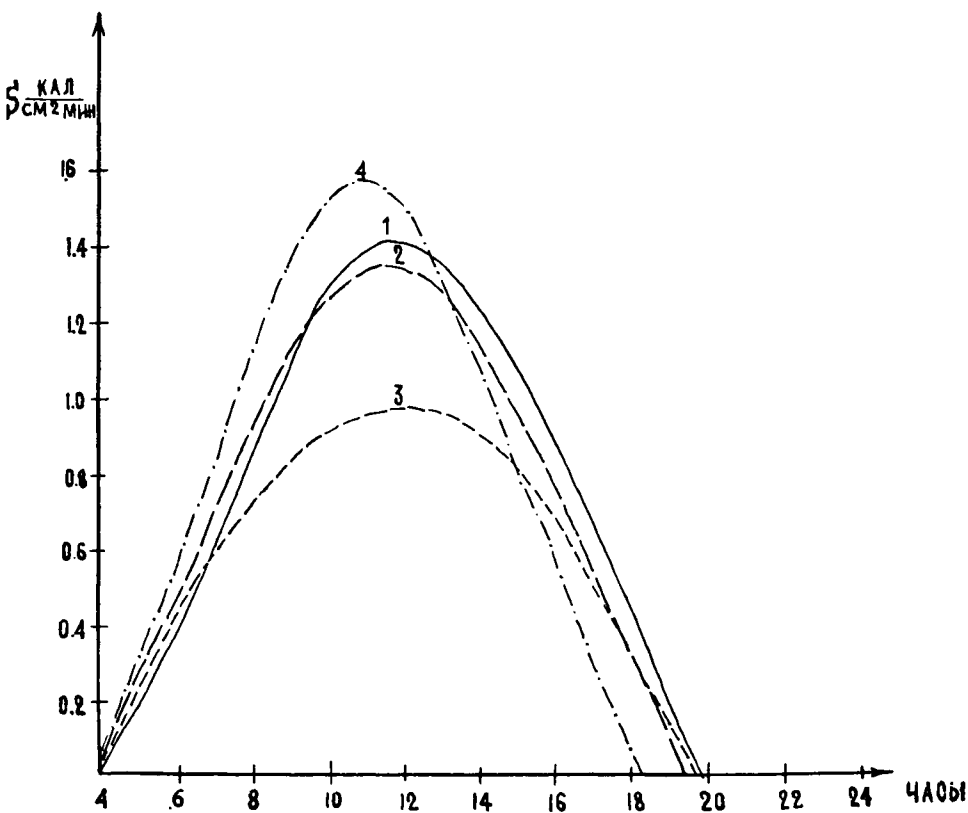


Рис. 2. Дневной ход прямой солнечной радиации на склонах и горизонтальной поверхности 28/VI 72 г. Цифрами обозначены: 1 — горизонтальная поверхность, 2 — склон СВ 6, 3 — склон СВ 26, 4 — склон ЮВ 22

ро-восточной экспозиций это отношение меньше (СВ 6—0,98; СВ 11—0,98; СВ 28—0,86), для склонов восточной и юго-восточной — больше единицы (В 24—1,02; ЮВ 22—1,06).

Рассеянная радиация (D). Результаты наблюдений за рассеянной радиацией 28/VI и 5/VII показывают максимальный приход D на склоны юго-восточной экспозиции. Кроме экспозиции склона, приток рассеянной радиации в зоне с повышенным альбедо в значительной степени определяется положением выбранной точки по отношению к другим склонам, и выделить влияние одной лишь экспозиции в чистом виде не всегда возможно.

Альбедо (A) склонов в период наблюдений различается мало. 28/VI альбедо северного склона (54%) больше альбедо юго-восточного склона на 5%. После летнего снегопада

(5/VII), когда начал сходить снег, различия в альбедо этих склонов значительно возрастают (до 12%). О важности учета летних снегопадов неоднократно указывал М. В. Тронов [11, 12]. В связи с этим интересно рассмотреть дневной ход альбедо в этот день (рис. 3). Альбедо северного склона имеет мак-

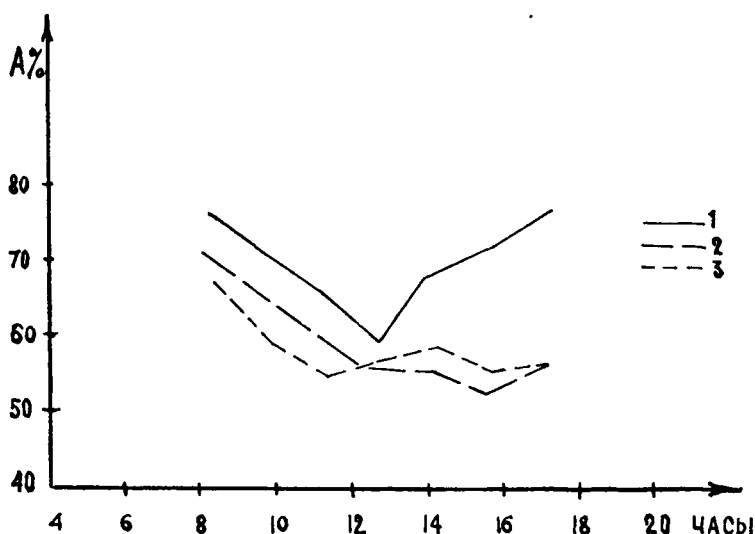


Рис. 3. Дневной ход альбедо на склонах после снегопада 5/VII. Цифрами обозначены: 1 — склон С 26, 2 — склон СВ 6, 3 — склон ЮВ 22

симальное значение и почти симметрично относительно полудня. Меньше всего альбедо юго-восточных склонов до полудня, затем северо-восточных, которые имели минимальное альбедо до снегопада. Этот факт еще раз подтверждает огромное влияние летних снегопадов на обострение различий в радиационном режиме склонов. Кроме того, что альбедо северного склона выше альбедо других склонов в течение всего дня, оно к тому же возрастает после полуденного минимума в связи с замерзанием тающего снега при понижении высоты солнца в условиях холодной арктической воздушной массы, сохраняющейся несколько дней после снегопада. Кроме этого, исчезновение снежного покрова замедляется на северном склоне. Все эти факты подчеркивают большое влияние летних снегопадов на радиационный режим склонов. Ясно, что эти различия еще значительнее при большей загрязненности ледниковой поверхности.

Эффективное излучение ($E_{эф}$), найденное из уравнения радиационного баланса, более устойчиво до и после снегопада на северном склоне. На других склонах скачки эффективного из-

лучения значительно больше (на склоне ЮВ 28/VI 22 кал./см²·сутки — 5/VII 107 кал./см²·сутки). Основную роль в резком возрастании эффективного излучения после снегопадов играет уменьшение абсолютной влажности воздуха.

Полученные данные наблюдений за радиационным балансом на склонах сравним с его рассчитанными значениями, определенными по формулам на основе данных о составляющих радиационного баланса на опорной станции. Прямая солнечная радиация в сроки находится как $S_{\text{ск}} = S_{\text{гор}} K$, где K — склоновый коэффициент в данный срок. Склоновый коэффициент K находится по известной формуле А. Н. Гордова [5]. Рассеянную радиацию в любой срок можно пересчитать на склон по формуле

$$D_{\text{ск}} = D[(1-a)\cos^2 \frac{\beta}{2} + ak] + Q A \sin^2 \frac{\beta}{2},$$

где $a=0,2$ — доля D , приходящая от околосолнечной зоны, β — крутизна склона, k — склоновый коэффициент для прямой радиации. Эффективное излучение $E_{\text{эф. ск}} = E_{\text{гор}} \cos^2 \frac{\beta}{2}$.

Отклонение расчетных значений баланса B от наблюдавшихся (табл. 2) имеет как положительный, так и отрицательный знак даже на одном и том же склоне. Это говорит о том,

Таблица 2

Отклонения расчетных значений
радиационного баланса от наблюдавшихся, %

Число	СВ 11	С 16	СВ 28	В 24
7/VI	+19	+24	-17	-3
	СВ 6	С 26	ЮВ 22	
28/VI	-3	+9	-1	
5/VII	-11	-26	-6	

что ошибки носят случайный характер. В значительной степени различия в величинах баланса обусловлены погрешностями в измерениях эффективного излучения, которое испытывает большие скачки на различных склонах. Необходимо учесть и значительную удаленность опорной станции от выносных пунктов, что, несомненно, вносит вклад в увеличение ошибки расчетов как рассеянной радиации, так и эффективного излучения.

На основе наблюдений и расчетов можно сделать следующие выводы:

1) прямая солнечная радиация в ясные и малооблачные дни значительно превышает как рассеянную, так и эффективное излучение и в целом определяет поведение радиационного баланса наклонных поверхностей;

2) очень важно правильно учитывать особенности альbedo разных склонов, особенно после летних снегопадов, так как характер распределения поглощенной радиации нередко отличается от распределения прямой и суммарной радиации;

3) правильный учет рассеянной радиации и эффективного излучения уточняет значения радиационного баланса; эти составляющие подлежат дальнейшему детальному изучению;

4) наблюдения за составляющими радиационного баланса на станциях можно использовать для последующего пересчета на склоны за любые интервалы времени.

Характер наблюдаемых особенностей радиационных потоков на склоны необходимо учитывать при оценке месячных и летних сумм радиационного баланса. Методы расчета составляющих B можно свести в общую схему, представленную ниже.

I. Расчет радиационных потоков во времени производится с использованием климатических значений возможных сумм суммарной, а также ее составляющих на горизонтальную поверхность на уровне моря по [10].

II. Расчет радиационных потоков на различных высотных уровнях может быть выполнен только при наличии одновременных наблюдений двух и более разновысотных станций. Для условий Алтая прямая солнечная радиация увеличивается в июне на 8,0, в июле — 7,1, августе — 7,0, сентябре — 4,7 кал./см²·день при подъеме на 100 м.

Характер изменения рассеянной радиации с высотой выражается формулой $D_n = D_0 l^{nc}$, где $c = 0,15$, влажности: $ln = l_0 10^{-a}$, где $a = 0,15$.

III. Расчет радиационного баланса в любой точке на любом склоне производится по формуле

$$B = [(S'_{0z} k_z + D_{0n} k' l z') a N \vartheta] (1 - A) - EN z'' k'',$$

где z, z', z'' — поправки к прямой и рассеянной радиации и эффективному излучению на закрытость горизонта; k_z — склоновый коэффициент k , исправленный на закрытость горизонта; k' и k'' — склоновые коэффициенты для D и E_n ; l — коэффициент к D на отраженную радиацию; aN — поправка на облачность; ϑ — поправка на отличие альbedo подстилающей поверхности от 20%.

1. Склоновый коэффициент для S как основная характеристика прихода прямой радиации на склон, равный $\frac{\sum S_{sk}}{\sum S'}$, рассчитывается по формуле А. Н. Гордова [5].

$$S_{sk} = S [\cosh(\gamma \sin \beta \cos (A - \alpha) + \sinh(\gamma \cos \beta)],$$

где h — высота солнца, β — крутизна склона, A — азимут солнца, α — азимут склона. При расчетах по этой формуле брались значения S , полученные нами на высоте 2500 м. Хоро-

шая согласованность полученных коэффициентов с расчетами А. Ф. Захаровой [7] для $\varphi=50^\circ$ позволяет сделать вывод о малом влиянии на склоновый коэффициент и прозрачности атмосферы и абсолютной высоты. Такой вывод подтверждается и расчетами И. П. Беляевой [2].

2. Табличная зависимость прямой радиации от закрытости горизонта рассчитывается с использованием дневного хода прямой радиации.

3. Склоновые коэффициенты, полученные при открытом горизонте, изменяются в случае его различной закрытости. Расчеты показывают, что при восходе солнца закрытость горизонта производит наибольшее влияние на восточный и западный склоны, причем коэффициент для восточного склона резко уменьшается, а для западного — растет, в то время как при открытом горизонте он близок к единице. При круговой закрытости горизонта больше других меняются коэффициенты на северном и южном склонах. Например, в июне и без того малые значения k резко уменьшаются при закрытом горизонте, что видно из сравнения отклонения $\frac{\sum S_{ск}}{\sum S_{гор}}$, наблюдавшихся и рассчитанных (табл. 3).

Таблица 3

		Склоновый коэффициент			
Число		СВ 11	С 16	СВ 28'	В 24'
7/VI	Наблюдения	0,98	0,87	0,86	1,02
	Расчеты	0,98	0,94	0,90	0,97
		СВ 6	С 26	ЮВ 22'	
28/VI	Наблюдения		0,98	0,77	1,05
	Наблюдения		0,99	0,77	1,07
	Расчеты		0,99	0,86	0,99

Кроме такой причины, как несимметричность дневного хода прямой радиации, различия определяются в основном закрытостью горизонта при заходе солнца.

Для определения закрытости горизонта в точке восхода и захода используются крупномасштабная карта и графики закрытости горизонта.

4. Суммы D_0 на склон рассчитываются по следующей формуле:

$$D_{оск} = D_0 (0,8 \cos^2 \frac{\beta}{2} + 0,2 \kappa) + R \kappa \sin^2 \frac{\beta}{2},$$

где β — крутизна склона, κ — склоновый коэффициент для S , 0,2 — доля D из околосолнечной зоны, по данным Б. А. Айзенштата [1] и В. Ф. Околова [9]. Величина $n = (0,8 \cos^2 \frac{\beta}{2} + 0,2 \kappa)$ представляет склоновый коэффициент для рассеянной радиации. Рассчитанный параметр

$$l = \frac{R_{ko} \sin^2 \frac{\beta}{2} + D_0 n}{D_0 n}$$

близок к наблюдаемым в Хибинах [9], если расчеты проводить при альбедо, близком к 0,20. Для ледниковых поверхностей $D_{\text{оск}}$ лучше находить как сумму слагаемых.

5. Уменьшение рассеянной радиации вследствие закрытости горизонта можно оценить по формуле Лаушера [4]

$$D = 100(1 - \sin^2 h).$$

6. Суммарную радиацию при средних условиях облачности можно найти по номограмме П. П. Кузьмина [8], построенной по формуле

$$Q = Q_0 [1 - 0,14(N_0 - N_n) - 0,67N_n],$$

где N_0 и N_n — общая и нижняя облачность.

7. При альбедо поверхности, отличающейся от 0,20, суммарную радиацию еще нужно умножить на коэффициент $\sigma = \frac{(1 - r_n \gamma)}{(1 - \gamma \gamma)}$ [8], где r_n — начальное альбедо; r — измененное альбедо; γ — доля отраженной радиации, возвращающаяся обратно к земле ($\gamma = 0,2$ при безоблачном небе и $\gamma = 0,2 + 0,5N$ при облачном).

8. Эффективное излучение определяется по полуэмпирической формуле М. Е. Берлянда [3]:

$$E_{\text{эф}} = \delta \sigma T^4 (0,39 - 0,05 \sqrt{e}) (1 - C'N) + 4\delta \sigma T^3 (T_n - T),$$

где $E_{\text{эф}}$ — эффективное излучение в кал./см²·мин; δ — коэффициент излучения, σ — постоянная излучения, T — температура воздуха, T_n — температура почвы, e — упругость воздуха, N — общая облачность. Оба слагаемых можно представить графически.

9. $E_{\text{ск}} = E \cos^2 \frac{\beta}{2}$ — эффективное излучение на склоны.

10. Для учета закрытости горизонта используются расчеты Лаушера по формуле Линке [4] для $e = 5,4$ мм.

Рассмотренная схема была использована для расчета (табл. 4) радиационного баланса за три года инструментальных наблюдений на леднике Томич и за два года в долине р. Мульты. Как видно из таблицы, расхождения не превышают 15—20%, за исключением сентября месяца 1970—1971 гг., ког-

Таблица 4

**Фактический и рассчитанный
радиационный баланс (кал./см²·сутки)
на леднике Томич (Мульта 2)
и в долине р. Мульты (Мульта 1)**

Станция	Год. высота	Месяц	В набл.	В расч.
Мульта 2	1969 2500	VII	244	268
		VIII	182	203
	1970 2500	VI	193	192
		VII	230	235
		VIII	180	195
		IX	41	32
	1971 2350	VII	200	252
		VIII	179	200
Мульта 1	1970 1750	VI	290	252
		VII	273	227
		VIII	211	217
		IX	197	139
	1971 1750	VI	271	240
		VII	240	232
		VIII	156	183
		IX	196	131

да они достигли 30%. На ст. Мульты 2 расчетные значения преимущественно выше, а на ст. Мульты 1 ниже наблюдаемых. Эти различия обусловлены некоторыми недостатками в указанной схеме расчетов. Прежде всего это относится к формуле, показывающей увеличение суммарной радиации при повышенном альбедо, которая явно завышает расчетные данные. Очевидно, что характер увеличения суммарной радиации зимой, когда вся окружающая подстилающая поверхность покрыта снегом и для которой получена формула, отличается от увеличения Q летом в условиях ограниченных ледниками зон повышенного альбедо. Требуют уточнения и коэффициенты в формулах для расчета как суммарной радиации, так и эффективного излучения, которые в формулах получены на основе наблюдений равнинных станций. Определенную роль могут играть и вариации в прозрачности атмосферы, которая обуславливает большие или меньшие наблюдаемые значения радиационного баланса.

Предлагаемая схема может быть использована для массовых расчетов баланса любых поверхностей. Для примера рассчитаны прямая радиация и радиационный баланс поверхности ледника Томич за июнь 1970 г. по 56 точкам (рис. 4). Целесообразно дальнейшее совершенствование указанной схемы и использование при расчетах ЭВМ.

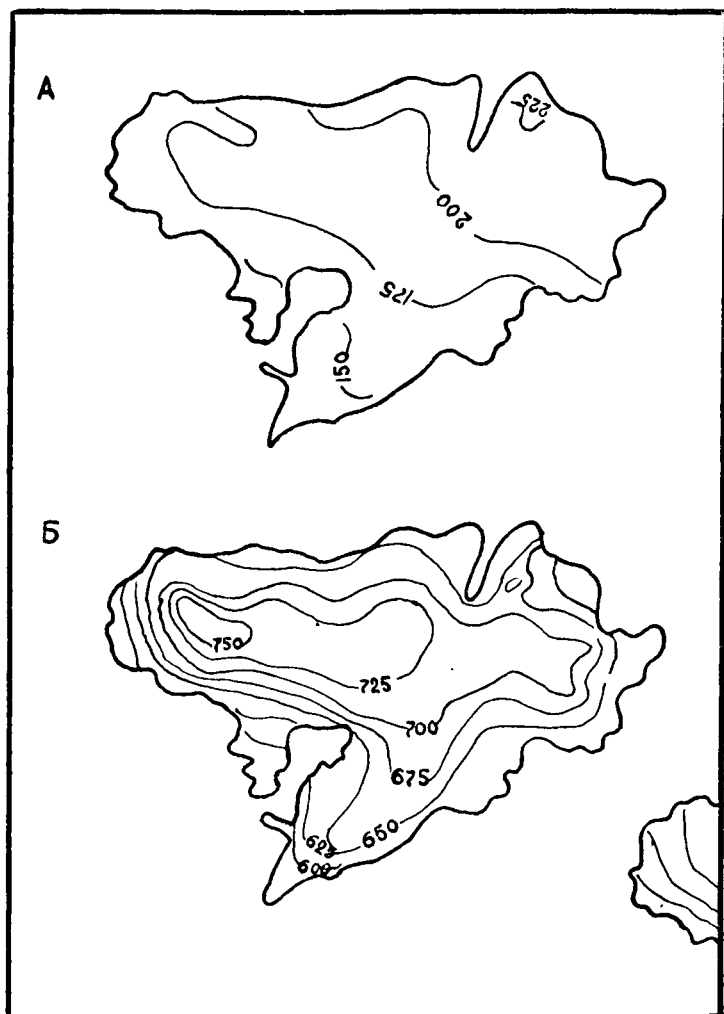


Рис. 4. Распределение радиационного баланса (а), прямой солнечной радиации (б) по поверхности ледника Томич в июне 1970 г.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштат Б. А. О поступлении рассеянной радиации на склоны и дно горной долины. Тр. ГГО и САНИГМК, вып. 107. Л., Гидрометеониздат, 1961.
2. Беляева И. П. Годовой ход потоков Q_0 на наклонные поверхности. Известия АН УзССР, серия физ.-математ., № 4, 1962.
3. Берлянд М. Е. Предсказание и регулирование теплового режима приземного слоя атмосферы. Л., Гидрометеониздат, 1956.

4. Борзенкова И. И. К вопросу о влиянии местных факторов на приход радиации в горной местности. Сб. «Тепловой баланс». Тр. ГГО, вып. 209, Л., 1967.
 5. Гордов А. Н. Расчет на различно ориентированные наклонные поверхности для $\varphi=42^\circ$. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР, вып. 2, 1938.
 6. Душкин М. А., Ревякин В. С. Общая количественная характеристика современного оледенения Алтая. В сб. «Водные ресурсы Алтайского края и их комплексное использование». Барнаул, 1971.
 7. Захарова А. Ф. Радиационный режим северных и южных склонов в зависимости от географической широты. Ученые записки ЛГУ, № 269, «Климатология», вып. 13. Л., 1959.
 8. Околов В. Ф. Роль радиационного баланса и турбулентного обмена в процессе снеготаяния в Хибинских горах. В кн.: «Снег и лавины Хибин», под ред. Г. К. Тушинского. М., 1967.
 9. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. Л., Гидрометеониздат., 1961.
 10. Радиационный режим территории СССР. Л., Гидрометеониздат, 1961.
 11. Тронов М. В. Некоторые принципиальные вопросы в изучении снеговой границы. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 2, 1962.
 12. Тронов М. В. О гляциоклиматологических показателях. Сб. «Гляциология Алтая», вып. 6, 1970.
-

Ю. В. НОЧЕВАЛОВ, А. Г. ЧУБЕНКО

ЛАВИНЫ СВЕЖЕВЫПАВШЕГО СНЕГА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАТУНСКОГО ХРЕБТА (НА ПРИМЕРЕ БАССЕЙНА р. МУЛЬТЫ)

Снежные лавины являются неотъемлемой чертой всех горных территорий. Хозяйственное освоение горных районов страны требует обстоятельного изучения факторов лавинообразования, распространения и режима деятельности лавин. Мало изучена роль снежных лавин в стоке горных рек и питании ледников. По сравнению с другими горными районами страны территория Горного Алтая является наиболее слабо изученной в этом отношении.

Первые исследования в области изучения снежных лавин на территории Горного Алтая были начаты Западно-Сибирским УГМС и проблемной лабораторией снежных лавин и селей географического факультета МГУ в 1965 г. посредством проведения аэровизуальных и наземных обследований мест схода лавин и лавиносборов для составления карты лавинной опасности горных районов страны. В 1969 г. В. И. Кравцовой [3] впервые была охарактеризована общая картина распространения лавин в Горном Алтае.

Более обстоятельные исследования снежных лавин связаны с деятельностью гляциологической экспедиции Томского государственного университета. Одним из результатов этих исследований явилось определение основных факторов и особенностей лавинообразования в Центральном Алтае, а также составление карты лавинной опасности по отдельным бассейнам рек массива Белухи [2, 5].

Первые исследования снежных лавин на территории Горного Алтая не затрагивали процессов, происходящих в снежной толще, которые позволяют судить о генезисе лавин и дают возможность получения более обоснованных критериев оценки лавинной опасности и прогнозирования лавин.

В настоящей работе делается попытка охарактеризовать формирование и сход лавин свежевывавшего снега в Западной части Катунского хребта по материалам натурных наблюдений, выполненных в зиму 1971/72 г. (с 25 октября 1971 г. по 30 апреля 1972 г.).

Основная роль в формировании снежных лавин принадлежит твердым атмосферным осадкам. Количество этих осадков, а также режим их выпадения в значительной степени определяют количество сходящих лавин и режим их деятельности, на что наглядно указывает диаграмма, представленная на рис. 1.

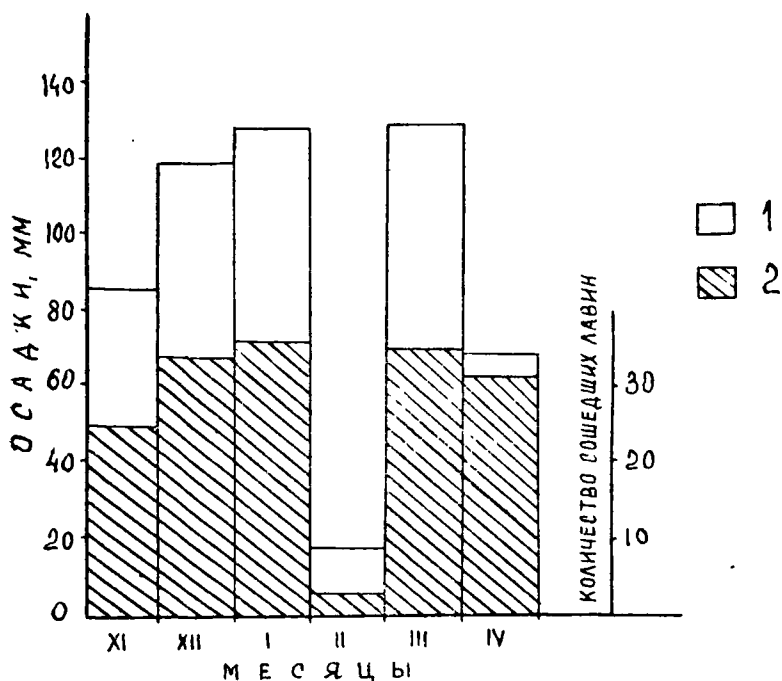


Рис. 1. Диаграмма зимних осадков 1 и сошедших лавин, 2 в бассейне р. Мульти в зиму 1971/72 г.

Район исследований получает довольно большое количество осадков. В среднегорной зоне (1600—2000 м над ур. м.) в зимний период их выпадает 500—600 мм, в высокогорной (больше 2000 м над ур. м.) количество осадков увеличивается до 900—1100 мм. Такое количество осадков обуславливает повышенную снежность района, чему в немалой степени способствует обособленное положение Западной части Катунского хребта, выдвинутого навстречу основному влагопереносу.

По данным многолетних наблюдений, образование устойчивого снежного покрова на склонах среднегорной зоны рассматриваемой территории происходит в третьей декаде октября, в высокогорной — на месяц раньше. С установлением устойчивого снежного покрова связано наступление периода лавинной опасности. В среднегорной зоне, которая характеризуется большой расчлененностью рельефа, где путями схода лавин

являются крутые эрозионно-нивальные трещины и лотки, лавинная опасность наступает уже после первых интенсивных снегопадов. Одним из условий схода лавин здесь должно быть наличие старолежалого снега высотой около 30 см. Такая высота соответствует слою снега, который необходим для выравнивания неровностей склонов, покрытия камней и травянистой растительности на них. При этом создаются условия для схода снега по склонам в виде лавин от последующих снегопадов.

В высокогорной зоне, где расчлененность склонов небольшая и где преобладающим типом рельефа являются крутые скальные стенки, начало периода лавинной опасности приурочивается сразу же к первым осенним снегопадам и при переходе среднесуточной температуры воздуха через 0° . В это время здесь наблюдается массовый сход лавин небольших объемов, от 5 до 50 м^3 . В результате исследований выявлено, что начало периодов наибольшей лавинной опасности в бассейне р. Мульты совпадает по времени с началом интенсивных и продолжительных снегопадов. Лавины свежевыпавшего снега в это время могут сходить как в первые часы снегопада, так и через 1—2 дня после его окончания. Условно эти типы лавин можно разделить на лавины первого и второго порядка.

В зиму 1971/72 г. в бассейне р. Мульты большая часть лавин начинала сходить в первые часы снегопада. Наиболее ранний сход наблюдался через 4 часа после начала интенсивного снегопада.

Сведения о лавинах свежевыпавшего снега, сошедших в долине р. Мульты в зиму 1971/72 г., приведены в табл. 1. Как

Т а б л и ц а 1

Периоды схода лавин	Число сошедших лавин	Объемы лавин, м^3
Во время снегопадов	85	20—1000
В первый или второй день после снегопада	54	2000—4000
На третий день после окончания снегопада	7	около 5000

Всего . . . 146

видно из табл. 1, наибольшее количество лавин (58%) сходило во время снегопадов, 37% приходится на лавины, сошедшие в первый или второй день после снегопадов, и лишь 5% составляют лавины, сошедшие на третий день после окончания снегопадов.

Для лавин свежевыпавшего снега, сходящих во время снегопада (лавины первого порядка), по аналогии с графиками В. Н. Аккуратова [1], касающихся вопросов прогноза лавин во время снегопадов в Средней Азии, нами построен гра-

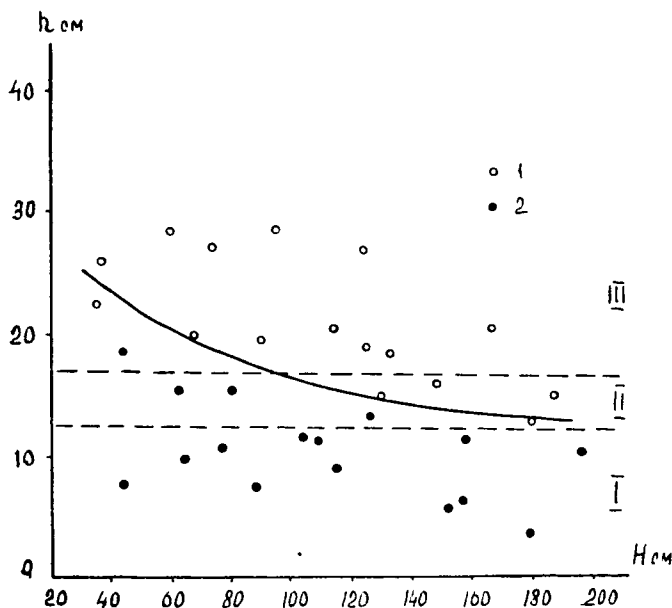


Рис. 2. График связи высоты свежевыпавшего снега h и высоты старолежалого снега H на момент схода лавин в бассейне р. Мульты в зиму 1971/72 г.: 1 — сход лавин наблюдался, 2 — сход лавин не наблюдался; I — вероятность схода лавин 0%; II — вероятность схода лавин 40%; III — вероятность схода лавин 100%

фик связи средней высоты свежевыпавшего и старолежалого снега на момент схода лавин (рис. 2).

Представленный график условно можно разделить на три области: I — вероятность схода лавин 0%, II — вероятность схода лавин 40%, III — вероятность схода лавин 100%.

Как видно из графика для бассейна р. Мульты, критической величиной свежевыпавшего снега является высота 20—25 см, после чего начинается сход лавин.

Следует заметить, что исходные величины, получаемые из графика, в частности критическая высота снега, являются осредненными, так как время схода лавин для каждого склона зависит от его крутизны, высоты снега на нем и плотности. При расчете критической высоты свежевыпавшего снега для любого склона бассейна р. Мульты можно применить формулу [4]

$$h_{кр} = \frac{P}{d \cdot q \cdot \sin \alpha},$$

где $h_{кр}$ — критическая высота свежевыпавшего снега, P — предел прочности на сдвиг свежевыпавшего снега, d — плот-

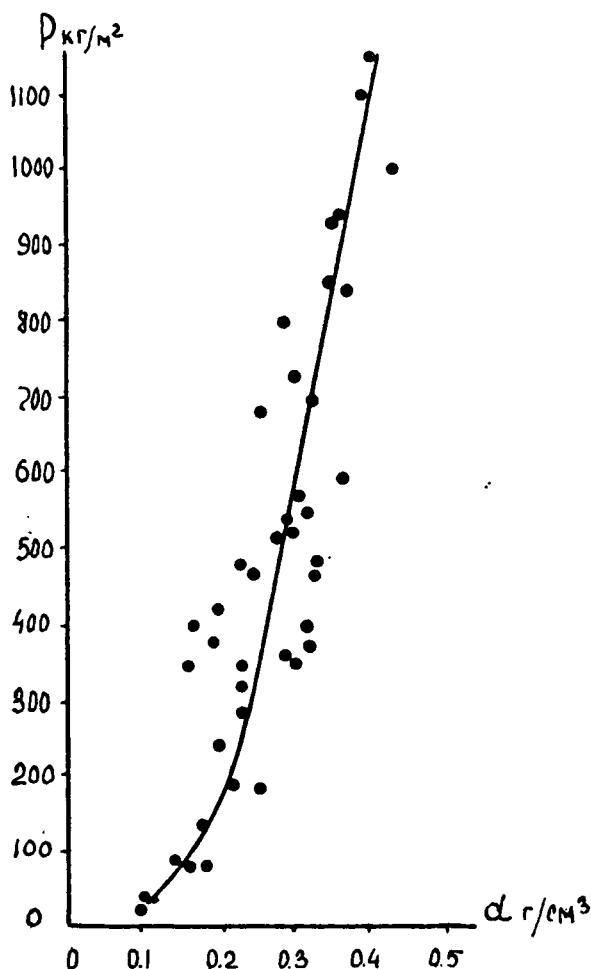


Рис. 3. Эмпирическая кривая зависимости предела прочности на сдвиг P от плотности снега d для бассейна р. Мульта (зима 1971/72 г.)

ность снега, q — ускорение силы тяжести, α — угол склона.

Предел прочности на сдвиг свежавыпавшего снега определялся по эмпирической кривой зависимости P от плотности снега (рис. 3), полученной по данным натурных измерений. Формула в применении к расчету критической высоты свежавыпавшего снега для бассейна р. Мульта дает вполне удовлетворительные результаты.

Для определения времени схода лавин через 1—2 дня после окончания снегопада (лавины второго порядка), по аналогии с вышеприведенным графиком (см. рис. 2), можно пред-

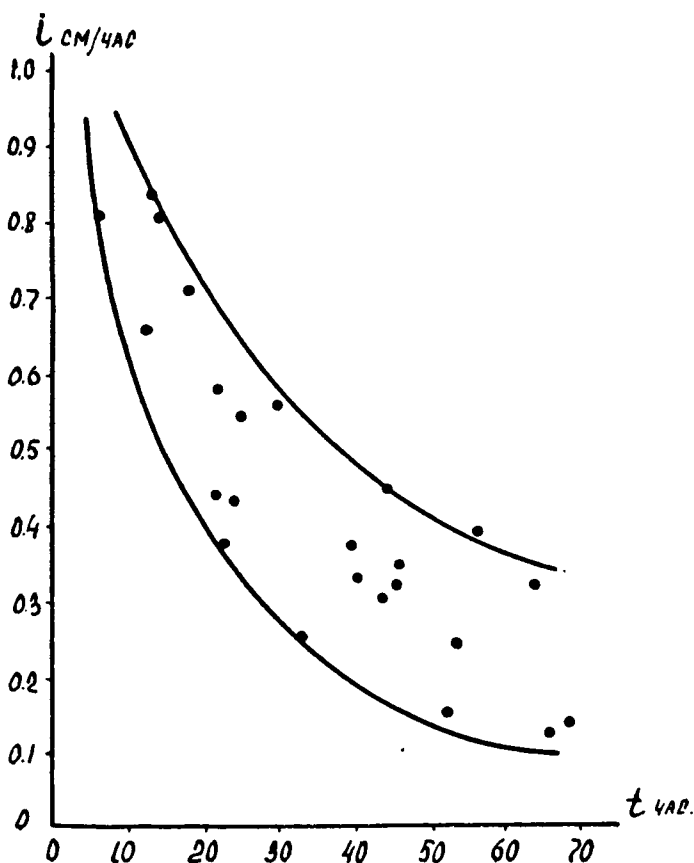


Рис. 4. График связи интенсивности оседания свежесыпавшего снега i со временем t от начала снегопада до момента схода лавин для бассейна р. Мульты (зима 1971/72 г.)

ложить график связи интенсивности оседания свежесыпавшего снега со временем от начала явления до момента схода лавин (рис. 4). Интенсивность оседания определялась по «плавающим» рейкам, установленным на стационарной площадке. Время схода лавин определялось с точностью от 1 до 2 часов. Следует отметить, что данные графики учитывают в основном количество отлагавшегося снега. Лавинообразование же может наступить в зависимости от количества и свойств отлагающегося снега в лавиносборах и крутизны лавиносборов. В приведенных графиках это влияние может учитываться только косвенно с учетом длительного ряда наблюдений.

Для бассейна р. Мульты наибольшее количество снега от

снегопадов скапливается на склонах западной и восточной экспозиций, поэтому они являются наиболее лавиноопасными. С этих склонов сходит примерно в три раза больше лавин, чем со склонов остальных экспозиций. За период наблюдений лавины свежевывавшего снега в бассейне р. Мульты составили 85%, от числа всех сошедших лавин в зиму 1971/72 г. Наибольшее количество лавин отмечалось в декабре, январе, марте и апреле. В декабре и январе сход лавин наблюдался в дни со снегопадами при отрицательных температурах, в марте — при температурах, близких к нулю и при положительных, в апреле — при положительных температурах. Объемы лавин свежевывавшего снега колебались в больших пределах, от 10—20 до 4000—5000 м³. Общая продолжительность лавиноопасного периода составила 70 дней.

Как показали наблюдения над лавинами и изучение метеорологической обстановки в дни схода лавин, лавинообразующими факторами для бассейна р. Мульты являются: — снегопады суммой более 20 мм; — снегопады суммой более 5 мм, образующие слой свежевывавшего снега мощностью более 5 см; — оседание снега; — уменьшение относительной влажности воздуха; — изменение температуры воздуха в ту или другую сторону в период снегопадов на 3—5°.

Следует отметить, что температурный режим зимнего периода в бассейне р. Мульты не отличается стабильностью. Максимальные температуры воздуха могут повышаться до 5° (декабрь). Для всего зимнего периода характерна большая амплитуда (25—30°) колебаний температуры воздуха. Повышенная влажность воздуха по сравнению с Центральным Алтаем обусловлена, как уже отмечалось, окраинным положением Западной части Катунского хребта. Таковы в общих чертах метеорологические условия зимнего периода.

В связи с климатическими особенностями района исследований можно предположить, что периоды наибольшей и наименьшей лавинной опасности свежевывавшего снега могут подвергаться периодическим колебаниям из года в год, в зависимости от конкретных метеорологических условий [5]. Поэтому при оценке степени лавинной опасности в бассейне р. Мульты следует опираться на данные метеорологических наблюдений, связывая их со сходом лавин. Это позволило бы в дальнейшем распространить методы оценки лавинной опасности на другие горные районы Алтая.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аккуратов В. Н. Прогноз наступления лавинной опасности по величинам метелевого переноса и температурного сжатия снега. Сб. «Вопросы использования снега и борьба со снежными заносами и лавинами» М., Изд-во АН СССР, 1956.
2. Душкин М. А., Петкевич М. В., Ревякин В. С. Лавины Центрального Алтая. Тезисы IV Всесоюзного гляц. симпозиума, 1968.

3. Кравцова В. И. Лавины Алтая. Особенности морфологии и режима. В сб.: «Изучение и преобразование природы Сибири и Дальнего Востока в связи с ее перспективным освоением». Иркутск, 1969.

4. Москалев Ю. Д. О формах обрушения и движения лавин. Труды САРШГМИ, вып. 63(78). Л., 1972.

5. Ревякин В. С., Петкевич М. В. Факторы лавинообразования в Центральном Алтае. Доклады Томского отдела географ. общ-ва СССР, вып. 1. Л., 1970.

В. П. ТЫРЫШКАНОВ

МОРФОЛОГИЯ СНЕЖНИКОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ КАТУНСКОГО ХРЕБТА

Западная часть Катунского хребта находится в условиях повышенного увлажнения (1800—2500 мм в год на высотах 2500—2600 м) и характеризуется разнообразием благоприятных форм рельефа для снегонакопления. Обширные плоскости выравнивания, днища многочисленных каровых образований широко сочетаются с сильной расчлененностью рельефа, представленного уступами каровых долин, ложбинами, нишами, расщелинами и глубокими выемками на склонах горных отрогов. Вследствие этого ландшафты высокогорья исследуемого района в период схода сезонного снега характеризуются хорошо выраженной «пестротой» склонов.

Снижение высот альпийского пояса в западной части Катунского хребта приводит к общему сокращению размеров каровых ледников, составляющих основу его оледенения (площадь ледников 41,3 км²), с одновременным увеличением территории, занятой снежниками. Последние, как и ледники, сосредоточены у осевых линий горных отрогов, в зоне повышенной снежности.

В генетическом отношении преобладают навейные снежники, приуроченные к верхним частям горных склонов. По мере снижения к днищам долин в формировании снежников возрастает роль гравитационного сноса. Перераспределение снега по высоте лавинами обуславливает существование снежников на уровнях значительно ниже ледников (на 600 м по вертикали). В целом же действие лавин ограничено в силу широко развитой ступенчатости рельефа, служащей своеобразным регулятором лавинного сброса.

Высокая степень развития склонов под влиянием рельефообразующих факторов обусловила большое разнообразие морфологических разновидностей снежников.

1. Снежники плоских водоразделов занимают сохранившиеся участки древних поверхностей выравнивания. Для них характерны большие абсолютные высоты размещения, где возможно выпадение твердых осадков в течение вс-

го года. Генетически представляют ветровые скопления снега, отложенного в понижениях рельефа.

Слабая степень затененности и интенсивное испарение под действием ветров не позволяют значительному скоплению перелетывающего снега, мощность которого не превышает 1—1,5 м. Снежникам данного типа принадлежит роль консервации поверхностей, на которых они формируются, и аккумуляции нивального мелкозема ($2\text{—}3\text{ г/м}^2$), сносимого с обнаженных участков горных отрогов. Вытаявшие обломки горных пород на щебнистых склонах, скрытых под снегом, имеют свежий вид, лишены трещин и лишайников. Кроме того, нивелируя шероховатую поверхность плоских водоразделов, снежники усиливают фактор деятельного сноса снега в нижележащие кары.

2. Снежники гребней, бровок плато, надувы залегают близ осевых линий водоразделов, а также по краям плато, уступов, обрывов, фиксируя своим положением господствующее (юго-западное) направление ветров. Наиболее распространены среди них являются снежные карнизы, обрушение которых способствует переносу влаги к подножию склонов.

Интересной формой навесных снежников являются надувы, занимающие полые формы рельефа горных вершин на их подветренных склонах. Подобные снежники нередко находятся на грани перехода в ледник. Устойчивость их определяется емкостью формы рельефа и характером снежности зимы. В случае многократной повторности многоснежных зим они могут перейти в ледник. Но поскольку многоснежные зимы — явление периодическое, то скопления снега и фирна часто исчезают на половине пути своего развития в ледник, являясь в то же время потенциальной формой усиления ледникового фона. Эволюция снежников подобного типа способствует интенсификации процессов разрушения отрицательных форм рельефа, развитию нагорных террас.

3. Снежникам ледников свойственно самое непосредственное участие в оледенении. Выделены следующие виды: снежники береговых понижений, у концов ледников, снежники слияния ледниковых потоков, снежные мосты и снежники ледникового рельефа.

Малые ледники обнаруживают тесную связь со снежниками. Особую роль в данном случае играют концевые снежники, образующие своеобразную динамическую систему «ледник — снежник», способную противостоять изменению климатических условий. В отдельных случаях даже возможно приращение ледяных полей к нижней части ледника. Причем этот эффект усиливается при малых уклонах ледникового языка, когда наблюдается упор ледника в скальный или моренный выступ.

В период интенсивного схода снежного покрова снежники данного вида, насыщаясь талыми водами ледников, являются аккумуляторами этой влаги и способствуют более равномерному ее стеканию.

Наличие же мощных скоплений снега (до 5—6 м) под крутыми участками ледниковых ступеней задерживает начало таяния ледниковой поверхности на 3—4 недели. В целом снежники, залегающие на поверхности ледников, каждый по-своему принимают участие в питании ледника, способствуя приросту его массы и замедленному таянию.

4 Снежники моренного рельефа представляют забойные образования, достигающие мощности 3—4 м. Занимают понижения в отложенных ледниками моренных продуктах, куда сметается снег с выпуклых участков, подверженных наиболее интенсивному воздействию ветров.

Морены, как правило, имеют рыхлое отложение с высокой фильтрационной способностью и обеспечивают просачивание влаги от таяния снежников в форме зарегулированного грунтового стока в приледниковой зоне.

5. Снежники эрозионно - тектонического рельефа подразделяются на: а) снежники структурных склонов и б) снежники эрозионных ложбин.

В геоморфологическом отношении снежники структурных склонов развиваются на ступенях, образованных процессами снежной нивации, отчетливо маркируя элементы залегания пород, легко поддающихся разрушению.

Снежники эрозионных ложбин формируются во врезх коренных пород и аккумулятивных форм рельефа. Занимают ложбины, ниши, расщелины и другие благоприятные места для скопления снега. Ложбины чаще всего соответствуют руслам временных водотоков основными путями схода лавин. Имеют большую вертикальную протяженность, порядка 150—200 м. Нередко ветвятся в соответствии со структурным разрушением горных пород.

Снежники эрозионного рельефа представляют самый распространенный и активный в преобразовании рельефа тип снежников, в процессах углубления тектонических трещин и выполаживания поперечных профилей ложбин.

6. Снежники лавинных конусов обнаруживаются у подножия склонов, на уступах каровых долин. Наиболее крупные расположены на днище основных долин, достигая в объеме 70—90 тыс. м³. Крупные снежники этого типа единичны, как и перелетывающие долинные снежники. Лавинные снежники отличаются повышенной плотностью, до 0,7 г/см³, и сильно загрязнены.

Эрозионные врезы, служащие местом схода лавин, в теплое время года используются селевыми потоками, возникающими в период интенсивных дождей. Отмечены случаи, когда

снежные конусы оказываются полностью погребенными толстым панцирем обломочного материала. Защитные свойства каменного «плаща» сказываются на скорости таяния снега, оказывая существенное влияние на гидрологический режим рек. Это явление наиболее ярко выражено в истоках реки Собачьей (Быстрой), где активизирована селевая деятельность.

7. Каровые снежники представляют собой сложные комплексы снежников, развивающихся на днищах каровых образований, некогда занятых ледниками.

Накопление снега в карах столь велико (5—8 м), что отмечается нарушение связи стока с осадками (до 18—30%). Отсюда необходимость более тщательного изучения осадков, аккумулярованных в снежниках каров, и участия их в питании рек.

Все карообразные формы рассматриваемой части хребта отличаются необычной свежестью и четкостью их элементов, что подчеркивает интенсивность развития нивальных процессов. Асимметричность в накоплении переотложенного ветром снега приводит к неравномерности распределения каров относительно водоразделов, сосредоточенных у северных и северо-восточных склонов, где отмечается 68,7% каров, что на 12,7% превышает показатели в целом по Алтаю (Ревякин, 1970).

Длительность сохранения снега обеспечивается высокой степенью затененности крутых (часто до 60—70°) и высоких стенок каровых образований (глубина вреза колеблется от 150 до 400 м). Из 267 каров ЗКЦ 82,7% в течение круглого года заняты снегом и лишь 17,3% пустуют. Накопление снега осуществляется лавинами и путем метелевой аккумуляции под воздействием ветров западного направления.

Снежникам каров характерно сложное взаимодействие нескольких типов снежников, возникающих на днище и стенках каров, а также на прилегающих к ним плоских водоразделах. Единый комплекс выражен в начале лета, в последующем он разрушается. Образование нижних как навешенных, так и лавинных снежников идет за счет снега, отложенного в снежниках верхнего яруса (карнизов, снежных полей). Такое сочетание снежников усиливает характер и площадь эрозионной деятельности, обеспечивает активную транспортировку скальных обломков, образующихся при разрушении и углублении стенок каров.

Все случаи формирования снежников прослеживаются на зеркале каровых озер, последние сказываются на их режиме, замедляя вскрытие на 3—4 недели.

Гидрологическая роль снежников Алтая показана рядом исследователей (Башлаков, 1958; Иванов, 1967), доказавших, что они, «подобно ледникам служат аккумуляторами влаги и источниками питания рек». Следует только заметить, что сравнение доли снежников в стоке рек с районами, где имеют-

ся крупные долинные ледники (например, г. Белуха), по отношению к западной части Катунского хребта показывает существенное увеличение ее на периферии. Так, в бассейне р. Мульты (данные 1969—1972 гг.) доля ледниковых вод составляет всего 5—10%, против 60—70% талых вод снегового происхождения. Чем многоснежнее зима, тем большее количество воды в питании рек падает на снежники, поскольку в условиях повышенной снежности (как в зимний сезон 1970/71 г.) часть каровых ледников вообще не обнажается от снега за весь период абляции.

Многообразие видов снежников, сведенных в вышеперечисленные типы, подчеркивает важность их всестороннего изучения на широкой географической основе. Это, в свою очередь, поможет более правильно оценить характер и изменчивость ледникового климата гор.

ЛИТЕРАТУРА

Б а ш л а к о в Я. К. Участие снежников в формировании стока рек ледников Алтая. Ученые зап. Бийского пединститута, вып. 3, Бийск, 1958.

И в а н о в И. Н. Об абляции снежников и их роли в питании р. Актру в горах Биш-Ирду. Гляциология Алтая, вып. 5. Томск, 1967.

Р е в я к и н В. С. Отступление малых ледников Западно-Катунского ледникового центра. Докл. Томского отдела ГО СССР, вып. 1, Л., 1970

Ж. В. РЫБАКОВА

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БЕЗДОЖДНЫХ ПЕРИОДОВ АЛТАЙСКОГО КРАЯ

Освоение Алтайского края, являющегося сельскохозяйственным районом нашей страны, имеет общесоюзное значение. В связи с этим для целей сельского хозяйства и строительной климатологии необходимы знания о структурных особенностях бездождных периодов и периодов с небольшими дождями. Если для целей строительной климатологии важно наличие данных по продолжительности бездождных периодов как в их «чистом» виде, так и по продолжительности периодов, имеющих суточные суммы осадков: 0,1 мм и 0,5 мм, то для нужд сельского хозяйства необходимо знание структуры периодов с суточными суммами осадков 5 мм, так как согласно [1] осадки 5 мм не достигают корневой системы растений.

Исследованием структурных особенностей бездождных периодов интенсивно занимаются как за рубежом [7—9], так и в нашей стране. В частности, в работах [3, 5, 6] освещены основные характеристики бездождных периодов над Украиной и югом ЕТС. А. Н. Лебедевым [4] на основании 19 метеорологических станций, расположенных в различных физико-географических условиях, получены данные по продолжительности сухих бездождных периодов и периодов с различными суточными суммами осадков. Однако эти работы не осветили особенностей и закономерностей распределения бездождных периодов в Алтайском крае.

Задачей настоящей работы является исследование климато-статистических характеристик бездождий: анализ распределения продолжительности и повторяемости сухих бездождных периодов и периодов с суточными суммами осадков 0,1; 0,5 и 5 мм, получение вероятности наступления бездождного дня.

За бездождные принимались периоды продолжительностью 3 и более дней, в течение которых осадки либо вовсе не выпадали (сухие бездождные периоды), либо они выпадали, но их суточные суммы не превышали 0,1; 0,5 и 5 мм.

Исследование произведено для теплого полугодия (апрель — октябрь) за пятилетний период (1964—1968 гг.). Для исследования были выбраны 19 метеорологических станций, которые довольно равномерно освещают территорию Алтайского края.

Всего исследовано 1450 сухих бездождных периодов, 1750 бездождных периодов с суточной суммой осадков 0,1 мм, 1844 бездождных периодов с суточной суммой осадков 0,5 мм и 1199 бездождных периодов с суточной суммой осадков 5 мм.

Сухие бездождные периоды. Анализ материала позволил показать, что над Алтайским краем за пятилетие наблюдалось 75—89 бездождных периодов. В среднем на станциях отмечается по 15—18 бездождей в год (табл. 1).

Анализ хода повторяемости бездождей по месяцам теплого полугодия показал, что наибольшее значение рассматриваемой величины отмечается весной и осенью. Такое распре-

Т а б л и ц а 1

Средняя повторяемость сухих бездождей за год и средняя продолжительность сухого бездождного периода

Станция	Ребриха	Хабары	Волчиха	Барнаул
Средняя повторяемость	17,2	17,8	16,2	17,2
Ср. продолжительность	6,1	5,3	6,4	5,0
Станция	Сорокино	Славгород	Алейск	Бийск
Ср. повторяемость	15,0	16,8	16,2	15,6
Ср. продолжительность	4,9	6,5	5,6	5,0
Станция	Тогул	Солонешное	Г.-Алтайск	Бертек
Ср. повторяемость	15,6	15,0	16,2	17,4
Ср. продолжительность	5,2	5,2	5,1	5,1
Станция	Турочак	Онгудай	У.-Кан	К.-Тюрк
Ср. повторяемость	15,8	16,2	17,4	16,0
Ср. продолжительность	5,0	5,2	5,0	4,3
Станция	У.-Улаган	К.-Агач		
Ср. повторяемость	15,0	16,4		
Ср. продолжительность	4,6	6,1		

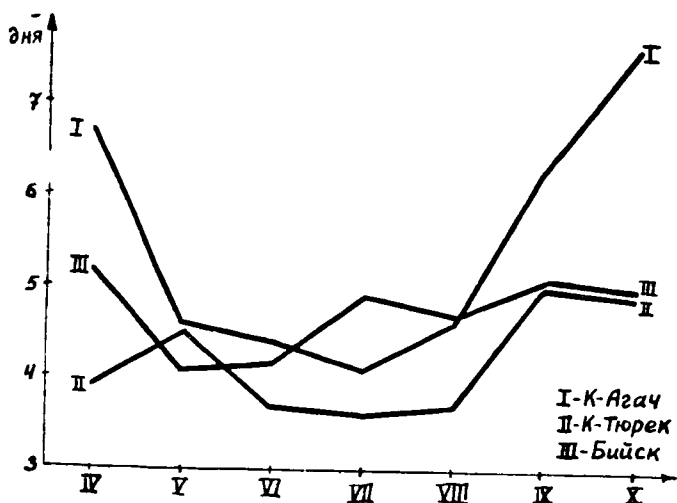


Рис. 1. Ход средней продолжительности сухих бездождных периодов по месяцам теплого полугодия

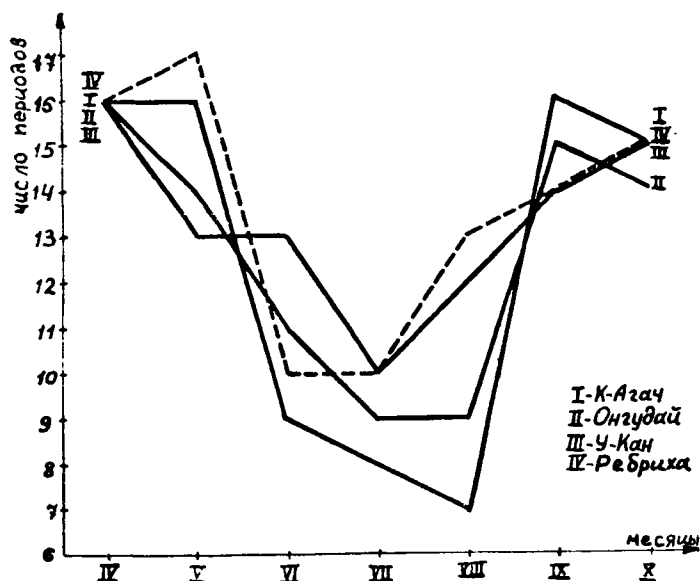


Рис. 2. Ход повторяемости сухих бездождных периодов по месяцам теплого полугодия

ление повторяемости сухих бездождных периодов, по-видимо-
му, связано с влиянием сибирского антициклона, который в
периоды разрушения (апрель) и формирования (сентябрь-ок-
тябрь) довольно часто определяет погоду [2] над исследуе-

мым районом. Из рис. 2, изображающего ход повторяемости бездождных периодов по месяцам теплого полугодия для некоторых станций Алтайского края, видно, что на станции Ребриха максимальное значение исследуемой величины составляет 17 бездождий за пятилетие (май), а на станциях Онгудай и Усть-Кан наибольшая повторяемость бездождных периодов составляет 16 бездождий за пятилетие (апрель). Вторичный максимум повторяемости сухих бездождных периодов на станциях Кош-Агач и Онгудай приходится на сентябрь, а на станциях Ребриха и Усть-Кан — на октябрь. Минимальное значение исследуемой величины на большинстве станций Алтайского края отмечается в июне-июле.

Особого внимания заслуживает вопрос о продолжительности бездождных периодов. Исследование показало, что средняя за теплое полугодие продолжительность сухих бездождных периодов на территории Алтайского края распределяется следующим образом: на большей части территории Алтая сухие бездождья имеют среднюю продолжительность 4,9—5,2 дня (табл. 1). На фоне такого однородного распределения по станциям средней продолжительности бездождных периодов западные станции Алтайского края имеют несколько более высокую величину: на станции Ребриха — 6,1 дня, на станции Славгород — 6,5 дня, Волчиха — 6,4 дня, Алейск — 5,6 дня. Отличается от общего распределения и станция Кош-Агач, расположенная в юго-восточной части Горного Алтая. Здесь средняя продолжительность бездождных периодов составляет 6,1 дня. Представляет интерес сравнить станции, расположенные в различных климатических и орографических условиях, в частности станции Кош-Агач и Кара-Тюрек, по величине средней продолжительности сухих бездождий. Если в Кош-Агаче отмечается высокое значение рассматриваемой величины, то в Кара-Тюреке, расположенном на высоте 2600 м над уровнем моря, самое низкое из всех наблюдаемых значений средней продолжительности бездождий на территории Алтайского края 4,3 дня.

Из рис. 1, изображающего ходы средней продолжительности бездождных периодов по месяцам теплого полугодия, для станций Кош-Агач, Кара-Тюрек, Бийск видно, что наиболее продолжительные бездождья отмечаются в весенне-осенний сезон.

Анализ каждого случая бездождного периода позволил установить, что на всех станциях Алтайского края преобладают сухие бездождья длительностью 4—10 дней, что составило 56—69% от общего числа случаев. Периоды продолжительностью 3 дня часты и составляют 24—28%, для станций Славгород, Волчиха, Ребриха, Алейск, Усть-Кан, Онгудай, Кош-Агач; на остальных станциях периоды продолжительностью 3 дня встречаются чаще — 31—41% от общего числа случаев.

Длительные сухие бездождья (11—30 дней) над большей частью территории Алтайа довольно редки и составляют 1—5%. На западных станциях Алтайского края сухие бездождья отмечаются чаще. Так, в Солонешном бездождные периоды длительностью 11—30 дней составляют 7,5%, в Ребрихе — 10,5%, Славгороде — 10,7%, в Волчихе — 1,6%. Часты длительные периоды бездождей и на станции Кош-Агач, где величина их составила 12,2%.

Для каждой стадии выделены наиболее продолжительные сухие бездождные периоды за пятилетие (табл. 2). На станциях Ребриха, Волчиха, Славгород самые длительные периоды достигали 23—24 дня. На станции Кара-Тюрек эти периоды не превышали 11 дней, на остальных станциях периоды с максимальной продолжительностью охватывали 12—16 дней. Таким образом, распределение величин средней продолжительности сухих бездождей хорошо согласуется с распределением сухих бездождных периодов максимальной продолжительности (табл. 1 и 2).

Таблица 2

Периоды с максимальной продолжительностью

Станция	Сухие бездождные периоды	Бездождные периоды с суточной суммой осадков, мм		
		0.1	0.5	5
Ребриха	23	24	29	62
Волчиха	24	31	31	87
Хабары	14	25	25	91
Барнаул	14	17	18	52
Славгород	24	24	31	108
Рубцовск	16	21	25	69
Сорокино	12	15	17	68
Алейск	14	17	17	70
Бийск	14	17	17	52
Тогул	13	17	17	49
Солонешное	15	16	16	52
Г-Алтайск	12	16	19	41
Турочак	12	16	16	42
У-Кан	13	13	14	56
Онгудай	13	14	20	48
У-Улаган	16	17	17	67
К-Тюрек	11	13	13	39
К-Агач	17	35	55	105
Бертек	14	17	27	92

Представляет большой интерес исследовать сухие бездождья, охватывающие всю территорию Алтайского края или значительную ее часть. Анализ материала показал, что такие бездождья отмечаются каждый год, причем наиболее часто они встречаются весной и осенью. Так, в 1965 году сухой бездождный период начался с 1 апреля на станциях Ребриха,

Барнаул, Славгород, Сорокино, Алейск, Кош-Агач и Бертек (на остальных станциях этот период начался со 2 апреля) и окончился 8 апреля. Данный сухой бездождный период охватил всю территорию Алтайского края. Исследование синоптических условий, проведенное по срочным синоптическим картам, позволило установить, что в период с 1 по 8 апреля рассматриваемая территория находилась под влиянием мощного антициклона (рис. 3).

Рассчитанная вероятность появления бездождного дня хорошо согласуется с распределением величин средней и максимальной продолжительности сухих бездождных периодов

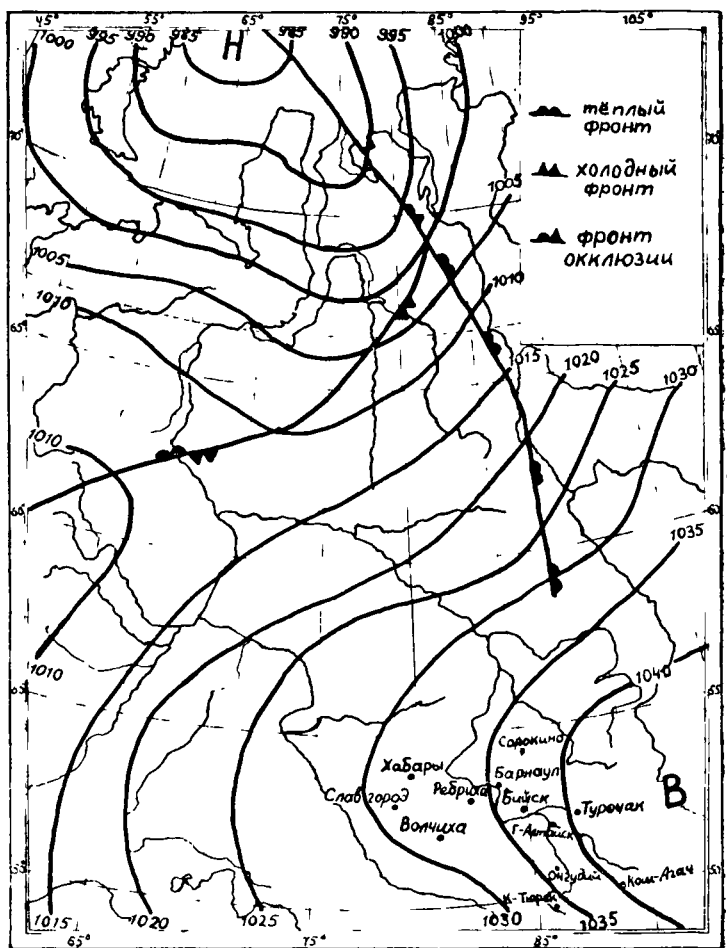


Рис. 3. Погода над Западной Сибирью 2 апреля 1965 г. (3 часа московского времени)

(см. табл. 1, 2, 4). Так, наибольшая вероятность наступления такого дня оказалась на западных станциях Алтая (51,1% — в Славгороде, 48,7% — в Ребрихе, 48,6% — в Волчихе, 42,0% — в Алейске) и на станции Кош-Агач; на остальных станциях Алтайского края вероятность наступления бездождного дня составляет 32—41%, причем самое низкое значение рассматриваемой величины (32,1%) отмечается на станции Кара-Тюрек.

Бездождные периоды с суточной суммой осадков $\leq 0,1$ мм

Исследование показало, что за теплое полугодие в течение рассматриваемого пятилетия над Алтаем наблюдалось 88—100 бездождных периодов, что составляет в среднем 17—20 бездождных в год (табл. 3).

Таблица 3

**Повторяемость бездождных периодов за теплое полугодие
и средняя продолжительность бездождных периодов
с различной суточной суммой осадков**

Станция	0,1 мм		0,5 мм		5 мм	
	повторяемость	продолжительность	повторяемость	продолжительность	повторяемость	продолжительность
Ребриха	19,2	6,6	19,6	7,4	11,8	16,7
Хабары	18,6	7,3	18,2	8,2	10,8	18,6
Волчиха	17,4	7,8	18,2	8,4	8,8	22,8
Рубцовск	18,8	6,9	19,4	7,8	11,0	18,1
Барнаул	20,0	6,0	21,2	6,5	11,6	16,8
Славгород	18,2	7,3	18,8	8,3	8,0	25,2
Сорокино	18,6	5,9	20,6	6,2	11,8	16,5
Алейск	11,2	6,3	19,8	7,0	13,2	14,7
Бийск	19,6	5,7	20,4	6,2	16,0	11,8
Тогул	17,6	5,9	19,8	6,2	15,0	12,3
Содовенное	18,2	5,6	20,8	5,8	16,2	11,3
Г-Алтайск	18,8	5,6	19,4	6,4	16,6	11,1
Турочак	18,0	5,2	19,6	5,6	19,0	9,0
№-Кан	20,2	5,5	22,2	5,8	12,4	15,5
Онгудай	19,4	5,6	20,4	6,1	15,4	12,0
М-Улаган	18,0	6,0	21,0	6,3	10,2	19,3
К-Тюрек	17,6	4,5	18,4	5,1	19,2	9,3
К-Агач	17,6	8,5	16,0	10,1	5,4	38,6
Бертек	18,6	6,5	19,2	7,5	9,4	21,6

Анализ хода повторяемости бездождных периодов по месяцам теплового полугодия показал, что наибольшее значение исследуемой величины отмечается весной и осенью.

Средняя за теплое полугодие продолжительность бездождного периода распределяется следующим образом: на большей части территории Алтая средняя продолжительность бездождья составляет 5,2—6,0 дня (табл. 3). На этом фоне за-

Таблица 4

**Вероятность появления
сухого бездождного дня**

Ребриха	Хабары	Волчиха	Барнаул
48,7%	43,8%	48,6%	40,4%
Славгород	Сорокино	Алейск	Бийск
51,1%	34,2%	42,0%	36,6%
Тогул	Солонешн.	Г-Алтайск	Турочак
38,2%	36,2%	38,7%	36,6%
Онгудай	У-Улаган	К-Тюрек	К-Агач
39,2%	32,2%	32,1%	46,8%
Бертек	У-Кан		
41,2%	40,6%		

падные станции Алтайского края имеют несколько более высокую величину средней продолжительности: в Алейске — 6,3 дня, в Ребрихе — 6,6 дня, в Рубцовске — 6,9 дня, в Хабарях и Славгороде — 7,3 дня, в Волчихе — 7,8 дня. Отличаются от общего распределения и станции Кош-Агач и Бертек, где средняя продолжительность бездождий составляет 8,5 и 6,5 дней соответственно. Самое низкое значение средней продолжительности бездождного периода наблюдается на станции Кара-Тюрек — 4,5 дня.

Исследование показало, что на всей территории Алтайского края преобладают бездождные периоды длительностью 4—10 дней (55—74%). Периоды длительностью 3 дня составляют 15—35%. Бездождные периоды длительностью 11—20 дней наблюдаются довольно редко и составляют 4,5—19% от общего числа случаев, а бездождья продолжительностью 21—30 дней отмечаются лишь на некоторых станциях Алтайского края: в Рубцовске (1%), Ребрихе (2%), Славгороде (3%), Хабарях (4%), Волчихе (5%) и Кош-Агаче (4,6%). На станциях Волчиха и Кош-Агач за пятилетие отмечалось по одному бездождному периоду длительностью более 30 дней, что составило 1% от общего числа случаев как для одной, так и для другой станции.

На большей части территории Алтайского края самые продолжительные бездождные периоды охватывали 13—18 дней (табл. 2). На западных станциях периоды с максимальной продолжительностью достигали: в Ребрихе, Славгороде и Ха-

барах — 24—25 дней, в Рубцовске — 21 день, в Волчихе — 31 день. На станции Кош-Агач отмечался бездождный период длительностью 35 дней.

Рассчитанная вероятность наступления бездождного дня хорошо согласуется с распределением средней и максимальной продолжительности бездождных периодов. Так, наибольшая вероятность наступления бездождного дня наблюдалась на западных станциях Алтайского края: в Волчихе — 63,7%, в Хабарях — 63,5%, в Славгороде — 62,1%, в Ребрихе — 58,9%, в Рубцовске — 60,5%, в Алейске — 56,6%, в Барнауле — 56,2%. На большинстве станций Алтайского края вероятность наступления бездождного дня составляет 44—51%. Отличаются от общего распределения и станции Кош-Агач, Бертек и Кара-Тюрек. На станциях Кош-Агач и Бертек отмечаются довольно высокие значения исследуемой величины по сравнению с окружающими станциями (70,3% и 56,3% соответственно), а на станции Кара-Тюрек наблюдается самое низкое значение вероятности наступления бездождного дня и составляет 37,1% от общего числа случаев.

Бездождные периоды с суточной суммой осадков $\leq 0,5$ мм

Анализ материала позволил показать, что за теплое полугодие в течение пятилетия над Алтайским краем наблюдалось 88—111 бездождных периодов. В среднем на станциях отмечалось по 16—22 бездождия в год (табл. 3).

Анализ хода повторяемости бездождных периодов по месяцам теплого полугодия показал, что наибольшее значение рассматриваемой величины отмечается в конце весны — начале лета и в конце лета — начале осени.

Средняя за теплое полугодие продолжительность бездождного периода распределяется следующим образом: на большей части территории Алтайского края средняя продолжительность периода составляет 5,6—6,5 дня (табл. 3). На западных станциях Алтайского края средняя продолжительность бездождей имеет более высокое значение и составляет: в Волчихе — 8,4 дня, в Славгороде — 8,3 дня, в Хабарях — 8,2 дня, в Рубцовске — 7,8 дня, в Ребрихе — 7,4 дня, в Алейске — 7,0 дня. Отличаются от общего распределения и станции Кош-Агач, Бертек и Кара-Тюрек. В Кош-Агаче и Бертеке средняя продолжительность бездождных периодов достигает 10,1 и 7,5 дня соответственно. На станции Кара-Тюрек отмечается самое низкое значение рассматриваемой величины — 5,1 дня.

Лебедев А. Н. [4] на примере трех станций, расположенных в различных физико-географических условиях (Рига, Свердловск, Оренбург), показал, что между средней продол-

жительностью бездождных периодов при суточных суммах осадков $\leq 0,1$ мм и средней продолжительностью бездождных периодов при суточных суммах осадков $\leq 0,5$ мм и ≤ 5 мм существует тесная зависимость, выражаемая коэффициентом K . K есть отношение средней продолжительности бездождных периодов при осадках $\leq 0,1$ мм к средней продолжительности бездождных периодов при осадках $\leq 0,5$ мм и ≤ 5 мм. В среднем $K \left(\frac{0,1}{0,5} \right)$ равен 0,84. Автор считает, что следует пользоваться коэффициентом для расчета продолжительности бездождных периодов с суточными суммами осадков $\leq 0,5$ мм и ≤ 5 мм по продолжительности бездождных периодов с суточными суммами осадков $\leq 0,1$ мм.

Результаты исследования показали, что коэффициент $K \left(\frac{0,1}{0,5} \right)$ для большинства станций Алтайского края несколько больше, чем коэффициенты $K \left(\frac{0,1}{0,5} \right)$, рассчитанные Лебедевым. Так, коэффициент $K \left(\frac{0,1}{0,5} \right)$ для станций Горно-Алтайск, Рубцовск, Славгород, Кара-Тюрек, Хабары, Алейск составляет 0,88—0,90; для станций Онгудай, Турочак, Бийск, Барнаул, Волчиха, Тогул, Сорокино, Усть-Кан, Усть-Улаган коэффициент $K \left(\frac{0,1}{0,5} \right)$ имеет несколько большее значение и составляет 0,92—0,96. Для станций Кош-Агач, Бертек, Ребриха коэффициенты $K \left(\frac{0,1}{0,5} \right)$ хорошо согласуются с коэффициентами, рассчитанными Лебедевым, и составляют 0,84; 0,87 и 0,85 соответственно.

Анализ материала показал, что на всей территории Алтайского края преобладают бездождные периоды длительностью 4—10 дней (53—75%). Периоды длительностью 3 дня наблюдаются довольно часто и составляют 22—28%. На станциях Алейск, Хабары, Волчиха, Рубцовск, Барнаул, Славгород, Онгудай, Кош-Агач, Бертек периоды длительностью 3 дня встречаются гораздо реже и составляют 10—17%. Периоды длительностью 11—20 дней составляют 5,4—22%, а бездождные периоды длительностью 21—30 дней отмечаются лишь на семи станциях Алтайского края — в Волчихе (6,6%), Хабары (5,5%), Славгороде (5,3%), Ребрихе (4,1%), Рубцовске (2,1%), Кош-Агаче (5,0%) и Бертеке (2,1%). На трех станциях — Волчихе, Славгороде и Кош-Агаче — наблюдались периоды длительностью более 30 дней. Они составили 1% от общего числа случаев в Волчихе и Славгороде и 5% — в Кош-Агаче.

Рассчитанная вероятность наступления бездождного дня на большинстве станций Алтайского края составляет 52—60% (табл. 2). Несколько большее значение исследуемой величины

отмечается на западных станциях Алтайского края. Так, в Барнауле и Алейске вероятность наступления бездождного дня составляет 64,2 и 65,3% соответственно. На станциях Ребриха, Хабары, Рубцовск, Волчиха и Славгород вероятность наступления бездождного дня достигает 68—73%. Отличаются от общего распределения и юго-восточные станции Горного Алтая. Так, на станциях Усть-Улаган, Бертек и Кош-Агач исследуемая величина составляет 62,0, 67,6 и 80,3%, соответственно. Самое низкое из наблюдаемых значение отмечается на станции Кара-Тюрек, где вероятность наступления бездождного дня составляет 44,1%.

Бездождные периоды с суточной суммой осадков 5 мм

Исследование показало, что за теплое полугодие в течение рассматриваемого пятилетия над Алтаем наблюдалось 27—96 бездождных периодов, что в среднем составляет 5,4—19,2 бездождей по станциям (табл. 3).

Анализ хода повторяемости бездождных периодов по месяцам теплого полугодия позволил показать, что наибольшее значение рассматриваемой величины отмечается в летние месяцы. В весенне-осенний период повторяемость бездождей мала за счет высокого значения их продолжительности в переходные сезоны. Так, в Кош-Агаче бездождные периоды с суточной суммой осадков 5 мм охватывали полностью каждый апрель рассматриваемого пятилетия.

Средняя за теплое полугодие продолжительность бездождного периода распределялась по территории Алтайского края следующим образом: на большей части рассматриваемой территории бездождья имеют среднюю продолжительность 11—17 дней (табл. 3). На западных станциях Алтая средняя продолжительность бездождных периодов имеет более высокие значения: в Рубцовске — 19,1 дня, Хабары — 18,6 дня, Волчихе — 22,8 дня, Славгороде — 25,2 дня (табл. 3). Высокие значения исследуемой величины отмечаются и на станциях Усть-Улаган, Бертек, Кош-Агач. Здесь средняя продолжительность бездождных периодов составляет 19,3 дня, 21,6 дня и 38,6 дня соответственно. На станциях Турочак и Кара-Тюрек наблюдаются очень низкие значения продолжительности бездождей по сравнению с окружающими станциями и составляют 9,0 и 9,3 дня соответственно.

Исследование повторяемости бездождных периодов различной продолжительности показало, что на большинстве станций Алтайского края преобладают бездождные периоды длительностью 4—10 дней. На станциях Ребриха, Волчиха, Хабары, Славгород, Рубцовск, Барнаул, Сорокино, Усть-Улаган, Бертек периоды длительностью 4—10 дней составляют

22—40% На станции Кош-Агач периоды с этой продолжительностью составляют всего 14,8%. На остальных станциях бездождя с продолжительностью 4—10 дней встречались значительно чаще и составили 44—65%. Периоды длительностью 11—20 дней составляют 18—39% для всей рассматриваемой территории, периоды 21—30 дней для станций Турочак, Горно-Алтайск, Солонешное, Онгудай, Усть-Улаган, Кара-Тюрек, Бийск, Сорокино составили 2—9%, а для остальных станций — 11—23%. Бездождные периоды 21—50 и 51—60 дней отмечались не на всех станциях Алтайского края, а периоды продолжительностью 61—70 дней встречались лишь на станциях Ребриха, Волчиха, Сорокино, Алейск, Рубцовск, Усть-Улаган, Бертек, Кош-Агач и составили 1—7% от общего числа случаев. На пяти станциях Алтая отмечались бездождные периоды длительностью более 80 дней: в Хабарях — 1,8, Волчихе — 2,3%, Славгороде — 5,0%. Бертеке — 2%, Кош-Агаче — 7,4%.

Рекордными оказались самые продолжительные бездождные периоды в Волчихе (87 дней), Хабарях (91 день), Алейске (70 дней), Славгороде (108 дней), Рубцовске (69 дней), Бертеке (92 дня) и Кош-Агаче (105 дней). На остальных станциях бездождные периоды с максимальной продолжительностью охватывали 39—52 дня (табл. 2).

Рассчитанная вероятность наступления бездождного дня хорошо согласуется с распределением средней и максимальной продолжительности бездождных периодов (табл. 2). Так, на западных станциях Алтайского края — Славгороде, Хабарях, Волчихе, Рубцовске, Ребрихе — вероятность наступления бездождного периода дня составляет 92—94%. На станциях Усть-Улаган, Бертек, Кош-Агач отмечается также высокое значение исследуемой величины — 93—97%. На остальных станциях отмечается несколько более низкое значение вероятности наступления бездождного дня и составляет 84—91%.

Коэффициент $K \left(\frac{0,1}{5} \right)$ для станций, исследуемых А. Н. Лебедевым, составлял 0,30—0,36. На станциях Славгород, Волчиха, Барнаул, Сорокино, Бертек, Усть-Кан, Усть-Улаган коэффициент $K \left(\frac{0,1}{5} \right)$ хорошо согласуется с коэффициентами для станций Рига, Свердловск, Оренбург и составляет 0,29—0,36.

На большинстве же станций коэффициенты $K \left(\frac{0,1}{5} \right)$ оказались больше, чем коэффициенты, вычисленные Лебедевым. Так, на станциях Рубцовск, Ребриха, Алейск, Хабары коэффициент $K \left(\frac{0,1}{5} \right)$ составил 0,38—0,43, а на станциях Онгудай, Кара-Тюрек, Тогул, Бийск, Солонешное, Горно-Алтайск — 0,47—0,50.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алпатыев А. М. Метод сельскохозяйственной оценки осадков теплого времени года. Доклады ВАСХНИЛ, вып. 7, 1948.
 2. Бордовская Л. И., Кусков А. И. Азиатский антициклон и его эволюция. Труды конференции по снегу и лавинам Кавказа. Баку. 1972.
 3. Калинина И. И. К вопросу о климатической характеристике бездождных периодов на Украине. «Метеорология, климатология и гидрология», вып. 3, 1968.
 4. Лебедев А. Н. Бездождные периоды на территории СССР. Труды ГГО, вып. 132, 1962.
 5. Навроцкая В. С. Бездождные и влажные периоды в Причерноморской степи. Тр. ОГМИ, 1-й юбилейный выпуск. Одесса, 1957.
 6. Розова Е. С. Периоды бездождья на Украине, их распределение и продолжительность. Труды Укр. НИГМИ, вып. 13, 1958.
 7. Chanqnon Stanley A. A method for determining dry-period probabilities as applied to Illinois. «Meteorol. Monoqr.», 1960, № 22.
 8. Dyer T. G. Monthly frequencies of wet and dry weeks over England and Wales. «Weather», 1970, № 3, 25.
 9. Gupta B. R. D. Frequency of wet and dry spells at five stations in Riqasthan. 1966.
-

**Е. Н. ВИЛЕСОВ, Г. А. ТОКМАГАМБЕТОВ, Г. В. ГЕЛЬДЫЕВА,
Р. С. БЕКТЕНЬЯРОВ**

О ФОРМИРОВАНИИ ХИМИЧЕСКОГО СТОКА С ЛЕДНИКОВ БАССЕЙНА Р. БЕЛАЯ БЕРЕЛЬ

Летом 1970 г. в Алтайской ледниковой экспедиции АН КазССР при проведении гляциогидрологических наблюдений в бассейне р. Белая Берель были взяты парные пробы воды для исследования химического состава талых вод ледника Малого Берельского.

Долинный ледник Малый Берельский спускается с южного склона Катунского хребта. Длина ледника 8,3 км, площадь 8,9 км², объем льда 0,72 км³. Средняя высота гребня, замыкающего с севера его фирновое поле, равна 3530 м, фирновой линии — 2800 м. Ниже конца ледника расположено приледниковое озеро.

Пробы воды отобраны 16 июля 1970 г. из русла ледникового ручья на языке ледника в районе створа № 2 (высота 2326 м), у открытого конца ледника (2110 м) и из приледникового озера на высоте 1984 м. Кроме того, пробы для химического анализа были взяты в районе С. Берель, в 5 км от устья реки, на высоте 1150 м. Гидрохимический анализ проб воды выполнен в лаборатории гидрогеологического управления Министерства геологии Казахской ССР.

Белая Берель — река ледникового происхождения, и особенности химического состава ее воды в истоках в значительной мере зависят от химизма льда питающих ее ледников. В период летнего таяния источником питания реки (в створе ледниковых языков) являются почти исключительно снеговые и ледниковые воды. Поэтому вода в истоках реки по химическому составу очень близка к ледниковому льду — мономинеральной породе простейшего химического состава. И в течение всего периода абляции минерализация воды, а также соотношение между основными ионами почти не изменяются, так как талые воды ледников имеют постоянный химический состав.

Таким образом, преобладание снегово-ледникового питания и практически отсутствующее питание подземными водами определяют малую общую минерализацию. Вместе с тем

сама малая минерализация в значительной степени обуславливается однообразием литологического состава горных пород и моренных отложений, состоящих из различных гранитов, почти не растворимых в воде. Аналогичная картина наблюдается и в других горных районах, где малая минерализация воды обнаружена в горных частях бассейнов, сложенных преимущественно гранитами. Так, по нашим исследованиям в Заилийском Алатау, в истоках р. М. Алмаатинки особо выделяется «гранитный» район с водами малой минерализации, составляющей летом не более 40—50 мг/л.

Анализ воды показал, что в ионном составе ледниковых вод р. Белая Берель преобладающими катионами являются Ca^{++} и Na^{+} , анионами — гидрокарбонатный ион HCO_3^{-} и сульфатный ион SO_4^{--} . При этом выдерживается соотношение основных ионов, характерное для «континентальных» речных вод: $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{--} > \text{Cl}^{-}$; среди катионов — $\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++}$. Велико и суммарное содержание щелочных ионов — Na^{+} и K^{+} (табл. 1).

Характерной особенностью химизма талых вод является бедность азотом (из соединений азота отмечены лишь ионы аммония, содержание которого не превышает 0,1 мг/л) и полное отсутствие нитритов и нитратов. Из ионов галогенов, кроме хлора, присутствует только фтор.

Содержание микрокомпонентов тяжелых металлов — меди, кобальта, никеля, молибдена — также очень незначительно (табл. 2). Это объясняется малым количеством их в горных породах, а также относительно высоким значением величин pH , при котором эти металлы выпадают в осадок в виде гидроксидов. Их концентрация в ледниковой воде составляет 0,0025 мг/л, наиболее значительно содержание цинка — до 0,2 мг/л и марганца — до 0,080 мг/л.

Величина pH талых вод довольно постоянна и изменяется в пределах от 6,45 до 7,20, т. е. реакция воды близка к нейтральной. Вода ультрапресная, мягкая: общая жесткость составляет 0,10—0,55 мг-экв. Величина общей минерализации колеблется от 17 мг/л в средней части языка ледника до 61 мг/л в приледниковом озере.

В целом ледниковые воды верховьев Белой Берели, по классификации О. А. Алёкина (1953), относятся к гидрокарбонатному классу, группе натрия. Они принадлежат к первой ступени очень маломинерализованных вод (до 100 мг/л).

Значительно ниже по течению реки, в районе с. Берель, химизм воды и соотношение основных ионов имеют четко выраженный карбонатный характер, усиливающийся по мере удаления от ледниковых истоков за счет обогащения элементами, поступающими из грунтовых вод (в первую очередь — гидрокарбонатом).

По сравнению с ледниковыми водами содержание иона HCO_3^{-} в створе с. Берель увеличивается в 2—5 раз, достигая

63 мг/л. За счет грунтовых вод и в результате контакта речной воды с породами, слагающими русло реки, значительно возрастает также роль ионов Ca^{++} , Mg^{++} и SO_4^{--} . Содержание же других основных ионов, в особенности Cl^- и щелочных металлов, поступающих в речную зону главным образом в результате таяния льда и снега, остается практически без изменений. Сопоставление проб воды по продольному профилю реки показывает, что общая минерализация воды от истоков к району с. Берель увеличивается в 2,5—3 раза — от 40 до 100—120 мг/л.

Химический сток в верховьях р. Белой Берели в основном состоит из ионного стока (около 99%) и стока микрокомпонентов в ионно-молекулярной форме.

Несмотря на кажущуюся малую общую минерализацию талых вод ледников, размеры выноса растворенных минеральных веществ довольно значительны. Установлено, что при среднем расходе воды в истоке реки, равном $3,0 \text{ м}^3/\text{сек.}$, и соответствующем ему объеме стока $26 \cdot 10^4 \text{ м}^3/\text{сутки}$ из Берельских ледников выносятся 0,12 кг/сек и около 10400 кг/сутки растворенных веществ. Общая величина химического стока с ледников бассейна р. Белая Берель в период абляции, при объеме ледникового стока в среднем $25 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, составляет порядка 10^3 тонн. Показатель химической денудации (модуль химического стока) с учетом всей площади ледников рассматриваемого бассейна достигает 30 т/км^2 в год, что свидетельствует о весьма интенсивном развитии процессов химической эрозии в горно-ледниковом бассейне. Оценки размеров химического стока с языков ледников бассейна р. Белая Берель показывают, что химический баланс их в настоящее время отрицательный. Например, за период 1962—1967 гг. сальдо химического баланса области абляции Малого Берельского ледника составило в среднем около 80 тонн/год.

Результаты химического анализа позволили также оценить объем содержащихся в леднике Малом Берельском минеральных веществ. По-видимому, содержание основных ионов по толщине ледников изменяется незначительно. Во всяком случае, по исследованиям В. А. Благообразова (1969), определявшего посылкой химизм льда ледника Кара-Баткак (хребет Терскей-Алатау), вертикальные градиенты изменения общей минерализации от поверхности до глубины 50 м близки к 0. Следовательно, толщу ледникового льда в гидрохимическом отношении можно считать однородной. Поэтому без большой ошибки содержание основных ионов в толще ледника можно приравнять к их содержанию в ледниковых водах, образующихся при таянии верхних слоев льда.

Рассчитанное общее содержание заключенных во льду ледника Малого Берельского растворимых примесей при средней общей минерализации поверхностных слоев льда, равной

40 мг/л, и при предположении о неизменности концентрации ионов с глубиной достигает 28800 т. При распространении результатов этих расчетов на всю территорию современного оледенения Казахстанского Алтая (его общая площадь равна 89,6 км², а объем оценивается в 3,5 км³) определено, что содержание растворенных минеральных веществ в ледниках этого района составляет $14 \cdot 10^4$ тонн.

В ближайшее время в верховьях р. Белая Берель предполагается организовать гляциогидрологический стационар, в рабочей программе которого видное место займут гидрохимические исследования. Их результаты позволят обосновать степень пригодности воды для различных хозяйственных нужд, а также дать характеристику в отношении наиболее неблагоприятного показателя химического качества воды — углекислой агрессивности.

ЛИТЕРАТУРА

- Алёкин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеиздат, 1953.
Благообразов В. А. Объем и состав растворенных минеральных веществ в ледниках хребта Терской-Алатау. Сб. «Материалы гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения», вып. 15. М., 1969.
-

Е. Н. ВИЛЕСОВ

**К ХАРАКТЕРИСТИКЕ СВЯЗИ
МЕЖДУ ГИПСОМЕТРИЕЙ И ОЛЕДЕНЕНИЕМ
В УСЛОВИЯХ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ**

В пространственном распределении современных горных ледников проявляется простая зависимость от гипсометрии: чем выше горы, тем крупнее ледники и тем лучше условия для их существования; к самым высоким вершинам хребтов обычно приурочены и самые крупные ледники.

Ледники Заилийского Алатау (независимо от морфологического типа) в подавляющем большинстве случаев начинаются непосредственно от гребней хребта или его отрогов. В связи с этим влияние гипсометрии на развитие ледников должно четко проявляться на примере связи между средней абсолютной высотой верхней границы фирновых бассейнов и площадью ледников, приходящейся на заданный интервал протяжения этой границы для всех морфологических типов ледников. Эта связь может быть представлена выражением

$$S = P \cdot D,$$

где S — площадь ледника без погребенных участков, км²; P — площадь ледника, приходящаяся на заданный интервал (1 км) протяжения верхней границы его фирнового бассейна, км²; D — длина верхней границы фирнового бассейна между крайними заснеженными точками по снегораздельной линии, огибающей ледниковый цирк.

Следовательно, величина P для ледника, обладающего определенной высотой верхней границы фирнового бассейна, определяется как

$$P = S/D,$$

а для любого конкретного ледника, в зависимости от средней высоты верхней границы его фирнового бассейна (B), по формуле

$$P = (B - H) \cdot K,$$

где H — нижний предел B , при котором $P = 0$; K — коэффициент величины P , т. е. площадь ледника (км²), приходящаяся на

заданный интервал (1 м) вертикального протяжения участка хребта в диапазоне от $P=0$ до средней высоты верхней границы фирнового бассейна ледника.

Указанная зависимость справедлива в принципе для любого ледника. Вместе с тем морфологические особенности ледников зависят от условий расчлененности рельефа, на котором они залегают. Поэтому связь интенсивности оледенения с верхней границей фирновых бассейнов для разных морфологических типов ледников выражается различными соотношениями входящих в нее компонентов. В зависимости от суммы факторов, определяющих условия существования ледников Заилийского Алатау, формулы рассматриваемой связи для разных типов ледников хребта имеют вид:

для долинных ледников $-P = (B - 3805) \cdot 0,00164,$

для шлейфовых ледников $-P = (B - 3700) \cdot 0,00104,$

для каровых и висячих ледников $-P = (B - 3600) \cdot 0,00069.$

Коэффициент корреляции, подсчитанный для установленных связей для всех типов ледников, составил в среднем 0,70. Вероятная ошибка коэффициента корреляции оказалась равной 0,06.

В любом горном районе между отдельными морфологическими типами ледников существует определенный порядок изменения площади оледенения, приходящейся на заданный интервал протяжения верхней границы фирновых бассейнов. Анализ массовых данных (практически по всем ледникам Заилийского Алатау) по приведенным выше формулам рассматриваемой связи показал, что у долинных ледников хребта на 1 км протяжения верхней границы фирновых бассейнов приходится в среднем 0,82 км² (максимально — до 2 км²) их площади, у шлейфовых ледников — 0,52 км², у каровых и висячих — 0,31 км².

При этом минимальная высота хребта, необходимая для возникновения и хотя бы эпизодического существования, характерна для ледников карового и висячего типов — 3600 м; на 100 м выше появляется возможность зарождения шлейфовых ледников, а на 150 м выше последних, т. е. с высоты 3850 м (кстати, практически соответствующей среднему уровню фирновой линии на ледниках долин), могут сформироваться и ледники долинного типа.

Из анализа формул и построенных по ним графиков связи следует также, что абсолютная высота хребта, равная 3950 м, является по существу критической отметкой, на уровне которой в равной степени (при одной и той же величине $P=0,3$ км²) могут существовать ледники всех морфологических типов. Выше указанного уровня в зависимости от условий аккумуляции лучше всего развиваются долинные ледники, за ними следуют находящиеся в худших орографических условиях шлейфовые ледники и, наконец, каровые и висячие,

на долю которых остаются лишь крутые склоны с наиболее неблагоприятными условиями накопления снега.

Ниже указанного уровня ледники долинного типа интенсивно деградируют и полностью лишаются возможности возникновения и дальнейшего существования. Аналогичным пределом для шлейфовых ледников служит изогипса 3920 м, а для каровых и висячих — 3680 м.

Рассмотренные на примере Занлийского Алатау связи между гипсометрией и оледенением являются достаточно объективными гляциологическими показателями для оценки условий существования горных ледников разных типов. По-видимому, они могут быть использованы при сравнительном анализе особенностей современного оледенения горных хребтов и горно-ледниковых районов.

Л. И. БОРДОВСКАЯ, Ж. В. РЫБАКОВА

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ УДЕЛЬНОЙ ВЛАЖНОСТИ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ

Влажность является одной из наиболее важных характеристик состояния атмосферы. Знание количественных характеристик влажности необходимо для решения ряда задач физики атмосферы, в частности, при расчете теплового баланса, разного рода оптических исследований, прогноза осадков, облачности и погоды в целом, а также задач чисто прикладного характера: полета высотных самолетов, ракет и искусственных спутников Земли.

В настоящее время имеется ряд работ, посвященных географическому распределению влажности как над северным полушарием, так и над различными районами [5, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 14], однако специальных исследований, посвященных режиму влажности в свободной атмосфере над Западной Сибирью, не проводилось.

Целью настоящего исследования является выявление основных статистических характеристик удельной влажности и их изменчивости над территорией Западной Сибири.

Материалом для исследования послужили данные четырехсрочного радиозондирования 12 аэрологических станций, довольно равномерно распределенных по территории Западной Сибири, за 1960—1965 гг.

Зимнее распределение удельной влажности в нижнем трехкилометровом слое над Западной Сибирью характеризуется быстрым убыванием величины удельной влажности в направлении с юга территории на север. Минимальные значения наблюдаются над северными районами и, по-видимому, связаны с низкими значениями температуры воздуха, влиянием сильных ветров, холодных морей и господством арктического воздуха.

На уровне 5 км (500 мб) поле удельной влажности над Западной Сибирью становится довольно однородным, а с 12 км (200 мб) максимальные значения исследуемой величины наблюдаются уже над севером территории. Такое распределение удельной влажности можно объяснить различной

высотой расположения тропопаузы над южными и северными районами.

В весенние месяцы изогипсы имеют хорошо выраженный широтный ход на всех изобарических уровнях с максимумом значений на юге территории и постепенным убыванием к северу.

В летний период поле удельной влажности имеет сложный характер. Здесь сказываются разнообразие и интенсивность процессов, протекающих над территорией Западной Сибири, особенность территориального распределения радиационного баланса, процессы трансформации воздушных масс.

Высокие значения удельной влажности над южными районами территории обеспечивают интенсивно протекающие процессы испарения и конвекции, о чем с большой наглядностью свидетельствуют процессы градобития [1] и активной грозовой деятельности в дневные и ночные часы [2, 17].

Над северными районами, несмотря на почти круглосуточный приток солнечной радиации, за счет значительной повторяемости низкой облачности [3] сохраняются довольно низкие значения температур воздуха в нижних слоях атмосферы, что несомненно сказывается и на количественной величине влажности. Кроме того, над северными морями, как было показано А. А. Каминским [9], обогащения воздуха влагой за счет этих морей не осуществляется. Наличие в летнее время стратосферного приполюсного очага тепла [16] способствует тому, что на изобарической поверхности 100 мб над севером территории удельная влажность имеет максимальные значения. Возможно, господство в верхних слоях тропосферы и нижних слоях стратосферы над этим районом антициклонического режима погоды создает условия для взаимодействия с муссонной зоной на востоке Азии.

В осенние месяцы изогипсы имеют широтный ход и довольно однородное поле распределения удельной влажности во всей толще атмосферы с максимумом на юге территории и минимумом на севере. Одной из основных климатических характеристик влажности является ее годовой ход. Он позволяет связать режим увлажнения с температурным режимом и особенностями асмосферной циркуляции каждого сезона, что необходимо для установления истинной картины процессов над рассматриваемой территорией. Анализ материала показал, что над Западной Сибирью удельная влажность в слое 850—500 мб имеет четко выраженный годовой ход с максимумом летом (июль—август) и минимумом зимой (февраль) (рис. 1). Все зимние месяцы в связи с господством в это время арктического и континентально-умеренного воздуха над рассматриваемой территорией характеризуются низким влагосодержанием. Так, максимальные значения удельной влажности в слое 850—300 мб составляют над северными районами

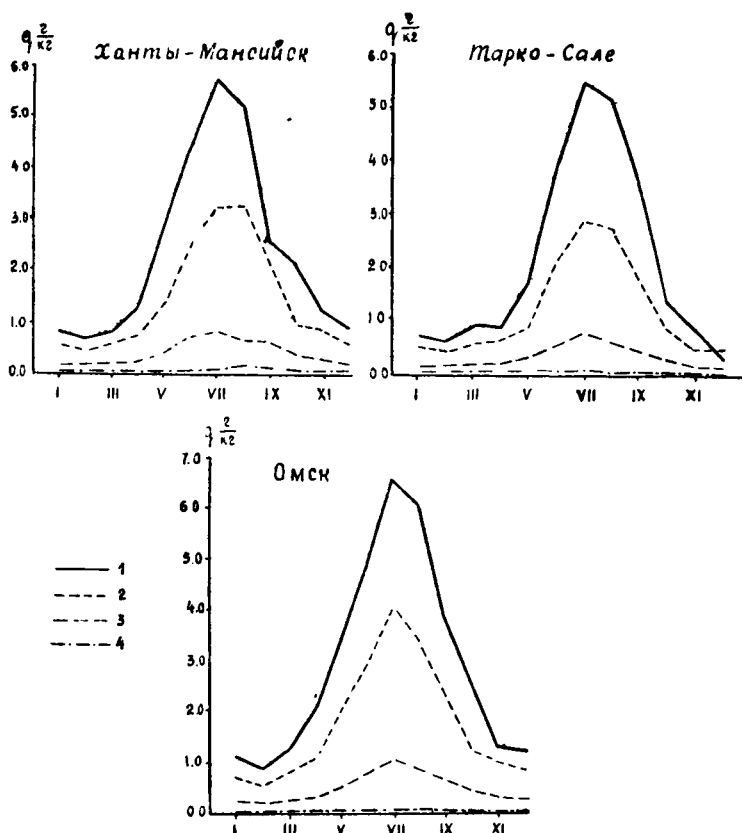


Рис. 1. Годовой ход удельной влажности: 1 — 850 мб
2 — 700 мб, 3 — 500 мб, 4 — 200 мб.

0,62 г/кг (Тарко-Сале), над центральными — 0,68 г/кг, над южными (Омск) — 0,90 г/кг. При переходе от зимних месяцев к весенним отмечается общее увеличение влагосодержания воздуха. Это связано как с ослаблением сибирского антициклона и уменьшением повторяемости антициклонического режима погоды, так и с поступлением воздушных масс из районов Атлантики и ЕТС. Прирост удельной влажности в южных районах более значителен, чем в северных и центральных. Так, если в Омске влагосодержание воздуха от февраля к маю повысилось на 2,5 г/кг, то в Тарко-Сале — на 1,1 г/кг.

В летнее время увлажнение определяется не только влиянием континента, выраженном в интенсивной трансформации воздушных масс.

Известно, что на среднее климатическое распределение влажности огромное влияние оказывает испарение. С. А. Са-

пожникова [15] показала, что над заболоченными районами влажность воздуха примерно в два раза превышает влажность над пустыней. Это говорит о большой роли состояния подстилающей поверхности в процессе увлажнения воздуха. Несомненно, обогащению влагой воздуха в летнее время над Западной Сибирью способствуют большое количество болот, рек, озер и огромные лесные массивы ее центральных и южных районов. Максимальные значения удельной влажности в слое 850—300 мб над всей территорией наблюдаются в июле и составляют в Тарко-Сале 5,40 г/кг, в Ханты-Мансийске — 5,70 г/кг и в Омске — 6,40 г/кг. В слое 200—100 мб максимум приходится в северных районах на июнь, в центральных и южных — на август. Такой ход максимума удельной влажности хорошо согласуется с ходом температуры воздуха на соответствующих поверхностях [4].

Характерной чертой осеннего хода удельной влажности является уменьшение ее величины над всей рассматриваемой территорией во всем слое. В связи с тем, что осенние месяцы теплее весенних, в частности температура воздуха в апреле много ниже, чем в октябре, удельная влажность в осенние месяцы выше, чем в весенние. Так, например, удельная влажность в сентябре на уровне 850 мб в Омске на 1,80 г/кг больше, чем в апреле, в Ханты-Мансийске — на 1,28 г/кг, в Тарко-Сале — на 0,53 г/кг.

Рост и падение удельной влажности неодинаковы в различные месяцы. Максимум нарастания удельной влажности приходится на весенне-летний период (апрель—май), сдвигаясь с высотой на летние месяцы. Максимум падения наблюдается в осенние месяцы (август—сентябрь). Анализ амплитуды годовых колебаний удельной влажности показывает, что удельная влажность в южных районах колеблется в больших пределах, чем в северных. Так, в Омске эта величина составляет 5,60 г/кг, в Ханты-Мансийске — 5,02 г/кг, в Тарко-Сале — 4,78 г/кг для 850 мб поверхности. Последнее можно объяснить тем, что температура воздуха в южных районах изменяется в более широких пределах, чем в северных. На выше лежащих уровнях амплитуда колебаний удельной влажности постепенно затухает, и годовой ход влажности имеет более сглаженный характер (рис. 1).

В суточном ходе удельной влажности в зимние месяцы в свободной атмосфере до высоты 3 км наблюдается увеличение исследуемой величины от утренних часов к дневным. Так, от 05 часов до 11 часов этот рост (максимум удельной влажности в слое 850—700 мб отмечается в 11 часов) составляет 0,14 г/кг на уровне 850 мб и 0,05 г/кг на уровне 700 мб над станцией Колпашево. К вечеру с ослаблением всех процессов в атмосфере влажность в нижней тропосфере падает, достигая минимальных значений в 2, 3 часа. Например, падение

исследуемой величины от 17 до 23 часов на станции Колпашево составило 0,42 г/кг на уровне 850 мб и 0,01 г/кг — на 700 мб поверхности. Выше 3 км дневной максимум величины удельной влажности не выражен. Это явление подтверждает вывод о том, что изменение влагосодержания из-за турбулентного обмена наиболее сильно проявляется в нижнем трехкилометровом слое, а дневной максимум удельной влажности в тропосфере обусловлен влиянием подстилающей поверхности. В слое 500—400 мб наблюдается повышение влажности в вечерние часы, что связано с общим ослаблением турбулентности. Последнее хорошо согласуется с работой В. А. Девятовой [7]. В нижней стратосфере отмечается повышение удельной влажности в утренние часы, что, по-видимому, обусловлено влиянием теплового режима самой стратосферы.

В летние месяцы в нижних слоях тропосферы на суточный ход удельной влажности наибольшее влияние оказывает испарение с подстилающей поверхности. В утренние часы с восходом солнца и повышением температуры воздуха увеличивается и влажность. Дневной максимум приходится на дополуденные часы. В полуденные же величина удельной влажности несколько уменьшается с возрастанием турбулентности. В верхних слоях атмосферы наибольшие значения удельной

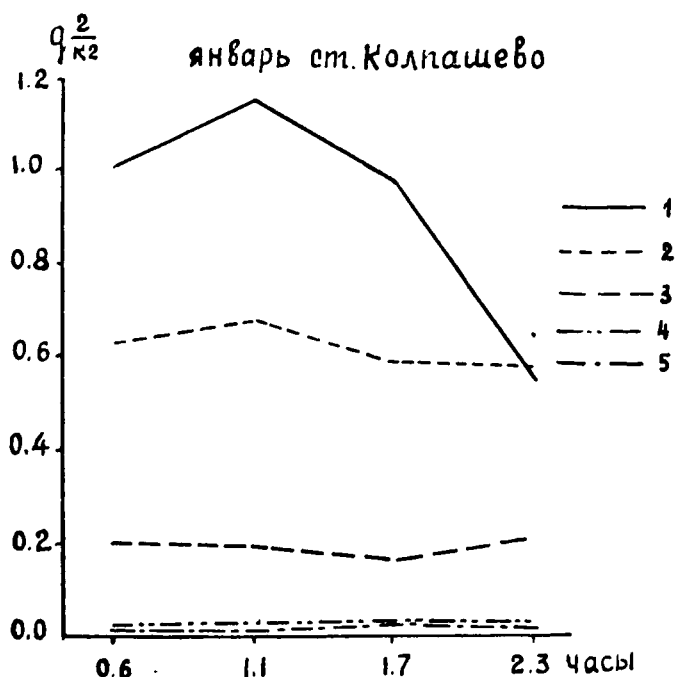


Рис. 2. Суточный ход удельной влажности: 1 — 850 мб, 2 — 700 мб, 3 — 500 мб, 4 — 100 мб, 5 — 200 мб

влажности отмечаются в послеполуденные часы (рис. 2). В вечерние часы под влиянием ослабления турбулентного обмена удельная влажность начинает вновь увеличиваться, достигая максимума к 23 часам. В ночные часы влажность падает. Таким образом, летом кривая суточного хода удельной влажности имеет вид двойной волны. Выше 3 км дневной максимум удельной влажности не прослеживается.

Известно, что общей закономерностью вертикального распределения удельной влажности является ее убывание с высотой. Анализ вертикального профиля удельной влажности над

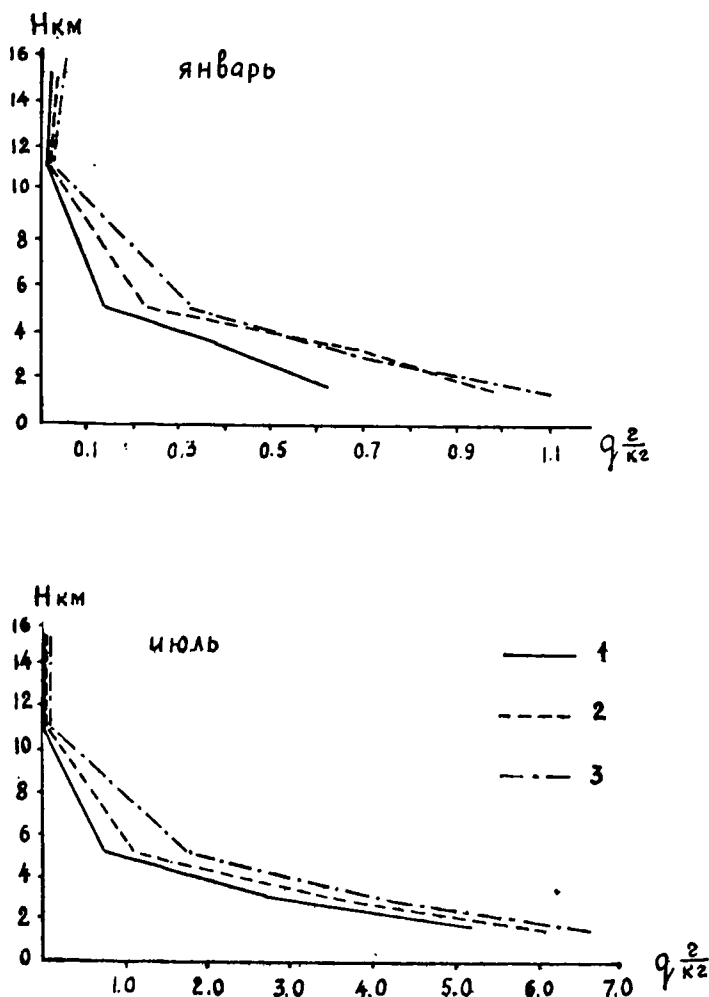


Рис. 3. Вертикальный профиль удельной влажности: 1 — Салехард, 2 — Ханты-Мансийск, 3 — Омск

Западной Сибирью зимой показывает (рис. 3), что распределение удельной влажности с высотой по всей рассматриваемой территории подчиняется определенным закономерностям, а именно в слое 850—200 мб происходит монотонное убывание величины удельной влажности. Вертикальный ее градиент составляет 0,012—0,018 г/кг/100 м в слое 1,5—3 км в северных и центральных районах и 0,028—0,035 г/кг/100 м — в южных районах (табл. 1). Выше 3 км вертикальный градиент удель-

Т а б л и ц а 1

Вертикальные градиенты удельной влажности (г/кг/100 м)

Месяцы	Станции					
Высота (км)	Колпашево		Новосибирск		Омск	
0—1,5	—0,02	0,18	—0,01	0,15	—0,01	0,17
1,5—3	0,03	0,19	0,03	0,27	0,03	0,15
3—5	0,02	0,09	0,02	0,09	0,02	0,11
5—7	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03
9—11	0,003	0,002	0,0003	0,002	0,0003	0,002
11—13	—0,011	—0,001	—0,001	—0,001	—0,0009	—0,001
13—16	0	—0,0005	—0,0004	—0,0007	—0,0001	—0,0005

ной влажности уменьшается и достигает минимальных значений в слое 300—200 мб. Последнее можно объяснить существованием на этой высоте слоя тропопаузы. В нижней стратосфере над всей рассматриваемой территорией происходит увеличение удельной влажности, что связано с повышением температуры воздуха в атмосфере. От зимы к лету значения вертикальных градиентов удельной влажности увеличиваются в связи с повышением температуры воздуха и увеличением притока водяного пара в нижние слои атмосферы за счет процессов испарения. В слое 850—300 мб градиент удельной влажности над южными районами больше, чем над северными, и составляет 0,21 г/кг/100 м над Барнаулом и 0,17 г/кг/100 м над Салехардом, что хорошо согласуется с вертикальным распределением температуры воздуха над рассматриваемой территорией. В нижней стратосфере градиенты удельной влажности близки между собой над всей Западной Сибирью.

Для решения ряда теоретических и практических задач необходимо знать не только средние величины удельной влажности, но и их изменчивость в пространстве и во времени, что позволяет установить возможные экстремальные значения влажности в свободной атмосфере, а также вероятность отклонения отдельных значений исследуемой величины от их средней. Рассмотрим изменчивость влажности путем анализа распределения среднеквадратических отклонений влажности, являющихся мерой рассеяния ее около среднего значения. На

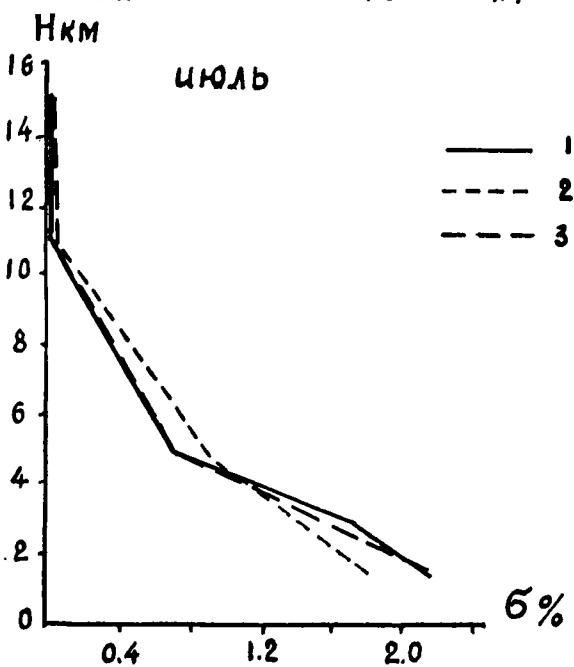
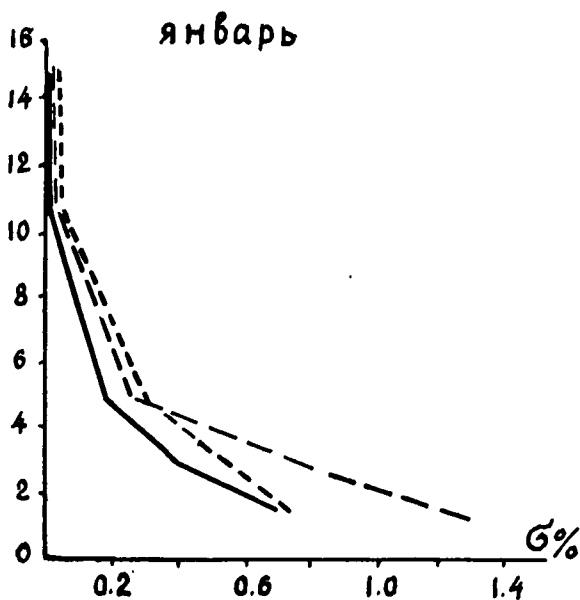


Рис. 4. Вертикальный профиль среднего квадратического отклонения удельной влажности: 1 — Салехард, 2 — Омск, 3 — Ханты-Мансийск

Средние квадратические отклонения

Станция	Диксон		Салехард		Ханты-Мансийск		Туруханск	
	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII
Поверхность (мб)								
850	0,36	2,22	0,72	2,19	1,25	2,15	0,36	2,18
500	0,065	0,057	0,19	0,69	0,26	0,67	0,11	0,54
200	0,012	0,090	0,018	0,057	0,019	0,048	0,019	0,042
100	0,016	0,036	0,31	0,052	0,024	0,079	0,022	0,096

рис. 4 представлен вертикальный профиль среднего квадратического отклонения удельной влажности в январе и июле для станций Салехард, Ханты-Мансийск и Омск, представляющих соответственно северные, центральные и южные районы исследуемой территории. В январе в нижней тропосфере

Амплитуда колебаний удельной влажности между границами

Станция	Диксон			Салехард			Ханты-Мансийск			
	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %
Уровень										
850	0,50	0,83	1,50	0,96	1,50	2,44	1,58	2,65	4,10	1,1
500	0,09	0,15	0,33	0,17	0,27	0,48	0,32	0,49	0,95	0,32
200	0,014	0,026	0,064	0,02	0,027	0,046	0,028	0,042	0,073	0,027
100	0,017	0,025	0,078	0,024	0,046	0,087	0,038	0,057	0,082	0,045

средние квадратические отклонения наибольшие и возрастают с севера на юг. Так, на изобарической поверхности 800 мб они составляют 0,75 г/кг в Омске, 1,25 г/кг в Ханты-Мансийске и 0,72 г/кг в Салехарде. Аналогичное изменение среднего квадратического отклонения по территории отмечается и в средней тропосфере, причем с высотой величины отклонений умень-

Амплитуда колебаний удельной влажности между границами

Станция	Диксон			Салехард			Ханты-Мансийск			
	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %
мб										
850	3,2	5,3	9,5	4,0	5,8	9,0	4,0	5,9	8,8	2,7
500	0,85	1,5	2,4	0,61	1,3	2,4	0,98	1,6	2,9	1,8
200	0,095	0,138	0,290	0,07	0,115	0,168	0,055	0,105	0,168	0,088
100	0,085	0,125	0,200	0,07	0,125	0,215	0,07	0,11	0,19	0,72

Таблица 2

удельной влажности в январе и июле

Колпашево		Тобольск		Омск		Новосибирск		Барнаул	
I	VII	I	VII	I	VII	I	VII	I	VII
0,57	2,27	0,58	2,35	0,75	1,80	0,60	2,20	0,63	2,30
0,16	0,67	0,16	0,70	0,30	0,90	0,19	0,80	0,21	0,69
0,015	0,03	0,015	0,035	0,017	0,037	0,015	0,030	0,016	0,035
0,033	0,053	0,032	0,052	0,027	0,078	0,025	0,051	0,026	0,064

шаются, достигая наименьших значений в слое 200 мб, что хорошо согласуется с вертикальным профилем удельной влажности в январе. В нижней стратосфере средние квадратические отклонения растут с высотой, причем на севере быстрее, чем на юге, и составляют 0,031 г/кг в Салехарде и 0,027 г/кг

Таблица 3

доверительных интервалов различной обеспеченности (январь)

Омск		Тобольск			Новосибирск			Барнаул		
80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %
1,85	2,4	1,0	1,64	3,06	1,0	1,4	2,1	1,06	1,56	2,22
0,45	0,66	0,23	0,39	0,70	0,25	0,4	0,72	0,25	0,42	2,06
0,047	0,065	0,024	0,034	0,046	0,025	0,035	0,046	0,027	0,029	0,063
0,056	0,097	0,036	0,056	0,082	0,025	0,047	0,068	0,040	0,058	0,14

в Омске на 100 мб поверхности.

В июле наибольшие средние квадратические отклонения отмечаются в нижней тропосфере. На изобарической поверхности 850 мб они распределяются следующим образом: 2,19 г/кг над Салехардом, 1,8 г/кг над Омском и 2,15 г/кг над Ханты-Мансийском. С высотой средние квадратические от-

Таблица 4

доверительных интервалов различной обеспеченности (июль)

Омск		Тобольск			Новосибирск			Барнаул		
80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %	60 %	80 %	97,5 %
4,0	4,7	3,4	4,8	7,3	3,0	5,6	9,0	3,2	4,5	7,0
2,1	2,7	1,26	1,88	2,84	1,5	2,1	2,7	1,1	1,9	2,96
0,132	0,135	0,095	0,112	0,16	0,068	0,092	0,12	0,075	0,103	0,155
0,10	0,129	0,063	0,100	0,149	0,056	0,09	0,122	0,062	0,091	0,137

клонения в тропосфере уменьшаются и достигают наименьших значений в слое 200 мб, где они близки между собой по величине над всей рассматриваемой территорией. В нижней стратосфере величина среднего квадратического отклонения удельной влажности растет как с высотой, так и с севера на юг (табл. 2).

Наиболее точным представлением изменчивости влажности являются доверительные интервалы различной обеспеченности, так как профили доверительных интервалов повторяют ход среднего значения влажности. Для уточнения полученных результатов рассмотрим распределение амплитуды колебаний границ доверительных интервалов 60% обеспеченности.

В январе наибольшая амплитуда колебаний границ доверительных интервалов 60% обеспеченности отмечается в нижней тропосфере и увеличивается с севера на юг территории. Так, на изобарической поверхности 850 мб амплитуда колебаний границ доверительных интервалов 60% обеспеченности составляет: над Диксоном — 0,50 г/кг, Омском — 1,1 г/кг, Салехардом — 0,96 г/кг (табл. 3). С высотой в тропосфере амплитуда колебаний уменьшается и достигает минимальных значений на изобарической поверхности 200 мб: 0,027 г/кг — над Омском, 0,018 г/кг — над Салехардом и 0,019 г/кг — над Ханты-Мансийском. В нижней стратосфере амплитуды колебаний границ доверительных интервалов 60% обеспеченности несколько возрастают. Доверительные интервалы 80 и 97,5% обеспеченности имеют ход с высотой, аналогичный ходу доверительных интервалов 60% обеспеченности.

Анализ распределения амплитуд колебаний границ доверительных интервалов в июле позволил показать, что данная величина — наибольшая в нижней тропосфере. Здесь ярко сказывается влияние подстилающей поверхности, которая, ослабляясь с высотой, приводит к уменьшению величины амплитуды колебаний. По территории величина амплитуды 60%-ной обеспеченности изменяется мало и составляет в среднем около 4,0 г/кг на 850 мб уровне. В верхней тропосфере изменение величины амплитуды колебаний идет очень быстро, особенно в слое 500—300 мб, а от поверхности 300 к 200 мб эти изменения незначительные. В среднем для всей территории амплитуда колебаний на 200 мб уровне составляет 0,08 г/кг. В нижней стратосфере величина амплитуды незначительно убывает и имеет одинаковый порядок над всей исследуемой территорией (табл. 4).

Сопоставление январских и июльских значений изменчивости удельной влажности показывает, что в июле изменчивость удельной влажности значительно больше, чем в январе. Большую изменчивость удельной влажности в июле создают увеличение инсоляции, бурные процессы конвекции, интенсивное испарение с подстилающей поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бордовская Л. И. Градобития Западной Сибири. Труды ВГИ, вып. 8, 1969.
 2. Бордовская Л. И., Пархоменко Л. М. Грозы в г. Томске. Вопросы географии Сибири, вып. 7, 1967.
 3. Бордовская Л. И. Низкая облачность над Западной Сибирью. Труды Всесоюзной конференции по вопросам метеорологического обеспечения сверхзвуковой авиации. Л., 1971.
 4. Бордовская Л. И. Температурный режим свободной атмосферы над Западной Сибирью. Материалы конференции «Курортные ресурсы Сибири и задачи их освоения». Изд-во Томского ун-та, 1970.
 5. Бугаев В. А., Джорджио В. А., Петросянц М. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент. Изд-во АН УзССР, 1957.
 6. Гайгеров С. С. Аэрология полярных районов. М., Гидрометиздат, 1964.
 7. Девятова В. А. Микроаэрологическое исследование нижнего километрового слоя атмосферы. М., Гидрометиздат, 1957.
 8. Долгин И. М., Каримова Г. У. Распределение удельной и относительной влажности в центральном секторе Арктики. Проблемы Арктики и Антарктиды, вып. 21, 1965.
 9. Каминский А. А., Ванеева О. В. Перенос водяного пара с морей на территорию европейской части СССР в теплый сезон. Записки ГГИ, т. 53, вып. 8., 1933.
 10. Кварацхелия И. Ф. Основные черты климата свободной атмосферы над Грузинской ССР. Труды Тбилисского НИГМИ, вып. 10, 1962.
 11. Кварацхелия И. Ф. Аэрологические исследования в Закавказье. Л., Гидрометиздат, 1964.
 12. Комаров В. С. Статистическая структура поля влажности в свободной атмосфере над территорией СССР, Труды НИИАК, вып. 70, 1971.
 13. Накоренко Н. Ф., Токарь Ф. З. Климат свободной атмосферы. Гидрометиздат, 1959.
 14. Половина И. П. Режим удельной влажности в свободной атмосфере над ЕТС, автореферат. 1964.
 15. Саложникова С. А. Некоторые особенности в распределении температуры, влажности и ветра в приземном слое воздуха. Физика пограничного слоя атмосферы. Гидрометиздат, 1947.
 16. Ханевская И. В. Распределение температуры над северным полушарием, Труды НИИАК, вып. 9, 1963.
 17. Ягудин Р. А. Грозы и шквалы Новосибирской области, автореферат, 1970.
-

Е. П. ШУРУПА, Г. В. ПРОСКУРИНА

ЗАТОРЫ И ЗАЖОРЫ ЛЬДА НА РЕКАХ АЛТАЯ

Заторы и зажоры льда на реках представляют серьезную опасность для гидротехнических и других сооружений. Наводнения, вызываемые заторами и зажорами, наносят крупные убытки народному хозяйству. Заторо-зажорные явления препятствуют точному учету расхода воды.

При заторных уровнях на реках Алтая происходит выход воды на пойму и подтопление близлежащих сел, автодорог, складских помещений и промышленных объектов. У с. Турочак, например, затапливается автодорога республиканского значения, создается угроза ее размыва и нормальной эксплуатации. В результате прорыва заторно-зажорных образований на р. Чуе в 1959, 1960 гг. разрушены мосты. Нередки случаи подтопления складов промышленных помещений заторными уровнями в г. Бийске, в г. Алейске.

Явления заторо-зажорообразования на реках Алтая до настоящего времени изучены слабо. Впервые обобщение материалов уровенного и ледового режима Алтая с целью выявления мест образования, величины, повторяемости зажоров и заторов выполнено Западно-Сибирским научно-исследовательским гидрометинститутом при составлении научно-прикладного «Каталога заторных и зажорных участков рек СССР». В основу проработок положены материалы стационарных и экспедиционных наблюдений Гидрометслужбы. При выполнении этой работы составлен перечень заторных и зажорных участков рек, систематизированы данные о величине и повторяемости максимальных заторных и зажорных уровней, а также времени их наступления. Выявление заторов и зажоров осуществлялось путем комплексного анализа материалов гидрометеорологических элементов за весь период наблюдений. Величины и продолжительность стояния подпорного уровня оценивались по значениям стока, температуры и осадков.

Итогом этих проработок явилась схематическая карта мест образования заторов и зажоров льда (рис. 1). Основ-

Таблица 1

Основные сведения о зажорах льда

Река — пункт	Место образования зажора льда (км от устья)	Период наблюдений	Число лет с зажорами льда и повторяемость зажоров	Наибольшие подъемы уровня воды при зажоре	
		Число лет		Дата	Подъем (см)
Бия — с. Турочак	219,5—220	1938—1970	33	27/XII 1940	285
		33	100%	25/XI 1930	240
		1956—1962,	14	24/XI 1960	
Бия — с. Енисейское	44,4	1964—1970	100%	8/XI 1967	190
		14		14/XI 1956	175
Чулышман —		1944—1960	12	11/XI 1965	
с. Чодро	82,1	16	75%	24/XI 1950	210
Катунь —		1938—1970	100%	18—20/XII 1958	170
с. Тюнгур	427—429	33		22/XII 1965	360
Катунь — кур.		1934—1970	37	1/XII 1967	300
Чемал	192—200	37	100%	1/I 1968	335
Кокса — с. Усть-Кокса	0—2,0	1935—1970	36	21/I 1943	300
Чуя — с. Белый Бом	37—39	36	100%	12/XII 1946	320
Чарыш — с. Усть-Кумир	478—481	1936—1970	28	19/XII 1947	265
Чарыш — с. Белоглазово	181	35	80%	15/XII 1958	220
Чарыш — свх Чарышский	(82)	1930—1970	38	28/XI 1962	105
		41	93%	1/I 1958	125
		1929—1970	38	28, 29/XII 1941	115
		42	90%	4/XI 1966	180
		1934—1970	25	29/X 1953	175
		37	68%	3/XI 1940	205
				13/XI 1957	155

По условиям зажорообразования уникальной рекой не только Алтай, а всего бассейна Оби является р. Катунь. Зажоры льда и шуги образуются на всем протяжении этой реки. Наибольшей интенсивности зажоры отмечены в верхнем и среднем течении реки (водпосты с. Тюнгур, с. Еланда, курорт Чемал). На указанных водпостах зажоры наблюдаются ежегодно. В нижнем течении реки (с. Сростки) повторяемость образования зажоров также значительна (81%).

Условиями образования зажоров на р. Катунь является наличие большого количества полыней, занимающих 10—14% водной поверхности реки, значительные скорости течения (от 0,8 до 2,5 м/сек) и турбулентность потока. В полынях происходит интенсивное переохлаждение воды, вызывающее образование транзитной шуги в течение всей зимы. На поворотах и в узких местах русло Катунь бывает почти полностью (70—90%) зашуговано от нижней поверхности льда до дна. Закупорка русла шугой часто сохраняется до момента вскрытия реки весной. Сток воды осуществляется лишь в отдельных незашу-

Таблица 2

Основные сведения о заторах льда

Река — пункт	Место образования затора льда (км от устья)	Период наблюдений	Число лет с заторами льда и повторяемость заторов	Наибольшие подъемы уровня воды при заторе	
		Число лет		Дата	Подъем (см)
Бия — с. Турочак	218—220	1938—1970	22	16/IV 1970	300
		33	67%	11/IV 1961	275
Бия — с. Соусканиха	86—97	1931—1964	13	19/IV 1959	255
		34	38%	18/IV 1958	210
Бия — г. Бийск	12—21	1894—1970	29	21/IV 1927	190
		77	38%	16/IV 1909	175
Лебедь — пос. Усть-Лебедь	0—4	1936—1970	23	20/IV 1969	125
		35	66%	6/IV 1953	115
Кокса — с. Усть-Кокса	0,2	1936—1970	4	13/IV 1943	300
		35	11% ¹	18/IV 1945	206
Песчаная — с. Точильное	53,6—54	1932—1970	22	20/IV 1966	165
		39	56% ¹	25/IV 1964	160
Ануй — свх Ануйский	111—116	1961—1970	5	9/IV 1969	210
		9	56%	17/III 1968	200
Чарыш — с. Белоглазово	167—181	1929—1970	25	11/IV 1962	205
		42	60%	13/IV 1945	180
Алей — с. Локоть	554,7	1931—1970	21	14/IV 1958	230
		40	52%	26/IV 1937	145
Алей — свх Шипуновский	261—262	1936—1955	3	20/IV 1952	270
		20	15%	11/IV 1951	90

гованных участках живого сечения и путем фильтрации в шуге.

Наибольшие подъемы уровня воды при зажоре, отмеченные на р. Катунь у с. Тюнгур и курорта Чемал, достигают 3,6 м, у с. Сростки — 1,8 м (табл. 1). Наиболее частое наступление высших зажорных уровней наблюдается в декабре—январе. На всех исследуемых реках Алтая, кроме Коксы, высшие зажорные уровни воды не превышают наивысший уровень открытого русла. На р. Коксе у с. Усть-Кокса в 40% случаев они являются высшими годовыми.

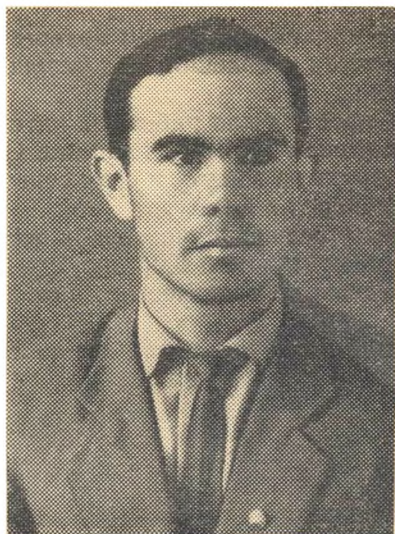
Заторы льда на реках Алтая образуются весной в результате более позднего вскрытия нижележащих участков реки, создающих задержки в транспортировке массы льда, а также в местах сужения и поворотов русла, у островов и опор автодорожных мостов. В 1958, 1966, 1968—1970 гг. на реках наблюдались наиболее мощные заторы, образовавшиеся в результате возвратов холодов, наличия малой водности и большого объема массы льда в начальный период ледохода.

Мощные заторы характеризуются высоким подпорным уровнем с резким его спадом после прорыва и небольшой продолжительностью (1—3 дня), менее мощные заторы более

продолжительны (5—10 дней), и характеризуются небольшой высотой подпорного уровня. Для более полного представления о мощности заторов (зажоров) в графах 5—6 табл. 1 и 2 приведены два наибольших из ряда наблюдений подпорных подъема уровня воды.

Наибольшие заторные уровни обычно значительно превышают наивысший уровень открытого русла, при котором проходит максимальный расход. Они наблюдаются в первый или второй день весеннего ледохода и в большинстве случаев совпадают с пиком половодья. При заторах, так же как и при зажорах льда, резко нарушается обычная связь уровня с расходом воды. При незначительном увеличении расхода воды происходит резкое повышение уровня вследствие образованного льдом подпора.

Выполненные анализ и обобщения о заторах и зажорах льда на реках Алтая являются лишь начальным этапом комплексных исследований закономерности процесса заторо-зажорообразований с целью возможного прогнозирования места их возникновения и мощности.



ВАЛЕРИЙ ПАВЛОВИЧ ТЫРЫШКАНОВ

13 июля 1972 года во время маршрутных гляциологических работ на леднике Геблера в массиве Белухи лавина оборвала жизнь аспиранта кафедры географии Томского госуниверситета В. П. Тырышканова. Валерий Павлович родился 14 июля 1940 г. в с. Улаган Горно-Алтайской автономной области. Начало его жизненного пути характерно для молодежи нашего времени: Солтонская средняя школа, где он вступил в комсомол, Горно-Алтайский педагогический институт, служба в рядах Советской Армии. После возвращения из армии Валерий Павлович работает ассистентом кафедры географии родного института, затем старшим инструктором областного совета по туризму. Великолепный спортсмен, большой знаток Алтайских гор, он становился признанным авторитетом для всех, отправляющихся в трудные маршруты по горным тропам и перевалам.

Географ по призванию, Валерий Павлович во время многочисленных маршрутов вел наблюдения за природными процессами в высокогорье. Любовь к заснеженным перевалам, ледникам и сияющим вершинам привела его в гляциологию. С 1969 г. он принимает участие в летних полевых исследованиях Алтайской гляциологической экспедиции Томского университета, а зимой 1971/72 г., уже будучи аспирантом, проводит впервые на Алтае зимние гляциологические работы в бассейне р. Мульта в Катунском хребте.

Полный творческих планов, Валерий Павлович буквально горел на работе. Не зная усталости, он уходил в новые и но-

вые маршруты, по крупицам собирая интересный материал о гляциальных процессах и явлениях в долинах самого высокого на Алтае хребта

С ним легко и просто было работать, интересно и полезно спорить, с удовольствием делиться планами. Он всегда приходил на помощь в трудную минуту и его крепкие сильные руки не раз выручали попавших в беду.

По единодушному решению участников экспедиции одному из ледников в истоках Нижнего Кургана, где Валерий Павлович работал за неделю до трагического дня, присвоено имя Тырышканова.

Светлая память о погибшем товарище навсегда сохранится в наших сердцах.

Группа товарищей

СОДЕРЖАНИЕ

П. А. Окишев. Древние приледниковые озера Чуйской и Курайской котловин	3
✓ В. С. Ревякин, Л. Л. Тихонова. Метели и снеготранспортируемость в Горном Алтае	9
✓ М. В. Тронов, Н. Х. Лупина, Л. Б. Тронова. О характеристике и типизации погоды в горно-ледниковом бассейне Актру	33
✓ М. А. Душкин. Морены на ледниках Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов в Центральном Алтае	49
✓ В. В. Севастьянов, Н. Х. Лупина. Климат водоразделов высокогорного Алтая	56
Б. М. Кривоносов. Отдельные характеристики атмосферного давления над Горным Алтаем	64
В. П. Голещихин. Радиационный режим склонов Горного Алтая	78
Ю. В. Ночевалов, А. Г. Чубенко. Лавины свежеснеговывающего снега Западной части Катунского хребта (на примере бассейна р. Мульты)	90
✓ В. П. Тырышканов. Морфология снежников западной части Катунского хребта	98
✓ Ж. В. Рыбакова. Климатическая характеристика бездождных периодов Алтайского края	103
Е. Н. Вилесов, Г. А. Токмагамбетов, Г. В. Гельдыева, Р. С. Бектеньяров. О формировании химического стока с ледников бассейна р. Белая Берель	116
Е. Н. Вилесов. К характеристике связи между гипсометрией и оледенением в условиях Заилийского Алатау	121
✓ Л. И. Бордовская, Ж. В. Рыбакова. Распределение удельной влажности в свободной атмосфере над Западной Сибирью	124
— Е. П. Шуруп, Г. В. Проскурина. Заторы и зазоры льда на реках Алтая	136
Валерий Павлович Тырышканов	141

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

Выпуск 11

Томск, Изд. ТГУ, 1976 г., 144 с. + 1 вкл.

Главный редактор **В. С. Сумарокова.**

Редактор **Е. В. Лукина.**

Технический редактор **Р. М. Подгорбунская.**

Корректор **Е. С. Юзефович.**

К302184. Сдано в набор 24/XI-1975 г. Подписано к печати 21/VI-1976,
Бумага типографская № 3, формат 60×90^{1/16}; п. л. 9; уч.-изд. л. 9,7. Заказ 3700.
Тираж 500. Цена 1 руб.

Издательство ТГУ. Томск, 29, ул. Никитина, 17.
Новосибирск, тип. «Советская Сибирь», ул. Немировича-Данченко, 104.

Цена 1 руб.

1-246344

Томский госуниверситет 1878



Научная библиотека 00518859