

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ГОД

ANNEE GEOPHYSIQUE INTERNATIONALE

ГЛЯЦИОЛОГИЯ
АЛТАЯ

ТОМСК — 1978

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

Выпуск 14

ИЗДАТЕЛЬСТВО ТОМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Томск — 1978

Сборник «Гляциология Алтая», выпуск 14, как и предшествующие его выпуски, посвящается в первую очередь результатам продолжающихся систематических исследований в Горном Алтае, в которых совмещаются цели и задачи изучения климата и водных ресурсов горной страны с установленными планами научных «международных проектов». Сборник отражает участие Томского университета в планомерном изучении горных объектов всего земного шара. Содержание сборника комплексное: в нем сочетаются вопросы и интересы гидрологии, климатологии, геоморфологии, гляциологии горной страны. Рассматриваются и вопросы расширенного регионального значения с общими теоретическими выводами.

Сборник предназначен для научных работников — географов разных специальностей, студентов старших курсов, для специалистов Гидрометслужбы, для работников планирующих организаций Алтайского края.

Редактор — М. В. Т р о н о в.

2-9-61

О РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ГЛЯЦИОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ

М. В. ТРОНОВ

Метеорологическая и климатическая обусловленность элементов и сторон режима ледника имеет в общем вполне конкретные физические причины. Одновременно и ледники, оставаясь индикаторами климата, могут сами оказывать существенное влияние на местные климатические особенности. Это богатство взаимосвязей между климатом и оледенением является двусторонним. Его изучение позволяет делать выводы «об оледенении по климату» и, наоборот, «о климате по оледенению». Возникают различия по самому существу гляциоклиматических показателей. Но вопрос можно поставить шире. Ведь в ряде случаев связи между климатом и оледенением могут иметь очень четкое отображение в сопутствующих природных явлениях, т. е. природных индикаторах, но пока не могут быть выражены в численных показателях. Отсюда вытекает, что в общем плане изучения множественности гляциоклиматических показателей следует сначала остановиться на вопросе об их разнотипности.

Речь идет, во-первых, о показателях собственно климатических, широко используемых в гляциологии.

Во-вторых, имеются в виду показатели гляциологические, непосредственно относящиеся к свойствам оледенения, которые в то же время могут и должны использоваться в климатологии.

В-третьих, должны быть выделены показатели промежуточные, имеющие двойственное значение, которые терминологически могут определяться и как гляциологические, и как климатические.

Ниже обосновывается возникновение и сущность еще одного типичного показателя.

Первый тип показателей аналогичен показателям агроклиматическим, причем и на ледники, как и на растительность, оказывают воздействие самые разнообразные элементы климата или их сочетания. Мало того, важнейшие для расте-

ний условия тепла и увлажнения являются главными и для ледников. Зато различным оказывается характер влияния, благоприятного или губительного, также совсем неодинаковы требуемые периоды времени для проявления таких воздействий. Степень изученности такого типа гляциоклиматических показателей нельзя назвать слабой. За последние годы получены важнейшие новые результаты и особенно много сделано в аспекте региональных исследований климатических условий оледенения. Однако остаются и даже возникают трудные вопросы. Совсем неясно реальное влияние фёнов на таяние ледников. Сухость воздуха при фёнах усиливает испарение, связанное с большой затратой тепла (1 г льда — 680 кал при 0°), и тем самым уменьшает таяние льда. Труднейший, как известно, вопрос — это обоснование «норм концентрации» твердых осадков на крутых подветренных склонах. Известно, что могут рассматриваться отдельно роль, характер и особенности главных показателей климата в их влиянии на ледники.

Второй тип показателей (показатели гляциологические, важные в климатологии) имеет двойственный смысл и значение. С одной стороны, речь идет о физическом влиянии холодных ледников на природные условия местности, причем в случае огромных материковых льдов эта местность по существу — вся Земля. С другой стороны, ледник в самом своем существовании, режиме и динамике является индикатором климата, его свойств и колебаний за разные периоды. Те или иные количественные характеристики ледника и «ледникового процесса», детально рассматриваемого, связываются численными соотношениями с климатом, с его составляющими элементами.

Наличие в общем выражении связи между оледенением и климатом двух величин — численная «характеристика ледника» и численная «характеристика климата» — приводит к возникновению особого третьего типа показателей в соотношения между численными характеристиками (т. е. показателями) климата и оледенения. Практически важное значение их заключается в том, что они обычно выражают некоторую, хотя и непостоянную, норму соответствия (или взаимосвязи) между численными характеристиками ледника и климата. Если такого показателя нет, т. е. если он неизвестен, то любой показатель климата будет означать для целей гляциологии лишь некоторую качественную оценку «возможностей» оледенения, а показатель гляциологический — лишь качественную оценку климата. Знание численных «показателей соотношений» означает возможность установления количественных связей между близкими друг к другу элементами климата и режима ледников.

Так, в простейшей используемой и гидрологами, и гляциологами формуле $A = k\Sigma t^{\circ}$ величина абляции за не слишком ко-

роткий период принимается пропорциональной сумме положительных среднесуточных температур. Коэффициент k — это и есть показатель, означающий величину абляции «на 1° температуры», отклонения которого от нормы (обычно 5—6 мм для снега и 7—8 мм для льда в «пересчете на воду») могут приближенно учитываться в зависимости от разных обстоятельств. Следовательно, такой показатель должен подвергаться исследованию, что и показано во многих литературных источниках, пример — В. Л. Шульц (1965).

Четвертый тип гляциоклиматических показателей, особо важный в смысле изучения зоны контакта между гляциологией и климатологией, это тип показателей, которые по самому своему существу являются одновременно и климатическими, и гляциологическими. В зависимости от исходного материала, от метода определения они в своих разновидностях могут в большой мере сближаться с одной из дисциплин (с гляциологией или климатологией), оставаясь важными для другой.

Так, балансовое определение снеговой линии (Калесник, 1963) является самым общим и в гляциологии, и в климатологии. Высота снеговой границы как уровень летнего стаивания снежного покрова в горах (Воейков, 1884) — это показатель климатический. Снеговая граница как граница питания ледников (хотя совпадение неточное) — это собственно гляциологическая ее разновидность (Кренке, 1970). Есть и другие разновидности снеговой линии. Но только в избранном специализированном виде показатель высоты снеговой границы может занять свое определенное место в общей формуле связи между ледниками и климатом.

Итак, одни гляциоклиматические показатели помогают объяснить и охарактеризовать свойства оледенения при помощи данных о климате, другие направлены на то, чтобы оценивать климат, если известны характеристики ледников. Но в этом сопоставлении типов показателей нет их противопоставления. Будет правильным сделать вывод о подчинении тех и других принципу взаимосвязанности гляциоклиматических показателей. Речь идет о согласованности целевых назначений и научно-методических обоснований, которая, в свою очередь, должна быть отражением более общего принципа взаимообогащения гляциологии и климатологии в «зоне контакта». Очень важна возможность взаимного контроля в применении показателей по такой схеме: если в одном случае определяется (оценивается) «климат по леднику», а в другом (в сходных условиях) — «ледник по климату», то общие результаты не должны содержать противоречий и должны считаться равноправными. Такая схема реальна и позволяет сократить общий объем необходимых наблюдений при исследовании ряда горноледниковых бассейнов.

Из принципа взаимосвязанности гляциоклиматических показателей в общем плане укрепления научно-практических контактов между гляциологией и климатологией вытекает еще следующее важное положение. Как это отражено в ряде литературных источников, к гляциоклиматическим показателям должны предъявляться твердо установленные в климатологии требования кондиционности. Речь идет о точности, о многолетнем осреднении и приведении данных к одному периоду, об их репрезентативности.

Каждый исследователь или наблюдатель стремится к практически необходимой точности полученных результатов, но достигается она не всегда. Следовательно, применение гляциоклиматических показателей всегда требует оговорки относительно уже достигнутой точности или необходимости уточнений.

Требование строгой статистической обработки материалов узаконено в климатологии. Для установления аналогичных правил по отношению к гляциологическим показателям еще требуются специальные методические разработки. Тем не менее могут широко применяться упрощенные исчисления вместе с графическим изображением корреляционных связей между явлениями. С успехом можно перенять у гидрологов метод гидрологической аналогии.

Установление и оценка репрезентативности более общих или же частных характеристик как климата, так и отдельного ледника требуют правильной ориентировки в отношении природных условий и связей оледенения. Вместе с тем оценка их в ряде случаев бывает конкретной, не вызывающей сомнения, так что природные индикаторы климатических условий оледенения становятся как бы в один ряд с расчетными гляциоклиматическими показателями: уступая последним в смысле надежности количественных оценок, они выигрывают в отношении репрезентативности. Этот вопрос требует рассмотрения.

О природных индикаторах гляциоклиматических связей

Речь, как уже было сказано, идет о таких взаимных связях оледенения с климатом, которые получают наглядное отражение в природных ландшафтах, но не могут (или пока не могут) быть выражены в виде численных показателей. Для дальнейшего обсуждения вопроса мы должны воспринять следующее методологическое положение: климат надо рассматривать как метеорологический компонент географической среды (Колосков, 1948; Давитая, 1973). Именно с таким взглядом связывается как само обоснование, так затем

и не испорченное сомнениями признание реальной научной ценности сравнительных физико-географических анализов природного комплекса, хотя и не облеченных в расчетные формулы. Обратимся к одному убедительному «алтайскому» примеру.

Многие крупные ледники Алтая оканчиваются ниже границы леса и дают начало полноводным речным потокам. Еще из классических сочинений В. В. Сапожникова (1901 и др.) мы узнаем о ряде таких ледников — Катунский, Берельский, Менсу, Кочурлинский, Актру, Карагемский, Маашей. По ярким описаниям и фотографиям В. В. Сапожникова можно реально оценить масштаб весьма щедрой водоотдачи талых вод ледниками. Так и должно быть: ледниковый язык — это не узенькая полоска льда, а во всех случаях его огромная масса, интенсивно тающая в условиях континентального лета на не очень высоких уровнях близ границы леса (2000—2300 м). Другие большие ледники (среди них и самый большой на Алтае ледник Талдуринский с площадью в 27 км²), хотя своими языками не доходят до самой границы леса, все равно заканчиваются низко и осуществляют весьма интенсивный круговорот воды.

Так возник важнейший, дарованный природой постулат, определяющий и поныне главную линию гляциоклиматологических исследований на Алтае. Речь идет не только о самых крупных ледниках Алтая, а шире — о циркуобразных, обработанных древними льдами бассейнах, с площадями в несколько десятков квадратных километров, где залегают главные ледники и их спутники. Такие бассейны, их разностороннее исследование, как это должно быть подчеркнуто, чрезвычайно важны для общего познания климата Алтая и для характеристики ороклиматической базы оледенения, намного более благоприятной для него по сравнению с общим климатическим фоном.

Должно быть отмечено, что еще до начала детализированных гляциоклиматологических исследований на Алтае, приуроченных к Международному геофизическому году, уже были известны (Троновы, 1930; Пиварелис, 1934; Чемоданов, 1952; Комлев и Титова, 1966) данные о больших величинах стока в истоках рек с ледниковым питанием, так что годовой слой стока в горноледниковых бассейнах может намного превышать 1000 мм. Предварительные физико-географические оценки большой увлажненности горных хребтов Алтая подтвердились. Но уточненных данных пока мало.

В системе Гидрометслужбы сейчас только два постоянных гидрометрических поста — в бассейне Актру и Аккема — действительно приближены к ледникам. Это значит, что отнюдь не потеряли своего значения те устойчивые планы исследования, которые определяются всей «ландшафтной картиной» лед-

никового Алтая, впервые показанной в трудах В. В. Сапожникова.

Теперь обратимся к самой границе леса. Она везде является природным индикатором климата и климатических условий оледенения, причем имеет значение не только высота, но и видовой состав древесных пород. Она может быть и непосредственно сближена с ледниками (Актру), и ее высотный уровень становится гляциоклиматическим показателем с важными в гляциологии численными характеристиками. Важное значение имеет вертикальное расстояние между границей леса и снеговой линией. Так, вдоль Катунско-Чуйской горной цепи на Алтае эти высоты меняются от 2000 и 2500 м на западе до 2400 и 3400 м на востоке (Тронов, 1949). Это двойное увеличение перепада высот между двумя характерными ландшафтно-климатическими границами четко соответствует быстрому усилению континентальности и сухости климата и изменению условий оледенения при приближении к границе Монголии. Аналогичная закономерность отмечается Р. Д. Забировым для Памира (1955).

Граница леса на Алтае (это хорошо прослеживается в бассейне Актру) устойчиво повышается, начиная с половины прошлого века; поднятие к настоящему времени — примерно 90 м. Молодые деревья завоевывают пространство все выше по склонам и вверх по долине, так что не увеличивается расстояние между границей леса и отступающими ледниками. В последние годы процесс этот несколько не ослабел. По-видимому, опровергается (по отношению к Алтаю) часто высказываемое в литературе мнение, что в настоящее время наметилась тенденция к стационарированию горных ледников, даже к их наступанию, взамен длительного режима их отступления. По-видимому, детализированный дендрохронологический анализ, примененный и к стволам деревьев, захороненных в моренах, позволит найти и некоторые численные показатели связей между климатом, границей леса и динамикой ледников. Важно отметить, что в бассейне Актру на границе леса средняя температура воздуха в июле определяется почти точно в 10°.

Приведем еще характерный для бассейна Актру пример того, как природные индикаторы побуждают к разработке методики для оформления важных гляциоклиматических показателей. Допустим, метеорологическая станция в долине отметила, что ночью такого-то числа летнего месяца выпал снег, преимущественно мокрый. Снежного покрова не образовалось или он растаял с первыми лучами солнца. А между тем ледники, покрытые свежим снегом, ослепительно блестят среди темных скал и осыпей. Воды в речном потоке мало, ее характерная мутность уменьшилась.

Известно, что на роль летних снегопадов в режиме ледников в последнее время обращено большое внимание, но как

ледниковое явление летние снегопады отражены в имеющихся показателях все еще недостаточно. Однако в данном случае не видно принципиальных препятствий к тому, чтобы от свидетельств природных индикаторов уже в ближайшее время перейти к использованию в гляциоклиматических анализах уточненных показателей.

Из этих примеров можно видеть, что некоторые природные индикаторы климата и его связей с оледенением самой природой весьма приближены к категории численных показателей. Ведь повышение или понижение уровня границы леса на 100 м соответствует в «пересчете на климат» изменению летних температур на 0,6—07°. Высота границы леса, измеренная с точностью хотя бы до ± 10 м, становится весьма чувствительным численным показателем температурного режима. Но, конечно, требуется внимательный учет возможных других влияний на древесную растительность.

Не всегда можно, без сложной организации специальных наблюдений, перейти от ландшафтных характеристик к численным показателям климатических условий. В известной книге «Растительный покров Алтая» А. В. Куминовой (1960) находим такие указания:

«В растительном покрове Алтая леса занимают ведущее положение, покрывая 7125 тыс. га, что составляет 50,9% от территории» (с. 245); «Степи занимают 8,5% территории Алтая» (с. 197); «Лучшим показателем различного количества осадков служит растительный покров, характеризующийся в наиболее влажных районах широким распространением черной тайги, а в наиболее сухих — развитием степей» (с. 44).

Горный Алтай — в основном страна лесная. Между тем известно и подчеркивается А. В. Куминовой (с. 38), что метеорологические станции, число которых вообще недостаточно, расположены преимущественно в пределах степного пояса. Вся ландшафтная картина Алтая (в целом весьма сложная), должным образом не поясненная конкретными данными сети станций, свидетельствует об общем хорошем увлажнении Алтая. Налицо некоторая благоприятная предпосылка для возникновения и существования ледников как бы вопреки глубинно-континентальному расположению горной страны. Эти соображения бесспорны и должны приниматься во внимание в планах дальнейшего развития сети гидрометеорологических станций на Алтае. Очевидно, важен и учет интересов гидроклиматологии.

Однако в настоящее время затруднительно обосновать различные возможности для перехода от общих ландшафтно-климатических характеристик Горного Алтая к конкретным гляциоклиматическим показателям. Все же на одну такую возможность указать можно. Речь идет о вертикальном расстоянии между снеговой линией и границей леса, которое

закономерно уменьшается во влажных районах севера и запада Алтая по сравнению с центральными хребтами. Нужны еще уточненные данные, но все же можно оценивать в 2300—2400 м высоту уровня хionoсферы над северной и западной периферией Горного Алтая, где горы поднимаются выше границы леса, но недостаточно высоки для формирования ледников.

ЛИТЕРАТУРА

- Воейков А. И. Климаты земного шара, в особенности России. СПб., 1884.
- Давитая Ф. Ф. О некоторых пробелах в развитии гидрометеорологической науки.— «Метеорология и гидрология», 1973, № 7.
- Забиров Р. Д. Оледенение Памира. М., Географгиз, 1955.
- Калесник С. В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.
- Колосков П. И. О некоторых принципиальных вопросах климатологии.— В сб.: Вопросы географии. «Климатология и гидрология», вып. 7. М., ОГИЗ, 1948.
- Комлев А. М., Титова Ю. В. Формирование стока в бассейне р. Катунь. Новосибирск, 1966.
- Кренке А. Н. Климатические условия существования ледников и формирование ледниковых климатов.— В сб.: Метеорология и климатология. Итоги науки. Вып. 1, М., 1971.
- Куминова А. В. Растительный покров Алтая. Новосибирск, 1960.
- Пиварелис П. П. Краткий гидрологический очерк Алтая.— В кн.: Большой Алтай. Изд-е АН СССР, 1934.
- Сапожников В. В. Катунь и ее истоки. Путешествия 1897—1899 гг. Томск, 1901.
- Тронов М. В. Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949.
- Тронов М. В. Ледники и климат. Л., Гидрометеониздат, 1966.
- Троновы Б. и М. Новые данные о водных силах Алтая.— «Труды общ. изуч. Сибири и ее производ. сил», вып. 4. Новосибирск, 1930.
- Чемоданов С. Г. Средний сток рек Западной Сибири и его распределение в году.— «Труды Трансп.-энерг. ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР», вып. 3. Новосибирск, 1952.
- Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеониздат, 1965.
-

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ТЕРРИГЕННЫМ КОМПОНЕНТАМ

А. А. ЗЕМЦОВ

Терригенные компоненты — это составные части осадочных пород: обломки и минеральные зерна различной крупности, снесенные с суши и достигшие области осадконакопления. Познание терригенных компонентов, как отмечает В. П. Батурин (1947), начиналось с изучения их минералогического состава.

На севере Западно-Сибирской равнины исключительно широко распространены рыхлые осадочные породы плейстоцена. Часто они не содержат палеонтологических остатков и являются по существу «немыми», поэтому результаты минералогического состава терригенных компонентов используются в стратиграфических целях. Установление генезиса развитых здесь преимущественно аккумулятивных форм рельефа также немислимо без выяснения состава рыхлых пород, слагающих эти формы. Исключительный интерес представляют данные о минералогическом составе терригенных компонентов для восстановления геологического прошлого Западной Сибири в плейстоцене. Нами предпринимается попытка выявления колебаний климата, установления питающих провинций, путей и способов транспортировки терригенного материала*.

Для решения поставленных палеогеографических задач необходимо кратко остановиться на характеристике плейстоценовых (четвертичных) отложений, их особенностях и расчленении на отдельные стратиграфические горизонты и генетические типы.

Стратиграфия четвертичных отложений

Четвертичные отложения исключительно широко распространены в пределах Западно-Сибирской равнины. Мощность

* Некоторые выводы были опубликованы нами ранее (Земцов, 1958, 1973, 1976; Semtsov, 1974). В настоящей статье дается наиболее полное изложение полученных результатов.

их колеблется в зависимости от характера тектонических структур: в областях погружения плиты она достигает 300—350 м и более, а на локальных поднятиях сокращается до нескольких метров. Практически все аккумулятивные формы современного рельефа равнины сложены четвертичными отложениями. Последние представлены большим числом фаций, которые формировались в различных палеогеографических условиях.

Расчленение четвертичной толщи на горизонты и свиты осуществлено на основе унифицированной региональной стратиграфической схемы, принятой на Межведомственных совещаниях в 1961 и 1967 гг.

По типам четвертичных отложений равнина делится на три зоны: 1) морских трансгрессий; 2) ледниковую и 3) приледниковую.

В каждой из зон выделяются отложения нижнего плейстоцена, которые имеют локальное распространение и сохранились в древних речных долинах или заполняют понижения в дочетвертичном рельефе и на севере обычно вскрываются скважинами ниже уровня рек. В приенисейской части равнины это песчаные грубосортированные суглинки и глины, сильно перемятые, с нарушенной слоистостью, с включением в них плохо окатанного и угловатого валунно-галечного материала. С. А. Архиповым они отождествляются с основной мореной, которая местами замещается озерно-ледниковыми осадками. Суглинки сопоставляются с полуйской свитой зоны морских трансгрессий. Южнее ледниковой зоны выделяются аллювиальные и озерные фации семейкинской свиты. В Среднем Приобье эти отложения сосредоточены в долине Пра-Оби и представлены хорошо промытыми грубо- и крупнозернистыми песками, подстилаемыми галечниками. Сверху они перекрываются озерными глинами, которые отлагались в эпоху нижнеплейстоценового (демьянского) оледенения.

Отложения среднего плейстоцена включают тобольский, самаровский, ширтинский и тазовский горизонты.

Тобольский горизонт включает русловые, прирусловые и пойменные фации аллювия великих прарек равнины. Аллювий заполняет громадную переуглубленную долину Пра-Оби, залегая несогласно на размытой поверхности пород среднего олигоцена. Отложения тобольского горизонта сопоставляются с аллювиальными, эстуарными, прибрежно-морскими и морскими осадками казымской (на северо-западе) и туруханской (на северо-востоке) свит.

Самаровский горизонт включает комплекс отложений эпохи одноименного максимального оледенения. В ледниковой зоне это моренные, флювиогляциальные, озерно-ледниковые и ледниково-морские осадки. Первые включают обилие беспорядочно рассеянного в них валунно-галечного материала с от-

торженцами. Для этих так называемых валуносодержащих отложений характерна плохая сортировка, отсутствие слоистости, комковато-оскольчатая или комковато-плитчатая структура. На контакте с подстилающими более древними породами видны следы гляциодислокаций. В валуносодержащих породах нет микро- и макрофауны, а среди пылицы преобладает пыльца холодолюбивых растений. Все это свидетельствует о ледниковом генезисе отложений. В приледниковой зоне им соответствуют осадки подпрудных бассейнов, которые к югу сменяются озерно-аллювиальными отложениями.

На востоке ледниковой зоны нами выделены отложения ширтинского горизонта — пески с линзами торфа, откуда была извлечена ископаемая флора, обитающая в условиях климата, близкого к современному. Это пески межстадиальные или межледниковые. Здесь же выделен тазовский горизонт — морена, включающая преимущественно крупно- и разнотерристые пески и супеси с валунами и галькой.

В приледниковой зоне также развиты отложения самаровского, ширтинского и тазовского горизонтов. Но здесь это преимущественно озерные или озерно-аллювиальные осадки.

В зоне морских трансгрессий этим трем горизонтам синхронны отложения салехардской (на северо-западе) и санчуговской (на северо-востоке) свит. На наш взгляд, самаровская морена имеетя и среди морских отложений салехардской свиты. Ранее нами тазовский горизонт ледниковой зоны сопоставлялся с верхней пачкой санчуговской свиты.

Отложения верхнего плейстоцена на севере Западной Сибири имеют локальное распространение, разнообразны по генезису и включают казанцевский и зырянский горизонты. Ими сложены морские террасы и озерно-аллювиальные равнины, холмистые ледниковые ландшафты и зандровые поля. Южнее озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения верхнего плейстоцена слагают террасы в речных долинах и тонким плащом перекрывают междуречья.

Перечисленные здесь горизонты четвертичных отложений изучены в минералогическом отношении далеко не равномерно. Наибольшее количество образцов проанализировано из валуносодержащих отложений среднего плейстоцена.

Минералогические ассоциации четвертичных отложений и их отличия от ассоциаций более древних пород

Четвертичные отложения севера Западной Сибири резко отличаются по минералогическому составу от подстилающих пород верхнего мела и палеогена обилием в тяжелой фракции пироксенов, амфиболов и эпидота-цоизита. Обилие пироксенов в тяжелой фракции отложений плейстоцена приренисей-

ской части равнины отмечалось многими исследователями (Петров, 1939; Рябухин, 1939; Сакс, 1945, 1946, 1953; Казанский, 1956; Мизеров, 1956; Шумилова, 1956, 1958). В Приуралье высок процент амфиболов и эпидота-цоизита (Васильев, 1939, 1946).

Значительно пополнились данные о минералогическом составе отложений северо-востока Западно-Сибирской равнины во время проведенных здесь в начале 50-х гг. площадных геологических съемок и тематических исследований. Было проанализировано по единой методике около 1000 образцов мезозойско-кайнозойских пород. Результаты анализов обобщены нами (Земцов, 1957, 1959; Земцов и Тельцова, 1958). На основе обширного фактического материала установлено резкое отличие минералогического состава пород палеогена и верхнего мела от состава четвертичных отложений. В тяжелых фракциях последних резко понижается процент рудных минералов и значительно возрастает процент неустойчивых — пироксенов, амфиболов, а также группы эпидота-цоизита. В легкой фракции кварца меньше, а полевых шпатов намного больше, чем в соответствующих фракциях древних пород. Обилие пироксенов в минералогическом составе отложений приенисейской части равнины отмечается также С. А. Архиповым (1960), А. В. Гольбертом и В. И. Гудиной (1962), Н. Г. Загорской и др. (1965), Е. В. Шумиловой (1963, 1968а, 1969, 1971).

Таким образом, мощная четвертичная толща, обладая свойственными ей минералогическими комплексами, в которых значительно преобладают неустойчивые минералы, особенно пироксены, легко отделяется от подстилающих ее более древних пород. Пироксены являются коррелятивом для четвертичной толщи. На северо-востоке равнины нам неизвестны отложения плейстоцена, которые не содержали бы в том или ином количестве пироксенов. Этот признак широко использовался нами при картировании отложений во время геологических съемок в бассейнах Таза, Турухана, Ваха и других рек.

В тяжелой фракции четвертичных отложений бассейна р. Вах несколько преобладают ильменит и магнетит, составляя 50—60% фракции. Содержание эпидота-цоизита равно в среднем 20%, а роговой обманки — 10%. Пироксены есть во всех образцах, но обычно их не более 5%. Лишь во фракциях ледниковых отложений процент пироксенов иногда достигает 50. Сравнительно много циркона (до 10%), лейкоксена (5—6%) и граната (до 5%). В легкой фракции преобладает кварц, меньше полевых шпатов. Породы палеогена и верхнего мела, которые залегают здесь неглубоко от дневной поверхности и местами обнажаются по берегам р. Вах и его притоков, очень богаты магнетитом и ильменитом (до 80—

90%). Эпидот-цоизит вместе с роговой обманкой составляют не более 5—10% тяжелой фракции, а пироксенов практически нет. Эти породы и явились основным источником обогащения ильменитом, цирконом и гранатом четвертичных отложений бассейна р. Вах.

В бассейне р. Сым, расположенном у самого края ледникового покрова, в нижнечетвертичных отложениях высок процент рудных и повышено содержание циркона и граната, что сближает их с ларьякской свитой бассейна р. Вах. Минералогический состав среднечетвертичных морен левобережья р. Сым отличается высоким (до 60%) содержанием пироксенов, а количество роговой обманки достигает 10% (Мизеров, 1964).

Четвертичные отложения приуральской части севера. Западно-Сибирской равнины также сравнительно хорошо отличаются по минералогическому составу от более древних пород (Васильев, 1939, 1946; Шумилова, 1963, 1968б; Крапивнер, 1969 и др.). Е. В. Шумилова (1968б) выполнены детальные исследования литолого-минералогического состава ледниковых отложений из обнажений, расположенных у с. Карым-Кары и Пионерской горы (с. Самарово), песков тобольской (скородумовской) свиты, а также пород бешеевской, атлымской и чеганской свит среднего и верхнего олигоцена в низовьях Иртыша и Нижнем Приобье (Ханты-Мансийск, Атлым, Самарово). Оказалось, что «ассоциация терригенных компонентов в породах четвертичного возраста является единой за исключением некоторых деталей, по которым можно отличить среди них моренные отложения, и в то же время эта ассоциация значительно отличается от ассоциаций минералов, характеризующих отложения верхнего олигоцена». (Шумилова, 1968б, с. 166). Эти различия показаны в табл. 1.

Р. Б. Крапивнер приводит минералогический состав преимущественно валуносодержащих пород Самаровского района, которые он относит совершенно необоснованно к неогену. Среднеплейстоценовый возраст этих пород убедительно доказан Г. И. Лазуковым (1970, 1971), поэтому нет необходимости еще раз останавливаться на этом. Приведем лишь минералогический состав тяжелой фракции, где преобладают минералы группы эпидота-цоизита (16,8—24%), амфиболы (15,2—22%), ильменит (8,7—26,5%). Содержание остальных минералов не превышает 10% (например, циркона 3,5—9,6%, граната 3—5,6%, пироксена 1,5—4,3%, турмалина 0,8—1,6%). Содержание устойчивых минералов не превышает 20%. Валуносодержащие породы резко отличаются обилием неустойчивых минералов от более древних пород, залегающих в основании обнажения. Даже в песках тобольской свиты, которую Р. Б. Крапивнер считает среднеплейстоценовой, содержится меньше неустойчивых минералов. Судя по составу

Таблица 1

**Минералогический состав тяжелой фракции четвертичных отложений
и пород верхнего и среднего олигоцена в районе
сс. Карым-Кары и Самарово**

Ассоциация минералов в тяжелой фракции	Минерал, %					
	Группа эпидота	Обыкновенная роговая обманка	Базальтическая и щелочная роговая обманка	Группа пироксенов	Апатит	Ильменит
а) Четвертичных отложений	23—43	11—27	+	1—3	1—2	3—36
б) Пород верхнего и среднего олигоцена	2—17	ед.—4	—	—	—	54—81

Примечание. + следы; — отсутствие минералов.

ву, тобольские пески оказываются более древними, ибо неустойчивых минералов в них меньше, чем в залегающих на песках валуносодержащих породах. Неустойчивые минералы лучше сохраняются в сравнительно молодых осадках, тогда как в более древних они встречаются реже.

В низовьях р. Оби, в районе г. Салехарда, в тяжелой фракции отложений плейстоцена основную часть составляют минералы группы эпидота-цоизита (в среднем 40%) и роговой обманки (в среднем 20%). В меньшем количестве встречаются рудные (обычно не более 10%), еще меньше, но всегда есть пироксены (в среднем 2—3%), гранат (1,2—8,7%), циркон (0,1—5,5%); в легкой фракции — кварц (всегда более 65%) и полевые шпаты (Лазуков, 1970; Шумилова, 1971, 1974).

В правобережье р. Северной Сосьвы в тяжелой фракции флювиогляциальных песков преобладают роговая обманка (12,85—72,5%) и эпидот (8,8—44,35%), много магнетита (до 14,75%), граната (до 16,95%) и других минералов, количество которых не превышает 10% (Трофимов, 1964). Эту ассоциацию минералов можно назвать гранато-эпидото-амфиболовой.

На севере Ямала в составе тяжелой фракции морских четвертичных осадков несколько преобладают пироксены, на большей же территории полуострова осадки богаты амфиболом и эпидот-цоизитом (Кайялайнен, 1967). Таким образом, для предуральской части равнины в отличие от приенисейской, где пироксены занимают ведущее место, характерна ильменито-амфиболо-эпидотовая ассоциация с некоторыми вариациями этих минералов.

В центральных районах севера равнины, включающих бассейны Пура, Надыма, Агана, Пима, Тром-Югана и других рек,

судя по работам В. Н. Сакса (1946), Н. А. Нагинского (1959), сотрудников ВСЕГЕИ, ВНИГРИ и нашим, четвертичные отложения имеют иной минералогический состав, чем породы палеогена, которые залегают здесь неглубоко и местами выходят на дневную поверхность.

В отложениях салехардской свиты преобладают малоустойчивые минералы, подтверждающие вместе с палинологическими спектрами ее плейстоценовый возраст. Содержание пироксенов местами достигает 10—20%. Последние вместе с амфиболами и эпидотом-цоизитом составляют примерно равный процент тяжелой фракции, но со значительными вариациями. Например, в бассейне р. Пур преобладает эпидот-цоизит.

В приледниковой и во внеледниковой зонах Западно-Сибирской равнины такого резкого различия в минералогическом составе четвертичных и палеоген-неогеновых пород нет, особенно в ее центральной части, где на границах стратиграфических горизонтов и свит не происходит резких и внезапных смен минералогического состава. Однако в приуральской и особенно в приенисейской частях этих зон равнины такие границы достаточно четкие. Например, в бассейне р. Тым отложения плейстоцена отличаются от пород миоцена высоким содержанием эпидота и возрастом роли роговой обманки. Последняя в составе тяжелой фракции пород миоцена не превышает 1—2%. В отложениях же среднего плейстоцена она увеличивается до 10—28%. Появляется базальтическая роговая обманка и апатит, которых нет в породах миоцена. Редко встречающиеся в составе пород миоцена сфен и пироксены в четвертичных отложениях становятся характерными (Шумилова, 1963). В минералогическом составе четвертичных отложений бассейнов рр. Кети и Пайдугиной преобладают рудные (до 30—40%), группа эпидота-цоизита (до 30—35%). Роговая обманка изменяется в сравнительно широких пределах (от 10 до 35%), содержание пироксенов не превышает 10%, так же как гранита и циркона. В легкой фракции обычно преобладают кварц и полевые шпаты (до 40%). Нижележащие осадки палеогена, палеогена и верхнего мела, напротив, содержат много рудных (до 70%) и меньше роговой обманки (до 5%), а пироксенов вообще нет (Мизеров, 1964). Граница четвертичных отложений с подстилающими породами здесь достаточно ясна.

Севернее, в бассейне р. Трайгородской эпидот-цоизит в составе тяжелой фракции отложений плейстоцена занимает 24,4—40%, роговая обманка — порядка 10%, пироксены — меньше 10%, а содержание рудных колеблется в пределах 35—63%. В легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты. Почти повсеместны кварцит и хлорит. В бассейнах рр. Назинской и Киевского Егана тяжелая фракция отложе-

ний плейстоцена также содержит много эпидота-цоизита, роговой обманки и рудных минералов, преимущественно ильменита. Легкая фракция кварцево-полевошпатовая. Характерно, что выход тяжелой фракции не превышает 2% (Земцов 1968). Хорошо отличаются по минералогическому составу четвертичные отложения от пород палеогена и в Александровском районе (табл. 2).

Аналогичные терригенно-минералогические комплексы, богатые неустойчивыми и малоустойчивыми минералами, установлены в отложениях плейстоцена бассейнов Парабели Васюгана, Чаи и других рек. В Колпашевском Приобье отложения плейстоцена характеризуются амфиболо-ильменито-эпидотовой ассоциацией минералов. Эта же ассоциация присуща и одновозрастным отложениям Новосибирского Приобья (Махензон и Мизеров, 1966; Махензон, 1966).

Тяжелые фракции тобольских песков и глин самаровского горизонта низовьев Иртыша близки по своему составу, в них эпидота-цоизита в среднем 30—35%, амфиболов — около 10% а ильменита — до 50—60%. Наличие последнего является прямым признаком заимствования его из пород олигоцена. Ассоциация минералов преимущественно амфиболо-эпидото-ильменитовая. Отличаются они лишь изменением количественных связей между отдельными минералами. Наблюдается некоторое различие в составе тяжелой фракции отложений плейстоцена южных (широтный участок р. Иртыша выше устья р. Тобол) и северных (низовья Иртыша ниже впадения в него р. Тобол) районов (Бузулуцков, Волкова, 1964). Однако и там и здесь, от устья р. Ишима до г. Ханты-Мансийска, плейстоценовые отложения отличаются по минералогическому составу от пород верхнего олигоцена.

Подобные ассоциации минералов характерны для четвертичных отложений западной части Обь-Иртышского междуречья, вдоль железной дороги Тобольск—Сургут (Волкова и др., 1970) и в бассейне Нижнего Иртыша (Задкова, 1973).

В Тарском Прииртышье в тяжелой фракции осадков смирновской свиты, например, содержится 50—70% эпидота-цоизита, роговой обманки — от 6—13 до 23%, титанистых минералов — 11—19%, циркона — 1,5—3,0%. Высокий процент титансодержащих минералов в отложениях плейстоцена этого района свидетельствует о перемыче здесь олигоценовых пород. В легкой фракции — кварц (от 48 до 80%) и полевошпаты (от 20 до 35%). Близкий состав имеют здесь и отложения тобольской свиты: эпидота-цоизита — 40—53%, рудных минералов — 14—33%, амфиболов — 7—23%, лейкоксена — 0,2—10%, остальные — от долей до 3,5%. В легкой фракции преобладают кварц (65—76%), полевые шпаты (12—35%). Примечательна хорошая сортировка обломочного материала (Васильев, 1970). Здесь доминируют малоустойчивые минера

Минералогический состав легкой фракции четвертичных и дочетвертичных отложений
Александровского района Томской области

Ассоциации минералов тяжелой фракции	Минерал, %													
	Группа эпидота	Обыкновен- ная роговая обманка	Бурая рого- вая обманка	Группа пироксенов	Апатит	Рудные	Лёгкоксен	Циркон	Тузмалин	Антофиллит	Андалузит	Старролит	Рутил	Анатаз
а) Четвертичных отложений	13,9— 36	11,7— 29	+	0,3— 4,7	1,3— 4,8	20— 30	1,2— 2,7	2,4— 5,9	+—1	—	до 0,6	до 0,9	0,4— 1,1	0,3— 1,7
б) Порода верхнего олигоцена (новомихай- ловская свита)	1,2— 9,6	0,7— 4,1	—	—	—	50— 60	8,1— 14	5,2— 8,9	1,7— 3,1	0,2— 0,7	—	—	1,3— 3,4	4,9— 3,5

Примечание. + следы; — отсутствие минералов.

лы, а их ассоциация может быть названа амфиболо-ильменито-эпидотовой. Еще южнее, в Барабе, отложения плейстоцена также отличаются по минералогическому составу от более древних пород значительным преобладанием в тяжелой фракции группы эпидота-цоизита и амфиболов (до 80%). Содержание ильменита достигает 17%, циркона — 1—9%, турмалина — 0,6—4,9%. Постоянны минералы метаморфической группы (ставролит, дистен, андалузит, силлиманит) и анатаз. В легкой фракции преимущественно кварц (30—60%), меньше ортоклаза-микроклина (12—31%) и плагиоклаза (5—14%). Характерна ильменито-амфиболо-эпидотовая ассоциация минералов (Шаров, 1970).

Итак, по минералогическому составу четвертичные отложения существенно отличаются от пород неогена (на юге), палеогена и верхнего мела, на которых они нередко залегают со значительным стратиграфическим несогласием, что фиксируется резкой и внезапной сменой их состава. Важным признаком минералов тяжелой фракции отложений плейстоцена является их свежесть. Это отличие может быть использовано при установлении нижней границы четвертичной системы.

Какие же терригенно-минералогические комплексы характерны для плейстоценовых отложений Западно-Сибирской равнины? Все они отличаются, как показано выше, от комплексов более древних пород значительным содержанием неустойчивых минералов — пироксенов и амфиболов, а также группы эпидота-цоизита. Обилие этих минералов, свежесть, чистота и прозрачность их зерен, отсутствие заметных признаков выветривания свидетельствуют о молодости отложений, включающих данные комплексы или ассоциации минералов, которые почти не затронуты процессами химического разложения.

Массовое количество неустойчивых и малоустойчивых минералов пироксен-амфибол-эпидотового комплекса в составе четвертичных отложений не является характерным только для Западно-Сибирской равнины. Именно такими комплексами минералов очень богаты четвертичные отложения Русской равнины (Шамрай и Орехов, 1956, 1961; Коптев, 1961; Рябченков, 1961, 1965 и др.), Украины (Дядченко, 1961), Западной Европы — Польши (Крыговский, 1966), северной Швеции (Jarnefors, 1952), Нидерландов (Voothuysen, 1958) и Северной Америки (Frye, Willman, Black, 1965) и др.

Эта же ассоциация минералов свойственна четвертичным отложениям Севера СССР. В моренах Карелии, Карельского перешейка и Приневской низменности в минералогическом составе преобладает роговая обманка. Много ее в моренах Кольского полуострова (Рухина, 1960, 1966). Значительный процент тяжелой фракции четвертичных, особенно ледниковых, отложений Белоруссии и Прибалтики также приходится

на неустойчивые минералы (Лукашев, Астапова, 1969, 1970; Матвеев, 1970, 1972 и др.; Гайгалас и Юргайтис, 1967).

В четвертичных отложениях восточных склонов Южного Урала (Ананьева, 1966), многих районов Восточной Сибири (Золотарев, 1963; Зорин, 1965; Плотникова, 1960; Судакова, 1966 и др.) и Яно-Индигорской низменности (Кайялайнен, 1968), бассейна р. Амура (Никольская, 1972) и Иссыкульской впадины (Воскресенская, 1969), а также в донных грунтах Северного Ледовитого океана (Лапина, 1959) и осадках современных водоемов (Страхов, 1954) пироксены, амфиболы и эпидот-цоизит преобладают в тяжелых фракциях.

Следовательно, отмеченную особенность минералогических ассоциаций четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины следует рассматривать как характерную вообще для отложений четвертичной системы полярных и умеренных широт Евразии и Северной Америки.

Объяснение массовому количеству малоустойчивых минералов в ассоциациях нужно искать в общих глобальных причинах. Такой причиной могло быть усиление тектонической деятельности в конце неогена и начале плейстоцена, которая привела к образованию новых и омоложению старых горных сооружений, что способствовало оживлению эрозии и перемещению обломочного материала. Однако в геологической истории активизация тектонической деятельности, как известно, происходила неоднократно и в более древние эпохи, но такого обилия указанных минералогических ассоциаций в древних отложениях нет или же они имеют локальный характер (Шамрай, Орехов, 1956). Вернее, они были, но явления диагенеза «сняты» характерные признаки. Главной причиной были изменения климатических условий четвертичного периода. К ним относятся значительные похолодания климата и связанные с ними оледенения. Именно валунодержущие породы ледникового и ледниково-морского генезиса содержат в тяжелых фракциях массовое количество неустойчивых минералов. Это явилось одним из оснований для выделения Н. М. Страховым (1962) ледового типа литогенеза, развитого в обширной приполярной, а в ледниковое время и умеренной зонах Евразии и Северной Америки. При ледовом типе литогенеза диагенез подавлен низкой температурой среды осадкообразования и господствует в основном физическое выветривание.

Колебания климата. Ритмичность осадконакопления. Деление четвертичной толщи на генетические типы и стратиграфические горизонты

Мощная толща четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины литологически неоднородна. Для нее характерно

ритмичное чередование пород. На севере валуносодержащие породы переслаиваются с морскими, а южнее с аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями. В центральной части равнины, где валуносодержащих пород нет, также сравнительно отчетливо проявляется ритмичность в осадконакоплении, отражающая крупные изменения климата и перераспределение областей сноса в плейстоцене. Эти изменения климата не могли не сказаться на литологии отложений и на их минералогическом составе. Изучая последний, можно с некоторой степенью условности подразделить немую толщину на различные генетические типы и, возможно, стратиграфические горизонты со свойственными им ассоциациями минералов.

До недавнего времени результаты минералогического анализа использовались в основном для литолого-стратиграфического расчленения геологических разрезов. Пионерами этого метода в Сибири были Е. В. Шумилова и М. П. Нагорский, которые еще в начале 30-х годов, т. е. почти одновременно с геологами Западной Европы (Klebensberg, 1948), широко и успешно применяли его при изучении четвертичных отложений. Первые же сведения о минералах из рыхлых отложений Западно-Сибирской равнины привел П. Л. Драверт (1926). Позднее Р. С. Ильин (1936) использовал данные минералогических анализов, выполненных Е. В. Шумиловой и М. П. Нагорским, для характеристики четвертичных отложений низовьев Иртыша.

Данные минералогического анализа в комплексе с другими методами исследования осадков и при обязательном учете внешних признаков последних позволили нам провести стратиграфическое расчленение и корреляцию немых четвертичных отложений северо-востока Западной Сибири. Здесь прекрасно различаются по минералогическому составу отдельные стратиграфические горизонты, представленные определенными генетическими типами (Земцов, 1959; Земцов и Тельцова, 1958). Например, аллювиальные, аллювиально-озерные межледниковые (межстадиальные) и террасовые отложения мы объединяем в один тип, а ледниковые, водно-ледниковые и ледниково-морские — в другой. Этим генетическим типам осадков присущи свойственные им минералогические комплексы, обычно хорошо отличающиеся друг от друга. Но даже генетически однородные, в частности разновозрастные ледниковые и ледниково-морские, отложения имеют некоторые индивидуальные особенности, что при учете данных визуальных наблюдений (вещественный состав, структура, цвет, стратиграфическое положение в разрезе и т. п.) позволяет различать эти отложения. Например, в тяжелой фракции валунных суглинков самаровского оледенения насчитывается до 20 минералов, однако повсеместно преобладают пироксены

с подчиненным значением эпидота, роговой обманки и рудных минералов. В меньшем количестве встречаются гранат и циркон. Минералы, составляющие основу фракции, угловатые и угловато-окатанные. Хорошо окатанных зерен очень мало. Пироксены обычно бесцветные или зеленовато-бурые, чаще с лиловым оттенком. Зерна свежие, чистые, с зазубренными краями, бесформенные, редко призматические. В некоторых образцах наблюдается амфиболитизация зерен. Ильменит и магнетит — черного цвета с сильным металлическим блеском, бесформенные. Они резко отличаются друг от друга по цвету в отраженном свете. Эпидот — бесцветный или фиштактовый, бесформенный. Роговая обманка местами сильно выветрелая. Гранулометрический состав характеризуется слабой сортировкой материала, который очень плохо окатан.

В минералогическом составе зырянской морены и водно-ледниковых песков с галькой в бассейне р. Турухана насчитывается не более 10 компонентов. Исключительно преобладают пироксены, составляя в среднем 60—70% и достигая 95,5% тяжелой фракции. Зерна пироксенов исключительно свежие, совершенно невыветрелые. Среди рудных преобладает магнетит, редко встречается лимонит. Зерна также угловатые или округло-угловатые. Зерна эпидота свежие, обычно зеленовато-желтого цвета. В легкой фракции наблюдается резкое колебание в содержании кварца и плечевых шпатов. Среди последних преобладают калиевые шпаты. Необходимо отметить, что содержание пироксенов заметно снижается в суглинках и глинах и возрастает в песках и галечниках.

Тяжелая и легкая фракции гляциально-морских осадков санчуговской (салехардской) свиты в бассейне р. Таз состоят из наибольшего числа минералов, встречающихся в четвертичных отложениях (порядка 30—35). Это частично связано с образованием в морских условиях аутигенных минералов.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, в частности межледниковые (межстадиальные) пески ширтинской свиты в верховьях р. Таз — по рр. Ватыльке, Каральке и Покольке, характеризуются снижением количества пироксенов в тяжелой фракции от 50,5 до 20% и увеличением эпидота от 5,2 до 15%. В межледниковых песках с линзами торфа (р. Ватылька) в тяжелой фракции содержится 39% эпидота и до 17% роговой обманки, а количество пироксенов падает до 10%. В подстилающих же эти отложения флювиогляциальных песках пироксены составляют 45, эпидот 3 и роговая обманка 2%.

В обнажении у устья р. М. Ширты, в межледниковых песках пироксенов около 2%, а в нижележащей морене их более 70% (Земцов, Тельцова, 1958). Результаты, подобные нашим, были получены Е. В. Шумиловой (1963), изучавшей минералогический состав пород этого же обнажения. Такие резкие

колебания едва ли случайны. Сразу же возникает предположение, что эти пески не межледниковые и не межстадиальные, а флювиогляциальные, которые включены в морену в виде прослоя. Поэтому прежде, чем объяснить этот интересный факт, необходимо кратко остановиться на одной особенности минералогического состава морен, которые включают кроме валунных суглинков линзы и прослой песков, местами грубозернистых, с галькой, а также флювиогляциальные пески, фациально замещающие суглинки. В тяжелой фракции валунных суглинков пироксенов намного меньше, чем в песках. Однако это присуще не только для ледниковых отложений северо-востока равнины. В бассейне р. Колик-Егана нами выявлена такая же особенность: в песках пироксенов в 3—7 раз больше, чем в валунных суглинках и глинах (Земцов, 1973). Такая же особенность характерна для ледниковых отложений, вскрывающихся в ярах по рр. Югану, Лямину, Ваху и Агану (Нагинский, 1950, 1959).

Видимо, эта особенность свойственна ледниковым отложениям многих районов. Например, во флювиогляциальных песках Белорусского Поозерья тяжелые фракции всех размерных градаций содержат в 2 раза больше неустойчивой роговой обманки и 2—3 раза меньше ильменита по сравнению с аналогичными фракциями морены (Лукашев, Дромашко, 1970). Получается, что в песчаных разностях морены происходит концентрация неустойчивых пироксенов, а в глинистых сосредотачиваются устойчивые минералы. Согласно Н. В. Логвиненко (1951) основным фактором, регулирующим такое распределение, является сортировка вещества в процессе переноса и отложения. Но не всегда и не везде такое соотношение выдерживается. Концентрация неустойчивых пироксенов и амфиболов осуществляется иногда в равной мере и в песках и в суглинках морены. В том же плане концентрируются и устойчивые минералы. Подобные условия возможны в несортированных или же слабосортированных ледниковых отложениях, когда процессы выветривания и диагенеза изменили то распределение тяжелых минералов, которое возникло в результате сортировки вещества, но не довели до конца.

Теперь вернемся к объяснению интересного факта. В ширтинских песках, как уже выше говорилось, процент пироксенов в несколько раз ниже, чем в валунных суглинках, их подстилающих и перекрывающих. Они могут быть отнесены не к флювиогляциальным пескам, а к межледниковым. В них заметно увеличивается содержание минералов группы эпидота-цоизита, циркона, ильменита, турмалина. Происходит смена по вертикали пироксенового комплекса, характерного для валунных суглинков и валунных песков нижней самаровской морены, на ильменит-эпидотовый комплекс межледниковых песков. Последние, в свою очередь, перекрываются тазовской

мореной, в тяжелой фракции которой снова отмечается обилие пироксенов.

С чем же могут быть связаны такие существенные изменения минералогического состава в вертикальном разрезе? Во-первых, не исключена возможность, что верхняя часть самаровской морены до отложения песков подверглась выветриванию и вторичным изменениям, которые, хотя и не привели к полному разложению и замещению минералов, но были существенными. Например, проведенные в Белоруссии К. И. Лукашевым и С. Д. Астаповой (1970) исследования минералогического состава белорусской морены и ее выветрившейся верхней части, подвергшейся почвообразовательным процессам, показали увеличение в последней относительного содержания эпидота-цоизита, циркона, турмалина, граната, ставролита, дистена, пироксена, апатита. В межледниковых песках ширтинского разреза, залегающих на самаровской морене, также значительно увеличилось количество эпидота-цоизита (более чем в 3 раза), циркона (более чем в 2 раза), граната, турмалина. Однако одновременно резко (почти в 5 раз) сократился процент пироксенов и несколько увеличился процент роговой обманки. Следовательно, формирование межледниковых песков происходило не только за счет выветрившейся морены. Во-вторых, возможно, что увеличение группы эпидота связано с новообразованием (Шукевич, 1948). Однако последнее мало вероятно в столь широких масштабах. В-третьих, терригенный материал в межледниковое время переносился из соседних провинций питания, расположенных на юге во внеледниковой зоне, где минералы группы эпидота-цоизита доминируют в тяжелой фракции отложений. Сноса же материалов со стороны Средне-Сибирского плоскогорья в это время не было.

Остановимся кратко на пространственном размещении минералогических комплексов.

Нами выделено на северо-востоке равнины 5 минералогических комплексов, которые пространственно концентрируются на отдельных участках, будучи приурочены к определенным генетическим типам отложений. Последние, в свою очередь, располагаются в соответствии с геоморфологическим строением этой части равнины. Так, например, пироксеновый комплекс характерен для флювиогляциальных и ледниковых отложений верхнего и среднего плейстоцена, слагающих холмисто-моренные возвышенности Таз-Енисейского междуречья и верховьев Таза. В левобережье Таза пироксеновый комплекс сменяется эпидото-пироксено-амфиболовым, характерным для ледниково-морских отложений салехардской свиты. Эпидотовый комплекс типичен для аллювиально-озерных отложений II надпойменной террасы р. Таз и его левобережных аккумулятивных равнин. В бассейне р. Нижней Баихи, правого притока

р. Турухана, занимающем перигляциальную зону зырянского оледенения, расположена обширная озерно-аллювиальная равнина. Она сформировалась в результате подпруживания на севере зырянским ледником р. Енисея. Отложения этой равнины содержат очень высокий процент роговой обманки (амфиболовый комплекс). Характерным для этого комплекса также является повышенное содержание минералов метаморфических пород. Значительно преобладает зеленая роговая обманка, чаще в пироксеновом комплексе встречается бурая роговая обманка. Зерна удлиненные, слабоокатанные, темно-зеленого цвета. В группе эпидота-цоизита преобладает первый, зерна которого свежие, бледно-желтоватого, реже золотисто-зеленого цвета; разрушенные зерна обычно мутные. Пироксены в этом комплексе представлены диопсидом и особенно гиперстеном, который очень характерен для описываемых осадков. Гранат встречается в зернах неправильной формы или в обломках; преимущественно бесцветен, реже бурого и розового цвета. Зерна циркона удлиненные с несколько стертими гранями. Минералы легкой фракции, плохо окатаны и плохо отсортированы. Значительно (55—70%) преобладают полевые шпаты, среди которых наиболее часты плагиоклазы, зерна которых свежие и чистые. Характерно повышенное содержание слюд (до 17%).

Для некоторых участков Таз-Вах-Пуровского междуречья нами установлен комплекс минералов с большим количеством граната и циркона. Наличие в нем весьма устойчивых минералов, обилие в легкой фракции кварца, прекрасная окатанность и сортировка материала свидетельствуют о неоднократном перетолжении данных осадков и более длительном воздействии на них агентов выветривания. Несомненно, что дополнительным источником обогащения осадков цирконом и гранатом могли быть подстилающие их верхнемеловые и палеогеновые породы, которые залегают здесь, в пределах Сибирских увалов, неглубоко от дневной поверхности.

Как уже указывалось, на северо-востоке четвертичная толща по минералогическому составу достаточно четко делится на стратиграфические горизонты (по вертикали) в области континентального осадконакопления южной части бассейна р. Таз. По мере приближения к северу, где аллювиально-озерные отложения сменяются морскими и прибрежно-морскими осадками, а субэральные морены переходят в гляциально-морские, различия в их минералогическом составе заметно сглаживаются, и четвертичная толща приобретает более или менее однородный вещественный состав. Вместе с тем в морских осадках обнаруживаются органические остатки (обломки известковых ракушек) и связанные с морскими условиями осадконакопления минералы, которых нет в континентальных отложениях (кристаллы гипса, марказит, глауконит, сидерит,

опал). Однако и здесь можно выделять генетические типы отложений. Так, В. И. Гудина и А. В. Гольберт (1962), изучая литолого-минералогический состав и микрофауну (фораминиферы) таз-санчуговских отложений бассейна р. Турухана, вскрытых скв. 24, установили, что эти отложения характеризуются единым парагенезисом основных породообразующих минералов и большим сходством минералогического состава. Это, по их мнению, подтверждает генетическую однородность всех литологических типов пород описываемой толщи. Однако по содержанию кварца и полевых шпатов в песчано-алевритовых фракциях четко намечается зональность, позволяющая толщу разделить на 6 зон, которые хорошо сопоставляются с микрофаунистическими. Ими предложено трехчленное строение рассматриваемой толщи, отражающее две стадии активизации оледенения с разделяющим их потеплением. Эти три пачки хорошо сопоставляются с выделенными нами здесь двумя моренами и межледниковыми (межстадиальными) песками. Среднюю (глубина 86—129,5 м) глинистую пачку, где отмечено богатое разнообразие не только фораминифер, но и раковин морских остракод, иглы морских ежей и других организмов, мы относим к ширтинскому времени, вышележащую пачку — к таз-санчуговскому времени (верхняя морена), а нижележащие суглинки с обилием валунов траппов — к самаровскому времени (нижняя морена). Климатические колебания и здесь находят явное отражение.

Н. Г. Загорская и др. (1965) приводят данные о минералогическом составе 120 образцов из морских и ледниково-морских осадков мессовско-санчуговской и туруханской свит, пробуренных 14 скв. вдоль долины р. Енисея от Сопочной Карги (на севере) до с. Верещагино (на юге). Ими в толще этих осадков выделяется несколько литологических комплексов. В I и III комплексах наблюдается пониженное содержание пироксенов в тяжелой фракции до 20—25% и резко возрастает их количество в тяжелой фракции IV комплекса (до 60% и выше). Изменяется и микрофауна, в частности фораминиферы. То она представлена богато, то лишь обедненными комплексами.

Эти геологи считают, что толща формировалась в длительно существовавшем морском бассейне при довольно однообразных климатических условиях. Тем не менее ими отмечается и определенная ритмичность внутри осадков, которая якобы свидетельствует о полном цикле осадконакопления санчуговской трансгрессии. Ритмичность же объясняется неустойчивым положением береговой линии. Однако вскрытые скважинами слои галечников и валунистов трудно признать шtrandовой фацией моря. Они тянутся в сторону равнины на сотни километров от предполагаемого берега моря. Например, скважина у Янова Стана, расположенного на правом берегу

р. Турухана в 120 км от Енисея, вскрыла в интервале глубин 84—97 м галечники с валунами траппов до 0,35 м в диаметре. Суглинки же с валунами вообще не типичны для шtrandовой фации. Неясны также причины колебания уровня морского бассейна. Ритмическое строение толщи рыхлых осадков плейстоцена этого района определяется не только чередованием литологических разностей (песков, глин, галечников с валунами и т. п.), но и отсутствием или изменением количества и видов, содержащейся в них микро- и макрофауны. Очевидно, что ритмичность в осадкообразовании определяется не только неотектоническими движениями в области сноса Средне-Сибирской платформы, но и изменениями климата. С похолоданиями связано развитие ледников и формирование сносимыми ими грубообломочного материала на прилежащую равнину.

А. В. Гольберт, В. И. Гудина, Г. М. Левковская (1965) для выяснения условий образования морских и ледниково-морских осадков применили коэффициент устойчивости, т. е. отношение содержания устойчивых и неустойчивых минералов в легкой и тяжелой фракциях. По их мнению, этот коэффициент являлся важным показателем условий образования осадков. Более высокое значение коэффициента свидетельствует о потеплении климата, а более низкое — о похолодании. На основе этого авторы выделяют несколько зон в четвертичных отложениях северо-запада равнины, вскрытых скв. 12 Обского профиля и скв. 77 на р. Северной Сосьве, соответствующих потеплениям и похолоданиям климата, выделенным по фораминиферам и споро-пыльцевым спектрам. Представления этих авторов вполне логичны. Ведь изменения климата во время формирования мощной толщи осадков ямальской серии происходили неоднократно, и они, конечно, сказались на характере осадков. Действительно, в условиях потепления климата следует ожидать формирования осадков с более значительным процентом устойчивых к выветриванию минералов, и коэффициент устойчивости будет более высоким. При похолодании, наоборот, этот коэффициент имеет меньшее значение, так как в осадках преобладают неустойчивые минералы. Этот опыт заслуживает внимания, а полученные результаты могут быть подтверждены в дальнейшем большим фактическим материалом, собранным по специально разработанной методике. Данные же только 2—3 скважин, конечно, недостаточны для стратиграфического разделения столь мощной толщи огромного региона.

Изложенные представления сравнительно подробно разработаны применительно к аллювиальным отложениям, особенно рек Восточной Сибири. Например, А. Г. Золотарев (1963) одним из первых по минералогическим ассоциациям и споро-пыльцевым спектрам выделил климатические ритмы, зафиксированные в четвертичных аллювиальных отложениях

Приангарья. В более широком географическом плане рассматриваются эти вопросы Н. Г. Горшенковой, Л. В. Зориным, Е. М. Малаевой (1960), Л. В. Зориным (1965), М. И. Плотниковой (1961), Н. В. Ренгартеном и Н. А. Константиновой (1965), Н. Г. Судаковой (1965, 1966) и др. Н. Г. Судакова (1966) изучала минералогический состав террасовых отложений рек, расположенных в различных природных зонах азиатской части СССР. При помощи парагенетических ассоциаций минералов ею установлены явные ритмы похолодания и потепления в четвертичных аллювиальных отложениях рек Восточной Сибири, тяготеющих к Дальнему Востоку.

В связи с этим необходимо строго учитывать фациальные особенности отложений, ибо одна и та же толща аллювия, включающая русловые, пойменные и старичные фации и формирующаяся одновременно при одинаковых климатических условиях, резко отличается по минералогическому составу. Этот достаточно известный факт недавно подтвержден подробным изучением Э. Г. Ананьевой (1970) различных фаций аллювия рр. Колымы и Нерчи. Ею установлено, что при переходе от русловых к пойменным фациям резко изменяется коэффициент устойчивости, т. е. значительно возрастает количество неустойчивых минералов. Но это отнюдь не говорит о резком изменении климатических условий. Поэтому колебания коэффициента устойчивости в данном случае не имеют никакого отношения к изменениям климата. Для устранения ошибки Э. Г. Ананьева предлагает вычислять переходные коэффициенты, которые представляют частное от деления содержания минерала в русловой фации аллювия на содержание его в пойменной или старичной фациях.

В Западной Сибири, насколько нам известно, подобные исследования не проводились. Установленное рядом упомянутых авторов прогрессирующее увеличение процента неустойчивых минералов от более древнего террасового аллювия к более молодому в аллювии рек ледниковой зоны Западной Сибири не выявляется. Наоборот, как показали наши исследования на реках северо-востока равнины еще в 50-х гг. (Земцов, Тельцова, 1958), минералогический состав молодых террасовых отложений отличается меньшим содержанием неустойчивых минералов от более древнего террасового аллювия. В минералогическом составе отложений поймы р. Енисея почти в 3 раза меньше пироксенов, чем в аллювии надпойменной террасы. Эта особенность подтверждается материалами С. А. Архипова (1960) для аллювия террас бассейна среднего течения р. Енисея, а Г. Э. Розенбаум (1963) — для Нижней Печоры.

Было бы не совсем правильно объяснять уменьшение процента неустойчивых минералов в более молодом аллювии только неоднократным его переотложением и переносом на

значительные расстояния. Против этого очень распространенного, но ошибочного представления справедливо предостерегал Н. М. Страхов (1954). Механическое переотложение аллювия и связанное с ним частичное разрушение неустойчивых минералов имело место, но оно играло второстепенную роль.

Мы представляем формирование аллювия террас рек севера Западной Сибири в следующем порядке. Аллювий наиболее древних террас формировался в начальный период становления речной системы, когда размыву и переотложению подвергалась верхняя толща севера равнины, представленная ледниковыми, флювиогляциальными и аллювиальными (межледниковыми) отложениями на юге и ледниково-морскими и морскими на севере. Все эти отложения имели различный минералогический состав. Аллювий древних террас отражает примерно его среднее значение, в результате сразу же сократился процент пироксенов. При формировании аллювия более молодых надпойменных террас переотлагался преимущественно аллювий более высоких террас, в котором было уже меньше неустойчивых минералов. Глубокий врез реки в дальнейшем приводит к тому, что она достигает поверхности древних верхнемеловых и палеогеновых пород и начинает их интенсивно размывать и переотлагать. В минералогическом составе этих пород пироксенов практически нет. Следовательно, состав аллювия поймы будет еще беднее ими, чем состав аллювия первых и вторых надпойменных террас. Произойдет смещение минералогического состава древних пород и аллювия и обогащение последнего устойчивыми минералами в основном метаморфического комплекса. Важное значение имеет и фактор времени. Формирование молодого аллювия происходит в период, когда породы, слагающие водосборы рек, подверглись более длительному физическому и химическому выветриванию, которое привело к частичному разрушению неустойчивых минералов. Поступающие в речную сеть с водосборов наносы содержат весьма низкий процент пироксенов или амфиболов.

Итак, выявление ритмичности образования осадков, а также климатических колебаний на основе применения петрографо-литологических методов в будущем возможно и перспективно. Однако до последнего времени материалов по Западной Сибири было недостаточно или же они не анализировались специально для этих целей. Необходимо послонное изучение вещественного состава пород типовых обнажений и керн опорных скважин, расположенных в страторайонах, с применением комплексных специально разработанных методик. Подобные исследования стали недавно проводиться Е. В. Шумиловой (1968а, б; 1969, 1971а, б; 1974). Эти исследования позволили расчлнить четвертичную толщу на литологические

пачки, которые имеют стратиграфическое и генетическое значение. Е. В. Шумиловой убедительно доказывается чередование на севере Западной Сибири морских осадков с ледниковыми моренами в разрезе, который ранее принимался за совершенно монотонный и непрерывный.

Питающие провинции, пути и способы транспортировки материала

В предыдущих разделах нами показано отличие, местами резкое, мощной четвертичной толщи Западно-Сибирской равнины по минералогическому составу терригенных компонентов от более древних пород, которые она перекрывает. Охарактеризованы особенности ее минералогического состава и возможности подразделения на различные генетические типы и стратиграфические горизонты. Рассмотрены условия формирования толщи и ритмичность в осадконакоплении, связанная с колебаниями климата в плейстоцене. Следующей задачей является выяснение областей сноса или питающих провинций, откуда могло поступать в пределы равнины огромное количество терригенного материала. Ясно, что от состава пород питающих провинций в значительной степени зависит и минералогический состав четвертичных отложений равнины. Вместе с тем нельзя забывать и еще один фактор — степень химического разложения терригенных компонентов, которая зависит от климатических условий и неотектоники.

Областями сноса терригенного материала были горные сооружения, обрамляющие Западно-Сибирскую равнину. На северо-востоке и востоке основной питающей провинцией являлись горы Бырранга, Средне-Сибирская платформа, несколько южнее — Енисейский кряж; на западе — Северный, Приполярный и Полярный Урал. Наконец, на юге основной питающей провинцией является южное обрамление Западно-Сибирской равнины. Эта провинция была и остается магистральной на протяжении всего плейстоцена. Ее влияние предельно сдвигалось к западу, возможно, частично и «отбрасывалось» на юго-запад в отдельные периоды оледенений приносом материала из районов Сибирской платформы.

На северо-востоке Западно-Сибирской равнины нами выделена сложная терригенно-минералогическая провинция, включающая отложения, характеризующиеся различными минералогическими комплексами, и связанная, по-видимому, с несколькими областями питания, сменявшимися во времени. Среди последних главной областью питания была Средне-Сибирская платформа, откуда в плейстоцене терригенный материал стал поступать в огромном количестве. В ее строении принимают участие траппы, которые и являлись основными

источниками пироксенов, изобилующих в тяжелой фракции плейстоценовых, особенно валуносодержащих, пород северо-востока и востока равнины.

Резкое различие в минералогическом составе четвертичных и более древних в основном верхнемеловых пород на северо-востоке равнины связано с тем, что в позднемеловое время Средне-Сибирская платформа не являлась основным поставщиком терригенного материала в пределы равнины. Не была она таковой, вероятно, и на протяжении юры и раннего мела (Накоряков, 1965). Однако какая-то доля материала все-таки поступала в пределы равнины в позднемеловое время. В. В. Вдовин (1958) обнаружил в осадках сымской свиты, вскрываемых рр. Большой Лайдой и Соленой (притоки Большой и Малой Хеты), линзовидные прослои гравелистых песков, в составе которых содержатся отдельные оолиты бокситов, а также куски слабоокатанных бокситов. В последних имеются обломки эффузивных пород траппового облика. Это, по мнению В. В. Вдовина, свидетельствует о формировании пластовых залежей бокситов в северо-восточной части равнины за счет разрушения бокситов коры выветривания, развившейся на траппах западной окраины Сибирской платформы. В низовьях Турухана буровыми скважинами вскрыты пласты таких же бокситов в отложениях апт-альба и сымской свиты. В. А. Каштанов и А. В. Гольберт (1961) считают, что в поздне-меловое время с Сибирской платформы поступали в основном фемические минералы. К сожалению, они не приводят цифровых данных, поэтому трудно судить, в каком количестве поступали фемические минералы и какой процент они составляют во фракциях пород верхнего мела.

Таким образом, снос терригенного материала в пределы равнины, видимо, был, но незначительный. Кроме того, пироксены и амфиболы неустойчивы в зоне гипергенеза и не могли сохраниться. В четвертичных же осадках, формировавшихся в обстановке арктического и субарктического климата, они преkrасно сохраняются.

Резкое различие в минералогическом составе четвертичных и более древних пород подтверждает коренные изменения геотектонического режима и физико-географических условий в четвертичном периоде на северо-востоке равнины. В северных районах существенное влияние оказали на формирование терригенно-минералогической провинции преимущественно горы Бырранга на Таймырском полуострове. Например, в морских и ледниково-морских осадках Гыдана тяжелая фракция, по данным В. И. Кайялайнена (1967), также представлена в основном пироксенами, амфиболами и эпидотом-цоизитом, в меньшей мере рудными материалами. По мере же удаления от Средне-Сибирской платформы количество пироксенов уменьшается и увеличивается процент

эпидота-цоизита. В этом мы усматриваем влияние Таймырской питающей провинции.

На южной окраине ледникового покрова, в бассейнах рр. Дубчеса, Елогуя и Сыма, заметно влияние новой провинции питания — Енисейского кряжа, что сказывается на некотором уменьшении процента пироксенов в тяжелой фракции. Однако в формировании минералогических комплексов имели определенное влияние и подстилающие здесь четвертичные отложения породы верхнего мела и палеогена. Кроме того, следует иметь в виду принос обломочного материала с юга в межледниковое время. Этим объясняется значительно меньшее количество пироксенов в межледниковых аллювиально-озерных отложениях.

В. А. Николаев и Е. В. Шумилова (1964) выделяют в четвертичных отложениях Западно-Сибирской равнины три основных типа терригенно-минералогических провинций: 1) непосредственно и ярко отражающая петрографический состав питающей провинции обрамления; 2) отражающая петрографический состав питающей провинции обрамления, но содержащая минералы-реликты из переотложенных более древних пород равнины; 3) в основном состоящая из переотложенных минералов за счет перемыва местных более древних пород равнины.

К первому типу несомненно относится терригенно-минералогическая провинция северо-восточной части равнины, основной областью сноса которой была Средне-Сибирская платформа. На северо-западе, в приуральской части равнины, где также четвертичные отложения весьма существенно отличаются по минералогическому составу от залегающих под ними более древних пород, снос терригенного материала осуществлялся с Уральских гор. Недавно были предприняты попытки количественного подсчета обломочного материала, снесенного с Урала в четвертичное время в пределы приуральской части равнины (Захаров, 1966, 1970). По подсчетам Ю. Ф. Захарова, 1900 км^3 грубообломочного материала поступило с Урала. Эта цифра близка к истине, хотя и оспаривается П. П. Генераловым и И. Л. Кузиным (1968). Такое же количество приходится и на мелкозем. Последнее подтверждается значительным увеличением в тяжелой фракции мелкозема амфиболов. На северо-западе также устанавливается обширная область седиментации, в терригенно-минералогических комплексах которой на первое место выходят амфиболы и минералы группы эпидота-цоизита, пироксены же занимают подчиненное положение. Эта терригенно-минералогическая провинция может быть отнесена с известной условностью к первому типу. Она достаточно хорошо отражает область сноса — Северный и Полярный Урал. Формирование морен, например, в Белогорье, Самарово и Карым-Кары

происходило, кроме материала, принесенного с Урала, также за счет переотложения тобольских песков и морских глин эоцена и нижнего олигоцена (Шумилова, 1968б).

Обширная территория, охватывающая бассейны рр. Пур, Надым, Аган и Пим и расположенная между двумя только что описанными терригенно-минералогическими провинциями, может быть выделена в третью провинцию, в минералогических комплексах которой занимают важное место минералы, образовавшиеся за счет местных пород и, возможно, за счет разрушения метаморфических пород Таймыра.

Итак, в приуральской провинции в тяжелой фракции четвертичных отложений преобладают или эпидоты, или амфиболы, часто процент их одинаков. В приенисейской провинции повсеместно доминируют пироксены, а на долю эпидота и амфиболов приходится не более 10% фракции. В выделяемой же нами центральной терригенно-минералогической провинции значительно и повсеместно преобладает группа эпидота-цоизита, а пироксены и амфиболы исчисляются обычно единицами процентов, реже до 10—20%. Ее самостоятельность обосновывается следующими данными. В бассейне р. Пур, частично и в левобережье р. Таз резко падает процент пироксенов в тяжелой фракции ледниково-морских осадков салехардской свиты, одновременно в несколько раз увеличивается количество эпидота-цоизита и намного меньше роговой обманки. За счет каких источников произошло столь резкое увеличение этих минералов? Судя по данным В. Н. Сакса (1946) и геологов ВСЕГЕИ, анализировавших керн скважин у сс. Ныды, Самбург, Каменная гора и др., верхнемеловые породы, как обнажающиеся здесь по берегам рек, так и вскрытые упомянутыми скважинами, крайне бедны эпидотом, а амфиболов в них практически нет. Только в самбургской скважине в интервале глубин 202—220 м отмечены породы, в которых эпидота около 30%. Очень мало неустойчивых минералов в породах эоцена и олигоцена, как это явствует из тех же данных. Несомненно, что породы верхнего мела и палеогена не являлись главными источниками обогащения четвертичных отложений этими минералами. Может быть, отложения, богатые эпидотом, переносились с Урала? Однако такому предположению противоречит очень малое количество в них роговой обманки, которая, как известно, является коррелятивом для четвертичных отложений Приуралья, где содержание ее достигает 50%. Таким образом, в каких бы пропорциях ни происходило смешение отложений с приуральскими и приенисейским комплексами минералов, не получается ассоциации, столь богатой эпидотом.

Особенно четко терригенно-минералогические провинции выявляются в области распространения валуносодержащих пород. Нами на основе обобщения богатого фактического ма-

териала составлена схема, на которой показан в виде циклограмм минералогический состав тяжелой фракции валунодержущих пород, вскрывающихся естественными обнажениями или буровыми скважинами в сотнях пунктов. Кроме того, составлены графики, на которых показано изменение содержания главных (руководящих) минералов по мере удаления от областей сноса, особенно Урала и Средне-Сибирского плоскогорья, в пределы равнины (Земцов, 1973, 1976). Уменьшение процента неустойчивых минералов в этих направлениях объясняется разрушением и истиранием их во время переноса ледниками во время оледенения. Немалую роль в обогащении минералами играли и местные породы, по которым двигались льды. Имело место, возможно, и смешение минералов из различных питающих провинций, но оно не было сколько-нибудь существенным и определяющим.

В восточной половине приледниковой зоны, судя по минералогическому составу отложений плейстоцена, во время оледенения произошли коренные изменения в провинциях питания, где стали разрушаться основные эффузивы, а также кислые и средние изверженные породы, которые в дочетвертичное время столь интенсивно не разрушались. Кроме того, областью питания был и Енисейский кряж, сложенный древними кристаллическими сланцами.

На север Обь-Иртышского междуречья в ледниковья и межледниковья поступал терригенный материал в основном с южных горных обрамлений равнины, где сравнительно на больших площадях развиты эпидотовые и амфиболовые сланцы в породах кембрия и ордовика.

Очень сложным и вместе с тем интересным является выяснение путей, а особенно способов транспортировки терригенного материала по данным петрографо-минералогического анализа. Пути транспортировки в общих чертах намечаются на северо-востоке равнины достаточно определенно по изменению содержания пироксенов в тяжелой фракции четвертичных отложений. Как нами установлено, при удалении от Средне-Сибирской платформы на запад, в сторону равнины, процент пироксенов заметно сокращается, в то же время при движении с севера на юг содержание их почти не изменяется. Это еще раз подтверждает, что материал переносился со Средне-Сибирской платформы.

Хорошо прослеживаются по минералогическому составу пути переноса отложений с богатым содержанием в тяжелой фракции амфиболов и эпидота-цоизита с Урала на прилегающую часть равнины. Труднее без выполнения специальных исследований детализировать вспомогательные направления транспортировки материала.

Что же касается способов его транспортировки, то определение их на современном этапе изучения отложений плей-

стоцена равнины представляется весьма иллюзорным. На самом деле, как доказать, что материал переносился водоем, речным льдом или морским припайным, айсбергами или ледниковым покровом? Правильный ответ на поставленный вопрос значительно бы приблизил нас к решению столь дискуссионной проблемы, какой является проблема оледенения севера Западно-Сибирской равнины. Несмотря на важность привлечения к ее решению литолого-минералогических исследований, последние не нашли должного места в комплексе геологосъемочных работ, применяемых при картировании четвертичных отложений равнины. Их применение облегчило бы решение вопроса.

Мы попытаемся привлечь для выяснения способов транспортировки терригенного материала в пределы равнины литолого-минералогические исследования донных отложений современных морей и океанов. Наиболее полные результаты таких исследований опубликованы А. П. Лисицыным (1961). Им приведены диагностические признаки ледово-морских, айсберговых отложений, широко распространенных в наших дальневосточных морях и океанах, особенно вокруг Антарктиды. Очень важным признаком ледниково-морских отложений является залегание их в виде линз или неправильных включений в осадках другого генезиса. По минералогическому составу материал этих линз резко отличается от состава вмещающих осадков. Толща же валунодержущих пород севера Западно-Сибирской равнины, как это подтверждается многочисленными материалами, характеризуется идентичностью минералогического состава, о чем уже упоминалось выше. Исследования керн скважин, вскрывающих валунодержущие породы, показывают одинаковый состав их фракций. Петрографический состав валуно-галечного материала и включающей его песчано-глинистой толщи также характеризуется исключительным единством. Эти особенности, как установлено А. П. Лисицыным, характерны именно для ледниково-морских осадков и ледниковых морен, образование которых происходило за счет переноса обломочного материала айсбергами и ледниками.

Области питания валунодержущих пород равнины были достаточно определенными, откуда одновременно переносился и каменный материал и мелкозем. Во время оледенений ими были в основном Средне-Сибирская платформа и горы Урала. В подпруженные приледниковые бассейны материал поступал с юга.

Поэтому ледниково-морской разнос, если он имел место, едва ли был сколько-нибудь существенным и заслуживающим внимания.

В межледниковые эпохи снос материала происходил в основном с юга.

Краткие выводы

1. Четвертичная толща севера Западной Сибири резко отличается по минералогическому составу терригенных компонентов от пород, ее подстилающих. Эта особенность может быть использована для установления нижней границы четвертичной системы.

2. Для минералогического состава терригенных компонентов толщи характерны ассоциации со значительным преобладанием неустойчивых минералов (пироксенов, амфиболов, группы эпидота-цоизита). Такие же минералогические ассоциации свойственны четвертичным ледниковым и водно-ледниковым отложениям Русской равнины, Западной Европы и Северной Америки.

3. Причинами значительного увеличения неустойчивых минералов в ассоциациях были интенсивные проявления новейших тектонических движений в конце неогена и в начале четвертичного периода. Это привело к расширению площадей, занимаемых сушей, и поднятию Средне-Сибирской платформы и гор Урала и увеличению контрастности рельефа. Западно-Сибирская плита из области длительного опускания превратилась в область слабых положительных тектонических движений, но на фоне воздымающихся соседних гор она продолжала оставаться областью относительного прогибания.

Похолодания климата в четвертичном периоде привели к неоднократным оледенениям.

4. Четвертичная толща по минералогическому составу терригенных компонентов достаточно отчетливо подразделяется на генетические типы и стратиграфические горизонты, которым присущи соответствующие ассоциации минералов. Это свидетельствует о ритмичности осадконакопления на севере Западной Сибири.

5. Главными областями сноса обломочного материала в пределы равнины были Средне-Сибирское плоскогорье, Полярный, Приполярный и Северный Урал, горы Бырранга, Енисейский кряж и южное горное обрамление Западно-Сибирской равнины.

6. В ледниковую эпоху, судя по минералогическому составу валуносодержащих отложений, в пределах севера равнины сформировались три крупные терригенно-минералогические провинции: 1) на востоке — приенисейская со значительным преобладанием в тяжелой фракции пироксенов; 2) на западе — приуральская с преобладанием амфиболов и 3) в центральной части севера равнины между этими двумя провинциями — таймырская, или центральная, для которой характерны минералы группы эпидота-цоизита.

В межледниковые эпохи терригенный материал поступал главным образом с юга.

7. Транспортировка обломочного материала осуществлялась ледниками и частично айсбергами.

ЛИТЕРАТУРА

Ананьева Э. Г. Опыт интерпретации минералогических спектров рыхлых отложений для палеогеографических реконструкций.— «Вестник МГУ. Геогр.», 1966, № 2.

Ананьева Э. Г. Особенности минералогического состава различных фаций аллювия и учет их при палеогеографических построениях.— «Вестник МГУ. Геогр.», 1970, № 5.

Архипов С. А. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения р. Енисей.— «Труды ГИНа», вып. 30, 1960.

Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М., 1947.

Бузулуцков Ф. С., Волкова В. С. Некоторые данные о минералогическом составе четвертичных отложений «Тобольского материка».— «Труды ин-та геологии и геодезии СО АН СССР», вып. 44, 1964.

Васильев В. Г. Опыт применения минералогического анализа к изучению мезозойско-кайнозойских отложений Нижнеобского бассейна.— «Бюллетень МОИП. Отд. геологии», т. 17, 1939.

Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1946.

Васильев И. П. Кайнозойские породы Тарского Прииртышья. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. Томск, 1970.

Вдовин В. В. Находки бокситов на севере Западно-Сибирской низменности.— «Разведка и охрана недр», 1959, № 4.

Волкова В. С., Воробьев А. И., Задкова И. И. Строение и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. Новосибирск, «Наука», 1970.

Воскресенская Т. Н. Фациально-минералогическая характеристика и палеогеографические условия накопления новейших отложений Исыккульской межгорной впадины.— «Вестник МГУ. Геогр.», 1969, № 6.

Гайгалас А. И., Юргайтис А. А. Минералого-петрографический состав морен плейстоцена юго-востока Литвы.— «Труды АН Лит. ССР. Б.», 1967, № 1/48.

Генералов П. П., Кузин И. Л. К вопросу о возрасте рельефа Северного, Приполярного и Полярного Урала.— «Геология и геофизика», 1968, № 7.

Геохимические провинции покровных отложений БССР. Под ред. К. И. Лукашева. Минск, 1969.

Гольберт А. В., Гудина В. И., Левковская Г. М. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири.— В кн.: Основные проблемы изучения четв. периода. «Наука», 1965.

Горшенкова Н. Г., Зорин Л. В., Малаева Е. М. К вопросу об осадконакоплении в долине р. Зеи в четвертичное время.— «Сов. геология», 1960, № 2.

Гудина В. И., Гольберт А. В. Литологопалеонтологические исследования газовско-санчуговских отложений бассейна р. Турухан.— «Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 27, 1962.

Драверт П. Л. К минералогии кайнозойских отложений Обь-Иртышского бассейна.— «Изв. Зап.-Сиб. отдела РГО», т. 5, Омск, 1929.

Дядченко М. Г. О результатах изучения минералогического состава четвертичных отложений Украинской ССР и связанных с ними полезных ископаемых.— Материалы Всесоюзного совещания по изучению четв. периода, т. 2, 1961.

- Загорская Н. Г., Яшина З. И., Слободин В. Я., Левина Ф. М., Белелевич А. М. Морские неоген (?) - четвертичные отложения нижнего течения реки Енисей. — «Труды НИИГА», т. 144, М., 1965.
- Задкова И. И. Основные черты литологии четвертичных отложений междуречий бассейна нижнего течения Иртыша. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Захаров Ю. Ф. О возрасте рельефа Северного, Приполярного, Полярного Урала. — «Геология и геофизика», 1966, № 11.
- Захаров Ю. Ф. Еще раз о возрасте рельефа Северного, Приполярного, Полярного Урала. — «Геология и геофизика», 1970, № 8.
- Земцов А. А. Геолого-геоморфологический очерк Вах-Тазовского междуречья. — «Труды ТГУ», т. 147, 1957.
- Земцов А. А. Некоторые данные о минералогическом составе отложений мезозоя и кайнозоя бассейнов рр. Таза и Турухана. — «Научные доклады высшей школы. Геолого-геогр. науки», 1959, № 1.
- Земцов А. А. Четвертичные отложения Александровского района. — В кн.: Природа и экономика Александровского нефтеносного района. Томск, 1968.
- Земцов А. А. Минералогический состав четвертичных отложений и вопросы палеогеографии севера Западной Сибири. — «Изв. высших учебн. заведений. Геология и разведка», 1973, № 6.
- Земцов А. А. Стратиграфические и палеогеографические аспекты минералогического анализа терригенных компонентов (на примере Западной Сибири). — Сб. Гляциология Алтая, вып. 10, 1976.
- Земцов А. А., Тельцова М. М. Минералогический состав четвертичных отложений северо-востока Западно-Сибирской низменности. — «Вестник Зап.-Сиб. и Новосиб. геол. управлений», 1958, № 2.
- Золотарев А. Г. Опыт применения данных минералогических анализов для изучения палеоклиматических условий формирования аллювиальных отложений четвертичного периода. — «Бюл. МОИП, отд. геологии», 1963, № 5.
- Зорин Л. В. Отражение роли климата и возраста в минералогических спектрах аллювия. — «Бюл. Комиссии по изучению четв. периода», 1965, № 30.
- Ильин Р. С. Геология низовьев Иртыша ниже Горной Субботы и Оби до Б. Атлыма. — Материалы по геологии Зап.-Сиб. края, вып. 36. Томск, 1936.
- Казанский Ю. П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений бассейнов рек Б. Дубчеса, Сыма и Б. Каса. — «Труды ТГУ. Сер. геол.», т. 135, 1956.
- Кайялайнен В. И. Терригенно-минералогические провинции морских неоген-четвертичных отложений севера Западной Сибири. — В сб.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., 1967.
- Кайялайнен В. И. О терригенно-минералогических провинциях в средне- и верхнечетвертичных отложениях Яно-Индигорской (Приморской) низменности. — В кн.: Проблемы изучения четв. периода (тезисы). Хабаровск, 1968.
- Каштанов В. А., Гольберт А. В. Об условиях образования верхнемеловых отложений и некоторых полезных ископаемых приенисейской части Западно-Сибирский низменности. — «Труды СНИИГГиМСа», вып. 6, 1961.
- Коптев А. И. Некоторые закономерности в распределении минералогического состава антропогенных отложений области древнего оледенения Европы. — В кн.: Материалы по генезису и литологии четв. отложений. Минск, Изд-во АН БССР, 1961.
- Крапивнер Р. Б. Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца. — В кн.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969.
- Крыговский Б. Некоторые седиментологические параметры и

свойства моренных суглинков Западной Польши.— В кн.: Современный и четв. континентальный литогенез. М., 1966.

Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. Изд-во МГУ, 1970.

Лазуков Г. И. О генетической и возрастной трактовке отложений самаровского оледенения Западной Сибири.— «Вестник МГУ. Геогр.», 1971, № 5.

Лапина Н. Н. Минералогические провинции в современных донных осадках Северного Ледовитого океана.— «Труды НИИГА», т. 107, Л., 1959.

Лисицын А. П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала.— В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Логвиненко Н. В. К вопросу об осадочной дифференциации вещества.— В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., Изд-во АН СССР, 1951.

Лукашев К. И., Астапова С. Д. Изменение литолого-минералогического состава морен в процессе почвообразования.— «Почвоведение», 1970, № 7.

Лукашев К. И., Дромашко С. Г. Акцессорные минералы флювиогляциальных отложений Белорусского Поозерья.— «ДАН БССР», т. 14, вып. 10, 1970.

Матвеев А. В. Новое в использовании литологических данных для корреляции моренных горизонтов Белоруссии.— «ДАН БССР», № 7, 1970.

Матвеев А. В. Ледниковые отложения Белоруссии. Минск, «Наука и техника», 1971.

Махензон М. Р. Минералогическая характеристика четвертичных отложений Новосибирского Приобья.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966.

Махензон М. Р., Мизеров Б. В. Особенности минералогического состава среднечетвертичных аллювиально-озерных отложений у с. Кривошеино.— В кн.: Четвертичный период Сибири. М., 1966.

Мизеров Б. В. Разрез четвертичных отложений по р. Собольсей — левому притоку р. Таза.— «Труды Горно-геологического ин-та Зап.-Сиб. филиала АН СССР», вып. 15, 1956.

Мизеров Б. В., Стрижова А. И. Основные черты палеогеографии Кеть-Тымского Приобья в четвертичном периоде.— «Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 44, 1964.

Нагинский Н. А. Стадии формирования отложений Сибирского ледникового покрова.— «Природа», 1950, № 5.

Нагинский Н. А. Вещественный состав ледниковых и приледниковых отложений Западно-Сибирской области четвертичного материкового оледенения.— «Труды Туркменского университета», вып. 15, 1959.

Накоряков В. Д. Основные источники формирования мезозойских отложений восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Геология и геофизика», 1965, № 2.

Никольская В. В. Морфоскульптура бассейна Амура. М., «Наука», 1972.

Плотникова М. И. О значении литологического метода для стратиграфического расчленения террасовых аллювиальных отложений и ледниковых и внеледниковых районах.— Материалы по четв. геологии и геоморфологии СССР. «Нов. серия», вып. 4, Госгеолтехиздат, 1961.

Петров Б. Ф. Заметки о почвах Туруханского района.— «Проблемы советского почвоведения», 1939, № 7.

Ренгартен Н. В., Константинова Н. А. Роль фашиально-минералогического анализа в реконструкции климата антропогена.— «Труды ГИНа», вып. 137, 1965.

Розенбаум Г. Э. Палеогеография низовьев долины реки Печоры с верхнечетвертичного времени.— В кн.: Кайнозойский покров Болшеземельской тундры. М., 1963.

Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Изд-во ЛГУ, 1960.
Рухина Е. В. О минеральном составе песчано-алевритовой фракции ледниковых отложений и использовании ее в палеогеографических и стратиграфических целях.— В кн.: Современный и четв. континентальный литогенез. М., 1966.

Рябухин Г. Е. Использование тяжелых минералов для корреляции осадочных толщ в низовьях Енисея.— «Проблемы Арктики», 1939, № 12.

Рябченков А. С. Результаты сравнительного изучения минералогического состава четвертичных отложений западной части Русской равнины.— Материалы Всесоюзного совещ. по изуч. четв. периода, М., Изд-во АН СССР, т. 2, 1961.

Рябченков А. С. Региональная основа и аспекты изучения валунного и минерального состава четвертичных отложений северо-восточной части Русской равнины.— Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4, М., «Недра», 1965.

Сакс В. Н. Геологические исследования в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Труды Горно-геологического управления», вып. 16, 1946.

Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике.— «Труды НИИГА», 77, Л., 1953.

Сакс В. Н., Ронкина З. З. Возможные источники сноса при формировании юрских и меловых отложений Усть-Енисейской впадины.— «Труды Института геологии Арктики», т. 86, 1956.

Сакс В. Н., Ширяев И. Е. Основные итоги маршрутных геологических исследований по левым притокам Енисея — Пелятке, Яре и Таме.— «Труды Горно-геологического управления», вып. 16, 1945.

Страхов М. Н. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации.— В кн.: Образование осадков в современных водоемах. М., 1954.

Страхов М. Н. Основы теории литогенеза. Т. 1—3. М., «Наука», 1962.

Судакова Н. Г. К вопросу о применении минералогического анализа для расчленения четвертичных отложений.— «Вестник МГУ. Геогр.», 1965, № 4.

Судакова Н. Г. К методике изучения минералогических комплексов четвертичного аллювия в различных климатических условиях осадконакопления и гипергенеза.— В кн.: Современный и четв. континентальный литогенез. М., 1966.

Трофимов В. Т. Характеристика состава и свойств аллювиальных и аллювиально-озерных отложений долины р. Северной Сосьвы.— «Вестник МГУ. Геология», 1964, № 4.

Шамрай И. Н., Орехов С. Я. Минералогические критерии для стратиграфического выделения четвертичных отложений на юге Европейской части СССР.— Уч. зап. Ростовского н/Д ун-та, т. 34, вып. 7, 1956.

Шамрай И. Н., Орехов С. Я. О стратиграфическом выделении четвертичных отложений на юге Европейской части СССР по минералогическим критериям.— Материалы Всесоюзного совещ. по изучению четв. периода, т. 2, 1961.

Шаров В. И. Плейстоценовые глинистые породы Восточной Бары. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геол. наук. Томск, 1970.

Шукевич М. М. Минералогический состав некоторых типов ледниковых отложений Европейской части СССР и его изменение в процессе переотложения и почвообразования.— «Труды Почвенного института им. Докучаева», т. 28, 1948.

Шукевич М. М. О минералогическом составе водноледниковых отложений Прибалтики.— «Труды Института географии», вып. 51, 1952.

Шумилова Е. В. Материалы к литолого-минералогической характеристике мезокайнозойских отложений северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Труды Горно-геологического института ЗСФ АН СССР», вып. 16, 1956.

Шумилова Е. В. Материалы по минералогии мезозойских и кайнозойских отложений северо-восточной окраины Западно-Сибирской низменности.— «Изв. СО АН СССР», № 5, 1958.

Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их роль в палеогеографических реконструкциях. Новосибирск, 1963.

Шумилова Е. В. Материалы к литолого-минералогической характеристике четвертичных отложений Усть-Енисейского района.— В кн.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1968а.

Шумилова Е. В. К вопросу о минералогическом составе и условиях формирования моренных отложений Карым-Кары (р. Обь) и горы Пионерской (устье р. Иртыша).— В кн.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1968б.

Шумилова Е. В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных отложений нижнего течения р. Агапы.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири, ч. 2. Новосибирск, 1969.

Шумилова Е. В. Петрографический состав грубообломочного материала и некоторые выводы об условиях седиментации доказанцевских отложений.— В кн.: Морской плейстоцен сибирских равнин. М., «Наука», 1971.

Шумилова Е. В. Минералого-петрографическая характеристика четвертичных доказанцевских отложений севера Западной Сибири. М., «Наука», 1971.

Шумилова Е. В. Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовий Оби. Новосибирск, «Наука», 1974.

Шумилова Е. В., Бузулуцков Ф. С. Минералого-петрографические особенности четвертичных отложений Енисейской впадины в связи с проблемой их происхождения.— В кн.: Морской плейстоцен Сибирских равнин. М., «Наука», 1971.

Шумилова Е. В., Николаев В. А. Терригенно-минералогические провинции четвертичных пород Западно-Сибирский низменности и некоторые закономерности их формирования.— «Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР», вып. 44, 1964.

Шумилова Е. В., Троицкий С. Л. Литолого-минералогическая характеристика четвертичных отложений западной части полуострова Ямал.— В кн.: Четвертичная геология и геоморфология Сибири, ч. 2. Новосибирск, 1969.

Frye I. C., Willman H. B., Black R. F. Outline of Glacial geology of Illinois and Wisconsin. The Quaternary of the U. S., 1965:

Jarnefors B. A. Sedimentpetrographic study of glacial till from the Pajala district. Geol. Foren. Forhande. Bd. 64, N 2, 1952.

Klebsberg R. Handbuch der Gletscherkunde und Glacialgeologie. Bd. I, 1948.

Semtsov A. A. Mineral composition of Quaternary deposits and problems in paleogeography of the north of Western Siberia.— «Int. Geol. Rev.» 16, N 10, 1974.

Voort huysen I. H. van. Pliocene and Lower Pleistocene in a boring Oosterhout. Foraminifera.— Meded, Geol. Stichting, n, s, N 7, 1953,

ЛЕНТОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧАГАН-УЗУНА И ИХ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

П. А. ОКИШЕВ, А. Н. РУДОЙ, Н. Г. ГЕРАСИМОВ

В Горном Алтае известно несколько долин, в которых имеются озерно-ледниковые отложения. Наиболее значительные обнажения их представлены в долине р. Бол. Улаган, выше пос. Тужар, в долине Кубадру, ниже моста, в долине р. Чагана, в 4 км выше его слияния с р. Талдурой и в долине р. Чаган-Узуна, ниже пос. Кызыл-Маны.

В последней из отмеченных долин ленточные озерно-ледниковые отложения распространены наиболее широко. Первые обнажения их появляются в 2,5 км ниже пос. Кызыл-Маны и далее вниз по реке с перерывами прослеживаются почти до нижнего конца суженного участка долины (ущелья), т. е. на расстоянии около 13 км (рис. 1).

В 7 км ниже Кызыл-Манов широкая долина Чаган-Узуна с ленточными отложениями перегорожена узким поперечным валом высотой до 25 м над урезом реки. Ниже долина снова сильно расширяется, пока река не входит в глубокое ущелье. Здесь тоже распространены ленточные отложения, которые, как упоминалось выше, продолжают в ущелье. Поперечный вал с удалением от прижатого к левому борту долины русла постепенно повышается, и его поверхность незаметно сливается с неровной поверхностью ленточных отложений.

Строение поперечного вала частично вскрывается вблизи русла в крутом склоне, обращенном вверх по долине (рис. 2).

Как в расширенной части долины, так и в ущелье ниже по течению выделяются две толщи ленточных отложений. Выше ущелья более молодая толща является вложенной. Здесь после накопления первой, т. е. более древней толщи, имел место эрзионный размыв. В значительной части долины первая толща ленточных отложений была уничтожена. Остатки её сохранились в прибортовых частях: выше поперечного вала только по правобережью, а на участке между валом и ущельем — по обе стороны реки. Одновременно с размывом днище долины выстилалось галечником. Мощность галечного гори-

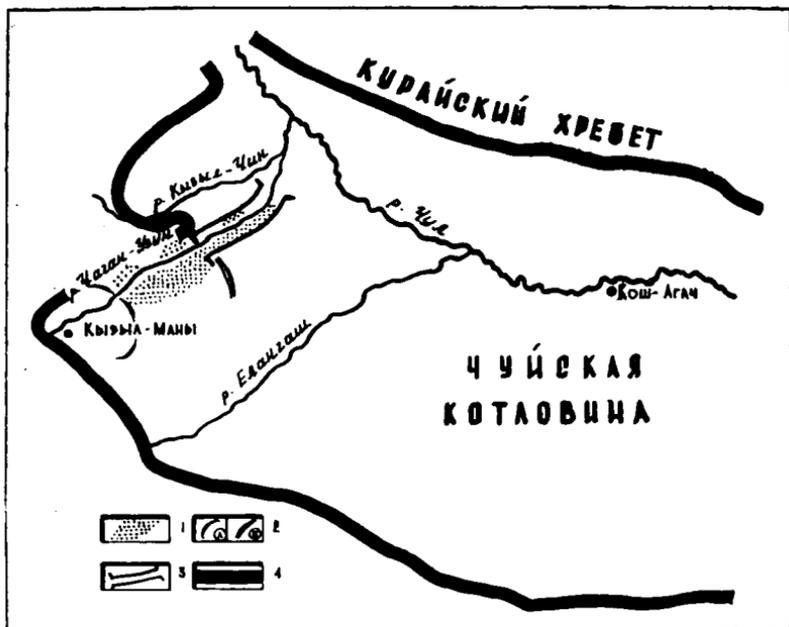


Рис. 1. Схема распространения озерно-ледниковых отложений в долине р. Чаган-Узун: 1 — площадь распространения ленточных отложений; 2 — конечные морены позднеплейстоценового оледенения: А — второй фазы, Б — первой фазы; 3 — суженный участок долины (ущелье); 4 — границы Чуйской котловины

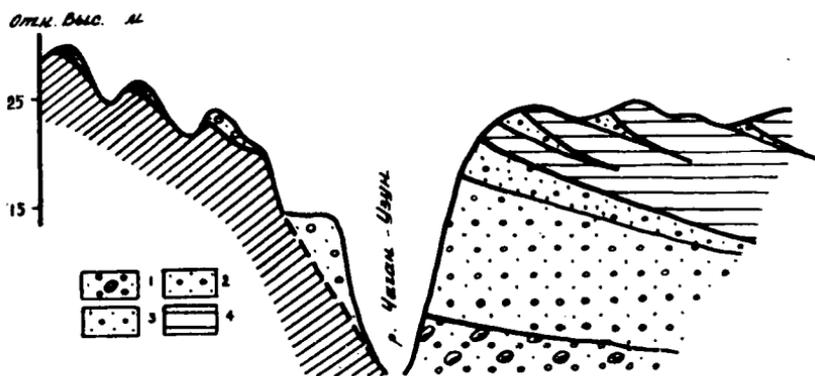


Рис. 2. Схематический разрез поперечного вала в долине р. Чаган-Узун: 1 — валунный суглинок; 2 — валунный галечник; 3 — безвалунный галечник; 4 — ленточные отложения

зонта изменяется от 3 м у верхнего (по долине) края ленточных отложений до 1 м перед поперечным валом. Вниз по долине наблюдается уменьшение в этом горизонте размеров обломочного материала, увеличение доли гравийно-песчаной фракции и появление слоистости.

На отмеченном горизонте галечника залегает вторая, более молодая толща ленточных отложений (рис. 3), которая

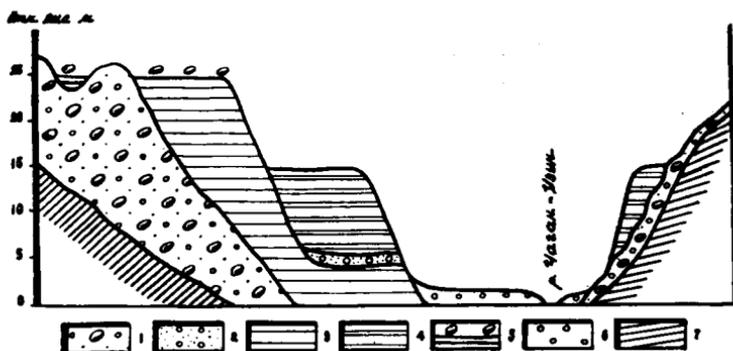


Рис. 3. Сводный поперечный разрез долины р. Чаган-Узун ниже пос. Кызыл-Маны: 1 — морена; 2 — флювио-гляциальный галечник; 3 — ленточные отложения первой толщи; 4 — ленточные отложения второй толщи; 5 — плещ грубообломочного материала; 6 — аллювиальный галечник; 7 — коренные породы склонов долины

тоже в значительной мере уничтожена последующим врезанием реки. Как и первая толща, вторая выше поперечного вала сохранилась преимущественно по правобережью, а ниже вала имеется по обе стороны реки.

Разделение ленточных отложений в долине Чаган-Узун на две толщи подтверждается и некоторыми другими признаками. Уже при беглом осмотре долины видно, что у озерно-ледниковых отложений неодинаковый уровень поверхности: более молодая (вложенная) толща имеет отметки поверхности на 15 м ниже, чем более древняя. Выдержанность этих различий в высоте кровли отложений не может быть случайной и не объяснима эрозией реки, потому что на поверхности более молодой толщи совершенно нет галечника или гравийного материала, который бы свидетельствовал о речной деятельности. Кстати говоря, отсутствие валунов и гальки на вложенной толще является её индикационным признаком для отделения от более древней толщи, поверхность которой в большей или меньшей мере засорена грубообломочным материалом. Полевые наблюдения в долине Чаган-Узун свидетельствуют о том, что более древняя толща озерно-ледниковых отложений большей частью лежит на неровной поверхности

морены. В пределах распространения этой толщи ленточных отложений наблюдаются выходы вершин моренных холмов на поверхность. Они, по-видимому, являлись одним из поставщиков обломочного материала на прилегающие участки поверхности ленточных отложений. Другим поставщиком валунов и более мелкого материала могли служить моренные гряды, окружающие территорию распространения ленточных отложений.

Наконец, надо отметить, что выделяемые две толщи ленточных отложений отличаются и признаками эпигенетического промерзания. У первой толщи плитчатая структура осадков проникает от поверхности на глубину 1,5—2 м, у второй — в 2—3 раза меньше. Эти различия обусловлены, вероятно, разной продолжительностью пребывания отложений в мерзлом состоянии.

Ниже поперечного вала нами не обнаружено горизонта галечника, которым разделялись бы озерно-ледниковые отложения на две толщи. И тем не менее здесь они тоже выделяются вполне определенно по другим признакам, рассмотренным выше, т. е. по степени засоренности поверхности грубыми обломками, их гипсометрическому положению и глубине следов промерзания отложений.

В верхнем конце ущелья вскрывается валунный суглинок, на котором отдельными пятнами сохранились ленточные отложения небольшой мощности. По-видимому, это фрагменты второй толщи. Примерно в 1 км ниже по ущелью начинают появляться обнажения ленточных отложений до 20 м мощностью то с одной, то с другой стороны реки. Уже в нижней половине ущелья по правобережью вскрываются два горизонта ленточных отложений, разделенных двухметровым слоем валунного галечника. Верхний горизонт ленточных отложений имеет мощность не более 2,5 м, несколько засорен с поверхности и отличается от нижележащего горизонта подобных отложений более светлой окраской. Контакт обоих горизонтов ленточных отложений с разделяющим их слоем галечника резкий. Основание нижнего горизонта лежит на плотном валунном галечнике.

Как нам представляется, здесь мы имеем дело с теми же двумя толщами озерно-ледниковых отложений, о которых шла речь выше. Только в данном случае по условиям осадконакопления вторая толща оказалась не вложенной, а наложенной.

В нижнем конце ущелья в 5—6-метровых обнажениях ленточных отложений нам не удалось выделить две толщи.

Скорее всего, это отложение второй, т. е. более молодой толщи.

Максимальной мощности обе толщи достигают вблизи поперечного вала: первая — до 25 м, вторая — до 10 м.

Озерно-ледниковые отложения в бассейне р. Чаган-Узуна изучались сотрудниками географического факультета МГУ (Свиточ и др., 1972). Ими впервые для Горного Алтая опубликованы радиоуглеродные датировки, описана литология ленточных отложений в Чаганском обнажении и сделана попытка палеогляциологических реконструкций плейстоцена. Важность таких исследований для слабоизученных в палеогеографическом отношении горных стран несомненна.

Реконструкция некоторых палеогеографических аспектов в большой степени зависит от надёжности выделения годичных лент в озерно-ледниковых отложениях.

Поэтому нами значительное внимание уделено в данной работе литологическим особенностям ленточных отложений второй, т. е. вложенной толщи в долине Чаган-Узуна ниже пос Кызыл-Маны.

Во всех многочисленных обнажениях толща имеет ясно слоистое строение. Эта её особенность обычно подчеркнута ветровой препарировкой, в результате чего стенки обнажений имеют ребристую поверхность. При этом надо отметить, что ветровой препарировкой подчёркиваются не только отдельные ленты осадка, но также и пачки некоторого количества лент (рис. 4), отражающие, по-видимому, природные ритмы более высокого порядка.

Эта толща достаточно тщательно изучалась в поле, кроме того, проведен комплекс аналитических работ в камеральный период.

Полевые исследования показали следующее. Толща состоит из последовательно чередующихся слоев темного и светлого тонов, сложенных соответственно алевроитом с меньшим и большим содержанием пелитовой фракции при почти равной величине глинистого материала. Макротекстура толщи неоднородна. В основании разреза преобладают текстуры ряби течения, характерные для отложений приледниковых дельт, с редкими внизу асимметричными параллельно-волнистыми прослоями. Количество таких прослоев возрастает снизу вверх, и они в верхах данной части разреза слагают стабильные волнисто-слоистые горизонты, выдержанные по простиранию по всему видимому основанию толщи (рис. 5). Поверхности напластования здесь, в общем, близки к горизонтальным.

Высота волны на участках максимального развития знаков ряби не превышает 5—8 см, ее длина в среднем составляет 20—25 см и имеет тенденцию к увеличению на первые сантиметры вверх по разрезу, в то время как величина высоты волны, наоборот, постепенно уменьшается. На уровне 1—1,5 м от подошвы, таким образом осуществляется постепенный переход от текстур волнисто-слоистых к нормальным субгоризонтальным параллельно-слоистым осадкам.



Рис. 4. Верхняя часть обнажения второй толщи ленточных отложений в долине р. Чаган-Узун

Следует отметить, что в следующей гипсометрически вышележащей части разреза также встречаются отдельные волнисто-слоистые горизонты, которые, однако, в силу своей незначительной мощности (по количеству слагающих слоев) здесь не характерны и свидетельствуют лишь о небольших отклонениях от общего хода осадконакопления средней части толщи. Общая мощность этой пачки на разных участках обнажения составляет от 8 до 9 м. Текстура параллельно-слоистая, характеризующаяся ритмичным переслаиванием осадков алевролита с увеличенным или уменьшенным содержанием пелита.

В верхней трети разреза так же, как и в приподошвенной, отмечается наличие знаков ряби, которые здесь, однако, имеют более выдержанные параметры: каждая вышележащая волна повторяет подстилающую.

Мощность этой пачки до 1 м.

Для толщи в целом характерно наличие трещиноватости. Трещины ориентированы под различными, большей частью близкими к перпендикулярным углами к плоскостям седиментации, в разрезе имеют вид ломаных кривых. К ним обычно приурочены разного рода текстурные нарушения.

Для определения времени формирования отдельного слоя, а отсюда и всего периода накопления толщи, наиболее репрезентативной представляется средняя (в вертикальном разрезе) часть обнажения, обладающая ясно видимой слоистостью и относительной стабильностью текстуры.

Здесь мощность каждой пары слоев (темного и светлого) по разрезу неодинакова. У подошвы пачки совокупная толщина их достигает максимума (15—18 мм, редко больше). Выше по разрезу толщина пары слоев постепенно уменьшается до минимальных значений (1—1,3 мм), а затем к верхним гори-

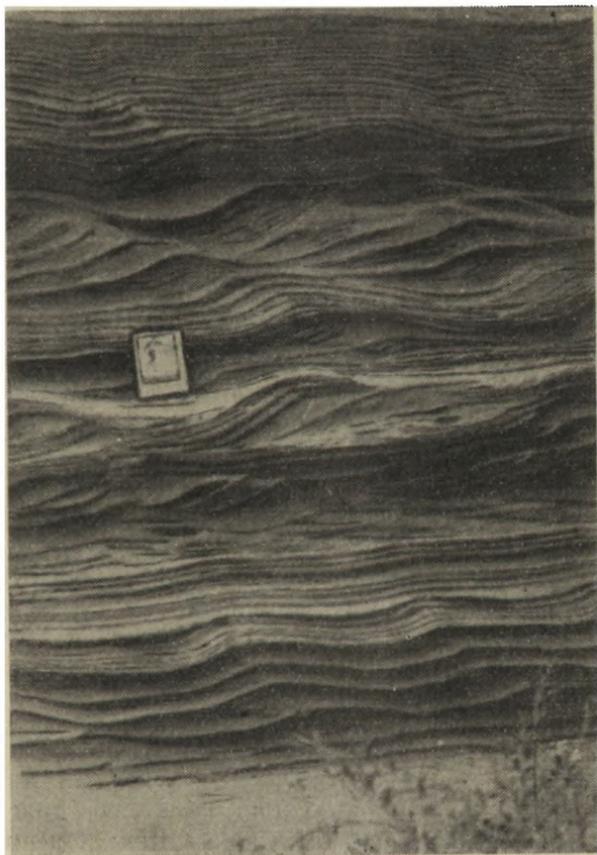


Рис. 5. Слоистость в основании второй толщи ленточных отложений



Рис. 6. Характер изменения мощности годовых лент в разрезе второй толщи

зонтам пачки толщина пар слоев увеличивается до 10--15 мм. Изменение мощности пар слоев происходит в основном постепенно (рис. 6). В качестве редкого нарушения этой закономерности следует отметить наличие отдельных относительно мощных (до 60—70 мм) прослоев крупнозернистых полимиктовых песков, иногда ожелезненных, с редкими включениями гравия и единичными — мелкой гальки. В целом же доминируют пары толщиной до 3 мм.

Границы, разделяющие каждую пару слоев друг от друга, отбиваются в обнажении достаточно четко: помимо относительно резкой смены крупности обломочного материала на контакте, последний подчеркивается изменением окраски со светло- на темно-палевую. Контакты же между слоями внутри

пар осуществляются путем постепенного увеличения доли пелитового материала, что сопровождается, соответственно, постепенным переходом в окраске слоев от темных к более светлым тонам. Этими обстоятельствами и обусловлена дифференциация толщи на двуслойные ленты, в которых относительно более темные и более крупнозернистые слои соответствуют осадконакоплению в периоды с увеличенным привносом в озерный бассейн материала, а светлые, более тонкозернистые — в периоды с уменьшенным привносом его.

Для изучения микроструктурно-текстурных особенностей отложений и их вещественного состава из средней части толщи были отобраны образцы с ненарушенной структурой. Монолиты отбирались из горизонтов с малой (1—2 мм), средней (2—4 мм) и большой (10—15 мм) мощностями лент. Исследование образцов в лабораторных условиях проводилось под бинокулярной лупой и микроскопом. Данные по гранулометрическому составу были получены по методике Н. А. Качинского (1958) и иллюстрируются рис. 7.

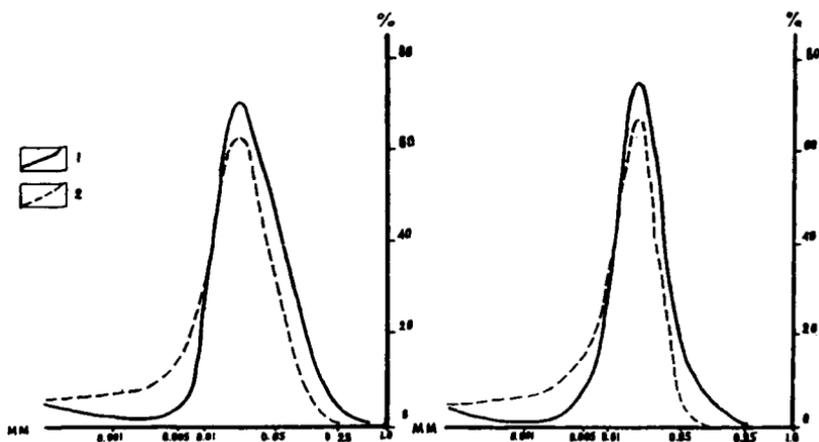


Рис. 7. Кривые распределения механического состава обломочного материала по двум годичным лентам: 1 — для летних ритмов; 2 — для зимних

Прежде чем перейти к изложению результатов камеральных исследований, необходимо сделать следующие замечания. В естественном обнажении, как уже отмечалось, более грубозернистые слои темнее, чем слои с повышенным содержанием высокодисперсных частиц. При парафинировании, бальзамировании и вообще при любом намочении породы слои, сложенные более тонкозернистым материалом, существенно темнеют, в то время как окраска слоев более грубозернистого состава изменяется весьма незначительно. Поэтому в обработанных таким образом образцах ранее светлые, более тонко-

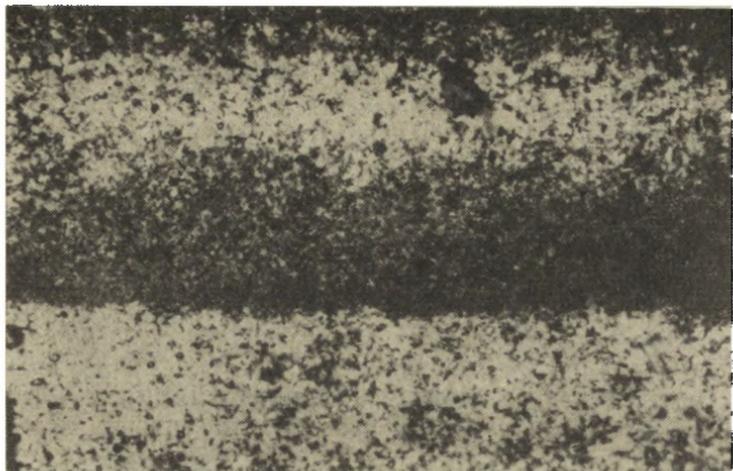


Рис. 8. Вид тонкой годичной ленты простого типа в шлифе (увеличение 15 раз).

зернистые слои становятся намного темнее слоев относительно грубозернистых. Во избежание путаницы в терминологии характеристика породы в дальнейшем будет производиться без учета инверсии окраски слоев, хотя, обращаясь к рис. 8—11, этот факт следует иметь в виду.

Порода обладает слоистой микротекстурой, мощность слоев колеблется от долей миллиметра до 1,5 см. Последние, т. е. более крупные слои (ритмы), включают в себя тонкие, мощностью 0,1—1,0 мм, микрослои, количество которых может быть различно. Минимальное их число (1—2) характерно для толстослойных пар. Здесь они тяготеют к контактам темных и светлых ритмов, меняя свою мощность от десятых долей миллиметра в нижних частях контакта до сотых долей миллиметра в верхних, где, сливаясь, они образуют светлый ритм. В наиболее типичных парах обнаружено до 10—12 чередующихся микрослоев, хотя в отдельных лентах их можно насчитать и более (до 25).

Ритмы сложены неодинаковым по составу и крупности материалом. В общем случае хорошо прослеживается дифференциация минеральных зерен по крупности от явнотернистых структур в темных ритмах до скрытозернистых в светлых. Такой переход осуществляется более или менее постепенно, после чего следует резкий контакт скрытокристаллических агрегатов со следующей парой, где отмечаются те же закономерности.

Явная зернистость темных ритмов в большой степени выражается наличием в них обломков кварца и полевых шпатов. Общее количество их в основании ритма достигает 50% и по-

степенно уменьшается вверх по разрезу. Из рудных минералов характерно присутствие гематита, халькопирита, отдельных зерен монацита, циркона и др. Явно подчиненную роль (в количественном отношении) здесь играют слюды, гидрослюды (10—15%), чешуйки хлорита.

Размерность зерен различных минералов варьирует в больших пределах. Максимальные размеры (0,2—0,01 мм) имеют обычно зерна кварца, полевых шпатов, а также некоторых рудных минералов и биотита. Темной окраской последних, в частности, и обусловлен цвет ритма. Зерна имеют преимущественно угловатую, иногда изометричную форму, среднюю, чаще несовершенную окатанность. Для слюдистых минералов характерна чешуйчатая форма.

Несмотря на весьма слабую сортировку минеральных зерен, большая часть их ориентирована длинными осями согласно напластованию породы. Эта особенность подчеркивается редкими крупными (0,01—0,005 мм по длинной оси) чешуйками биотита.

На участке контакта темного ритма с подстилающей его парой минеральные обломки уложены довольно плотно. По мере удаления от него размеры и количество зерен кварца, полевых шпатов и основных рудных компонентов уменьшаются, на первое место выступают глинистые минералы, ранее игравшие роль заполнителя.

Как указывалось выше, в текстурном отношении переход от темного слоя к светлому осуществляется через систему большего или меньшего количества чередующихся микрослоек. В этом случае, казалось бы, также скачкообразно в паре путем последовательного замещения относительно крупнозернистых микрослоек на относительно мелкозернистые (при общей тенденции к уменьшению диаметра частиц) должен был бы изменяться и механический состав пары. В действительности же, как показали исследования под биноклем, наличие микрослоистости практически не оказывает заметного влияния на равномерность уменьшения крупности минеральных обломков. Так же постепенно снизу вверх уменьшается количество ориентированных обломков.

Микрослоистость в породе выражается в основном в различиях вещественного состава микрослоек. В светлых микрослоях отсутствуют темноокрашенные минералы.

Биотит, удельный вес которого не намного превышает удельный вес других слюд, чрезвычайно редко встречается в светлых микрослойках. Другими словами, постепенное уменьшение крупности обломков от темноокрашенного ритма к светлому почти всегда сопровождается скачкообразным изменением минералогического состава в сторону уменьшения количества темноцветных и относительно темных компонентов.

Скрытокристаллическая структура светлого слоя обусловлена бóльшим (по сравнению с предыдущим ритмом) содержанием частиц пелитовой размерности. При большом увеличении в ритме обнаруживается сгустковая структура. Основу вещественного состава в слое составляют гидрослюдистые минералы, причём здесь форма их близка к изометричной. Каких-либо следов ориентировки зерен не найдено, отсутствует и микрослоистость. Из аксессуарий для некоторых ритмов характерно наличие зерен лимонита и гетита крупностью до 0,025 мм по длинной оси, придающих слоям ржаво-буроватый оттенок. Редко встречаются мелкие (менее 0,005 мм) зерна пирита. В некоторых случаях концентрация этих примесей в совокупности с редкими зернами биотита приводит к образованию в светлых слоях характерной полосчатости, причём полосы по простиранию не выдержаны даже на первые сантиметры, их толщина не превышает крупности слагающих их минералов.

В настоящее время еще не разработаны чёткие признаки для определения периодов седиментации озерно-ледниковых осадков. Даже выделение такой основной, на наш взгляд, таксономической единицы, как «годовая лента», производится рядом исследователей без всякой аргументации. Во всяком случае, таковая в соответствующих публикациях не проводится.

Однако установление литологических критериев «годовости» озерно-ледниковых осадков является главной проблемой в изучении «ленточных глин», решение которой в узком смысле позволяет ясно определить понятия «годовая лента», «сезонный ритм» и «внутрисезонная микрослоистость», а в широком смысле — оценить относительное время формирования толщи озерно-ледниковых отложений в целом. Очевидно, что в каждом конкретном случае к решению этой задачи следует подходить специфически, исходя из природной обстановки того или иного региона. В этом отношении нам представляются небезынтересными некоторые замечания, вытекающие из изложенных выше особенностей толщи ленточных отложений долины р. Чаган-Узуна.

1. Практически равномерное изменение мощности пар слоев по разрезу толщи (см. рис. 6) позволяет сделать предположение о том, что эти пары, несмотря на различную их толщину, формировались в равные промежутки времени.

2. Каждый слой в паре характеризует собой ясно выраженный специфический этап осадконакопления в определенный промежуток времени, что проявляется в резких литологических различиях темного и светлого слоев.

Наиболее приемлемыми единицами времени, объединяющими два резко отличных периода седиментации, являются сутки (день—ночь) и год (лето—зима).

Годовой цикл в умеренных широтах внутри обширного Евро-азиатского континента характеризуется ярко выраженными температурными различиями летнего и зимнего сезонов. Совершенно очевидно, что летом, в период таяния ледников привнос в озерный бассейн обломочного материала не может быть сравним с таковым в зимний период, когда расходы ледниковых водотоков сокращались до минимума. Мы далеки от мысли утверждать прямо пропорциональную зависимость твердого стока от расходов реки. Но тем не менее нельзя и не учитывать, что в зимний период далеко не все возможные факторы участвуют в обогащении водотока обломочным материалом. Давно известное положение о том, что годовые ленты состоят из двух сезонных слоев, не подлежит сомнению.

Можно ли с такой же уверенностью говорить о резкой смене хода седиментации осадка в течение суток, т. е. в дневное и ночное время? Расходы рек в течение суток действительно непостоянны, изменяется и их мутность, но достаточно ли этих кратковременных колебаний для дифференциации осадка, для формирования слоистости?

Если предположить, что такие пары являются внутрисезонными так называемыми «суточными лентами» в летнем слое, тогда через какой-то интервал (по разрезу) должен находиться зимний слой с другими микроструктурно-текстурными особенностями. Таких слоев нет. За него надо принимать в этом случае или относительно тонкозернистый слой какой-то пары (ленты) по субъективным соображениям и в каждом случае давать свою аргументацию выделения этого, а не иного слоя, или придется в качестве зимнего слоя выделять целую пачку лент, например, наиболее тонкослоистых. В первом случае теряются всякие надежды на установление объективных критериев выделения годичных лент; во втором случае придется доказывать возможность многократных изменений режима седиментации осадков в зимний период, причём объективность выбора пачек в качестве зимних слоев несколько не повышается. Наконец, нужно объяснить и микрослоистость в темных относительно грубозернистых слоях как внутрисуточную. А она окажется присущей слоям и летнего и зимнего сезонов.

Учитывая весьма иллюзорную вероятность проявления в зимних слоях внутрисезонной и тем более внутрисуточной микрослоистости, рассматриваемые пары могут быть только годичными лентами, где темный слой соответствует летнему, а светлый — зимнему сезонам.

В зимних ритмах лент любой мощности микрослоистость не прослеживается.

3. В некоторой части толстослоистых лент отдельные микрослои имеют мощность, равную или даже превышающую мощность некоторых зимних ритмов в тонкослоистых лентах. Во избежание ошибочного определения ранга слоя, нужно

иметь в виду следующие важные диагностические признаки любой годичной ленты в толще:

а) контакт летнего слоя с зимним происходит путем постепенного уменьшения крупности обломков снизу вверх (от летнего слоя к зимнему), почти всегда сопровождающегося скачкообразным (по количеству микрослойков) изменением минералогического состава. Разница в крупности обломочного материала в летних и зимних ритмах значительна, а размеры частиц в двух соседних внутрисезонных микрослойках почти одинаковы;

б) количество ориентированных по напластованию минеральных компонентов независимо от того, есть или нет внутрисезонные прослои, уменьшается равномерно, имея максимум в подошве летнего ритма и практически отсутствует в зимних слоях. В двух соседних микрослойках процент ориентированных частиц почти одинаков.

По исследованиям М. Шварцбаха (1955), Э. А. Пирруса (1965) и др., внутрисезонная, «суточная» микрослоистость связана с колебаниями расходов впадавших в озеро ледниковых водотоков, следовательно, и с неравномерным поступлением материала в бассейн в период таяния ледников. Надо заметить, что термин «суточные слои» не очень удачен, так как нет никаких доказательств их связи и обусловленности внутрисуточными изменениями условий осадконакопления. Более того, согласно М. Шварцбаху для образования четкой суточной ритмики необходимы среднесуточные температуры выше $+5^{\circ}\text{C}$. Таким образом, наличие внутрисезонных слойков означает или фиксирует лишь число случаев с температурой выше $+5^{\circ}$, а какой продолжительности эти случаи — вопрос абсолютно неясный.

По-видимому, нельзя согласиться с Э. А. Пиррусом (1965), что «число подсчитываемых суточных ритмов указывает на минимальное количество суток с такой температурой в течение года». Дело в том, что в летних слоях светлые микрослойки с увеличением содержания высокодисперсных частиц фиксируют периоды малого привноса обломочного материала и по своему составу близки к зимним слоям. В большинстве летних слоев число таких светлых микрослойков составляет единицы, а в некоторых они вообще не выделяются. Значит, летние части годовых лент с малым количеством «холодных» (с большим содержанием высокодисперсных частиц) микрослойков, а тем более без них, соответствуют сравнительно выровненному режиму привноса обломочного материала в бассейн и, по-видимому, малым амплитудам колебаний температуры в абляционный период. Вывод получается следующий: микрослойки в летнем слое указывают минимальное количество суток с существенно пониженными (в сравнении со среднелетними) температурами.

Как признают М. Шварцбах (1955) и Э. А. Пиррус (1965), формирование «суточных слоев» не всегда соответствует промежутку времени в один сутки. Если последнее является только редким исключением, тогда действительно можно по «суточным слоям» дать приблизительную оценку температурных условий абляционных периодов во время накопления тех или иных объемов толщи ленточных отложений или каждой конкретной ленты. Если же внутрисезонные микрослойки отражают преимущественно или целиком многосуточные промежутки осадконакопления при температуре выше $+5^{\circ}$, то подобный подход к оценке температурных условий абляционных периодов становится неприемлемым, действительные условия таяния ледников могут отличаться от рассчитанных показателей на целый порядок.

Еще раз подчеркнем, что в Чаган-Узунской озерно-ледниковой толще дифференциация летнего слоя на микрослойки связана с присутствием в относительно грубозернистом летнем осадке того или иного количества «холодных» прослоек с существенно повышенным содержанием пелитовых частиц. При малом числе таких прослоек, приуроченных в основном к участку перехода летнего слоя в зимний, основную часть недифференцированных летних осадков, по-видимому, нельзя рассматривать как односуточную. Она является результатом осадконакопления большей части абляционного периода. Не все и тонкозернистые микрослойки могут быть признаны суточными, особенно те из них, которые ясно выделяются в летнем слое достаточной толщиной. Косвенным признаком и подтверждением сказанного может служить сравнение их толщины с мощностью соответствующего зимнего слоя. Что же касается неясной микрослоистости, то её использование для палеоклиматических реконструкций будет существенно зависеть от субъективного подхода в выделении такой микрослоистости.

Таким образом, в нашем районе методика оценки климатических условий формирования летних слоев годовых лент по микрослоистости, как это сделано по другим районам М. Шварцбахом (1965), Э. А. Пиррусом (1965) и для Чаганской толщи ленточных отложений А. А. Свиточем и др. (1972), не пригодна.

По данным Э. А. Пирруса (1965), в отложениях Эстонии «...максимумы подсчитанных суточных ритмов не всегда совпадают с кривой мощности годичной ленты, но минимальные количества их закономерно совпадают с минимумами мощности годичного ритма...» (с. 81). В Чаган-Узунской толще подобной закономерности не установлено. Как видно из приведенных снимков различных типов годовых лент (рис. 9, 10, 11), ленты одинаковой толщины в одних случаях (рис. 9) имеют до 10 и более внутрисезонных микрослоек, в других

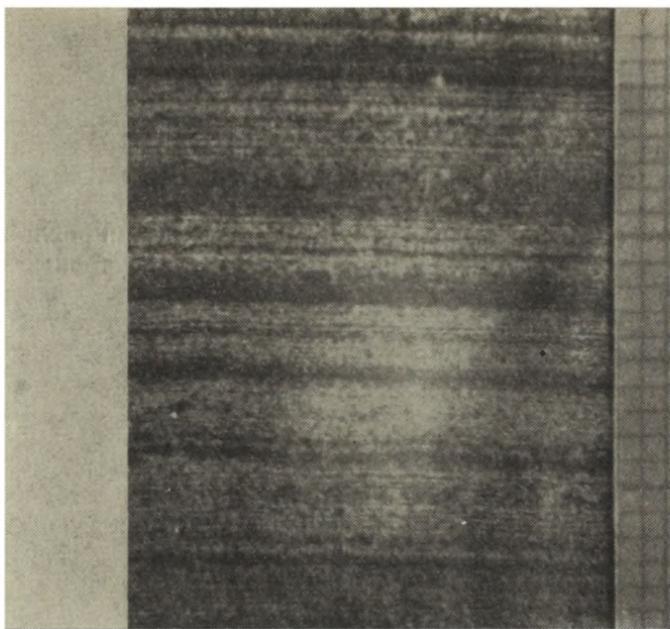


Рис. 9. Сложный тип годовых лент средней мощности (фото парафинированного образца)

(рис. 10) не имеют ни одного чётко выделяющегося микро-
слойка. Иногда же (рис. 10) не имеют микро-
слоек, различающихся по толщине в 3—4 раза.

Микротекстурные особенности ленточных отложений Эстонии и рассматриваемой толщи связаны, по-видимому, не столько с различиями механического состава осадков этих территорий, сколько с различиями условий температурного режима и режима привноса материала в бассейн.

По литологическим признакам в ленточных отложениях Чаган-Узуна могут быть выделены следующие типы годовых лент:

1. Тонкие (1—2 мм) простые, состоящие из неслоистого летнего и зимнего слойков, т. е. двухслойные.

2. Тонкие (1—2 мм) упрощенные четырехслойные, в которых в летнем слое наблюдается один тонкозернистый микро-
слоек, обычно вблизи контакта с вышележащим зимним
слоем.

3. Средние (2,5—4 мм) простые двухслойные.

4. Средние (2,5—4 мм) упрощенные четырехслойные, как и тип 2.

5. Средние (3—5 мм) сложные, в которых летний слой состоит из серии микролент, видимых невооруженным глазом. Количество микролент может быть различным, но обычно в

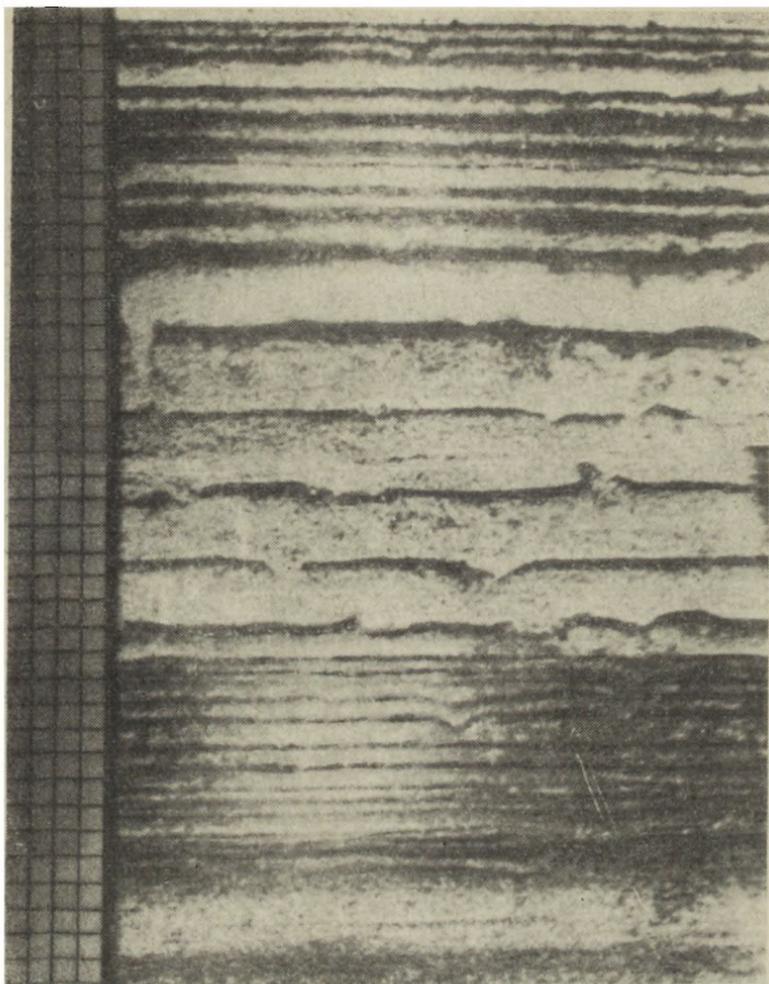


Рис. 10. Тонко- и среднеслоистые ленты простого и упрощенного типов (фото парафинированного образца)

пределах первого десятка. Нередко среди таких микролент одна-две выделяются несколько увеличенной толщиной «холодного» (светлого) микрослойка. Толщина микролент составляет доли миллиметра.

6. Толстые (4—15 мм) сложные, в которых в основной части летнего слоя микроленты не выделяются или выделяются очень слабо, но вблизи вышележащего зимнего слоя прослеживаются две-три очень четкие утолщенные микроленты.

В отдельный тип могут быть выделены редкие ленты с повышенным содержанием песчаной фракции в толстом (до

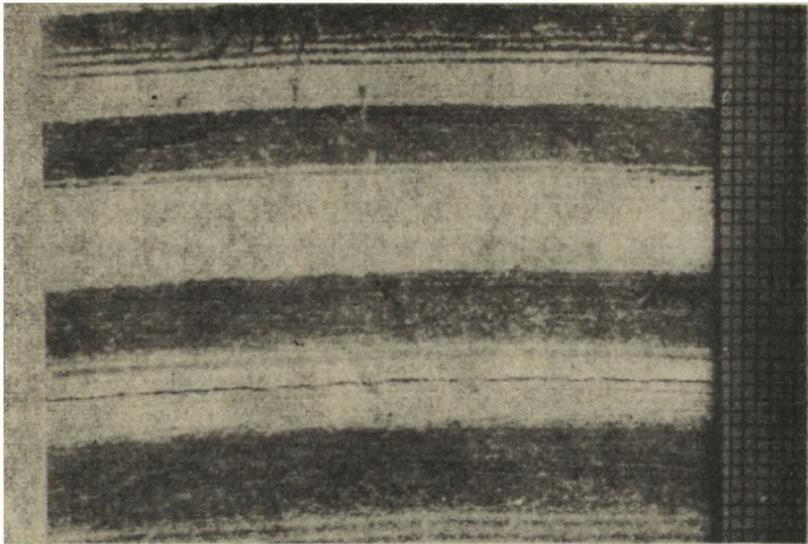


Рис. 11. Толстослойные ленты сложного типа (фото парафинированного образца)

5—6 см) летнем слое. Они отличаются невыдержанностью по простираанию своей толщины, механического состава осадка и строения. Встречаются такие ленты в обнажениях у верхнего (по долине) края ленточных отложений.

Вниз по течению они быстро теряются. В разрезе толщ такие ленты распределены неравномерно и промежутки между ними заполнены тонко- и среднеслойными лентами различного типа.

Резко увеличенная мощность и песчанистый состав летнего слоя в этих редких лентах, их приуроченность только к верхней (по долине) части толщи свидетельствуют о единовременном привносе в бассейн большого количества сравнительно грубого материала, который быстро осаждался в озере в зоне динамического влияния кратковременного бурного водотока. Такой кратковременный сброс в озеро большого объема мутной воды мог возникать по разным причинам: прорыв небольших приледниковых озер, освобождение внутриледниковых вод, прорыв ледниково-подпрудных озер боковых долин, ливневый дождь и т. п.

Теперь попытаемся дать хотя бы качественную оценку гидроклиматических условий формирования других выделенных выше типов годовых лент.

Небольшая толщина сезонных слойков и лент 1-го типа в целом может в определенной мере служить свидетельством короткого абляциянного периода, низких летних температур и малых расходов ледниковых водотоков.

Поскольку седиментация высокодисперсных частиц связана преимущественно с холодными зимними условиями без дополнительного привноса обломочного материала, то, естественно, образование подобных микрослоек в летнем слое следует увязывать с периодами похолоданий, резким уменьшением расходов и мутности водотоков. В зависимости от количества таких микрослоек и их положения в разрезе летнего слоя устанавливается число летних похолоданий и их распределение в абляционный период. Поэтому 2-й тип тонких лент с одним микрослоем, приуроченным к верхней части летнего слоя, мы рассматриваем как тип, отражающий в целом неблагоприятные гидроклиматические условия осадконакопления, на фоне которых перед окончанием абляционного периода имело место значительное похолодание.

Подобную же картину, но с большей суммой положительных температур за абляционный период отражает 4-й тип годовых лент.

Ленты 3-го типа (в отличие от лент 1-го типа) отражают более продолжительный и более теплый абляционный период со сглаженным ходом температур, расходов и мутности водотоков.

5-й тип лент отражает наиболее сложные гидроклиматические условия, характеризовавшиеся многократными колебаниями хода температур и режима стока на фоне холодного в общем абляционного периода.

6-й тип формировался в условиях продолжительного теплого абляционного периода, прерывавшегося значительными похолоданиями только в переходные (весенне-осенние) сезоны.

Большая мощность зимних слоев в лентах этого типа свидетельствует, по-видимому, о мягких зимах и непрекращавшемся привносе обломочного материала. Все это сочеталось с некоторым падением уровня озера. Нам кажется неприемлемым привлечение для объяснения особенностей этих лент подвижки или ускоренного сокращения ледника, так как ни то, ни другое не могло бы отразиться на величине седиментации осадка в зимний период.

Распространение двух толщ ленточных отложений не только в пределах моренного рельефа позднечетвертичного ледника Чаган-Узуна, оканчивавшегося в верхней части ущелья, но и ниже края ясно выраженного моренного поля дает основание утверждать, что озеро, в котором накапливались ленточные отложения, не было локальным Чаган-Узунским моренно-подпрудным. Озеро в долине Чаган-Узуна являлось частью, небольшим заливом крупного Пра-Чуйского озера. Следы существования такого озера в обширной Чуйской межгорной котловине подробно описаны Е. В. Девяткиным (1965) и В. Е. Поповым (1962).

Волноприбойные террасы и береговые валы прослеживаются во многих пунктах по окраинам котловины до абсолютных отметок около 2100 м. К этому уровню приурочены также скопления валунно-глыбового эрратического материала у подножья Курайского и Южно-Чуйского хребтов, ограничивающих Чуйскую котловину.

Волноприбойные уступы описаны В. Е. Поповым (1962) и наблюдались нами на валах внешнего пояса моренного поля в долине Чаган-Узуна. Террасированные склоны встречаются на наиболее высоких аккумулятивных холмах и внутри моренного поля, но их связь с волноприбойной деятельностью не доказана. Самые низкие, известные нам, озерные террасы в Чуйской котловине приурочены к отметкам около 1900 м. Серии террасовых уступов в интервале высот от 2100 до 1900 м свидетельствуют об эпизодическом снижении зеркала озерного бассейна и сокращении его акватории. К сожалению, ясно террасированные участки сильно разобщены, и для их увязки необходимы специальные исследования.

По вопросу о времени существования озера, оставившего прибойные террасы и ленточные отложения, нет единого мнения. Е. В. Девяткин (1965) относит его к эпохе максимума первого постмаксимального (поздний плейстоцен) оледенения. А. А. Свиточ и В. С. Хорев (1975) считают возможным верхние террасы отнести к более древнему, по-видимому, среднелейстоценовому приледниковому водоему. В. Е. Попов (1967) допускает возникновение озера в Чуйской впадине во время начальных стадий деградации позднеплейстоценового оледенения.

Важно подчеркнуть, что всеми этими исследователями признается ледниковое подпруживание вод Чуйской котловины. Е. В. Девяткин «повинным» в этом считает ледник, спускавшийся в долину р. Чуи с Курайского хребта по долине р. Куэктанара. В. Е. Попов (1967) и П. А. Окишев (1970) на основании ряда геолого-геоморфологических признаков пришли к выводу, что одного Куэктанарского ледника в пределах оставленного им моренного рельефа в долине Чуи было недостаточно для поднятия уровня Чуйского озера до 2100 м, и доказывают существование более мощной ледяной запруды в долине Чуи. Таковой могли служить слившиеся в долине Чуи на участке между Курайской и Чуйской котловинами ледники, спускавшиеся сюда с Курайского хребта по долинам Тыдугема, Саукпанды и Куэктанара. Ее существование предшествовало последующему выходу в долину Чуи Куэктанарского ледника, следы которого сохранились до настоящего времени. Более подробно этот вопрос рассмотрен П. А. Окишевым (1970).

В настоящее время никем не оспаривается, что ясно выраженные в рельефе моренные комплексы у подножья Южно-

Чуйского хребта по долинам Чаган-Узуна, Елангаша, Ирбисту, Тархатты являются позднеплейстоценовыми. Террасированность их внешних поясов однозначно свидетельствует о существовании озера в Чуйской котловине после образования внешнего пояса моренного комплекса. Одновременно это является свидетельством того, что ко времени формирования волноприбойных террас моренные отложения уже были достаточно консолидированы.

Позднеплейстоценовый возраст озера подтвержден и датировками ленточных отложений (Свиточ и др., 1972).

Никаких убедительных доказательств соответствия какой-то части прибойных террас среднеплейстоценовому оледенению нет. Мы не хотим сказать, что не существовало среднеплейстоценового приледникового озера в котловине. Напротив, анализ палеогеографической обстановки в эпоху последнего, позднеплейстоценового оледенения приводит к выводу о неизбежности возникновения озера в среднечетвертичное время. Но каковы были размеры и глубина его — пока неизвестно. На каком этапе развития позднеплейстоценового оледенения возникло озеро и достигло своих максимальных размеров — пока тоже неизвестно. Наличие озерно-ледниковых отложений в пределах морен этого оледенения свидетельствует о длительном существовании озера и после начала сокращения ледников. Спад уровня озера сопровождался продолжительными задержками и даже повторными подъемами зеркала воды. О первых свидетельствует лестница волноприбойных террас, а о вторых — флювиогляциальные галечники, разделяющие, в частности, две толщи позднеплейстоценовых ленточных отложений. Как террасы, так и галечники, указывают на динамичность преграды в стоке вод из Чуйской котловины и тем самым подтверждают представления о ее ледниковой природе.

Общая мощность обеих толщ, составляющая не менее 35 м, отражает достаточно продолжительный период существования озера и седиментации осадков. Вложенная толща в большей части разреза представлена годовыми лентами в среднем около 3 мм и накапливалась не менее 2—2,5 тыс. лет. Отложения более древней толщи нами детально не изучались. По полевым наблюдениям там годовые ленты несколько толще, но все же в среднем не более 10 мм. Время ее накопления тоже не менее 2—2,5 тыс. лет. Таким образом, только в пределах бывшего позднеплейстоценового ледника зафиксирован период существования озера в 4—5 тыс. лет.

В 2,5 км ниже пос. Кызыл-Мань, откуда ниже по долине Чаган-Узуна появляются позднеплейстоценовые озерно-ледниковые отложения, ясно выражен в рельефе моренный комплекс (фронтальные, береговые и срединная морены), оконтуривающий бывшее положение сливавшихся языков Чаганско-

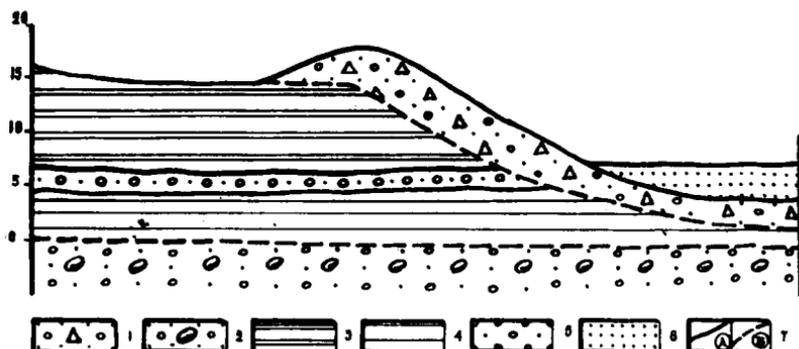


Рис. 12. Схема контакта морены второй фазы с ленточными отложениями: 1 — морена второй фазы; 2 — морена первой фазы; 3 — вторая толща ленточных отложений; 4 — первая толща ленточных отложений; 5 — флювио-гляциальные галечники первой фазы; 6 — галечники флювио-гляциальной террасы второй фазы; 7 — границы: А — определенные; Б — предполагаемые.

го и Чаган-Узунского ледников. Выше этого пункта позднеплейстоценовых ленточных отложений нет, они уничтожены ледником, о чем достаточно определенно можно судить по характеру контакта верхнего (по долине) края вложенной озерно-ледниковой толщи и фронтальной морены (рис. 12). С дистальной стороны морена наброшена на ленточные отложения, а от подножья крутого проксимального склона ее вверх по долине тянется гравийно-галечная терраса, в обнажениях которой до уреза реки нигде не вскрываются озерно-ледниковые отложения. Крутой срез последних на контакте с мореной, отсутствие грубообломочного материала в ленточных отложениях и распространение здесь моренного материала только на поверхности озерно-ледниковой толщи свидетельствуют, во-первых, о надвигании ледника на эту толщу и, во-вторых, о существенной консолидированности озерно-ледниковых осадков к моменту надвигания ледника.

Таким образом, морена, подстилающая озерно-ледниковые отложения, и морена, надвинутая на них, отличаются по времени своего образования не менее чем на 4—5 тыс. лет (период накопления ленточных отложений). Если к этому еще учесть время, необходимое для размыва первой, более древней озерно-ледниковой толщи и образования горизонта флювиогляциального галечника, разрыв во времени отложения этих морен надо увеличить.

Эти выводы, основанные на геолого-геоморфологических материалах, подтверждаются и датировками абсолютного возраста отложений. Для морены, подстилающей озерно-ледниковые отложения, получена термолюминесцентная датировка

ка $58 \pm 6,7$ тыс. лет (Свиточ и др., 1972). С глубины 9 м из ленточных отложений получена радиоуглеродная датировка в 25600 ± 600 лет (Свиточ и др., 1972). Наложенная морена, следовательно, имеет возраст еще меньше, и разница во времени формирования ее и морены подстилающей не укладывается в рамки стадийного порядка.

Е. В. Девяткин (1965) выделяет здесь два позднеплейстоценовых оледенения (первое и второе постмаксимальные). По геоморфологическим признакам, т. е. по степени сохранности моренного рельефа, выделение двух ледниковых эпох нам представляется невозможным. Но можно выделить две крупные фазы в эволюции позднеплейстоценового оледенения, разделенные продолжительным периодом накопления двух толщ озерно-ледниковых отложений, размыва первой из них, формирования горизонта флювиогляциальных галечников и консолидации осадков второй толщи.

Во вторую фазу наступания ледников в Чуйской котловине глубокого озера не возникало. Небольшой проточный бассейн существовал в долине Чуи лишь непосредственно выше куэхтанарской морены. От него сохранились здесь слоистые озерно-аллювиальные пески до 3 м мощности. Куэхтанарскую морену, выраженную в рельефе, мы сопоставляем со второй фазой в долине Чаган-Узуна. От оледенения первой фазы в долине Чуи моренного рельефа не сохранилось, он размыт при спуске огромного Пра-Чуйского озера, но ледниковые отложения первой фазы вскрываются во многих пунктах в обнажениях террас р. Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами.

ЛИТЕРАТУРА

Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., «Наука», 1965.

Качинский Н. А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Окишев П. А. Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая.— Доклады Томского отдела ГО СССР, вып. 1. Л., 1970.

Пиррус Э. А. О внутрисезонной слоистости ленточных глин.— В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965.

Попов В. Е. О замкнутых системах краевых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая, вып. 1. Томск, 1962.

Попов В. Е. К истории развития современных и древних ледниковых озер Центрального Алтая.— В кн.: Гляциология Алтая, вып. 5. Томск, 1967.

Свиточ А. А., Хорев В. С., Парунин О. Б. О скорости отступления ледников Южно-Чуйских белков Горного Алтая.— «Вестн. МГУ. География», 1972, № 5.

Свиточ А. А., Хорев В. С. Древние ледниковые отложения и оледенения Горного Алтая.— «Изв. АН СССР. Сер. географич.», 1975, № 4.

Шварцбах М. Климаты прошлого. М., ИЛ, 1955.

СТОК ТАЛЫХ ВОД В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

Д. А. БУРАКОВ, А. П. БУРАКОВА, Г. К. ПАРФЕНОВА

Настоящая статья представляет первую попытку обобщения материалов по стоку талых вод в лесной зоне Западно-Сибирской равнины. В выполненных к настоящему времени исследованиях (Эйрих, 1967; Нормативные руководства ГГИ и др.) характеризуется суммарный весенний сток без его расчленения на составляющие — сток талых вод, дождевой, подземный.

Рассматриваемая территория охватывает зону тайги Западно-Сибирской равнины и примыкающую к ней на юге подзону осиново-березовых лесов. Площадь этой территории приближается к 1800000 км². На западе и востоке она ограничивается четкими естественными рубежами — горными системами Урала и Средне-Сибирского плоскогорья. Согласно районированию Института географии АН СССР северная граница лесной зоны проходит от Урала на Салехард, Уренгой, Сидоровск, Игарку. На юге граница проходит от Урала по линии Ялutorовск, Ишим, верхнее течение р. Оши, севернее Новосибирска и далее вдоль подножья южносибирских гор.

Уравнение водного баланса, отражающее формирование стока талых вод, может быть представлено в следующем виде:

$$U_{\tau} = (s + x) - P, \quad (1)$$

где U_{τ} — сток талых вод; s — запасы воды в снежном покрове перед началом снеготаяния; x — осадки за период снеготаяния; P — суммарные потери талого стока.

В первые дни после схода снега поверхность речных бассейнов избыточно увлажнена талыми водами. Поэтому при подсчете x учитываются дополнительно осадки, выпадающие в первые 5—10 дней после схода снега, так как условия стекания этих осадков близки к условиям стока талых вод в конце снеготаяния.

В формировании весеннего стока во многих случаях заметную роль играют дожди, выпадающие на спаде половодья. Эти дожди могут вызвать уменьшение интенсивности спада уровней воды, а при обильных осадках спад может смениться дождевым подъемом.

Очевидно, что пик половодья формируется в большинстве случаев за счет притока талых вод. Между величинами максимума половодья (максимального расхода или уровня) и стока талых вод (U_T существует, как показано ниже, довольно тесная корреляционная связь. Именно поэтому изучение основной составляющей половодья — талого стока — представляет непосредственный интерес с точки зрения расчета и прогноза высоты половодья.

Определение талого стока выполнено для всех рек рассматриваемой территории, на которых организованы гидрометрические наблюдения. С этой целью анализируется ход стока весеннего половодья совместно с изменением ежедневной температуры воздуха и осадков. За каждый год рассчитываются даты схода снега в лесу с использованием материалов снегосъемок и так называемого коэффициента стаивания, характеризующего величину стаивания снега на 1° средней суточной положительной температуры воздуха (Комаров, 1959). В ряде случаев дату схода снега удается установить непосредственно по материалам снегомерных съемок, если они фиксируют степень покрытости поверхности снегом на лесном участке снегосъемки в 20—40 %.

В результате детального анализа исходных материалов за каждый год по каждому бассейну определяется период суммирования весенних осадков x в уравнении (1). Этот период начинается от даты максимума снегозапаса, которая принята при картировании запаса воды в снеге перед началом снеготаяния, и заканчивается датой схода снега или на несколько дней позднее, если сразу после схода снега выпали осадки. Обычно конец суммирования осадков отстоит от даты окончания снеготаяния не более чем на 5—10 дней. Однако в отдельные годы эта разница может достигать 15—20 дней, если после окончания снеготаяния наблюдается возврат холодов и вновь выпадает снег. За один и тот же год продолжительность периода снеготаяния и суммирования осадков (x) оказываются примерно одинаковыми для рек, расположенных в пределах данной подзоны (северная тайга, средняя тайга и т. д.) или ее части, что позволяет контролировать правильность расчетов.

В результате анализа хода стока и метеорологических характеристик производится расчленение гидрографа весеннего половодья с использованием типовой кривой спада. Тем самым отделяется сток талых вод от стока осадков, выпадающих на спаде половодья. Первоначально производится

«срезка» дождевого стока на сравнительно небольших реках района, у которых дождевые пополнения стока хорошо прослеживаются на гидрографе. Затем, когда особенности развития половодья в данном году достаточно изучены, «срезка» дождевого стока более значительных рек обычно не вызывает затруднений.

На сравнительно крупных реках, особенно если в их бассейнах имеется много озер и наблюдения за стоком соседних малых рек отсутствуют (часто в северных районах тайги), при расчленении гидрографа следует особенно внимательно анализировать гидрометеорологическую обстановку. Дата, начиная с которой производится «срезка» гидрографа по кривой спада, определяется по моменту конца суммирования осадков с учетом времени добега. Ошибки при оценке талого стока в этих случаях могут достигать в отдельные годы 10—15% в ту или иную сторону. Однако при расчете средних многолетних характеристик они в значительной степени компенсируются.

Наконец, для такой реки, как Конда, бассейн которой расположен в обширной Кондинской низине, характеризующейся плоским рельефом с обилием болот и озер, отделить талый сток от дождевого можно лишь весьма приближенно.

В формировании половодья принимают некоторое участие подземные и озерно-болотные воды, накопленные в бассейне ранее и не имеющие отношения к снегозапасам и весенним осадкам данного года. В бассейнах с суглинистыми и глинистыми почвогрунтами это дополнительное питание весьма мало и определялось нами путем «срезки» гидрографа по расходу воды, предшествующему половодью.

Если толщи поверхностных отложений сложены песками, подземное питание в половодье заметно возрастает. Принимая во внимание, что береговое регулирование способствует некоторому перераспределению подземного стока во времени и слабо сказывается на его суммарной величине, учитывать его при расчленении гидрографа в целях общей количественной оценки составляющих половодья нецелесообразно. Выделение подземного стока в бассейнах с песчаными почвогрунтами осуществлено с использованием срезки гидрографа по прямой от предвесеннего к летнему межленному расходу воды, соответствующему подземному и озерно-болотному питанию, которое несколько увеличивается по мере сезонного протаивания грунтов.

Расчет элементов водного баланса, входящих в уравнение (1), выполнен за период с 1948 по 1971 г. До 1948 г. материалы снегомерных съемок недостаточны для воднобалансовых расчетов.

Как показывают данные, приведенные в табл. 1, сток талых вод составляет 61—88% суммарного весеннего стока.

Составляющие стока весеннего половодья (в среднем за многолетний период)

Река — пункт	Размерность	Талый сток \bar{U}_T	Дождевой сток (на спаде) \bar{U}_g	Подземный сток \bar{U}_n	Суммарный сток \bar{U}_o	Состав поверхностных отложений
I. Подзона основных березовых лесов						
Омь — г. Куйбышев	мм %	33,0 88,5	3,6 9,6	0,7 1,9	37,3 100	Суглинки
Тара — с. Муромцево	мм %	35,6 77,4	5,9 12,8	4,5 9,8	46,0 100	Суглинки, пески
Тартас — с. Северное	мм %	34,4 79,3	8,4 19,3	0,6 1,4	43,4 100	Суглинки
Вагай — с. Нововынгрышное	мм %	26,5 89,8	2,1 7,2	0,9 3,0	29,5 100	Суглинки
II. Южная тайга						
Икса — с. Плотниково	мм %	40,8 74,9	12,1 22,2	1,6 2,9	54,5 100	Суглинки
Чая — с. Подгорное	мм %	42,0 71,3	9,8 16,6	7,1 12,1	58,9 100	Суглинки, пески
Уй — с. Седельниково	мм %	39,7 66,9	15,0 25,3	4,6 7,8	59,3 100	Суглинки, пески
Шинш — с. Васис	мм %	65,4 69,1	26,3 27,8	2,9 3,1	94,6 100	Суглинки
Парабель — с. Новиково (д. Соис- паева)	мм %	48,0 68,5	19,3 27,5	2,8 4,0	70,1 100	Суглинки, пески
Васюган — с. Ср. Васюган	мм %	84,8 73,6	20,8 18,0	9,6 8,4	115,2 100	Суглинки, пески

Река — пункт	Размерность	\bar{Y}_T	\bar{Y}_g	\bar{Y}_n	\bar{Y}_o	Состав поверхностных отложений
Туртас — с. Новый Туртас	мм %	78,2 78,3	17,1 17,1	4,6 4,6	99,9 100	Суглинки, пески
Демьянка — юрты Лымковские	мм %	81,9 77,5	17,9 16,9	5,9 5,6	105,7 100	Суглинки, пески
Улу-Юл — пос. Аргат-Юл	мм %	93,0 72,4	21,9 17,0	13,5 10,6	128,4 100	Пески, суглинки
Кеть — пос. Максимкин Яр	мм %	99,0 73,2	20,7 15,3	15,6 11,5	135,3 100	Пески, Суглинки
Ицца — г. Ирбит	мм %	35,8 73,7	9,4 19,3	3,4 6,0	48,6 100	Суглинки
III Средняя тайга						
Тым — пос. Ванжиль-Кынак	мм %	94,6 66,0	26,4 18,4	22,3 15,6	143,3 100	Пески, суглинки
Тым — с. Напас	мм %	92,0 61,5	30,0 20,0	27,6 18,5	149,6 100	Пески, суглинки
Большой Юган — с. Угут	мм %	97,0 73,0	26,0 19,6	9,8 7,4	132,8 100	Суглинки, пески
Лямин — факт. Горшково	мм %	74,4 67,3	15,5 14,0	20,7 18,7	110,6 100	Пески
Тром-Еган — с. Ермаково	мм %	95,0 69,4	16,3 11,9	25,6 18,7	136,9 100	Пески
Малая Сосьва — с. Шухтур-Курт	мм %	67,4 62,3	27,5 25,6	12,5 11,6	107,4 100	Пески, суглинки

Продолжение табл. 1

Река — пункт	Размерность	\bar{U}_T	\bar{U}_g	\bar{U}_n	\bar{U}_o	Состав поверхностных отложений
IV. Северная гайга						
Надым — с. Надым	мм %	106,7 74,3	11,5 8,0	25,4 17,7	143,6 100	Пески
Пур — пос. Самбург	мм %	134,4 77,6	17,8 10,3	21,0 12,1	173,2 100	Пески
Таз — пос. Таз	мм %	171,1 79,2	15,4 7,2	29,4 13,6	215,9 100	Пески с валунами и галькой, суглинки

В подзоне осиново-березовых лесов доля талого стока равна в среднем 85%, в зоне тайги она изменяется в пределах 61—79%. Дождевой сток (в период спада половодья) в подзоне осиново-березовых лесов сравнительно мал (7—19%). В южной и средней тайге доля дождевого стока несколько превышает, но в северной тайге она вновь падает (табл. 1). Территориальное изменение доли дождевого стока определяется комплексом факторов и прежде всего величиной осадков. Другой немаловажный фактор — состав пород, слагающих поверхностные толщи речных бассейнов. При значительном участии песков дождевые осадки легко впитываются в почву и стекают подземными путями, формируя высокий сток рек в межень. Наибольшее распространение песчаные отложения получают в северных районах лесной зоны, севернее широтного отрезка р. Оби. На рр. Лямин, Аган, Тром-Еган, Надым, Пур, Таз дождевой сток в половодье сравнительно мал, зато велик подземный сток (табл. 1).

Коэффициенты вариации, характеризующие многолетнюю изменчивость дождевой составляющей половодья, весьма велики (табл. 2). В отдельные годы дождевой сток может быть близок или равен нулю, тогда как в другие годы доля дождевого стока может превысить 50% суммарного объема половодья. Коэффициенты вариации подземного стока в 1,5—3 раза ниже, чем дождевого. В целом вариация всех составляющих половодья увеличивается в южных районах лесной зоны (табл. 2).

Таблица 2

**Коэффициенты вариации дождевого и подземного стока
в период половодья**

Река — пункт	Коэффициент вариации	
	дождевого стока (на спаде)	подземного стока
Омь — г. Куйбышев	1,14	0,65
Вагай — с. Нововынгрышное	1,58	0,75
Тара — с. Муромцево	0,61	0,34
Чая — с. Подгорное	1,14	0,23
Уй — с. Седельниково	0,87	0,34
Шиш — с. Васис	1,04	0,44
Ница — г. Ирбит	0,73	0,43
Демьянка — юрты Лымковские	0,90	0,34
Улу-Юл — пос. Аргат-Юл	0,68	0,32
Пайдугина — с. Березовка	0,74	0,25
Б. Юган — с. Угут	0,76	0,21
Тым — с. Ванжиль-Кынак	0,82	0,29
Кас. — с. Александровский Шлюз	0,46	0,15
Лямин — факт. Горшково	0,63	0,18
Пур — пос. Самбург	0,40	0,21
Пяку-Пур — с. Тарко-Сале	0,39	0,23
Таз — пос. Таз	0,78	0,14

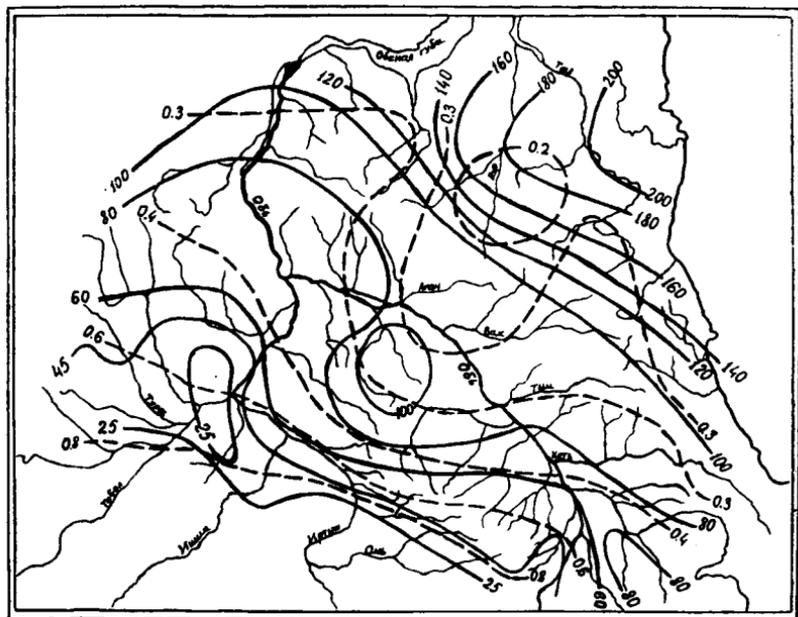


Рис. 1. Сток талых вод и его вариация в лесной зоне Западно-Сибирской равнины

На рис. 1 показано распределение нормы талого стока и его вариации по территории равнины. Отмечается закономерное увеличение стока талых вод в северо-восточном направлении, связанное с соответствующим изменением общего увлажнения территории.

Основной приходной составляющей водного баланса водосборов весной являются запасы воды в снежном покрове. Для их определения построены ежегодные карты снегозапасов перед началом снеготаяния за период с 1948 по 1972 г. В основу карт положены снегосъемки на лесных участках. В процессе картирования использованы также данные снегомерных съемок в поле и на полянах с введением соответствующих коэффициентов приводки, характеризующих соотношение снегозапасов в различных условиях ландшафта (Рутковская, Окишева, 1966; Бураков, 1966; Малик, 1966).

На рис. 2 представлено распределение по территории средних многолетних значений запасов воды в снеге, предшествующих началу снеготаяния, и жидких осадков за период снеготаяния, входящих в уравнение баланса (1). Общие закономерности распределения снежного покрова рассмотрены в работе Н. В. Рутковской и Л. Н. Окишевой (1966). Представленная карта подтверждает увеличение снегозапа-

Таблица 3

Характеристика элементов водного баланса

Река — пункт	Число лет	\bar{S} , мм	\bar{X} , мм	$\overline{S+X}$, мм	\bar{V}_T , мм	\bar{P} , мм	f_d (лес), %	f_b (болота), %	f_o (озера), %	Состав поверхностных отложений
I. Подзона осново-березовых лесов										
Вагай — с. Нововыгрешное	16	103	14	118	27	91	15	30	2	Суглинки
Шегарка — д. Боборыкино	19	113	26	139	28	111	45	25	1	Суглинки
Тара — с. Муромцево	22	121	27	148	36	112	40	40	1	Суглинки, пески
II. Южная тайга										
Ицца — г. Ирбит	22	104	20	124	36	88	60	14	1	Суглинки
Мугай — с. Топорково	22	116	19	135	49	86	51	30	0	Суглинки
Икса — с. Плотниково	24	133	27	160	41	119	49	50	1	Суглинки
Чая — с. Подгорное	20	130	30	160	42	118	60	35	1	Суглинки, пески
Парабель — с. Новиково	22	126	31	158	48	110	59	40	1	Суглинки, пески
Васюган — с. Ср. Васюган	24	142	35	177	85	92	58	40	2	Суглинки, пески
Демьянка — юрты Лымковские	18	138	37	175	82	93	45	50	2	Суглинки, пески
Улу-Юл — псе. Аргат-Юл	19	155	47	202	93	109	89	10	1	Суглинки, пески

Продолжение табл. 3

Река — пункт	Число лет	\bar{S} , мм	\bar{X} , мм	$\overline{S+X}$, мм	\bar{U}_T , мм	\bar{P} , мм	f_L (лес), %	f_B (болота), %	f_0 (озера), %	Состав по- верхностных отложений
III. Средняя тайга										
Большой Юган — с. Угут	20	148	39	187	97	90	61	36	1	Суглинки, пески
Тым — с. Напас	23	159	50	209	92	117	70	25	3	Пески, суглинки
Лямин — с. Горшково	19	154	47	201	74	127	20	55	18	Пески
Тром Еган — с. Ермаково	15	164	56	220	95	125	30	45	25	Пески
Аган — с. Вар-Еган	15	160	44	204	89	115	45	40	14	Пески, суглинки
Малая Сосьва — пос. Шухтур-Курт	18	125	27	152	67	85	90	5	0	Пески, суглинки
IV. Северная тайга										
Надым — с. Надым	15	174	50	224	107	117	35	45	10	Пески
Пур — пос. Самбург	19	181	52	233	134	99	—	—	—	Пески, суглинки
Таз — пос. Таз	18	200	48	248	171	77	—	—	—	Пески с валу и а- нами и палькой, суглин- ки

лучше расчлененном бассейне р. Вагай, сравнительно хорошо освоенном в сельскохозяйственном отношении, потери талого стока составляют 91 мм, т. е. на 20 мм ниже.

На юге Васюганья (южная тайга) потери талого стока примерно такие же, как и в заболоченной Барабе (110—120 мм). Севернее (рр. Васюган, Демьянка, Б. Юган) потери несколько снижаются (90—100 мм), что объясняется большей увлажненностью и более интенсивным эрозионным расчленением этой территории. В возвышенных и лучше дренированных бассейнах Приуралья (рр. Ница, Мугай) потери талого стока не превышают 90 мм. Подобная величина потерь талого стока отмечается в пределах возвышенности Люлин-Вор (бассейн р. Малой Сосьвы, табл. 3), где потери талого стока составляют 85 мм. Наименьшая величина потерь (77 мм) зафиксирована в бассейне р. Таз, чему способствуют распространение в этом бассейне моренных возвышенностей, сравнительно хороший дренаж, вечная мерзлота.

Самые значительные потери талого стока приурочены к районам задровых и озерно-аллювиальных равнин, отличающихся плоским рельефом, высокой заболоченностью, повсеместным распространением озер. Это бассейны Лямина, Агана, Тром-Егана, Надыма, Кети, Тыма, где потери талого стока составляют 115—130 мм.

Отмеченные закономерности в распределении потерь имеют важное значение, так как позволяют оценить сток талых вод в неизученных районах по метеорологическим данным. Эти закономерности использованы нами при проведении изолиний на карте стока талых вод (рис. 1), что, несомненно, повышает ее точность благодаря дополнительному контролю изолиний стока изолиниями запасов воды в снеге и весенних осадках (рис. 2).

Сток талых вод в лесной зоне Западно-Сибирской равнины возрастает на северо-восток от 20 до 180 мм. Коэффициент вариации талого стока (C_v достигает наибольших значений на юге тайги (до 1,0) и снижается к северу и северо-востоку до 0,3—0,2. Коэффициент асимметрии (C_s равен в большинстве случаев (2,0—2,5). C_v . При отсутствии наблюдений C_s может назначаться исходя из отношения $\frac{C_s}{C_v}$

по ближайшей реке, имеющей длительный ряд наблюдений. Результаты расчета параметров кривой обеспеченности стока талых вод приведены в табл. 4. Статистические расчеты (в том числе приведение коротких рядов к длительному периоду) выполнены на ЭВМ. Удлинение рядов осуществлялось на основе корреляционной связи стока рек с длительным и коротким рядами при условии получения коэффициента корреляции более 0,70. При длине ряда менее 10—12 лет

Сток талых вод (U_T) коэффициент его вариации (C_V)

№ п/п	Река — пункт	3	За период наблюдений		За многолетний период		Бассейн — аналог
			Рассмотренный период наблюдений		За многолетний период		
			U_T	C_V	U_T	C_V	
1	2	4	5	6	7	8	
1	Шегарка — д. Боборыкино	1953—1971	27,7	0,77	38,0	0,69	Омь—г. Калачинск
2	Бакса — с. Пихтовка	1948—1971	53,2	0,90	51,3	0,87	Икса—с. Плотниково
3	Тоя — с. Петропавловка	1950—1967, 1969—1971	18,1	0,87	18,9	0,87	Икса—с. Плотниково
4	Тартас — с. Северное	1949—1971	34,4	0,76	44,9	0,79	Омь—г. Калачинск
5	Тартас — с. Касманка	1960—1971	36,0	—	44,4	—	»
6	Тартас — с. Шипицино	1957—1971	29,7	—	37,1	—	»
7	Омь — г. Куйбышев	1948—1971	33,0	0,79	38,9	0,79	»
8	Ича — пос. Аннинский	1955—1967	40,0	—	52,6	—	»
9	Ича — с. Назарово	1959—1971	24,0	—	29,3	—	»
10	Кама — с. Усть-Ламенка	1948—1971	20,0	0,91	23,7	0,92	»
11	Тара — с. Верхняя Тарка	1954—1971	36,5	0,76	50,2	0,76	»
12	Тара — с. Муромцево	1952—1971	45,0	0,75	46,8	0,76	»
13	Ича — д. Укранка	1948—1971	39,0	0,67	43,0	0,67	»
14	Майзас — Верхний Майзас	1948—1971	48,0	0,66	54,5	0,66	»
15	Чека — с. Бочкарево	1949—1971	34,7	0,58	41,2	0,59	»
16	Бол. Аёв — д. Чебаклы.	1958—1971	17,3	0,95	21,0	—	Тара—с. Муромцево

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8
17	Вагай — д. Нововыгрешная	1955—1971	26,5	0,82	23,3	0,99	Армзянка — пос. Чукманка
18	Ашлык — с. Ашлык	1954—1971	34,5	1,40	37,8	—	»
19	Балахлей — с. Балахлей	1952—1971	26,3	1,02	26,3	1,03	»
20	Ир — д. Красный Яр	1964—1971	40,0	—	40,0	—	»
21	Барсук — с. Каточниги	1959—1971	29,0	—	31,0	—	»
22	Емец — д. Кузнецово	1958—1971	19,0	—	18,0	—	»
23	Илиней — с. Малиновка	1963—1971	23,4	—	22,6	—	»
24	Ангтка — юрты Митькинские	1957—1971	40,0	—	40,0	—	»
25	Суэтяк — с. Бескозобово	1964—1971	43,7	—	44,0	—	»
26	Пышма — с. Богандинокос	1897—1971	28,3	0,83	28,3	0,83	—
27	Ирца — г. Ирбит	1893—1971	36,2	0,71	36,2	0,71	—
28	Мугай — д. Топоркова	1945—1971	50,9	0,74	43,0	0,80	Ирца г. Ирбит
29	Ирюм — с. Бобылево	1948—1971	31,8	0,75	25,7	0,84	Пышма — с. Богандинокос
30	Салда — с. Прокопьевская Салда	1955—1971	50,6	0,58	51,0	0,67	Ирца — г. Ирбит
31	Ялынка — с. Кальтюкова	1948—1971	61,7	0,53	61,0	0,56	Ирца — г. Ирбит
32	Носка — с. Лайтмак	1964—1971	29,8	—	26,1	—	Конда — с. Болчары
33	Носка — пос. Новоносинский	1960—1971	31,0	—	28,9	—	Конда — с. Болчары
34	Лайма — юрты Вармахинские	1964—1971	25,4	—	22,3	—	Конда — с. Болчары
35	Бергамак — д. Рязаны	1948—1971	38,0	0,58	38,0	0,58	—

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8
36	Уй — с. Нифановка	1955—1971	46,1	0,57	43,5	0,58	Васюган — с. Васюган
37	Уй — с. Седельниково	1950—1977	39,7	0,58	39,7	0,58	—
38	Уй — с. Баженово	1955—1971	49,2	0,50	46,4	0,51	Васюган — с. Васюган
39	Шиш — с. Васис	1945—1971	68,1	0,51	68,1	0,51	—
40	Шиш — с. Атирка	1952—1968	66,5	0,46	66,5	0,46	—
41	Туй — с. Ермиловка	1955—1969	64,8	0,48	64,0	0,48	Васюган — с. Васюган
42	Ава — д. Петропавловка	1949—1966	65,8	0,49	65,8	0,49	—
43	Бича — с. Казанка	1953—1966	69,5	0,53	69,5	0,53	—
44	Икса — с. Плотниково	1934—1971	39,7	0,60	39,7	0,60	—
45	Чая — с. Подгорное	1953—1971	41,7	0,56	44,9	0,56	Икса — с. Плотниково
46	Андарма — с. Папычево	1952—1971	49,6	0,64	56,0	0,63	»
47	Бакчар — с. Гореловка	1960—1971	48,0	—	45,6	—	»
48	Парбиг — пос. Веселый	1953—1971	42,0	0,63	46,2	0,61	Икса — с. Плотниково
49	Парабель — с. Новиково (Соплаево)	1949—1971	48,7	0,49	48,7	0,49	—
50	Чузык — с. Осипово	1956—1971	53,8	0,46	48,7	0,47	Васюган — с. Васюган
51	Кенга — пос. Центральный	1954—1971	46,8	0,54	42,7	0,56	Васюган — с. Васюган
52	Нюrsa — пос. Центральная Нюrsa	1961—1971	50,0	—	50,0	—	Икса — с. Плотниково и Васюган — с. Васюган

Продолжение табл. 4

1	2	3	4	5	6	7	8
53	Аремзянка — пос. Чукманка	1946—1971	54,6	0,80	54,6	(0,80)	—
54	Туртас — с. Нов. Туртас	1954—1971	78,2	0,58	75,8	0,60	Аремзянка — пос. Чукманка
55	Демьянка — юрты Лымковские	1953—1971	81,9	0,37	76,3	0,37	Васюган — с. Ср. Васюган
56	Васюган — с. Ср. Васюган	1936—1971	77,4	0,41	77,4	0,41	—
57	Васюган — с. Майск	1956—1971	71,1	0,50	61,8	0,52	Васюган — с. Ср. Васюган
58	Тяжин — с. Рубино	1945—1971	70,3	0,48	70,3	0,48	—
59	Китат — с. Баранцево	1957—1971	104,3	0,36	104,3	0,36	—
60	Бол. Юкса — пос. Первопашинский	1960—1971	67,3	0,40	59,9	0,44	Кеть — пос. Максимкин Яр
61	Улу-Юл — пос. Аргат-Юл	1953—1971	93,1	0,34	90,5	0,33	Кеть — пос. Максимкин Яр
62	Цичка-Юл — пос. Франца	1953—1971	88,3	0,35	85,7	0,35	Кеть — пос. Максимкин Яр
63	Кеть — пос. Максимкин Яр	1937—1971	97,0	0,27	97,0	0,27	—
64	Белая — с. Бельское	1952—1971	91,2	0,35	91,2	0,35	—
65	Язевая — Малый Кас	1953 1971	101,2	0,39	101,2	0,39	—
66	Кас — шлюз Александровский	1952—1971	82,4	0,30	82,4	0,30	—
67	Пайдугина — с. Березовка	1955—1971	85,9	0,34	80,3	0,35	Кеть — пос. Максимкин Яр
68	Тым — пос. Ванжиль-Кынак	1955—1971	94,6	0,29	86,8	0,29	Тым — пос. Напас
69	Тым — с. Напас	1938—1971	89,7	0,29	89,7	0,29	—

1	2	3	4	5	6	7	8
70	Вах — с. Лобчинское	1953—1971	105,0	0,30	105,0	0,30	—
71	Сым — пос. Сым	1957—1971	104,3	0,23	93,4	0,23	Тым — с. Напас
72	Елогуй — пос. Келлог	1960—1971	115,1	0,21	(110,0)	—	»
73	Малая Сосыва — пос. Шухтур-Курт	1952—1968	67,3	0,41	67,3	0,41	—
74	Сеуль — пос. Таватях	1958—1965, 1967 1969—1971	124,0	—	(124,0)	—	—
75	Назым — с. Вершина (пос. Кышик)	1943—1967, 1969—1973	63,5	0,30	63,5	0,30	—
76	Лямин — с. Горшково	1952—1971	74,4	0,29	74,4	0,29	—
77	Пим — пос. Пим	1956—1960, 1964—1971	62,4	0,27	62,4	0,27	—
78	Тром-Еган — с. Ермаково	1955—1971	95,0	0,26	95,0	0,26	—
79	Аган — пос. Вар-Еган	1954—1971	89,0	0,24	89,0	0,24	—
80	Бол. Юган — с. Угут	1945—1971	97,0	0,31	97,0	0,31	—
81	Полуй — с. Полуй	1953—1972	114,6	0,28	114,6	0,28	—
82	Надым — пос. Надым	1955—1971	106,8	0,29	106,8	0,29	—
83	Пяку-Пур — пос. Тарко-Сале	1954—1971	125,7	0,21	125,7	0,21	—
84	Еркал-Надей — Пур — факт. Хале-савой	1959—1971	111,8	—	113,0	—	Пур — пос. Самбург
85	Пур — пос. Самбург	1939—1971	134,0	0,20	134,0	0,20	—
86	Таз — пос. Таз (Сидоровск)	1952—1971	171,0	0,23	171,0	0,23	—
87	Турухан — факт. Янов Стан	1941—1945, 1949—1971	212,0	0,26	212,0	0,26	—

Коэффициенты корреляции зависимостей максимального расхода от стока талых вод (Y_T) и суммарного весеннего стока (Y_0)

Река — пункт	Коэффициенты корреляции связей	
	$Q_{max} = \varphi_1(Y_0)$	$Q_{max} = \varphi_2(Y_T)$
Икса — с. Плотниково	0,846	0,943
Чая — с. Подгорное	0,905	0,972
Парабель — с. Соиспаево	0,872	0,943
Васюган — с. Ср. Васюган	0,837	0,944
Демьянка — юрты Лымкоевские	0,890	0,969

приведение к норме осуществлялось введением поправки на различие водности длительного и короткого периода в пункте-аналоге. Обработка стоковых данных проводилась за период до 1971 г. включительно.

В табл. 5 приведены показатели тесноты зависимости максимального расхода воды от суммарного стока за половодье и стока талых вод для нескольких рек Обь-Иртышского междуречья. Как и следовало ожидать, связи максимума со стоком талых вод оказываются более тесными. Снижение тесноты связи при использовании суммарного стока вызвано влиянием дождевой составляющей, которая существенно изменяется по годам и генетически не связана с величиной максимума половодья. По этой причине в основу прогнозов и расчетов максимального расхода (уровня) воды целесообразно положить его зависимость от стока талых вод. Сток талых вод может быть предсказан на основе воднобалансовых связей, учитывающих запасы воды в снега, весенние осадки и предшествующее увлажнение почвогрунтов (Бураков, 1970).

ЛИТЕРАТУРА

Бураков Д. А. Особенности формирования и прогноз весеннего стока в южной тайге Западно-Сибирской равнины.— «Известия АН СССР. Сер. географическая», 1970, № 6.

Малик Л. К. Соотношение снеготпасов на открытой местности и под пологом снега в Северном Приобье.— «Известия АН СССР. Сер. географическая», 1966, № 4.

Рутковская Н. В., Окишева Л. Н. Распределение снежного покрова в лесной зоне Западно-Сибирской низменности.— «Вопросы географии Сибири», вып. 6. Томск, 1966.

Эйрих Г. Д. Максимальный весенний сток и его расчеты на территории Западно-Сибирской равнины.— «Труды Омской ГМО», вып. 2. Омск, 1967.

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ И КОНЕЧНЫЕ МОРЕНЫ В ГОРАХ СИБИРИ

Л. Н. ИВАНОВСКИЙ

Галечники речных террас узких горных долин, как правило, лишены органических остатков, по которым можно было бы определить их возраст. С другой стороны, оценка времени отложения конечных морен также встречает большие трудности. Вместе с тем для разработки стратиграфической схемы, раскрывающей хронологию геологических событий горной страны, важно коррелировать отложения и формы рельефа разного происхождения. Синхронизация геологических событий значительно облегчается при установлении фациальных переходов конечных морен в речные террасы, а знание абсолютного возраста тех или иных отложений открывает перспективу установления точной хронологии последних этапов развития горной страны. Один из создателей советской школы геологов-четвертичников Г. Ф. Мирчинк (1933) считал, что для раскрытия четвертичной истории горной страны нужно синхронизировать историю ее оледенения с историей приледниковой области. Один из важнейших методов для решения этой задачи состоит в увязке конечных морен оледенения с соответствующими террасами. Кроме того, устанавливаемый парагенезис ледниковых и флювиогляциальных (аллювиальных) отложений представляется весьма важным для понимания генезиса речных террас и отложений. По этому поводу Е. В. Шанцер (1965) пишет: «Работа талых ледниковых вод — нераздельная составная часть деятельности ледника и только понимание динамики развития последнего позволяет правильно оценить особенности строения и формирования водно-ледниковых отложений в историко-геологическом значении» (с. 11). Следовательно, проблема сопоставления конечных морен и речных террас горных стран Сибири — одна из задач изучения ледниковых и перегляциальных образований. Она позволит решить многие вопросы палеогеографии.

Соотношение речных террас и конечных морен по А. Пенку и Э. Брюкнеру, выражается в том, что террасы распространены вверх по долине до границы продвижения древнего ледника, оставившего конечную морену. Каждому ярусу галечников террас отвечает пояс конечных морен. Галечники террас связываются с моренами переходными конусами, при этом образование конуса объясняется размывом конечной морены. Взгляды А. Пенка и Э. Брюкнера необщепризнаны. В. Таганцев (1915) в согласии с Е. Дригальским считает, что вблизи ледника наблюдается не размыв морены, а ее прорыв. Происхождение переходного конуса объясняется аккумуляцией галечников у выхода реки из-под ледника. Под ледником река течет под большим гидростатическим давлением и увлекает обломочный материал. К концу ледника, где ослабевает транспортирующая сила реки, формируется переходный конус. Особенно крупные конусы формируются при длительном стационарном положении ледника.

В горах Сибири непосредственный переход конечных морен в террасы встречается сравнительно редко, поэтому исследователи были вынуждены сопоставлять террасы и морены геологическими методами. Постепенно метод фациального перехода морен в террасы вообще стал применяться все реже. При одних геологических исследованиях террас и морен определение их возраста приводит к возникновению бесконечных споров: происходит то омолаживание террасовых отложений, то их удревнение. Примером этого могут быть пески Чарской котловины, где их признают то среднечетвертичными (Музис, 1966), то позднеплейстоценовыми (Лопатин, 1969), или некоторые отложения и формы рельефа Тункинской впадины (Равский, 1971; Белова, 1973).

Морфологический переход морен в террасы истолковывается также по-разному. Ведутся споры о времени аккумуляции галечников ниже морены. Одни считают, что их накопление начинается с момента отступления ледника, так как до этого наступающий ледник разрушает впереди лежащий галечник. Другие признают справедливым положение Р. Флинта (1963), гласящее, что «наступление ледника влекло за собой формирование мощного слоя флювиогляциальных отложений, более мощного, чем слой, образующийся при сокращении ледника» (с. 149). Таким образом, споры вокруг соотношения конечных морен и речных террас указывают на общую недостаточную разработанность этого вопроса. Между тем в Сибири широко распространены следы древнего горного оледенения, конечные морены и связанные с ними речные террасы.

На необходимость изучения соотношения террас и морен в Сибири указывал М. А. Усов (1934, 1936), который обобщил материалы по древнему оледенению гор юга Сибири.

Исследования М. А. Усова были продолжены Л. А. Рагозиным (1942, 1948), сопоставившим речные террасы на Алтае с конечными моренами по долинам рр. Катуни и Аккема. Он пытался также объяснить оледенение и их стадии с помощью гипотезы Миланковича, коррелировал террасовые отложения Алтая с прилегающими равнинами и по моренам в горах устанавливал возраст террас в горах и на равнинах.

После работ М. А. Усова и Л. А. Рагозина взгляды на одновременность образования конечных морен и террас рек получили широкое распространение и подтверждение. Особенно такие сопоставления удавались для конечных морен и террас позднеплейстоценового времени Алтая (Шахов, 1933; Селиверстов, 1957; Ефимцев, 1961; Девяткин, 1965; Ивановский, 1967). Несколько позднее такие же работы проводились на хребте Кодар, где Д. В. Лопатин (1969) проследил фациальный переход галечников и песков, ранее считавшихся среднечетвертичными, в конечные морены позднего плейстоцена. В Саянах террасы и морены исследовал М. Г. Гросвальд (1965), который сообщает много интересных морфологических особенностей флювиогляциальных террас и прилежащих зандровых равнин. Он, так же как и ряд других исследователей, обращает внимание на присутствие в составе террасовых галечников «ледниковой муки», которая цементирует отложения в состояние рыхлого конгломерата. Наличие ледниковой муки позволяет относить галечники террас более уверенно к ледниковому времени не только на Алтае, но и в Саянах и Хамар-Дабане (Ивановский, 1953; Заморуев, 1967).

Приведенные примеры переходов конечных морен в террасы основываются на использовании морфологического метода, в некоторой степени подкрепленного и другими исследованиями. Однако нужно подчеркнуть, что сопоставление оледенений и террас наиболее надежно при применении комплексной методики. Примером могут служить исследования, проведенные О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцевым, И. С. Евтеевым и Е. Г. Лупкиной (1968) на Камчатке. Они проследили фациальные переходы форм ледникового рельефа и отложений в речные, использовали спорово-пыльцевой, палеозоологический и др. методы сопоставления отложений и форм рельефа.

Можно привести еще много примеров удачного использования достижений геоморфологии и четвертичной геологии в деле сопоставления оледенений и речных террас.

Однако, несмотря на эти достижения в изучении геоморфологии горноледниковых стран Сибири, в литературе до сих пор встречаются очень упрощенные решения вопроса о времени отложений и соотношений речных террас и конечных морен.

Общие положения А. Пенка и Э. Брюкнера о соотношении террас и морен часто применяются чисто формально. В некоторых работах не приводятся даже разрезы фациальных переходов морен в террасы. Все доказательства парагенезиса строятся на одном морфологическом переходе этих форм рельефа. Но этот метод не может считаться бесспорным, так как морена может быть надвинута на поверхность более древней террасы или же речная терраса может быть много моложе морены, будучи прислоненной к ней. Можно привести один пример: на Алтае Н. А. Ефимцев (1964) определяет возраст террасы р. Чуи у пос. Чибит конечной морены, выдвинутой из брошенной долины той же реки, хотя террасовые галечники могли быть отложены значительно позднее, уже тогда, когда река протекала по новой эпигенетической долине. Одна морфологическая смена морены террасой еще не доказывает одновозрастности морены и следующей за ней террасы.

Другое упрощение, которое допускается при сопоставлении конечных морен и террас, имеет основой известное положение А. Пенка и Э. Брюкнера, что все морены должны быть связаны с террасами и поэтому по числу и высоте террас можно определять число стадий оледенения.

В том случае, если в долине нет морены, но имеется терраса, делается вывод о том, что морена смыта устанавливается число климатических колебаний за послесартанское время.

В последнее время составляются даже таблицы, в которых коррелируются высоты террас и номера стадий оледенения без каких-либо фактических доказательств перехода морен в террасы. Такую работу проделал, например, В. С. Жданов (1970) для хребтов Джугджур, Восточного Саяна и Срединного хребта Камчатки. На таких же шатких основаниях Е. В. Максимов (1965) определяет возраст террас в Мондинской котловине. Этот автор дошел до того, что, определив возраст одной из террас с помощью радиоуглеродного метода, механически оценивает возраст других террас. Для такого определения он использовал ритм увлаженности континента в 1890 лет, установленный А. В. Шнитниковым (1957). По его мнению, каждая более древняя терраса имеет возраст древнее, чем предыдущая, на 1890 лет. Во всех этих высказываниях остается недоказанной связь террас с моренами и полностью отсутствует анализ продольных профилей террас и их геологических разрезов. Е. В. Максимов игнорирует возможность существования внутрициклоновых террас, которые могут быть развиты на ограниченных участках долин вне зависимости от оледенения. Все подобные рассуждения только осложняют дальнейшие исследования оледенения и перегляциальных образований.

Не меньшую путаницу вносят попытки с помощью террас определять границы стадий оледенения. Считается, что если спускаться вниз по ледниковой долине, то число террас увеличивается вследствие пересечения рекой границ стадий, морены которых смыты. Этим методом на р. Катунь пользовались Л. А. Рагозин (1942) и В. В. Заморуев (1962), а на Бухтарме Ю. П. Селиверстов (1957). Сам по себе, возможно, и применимый способ определения границ стадий оледенения, где-то в других горах в условиях гор Сибири использован быть не может, так как здесь изобилуют местные базисы эрозии, обусловленные блоковыми подвижками. Ступенчатость рельефа вызвала широкое развитие внутрициклового террас, быстро выклинивающихся вдоль долины. Мало кто из исследователей изучал подобные террасы, отделял их от цикловых. Геоморфологи часто ограничиваются замечанием о нецелесообразности обращать внимание на «мелкие ступеньки врезания», «локальные террасы», «уступчики» и т. п.

Приведенные соображения показывают, что идея полного совпадения числа конечных морен и террас в горах не может быть принята и по числу террас и их границам распространения в долинах нельзя судить о размерах древнего ледника и числе стадий оледенения. Опубликованный материал иногда бывает крайне противоречивым, показывающим общую слабость наших знаний механизма формирования террас и подчас определенную недооценку палеогеографического аспекта изучения террас. Примером, показывающим, что это так, могут быть сложившиеся представления о террасах долин рек, впадающих в Байкал. Н. В. Думитрашко (1952) пишет, что по долинам рек притоков Байкала террасы вложены в морены. В. В. Ламакин (1958) возражает, указывая, что врезанных в морены террас, например, в районе Танхой на Байкале нет вообще. С. С. Воскресенский и Е. С. Трошкина (1971) утверждают, что «...им удалось синхронизировать образование террас на Байкале с оледенениями» (с. 102). Наши исследования привели к выводу, что район Южного Байкала требует переоценки размеров древнего оледенения, так как те отложения и формы рельефа, которые описаны во многих работах, оказываются не моренами, а результатом деятельности селевых потоков, начиная с зоплейстоцена.

Все сказанное показывает, что при сопоставлении конечных морен и террас в первую очередь необходимо установить генезис террас. Парагенезис террас и морен может быть решен при использовании всех известных методов исследования. Нужно всегда придавать большое значение взаимосвязи отложений и рельефа, так как они представляют одно целое, нельзя их разделять на части, так как самое глубокое изучение одной из них без другой неполноценно

(Гербова, 1973). Первоначальным и основным этапом изучения соотношения морен и террас должно быть морфологическое описание фациального перехода морен в террасы.

ЛИТЕРАТУРА

- Белова В. А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны в позднем кайнозое. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972.
- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Евтеев И. С., Лупикина Е. Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., «Наука», 1968.
- Гербова В. Г. Четвертичная геология в трудах Г. Ф. Мирчинка.— «Труды Геол. инст. АН СССР», т. 239, М., 1973.
- Гросвальд М. Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука», 1965.
- Девяткин Е. В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая.— «Труды Геол. инст. АН СССР», т. 126, М., 1965.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области.— Матер. по геоморф. и палеогеографии СССР, вып. 9, М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Жданов В. С. Ритмичный характер формирования речных террас юго-западной части хребта Джугджур.— Докл. отделений и комиссий ВГО. Высокогорные исслед., вып. 16, Л., «Наука», 1970.
- Заморуев В. В. О последнем оледенении верховьев рек Катунь и Б. Берели (Центральный Алтай).— Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 52, Л., 1962.
- Заморуев В. В. Четвертичное оледенение южного Прибайкалья и Забайкалья. Автореф. канд. дис. Ленингр. ун-т, 1967.
- Ефимцев Н. А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае.— Бюл. комиссии по изуч. четв. периода, № 29, М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Ивановский Л. Н. Ледниковый ил в четвертичных отложениях Алтая. Вопр. географии Сибири, сб. 3. Изд-во Томск. ун-та, 1953.
- Ивановский Л. Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., «Наука», 1967.
- Ламакин В. В. Танхойский берег Байкала.— Географ. сборник, 10, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Лопатин Д. В. Типы рельефа Чарской котловины.— В сб.: Региональная геоморф. Сибири и Дальнего Востока. Л., «Наука», 1969.
- Максимов Е. В. О происхождении террас Мондинской котловины в Восточном Саяне.— Изв. Всесоюз. географ. общ., т. 97, № 4, 1965.
- Мирчинк Г. Ф. Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы.— «Труды 2-й междуна. конф. «Ассоциации по изуч. четв. периода Европы», вып. 3, М.—Л., 1933.
- Музис А. И. Верхнеплейстоценовые отложения Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье).— В кн.: Верхний плейстоцен. М., «Наука», 1966.
- Равский Э. И. Осадконакопление и климаты внутренней Азии в антропогене. М., «Наука», 1972.
- Рагозин Л. А. Террасы среднего течения Катунь.— «Труды науч. конф. по изуч. и осв. производ. сил Сибири», т. 3. Томск, 1942.
- Рагозин Л. А. О соотношении террас Центрального Алтая и предгорий в системе р. Катунь.— «Труды 2-го Всесоюз. географ. съезда», т. 2, М., 1948.
- Селиверстов Ю. П. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая.— Вест. Ленингр. ун-та. Геол. и география, вып. 6, 1957.
- Таганцев В. О некоторых спорных ледниковых вопросах.— «Изв. Русского географ. общ.», т. 51, вып. 10, 1915.

Усов М. А. Элементы геоморфологии и геологии рыхлых отложений. Томск, 1934.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Зап.-Сиб. геол. трест. Томск, 1936.

Флинт Р. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.

Шанцер Е. В. О принципах литолого-генетического изучения и фациального анализа четвертичных отложений.— В кн.: Четвертичный период и его история. М., «Наука», 1965.

Шахов Ф. Н. Геологические исследования на Юго-Восточном Алтае в районе среднего течения р. Аргут.— Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, № 5. Томск, 1933.

Шнитниксв А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария.— «Зап. Географ. общ. СССР, новая серия», т. 16, М.—Л., 1957.

Шульц С. С. Опыт генетической классификации речных террас.— «Изв. Всесоюз. географ. общ.», т. 72, вып. 6, 1940.

Щукина Е. Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая.— «Труды Геол. инст. АН СССР», вып. 26, М., 1960.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКА МАЛЫЙ АКТРУ

М. А. ДУШКИН

Основной задачей комплексных гляциологических исследований является определение вещественного бюджета ледников, численные характеристики которого могут быть использованы для разрешения многих климатических и гидрологических вопросов, а также дают возможность прогноза развития ледника. Бюджет любого ледника складывается из аккумуляции твердого вещества и расхода, который составляют таяние ледниковой поверхности и испарение. Обычная простейшая формула, по которой рассчитывается баланс ледника в целом, имеет вид

$$B = (A_k) + (-A_b),$$

где

B — баланс ледника; A_k — аккумуляция со знаком (+); A_b — абляция со знаком (-). Ввиду большой вертикальной протяженности ледника (1500 м) и сильно пересеченного рельефа баланс подсчитывался для площадей отдельных высотных интервалов, проведенных через 200 м, а затем суммировался. Такую же примерно методику в 1971 г. дал в макете К. В. Петров по леднику Абрамова. Величина испарения со снежной поверхности по отдельным нашим измерениям на леднике М. Актру в 1961, 1970, 1971 гг. может быть принятой в 45—50-мм слое воды.

Ледник Малый Актру общей площадью 3,8 км² является малым долинным ледником бассейна р. Актру, занимающего восточную часть горного узла Биш-Иирду, который входит в состав Северо-Чуйского хребта Центрального Алтая. Наивысшая точка ледника имеет высоту 3700 м. Оканчивается ледник Малый Актру низко — на высоте 2230 м. В целом он ориентирован на север. Вниз язык ледника спускается крутым ледопадом, зажатым в скалистом ущелье. Площадь аккумуляции ледника 2,5 км², площадь абляции 1,3 км². Верхняя часть ледника, или фирновая зона, на абсолютной высоте 3200—3400 м представлена обширным цирком с ровным, поч-

ти горизонтальным дном, занятым льдом и мощным фирновым покровом. Особенно велика мощность на склонах тыльной части цирка. Обрамления этого цирка имеют большие высоты, достигающие 3700 м. Характер замкнутого рельефа зоны питания ледника Малый Актру способствует повышенной концентрации и аккумуляции снега и осадков в этой зоне. Площадь абляции представлена крутопадающим языком, две трети которого приходятся на ледопад и лишь концевая нижняя часть лежит пологим и плоским языком, имеющим наклон вниз по долине всего около $13\text{--}14^\circ$ (рис. 1).

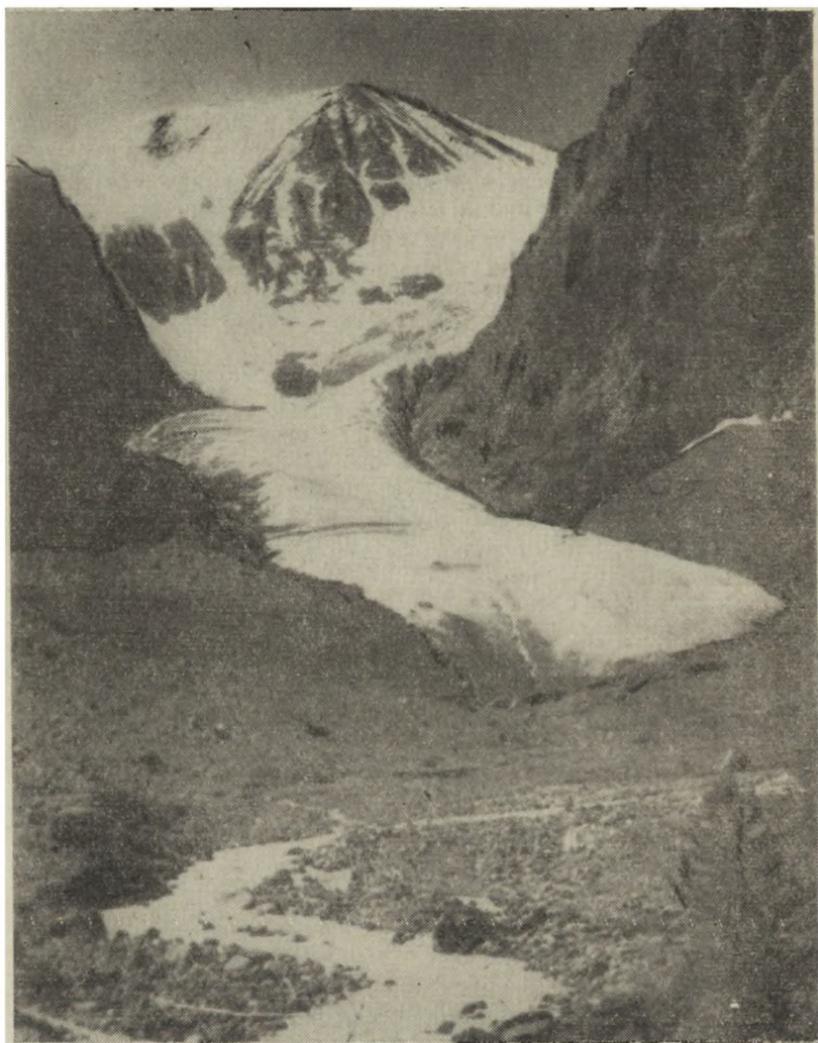


Рис. 1. Язык ледника Малый Актру

Отправным моментом для исследования вещественного баланса данного ледника явился собранный автором материал за 19 лет работы и наблюдений над аккумуляцией снега, а также стайванием снега и льда в различных высотных зонах ледника Малый Актру. Бюджетный год в бассейне р. Актру обычно начинается 25 сентября. Общая аккумуляция максимальных запасов снега определялась посредством весенних снегомерных съемок в мае, июне по установленному маршруту в зоне аккумуляции и языке ледника. Кроме этого, в опорных точках фирновой зоны закладывались шурфы. Площадные снегомерные съемки и полученные результаты сравнивались с результатами суммарных осадкомеров и составлялась карта снегозапасов (рис. 2). В нижней части ледника максимальное накопление снега приходится на начало мая. Как показали результаты снегомерных съемок, максимум снегозапасов в фирновой зоне на высоте 3200 м наблюдается в конце мая или в первой декаде июня с некоторым отклонением к концу месяца в отдельные холодные и снежные годы, как, например, 1960, 1961 и 1970, 1971 гг. Значение величины аккумуляции в зимние периоды хорошо показано в табл. 1, 2, 3 на примере зим 1968/69, 1960/70, 1973/74 гг. Выше снеговой линии, как правило, аккумуляция происходит в форме образования фирна, чередующегося слоями различной плотности. За отдельные зимние годы (1970—1971) высота снежного покрова достигала 3—4,5 м при плотности 0,27—0,33, увеличивающейся постепенно к весне. Ниже 3000 м на ледниковом языке высота снежного покрова обычно равна 1—1,3 м. В процессах аккумуляции снега на леднике большая роль принадлежит перераспределению снега воздушными потоками. Это явление осуществляется двумя способами: 1) переносом снега в горизонтальном направлении с одной стороны хребта на другую в криволинейных потоках воздуха до выпадения снега на ледник; 2) собственно метелевым переносом и переотложением уже выпавшего снега.

Оба процесса по-разному смешиваются друг с другом и создают в цирках — в зоне питания ледника — область повышенной концентрации осадков, играющую важную роль в существовании ледников.

В результате этого условие однородности снегонакопления в фирновой зоне резко нарушено по всей его площади, здесь мы находим влияние рельефа. Участки, которые расположены у подножий подветренных склонов, имеют мощность снега в 5—7 м. А прилегающие участки ледника к наветренным склонам противоположного борта или малоснежны, или не имеют снега совсем. И в то время как у склонов южного ледораздела накапливаются, сохраняются и метаморфизируются слои снега и фирна многих лет, у противоположного открытого борта снег стайвает за лето почти весь.



Рис. 2. Средние величины аккумуляции снега в бассейне р. Актру и на леднике Малый Актру: 1 — хребты и высшие точки; 2 — ледники; 3 — линии равной аккумуляции снега на ледниках в мм слое воды; 4 — линии равных высот

Наложение многолетних слоев снега в фирновой зоне достаточно сложно: в отдельные годы наблюдается выклинивание или перекрывание слоев фирна с одновременным изменением границы снеговой линии. Это подтверждается стратиграфией снежной толщи, полученной в результате закладки шурфов по всей площади питания отдельных ледников в 1970—1974 гг.

Кроме указанных причин, ведущих к нарушению однородного снежного покрова в зонах аккумуляции ледников, важное место занимает процесс гравитационного смещения снежных и фирновых масс к подножию высоких склонов отрогов хребта. В бассейне Актру снежные сползания, обвалы и лавины доставляют фирн на поверхность ледников со всего южного ледораздела бассейна. Несмотря, однако, на сильное влияние рельефа в процессах аккумуляции снега на ледниках, наблюдается четко выраженная высотная закономерность (табл. 1, 2, 3). Таяние льда на леднике Малый Актру обычно начинается в конце мая и оканчивается в первой половине сентября. Однако в отдельные годы период таяния открытого ледника может продолжаться до конца сентября, как, например, в 1959 г. Процесс абляции поверхности льда ледника продолжается 80—120 дней, обязательно охватывая июнь, июль, август, когда ледниковый язык полностью освобождается от снега. Смежные (весной и осенью) месяцы с абляционным периодом льда ледника являются переходными, в связи с чем теплые летние периоды разных лет удлиняются или сокращаются. Методика получения величин абляции была обычной — речной. Деревянные рейки забуривались по всей поверхности ледника в количестве от 15 до 25 на 1 км², при этом широко использовались и рейки скоростных профилей, установленные поперек ледника. Наблюдения за абляцией на леднике Малый Актру выявили теснейшую связь между характером погоды и величинами таяния льда. Максимальные суточные величины стаивания льда 9 см/сутки наблюдались на низких уровнях (2300 м) в том случае, если очень теплая и ясная погода продолжалась несколько дней подряд. Обычные же величины абляции при ясной погоде — от 6 до 8 см/сутки. При пасмурном типе погоды величины абляции снижаются и в большой мере зависят от температурных условий. Вертикальный градиент абляции льда при поднятии на 100 м высоты колеблется от 0,35 до 0,76. Двойное значение градиента определяется сложными условиями местного радиационного и термического баланса, его меньшее значение относится обычно к площадям ледника южной экспозиции, интенсивность таяния льда на градус положительной температуры колеблется от 5 до 8 мм/град. в различных точках ледника и меняются по месяцам. Средние величины абляции в бассейне даны в табл. 1, 2, 3. Заканчивая рассмот-

Распределение максимальных запасов снега на леднике Малый Актру по высотным зонам за зиму 1968/69 г.

Высотная зона м.	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	Весь ледник
	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800	
Площадь, км ²	0,23	0,15	0,22	0,45	0,4	1,6	0,7	0,06	3,8
Слой, мм	390	440	600	820	920	1010	970	800	890
Объем, тыс. м ³	90	66	132	369	368	1620	679	48	3372
Градиент, мм/100 м	25	80	110	50	45	-20	-85		
Суммарная абляция снега и льда на леднике Малый Актру, 1969 г.									
Слой, мм	4380	3320	2680	1800	1500	350	150	100	1097
Объем, тыс. м ³	1007	492	590	810	600	560	105	6	4170
Градиент, мм/100 м	-530	-320	-440	-150	-575	-100	-25		
Баланс массы льда ледника Малый Актру за лето 1969 г.									
Суммарная аккумуляция, мм	480	520	680	900	1000	1150	1100	880	1000
Суммарная абляция, мм	4380	3320	2680	1800	1500	350	150	100	1097
Баланс, мм	-3900	-2800	-2000	-900	-500	+800	+950	+780	-97
тыс., м ³	-897	-420	-440	-405	-200	+1280	+665	+47	-370

Таблица 2
Распределение максимальных запасов снега на леднике Малый Актру по высотным зонам за зиму 1969/70 г.

Высотная зона м.	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	Весь ледник
	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800	
Площадь, км ²	0,23	0,15	0,22	0,45	0,4	1,6	0,7	0,06	3,8
Слой, мм	430	450	570	830	900	1020	950	700	884
Объем, тыс. м ³	99	67	125	373	360	1630	665	42	3360
Градиент, мм/100 м	10	60	130	35	60	-35	-125		
Суммарная абляция снега и льда на леднике Малый Актру, 1970 г.									
Слой, мм	3950	2900	1810	1550	900	200	120	100	843
Объем, тыс. м ³	908	455	398	695	360	320	84	6	3206
Градиент, мм/100 м	-475	-545	-130	-325	-350	-40	-10;		
Баланс массы льда ледника Малый Актру за лето 1970 г.									
Суммарная аккумуляция, мм	450	500	610	850	950	1050	1000	780	920
Суммарная абляция, мм	3950	2900	1810	1550	900	200	120	100	843
Баланс, мм	3500	2400	1200	700	50	850	880	-680	+77
тыс. м ³	-805	-360	-264	-315	20	1360	616	40	+292

Распределение максимальных запасов снега на леднике Малый Актру по высотным зонам за зиму 1973/74 г.

Высотная зона м.	2200	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	Весь ледник
	2400	2600	2800	3000	3200	3400	3600	3800	
Площадь, км ²	0,23	0,15	0,22	0,45	0,4	1,6	0,7	0,06	3,8
Слой, мм	420	430	510	900	960	1050	1070	750	930
Объем, тыс. м ³	96	64	112	405	384	1680	749	45	3535
Градиент, мм/100 м	5	40	195	30	45	10	—160		
Суммарная абляция снега и льда на леднике Малый Актру, 1969 г.									
Слой, мм	5520	4580	3530	2730	1930	1000	200	60	1700
Объем, тыс. м ³	1269	686	776	1228	772	1600	140	4	6470
Градиент, мм/100 м	—470	—525	—400	—465	—400	—70			
Баланс массы льда ледника Малый Актру за лето 1974 г.									
Суммарная аккумуляция, мм	420	430	530	930	980	1100	1100	800	964
Суммарная абляция, мм	5520	4580	3530	2730	1930	1000	200	60	1700
Баланс, мм	5100	4150	3000	1800	950	100	900	720	—739
Тыс. м ³	1173	622	660	810	380	161	630	43	—2811

рение двух основных процессов, слагающих баланс ледника, необходимо подчеркнуть, что наряду с аккумуляцией снега и абляцией снега и льда величина бюджета теснейшим образом связана с другими метеорологическими элементами, такими, как температура и осадки в твердом виде, особенно в летнее время. В табл. 1, 2, 3 приведены примеры подсчета бюджета ледника М. Актру в различные непохожие друг на друга годы. Из приведенных таблиц видна разница между крайними величинами бюджета ледника М. Актру. По методу высотных интервалов величин аккумуляции и абляции нами были составлены и обработаны материалы по леднику Малый Актру. Эти основные результаты вместе с данными гидрологического створа, расположенного в 50 м от конца ледника, мы поместили в табл. 4. Данные за 19 лет наблюдений показывают,

Таблица 4

Основные составляющие удельного бюджета ледника Малый Актру

Год	Баланс льда и снега, млн м ³ /воды	Баланс, мм слоя воды	Объем стока воды с ледника	Фирновый сток, % от общего	Суммарная аккумуляция, мм слоя воды	Высота линии нулевого баланса
1957	+29	+7	4,0			2900
1958	-308	-81	3,2		890	2970
1959	-1463	-385	5,2	21	970	3150
1960	-19	-5	3,1	18	985	2800
1961	+149	+39	3,0	15	976	2800
1962	-1865	-490	5,2	19	980	3200
1963	-580	-153	4,3		865	3100
1964	-820	-215	4,8	19,5	830	3150
1965	-2163	-569	5,1	22	850	3300
1966	-270	-72	3,7	14,5	904	2900
1967	+561	+147	3,0	16	960	2850
1968	-216	-57	3,5	17	877	3000
1969	-370	-97	4,1	19	1000	3050
1970	+292	+77	3,1	23	920	2900
1971	+735	+193	3,3	18	953	2850
1972	-42	-11	3,6	21	915	3020
1973	-17	-4	4,0	18	933	2900
1974	-2810	-739	6,1	22,5	961	3300
1975	-599	-157	5,6	14	854	2900
Ср. за 19 лет	-514	-135	4,1		874	

что в основном бюджет ледника Малый Актру отрицательный, а в отдельные годы, как, например, 1952, 1962, 1965, 1974, эти величины были настолько отрицательны, что превышали приход твердого вещества в зоне аккумуляции в 3—4 раза. Именно за счет этих отдельных лет ледник теряет очень много вещества, которое не может компенсироваться и за ряд лет с положительным бюджетом. При этом нужно учесть, что даже самый благоприятный для оледенения 1971 г. смог бы компенсировать лишь одну треть бюджета такого года, как 1974-й. Наблюдается, правда, четырех-пятигодичная периодичность проявления как бюджета с положительным знаком, так и с очень большим отрицательным балансом твердого вещества ледника, но выражена нечетко и может быть объяснена изменчивыми условиями погоды летних месяцев и величинами накопления снега в зоне аккумуляции.

В табл. 4 включены данные по объему стока воды с ледника за летний период и фирновый сток в процентах от общего объема ледниковых вод. Величину воды, поступающей из области аккумуляции, мы определили методом исключения из общего стока объема воды, полученной за счет абляции языка ледника. При пасмурной погоде включались осадки без особого усложнения расчетов, так как гидрологический створ расположен вплотную к леднику и ошибка водосбора от абляции ледника невелика. Кроме того, видимый фирновый сток и его границы в области аккумуляции картировались при снегомерных съемках в фирновой области ледника. Как показали наши наблюдения на леднике Малый Актру, верхняя граница фирнового стока в обычные оптимальные годы находится на высоте 3250 м. Однако в очень теплые летние сезоны, как, например, 1962, 1974 гг., верхняя граница фирнового стока, как правило, поднимается до высоты 3450 м, и в область питания реки водой из зоны аккумуляции включаются дополнительно большие площади фирновой зоны. Более того, при стаивании снега и фирна на ровных площадях фирновой зоны ледника резко увеличиваются площади абляции открытого льда, намного увеличивая расходную часть баланса ледника. Эта гидрологическая особенность ровных фирновых полей вообще характерна для большинства алтайских ледников, которая должна всегда учитываться в особые теплые летние сезоны. К этому также следует добавить, что если в эти теплые годы к объему воды, поступающей от таяния фирна, прибавить воду, поступающую от таяния льда в фирновой области, то фирновый сток увеличится до 40—45%.

Резюмируя все изложенное выше из раздела бюджета ледника Малый Актру, приходим к выводу об обязательном учете бюджета ледника при гляциологических исследованиях. Полученные данные на леднике Малый Актру открывают новые перспективы оценки климата ледниковых районов Ал-

тая, причем не в условных показателях, а в абсолютных единицах на уровнях, близких к фирновой линии ледников. Дальнейшие исследования должны пойти по пути уточнения расчета составляющих вещественного баланса, для чего необходимо форсировать постановку соответствующих наблюдений на различных ледниках Центрального Алтая.

СВЯЗЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ЛЕДНИКАХ АКТРУ С ТЕМПЕРАТУРОЙ СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ

Н. Х. ЛУПИНА, Г. М. ШМЫГЛЕВА

Температура воздуха на ледниках, которая широко используется для всевозможных расчетов, может быть определена по температуре в средней тропосфере.

Нами сделана попытка использования предлагаемого М. В. Волковой (1973) для Средней Азии метода расчета температуры воздуха на ледниках по температуре в средней тропосфере применительно к ледникам Актру. Этот метод дает возможность рассчитывать температуру воздуха в приледниковом двухметровом слое на любой высоте ледника с известными орографическими параметрами.

За температуру среднего слоя тропосферы принята нами температура слоя 3—7 км над уровнем моря по аналогии для Средней Азии (Волкова, Тихановская, 1973; Волкова, 1973). Она рассчитывалась по данным четырех радиозондирующих станций, образующих замкнутый четырехугольник: Кош-Агач—Абакан—Барнаул—Семипалатинск, в который вошел исследуемый нами бассейн. Осреднение температуры в слое 3—7 км делалось сначала по отдельным станциям, а затем по всему четырехугольнику.

Температуру слоя определяли как среднее арифметическое температуры на изобарических поверхностях 700 мб (средняя высота 3 км), 500 мб (средняя высота 5 км) и 400 мб (средняя высота 7 км) по формуле

$$T_{\tau}^{\text{ср}} = \frac{\sum_k \sum_j \sum_i T_{ijk}}{ijk},$$

где $T_{\tau}^{\text{ср}}$ — среднесуточная температура воздуха в слое атмосферы 3—7 км; i — число сроков; j — число изобарических поверхностей; k — число станций.

Возможность расчета температуры воздуха на ледниках Актру по температуре в средней тропосфере исследовалась по данным наблюдений на ледниках Малый Актру — на уровне 2340 м, Правый Актру — на уровне 2550 м и на станции

**Коэффициенты корреляции между температурой воздуха
на ледниках Актру и станции Учитель
и температурой слоя 3—7 км**

Год	Месяц	Малый Актру, 2340 м	Правый Актру, 2550 м	Учитель, 3050 м
1969	VII	—	—	0,80±0,04
	VIII	—	—	0,75±0,05
1970	VII	0,76±0,05	—	0,76±0,05
	VIII	0,75±0,05	—	0,70±0,06
1971	VII	0,75±0,05	—	0,76±0,05
	VIII	0,94±0,03	—	0,79±0,04
1972	VII	0,84±0,03	—	0,82±0,04
	VIII	0,79±0,04	—	0,98±0,02
1973	VII	0,85±0,03	0,71±0,06	0,76±0,05
	VIII	0,87±0,03	0,72±0,06	0,86±0,03
Среднее		0,81±0,04	0,72±0,06	0,79±0,04

Учитель, расположенной в зоне снеговой границы, — на высоте 3050 м.

Температура на леднике Учитель, расположенном в 500 м от станции Учитель, понижена в среднем на 1°.

Из табл. 1 следует, что между температурой воздуха на ледниках на уровне 2 м ($T_{2,0}$) и температурой слоя 3—7 км (T_7^3), рассчитанной по всему четырехугольнику, существует тесная связь, которая может быть выражена линейным уравнением

$$T_{2,0} = a T_7^3 + b. \quad (1)$$

Такая же или даже несколько лучшая связь наблюдается между температурой воздуха на ледниках и температурой слоя, рассчитанной по ближайшей к Актру радиозондирующей станции Кош-Агач. Для температур, рассчитанных по другим отдельным станциям (Абакан, Барнаул, Семипалатинск), связь хуже.

В табл. 2 помещены уравнения связи и результаты сравнения величин $T_{2,0}$, непосредственно измеренных на ледниках и рассчитанных по уравнению (1). Коэффициенты корреляции указывают на хорошую сходимость температуры $T_{2,0}$, вычисленной и измеренной. Из таблицы следует также, что коэффициенты корреляции между температурами, измеренными и рассчитанными по данным радиозондирующей станции Кош-Агач, несколько выше. В отдельные дни отмечается плохая сходимость между измеренными и рассчитанными

Коэффициенты корреляции (r) и уравнения связи между температурой воздуха на ледниках и в слое 3—7 км, определенной по четырем радиозондирующим станциям и по станции Кош-Агач

Ледник	Годы	Высота над уровнем моря, м	r	Уравнение связи $T_{2,0} = aT_7^3 + b$
По четырем радиозондирующим станциям				
Малый Актру	1970—1973	2340	$0,83 \pm 0,04$	$T_{2,0} = 0,9T_7^3 + 20,7$
Правый Актру	1973	2550	$0,72 \pm 0,06$	$T_{2,0} = 0,7T_7^3 + 16,4$
Учитель	1969—1973	3050	$0,78 \pm 0,04$	$T_{2,0} = 1,0T_7^3 + 16,2$
По станции Кош-Агач				
Малый Актру	1970—1973	2340	$0,84 \pm 0,03$	$T_{2,0} = 0,9T_7^3 + 19,9$
Правый Актру	1973	2550	$0,78 \pm 0,05$	$T_{2,0} = 0,9T_7^3 + 19,0$
Учитель	1969—1973	3050	$0,80 \pm 0,05$	$T_{2,0} = 1,0T_7^3 + 16,6$

температурами. Причины таких нарушений надо изучать специально.

Из табл. 2 следует, что с увеличением высоты над уровнем моря от 2340 до 3050 м коэффициент в уравнениях уменьшается на 4, 5.

Коэффициент a изменяется от ледника к леднику, по нашим данным, в пределах от 0,7 до 1,0 (табл. 2). На величину коэффициента a большое влияние, по исследованиям М. В. Волковой (1973), оказывает экспозиция ледника, географическая широта, на которой он расположен, и продолжительность освещения его поверхности солнцем. Для исключения этого влияния к коэффициенту необходимо ввести поправки, что также требует специального изучения.

Имея достаточное количество данных, можно по графикам зависимости коэффициентов a и b от абсолютной высоты пункта наблюдения определить вид уравнения связи между температурой воздуха в приледниковом двухметровом слое и температурой слоя 3—7 км для любого ледника в рассматриваемом районе и на любой его высоте. По полученному уравнению вычислить температуру воздуха на леднике с известными орографическими параметрами (Волкова, 1973; Волкова, Тихановская, 1973).

Как следует из приведенных данных, температура воздуха на ледниках Актру и, видимо, других бассейнов Алтая может быть рассчитана по температуре воздуха в средней тропосфере.

ЛИТЕРАТУРА

Волкова М. В. Связь температуры средней тропосферы с температурой воздуха на горных ледниках и их таянием. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук. Ташкент, 1973.

Волкова М. В., Тихановская А. А. Связь температуры и таяния на леднике с температурой средних слоев тропосферы (на примере некоторых ледников Памиро-Алая и Западного Тянь-Шаня).— «Гляцио-гидроклиматология горных стран. Гляциологические исследования», М., 1973, № 25, с. 140—147.

О ПРИРОДЕ ТЕБЕЛЕРОВ В ЧУЙСКОЙ СТЕПИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Б. М. КРИВОНОСОВ

Чуйская межгорная котловина является самой крупной в Горном Алтае в сравнении с другими котловинами. Она имеет ряд отличительных черт, основными из которых являются: особенности орографии, ее окружения, геоморфологического ландшафта и климата. Окаймляющие впадину хребты Курайский, Чихачева, Сайлюгем, Южно-Чуйские Альпы характеризуются сильным расчленением и значительными абсолютными высотами. Степь сложена рыхлыми породами с окатанной галькой, мелким и крупным щебнем, крупным песком и незначительным количеством мелкозема. Эти породы создают своеобразные условия дренирования. Стекающие со склонов хребтов многие речки при спуске в котловину становятся значительно мелководнее или их воды совершенно исчезают в рыхлых толщах отложений. Но на самом дне котловины эти речки вновь появляются на дневной поверхности в виде мощных ключей или заболоченных участков. Характер мезорельефа котловины представлен выровненными, слегка всхолмленными пространствами. По пониженным участкам развиты засоленные почвы, покрытые ассоциациями солянковой полупустыни. Ландшафт плоской полупустынной степи (Куминова, 1960) в сочетании с белоснежными вершинами окружающих хребтов создает неповторимую картину высокогорного пейзажа. Высокогорная полупустыня непосредственно переходит в альпийскую зону, создавая многочисленные сложные сочетания с господствующими горными тундрами. Выше расположена нивальная зона. Лесной зоны как самостоятельного высотного пояса здесь нет.

Для высоко приподнятой котловины характерны суровые климатические условия. По наблюдениям метеорологической станции Кош-Агач, годовая сумма прямой солнечной радиации достигает 80—85 ккал/см², в период с апреля по август месячные суммы ее составляет до 70% от возможных. Абсолютный максимум температуры воздуха достигал 32,5° выше

нуля (6 августа 1964 г.), а на поверхности почвы зафиксировано $+58^{\circ}$. Здесь мало облачных дней, а в среднем за год наблюдается только 19 дней без солнца, суммарная за год продолжительность солнечного сияния превышает 2600 часов, или 59% к возможной, чего нет даже в Ялте. Но в Чуйской котловине, как нигде на Алтае, резкие климатические контрасты. В отдельные годы в июне—июле ночью температура воздуха опускается до 6° ниже нуля. Наименьшая продолжительность безморозного периода в 1952 г. составила 31 день, а средняя многолетняя — немногим более двух месяцев. Зимой при антициклональной погоде очень велико радиационное выхолаживание, температура на поверхности почвы опускается до 63° мороза. Сумма средних суточных температур воздуха ниже -30° равна 1490° . Средняя годовая сумма осадков равна 127 мм, а в отдельные годы их выпадает и того меньше (в 1949 г.— 67 мм, в 1963 г.— 92 мм). На склонах окружающих гор суммы атмосферных осадков составляют значительно большие величины. Зимой на поверхности котловины снега мало (до 5 см), он лежит несплошным покровом. Сезонное промерзание грунта превышает 3 м.

Краткое описание гидрогеологических закономерностей котловины и «вечной» мерзлоты Чуйской степи дано в работе А. М. Малолетко (1970). По материалам пробуренных скважин и заключению автора, «вечная» мерзлота наибольшим распространением пользуется в пониженной части степи (рис. 1). В районе пос. Тебелер сезонная мерзлота не соединяется с «вечной», а в районе Кош-Агача засвидетельствовано увеличение мощности «вечной» мерзлоты и смыкание ее с сезонной. В восточной части степи песчано-гравелистые отложения (вскрытая мощность 235 м) представляют единый водоносный горизонт, подземные воды располагаются на небольшой глубине. В западной части водоносный горизонт разделяется водоупорными породами на три горизонта. В качестве водоупоров выступают глины (рис. 1, горизонт Г) и мерзлые песчаные породы (рис. 1, горизонт Б). Для правильного понимания сущности криогенных явлений, ежегодно наблюдаемых на описываемой территории, в качестве физико-географического фактора также следует отметить следующее. Верхний надмерзлотный горизонт в районе пос. Тебелер (рис. 1, горизонт А) имеет минерализацию 881,5 мг/л с преобладанием (29,7% экв.) катионов натрия, что обусловлено затрудненным водообменом, который осуществляется за счет подземных вод, так как участие поверхностных вод в дренировании надмерзлотных галечников исключается. Залегание мерзлых пород гипсометрически ниже области питания обуславливает напорный характер надмерзлотных и подмерзлотных вод. В западной по сравнению с восточной, более приподнятой частью котловины, не затруднено поступление с

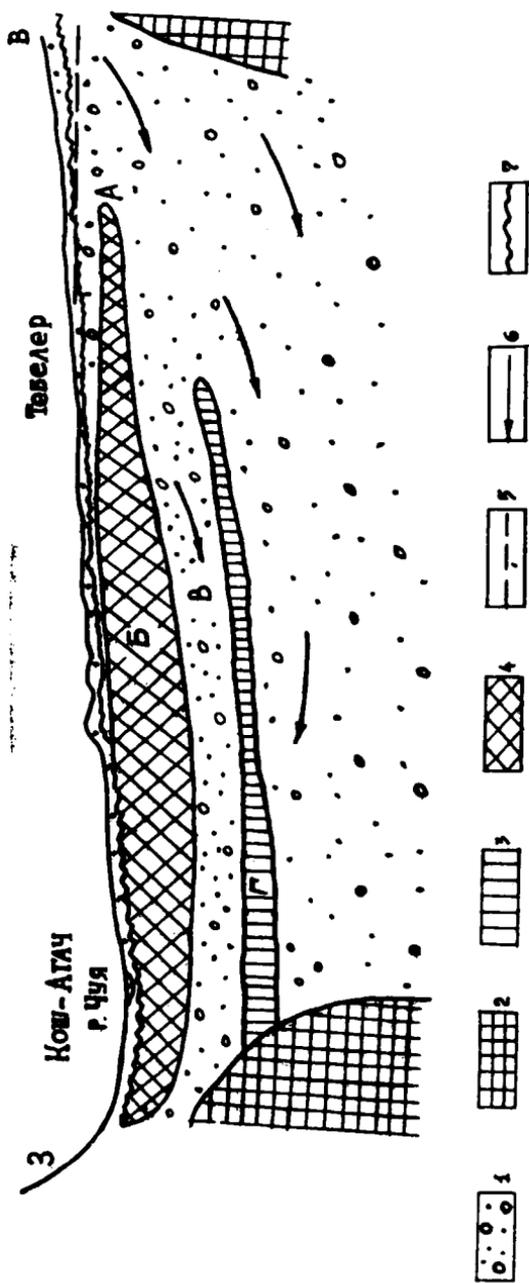


Рис. 1. Схематический гидрогеологический разрез Чуйской впадины: 1 — песчано-гравийные отложения с гальками, щебнем, мелкими валунами и маломощными прослоями глин; 2 — палеозойские породы; 3 — глины; 4 — мерзлый горизонт; 5 — уровень подземных вод; 6 — основное направление движения подземных вод; 7 — сезонное промерзание грунтов.

глубин относительно нагретых вод, что в какой-то мере обуславливает здесь отсутствие «вечной» мерзлоты.

В зимний период единственным источником питания водотоков остаются грунтовые воды. В связи с этим наледи можно характеризовать как индикатор тектонических нарушений, через которые раскрываются гидрогеологические структуры, выходят на дневную поверхность подземные воды. Гидрогеологическая роль наледного питания заключается в истощении ресурсов подземных вод в критический водный период, так как только этот источник функционирует в условиях прекращения поверхностного питания.

Сведения о наледных явлениях и тебелерах в Чуйской степи представлены в работах (Кривоносов и др., 1971; Кривоносов, 1972, 1973; Цехановская, 1969, 1971). Изложенное выше описание физико-географических, гидрогеологических и климатических особенностей котловины позволяет раскрыть закономерности и природу образования наледных явлений в Чуйской степи.

Под ледяным покровом рек создаются условия для образования донного льда и шуги, преграждающих течение в живом русле, т. е. происходит перехват русла реки. Вода, вытесненная наружу, разливается по поверхности льда и образует наледи, которые в зависимости от нового притока воды начинают нарастать. Наиболее мощные наледи образуются по долинам рр. Ортолык, Костал-Су, Кара-Су и Чуя. Размеры крупных наледей, как на р. Ортолык в окрестностях с. Казахское, достигают по площади 10 км² при средней толщине льда от 0,5 до 2 м. На р. Чуя в районе с. Кош-Агач наледь ежегодно образуется толщиной от 3 до 5 м.

Поверхность наледи не всегда ровная, а чаще по фарватеру реки расположены бугры пучения, имеющие в плане эллипсоидальную форму. По длинной оси почти всех бугров образуются глубокие трещины, через которые под давлением вытекает вода.

По нашим наблюдениям, расположение бугров, как правило, соответствует наиболее глубоким местам по руслу реки. При шурфовании отчетливо обнаруживается слоистость льда, разграниченная прослойками мелкой желтовато-коричневой пыли, занесенной при пыльных бурях.

Многие разновидности криогенных явлений можно наблюдать в Чуйской степи, но наиболее интересной являются тебелеры (топоним населенного пункта, в районе которого ежегодно формируются своеобразные гидролакколиты и бугры пучения).

Отдельные пятна плоских наледей встречаются на слабо-выраженных заболоченных водораздельных пространствах, поэтому они не связаны с речными долинами, а обусловлены выходом напорных грунтовых вод.

Тебелеры располагаются южнее поселка неширокой полосой, совпадающей с заболоченными понижениями, днища которых изобилуют озерами удлинённой формы диаметром от 2—3 до 100—120 м. Многие озера соединены протоками, а некоторые — через подземный водоток. Местность бугристая, разбитая морозобойными трещинами. В летний период растительность здесь очень скудная, поверхность местами покрыта белым или серовато-белым налетом солей. Наличие солей отмечено также на всех тебелерах и на плоских наледях, обследованных нами в весенний период. При этом соли располагаются неравномерно. Наибольшее их количество отлагается в конце натеков, т. е. у основания тебелеров и у краев плоских наледей.

В табл. 1 и 2 представлены результаты химического анализа воды подмерзлотного слоя из скважины, пробуренной на западной окраине пос. Тебелер, с глубины 189 м и воды из льда различных слоев тебелера (бугор № 8).

По результатам анализов, приведенных в табл. 1, можно сделать вывод, что в наледобразующей воде преобладающими являлись катионы $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (28,3—29,7% экв.) и Ca^{++} (19,0—21,1% экв.); из анионов преобладающими являлись HCO_3^- (32,8% экв.). Вода имела гидрокарбонатнонатриевый характер.

Вода, полученная из различных слоев льда тебелера № 8 (табл. 2), имела явно выраженный гидрокарбонатный характер: содержание ионов HCO_3^- (28,5—42,8% экв.), из катионов преобладающими являлись Ca^{++} и Mg^{++} . Наблюдалось некоторое выщелачивание воды, так как уменьшалось содержание щелочных металлов.

С глубиной химический состав наледной воды оставался более или менее постоянным, однако минерализация различных слоев льда убывала, что обусловлено характером питания тебелера, миграцией воды и солей в слоях льда тебелера. Пути движения растворов солей являлись микротрещины, возникавшие при перекристаллизации льда. Получены интересные результаты исследования кристаллов каждого слоя льда тебелера.

На основании приведенных данных можно утверждать, что основным, если не единственным, источником питания тебелера являлись напорные надмерзлотные и подмерзлотные грунтовые воды.

Тебелер (бугор № 8), что представлен в плане на рис. 2, в марте 1970 г. имел у основания эллипсоидальную форму, вершина его возвышалась над уровнем окружающей его плоской наледи на высоте 5,4 м, а над поверхностью земли — около 6,5 м. В центре по продольной оси вершины тебелер имел большую трещину глубиной до 1,5 м в верхней части шириной до 1,2—1,5 м, а внизу значительно меньше. Склоны тебелера

Химический состав воды из скважин в районе пос. Тебелер

№ ана- ли- за	Место взятия пробы	Дата взятия пробы	рН	Форма вы- ражения анализа	Содержание ионов						Жест- кость общая мг-экв.
					Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	

Температура воды +0,2°C, запах H₂S

1	Наледобразу- ющая вода из скважины с. Те- белер с глубины 189 м	24.III 1970	7,60	мг/л мг.экв. % экв.	86,8 4,33 19,0	3,5 0,29 1,3	169,5 6,78 29,7	456,4 7,48 32,8	Нет	100,0 2,08 9,1	65,3 1,84 8,1	881,5 1,84 8,1	4,62
---	---	----------------	------	---------------------------	----------------------	--------------------	-----------------------	-----------------------	-----	----------------------	---------------------	----------------------	------

Температура воды +0,7°C, запах H₂S

2	Наледобразу- ющая вода те- белера-бугра № 8	24.III 1970	7,20	мг/л мг.экв. % экв.	112,8 5,63 21,1	1,8 0,15 0,6	188,8 7,55 28,3	532,2 8,72 32,7	Нет	120,0 2,50 9,4	74,7 2,11 7,9	1030,3 2,11 7,9	5,78
---	---	----------------	------	---------------------------	-----------------------	--------------------	-----------------------	-----------------------	-----	----------------------	---------------------	-----------------------	------

Химический состав воды из льда гебелера № 8 (проба взята 24.III. 1970 г.)

№ анализа	№ слоя	рН	Форма выделения льда	Содержание ионов							Жесткость общая мг-эquiv.	
				Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻		Сумма ионов, мг/л
1	1	7,45	мг/л	77,7	17,1	176,5	456,4	Нет	120,0	84,1	931,8	5,29
			мг-эquiv.	3,88	1,41	7,06	7,48	2,50	2,37			
2	3	7,60	% экв.	15,7	5,7	28,6	30,3	10,1	9,6	328,3	4,62	
			мг/л	43,4	29,8	2,5	169,6	Нет	55,0	28,0		
3	5	6,60	мг-эquiv.	2,17	2,45	0,10	2,78	1,15	0,79	264,3	3,36	
			% экв.	23,0	26,0	1,0	29,4	12,2	8,4			
3	7	6,40	мг/л	37,5	18,1	9,0	129,4	Нет	51,0	19,3	264,3	10,08
			мг-эquiv.	1,87	1,49	0,36	2,12	1,06	0,54			
3	7	6,40	% экв.	25,2	20,0	4,8	28,5	14,2	7,3	738,6	10,08	
			мг/л	43,4	96,3	2,8	532,2	Нет	45,2	18,7		
3	7	6,40	мг-эquiv.	2,17	7,91	0,11	8,72	0,94	0,53	4,6	2,6	
			% экв.	10,6	38,8	0,6	42,8	4,6	2,6			

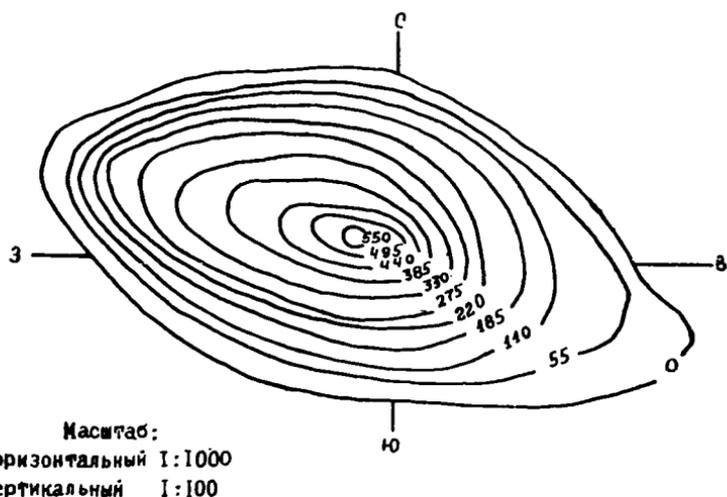
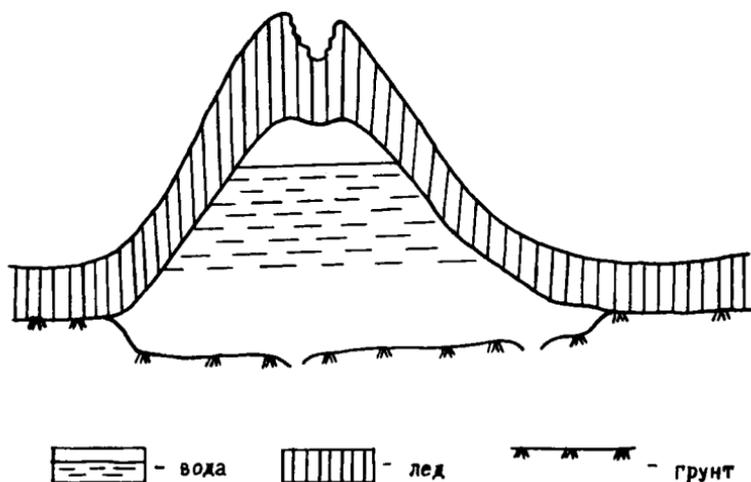


Рис. 2. Схема вертикального и горизонтального разреза тебелера (бугор № 8). 24.III.1970 г.

асимметричны: южный пологий, северный крутой. На западном склоне у подножья тебелера из небольших трещин фонтанировала вода (высотой до 50 см). Ледяной панцирь тебелера имел слоистое строение, при этом в некоторых слоях можно было видеть включение болотной растительности и почвы. На дне трещины тебелера, несмотря на сравнительно большую высоту, прослушивался шум воды, вытесняемой из тебелера. При обследовании тебелера был пробит шурф на дне трещины, при этом с шипением стал выходить газ с запа-

хом сероводорода. Измерения показали: толщина льда ниже трещины 1,4 м; верхний уровень воды, находящейся под напором в тебелере, был измерен на глубине одного метра от внутренней кромки ледяной оболочки, или на высоте 2,7 м над поверхностью земли. У гребня тебелера температура воды была +0,4°, а на дне +0,2°. После вскрытия шурфа постепенно уровень воды поднимался; она заполнила всю внутреннюю полость тебелера, а затем вышла из лунки на поверхность трещины.

При шурфовании также было установлено, что ледяная оболочка тебелера имела семь отчетливо выраженных слоев, но в первом слое можно было различить 9 прослоев. Ниже приведена толщина каждого слоя в сантиметрах:

1 слой — 11,1	Прослои								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	0,8	2,3	0,5	1,5	0,9	0,5	2,0	0,3	2,3

2 слой — 9,6; 3 слой — 4,0; 4 слой — 4,5; 5 слой — 8,0;
6 слой — 22,0; 7 слой — 80.

Формирование тебелеров в Чуйской степи начинается в октябре—ноябре с плоских наледей, когда с наступлением морозов сезонная мерзлота в западной части котловины смыкается с «вечной», а надмерзлотные напорные воды в пониженных участках местности прорываются на дневную поверхность сквозь его маломощный (до 1 м) слой песчано-гравелистых отложений. В декабре в большинстве случаев в местах озеровидных расширений образуются бугры с основанием 250—350 м² и высотой до 1,5—2 м. На вершине отдельных бугров по продольной оси появляются трещины. Иные бугры зарождаются под слоем дерна, и первоначально создается ложное представление о вспучивании грунта или сравнительно большого участка, покрытого низкорослым кустарником. По мере роста бугра дерн разрывается и остается на склоне тебелера или совершает подъем на плоской вершине.

Тебелеры «растут» не только в высоту, но и по площади. При этом развитие их сопровождается самой различной модификацией форм.

Максимального развития тебелеры достигают в конце февраля—в начале марта, отдельные из них занимают в это время площадь до 8 тыс. м², вершины их поднимаются до 6—7 м. Число тебелеров от года к году меняется: в зиму 1970/71 г. нами было обследовано более 30 тебелеров, а в зиму 1969/70 г. их было меньше. Выход воды или сероводорода из ледяного панциря тебелера сопровождается своеобразным взрывом, о чем свидетельствуют очевидцы. Разливающаяся через прорыв вода увеличивает мощность плоской наледи

вокруг тебелера и ее горизонтальные размеры. Прорывы бывают самых разных размеров и форм. В ложе тебелера иногда сохраняется и продолжительный период поддерживается уровень воды с превышением на 3—4 м относительно уровня окружающих плоских наледей.

В отдельных тебелерах мобильного прорыва не получается, внутри сохраняется давление и через небольшие отверстия в ледяном покрове тебелера вода фонтанирует.

При обследовании также было установлено, что отдельные тебелеры, громадные по объему (площадью 4—5 тыс. м², высотой до 5 м), состоят из сплошного, прозрачного льда с темно-зеленым оттенком. Вокруг таких тебелеров, как правило, нет плоских наледей.

Тебелеры ежегодно полностью исчезают в зависимости от погодных условий весны в мае—июне и лишь остатки отдельных из них можно встретить в начале июля.

В конце осени — начале зимы вновь начинается их зарождение.

Вышеизложенное позволяет сделать следующие выводы:

1. Образование феноменальных явлений, что представлено в Чуйской степи плоскими наледями и гидролакколитами-тебелерами, обусловлено физико-географическими, гидрогеологическими и климатическими факторами.

2. Наледи и наледные явления отличаются от других масс льда слоистостью или послойным образованием. В общем-то по генезису образования они представляют гетерогенный (смешанный) тип льда, но так как в происхождении тебелеров и плоских наледей Чуйской степи снег и поверхностные воды образуют совершенно незначительную часть льда, то наледные явления здесь правильнее относить к гидрогенным: наледнеобразующие и внутриналедные (в тебелерах) воды подземного происхождения.

3. В восточной части Чуйской степи наледные явления связаны в основном с накоплением инъекционного льда, наличием текстурных нарушений, к которым приурочены образования тебелеров.

4. Весной и в начале лета коэффициент наледного стока в Чуйской котловине составляет 0,80—0,95.

ЛИТЕРАТУРА

Кривоносов Б. М., Федотов В. С., Жуков Н. А. К вопросу о наледях Горного Алтая.— В сб.: Природа и природные ресурсы Горного Алтая (Материалы конференции, состоявшейся в г. Горно-Алтайске в феврале 1969 года). Горно-Алтайск, 1971.

Кривоносов Б. М. Наледи в Горном Алтае.— В кн.: Вопросы геологии и географии. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1972.

Кривоносов Б. М. Генетическая характеристика наледей Горного Алтая.— В сб.: Материалы гляциологических исследований. Хроника. Обсуждения. Вып. 21. М., 1973.

Кривоносов Б. М. Наледообразование как сезонный тип оледенения на юго-востоке Западной Сибири.— В сб.: Проблемы наледообразования. Записки Забайкальского филиала геогр. общ. СССР. Вып. 92. Чита, 1973.

Куминова А. В. Растительный покров Алтая. Новосибирск, 1960.

Малолетко А. М. «Вечная» мерзлота и гидрогеологические условия Чуйской степи (Горный Алтай).— В сб.: Гляциология Алтая. Вып. 6. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1970.

Цехановская Н. А. Наледи Чуйской межгорной котловины (Юго-Восточный Алтай).— В сб.: Вопросы географии Сибири и Дальнего Востока. Материалы IV научной конференции молодых географов. Иркутск, 1969.

Цехановская Н. А. Морозобойное и диагенетическое растрескивание грунтов в межгорных котловинах Юго-Восточного Алтая.— В кн.: Природа и природные ресурсы Горного Алтая (Материалы конференции, состоявшейся в г. Горно-Алтайске в феврале 1969 г.). Горно-Алтайск, 1971.

К ДИНАМИКЕ НАЛЕДЕЙ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

В. И. РАЦЕК

Наледи на Памире представлены как наземными, так и подпочвенными типами. В благоприятные для возникновения периоды их площадь может достигать сотен квадратных километров.

Особенностью наледных явлений, как об этом указывают А. И. Попов и Г. К. Тушинский (1973), является их распространение в районах, где имеется незначительная высота снежного покрова, которая сочетается с сильными морозами. Эти условия наиболее полно представлены на Восточном Памире, где отмечается минимальная температура до -50° и осадки, не превосходящие 37 мм (метеостанция Каракуль) в год.

Первые сведения о наледях Восточного Памира принадлежат Г. Е. Грумм-Гржимайло (1902), который в 1886 г. на восточном берегу оз. Каракуль обнаружил мощный слой подпочвенного льда. В 1898 г. Ю. Головина и М. М. Воскобойников (1899) отмечают поверхностные наледи на р. Музкол. Они, по выражению Н. Л. Корженевского (1936), наблюдавшего их в 1903 г., являлись необыкновенной достопримечательностью Памира.

В дневнике путешествий 1903 г. в записи от 18 июня (1 июля по новому стилю) Н. Л. Корженевский (1903) пишет: «Горы по этой дороге носят явные следы ледников. Толщина льда на Музколе от 1—1,5 аршин». На обратном пути из Шугнана, в записи от 28 июля (5 августа по новому стилю), имеются указания: «На реке Музкол по-прежнему лежит снег и, надо полагать, он вечно лежит тут и будет лежать»*

С. И. Клуников (1936), отмечает, что борьба с последствиями оттаивания мерзлоты красной нитью проходит через все строительство Памирского автомобильного тракта в

* Дневник Памирских путешествий Н. Л. Корженевского 1903—1924 гг. после кончины исследователя (1958 г.) передан Е. С. Корженевской В. И. Рацеку.

1932—1934 гг. Он же считает, что проявление вечной мерзлоты на Памире примерно оконтуривается горизонталью 3800 м, выше которой вечная мерзлота имеет почти повсеместной площадное распространение и охватывает свыше 20 тыс. км².

Автору этих строк первый раз пришлось наблюдать наледи в 1945 г., а затем и в 1946 г. во время работ по топографической съемке Памира.

Однако после этих лет наледи стали заметно сокращаться, и при следующих посещениях Памира, начиная с 1951 г., они уже не наблюдались.

Тогда же, в 1945 г., нам удалось установить наличие поверхностных наледей в ущелье Боз-Байтал, в центральной части северного склона хребта Музкол и на берегах оз. Сасык-Куль в западной части Аличурской долины. Подпочвенные наледи наблюдались нами на восточном берегу оз. Каракуль и в районе оз. Зоркуль в 1946 г., где они занимали большие пространства по долинам рек, образуя кочкарники, а в некоторых местах — огромные бугры вспучивания.

В тех и других случаях абсолютная высота залегания наледей колебалась между 3950 и 4200 м над уровнем моря.

Видимо, лишь по той причине, что к концу 50-х гг. нашего века наледи Восточного Памира резко сократились, а места ми исчезли совершенно, они не попадали в сферу внимания исследователей. Вот почему в современных работах наледи Восточного Памира не упоминаются, за исключением работы А. А. Акбарова и В. Ф. Сулова (1966), которая рассматривает наледи сопредельного района — бассейна р. Чиле на северном склоне Алайского хребта.

Остановимся более подробно на обоих типах наледей Восточного Памира — наземных и подпочвенных, рассматриваемых Д. М. Колосовым (1938) как «своеобразную форму современного ледникового процесса».

Наземные наледи

По классификации А. И. Попова и Г. К. Тушинского (1973), Д. М. Колосова (1938) этот тип наледей можно отнести к речным.

Ниже мы приводим таблицу наблюдений за «вечным льдом» долины р. Музкол, как его называли первые исследователи.

Не наблюдался нами слой «вечного льда» при посещении долины р. Музкол и в 1954—1969, 1971—1972 гг. Таким образом, за три четверти века (74 года) наледи долины Музкола дважды, к 1920 и 1951 гг., полностью растаивали, а на их месте виднелись разбросанные по долине виды Rheut и оригинального Ochutgoris в виде округлых зеленоватых подушек,

Таблица 1.

Исследователь	Год набл.	Примечания
Ю. Головина, М. М. Воскобойников	1898	
В. В. Станкевич	1900	
Н. Л. Корженевский	1903	
А. Шульц (Schultz)	1911	
Н. Л. Корженевский	1923*	
С. И. Клунников	1933	Ледник занимал площадь до 10 км ²
В. И. Рацек	1945	Ледник занимал площадь 3—4 км ²
В. И. Рацек	1946	Ледник разрушался
В. И. Рацек	1951	Ледник исчез

* По свидетельству Н. Л. Корженевского, опирающегося на сведения, полученные от местных жителей, наледи стояли в 1920 г.

обрамленных цветами (Корженевский, 1936). Точно такая же картина наблюдалась нами и в 1951 г. после того, как налесь исчезла.

Н. Л. Корженевский считает, что исчезновение наледи в долине р. Музкол в 1920 г. явилось следствием нарушения какими-то факторами микроклиматических условий, а также допускает резкое снижение в этот период зимних осадков или повышения температуры воздуха. Установить теперь это невозможно, поскольку в эти годы (1921—1923) не работала метеорологическая станция на посту Памирском (Мургаб), а станции Федченко, Каракуль, Сарыташ, Алтын-Мазар еще не были открыты.

Налесь на р. Музкол, по нашим наблюдениям 1945 г., началась в районе работы на р. Музкол и тянулась до моста через одноименную реку на шоссейной дороге Ош—Хорог на расстоянии 5—6 км; она занимала все русло реки шириною 500—600 м и имела толщину до 1 м.

В последующие годы, вплоть до 1972 г., поверхностных наледей ни в одном районе Восточного Памира мы не встречали. В 1972 г. налесь впервые после большого перерыва наблюдалась в восточной части котловины оз. Зоркуль. Два участка наледей были небольшими — 0,5—1 км². Одна из них находилась на северном склоне озерной котловины, а вторая, более мощная, — на южном, у северного склона Южно-Аличурского хребта.

При предыдущем посещении этих мест в 1971 г. наледей не было.

Подземные наледи

По свидетельству Г. Е. Грумм-Гржимайло (1902), М. М. Воскобойникова (1899), Б. А. Федченко (1902), А. Шульца (1916), Д. В. Наливкина (1916), подпочвенный лед оз. Каракуль обнажался в береговых обрывах по всему восточному берегу озера и, как свидетельствует Н. Л. Корженевский (1936) — даже по северному. Он прекрасно был виден в остатках морены Кара-Арт. В некоторых случаях подпочвенный лед шел сплошным обнажением в береговой линии озера на протяжении 500 м. Н. Л. Корженевский в 1928 г. прослеживал подпочвенный лед в береговых обрывах на протяжении 6 км почти до залива Муз-Те. Высота ледяных берегов достигала 3,5 м. Обрывы были вертикальные, причем верхний пласт мощностью в 1,5 м представлял толщу озерных отложений. Лед шел и ниже поверхности воды. От середины, с максимальной мощностью пласта, к бокам линза льда выклинивалась, становясь все тоньше, пока не переходила в речные отложения. Ниже приводится таблица наблюдений подпочвенного льда на берегу оз. Каракуль. По классификации А. П. Горбунова (1970) наледи Каракуля можно отнести к ключевым наледям, связанным с выходами подмерзлотных вод. (табл. 2).

Таблица 2

Исследователь	Год набл.	Краткая характеристика
Г. Е. Грумм-Гржимайло	1886	Отмечен мощный слой подпочвенного льда на вост. берегу озера.
М. М. Воскобойников	1898	Аналогичн. наблюд.
Б. А. Федченко	1901	»
Пумпеллу	1903	»
А. Шульц	1911	Считает лед эпохи древних уровней озера занесенным и замытым песком
Д. В. Наливкин	1927	Считает лед остатком бывшего ледникового покрова
Н. Л. Корженевский	1928	Считает лед подземной наледью и отмечает начало ее деградации
С. И. Клунников	1934	Отмечены ледяные лаколиты, связанные с процессами вечной мерзлоты
В. И. Рацек	1945	Обнаружены максимальные обнажения высотой 3—5 м
В. И. Рацек	1946	Изменений не отмечено
В. И. Рацек	1951	Отмечено значительное уменьшение мощности
В. И. Рацек	1954	Продолжался распад
В. И. Рацек	1957	Ледяные обрывы встречались лишь местами
В. И. Рацек	1963	Лед исчез

При последующих наших посещениях восточного побережья озера в 1964, 1968, 1969, 1971 и 1972 гг. льда не было.

Образование подземных наледей восточного берега оз. Каракуль происходит за счет грунтовых вод. Многочисленные родники отмечались по всему восточному побережью, на островах и в самом озере (Корженевский, 1936), причем выходы грунтовых вод поражали своей мощностью. Циркуляция грунтовых вод происходит и зимою, что приводило к образованию обширных наледей в виде ледяных бугров в 2 м высотой и в окружности до 100 м. Они очень скоро благодаря сильным и частым ветрам заносятся песком и пылью.

Еще в 1928 г. Н. Л. Корженевский (1936) отмечал некоторые явления деградации подпочвенного льда на восточном берегу Каракуля. Картина провальных образований, наблюдаемая на поверхности берега в виде глубоких ям, небольших провальных озер и всякого рода впадин, убедительно говорила об идущем процессе разрушения. Н. Л. Корженевский считал, что «вероятнее всего, мы имеем здесь дело с некоторым потеплением климата» (1936, с. 63). Одновременно с процессом деградации подпочвенного льда в 1920 г. произошло, как это мы отмечали выше, полное исчезновение в бассейне оз. Каракуль «вечного» снегового покрова — поверхностных наледей в долине р. Музкол.

В 1945—1946 гг. провальные воронки, небольшие озера и другие свидетельства гидрокарста в юго-восточной части восточного берега озера в районе метеостанции Каракуль имели свое проявление. Однако тогда выходы льда по береговой линии еще поражали своими размерами. Они приводятся на серии фотографий того времени. По-видимому, к тому времени прибой озера подошел к наиболее утолщенной части гидролаколита, в связи с чем обнажения подпочвенного льда и были такими мощными.

В 1957 г. местами в береговых обрывах, к этому времени уже не возвышавшихся более чем на 3 м, находились слои льда. Берег озера в районе метеостанции по-прежнему имел глубоко вдавшийся в сушу лагуны, характеризующие термкарстовые процессы в почве.

В последующие годы — 1963-й, 1964-й и позже — ледяной берег Каракуля растаял, разрушился. Исчезла редкая достопримечательность Памира.

Как отмечается А. И. Поповым и Г. К. Тушинским (1973), наледи создают большие затруднения при эксплуатации различных сооружений и проявляются в таких местах, где ведением строительных работ были нарушены мерзлотно-грунтовые условия. Существующие здания в поселке Каракуль, построенные без учета распространения мерзлотных явлений на одном из наледных полей, деформируются и разрушаются. Подвалы на большую глубину бывают затоплены водой; ко-

торая в холодное время года превращается в линзы льда и почти не растаивает летом.

Наличие подпочвенного льда проявилось в образовании на северном склоне перевала Кызылат (4280 м) в Заалайском хребте в июле—августе 1945 г. селевых потоков.

Склон, где находился подпочвенный лед, имел длину 5—6 км от ручья Коксу до перевальной точки и высоту от 100 до 400 м.

Лед, вытаявая, напитывал почву, в результате чего возникли селевые потоки.

После 1945 г. подобных явлений в этом месте не наблюдалось, что можно объяснить или полным растаиванием подпочвенного льда, как было в случае с наледью на р. Музкол и на озере Каракуль, или же складывался комплекс других, не установленных, но благоприятных причин для существования подпочвенного льда на северных склонах Заалайского хребта.

В своей работе (Рацек, 1970) мы уже отмечали подобные явления — полное вытаивание подпочвенного льда на ледниках Гармо и Фортамбек, где процесс был аналогичен и приводил к образованию небольших селевых потоков.

Гидролаколиты, бугры вспучивания, представляющие подпочвенные наледи, наблюдались нами в 1946 г. и в другом районе Памира — у восточной оконечности оз. Зоркуль.

Тогда это были хорошо сформированные образования, говорящие об оптимальных условиях их возникновения, которые сохранились и позже, до момента нашего наблюдения.

Гидролаколиты, достигавшие в высоту 3—4 м, соответствовали тому времени, когда нам в последний раз пришлось наблюдать подпочвенный лед Каракуля и поверхностные наледи Музкола. Видимо, это был период, благоприятный для возникновения наледей и их существования.

В эти же годы в долинах рек бассейна Зоркуля, а также в бассейне Аксу-Мургаба под слоем растительности во многих местах проглядывал подпочвенный лед в виде небольших бугров вспучивания.

Позже он исчез, растаял, а в долинах рек стало гораздо суше.

В 1971 г. нам вторично, с интервалом в 25 лет, удалось наблюдать те же самые гидролаколиты в восточной части оз. Зоркуль, но это уже были далеко не крепкие бугры вспучивания, наблюдавшиеся нами в 1946 г. Половина их была срезана водами разлившейся протоки. Они осели, растрескались, а в трещинах льда не наблюдалось.

В это же время значительно сократились ледники Памира. С 1946 по 1968 г. это сокращение достигло 0,8% площади, занятой ледниками, что равно 64,0 км² (Рацек, 1972).

Сопоставление средних температур с динамикой наледей

Сумма среднегодовых температур за 15 лет (1934—1948 гг.), когда наблюдались наледи Каракуля и Музкола, достигает $-64,6^{\circ}$; в последующие 15 лет (1949—1963 гг.), когда наледи исчезли, она поднялась на $3,9^{\circ}$ и равна $-60,7^{\circ}$. Соответственно среднегодовая температура за первый период равна $-4,3^{\circ}$, а за второй $-4,0^{\circ}$, причем в последующем она продолжала повышаться и достигла за 1964—1971 гг. $-3,8^{\circ}$ (табл. 3).

Таблица 3

Годы	Сумма температур	Среднегодовая температура	Примечание
1934—1948	—64,6	—4,3	Наблюдались наледи
1949—1963	—60,7	—4,0	Исчезли
1964—1970	—30,9	—3,8	Не появлялись

С момента начала наблюдений на метеостанции Каракуль (1934 г.) средняя температура постоянно, в пределах $0,2-0,3^{\circ}$ за период, повышается. Это даже очень незначительное повышение среднегодовой температуры сказалось на исчезновении наледей и одновременно говорит о том, что в предшествующий период, когда наледи еще наблюдались, они были на пределе возможного существования.

Выводы

1. Судя по динамике поверхностных и подземных наледей Восточного Памира, за 85 лет наблюдались два периода, благоприятные для их возникновения и существования на протяжении ряда лет. Возникновение наледей сменялось периодами, когда они исчезали. Последний неблагоприятный период для существования криогенных форм рельефа на Памире длится уже 20—25 лет. Свидетельствует ли появление поверхностных наледей, наблюдавшихся нами в бассейне Зоркуля в 1972 г., о том, что этот период закончился, видимо, судить еще рано.

2. Подпочвенный лед Каракуля не является отголоском бывшего оледенения или нерастаившим остатком древнего ледника, это проявление «вечной мерзлоты», которая представлена в виде мощных ледяных пластов и вздутий, переполненных ледниковыми глинами и растительными остатками. Последнее говорит в пользу того, что подпочвенный лед Ка-

ракуля начал формироваться после отхода озера от его древней границы, т. е. в достаточно отдаленное время. Его исчезновение к настоящему времени — еще одно свидетельство потепления климата.

3. Отступление ледников в 50—70-е гг. XX в. и исчезновение наледей на Восточном Памире — процесс, прямо связанный с некоторым повышением температуры воздуха, что еще в 1928 г. отмечал Н. Л. Корженевский.

4. Для исчезновения наледей Каракуля и Музкола понадобилось повышение среднегодовой температуры всего на 0,3°.

ЛИТЕРАТУРА

Попов А. И., Тушинский Г. К. Мерзлотоведение и гляциология. М., «Высшая школа», 1973.

Грум-Гржимайло Г. Е. О подпочвенном льде на озере Каракуль.— Турк. вед., № 55, Ташкент, 1902.

Головина Ю., Воскобойников М. М. Из наблюдений на Памире.— «Землеведение», т. 6, кн. 3. СПб., 1899.

Корженевский Н. Л. Озеро Каракуль (Физико-географический очерк).— «Труды Таджикско-Памирской экспедиции АН СССР 1934 г.», вып. 62. Л., 1936.

Корженевский Н. Л. Подлинный дневник путешествий на Памир, Вахан и Шугнан. Начат в 1903 г. Ташкент. Рукопись.

Клунников С. И. О явлениях вечной мерзлоты грунта на Памире.— «Труды Тадж.-Памирск. экспедиции АН СССР 1934 г.», вып. 54, М., 1936.

Тушинский Г. К., Малиновская Н. М. Изучение снежного покрова и ледников в школе. М., «Просвещение», 1972.

Корейша М. М. Наледи в горах Сунтар-Хаята.— Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждения. Сб. 19. М., 1972.

Ходаков В. Г. Снега и льды Земли. М., «Наука», 1969.

Акбаров А. А., Суслов В. Ф. Гляциологический очерк бассейна р. Чиле.— Материалы гляциологических исследований, вып. 12, М., 1966.

Колосов Д. М. О наледных явлениях, как геоморфологическом процессе.— «Проблемы физической географии», 1938, № 1.

Наливкин Д. В. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Бухару и Западный Памир.— «Изв. ИРГО», т. 52, 1916.

Горбунов А. П. Мерзлотные явления Тянь-Шаня.— «Труды Казахстана. гидрометеорологического института», вып. 39. М., 1970.

Рацек В. И. Характеристика отступления ледников бассейна Амударьи по материалам аэрофотосъемки 1946—1966 гг.— «Труды САНИГМИ», вып. 65 (80). Гляциология Средней Азии. Гидрометеоздат, 1972.

Рацек В. И. Особенности орографии и оледенения высокогорной зоны Средней Азии. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук. Ташкент, 1970.

Федченко Б. А. Памир и Шугнан.— «Изв. ИРГО», 38, СПб., 1902.
Schultz A. Landes Kundliche Forschungen in Pamir. Hamburg, 1916.

ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СВОЙСТВ ОБЛАЧНОСТИ В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ

В. В. СЕВАСТЬЯНОВ

В горных условиях наблюдается неравномерное распределение облачности. Обычные наблюдения за облачностью, проводимые на сетевых гидрометеорологических станциях, не характеризуют ее локальные свойства, очень четко проявляющиеся в горах.

Наиболее точным методом определения реального состояния неба является систематическое фотографирование участков неба в определенной последовательности и построение картосхем облачности, к такому выводу пришли В. Околович и В. Ленарт (1972). Картосхемы облачности позволяют более надежно выделить локальные участки формирования облачности, зоны с максимумом осадков, а также области размыва облаков, имеющие особо благоприятные рекреационные свойства.

Для построения картосхемы облачности в горноледниковом бассейне необходимо выбрать пункт наблюдений, с которого можно видеть весь изучаемый бассейн. С этого пункта нужно производить фотографирование участков неба, причем в кадр должны входить вершины гребней гор для облегчения привязки положения облаков над бассейном. В бассейне Актру таким условиям удовлетворяет пункт вблизи ледника М. Актру. Вершинный пункт менее удобен, так как при низкой облачности он может быть закрыт облаками. Вся площадь бассейна разбивается на квадраты, по которым наносятся границы облаков. При совмещении ежедневных данных получится осредненная картина за любой период времени. Затем на схеме бассейна с нанесенными значениями облачности можно провести линии равного количества облачности. Можно применить и более простую методику, а именно: на план бассейна, разбитый на квадраты, наносятся границы облаков визуально. Такой подход более субъективен, но и он может дать удовлетворительные результаты для оценки локальных свойств облачности в сложных орорафических условиях.

Автором исследовался вопрос — в какое время лучше фотографировать облачность, чтобы получить наиболее правильную картину ее распределения за день. Для этой цели находилась зависимость количества облачности нижнего яруса в баллах в среднем за день и в один из дневных сроков. Были использованы данные об облачности на станции Н. Актру в июле с 1968 по 1973 гг. и определены корреляционные зависимости между количеством облачности в сроки 10, 13 и 16 ч и средними за день. Лучшая зависимость наблюдается в 13 ч ($r=0,93$), несколько хуже зависимость в 10 ч и еще меньше в 16 ч. Можно сделать вывод, что с достаточной степенью точности можно составлять картосхему один раз в день, в 13 ч. На рис. 1 представлена схема бас-

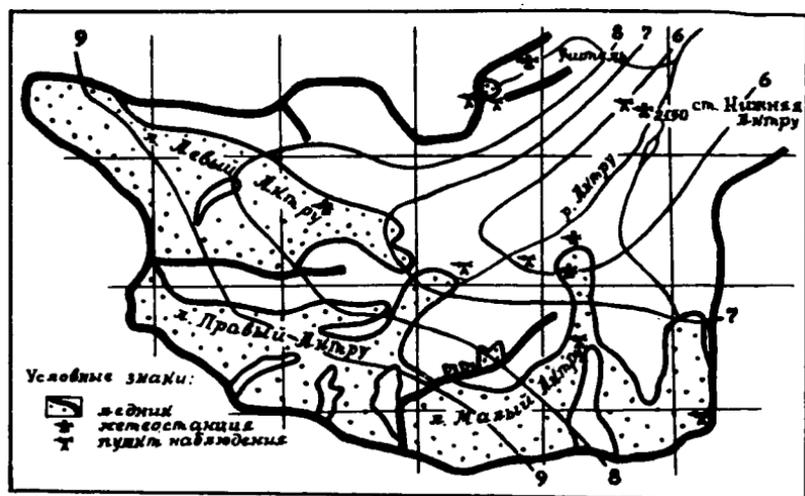


Рис. 1. Облачность в бассейне Актру

сейна с изолиниями равного количества облачности в баллах. Отсюда видно, что облачность распределяется по бассейну неравномерно. Наибольшая облачность (8—9 баллов) наблюдается над гребнями, окружающими ледники Правый и Левый Актру. Очень характерно для этой части бассейна появление феновой облачной стены, из которой часто выпадают осадки, причем не только над ледниками, но и частично достигают долины. Можно выделить несколько разновидностей этой стены, возникающих последовательно:

1. Кучевые облака частично над гребнем (высовываются из-за гребня).

2. Сплошная облачная стена распространяется на север на значительное расстояние (1—2 км).

3. Вдоль гребня — пелена осадков, гребень закрыт. Пелена с ветром распространяется донизу, появляются капли дождя. Потом облачность постепенно рассеивается. Описанный процесс может повторяться неоднократно: до 10 раз за день.

Несколько меньшее количество облаков отмечается над правым бортом долины. В центре бассейна над долиной хорошо выделяется область размыва облаков (5—6 баллов), что хорошо согласуется со стратификацией температуры воздуха над долиной. Эта часть бассейна имеет особое значение в рекреационном отношении, так как здесь наблюдается наибольший приход солнечной радиации. Важно и то, что даже в ненастную погоду днем часто на час или два выглядывает солнце над долиной.

Над левым бортом долины над станцией Учитель заметно выделяется область увеличенного количества облачности, особенно заметная в дополуденные часы при общей небольшой облачности. Причины формирования локальной облачности заключаются в своеобразном ветровом режиме над этой станцией. Характеристика ветрового режима над станцией Учитель приведена в предыдущей нашей статье в этом же сборнике.

Изучение облачности как локального явления позволяет более точно выделить районы бассейна, в которых наиболее резко проявляются местные ороклиматические особенности, обусловленные взаимодействием факторов рельефа и климата. Выделение облачности в качестве одного из ведущих факторов сделано не случайно, так как с нею связан приход солнечной радиации к поверхности земли, определяющий ее тепловой баланс.

Можно найти множество связей между локальным явлением облачности и другими климатическими факторами, а также с явлениями, связанными с существованием как крупных ледников, так и небольших снежно-фирновых полей. На отдельных примерах покажем, насколько велико влияние облачности на местные климатические особенности.

1. В один из солнечных относительно теплых дней над станцией Учитель очень долго наблюдалось большое кучевое облако, затеняющее весь водораздельный участок. Вследствие этого дневные суммы радиации оказались ничтожными из-за отсутствия прямой и незначительной рассеянной радиации. Таяния ледника и снежника в этот день фактически не было, тогда как языки ледников Актру таяли активно. Таких примеров можно привести очень много, когда облака постоянно стоят на своем «излюбленном» месте. На таких «экранированных» участках наблюдается существенно отличный радиационный режим. Указанная связь режима облачности и прихода солнечной радиации является очень

важной, влияющей на сохранение ледников. Подтверждением тому служит устойчивое состояние ледника Учитель и соседнего снежно-ледяного поля, тогда как ледники Актру заметно отступили.

2. Горно-долинная циркуляция и циркуляция воздуха получают максимальное развитие при ясной или малооблачной погоде. Увеличение облачности ослабляет местные воздушные потоки и существенно уменьшает внутренний тепло-влажпооборот в бассейне, что в конечном итоге является весьма благоприятным фактором для оледенения.

3. Ранее была указана связь максимальных осадков в зонах питания ледников Актру с существованием очагов формирования локальной облачности. Инструментальные измерения осадков в этих частях бассейна практически невозможны из-за труднодоступности и лавиноопасности, тем не менее по косвенным признакам определено, что там выпадает не менее 1500—2000 мм в год (Тронов, 1973).

Не всегда увеличение облачности вызывает увеличение сумм осадков. Над станцией Учитель образуется локальная облачность конвективного происхождения, не дающая увеличения осадков по сравнению со станцией Н. Актру.

В качестве заключения следует сказать, что в горных условиях обычные наблюдения за облачностью, проводимые гидрометеостанциями, совершенно недостаточны. Локальное распределение облачности в горах — обычное явление, которое требует учета при деятельном исследовании климатических условий. Между локальными явлениями облачности и ледниковыми процессами существует тесная связь.

Состояние облачности в бассейне может служить важнейшим признаком мезосиноптической обстановки в горных районах, что позволит более надежно распространять многие выводы на большую территорию.

ЛИТЕРАТУРА

Околович В., Ленарт В. Различные методы оценки облачности, 1972. РЖ. «Геофизика, метеорология и гидрология». М., 1972.

Тронов М. В. О благоприятных и неблагоприятных для оледенения свойствах континентальных климатов. — В сб.: Гляциогидроклиматология горных стран. М., «Наука», № 24, 1973.

ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НА ВЫСОКОГОРНОЙ СТАНЦИИ УЧИТЕЛЬ В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ

В. В. СЕВАСТЬЯНОВ, Л. М. СЕВАСТЬЯНОВА

Среди большого комплекса наблюдений в репрезентативном горноледниковом бассейне Актру важное место отводится ветровым наблюдениям, поскольку режим ветра оказывает очень большое влияние на формирование климатических особенностей.

В настоящей статье речь пойдет об особенностях ветрового режима на водораздельном участке по данным станции Учитель. Наблюдения за ветром проводились по флюгеру, установленному на высоте 2 м. В 1972 г. там же были проведены аэрологические шаропилотные наблюдения. Эпизодически проводились маршрутные наблюдения за направлением и скоростью ветра по всему водораздельному участку.

В результате наблюдений получены характеристики скорости и направления ветра как у земной поверхности, так и на высотах. Знание особенностей ветрового режима этого пункта позволяет объяснить условия формирования локальной облачности, особенности режима температуры и влажности воздуха как на станции Учитель, так и на окружающих вершинах.

Станция Учитель, несмотря на большую абсолютную высоту (3050 м) и видимую открытость, не характеризует условия, близкие к свободной атмосфере, как, например, сетевая станция Кара-Тюрек (2600 м), расположенная на плоском водоразделе, или экспедиционная станция Верхняя Актру (2850 м). Результирующие розы ветров этих пунктов приведены на рис. 1. Они показывают, что для станции Кара-Тюрек единственно преобладающим является юго-западное направление, а на станции Верхняя Актру оно изменено на западное в соответствии с ориентировкой ледниковой долины (Тронов, Тронова, Белова, 1965).

Станция Учитель по отношению к западным и юго-западным ветрам находится в ветровой тени, так как с юга и с запада рядом расположены высокие гребни гор с вершинами 3600—4000 м. Поэтому выделить преобладающее направление

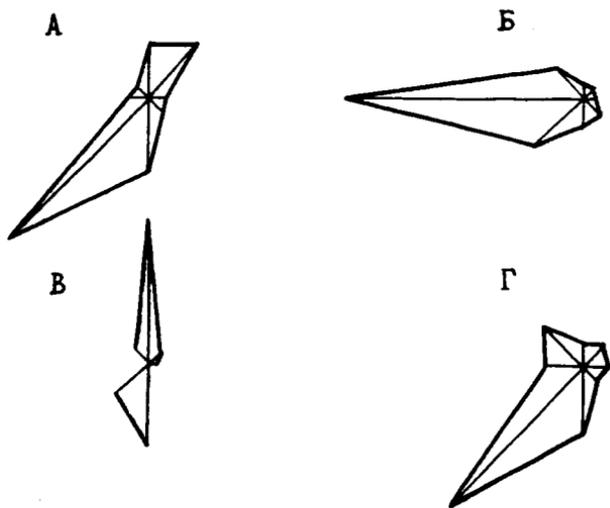


Рис. 1. Розы ветра на станциях в летний период: А — Н. Актру, 2150 м; Б — В. Актру, 2850 м; В — Аккем, 2050 м; Г — Кара-Тюрек, 2600 м

ветра не удастся. Повторяемость направлений по всем румбам мало отличается (рис. 2).

Средняя скорость ветра на станции Учитель невелика и составляет около 1,5 м/с, тогда как на станции Кара-Тюрек и Верхняя Актру средняя скорость достигает 6—7 м/с, и нередко значительно большие скорости.

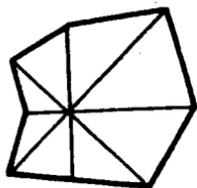


Рис. 2. Средняя роза ветров по наземным данным (2 м) на станции Учитель в июле-августе

Важной особенностью ветрового режима станции Учитель является наличие местной циркуляции воздуха, которую условно можно назвать горно-долинной (нет хорошо выраженного противотечения). При условии ясной или малооблачной погоды с 9-10 часов утра начинают дуть ветры северных румбов, т. е. долинные, и продолжают до 16-17 часов. Позднее устанавливается ветер южных румбов — горный, продолжающийся всю ночь и утро, включая срок наблюдений — 7 часов.

В такие дни наблюдаются несколько увеличенные скорости ветра (3-4 м/с), с максимумом в полуденные часы. Штили очень редки, в основном при смене направления ветра.

Наличие местной циркуляции, хотя и ослабленной, говорит о том, что этот водораздельный участок имеет циркуляционную связь с долинами рр. Актру и Ештык-Коль. Объяснение

причины возникновения местных ветров на таком высотном уровне заключается в следующем. Восходящие по левому склону долины Актру ветры нередко достигают самых высоких уровней. Скорость склоновых ветров обычно не превышает 3—5 м/с, но при прохождении эрозионной ложбины, расположенной перед водоразделом, может резко возрасти. Кроме того, к этому участку с северо-востока примыкает постепенно понижающийся в сторону долины р. Ештык-Коль участок местности, на котором тоже развивается восходящий поток воздуха. Общая вогнутость участка благоприятствует объединению этих воздушных потоков.

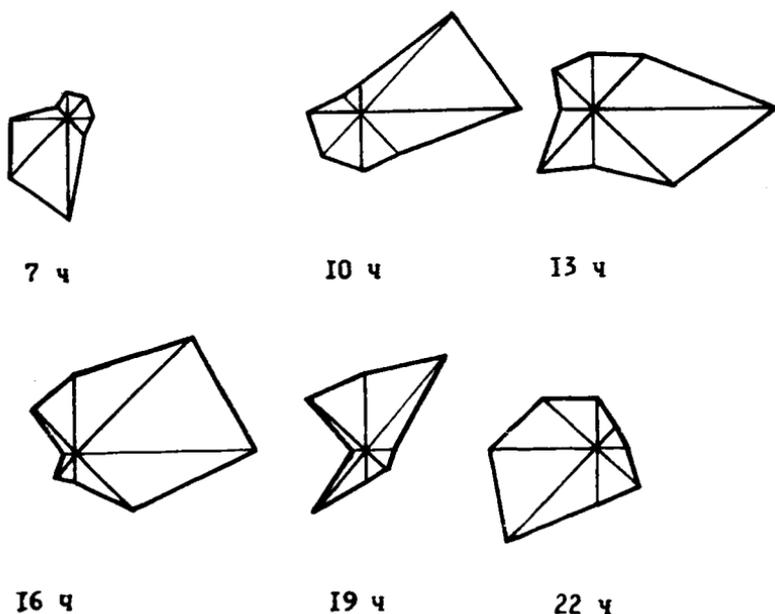


Рис. 3. Средние розы ветров на станции Учитель в разные часы суток при ясной погоде

Появлению горного ветра способствуют нисходящие движения воздуха со склонов или, можно думать, что в связи с удаленностью высокого барьера усиливается действие общециркуляционных процессов. На рис. 3 показаны розы ветров в различные часы при ясной погоде. Следует заметить, что утром (главным образом до 7 ч) восходящие движения воздуха из долины еще не получают своего развития и преобладающими являются ветры южных румбов, т. е. горные.

В пасмурную и ненастную погоду местные ветры не возникают. Направление ветра в такие дни определяется общециркуляционными процессами, измененными под влиянием

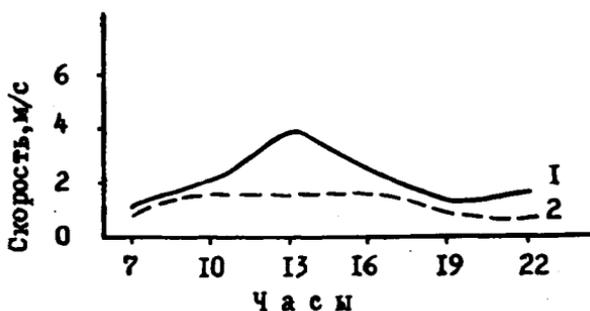


Рис. 4. Суточный ход скорости ветра на станции Учитель (2 м): 1 — при ясной погоде; 2 — при пасмурной погоде

орографических условий. Скорости ветра в такую погоду обычно невелики, отмечается большое количество штилей. Суточный ход ветра выражен плохо (рис. 4).

Режим ветра на станции Учитель по данным шаропилотных наблюдений

Выпуски шаров-пилотов на станции Учитель проводились в 1972 г. в период с 11 по 27 июля. Было сделано более 60 выпусков в светлое время суток. Шары-пилоты наполнялись водородом для обеспечения небольшой вертикальной скорости 60—80 м/мин. Отсчеты по теодолиту брались учащенно через 30 с. Следует отметить, что из-за локальной облачности над пунктом наблюдения часто ограничивались высотой 400—500 м над поверхностью земли. Этот уровень является средней высотой нижней границы локальной облачности над пунктом (3450—3550 м над ур. м.).

Шаропилотные наблюдения показали, что местный долиный ветер на станции Учитель имеет маленькую вертикальную мощность (20—30 м). Выше этого слоя наблюдается ле-

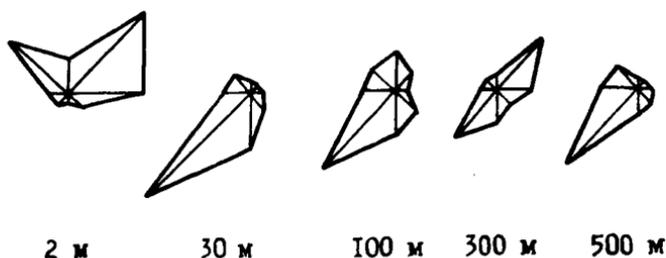


Рис. 5. Розы ветра над станцией Учитель на разных высотах в дневное время

вый поворот, т. е. шар-пилот попадает под влияние юго-западных и западных ветров, при этом скорость ветра с высотой возрастает. При достижении высоты 150-200 м шар-пилот обычно находится над левым склоном долины Актру на уровне гребней гор. Восходящие потоки воздуха из долины встречного направления резко уменьшают горизонтальную скорость шара-пилота (ветра). На этой же высоте направление ветра менее устойчиво. Выше уровня гребня гор скорость ветра опять возрастает и шар-пилот попадает в поток общегradientного ветра. Вертикальная структура скорости и направления ветра на различных высотных уровнях показана на рис. 5, 6.

Количество штилей на высотах значительно меньше, чем у земной поверхности. В утренние часы штили наблюдаются от поверхности земли до высоты 50—80 м. Днем турбулентность атмосферы увеличивается, и с 10 до 16 ч штилей совсем не бывает. К 19 ч их число опять увеличивается из-за уменьшения турбулентности атмосферы. В отдельных случаях в атмосфере выделяются штилевые слои вертикальной мощностью 50—100 м. Выше 300 м, т. е. выше гребней гор, такие штилевые прослойки отсутствуют.

Наблюдения за ветровым режимом на станции Учитель показали, что между долиной Актру и высокорасположенными участками на склонах существует хорошо заметная циркуляционная связь, выраженная в выносе воздушных масс из долин в верхний пояс гор и проявляющаяся в ходе температуры воздуха, влажности, образования облачности. Вполне конкретно обнаружены такие же циркуляционные связи и на других участках высокорасположенных склонов гор. Можно сделать еще следующее замечание, что по мере увеличения абсолютной высоты местности ветровой режим не всегда приобретает общециркуляционные свойства. В условиях окружения высокими горами появляются свойства ветровой тени. В этих условиях могут отмечаться явления местной циркуляции воздуха, даже если долина морфологически не благоприятствует ее образованию. В то же время замечено, что при ориентировке долины параллельно общегradientным ветрам на таких высотах местные ветры не возникают, даже если долина морфологически выражена очень хорошо.

Можно сделать следующий важный вывод, что развитие местных ветров является свойством не только глубоких долин,

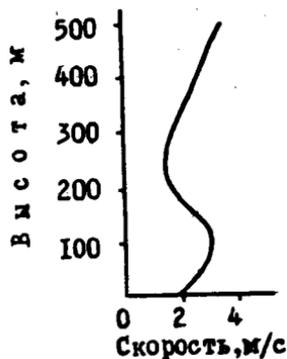


Рис. 6. Распределение скорости ветра с высотой над станцией Учитель в дневное время

но оно распространяется и на высокие уровни, в частности до уровня снеговой границы, по двум основным причинам: 1) над уровнем снеговой границы еще поднимаются орографические барьеры, достаточные для формирования местных ветров; 2) высокие уровни сохраняют циркуляционные связи с долинами, причем различные в зависимости от особенностей рельефа.

В этой связи нельзя считать, что наблюдения в этой или иной точке на высоком уровне достаточно репрезентативны для большой территории. Общая тенденция к выравниванию климатических условий на больших высотах весьма условна.

ЛИТЕРАТУРА

Тронов М. В., Тронова Л. Б., Белова Н. И. Основные черты климата горноледникового бассейна Актру.— В сб.: Гляциология Алтая, вып. 4. Томск, 1965, с. 3—48.

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ТИПИЧНЫХ ГОРНОЛЕДНИКОВЫХ БАСЕЙНАХ АЛТАЯ

Л. В. РОМАНОВА

Суточный ход температуры в горной местности представляет показатель, который хорошо отражает многообразные местные особенности климата. Его изучение представляет интерес и для понимания режима ледников, в частности, в процессах абляции.

Исследованию суточного хода посвящены многие работы, среди них отметим монографии Д. А. Педь и З. Л. Туркетти (1961), З. А. Мищенко (1962). Исследованием суточного хода в бассейнах Актру занимались Л. Б. Тронова (1964) и Н. Х. Лупина (1973).

Известно, что горноледниковый бассейн Актру выбран в качестве репрезентативного. Климатическая репрезентативность бассейна по отношению к высокогорному Алтаю проверялась большим числом сравнительных данных (Тронов, 1968; Романова, 1973).

В данной статье предлагается сравнительный анализ суточного хода температуры воздуха для трех станций — Н. Актру, Аккем и Мульты, расположенных в одноименных бассейнах.

Материалом для сопоставления суточного хода температуры воздуха послужили данные экспедиционных наблюдений в бассейнах Актру и Мульты за 5 лет (1969—1973 гг.) и данные сетевой станции Аккем за эти же годы за летний период.

Подробное физико-географическое описание бассейнов и расположенных в них основных пунктов даны Л. В. Романовой (1973). В данной статье отметим, что метеорологические станции Аккем, Н. Актру и Мульты-I характеризуют климаты троговых долин, типичных по формам рельефа и ориентированных в общем на север. Боковые склоны долин, высокие и бесснежные, закрывают небосвод до 30°. Но общие высоты в районе Аккема больше, чем в Актру и в Мульте.

Кроме того, станция Аккем расположена на берегу холодного Аккемского озера, что оказывает заметное влияние на

температуру воздуха в береговой зоне. В долине Аккема и Актру довольно близко от станции расположены крупные ледники, а в верховьях Мульты сосредоточены небольшие ледники. Расстояние между основными пунктами наблюдений в истоках Актру и Мульты составляет 140 км, а между Аккемом и Актру — 100 км. Такое расстояние способствует тому, что очень часто станции находятся под влиянием одних и тех же воздушных масс. Тем не менее в условиях Горного Алтая в направлении с запада на восток происходит заметное усиление континентальности климата вместе с уменьшением общей суммы годового количества осадков. Однако эти изменения континентальности на высоких уровнях сглаживаются. Известно, что на суточный ход температуры воздуха и особенно амплитуды оказывает влияние не только абсолютная высота, но и характер подстилающей поверхности. Отметим, что станция Мульты-I (h-1750 м) расположена на дне троговой долины р. Мульты, имеющей в районе станции ширину 800 м, на открытой лесной поляне с высоким травостоем. Станция Аккем (h-2050 м) расположена на берегу Аккемского озера, а станция Н. Актру (h-2150 м) — на галечниковой площадке шириной около 200 м. Кривые суточного хода температуры воздуха, их форма и расположение хорошо отражают основное влияние типичных местных факторов (см. рис. 1—5).

Из анализа графиков суточного хода, как осредненных за пять лет, так и за отдельные годы, можно сделать вывод о том, что кривые суточного хода температуры воздуха на всех трех станциях для рассматриваемых месяцев почти параллельны.

Из рис. 1 следует, что в июне самые низкие ночные температуры отмечаются на станции Аккем. Значительно выше ночные температуры воздуха на станции Мульты-I, которые объясняются не только абсолютной высотой станции, но и шириной долины, где сильного застоя холодного воздуха не происходит.

Наступление минимума в июне происходит в одно и то же время (5 ч) на станциях Н. Актру и Мульты-I, в Аккеме же на час позже. Объяснить это можно большим перепадом высот между дном долины и высотой склонов. В июне для всех станций характерна такая особенность, как резкий рост температуры в утренние часы (6—8 ч), что можно объяснить более ранним началом прямого освещения долины в связи с большей высотой солнца в этот месяц. Интересно отметить, что в утренние часы (8—9 ч) самая низкая температура наблюдается на станции Мульты-I. Это связано с тем, что высокий травостой на станции Мульты-I прогревается медленнее, чем галечниковая поверхность на станции Н. Актру. Кроме того, в Мульте очень часто наблюдаются росы.

Ход температуры в течение дня неравномерный — в первую половину дня до 13 ч. температура резко увеличивается, затем

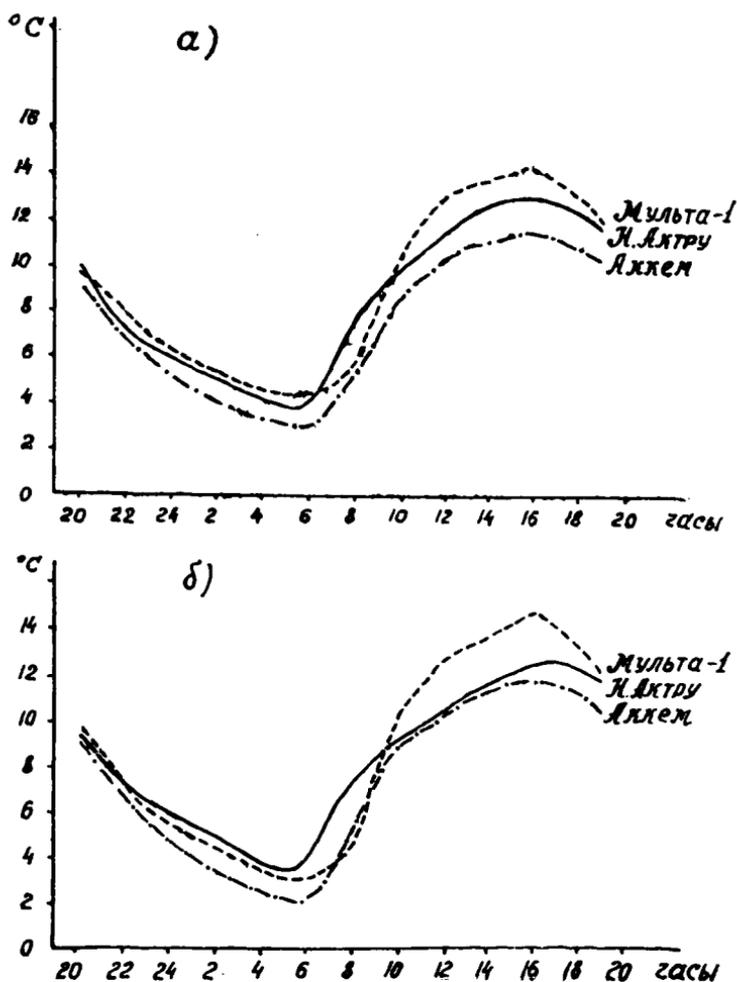


Рис. 1. Средний за 1969—1973 гг. суточный ход температуры воздуха на станциях Н. Актру, Аккем и Мульты-1 в июне (а) и для сравнения — за июнь 1971 г. (б)

медленно растет и максимума достигает в 16 ч. на всех трех станциях. Более медленный рост температуры в послеполуденные часы объясняется развитием конвективной облачности, которая в это время получает наибольшее развитие.

Самые высокие максимальные температуры отмечаются на станции Мульты-1. Да и амплитуда суточного хода наибольшая в Мульте. Максимальная амплитуда на станции Мульты-1 объясняется не столько ночным понижением температуры, сколько дневным прогревом воздушных масс. Дневные температуры на станции Мульты-1 выше на 1—1,5°, чем на станции

Н. Актру, и на 2,5—3°, чем на станции Аккем, ночные же температуры разнятся до 1°. Амплитуды температуры воздуха в июне высокие и составляют 10—12° на станциях Н. Актру и Аккем, в Мульте 12—14°, в отдельные годы до 15° (июнь 1970 г.).

Кривые суточного хода температуры воздуха в отдельные годы могут существенно отличаться от осредненных кривых (рис. 1). Так, в июне 1971 г. самая высокая ночная температура наблюдалась не на станции Мульты-I, а на станции Н. Актру. Вероятно, в июне 1971 г. на станции Н. Актру наибольшее развитие получили феновые явления. Фены в Актру в ночное время — обычное явление. Для июля характерен более сглаженный суточный ход температуры (рис. 2). Дневные и ноч-

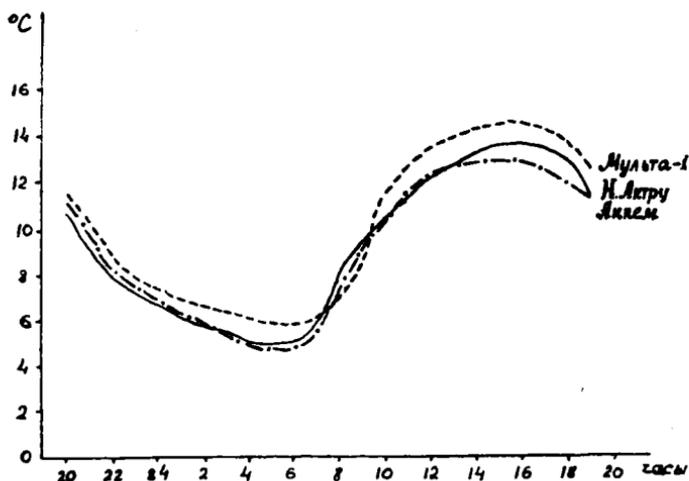


Рис. 2. Средний за 1969—1973 гг. суточный ход температуры воздуха на станциях Н. Актру, Аккем и Мульты-I в июле

ные температуры выше на всех станциях, чем в июне. Как и в июне, самые высокие ночные и дневные температуры отмечаются на станции Мульты-I. Однако в июле нет такой разницы между максимальными среднесуточными температурами станции Мульты-I и станций Н. Актру, Аккем. Разница как между дневными, так и ночными температурами составляет 1—1,5°. В суточном ходе температуры воздуха в июле минимум наблюдается в 5—6 ч, максимум в 16 ч. Амплитуды температуры в июле на всех станциях также высокие, но несколько меньше, чем в июне, и составляют 10—11°, в Мульте в отдельные годы до 13° (июль 1970 г.).

В августе (рис. 3) отмечаются более низкие как дневные, так и ночные температуры воздуха по сравнению с июнем и июлем. Только на станции Мульты-I и ночные и дневные тем-

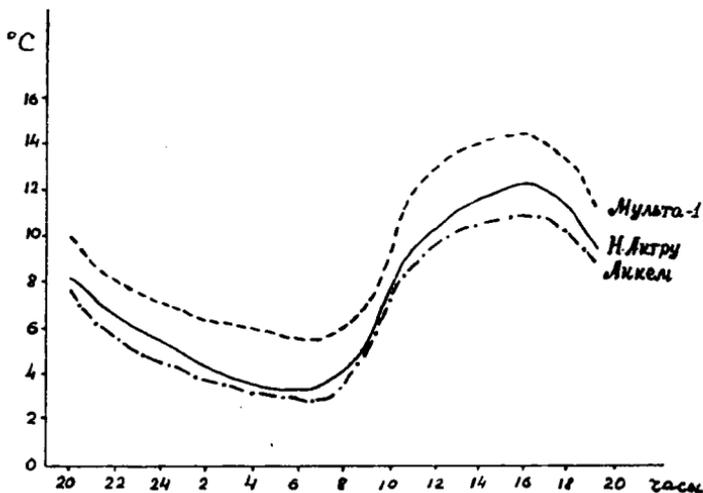


Рис. 3. Средний за 1969—1973 гг. суточный ход температуры воздуха на станциях Н. Актру, Аккем и Мульты-1 в августе

пературы выше в августе, чем в июне. Подстилающая поверхность, покрытая высоким травостоем, за предыдущие 2 месяца прогрелась. Кроме того, в августе в Мульте наблюдается больше ясных дней, чем в июне (5—6 против 1—2 дней).

Амплитуды температуры несколько ниже, чем в июне, но также высокие и в среднем составляют на всех станциях 9—11°.

Из рис. 4, где представлен суточный ход температуры, осредненный за 5 лет за летний сезон, следует, что время наступления минимума температуры воздуха смещается от июня к августу с 5 на 6—7 ч. Минимум сдвинут в связи с более поздним восходом солнца. Время наступления максимума температуры на всех станциях не меняется и наступает в 16 ч. Отсюда можно заключить, что на время наступления максимума не оказывает заметного влияния ни высота пункта, ни закрытость горизонта, ни характер подстилающей поверхности.

На суточный ход температуры воздуха большое влияние оказывает облачность. Для примера рассмотрим суточный ход температуры на станции Мульты-1 при пасмурной погоде (во все сроки наблюдения облачность была 10/10 баллов) и при ясной (почти во все сроки наблюдения облачность была 0/0 баллов) (рис. 5). Из рисунка следует, что в пасмурную погоду ход температуры в течение суток сглаженный, при ясной погоде в утренние часы (9—10 ч) после восхода солнца наблюдается резкое увеличение температуры воздуха, кривая почти «перпендикулярна». В ясную погоду минимальная температура отмечается перед самым восходом солнца в 7 ч, в пасмур-

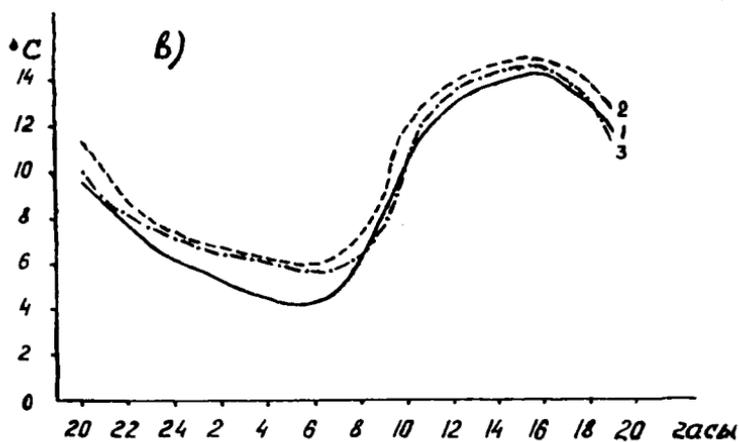
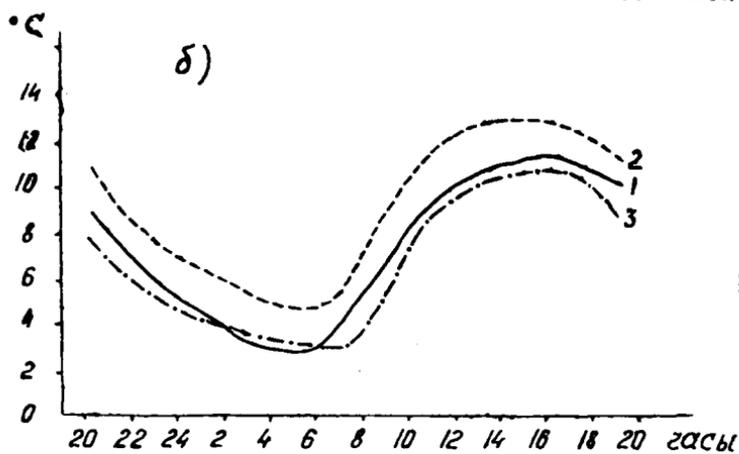
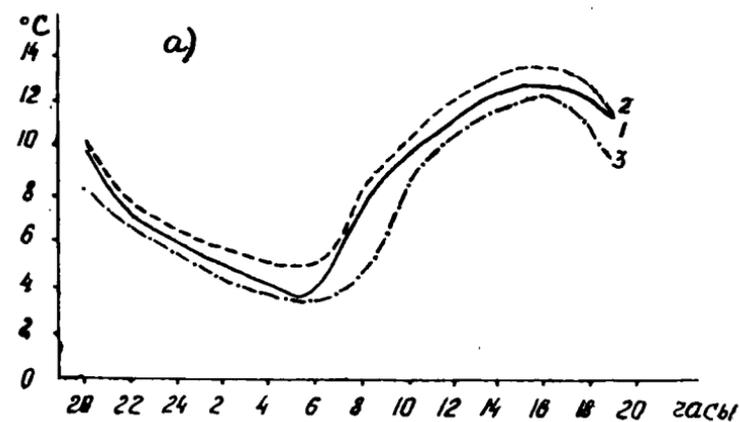


Рис. 4. Средний за 1969—1973 гг. суточный ход температуры воздуха на станциях Н. Актру (1), Мульты-1 (2) и Аккем (3) за июнь (а), июль (б) и август (в)

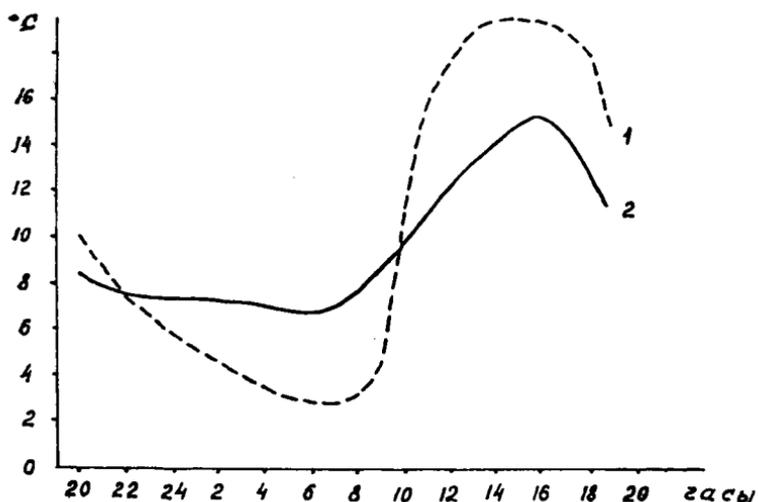


Рис. 5. Суточный ход температуры воздуха при различных типах погоды

ную погоду в 5—6 ч. Максимальная температура как в ясную, так и в пасмурную погоду наблюдается в 16 ч.

Амплитуда суточного хода при ясной погоде резко увеличивается. На станции Мульты-I она увеличивается до 17°. При пасмурной погоде амплитуда температуры уменьшается до 8° (рис. 5).

Таким образом, сравнительный анализ суточного хода температуры воздуха для трех станций дает возможность сделать следующие выводы:

1. Синхронность в суточном ходе температур дает возможность еще раз подтвердить вывод о хорошей репрезентативности бассейна Актру по термическим условиям.

2. Общая форма долин обуславливает большие суточные амплитуды по причинам: а) позднего восхода солнца; б) застоя воздуха.

3. Большие суточные амплитуды температуры воздуха (до 9—11° и выше) свидетельствуют о реальности существования особенности климата, формирующегося в относительно крутых поперечных долинах (Актру, Аккем, Мульты).

4. Увеличение континентальности климата с запада на восток, замечаемое по различным характеристикам климата, в суточном ходе температуры не получает четкого отражения.

ЛИТЕРАТУРА

Лупина Н. Х. Суточный ход температуры воздуха в характерных точках репрезентативного горноледникового бассейна Актру.— Материалы

научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая», вып. 1. Изд-во Томск. ун-та, 1973, с. 93—102.

Мищенко З. А. Суточный ход температуры воздуха и его агро-климатическое значение. Л., Гидрометиздат, 1962.

Педь Д. А., Туркетти З. Л. Распределение суточных амплитуд температуры воздуха на территории СССР. Л., Гидрометиздат., 1962.

Романова Л. В. Сравнительный анализ метеорологических элементов за лето 1973 г. в двух горноледниковых бассейнах Алтая—Актру и Мульта.— Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая», вып. 2. Изд-во Томск. ун-та, 1973, с. 201—212.

Романова Л. В. Термический режим типичных горноледниковых бассейнов Алтая (за летний сезон).— В сб.: Гляциология Алтая, вып. 13. Томск, 1978.

Тронова Л. Б. Особенности суточного хода температуры воздуха в летнее время в бассейне Актру.— В сб.: Гляциология Алтая, вып. 3. Томск, 1964, с. 161—169.

Тронов М. В. Репрезентативный горноледниковый бассейн Актру на Алтае.— В сб.: Материалы гляциологических исследований, вып. 14. М., 1968.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА СКАЛЬНОГО СКЛОНА В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ

Г. М. ШМЫГЛЕВА

Горные климаты характеризуются большой сложностью и пестротой. Имеющиеся данные о распределении метеорологических элементов на территории Горного Алтая отражают в основном метеорологический режим долин. Склоны, особенно скальные, остаются мало изученными.

Изучением метеорологического режима склонов Алтая и других горных стран занимались Н. Х. Лупина (1974), Б. А. Айзенштат (1967), Н. Н. Жёлтая (1964) и другие. Однако исследования авторов относятся большей частью к травянистым склонам.

Летом 1974 г. в горноледниковом бассейне Актру был организован новый пункт наблюдений на правом скальном склоне долины на высоте 2400 м над уровнем моря. Склон имеет западно-северо-западную экспозицию и крутизну около 50°.

В статье использованы данные наблюдений на уровне 2 м в метеорологической будке на этом склоне за июль—август 1974 и 1975 гг., а также для сравнения данные наблюдений в долине Актру (станция Нижняя Актру, 2150 м), на левом травянистом склоне на границе леса на уровне 2300* и 2600 м.

Левый склон имеет востоко-юго-восточную экспозицию и крутизну около 30°. Левый и правый склоны, непосредственно образующие борта долины, возвышаются над дном на 900—1000 м.

Термический режим склонов отличается большой сложностью и многообразием. Он находится под влиянием не только изменения высоты и экспозиции склонов, но и под воздействием термического режима подножий, свободной атмосферы и расположенных выше вершин (Алисов, Полтараус, 1974).

В табл. 1 за одновременный период представлены результаты наблюдений в указанных выше пунктах в горноледниковом бассейне Актру.

* До 1974 г. будка располагалась на уровне 2280 м.

Средняя суточная, максимальная и минимальная температуры воздуха в характерных точках бассейна Актру

Пункт	Н. м	Сред. сут.	Макс.	Мин.	Сред. сут.	Макс.	Мин.
VII 1974 г. (без 5 и 13 числа) 8 — 27/VIII 1974 г.							
Нижняя Актру	2150	11,4	18,3	4,9	9,1	16,8	3,7
Правый склон	2400	12,0	16,6	8,9	9,2	13,7	6,7
Левый склон	2600	—	—	—	7,6	11,8	5,0
5 — 31/VII 1975 г. 1 — 20/VIII 1975 г.							
Нижняя Актру	2150	10,8	17,2	4,9	8,2	15,3	2,9
Правый склон	2400	10,4	14,4	7,5	8,0	12,4	5,6
Левый склон	2300	11,0	15,3	7,5	8,6	13,2	5,2

Особенности термического режима в различных точках бассейна Актру хорошо характеризуют кривые суточного хода температуры воздуха (Лупина, 1973).

На скальном склоне суточный ход температуры воздуха более сглажен, чем в долине и на левом склоне на границе леса (рис. 1—2). По сравнению с долиной минимальные температуры воздуха на скальном склоне выше на 3—4°, а максимальные температуры ниже на 2—3°. Утром после восхода солнца температура воздуха в долине начинает резко повышаться, в то время как правый склон еще час остается в тени. Температура воздуха на скальном склоне от часа к часу изменяется менее резко, чем в долине. Разности температуры от часа к часу после восхода солнца в долине могут достигать 3° (рис. 1, а, б), а на скальном склоне эти разности составляют около 1°.

Вследствие большой закрытости горизонта поступление радиационного тепла на дно долины прекращается рано (17—18 ч. в июле и августе). Однако резкого понижения температуры воздуха перед заходом солнца, характерного для широких долин, не наблюдается.

На правом склоне западо-северо-западной экспозиции утром солнце появляется позднее, чем на левом склоне восточно-восточной экспозиции, примерно на 3 ч. Естественно, что наибольшие разности температур склонов должны относиться к тем периодам суток, когда один из склонов находится в тени (перед восходом или вскоре после захода солнца), а противоположный освещается лучами солнца. Однако, как следует из графиков суточного хода температуры воздуха и графиков суточного хода разности температур воздуха над склонами (рис. 2, 3), наибольшее различие (до 2°) наблюдается не

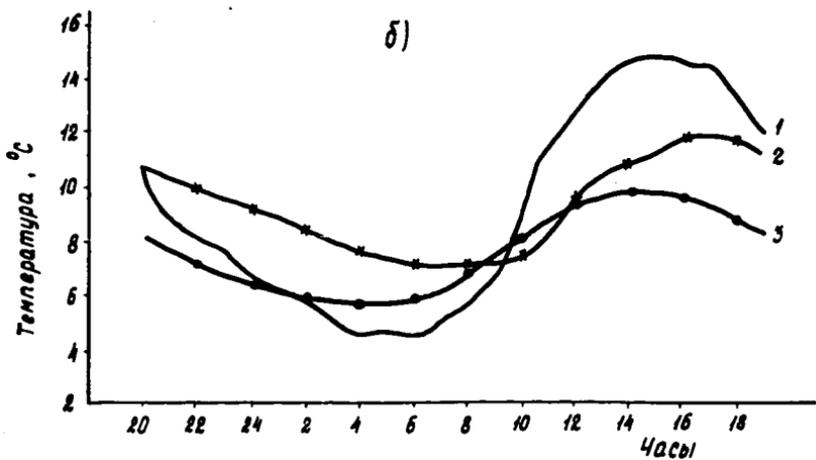
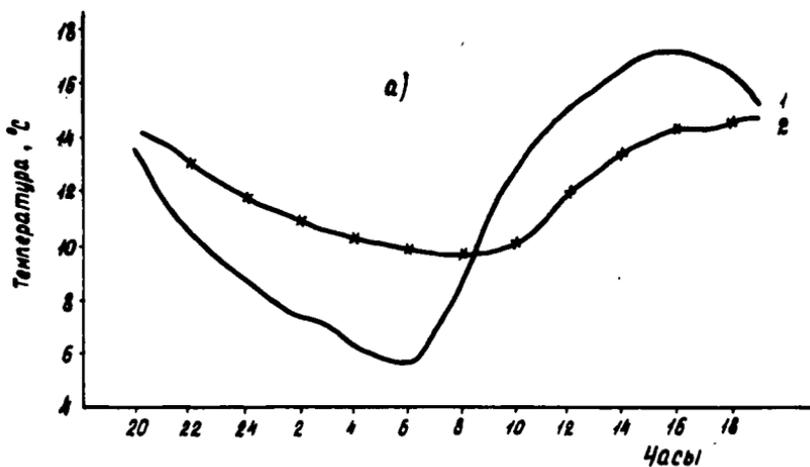


Рис. 1. Суточный ход температуры воздуха в характерных точках бассейна Актру летом 1974 года (а — июль; б — 8—27 августа): 1 — станция Нижняя Актру (2150 м); 2 — правый склон (2400 м); 3 — левый склон (2600 м)

только в утренние часы (перед восходом солнца на правом склоне), но и в последующие дневные часы до 13—14 ч. К 17—18 ч. различие постепенно исчезает. При этом более высокие температуры воздуха наблюдаются над левым склоном на уровне границы леса.

Как известно, температура воздуха с высотой обычно понижается, однако закономерности этого понижения могут быть различны и зависят от высоты места, экспозиции склонов по от-

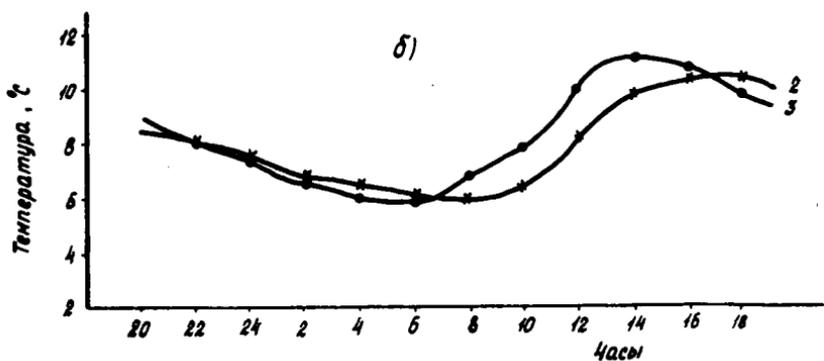
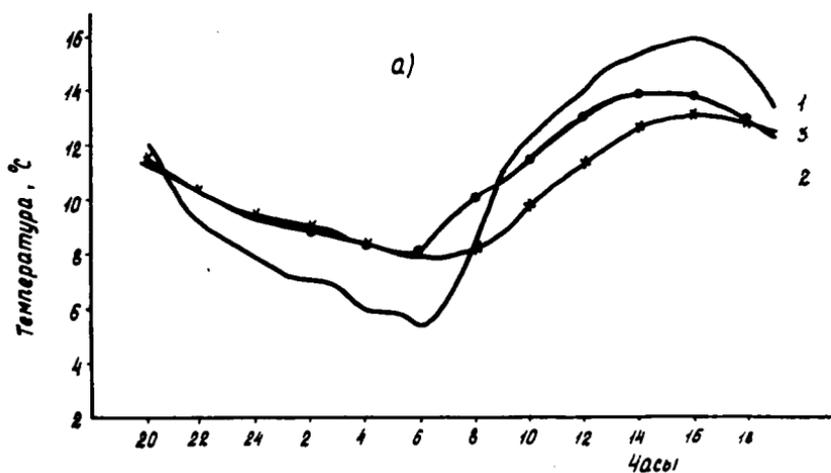


Рис. 2. Суточный ход температуры воздуха в характерных точках бассейна Актру летом 1975 года: (а — 5—31 июля; б — 1—20 августа): 1 — станция Нижняя Актру (2150 м); 2 — правый склон (2400 м); 3 — левый склон (граница леса, 2300 м)

ношению к солнечным лучам и воздушным течениям, от формы рельефа и времени года (Алисов, Полтараус, 1974). Поэтому объяснить большие разности температур воздуха над склонами в дневные часы можно прежде всего различием в абсолютных высотах пунктов наблюдений, а также тем, что данный период суток характеризуется ослабленной инсоляцией правого склона, поэтому температуры на левом травянистом склоне более высокие, чем на правом скальном склоне.

Благодаря последней причине на левом склоне на уровне 2600 м с 9 до 12 ч. теплее, чем на правом склоне на уровне

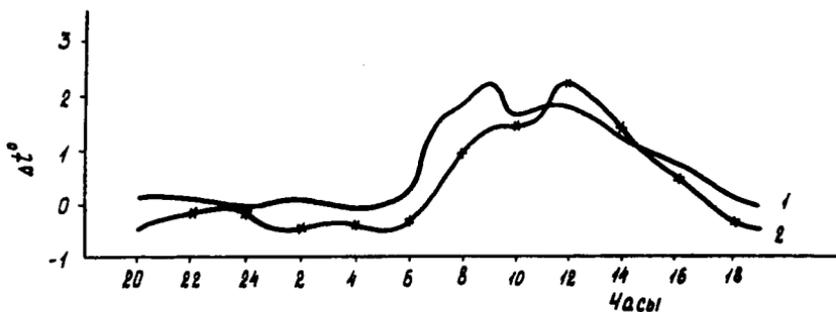


Рис. 3. Суточный ход разности температур воздуха на правом (2400 м) и левом (2300 м) склонах долины Актру летом 1975 года: 1 — 5—31 июля; 2 — 1—20 августа

2400 м (рис. 1, б). То есть период с 9 до 12 ч. является тем периодом суток, когда левый склон в соответствии с его крутизной и экспозицией получает наибольшее количество радиационного тепла.

В данном случае влияние абсолютной высоты на температуру воздуха перекрывается влиянием экспозиции и крутизны склона.

Ночью левый травянистый склон быстро охлаждается, поэтому происходит сток холодного воздуха по склону на дно долины, за счет этого возникают инверсии, особенно интенсивные в ясные ночи. Для левого склона, по исследованиям Н. Х. Лупиной (1974), инверсия на левом склоне распространяется примерно до уровня 2400 м, выше этого уровня ночная температура воздуха начинает понижаться, то есть мощность инверсии от дна долины составляет около 250 м. А как следует из табл. 1 и из графиков суточного хода температуры воздуха (рис. 2), минимальные температуры на правом и левом склонах очень мало различаются между собой: в июле — на $0,1^\circ$, в августе — $0,5^\circ$ на правом склоне теплее, чем на левом, и, следовательно, можно предположить, что для правого склона мощность инверсии больше примерно на 100 м, чем на левом склоне, то есть она равна 350 м.

Время наступления минимума температуры воздуха на правом склоне происходит на 1—2 ч позднее, чем в долине и на левом склоне (см. рис. 1—2).

Максимум температуры воздуха на правом склоне наступает на 1—2 ч позднее, чем в долине; на левом, наоборот, на 1—2 ч раньше, чем в долине, это объясняется разной экспозицией склонов (см. рис. 1, 2).

Вертикальный градиент максимальной температуры воздуха между станцией Нижняя Актру и пунктом на правом склоне на уровне 2400 м большой — больше сухадиабатического и составляет $1,3^\circ$ на 100 м (табл. 2).

Таблица 2

**Вертикальный градиент температуры воздуха (°/100 м)
по правому и левому склону бассейна Актру**

Пункты	ΔН, м	Сред. сут.	Макс.	Мин.	Сред. сут.	Макс.	Мин.
1 — 31/VII 1974 г. (без 5 и 13 числа)				8 — 27/VIII 1974 г.			
Нижняя Актру — правый склон	250	-0,20	0,72	1,60	-0,04	1,24	-1,20
Нижняя Актру — левый склон	430	—	—	—	0,35	1,16	-0,30
5 — 31/VII 1975 г.				1—20/VIII 1975 г.			
Нижняя Актру — правый склон	250	0,16	1,12	-1,08	0,08	1,16	-1,08
Нижняя Актру — левый склон	150	-0,08	0,76	-1,04	-0,27	1,40	-1,47

Градиент минимальной температуры воздуха на левом склоне между станцией Нижняя Актру и границей леса (2300 м) отрицательный и равен $-1,04^{\circ}$ на 100 м. На правом склоне (до уровня 2400 м) он также отрицательный и в среднем равен $-1,1^{\circ}$ на 100 м, то есть почти такой же, как на левом склоне.

Градиент средней суточной температуры воздуха на правом склоне колеблется от $-0,20$ до $0,16^{\circ}$ на 100 м.

На скальном склоне в 1975 г. на поверхности почвы был установлен недельный термограф. Полученные данные не отражают истинную температуру на поверхности почвы, а показывают ход температуры воздуха на уровне 5 см от поверхности скал. Степень соответствия особенностей хода температур воздуха и поверхности почвы тем больше, чем ближе к поверхности почвы находится рассматриваемый слой воздуха, поэтому суточный ход температуры воздуха на уровне 5 см будет хорошо повторять суточный ход температуры воздуха на поверхности скал. Из-за недостатка данных измерений в статье не представляется возможным сравнить значения температур на уровне 5 см в воздухе и на поверхности почвы. Однако интересен сам ход температуры воздуха в течение суток. В ясные и малооблачные дни с 20 ч вечера до 11 ч утра ход температуры почти ровный (средняя максимальная разница $1,5^{\circ}$). С 11 ч утра температура начинает резко повышаться до 16—17 ч, достигает максимума и затем еще более резко понижается, то есть суточный ход температуры как бы делится на прямой отрезок и пик. Из этого можно заключить, что скальный склон охлаждается медленно, скалы в течение ночи

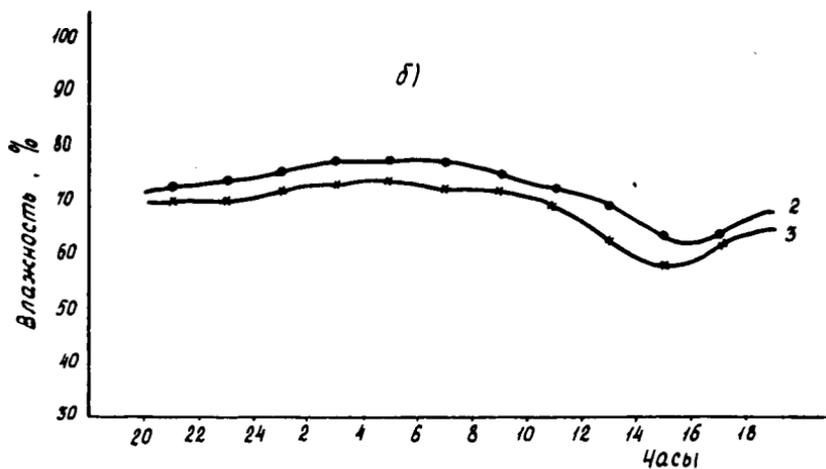
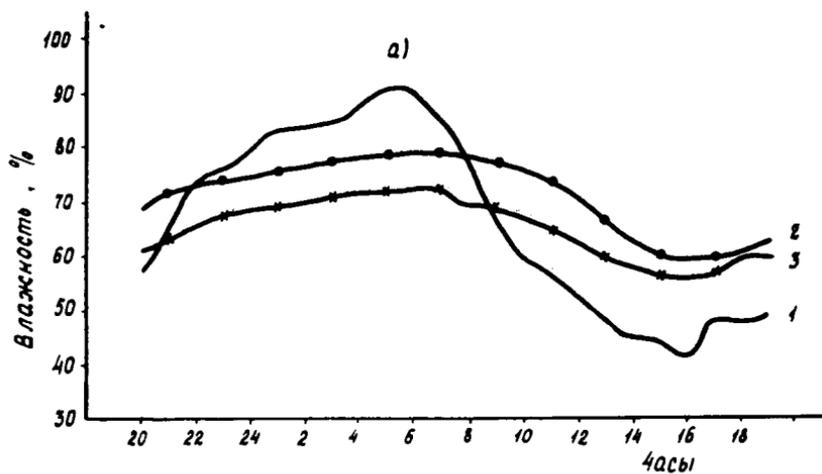


Рис. 4. Суточный ход относительной влажности воздуха в характерных точках бассейна Актру летом 1975 года: а — 18—31 июля; б — 1—20 августа): 1 — станция Нижняя Актру (2150 м); 2 — правый склон (2400 м); 3 — левый склон (2300 м)

остаются теплыми и, следовательно, ночного ветра с правого склона в долину не образуется.

Относительная влажность воздуха в горах определяется режимом температуры, притоком влаги в атмосферу, а также развитием феновых и других явлений. Кроме того, относительная влажность изменяется в зависимости от экспозиции склонов по отношению к воздушным течениям и сторонам горизонта, а также колеблется в связи с формами рельефа и другими местными условиями (Алисов, Полтараус, 1974).

На рис. 4 изображены графики суточного хода относительной влажности воздуха на правом и левом склонах и в долине. Суточный ход относительной влажности здесь характеризуется пониженными дневными и более высокими ночными значениями влажности воздуха. И, следовательно, фактором, определяющим в данных условиях характер суточного хода относительной влажности, является ход температуры воздуха.

На правом скальном склоне относительная влажность воздуха ночью ниже на 10%, а днем выше на 15—17%, чем в долине. Также на левом травянистом склоне (на уровне 2300 м) ночью влажность ниже на 20%, а днем выше на 10—12%, чем в долине. Такой ход влажности в течение суток объясняется главным образом влиянием суточного хода температуры воздуха. Таким образом, по сравнению с долиной днем относительная влажность с высотой вдоль по склону увеличивается, а ночью уменьшается.

На скальном склоне влажность во все часы суток остается выше, чем на травянистом склоне, т. е. относительная влажность с высотой повышается, и, следовательно, влияние высоты места (а значит, и режима температуры воздуха) на относительную влажность преобладает над другими факторами.

На склонах относительная влажность, как и температура воздуха, от часа к часу изменяется менее резко, чем в защищенных долинах (Берлин, Занина, Егорова, 1963). Так, в долине разности влажности воздуха от часа к часу после восхода солнца могут достигать 10%, на правом и на левом склонах лишь 3—4% (см. рис. 4).

Выводы

1. На одном и том же уровне ночью теплее на правом скальном склоне долины Актру, чем на левом травянистом. Причина заключается в различии подстилающих поверхностей. Ночная инверсия в нижней части правого склона распространяется на 100 м выше, чем для левого склона, т. е. мощность ее от дна долины составляет примерно 350 м.

2. Минимум температуры воздуха на правом склоне наблюдается на 1—2 часа позднее, чем в долине и на левом склоне.

Максимум температуры воздуха на правом склоне наступает также на 1—2 ч позднее, чем в долине, и на 2—3 ч позднее, чем на левом склоне, объясняется это разной экспозицией склонов.

3. Градиент максимальной температуры воздуха между дном долины и скальным склоном (до уровня 2400 м) больше сухадиабатического и равен $1,2^{\circ}$ на 100 м.

Градиент минимальной температуры воздуха отрицательный и составляет $-1,1^{\circ}$ на 100 м, т. е. такой же, как градиент минимальной температуры воздуха между дном долины и левым склоном на уровне 2300 м.

Градиент средней суточной температуры воздуха колеблется от $-0,20$ до $0,16^{\circ}$ на 100 м.

4. Относительная влажность воздуха с высотой вдоль по склону увеличивается, т. е. подчиняется общему закону возрастания относительной влажности воздуха с высотой в теплое время года. По сравнению с долиной днем она выше на склонах, а ночью — ниже, объясняется это главным образом влиянием режима температуры воздуха на суточный ход относительной влажности воздуха.

5. Необходимы дальнейшие наблюдения на правом скальном склоне для оценки влияния скального склона на метеорологический режим долины, а также для уточнения значений вертикальных градиентов температуры воздуха.

ЛИТЕРАТУРА

Айзенштат Б. А. Тепловой баланс и микроклимат влажных горных долин.— «Труды САНИГМИ», 1967, вып. 35 (50).

Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. Изд-во Москов. ун-та, 1974.

Берлин И. А., Занина А. А., Егорова А. Ю. О некоторых особенностях суточного хода температуры и относительной влажности воздуха на территории СССР.— «Труды ГГО», вып. 112, 1963, с. 176—196.

Желтая Н. Н. О влиянии особенностей местоположения на термический режим воздуха и верхнего слоя почвы.— «Труды НИИАК», 1964, вып. 26.

Лупина Н. Х. Суточный ход температуры воздуха горноледникового бассейна Актру.— В сб.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая», посвященной 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова. Томск, 1973, с. 93—102.

Лупина Н. Х., Лупин М. В. Термический режим склона типичного горноледникового бассейна Алтая.— В сб.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая», посвященной 80-летию старейшего гляциолога М. В. Тронова, вып. 2. Томск, 1974, с. 142—150.

МАЛЫЕ ВОДОТОКИ ГОРНОЛЕДНИКОВОГО БАССЕЙНА АКТРУ КАК ИНДИКАТОРЫ ФИРНОВОГО СТОКА

В. В. ВАСИЛЬЕВ

Непосредственное измерение фирнового стока в горноледниковых бассейнах представляет значительные трудности в практическом аспекте. Для того чтобы облегчить выделение фирновой составляющей талых ледниковых вод, необходимо обратить внимание на малые водотоки, имеющие области питания в фирновой зоне. Такими водотоками в бассейне Актру являются ключ Водопадный и ручей с ледника Учитель (рис. 1). Наблюдения показывают, что когда активизируются процессы таяния на высотах, то эти водотоки резко увеличивают свой сток. Установлено, что они вполне адекватно отражают процессы абляции на высотах. Хорошим подтверждением этого может служить также тот факт, что когда вследствие прогрева воздуха на высотах снежные склоны гор при-

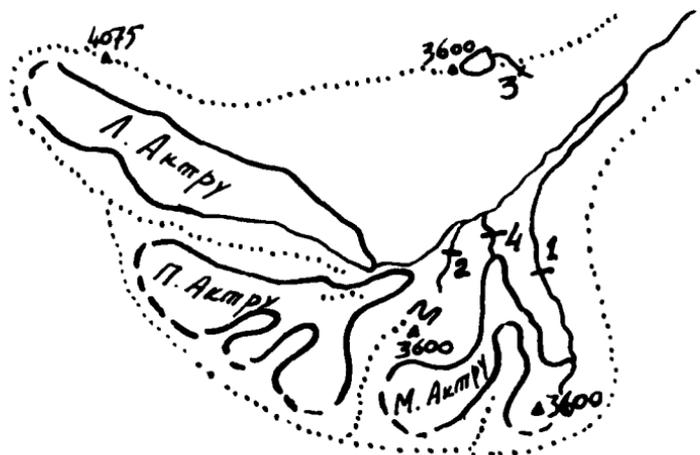


Рис. 1. Схема расположения малых водотоков в бассейне Актру: 1 — гидроствор ключа Водопадного; 2 — гидроствор ключа Хрустального; 3 — гидроствор ручья Учитель; 4 — гидроствор Малого Актру

обретают красноватый цвет из-за размножения на них в это время снежной водоросли *spherella nivalis*, то эти водотоки начинают функционировать более деятельно.

Таким образом, можно говорить о том, что ключ Водопадный и ручей Учитель являются индикаторами фирнового стока. Проведем расчет фирнового стока для ледника Малый Актру на 14 августа 1975 года, используя информацию о стоке ключа Водопадного. Объем стока с ледника в этот день составил $0,253 \cdot 10^6 \text{ м}^3$, а объем стока ключа Водопадного — $0,0146 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Соотношение площадей ледника Купол и фирновой зоны Малого Актру для этого года:

$$0,85 \text{ км}^2 : 0,45 \text{ км}^2 = 1,888.$$

Тогда, зная объем стока ключа Водопадного в этот день, можно вычислить долю фирнового стока в общем суточном объеме стока ледника

$$0,0146 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot 1,888 = 0,0275 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Это составляет 10,87% общего суточного стока ледника (табл. 1).

Таблица 1

Сравнительные данные по фирновому стоку за различные даты

Дата	$Q_{\text{ма}}$ м ³ /с	$Q_{\text{в}}$ м ³ /с	$W_{\text{в}}$ млн. м ³	$W_{\text{ма}}$ млн. м ³	$W_{\text{фс}}$ млн. м ³	% от общ.
7/VIII 1975	0,40	0,039	0,0033	0,034	0,0062	18,24
10/VIII 1975	0,59	0,048	0,0041	0,0509	0,0077	15,13
14/VIII 1975	2,93	0,170	0,0146	0,253	0,0275	10,87

Примечание. $Q_{\text{ма}}$ — среднесуточный расход по Малому Актру; $Q_{\text{в}}$ — среднесуточный расход ключа Водопадного; $W_{\text{в}}$ — суточный объем стока ключа Водопадного; $W_{\text{ма}}$ — суточный объем стока Малого Актру; $W_{\text{фс}}$ — доля фирнового стока в абсолютных единицах (млн./м³); % — доля фирнового стока.

Можно проделать ту же операцию для расчета стока с фирновых областей за декаду (возьмем для примера 1-ю декаду августа). Объем стока ключа Водопадного за этот период равен $0,038 \cdot 10^6 \text{ м}^3$. Умножив эту величину на соотношение площадей 1,888, получим долю фирнового стока за декаду для Малого Актру:

$$0,038 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot 1,888 = 0,0717 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

Эта величина в процентном отношении ко всему объему стока за декаду составляет 12,28%.

Данную схему расчета вполне можно применить для всего сезона, но за недостатком данных мы пока не можем этого сделать.

Использование ключа Водопадного и аналогичных водотоков (если речь идет о других горноледниковых бассейнах) может быть эффективным с точки зрения оценки фирнового стока, а также качественной и количественной оценки процессов абляции на больших высотах.

Таким образом, можно рассчитать долю фирнового стока и с ледников Правый и Левый Актру. Прделаем это для первой декады августа:

$$2,86 \text{ км}^2 : 0,45 \text{ км}^2 = 6,355.$$

Доля фирнового стока в абсолютных величинах (млн. м³):

$$0,038 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot 6,355 = 0,241 \cdot 10^6 \text{ м}^3.$$

В процентах это будет соответственно равно 16,42. А 14 августа доля фирнового стока оказалась равной 21,57%.

Нужно сказать, что ключ Водопадный весьма чувствителен к изменениям температуры на высотах. Проанализировав колебания температуры воздуха на вершине Купол, мы обнаружили связь этих колебаний с изменениями водного режима ключа Водопадного. Колебания величины расхода воды в течение суток могут быть весьма значительными. Так, например, 14 августа 1975 года в 8.00 расход был равен 160 л/с, а в 20.00 достиг 470 л/с (при температуре воздуха на Куполе соответственно $-0,2^\circ$ и $+4,3^\circ$). А максимальный расход, зарегистрированный на данном водотоке, составил 1000 л/с (7 июля 1974 года).

Для более точных расчетов фирнового стока необходимо расширить гидрологические наблюдения на ключе Водопадном. Нужен более детальный учет стока: установка самописца уровня, учащенное измерение расходов воды. Надо сказать, что гидрологический режим данного водотока не всегда адекватно отражает температуру на высотах, скорее он следует за ходом абляционных процессов в фирновой зоне. Например, 15 августа в 7.30 расход воды был 200 л/с, а в 19.30 — 400 л/с, в то время, как температура на вершине Купол в это время соответственно была $-1,2^\circ$ и $0,5^\circ$. Как мы видим, небольшому изменению температуры $1,7^\circ$ соответствует относительно большое изменение расхода воды 200 л/с.

Обращает на себя внимание еще один малый водоток бассейна — ручей Учитель на одноименном плато (высота 3050 м). Гидрологическая активность ледника Учитель представляет интерес с точки зрения формирования стока на больших высотах. Информация о процессах абляции и конжеляции существенно расширит наши представления о таянии в фирновых зонах. Известно, что сток с верхних областей ледников добегают к замыкающему створу значительно позже, чем вода с языков (Голубев, 1973). При этом пики гидрографа стока горноледниковой реки формируются главным образом за счет

языка, а базисная часть — талыми водами фирна и водами, аккумулярованными моренами.

Неледниковая же часть бассейна дает преимущественно подземный сток, также формирующий базисную часть гидрографа. Дождевые пики легко выделяются на гидрографе. Анализ гидрографа стока М. Актру за 1975 год позволяет сделать выводы о том, что в бассейне Актру в этом летнем сезоне сток формировался в основном за счет абляции языков ледников. Расчет объема фирнового стока также говорит о том, что процессы таяния на высотах в этом сезоне были невелики (см. табл. 1), выделяются лишь отдельные пики, которые образованы в основном фирновыми водами. В дни таких «фирновых» паводков были резко увеличены расходы ключей Водопадного и Учитель. А в остальные дни они были крайне малы. Например, 14 августа доля фирнового стока ледника Малый Актру составила 10,87%, а 7 августа, когда среднесуточный расход ключа Водопадного был 0,039 м³/с, доля фирнового стока оказалась равной 18,24% (табл. 1). Мы видим, что в дни, когда расходы воды на Малом Актру малы, то доля фирнового стока возрастает. Это хорошо иллюстрирует мысль Г. Н. Голубева (1973) о том, что базисная, основная часть гидрографа стока сформирована в основном фирновыми и грунтовыми водами. На этом примере мы можем также убедиться и в регулирующей функции фирновых областей.

Если проанализировать гидрологическую информацию по ключу Учитель, то можно сделать некоторые выводы: 1) фирновый сток летом 1975 г. был крайне мал; 2) процессы абляции на высотах протекали вяло. Действительно, с 7 по 21 августа на Учителе проводились детальные гидрологические наблюдения, но нам не удалось зарегистрировать сколько-нибудь значительный расход воды. Лишь 18 августа в 16.00 расход с ледника Учитель составил 83 л/с. В этот же день на Малом Актру прошел небольшой паводок (1,27 м³/с), который отчетливо прослеживается на гидрографе стока.

Влияние осадков на сток малых водотоков

Твердые осадки довольно резко уменьшают расходы воды в малых водотоках с высоко расположенными водосборами. Так, например, на Учителе в дни снегопадов сток становился особенно низким (до 9 л/с 7 августа 1975 г.). Процесс таяния в это время приостанавливаются. Впоследствии сток опять постепенно повышается по мере стаивания слоя снега.

Что касается жидких осадков, то в этой высотной зоне они выпадают крайне редко. При этом увеличение стока малых водотоков происходит в основном за счет стекания осадков с неледниковой части водосбора. Такая ситуация возникла

18 августа, в теплый, дождливый день, когда расход воды ключа Учитель увеличился до 83 л/с. В таких случаях ледниковая часть водосбора реагирует на дождь более сложным образом: происходит впитывание воды фирном с последующим замедленным стеканием.

Как упоминалось выше, фирновый сток является мощным фактором регулирования стока. Это своего рода емкость, и если она не заполнена, то и водоотдача ледника низка. Г. Н. Голубев (1973) считает возможным разделить сток с ледника на «быстрый», сформированный талой водой языков, и «медленный», сформированный талыми водами фирновых областей. Очевидно, что в зависимости от метеобстановки эти виды стока могут накладываться друг на друга самым различным образом, создавая пики различной конфигурации. Форма пиков будет зависеть от величины времени добегания с языка и с фирновых зон.

Эти соображения еще раз говорят о том, что необходимо ставить детальные наблюдения за фирновым стоком. В частности, нужно ставить измерения аккумулярованной в фирновых областях ледников воды. Это позволит рассчитать время добегания талых вод с языков и с фирновых областей.

Выводы

1. В питании горноледниковых рек типа Актру главную роль играет ледниковое питание, причем оно делится на «быстрое» — с ледниковых языков и «медленное» — с фирновых полей. Их суперпозиция предполагает весьма разнообразные случаи суточных пиков расходов.

2. Информация, получаемая с малых водотоков бассейна, позволяет проводить расчеты фирнового стока и проясняет механизм его действия.

3. В годы, когда развитие атмосферных процессов предполагает слабое прогревание воздуха на высотах, речной сток формируется в основном за счет абляции языков ледников.

4. Следует обратить внимание на изучение гидрологического режима малых водотоков как индикаторов процессов таяния на высотах, а также как индикаторов величины грунтового стока.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев В. В. К вопросу о формировании стока р. Актру.— В сб.: Материалы научной конференции «Проблемы гляциологии Алтая», вып. 2, Томск, 1974.

Голубев Г. Н. Анализ стока и расчет гидрографа для горноледникового бассейна.— В сб.: Гляциогидроклиматология горных стран, вып. 24. М., 1973.

НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

Н. С. ПОДОБЕДОВ

Топографические карты имеют многоцелевое назначение и широко используются при решении различных инженерных задач, а также при проведении исследований, связанных с изучением природных ресурсов. Однако во многих случаях информационные возможности этих карт используются далеко не полностью, и они служат только основой для различных производных карт или с их помощью определяют те или иные морфометрические показатели объектов земной поверхности. Между тем при надлежащем географическом анализе содержания топографических карт представляется возможным получать ценную информацию о генезисе форм рельефа и прогнозировать динамику их развития, получать новые сведения в отношении закономерностей развития элементов ландшафта и др.

В данной статье сделана попытка показать некоторые возможности получения по топографическим картам географической информации на примере территории Восточного Саяна, где особенности четвертичных оледенений изучены еще недостаточно. Последние и были основным предметом исследований.

Для решения поставленной задачи был проведен анализ картографического изображения, в результате которого удалось выявить особенности изображения горизонталями и условными знаками троговых долин, каров и форм рельефа ледниковой аккумуляции (моренных холмов и гряд, друмлинов, озов и др.). Вместе с тем картографическое изображение позволило составить представление о степени сохранности каждой из рассматриваемых форм ледникового рельефа и тем самым определить в общих чертах их относительный возраст.

В пределах территории Восточного Саяна весьма отчетливо выделяются три мощных очага последнего оледенения, которые питали наиболее длинные долинные ледники. Самый се-

верный очаг располагался в пределах горного узла, образованного хребтами Большого Саяна и Окинским, в районе истоков р. Ии. Отсюда ледники спускались к северо-востоку по долинам рр. Ии, Хойта-Оки и их притоков. Нижние концы троговых долин здесь отмечаются на высотах 1050—1200 м. На запад, в сторону Тоджинской котловины, мощный ледник спускался по долине р. Дотот и достигал оз. Устю-Дээрли-Хол, которое располагается в северо-восточном углу Тоджинской котловины.

К югу от отмеченного выше очага оледенения можно выделить следующий мощный очаг, располагавшийся в пределах горного узла пик Топографов, где имеются современные ледники карового типа. Этот узел представляет собой выделяющийся участок высокой ступени плоскогорья, где радиально сходятся верховья значительных рек Восточного Саяна: Кок-хема, Изигсуга, Чойган-хема, Сенцы и Тиссы. Троговые долины восточного склона горного узла, в пределах которого располагаются долины рр. Сенцы и Тиссы, заканчиваются на высотах 1400—1500 м, а долины западного склона вообще едва ли могут быть названы троговыми.

В восточной части Тоджинской котловины долинные ледники, спускавшиеся от указанных выше очагов оледенения, по-видимому, сливались вместе, образуя огромный ледник предгорного типа, занимавший пространство от левых притоков р. Соруг на юге до притоков нижнего течения р. Дотот на севере. Образование этого ледника, оставившего здесь многочисленные аккумулятивные формы рельефа, по-видимому, можно объяснить значительным количеством осадков, выпадавших на склонах гор, обращенных в сторону более влажных ветров. Таким образом, наивысшая ступень Саянского нагорья, представленная в данном районе хребтом Большого Саяна и отделяющая внутреннее плоскогорье Восточного Саяна от низменных участков Тувы, являлась, очевидно, орографическим барьером для западных и юго-западных ветров, которые оставляли большую часть переносимой ими влаги на западных склонах этой горной системы.

Третьим мощным очагом оледенения Восточного Саяна, по нашим исследованиям, является хребет Китайские Гольцы, который характеризуется значительными абсолютными высотами гребневой линии и типичными альпийскими формами рельефа.

Троговые долины северного склона хребта заканчиваются на высотах порядка 950—1100 м, а долины южного, более короткого склона, представляют собой трюги вплоть до продольной долины р. Китай, по которой ледники спускались до высот около 1000 м.

Кроме отмеченных выше значительных очагов четвертичного оледенения в пределах Восточного Саяна можно указать еще ряд менее значительных центров оледенения.

На севере территории Восточного Саяна в пределах хребтов Шитского и Дуранжинского развиты кары и короткие троговые долины, заканчивающиеся на высотах порядка 1100—1200 м. Все они заняты притоками р. Кирей, ориентированы в северо-восточном направлении в сторону Канско-Черемховской депрессии.

Южнее долины Оки кары и трог развиты на северо-восточных склонах хребта Шэлэ, причем троговые долины нигде ниже отметок 1400—1500 м не встречаются. На противоположных склонах всех трех отмеченных выше хребтов троговые долины почти не встречаются. Поэтому можно предполагать, что указанные хребты, расположенные вдоль окраинной ступени плоскогорья, являлись северо-восточной границей оледенения Восточного Саяна. Развитие каров и троговых долин здесь приурочено к склонам, обращенным в сторону Канско-Черемховской депрессии. Длина троговых участков речных долин не превышает 10—12 км. Сопоставляя между собой отмеченные выше особенности оледенения данного участка, можно предположить, что осадки в эпоху оледенения приносились ветрами юго-восточных румбов, то есть со стороны Байкала.

Последним центром оледенения, по нашим данным, вероятно, являлся участок Центрального плоскогорья в его наиболее возвышенной части, расположенной на водоразделе рр. Оки и Большой Белой (хребет Сорокский). Здесь накопление ледяных масс было, по-видимому, связано с проникновением сюда воздушных масс с юга.

Приведенные выше примеры дают основание предполагать, что использование топографических карт для изучения гляциальных форм рельефа весьма целесообразно, а полученные сведения представляют интерес для исследований оледенения данного горного района Сибири.

К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ОБЪЕМА ЛАВИННЫХ СНЕЖНИКОВ

И. В. СЕВЕРСКИЙ

Одним из основных параметров лавин является их объем. Величинами объема лавин в большой мере определяются такие характеристики лавинной опасности, как энергия, дальность выброса и сила удара, т. е. характеристики, являющиеся необходимой основой инженерного проектирования противолавинной защиты. Вместе с тем непосредственное определение объема лавин является весьма трудоемкой, нередко вообще неразрешимой по ряду причин задачей, а методика расчета этого параметра пока несовершенна. Существующие рекомендации о расчете максимального и среднего объема лавин по его зависимости от площади лавиносбора (Залиханов, 1971, 1974; Пучкова, 1955) имеют ограниченное применение. К тому же эти рекомендации существенно различны не только для разных горных стран (Залиханов, 1971; Пучкова, 1975), но и для различных районов единого региона (Залиханов, 1971, 1974). Еще более сложную задачу представляет определение объема обычных (неэкстремальных) лавин. Попытки рассчитывать объем таких лавин по площади лавиносбора и величинам снегонакопления (Барбат, 1968) далеко не всегда дают удовлетворительные результаты, поскольку неизвестны плановые размеры снежного покрова, участвующего в лавинообразовании.

В практике снеговалавинных наблюдений объем лавин рассчитывается обычно по формуле

$$V = \frac{1}{6} l d h, \quad (1)$$

где l — длина лавинного снежника, м; d — его максимальная ширина, м; h — максимальная мощность (толщина) снежника, м; V — объем лавины, м³.

По соображениям безопасности и другим причинам исходные параметры (l , d , h) определяются зачастую визуально. Естественно, полученные таким путем результаты в значительной мере субъективны и малодостоверны. Но даже в тех слу-

чаях, когда исходные параметры получены путем непосредственных измерений, рассчитанные по формуле (1), объемы лавин могут существенно (иногда в несколько раз) отличаться от измеренных. Проведенное нами сопоставление рассчитанных объемов лавин с фактическими, полученными путем детальных обмеров показало, что формула (1) дает удовлетворительные результаты в тех случаях, когда форма лавинных снежников близка к конусу. Но формирование таких снежников возможно лишь в неестественных условиях, когда лавина достигает широкого дна долины. Для Заилийского Алатау, как и для других горных районов с глубокорасчлененным рельефом, такие условия не характерны. Как правило, сносимый лавинами снег аккумулируется здесь на дне глубоких эрозионных врезов, боковых логов и долин в виде узких (обычно до 30 м, реже до 50 м и более) снежников, протяженность которых превышает иногда 2,5—3,0 км. Применение формулы (1) для расчета объема таких лавин приводит к грубым просчетам. Соответственно искажаются результаты всех последующих расчетов характеристик лавин, в той или иной мере связанных с величиной их объема.

Чтобы избежать грубых просчетов в оценке объема лавинных снежников, аккумулированных на дне долин и логов, нами был использован следующий метод натурных измерений, предложенный И. С. Соседовым. После схода лавин маркировались максимальные размеры снежника (по его краям) в нескольких поперечных профилях с измерениями ширины снежника и расстояний между профилями. По результатам нивелировки (либо ватерпасовки), проводимой после стаивания снежника, определялась площадь всех замаркированных поперечных профилей. Объем снега между соседними профилями вычислялся по формуле объема той или иной геометрической фигуры (усеченной пирамиды, усеченного конуса и др.) в зависимости от формы тела снежника; суммарный объем снежника вычислялся как сумма объемов между профилями. Этот метод более трудоемок в сравнении с измерением параметров, необходимых для расчета объема лавин по формуле (1), однако он позволяет получить значительно более достоверные результаты и избавляет от необходимости выполнения трудоемких измерений мощности снежника шурфованием и зондированием, которые характеризуются наибольшей погрешностью.

Очевидно, что объем лавинного снега, аккумулированного в виде длинных лент на дне долин и логов, зависит прежде всего от площади поперечного сечения снежника и его длины. В Заилийском Алатау форма поперечного профиля большинства боковых долин и логов в зоне активного формирования снежных лавин аналогична. В подавляющем большинстве случаев — это эрозионный врез или лоток с V-образным попереч-

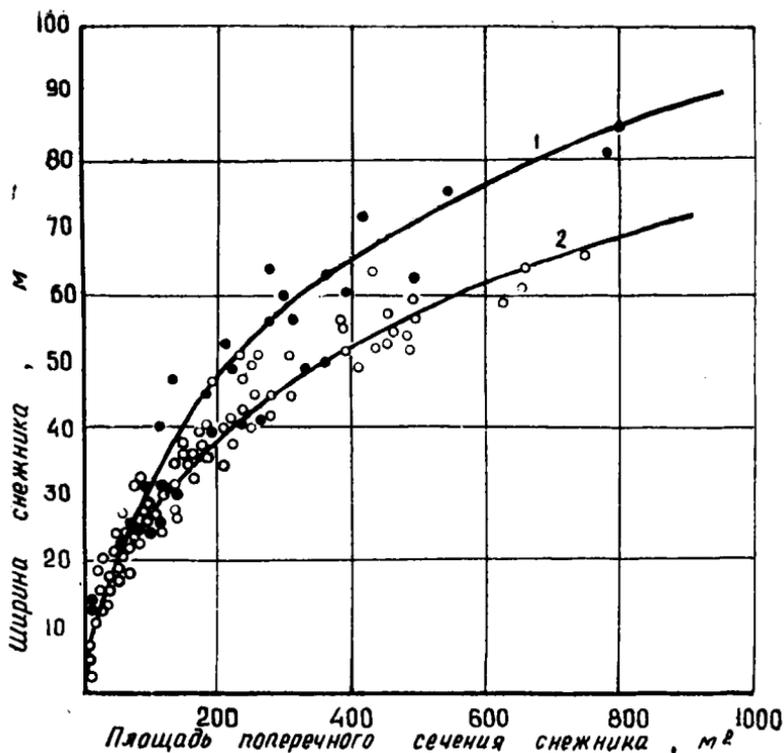


Рис. 1. Зависимость площади поперечного сечения лавинного снежника от его ширины: 1 — для долин с V-образным поперечным профилем; 2 — для долин с U-образным поперечным профилем

ным профилем, реже днища долины заполнены рыхлообломочным материалом, и форма поперечного профиля приближается к U-образной.

В любом случае площадь поперечного сечения снежника будет возрастать с увеличением его мощности и ширины в профиле.

Как видно из рис. 1, построенного по данным непосредственных наблюдений в типичных бассейнах, связь измеренных величин площади поперечного сечения снежника с его шириной достаточно четкая. При этом обнаруживаются некоторые различия в зависимости от форм поперечного профиля. При обычной ширине снежников (до 30—40 м) эти различия невелики, но с дальнейшим увеличением размеров снежника они быстро нарастают. Следует, однако, заметить, что в Заилийском Алатау, как, по-видимому, и в других горных районах с глубокорасчлененным рельефом, в подавляющем большинстве случаев форма поперечного профиля боковых долин и

логов, где обычно аккумулируется сносимый лавинами снег, близка к V-образной.

В общем случае объем снежника можно представить как произведение его длины на осредненную величину площади поперечного сечения. Поскольку площадь поперечного сечения снежника в значительной мере определяется его шириной (см. рис. 1), следует полагать, что существует зависимость объема лавин снежников от площади их поверхности. Такая зависимость приведена на рис. 2. Она построена по результатам детальных натуральных измерений лавинных снежников в бассейне рр. Большая и Малая Алматинка в 1961—1973 гг.

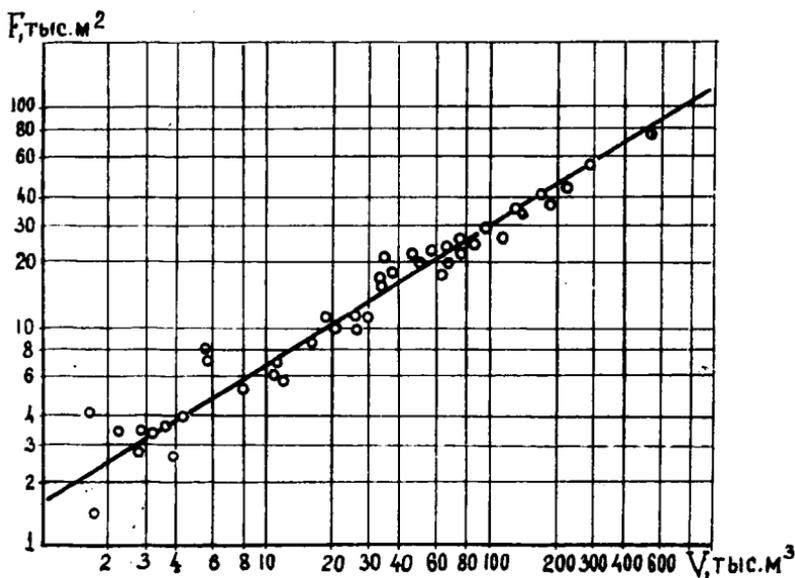


Рис. 2. Зависимость объема лавинных снежников от площади их поверхности

Уравнение этой зависимости (рис. 2) имеет вид

$$\lg V = 1,6 \lg F - 0,322, \quad (2)$$

где V — объем снега в лавинном снежнике, тыс. м³; F — площадь поверхности снежника, тыс. м².

Высокий индекс корреляции, приведенной на рис. 2 зависимости ($r=0,97$), и сравнительно небольшая погрешность (стандартное отклонение рассчитанных по уравнению (2) величин от измеренных $\sigma = \pm 17,9\%$) позволяют рекомендовать уравнение (2) для практических расчетов объема лавин по результатам измерений плановых размеров снежника. Очевидно, что предлагаемый способ расчета существенно сокращает объем необходимых измерений.

Для малых лавинных снежников, площадь поверхности которых не превышает 1,5—2,0 тыс. м², а форма близка к конусу, характерны иные соотношения, как это видно из рис. 3, построенного по данным наблюдений Сектора географии АН КазССР и снеголавинной станции УГМС КазССР в бассейнах рр. Большая и Малая Алматинка. Зависимость объема таких снежников от площади их поверхности выражается уравнением

$$\lg V = 1,21 \lg F - 0,045. \quad (3)$$

Индекс корреляции этой зависимости высок ($r=0,98$), а погрешность расчета объема лавин по уравнению (3) не превышает 20%. Сравнение результатов расчета по формулам (1) и (3) свидетельствует, что последняя позволяет рассчитать объем лавин с не меньшей точностью: стандартные отклонения величин, рассчитанных по формулам (1) и (3), равны соответственно $\pm 0,058$ (22%) и $\pm 0,053$ (20%).

При этом расчет по уравнению (3) избавляет от необходимости выполнения наиболее трудоемких и вместе с тем наименее достоверных определений мощности снежника.

Найденные соотношения (2) и (3) были использованы нами для расчета объема катастрофических лавин в ряде бассейнов по материалам весенней аэрофотосъемки 1966 г. С этой целью на стереопарах аэроснимков были оконтурены

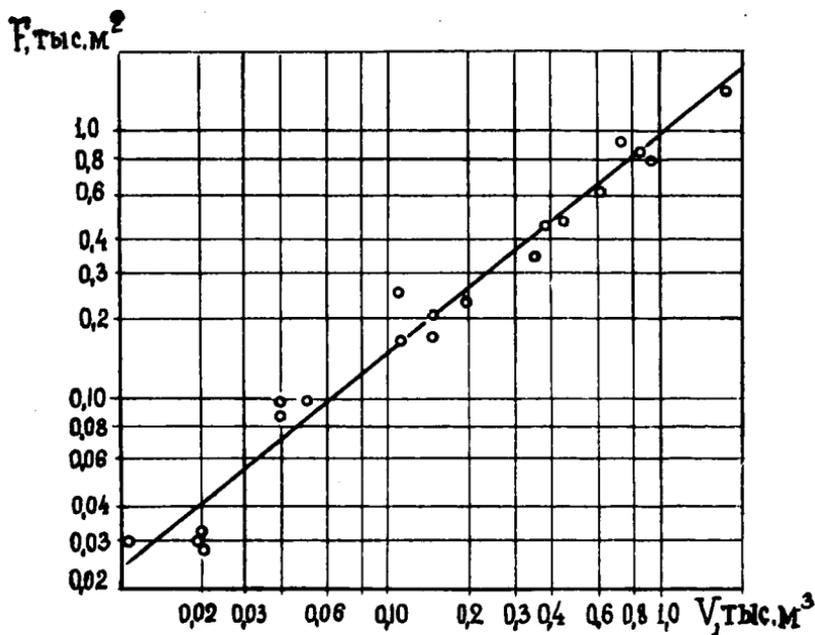


Рис. 3. Зависимость объема малых лавинных снежников от площади их поверхности

лавинные снежники и с учетом масштаба снимков в 10—10 профилях определена ширина каждого снежника и расстояния между профилями. По этим данным были рассчитаны площади поверхности снежников, послужившие основой для расчета объемов лавин по уравнению (2). Сопоставление рассчитанных объемов лавин с измеренными в соседних бассейнах показало хорошее их совпадение.

Таким образом, предлагаемый способ расчета объема лавин существенно сокращает объем натуральных измерений, повышает их надежность. Применение формул (2) и (3) позволяет использовать для расчета объема лавин материалы аэрофотосъемки и, вероятно, спутниковой информации.

ЛИТЕРАТУРА

Барбат Ю. П. Способы расчета объемов лавин свежавывавшего снега для районов Тянь-Шаня.— Сб. работ Фрунзенской Гидрометеорологической обсерватории, вып. 2. Ташкент, 1968.

Залиханов М. Ч. Снежно-лавиновый режим и перспективы освоения гор Кабардино-Балкарии. Нальчик, 1971.

Залиханов М. Ч. Снежно-лавиновый режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. Автореф. докт. дис. М., 1974.

Пучкова Н. В. К вопросу определения режима лавин.— «Учен. зап. Моск. городск. педаг. ин-та им. Потемкина В. П.», т. 39. М., 1955.

ры, достигая в бассейне р. Кенсу 10,0 км², в бассейне р. Кош-Караташ — 19,8 км², в бассейне р. Муставас — 20,4 км² (Каталог ледников СССР, 1971).

Широкое распространение ледниковых отложений как в бассейне оз. Чатыркель, так и в соседних долинах позволяет восстановить общие черты последнего оледенения в этом районе.

Наибольший интерес для палеогляциологических реконструкций представляет восточная часть бассейна. Здесь летом 1973 г. А. В. Шнитников, поднявшись в верховьях долины р. Кёкайгыр, обнаружил серию стадиальных конечных морен и установил, что р. Кёкайгыр в древние эпохи впадала в р. Кенсу и принадлежала бассейну Аксая. Позднее вследствие образования одной из стадиальных конечных морен, которая перегородила древнее русло реки, Кёкайгыр отклонился от своего прежнего направления и стал принадлежать бассейну оз. Чатыркель.

Хорошая сохранность и удивительная четкость расположения стадиальных морен привели к решению детально исследовать следы распада оледенения в этом районе.

Наши дальнейшие исследования показали, что в относительно коротких и широких долинах рр. Кёкайгыр и Кенсу располагается по 7 стадиальных конечных морен, которые лежат в долинах ниже современных ледников (рис. 1).

На запад от р. Кёкайгыр абсолютные высоты хребта понижаются, ледники исчезают, а число конечных морен в долинах постепенно уменьшается, вплоть до полного их исчезновения в самих долинах хребта.

В плане конечные морены долин Кенсу и Кёкайгыра представляют собой довольно правильные дуги, переходящие вверх по долинам в боковые морены, которые хорошо выражены на бортах в виде «террас оседания». Наиболее древние моренные валы достигают относительной высоты 40—50 м. Вверх по долинам мощность конечных морен заметно убывает.

В промежутках, заключенных между моренами, прослеживаются характерные выровненные участки, представляющие собой котловины бывших подпрудных озер. Они выполнены озерно-ледниковыми отложениями и ограничены конечно-моренными грядами.

Кроме того, характерной особенностью конечных морен в долинах Кёкайгыра и Кенсу является их преимущественно мелкоземное строение. Скопления крупных валунов встречаются здесь довольно редко. Однако, несмотря на такое строение конечных морен, можно отметить относительно хорошую их сохранность.

По-видимому, это объясняется совокупностью природных условий данной местности и, прежде всего, малым количеством годовых осадков (250—270 мм), отрицательной среднего-

довой температурой воздуха, а также наличием вечной мерзлоты и погребенных в моренах ледниковых льдов (Горбунов, 1967; Орозгожоев, 1968).

В южной части долины Кёкайгыра и Кенсу на водоразделе между Чатыркельской котловиной и долиной Аксая расположена холмистая возвышенность, сложенная ледниковыми отложениями. Она достигает относительной высоты 50—70 м и, судя по морфологии и литологическому составу, является либо остатком максимальной конечной морены единого древнего ледника бассейнов Кёкайгыра и Кенсу, либо срединной мореной, образовавшейся между ледниками хребта Атбаши и потоком льда, стекавшим из Чатыркельской котловины. Последнее возможно лишь при условии существования в котловине ледоёма во время максимального развития последнего вюрмского оледенения.

Литологический состав исследованных конечных морен в основном представлен глинисто-кремнистыми и серицито-хлоритовыми сланцами, мраморами и мраморизованными известняками различной степени выветренности. Кроме того, в моренах I и II стадии долин Кенсу и Кёкайгыра появляется значительное количество сиенитов и гранитов. При этом в долине Кара-Чукур сиениты и граниты присутствуют практически во всех конечных моренах наряду со сланцами и мраморами. Смешанный состав имеет и упомянутый выше мореноподобный холмистый вал.

Геологическое строение хребта Атбаши на участке долин Кара-Чукур, Кёкайгыр и Кенсу позволяет объяснить разницу в литологии моренных образований. Так, верховья долин Кенсу и Кёкайгыр сложены в основном силурийскими сланцами и мраморами, а в верхней части Кара-Чукур и далее на запад наблюдаются выходы докембрийских гранитов и сиенитов. Они приурочены к зоне питания древних ледников. Ледники выносили обломочный материал и откладывали его в своих моренах. Следовательно, наличие гранитов и сиенитов в моренах I и II стадий долин Кёкайгыра и Кенсу, как и само расположение этих морен, свидетельствует о том, что в те эпохи в бассейнах рр. Кара-Чукур, Кёкайгыр и Кенсу существовал единый ледник с обширной общей зоной питания. Он имел направление стока на юго-восток, в долину Аксая.

С III стадии распада оледенения началось обособление отдельных ледников. Подъем снеговой линии и увеличение расчлененности оледенения непременно должны были привести к возрастанию суммарной величины абляции. Это, в свою очередь, способствовало ускорению деградации ледников (Тронов, 1966).

В это же время произошла перестойка гидрографической сети. Ниже морены III стадии в долине р. Кёкайгыр довольно хорошо сохранилось древнее русло, по которому Пра-Кёкай-

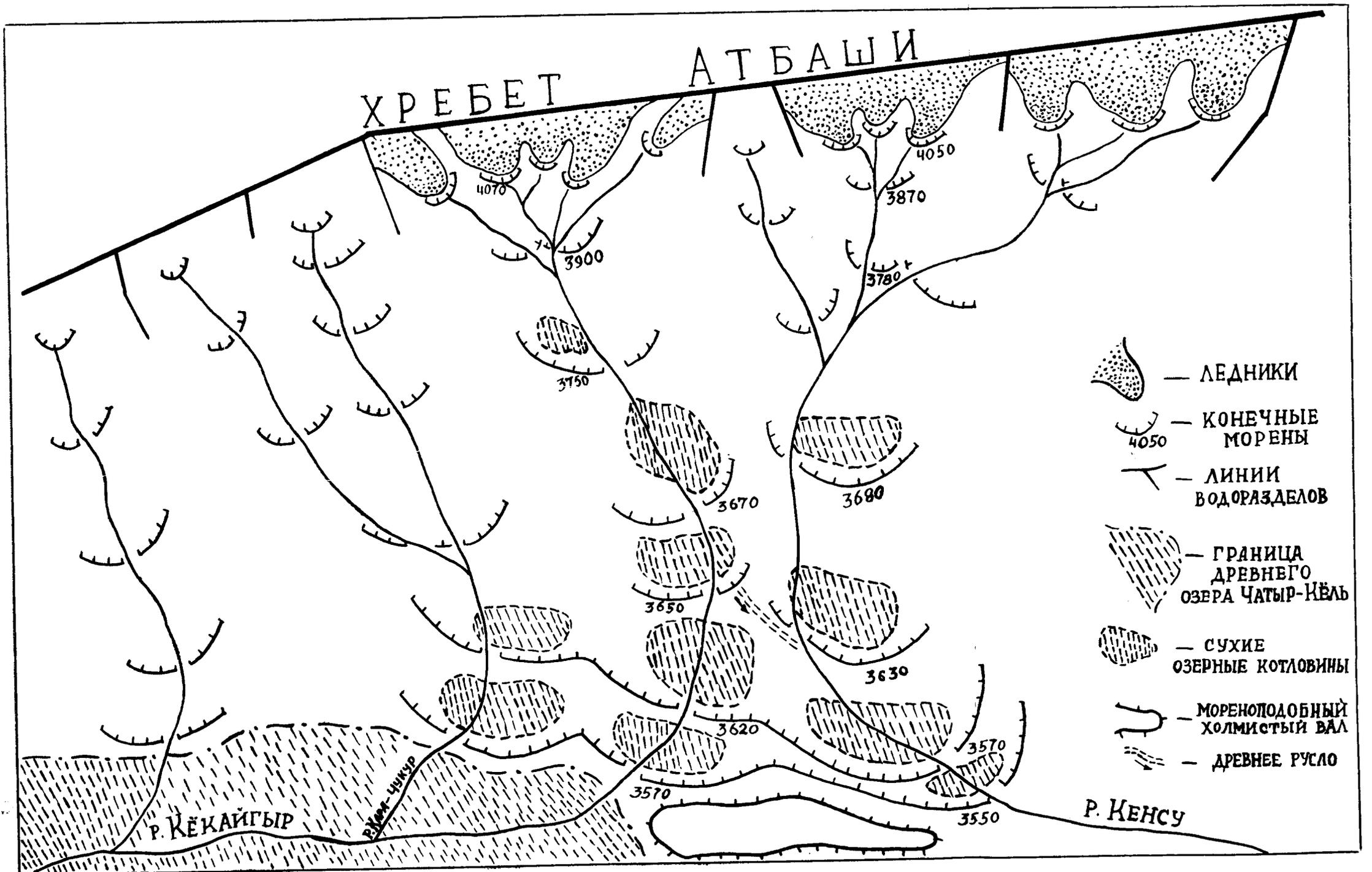


Рис. 1. Схема распада оледенения в бассейнах рек Кёкайгыр и Кенсу.

Условные знаки :

-  Троговые долины
-  Участки предгорного оледенения
- 1200 Отметки нижних концов троговых долин

гыр впадал в р. Кенсу (на рис. 1 показано пунктиром). Однако подвижка ледника Кёкайгыр и отложение III стадии конечной морены отделили его от бассейна р. Кенсу.

Весьма важным является вопрос о существовании ледоёма в Чатыркельской котловине при максимальном развитии вюрмского оледенения.

Различными исследователями уже отмечалось наличие ледниковых отложений непосредственно на дне озерной котловины (Горбунов, 1967; Золотко, Чухахин, 1959; Мушкетов, 1917). По нашим наблюдениям, высота заложения конечных морен I стадии распада оледенения 3550—3570 м, т. е. даже эти морены лежат в пределах дна котловины. Поэтому представляется вполне вероятным, что во время максимального развития последнего оледенения снеговая линия могла опуститься до дна Чатыркельской котловины, до абсолютной высоты 3500 м. При этом в котловине должен был образоваться ледоём (Шнитников, 1974).

Образцы погребенных водорослей, отобранные Тяньшанской экспедицией института озерадения АН СССР из опорных резервов на берегах оз. Чатыркель, были подвергнуты радиоуглеродному анализу в Институте зоологии и ботаники АН ЭстССР.

Возраст погребенной растительности из нижних горизонтов разрезов оказался равен 21500 ± 400 (ТА-627), 20220 ± 500 л. н. (ТА-733). Растительность, отобранная из более высоких горизонтов озерных отложений, имеет абсолютный возраст 300 ± 200 (ТА-621), 3450 ± 150 (ТА-619), 1150 ± 80 (ТА-740) и 80 ± 110 л. н. (ТА-625). В промежутке находится «немой» горизонт, сложенный озерно-ледниковыми отложениями.

Кроме того, по данным других исследователей (Шумова, 1974), имеются радиоуглеродные датировки по водорослям в обнажениях на берегах Чатыркеля, определяющие их возраст 18380 ± 200 и 16300 ± 420 л. н.

Таким образом, временной интервал, в который попадает помянутый «немой» горизонт, приходится на конец плейстоцена—начало голоцена. Это подтверждает предположение о существовании в Чатыркельской котловине ледоёма во время максимального развития вюрмского оледенения.

Последующий распад оледенения в бассейне озера развивался в соответствии с проявлением многовекового ритма изменчивости общей увлажненности и был отмечен отложением радиальных конечных морен (Шнитников, 1957, 1973). Полный ряд стадийальных конечных морен представлен в долинах Кёкайгыр и Кенсу.

На основании проведенных исследований и анализов можно сделать следующие основные выводы:

1. В результате наступления последней эпохи вюрмского оледенения (вюрм-III) верхнеплейстоценовый водоем Пра-

Чатыркель исчез и на его месте возник ледоём. В голоцене произошли оттаивание ледоёма и возрождение оз. Чатыркель, которое имело площадь в 4—5 раз больше современной.

2. Распад вюрмского оледенения в бассейне оз. Чатыркель происходил ритмично и прошёл через 8 стадий (включая максимальную), которые в некоторых долинах отмечены соответствующим количеством стадияльных конечных морен.

3. Меньшее количество конечных морен в долинах, расположенных к западу от р. Кёкайгыр, объясняется тем, что ледники в них исчезли на более ранних этапах распада оледенения. Исчезновение ледников здесь происходило в направлении с запада на восток.

4. Литологический анализ состава конечных морен даёт представление о стадияльных изменениях в зоне питания и в направлении движения древних ледников.

5. Одной из особенностей распада оледенения в бассейне оз. Чатыркель было развитие подпрудных и термокарстовых озёр, что тесно связано со специфическим строением конечных морен и климатическими условиями данного района.

Таким образом, палеогляциологические исследования, подкреплённые литологическими, радиоуглеродными и другими анализами, позволяют делать выводы не только о характере древнего и современного оледенения в бассейне оз. Чатыркель, но и о некоторых особенностях голоценовой истории самой Чатыркельской котловины.

ЛИТЕРАТУРА

Горбунов А. П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1967.

Золотко С. И., Чупахин В. М. Природные условия бассейна озера Чатыркель.— «Изв. АН КиргССР», т. 1, вып. 2, 1959.

Мушкетов Д. И. Поездка в Нарынский край и Кашгарию.— «Изв. РГО», т. 53, 1917.

Орозгожоев Б. О. Природа высокогорных пастбищ Внутреннего Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1968.

Каталог ледников СССР, т. 14; Средняя Азия, вып. 2; Киргизия, ч. 10, 11. Л., Гидрометиздат, 1971.

Тронов М. В. Ледники и климат. Л., Гидрометиздат, 1966.

Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажнённости материков Северного полушария.— «Зап. Геогр. общ. СССР», т. 16, новая серия, 1957.

Шнитников А. В. Многовековой ритм развития ландшафтной оболочки.— В сб.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Изд. Геогр. общ. СССР, 1973.

Шнитников А. В. Деградация последнего оледенения в котловине озера Чатыркель (Тянь-Шань).— В сб.: Матер. гляциол. исслед. Хроника. Обсуждения. Вып. 23. М., 1974.

Шнитников А. В. Из истории озёр Внутреннего Тянь-Шаня.— В сб.: Озёра Казахстана и Киргизии и их история. Л., «Наука», 1974.

Шумова Г. М. Основные этапы развития растительного покрова Внутреннего Тянь-Шаня в плиоцене и плейстоцене. Автореф. на соиск. учен. степени канд. геогр. наук. МГУ, 1974.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И СИНОПТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕТА 1975 ГОДА В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ

Л. М. ПАРХОМЕНКО, Л. В. РОМАНОВА

В данной статье рассматриваются метеорологические и синоптические условия летнего сезона 1975 г. (с I.VI по 20.IX) в репрезентативном горноледниковом бассейне Актру.

Летний сезон 1975 года нельзя отнести к аномальному. Средняя температура за летний сезон близка к норме (табл. 1). Количество выпавших осадков за сезон меньше нормы. Самым дождливым был июль (табл. 2).

В отличие от предыдущего 1974 г., когда абляционный период закончился сравнительно поздно, в рассматриваемый год абляция ледников прекратилась 5 сентября.

Июнь по термическому режиму несколько ниже нормы. Погода не отличается какими-либо резкими аномальными яв-

Таблица 1

Сводные данные средних величин метеорологических элементов за 18 лет (1957—1974) и за летний сезон* 1975 г. по ст. Н. Актру
* Сезоном называем период с 1 июня по 20 сентября.

Метеоэлементы	Средняя за 18 лет	1975
Средняя температура воздуха в июне, °С	8,2	7,5
Средняя температура воздуха в июле, °С	9,7	10,5
Средняя температура воздуха в августе, °С	7,8	7,6
Средняя температура воздуха в сентябре, °С	4,0	3,3
Средняя температура воздуха за сезон*, °С	7,5	7,2
Сумма осадков за сезон	288	278
Продолжительность абляционного периода, дни	95	90
Величина абляции на леднике М. Актру (2300 м), см.	493	380
Суммарный объем стока р. Актру за сезон, млн. м ³	26,4	21,4

* Сезоном называется период с 1 июня по 20 сентября.

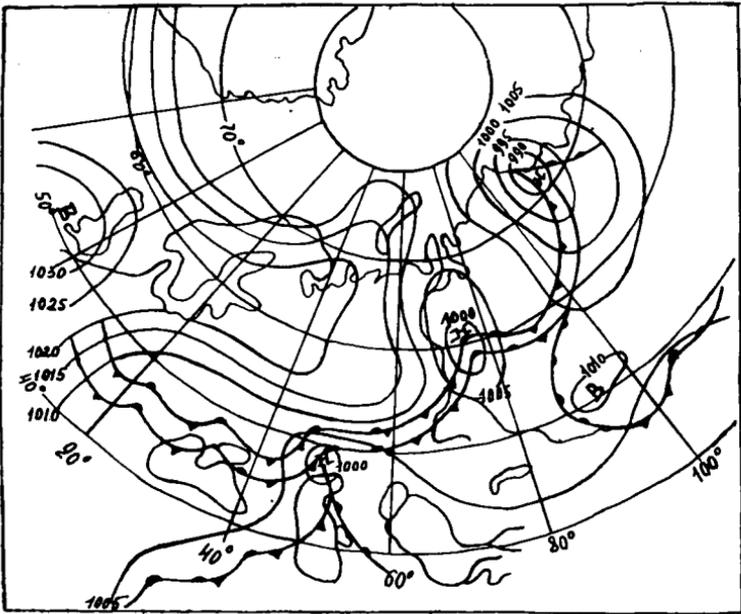


Рис. 2. Карта погоды 1 июля 1975 г.

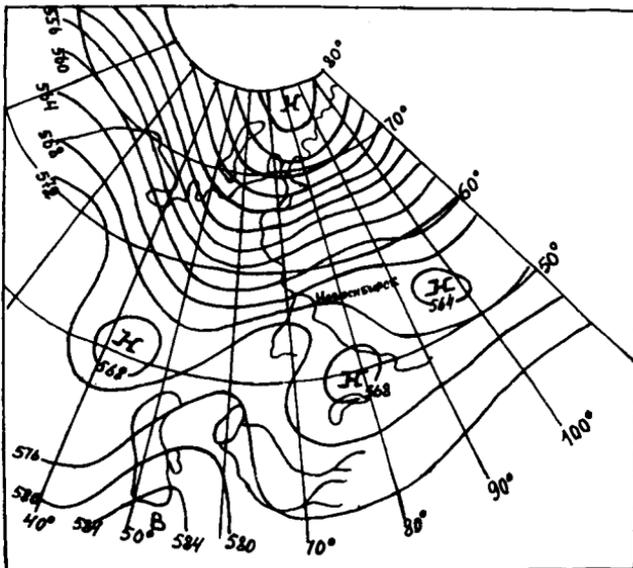


Рис. 3. Геопотенциал изобарической поверхности 500 мб 1 июля 1975 г.

Дождливый день 13 июля не дал большого паводка, так как тепло отсутствовало на низких и высоких уровнях.

Осадки в виде снега, сопровождающие вторжения арктического воздуха с северных морей, были отмечены 14 и 15 июля только на высоких уровнях: на леднике М. Актру (до высоты ледника 2550 м) и на леднике Б. Актру (до 2500—2550 м). При прохождении через исследуемый район холодного фронта северного циклона 15 июля снег выпал до высоты 2400 м.

Струйное течение проходило несколько южнее 50° по западному и центральному районам Алтая. Снег на высоте 2500 м удерживался в течение 3 дней, что сократило абляцию на 7 дней.

Интересным явлением, наблюдавшимся в июле, был град с грозой 1 июля. Диаметр градин в среднем был равен 5—7 мм. Отдельные градины достигали 10—12 мм. Град образовал сплошной покров и пролежал до вечера 1 июля. Выпадение града было связано с вторжением арктического воздуха с севера и северо-востока. Синоптическая обстановка в этот день представлена на рис. 2, 3.

Август оказался немного холоднее среднемноголетней нормы. Дней со среднесуточной температурой больше 10° было очень мало (6), что на 1 день больше, чем в июне. Число ясных дней увеличилось, а пасмурных уменьшилось (табл. 2).

Осадков в августе выпало меньше по сравнению с предшествующими месяцами (табл. 1), но суточный максимум осадков за летний сезон оказался наибольшим и составил 20,7 мм.

В августе отмечается два периода значительного потепления и похолодания. Среднесуточная температура тропического воздуха, пришедшего 17 августа из районов Ср. Азии, составила $22,7^{\circ}$.

В первую декаду августа сохраняются невысокие, как средние, так и экстремальные, температуры (рис. 1). Абсолютный минимум ($0,1^{\circ}$) отмечается 9 августа.

Во вторую декаду наблюдается повышение температуры, однако в начале декады (11) и в конце (20) наблюдаются отрицательные минимумы. Значительное похолодание наблюдалось в период с 19 по 25 августа.

С 18 на 19 августа среднесуточная температура понизилась на 11° , максимальная и минимальная температура — на 8° . Такое резкое похолодание было вызвано затоком арктического воздуха с Карского моря.

Наиболее сильное понижение температуры произошло в конце августа. Минимум отмечен 24 августа -5° ниже нуля; 23-го выпал снег высотой 7 мм. Снег шел и ночью 24 августа, а растаял на ледниках лишь 27 августа, что прервало абляцию льда на 5 дней.

В последние дни августа малоградиентное барическое поле южной периферии циклона, расположенного в центральных районах Восточной Сибири, и вынос тепла со Средней Азии в его теплом секторе на центральные и южные районы Алтая обусловили хорошую теплую погоду до конца августа.

В сентябре среднесуточная температура сохраняет положительные величины до 15 сентября. Однако минимальный термометр ночью во все дни показывает отрицательные температуры.

Абсолютный максимум отмечается в первые дни сентября ($15,9^{\circ}$). Осадки выпадали в начале месяца в виде дождя и мокрого снега, в конце периода — в виде снега.

В сентябре увеличилось число дней без осадков. Можно выделить два периода без выпадения осадков: наиболее длительный с 8 по 14 сентября, второй — с 17 по 20 сентября.

Сильное понижение температуры (до $-9,8^{\circ}$) 17 сентября, вызванное затоком арктического воздуха с северного побережья Восточной Сибири, обусловило конец абляционного летнего сезона в горноледниковом бассейне Актру.

РЕФЕРАТЫ НА ОПУБЛИКОВАННЫЕ СТАТЬИ

УДК 551. 324. 86

О РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ. **Тронов М. В.**

Гляциология Алтая, вып. 14, Томск, Изд-во Томск. ун-та 1977.

В статье обосновываются показатели собственно климатические, необходимые в гляциологии, и показатели гляциологические, важные для исследования горных климатов. Конкретизируется идея взаимообогащения гляциологии и климатологии в области их научного контакта, т. е. в гляциоклиматологии.

Библ. 15.

УДК 551. 79

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ТЕРРИГЕННЫМ КОМПОНЕНТАМ. **Земцов А. А.**

Гляциология Алтая, вып. 14, Томск, Изд-во Томск. ун-та 1977.

На основе всестороннего геолого-географического анализа четвертичных отложений, и в особенности минералогического анализа, устанавливается палеогеография плейстоцена севера Западной Сибири: особенности климата, центров сноса осадков, которыми были Средне-Сибирское плоскогорье, Полярный и Северный Урал, горы Бырранга, Енисейский кряж.

В межледниковые эпохи терригенный материал поступал главным образом с юга.

Библ. 95, табл. 2.

УДК 551. 79

ЛЕНТОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЧАГАН-УЗУНА И ИХ ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ. **Окишев П. А., Рудой А. Н., Герасимов Н. Г.**

Гляциология Алтая, вып. 14, Томск, Изд-во Томск. ун-та 1977.

В статье рассматриваются вопросы выделения годовичных лент и внутрисезонной ритмики озерно-ледниковых отложений, анализируются особенности строения годовичных лент и возможности их палеографической интерпретации. Обосновываются условия седиментации ленточных осадков и продолжительность их накопления.

Библ. 9, ил. 12.

УДК 556.161

СТОК ТАЛЫХ ВОД В ЛЕСНОЙ ЗОНЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ. Бураков Д. А., Буракова А. П., Парфенова Г. К. Гляциология Алтая, вып. 14. Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье рассматриваются запасы воды в снеге, осадки периода снеготаяния, потери талого стока. Исследуется территориальное распределение талого стока и его факторов в лесной зоне Западно-Сибирской равнины.

Библ. 4, ил. 2, табл. 5.

УДК 551.324

РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ И КОНЕЧНЫЕ МОРЕНЫ В ГОРАХ СИБИРИ. Ивановский Л. Н. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье подчеркивается важность метода сопоставления между собой различных форм рельефа и различных отложений, чтобы правильно оценить размеры и характер оледенения в горах. Устанавливаемый парагенез, например, ледниковых и флювиогляциальных отложений является хорошей отправной точкой для составления стратиграфической схемы четвертичных отложений.

Библ. 30.

УДК 551.324

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ БАЛАНС ЛЕДНИКА МАЛЫЙ АКТРУ. Душкин М. А. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье рассматривается характерная особенность составляющих вещественного баланса ледника и размещение его средневзвешенных величин льда и снега по площадям разных высот как в зоне абляции, так и в фирновой зоне ледника Малый Актру.

Ил. 2, табл. 4.

УДК 551.324.86

СВЯЗЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ЛЕДНИКАХ АКТРУ С ТЕМПЕРАТУРОЙ СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ. Лупина Н. Х., Шмылева Г. М. Гляциология Алтая, вып. 14. Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье дан краткий анализ связи средней суточной температуры воздуха на ледниках Актру со средней температурой слоя 3—7 км. Связь между ними получается хорошей, коэффициент корреляции 0,80—0,90. Коэффициент корреляции между рассчитанной и фактической температурой 0,70—0,90.

Библ. 2, табл. 2.

УДК 556.322

О ПРИРОДЕ ТЕБЕЛЕРОВ В ЧУЙСКОЙ СТЕПИ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ). Кривокозов Б. М. Гляциология Алтая, вып. 14. Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

На основании анализа климатических и гидрологических условий Чуйской степи вскрываются местные первопричины образования наледей-бугров, получивших название тебелеров. Представлено также

их пространственное размещение в Чуйской степи согласно источникам грунтовой воды.

Библ. 8, ил. 2, табл. 2.

УДК 551.321.

✓ **К ДИНАМИКЕ НАЛЕДЕЙ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА.** Рацек В. И. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

На Восточном Памире выделяется два типа наледей — наземный и подземный. Наледи связаны с характерными климатическими условиями морозного периода при большой абсолютной высоте, а также с особенностями циркуляции грунтовых вод. С начала XX в. выделяются 2 периода в существовании наледей: первый период (1900—1950 гг.) с максимальным развитием наледей; второй период (1950—1972 гг.) — неблагоприятный, период с наименьшим развитием криогенных форм.

Библ. 17, табл. 3.

УДК 551.324.86

✓ **ОПЫТ ИЗУЧЕНИЯ СВОЙСТВ ОБЛАЧНОСТИ В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ.** Севастьянов В. В. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье рассматривается методический вопрос оценки локальных свойств облачности в замкнутых горноледниковых бассейнах при помощи ее картирования. Предлагается последовательно фотографировать участки неба и наносить границы облаков на план бассейна.

Библ. 21, ил. 1.

УДК 551.324.86

ОСОБЕННОСТИ ВЕТРОВОГО РЕЖИМА НА ВЫСОКОГОРНОЙ СТАНЦИИ УЧИТЕЛЬ В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ. Севастьянов В. В., Севастьянова Л. М. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье рассматривается ветровой режим на высокогорной станции Учитель (3050 м) по данным наземных и шаропилотных наблюдений. Выяснено, что на больших высотных уровнях при благоприятных орографических условиях могут возникать ветры местной циркуляции.

Библ. 1, ил. 5.

УДК 551.324.86

СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ТИПИЧНЫХ ГОРНОЛЕДНИКОВЫХ БАССЕЙНАХ АЛТАЯ. Романова Л. В. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В данной статье предлагается сравнительный анализ суточного хода температуры воздуха для 3 станций — Н. Актру, Аккем и Мульта, расположенных в одноименных бассейнах, за 5-летний период параллельных наблюдений (1969—1973 гг.).

Библ. 7, ил. 5.

УДК 551.324.86

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА СКАЛЬНОГО СКЛОНА В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ. Шмыглева Г. М. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье кратко рассмотрены особенности суточного хода температуры и влажности воздуха скального склона в бассейне Актру. Приведены вертикальные градиенты температуры воздуха для скального склона по двум станциям Актру (2150 м) — пункт на скальном склоне, 2400 м. Дан сравнительный анализ вертикального градиента температуры воздуха по правому и левому склонам долины Актру. Библи. 6, ил. 4, табл. 2.

УДК 551.324

МАЛЫЕ ВОДОТОКИ ГОРНОЛЕДНИКОВОГО БАССЕЙНА АКТРУ КАК ИНДИКАТОРЫ ФИРНОВОГО СТОКА. Васильев В. В. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье сделан расчет доли фирнового стока в общем стоке с ледника Малый Актру по данным об объеме стока ключа Водопадного, формирующегося в фирновой зоне, проведен анализ гидрологической информации о ручье Учитель, сформированном одноименным ледником. Показано, что информация, получаемая с малых водотоков бассейна, позволяет проверить расчеты фирнового стока. Библи. 2, ил. 1, табл. 1.

УДК 551.324

НЕКОТОРЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА. Подобедов Н. С. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1977.

На основе анализа картографического изображения гляциальных форм горизонталями и условными знаками представляется возможность характеристики этих форм о степени их сохранности и определения их относительного возраста в четвертичный период оледенения. Ил. 1.

УДК 551.576.

К МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ОБЪЕМА ЛАВИННЫХ СНЕЖНИКОВ. Северский И. В. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1977.

По материалам наблюдений в Заилийском Алатау предлагается методика расчета объема лавинных снежников по их площади. Это существенно сокращает объем натуральных измерений и повышает их надежность, а предложенные упрощенные формы позволяют широко использовать для расчета объема лавинного снега материалы повторных аэрофотосъемок района.

Библи. 4, ил. 3.

УДК 551.79

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПАДА ВЮРМСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ОЗ. ЧАТЫРКЕЛЬ. Севастьянов Д. В. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1977.

На основании геоморфологических исследований в долинах рек, впадающих в котловину Чатыркель, выделено 7 стадийных конечных морен. Образцы погребенных водорослей, взятых из опорных разрезов на берегах озера, которые были подвергнуты радиоуглеродному анализу, показали, что Чатыркельский ледом и оледенение приходится на конец плейстоцена — начало голоцена и находится в промежутке 18380—16300 лет.

Библ. 11, ил. 1.

УДК 551.324

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И СИНОПТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛЕТА 1975 ГОДА В ГОРНОЛЕДНИКОВОМ БАССЕЙНЕ АКТРУ. Пархоменко Л. М., Романова Л. В. Гляциология Алтая, вып. 14, Томск. Изд-во Томск. ун-та, 1977.

В статье излагаются особенности погодных условий лета 1975 г. на Алтае. Выделены периоды наиболее резких похолоданий и потеплений, дана их метеорологическая и синоптическая характеристика. Ил. 3, табл. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

М. В. Тронов. О различных типах гляциоклиматических показателей	3
А. А. Земцов. Палеогеография плейстоцена севера Западной Сибири по терригенным компонентам	11
П. А. Окишев, А. Н. Рудой, Н. Г. Герасимов. Ленточные отложения Чаган-Узуна и их палеогляциологическое значение	43
Д. А. Бураков, А. П. Буракова, Г. К. Парфенова. Сток талых вод в лесной зоне Западно-Сибирской равнины.	66
Л. Н. Ивановский. Речные террасы и конечные морены в горах Сибири	84
М. А. Душкин. Вещественный баланс ледника Малый Актру	91
Н. Х. Лупина, Г. М. Шмыглева. Связь температуры воздуха на ледниках Актру с температурой средней тропосферы.	102
Б. М. Кривоносов. О природе тебелеров в Чуйской степи (Горный Алтай).	106
В. И. Рацек. К динамике наледей Восточного Памира	117
В. В. Севастьянов. Опыт изучения локальных свойств облачности в горноледниковом бассейне Актру	125
В. В. Севастьянов, Л. М. Севастьянова. Особенности ветрового режима на высокогорной станции Учитель в горноледниковом бассейне Актру.	129
Л. В. Романова. Суточный ход температуры воздуха в типичных горноледниковых бассейнах Алтая	135
Г. М. Шмыглева. Некоторые особенности метеорологического режима скального склона в горноледниковом бассейне Актру	143
В. В. Васильев. Малые водотоки горноледникового бассейна Актру как индикаторы фирнового стока	152
Н. С. Подобедов. Некоторые возможности использования топографических карт для изучения гляциальных форм рельефа	157
И. В. Северский. К методике расчета объема лавинных снежников	160
Д. В. Севастьянов. Некоторые особенности распада вюрмского оледенения в бассейне оз. Чатыркель.	166
Л. М. Пархоменко, Л. В. Романова. Метеорологические и синоптические особенности лета 1975 г. в горноледниковом бассейне Актру	171
Рефераты на опубликованные статьи	177

ГЛЯЦИОЛОГИЯ АЛТАЯ

В ы п у с к 14

Редактор Е. В. Лукина

Технический редактор Р. М. Подгорбунская

Корректор Н. И. Викторенко.

КЗ03022. Сдано в набор 30 августа 1977 г. Подписано к печати 27 февраля 1978 г. Формат 60×90 1/16; бум. типографская № 3. П. л. 11,5+2 вкл.; уч. изд. л. 10,5. Заказ 199. Тираж 500. Цена 1 руб. 50 коп. Изд. № 349.

Издательство ТГУ, Томск-29, ул. Никитина, 17.

Типография изд-ва «Советская Сибирь».

Новосибирск, ул. Немировича-Данченко, 104.

1-320965

Цена 1 руб. 50 коп.

Томский государственный университет



Научная библиотека 00144881