

A photograph of a mountain valley. In the foreground, there is a large, flat, brownish-grey area, likely a glacial moraine or a dry riverbed. In the middle ground, a large, irregular snowfield or glacier patch is visible, surrounded by steep, rocky slopes. The background shows more rugged mountain peaks under a cloudy sky. The overall scene is a high-altitude, mountainous landscape.

П.А. Окишев

Рельеф и оледенение Русского Алтая

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Томский государственный университет»

П.А. Окишев

Рельеф и оледенение Русского Алтая



Издательство Томского университета
2011

УДК 913(571.151)

ББК 26.8

О50

Рецензенты:

А.В. Поздняков, доктор географических наук, профессор, Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН,

Д.А. Бураков, доктор географических наук, профессор, зав. кафедрой природообустройства, Красноярский государственный аграрный университет

Окишев П.А.

О50 Рельеф и оледенение Русского Алтая. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2011. – 382 с.

ISBN 978-5-7511-1993-5

В монографии рассмотрены основные этапы формирования ороклиматической базы оледенения Русского Алтая и последующего влияния оледенения на преобразование первичной морфоскульптуры горной страны. На богатом материале натуральных наблюдений охарактеризована морфология ледниково-аккумулятивных образований, объяснены особенности их строения и распространения. Рассмотрена динамика и эволюция ледников от максимума позднего неоплейстоцена до их современного состояния. Выполнена меридиональная корреляция ледниковых и флювиальных процессов в Западной Сибири.

Для широкого круга специалистов, студентов-географов и туристов – любителей Алтая.

УДК 913 (571.151)

ББК 26.8

ISBN 978-5-7511-1993-5

© П.А. Окишев, 2011

© Томский государственный университет, 2011

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема плейстоценовой истории развития Земли имеет разнообразные аспекты, среди которых важное место занимают палеогляциологические исследования. Предмет и методы, задачи и успехи палеогляциологии полно определены и сформулированы в работе Г.А. Авсюка, М.Г. Гросвальда и В.М. Котлякова (Палеогляциология: предмет и методы, задачи и успехи // Материалы гляциол. исследований. 1972. Вып. 19. С. 92-97). В задачу палеогляциологических исследований входит реконструкция размеров, формы и строения ледников, их географического распространения, динамики, геолого-геоморфологической роли, баланса массы, а также сложных и многообразных взаимодействий ледников с другими компонентами географической среды прошлого. Изучение этих вопросов определяется не только сугубо научными целями, стремлением понять причины, дать количественную оценку и выявить закономерности изменений оледенений Земли, но также задачами прогноза возможных изменений окружающей среды (в частности, проверка моделей прогнозирования) и практическими запросами в разных сферах современной хозяйственной деятельности (поиски россыпных месторождений редких и благородных металлов, некоторых видов минерального сырья, строительных материалов; инженерно-геологическая оценка территории предстоящего освоения; геологическое картирование рыхлых отложений и т.д.). Весь комплекс вопросов хозяйственного освоения, рационального использования природных ресурсов и прогноз возможных изменений окружающей среды в горных областях определяет актуальность всестороннего изучения природных обстановок прошлого, в том числе реконструкцию размеров и закономерностей развития плейстоценового оледенения, его динамики.

Плейстоценовое оледенение, охватывавшее все горные области Южной Сибири, оказывало существенное влияние на многие другие природные процессы и явления. Оледенением были обусловлены определенные особенности формирования морфоскульптуры высокогорья и среднегорья, с ним были связаны изменения условий формирования рыхлых отложений, некоторые особенно-

сти развития гидрографической сети и гидрологических процессов, изменения интенсивности склоновых процессов и т.п. Будучи продуктом климата, его похолодания, оледенение, в свою очередь, дополнительно охлаждало воздушные массы, по крайней мере в пределах территории распространения ледников в перигляциальном поясе. Таким образом, решение различных вопросов становления природного комплекса горных областей сопряжено с проблемой древнего оледенения и определяет ее фундаментальность.

Суть проблемы плейстоценового оледенения гор Южной Сибири заключается в недостаточной изученности и различной трактовке исследователями таких кардинальных вопросов, как количество и масштабы былых оледенений, время максимального оледенения гор, основные закономерности динамики последнего оледенения, степень хронологической соотносительности его развития в разных частях горного пояса и возможности более дальних корреляций.

С горами связана значительная часть бассейнов наиболее крупных рек Сибири. Их сток и эрозионно-аккумулятивная деятельность во внеледниковой части долин зависели от эволюции горного оледенения и связанных с ней изменений масс талых ледниковых вод, а также режима сброса вод крупных внутригорных ледниково-подпрудных озер. Следовательно, закономерности развития древнего горного оледенения должны учитываться при изучении морфолитологических особенностей флювиального рельефа и реконструкции условий его формирования в долинах Оби, Енисея и многих других рек внеледниковой части Сибири.

Разработка этой проблемы наиболее перспективна на примере Алтая, который отличается разнообразием ороклиматических условий, сочетает в себе характерные черты морфоскульптуры других горных областей Южной Сибири, выделяется наличием наиболее полных обнажений рыхлых отложений, ставших опорными для расчленения ледникового периода. Алтай лучше изучен в палеогляциологическом отношении по сравнению с другими горными областями Южной Сибири. Для выявления закономерностей динамики последнего оледенения особое значение имеют продолжительные исследования современных ледников Алтая, условий их существования и климатообусловленных колебаний, позволяющие использовать установленные связи в палеогляциологических оценках.

В данной монографии предложены реконструкции масштабов плейстоценовых оледенений Алтая с учетом новых натуральных и аналитических материалов, выявлены основные закономерности постмаксимальной эволюции ледников, особенно в период с максимума последнего оледенения до современности.

I. СТАНОВЛЕНИЕ ОРОКЛИМАТИЧЕСКОЙ БАЗЫ ОЛЕДЕНЕНИЯ АЛТАЯ

Далеко не повсеместное распространение современных ледников и более обширное оледенение в прошлом подтверждают образное выражение известного отечественного гляциолога М.В. Тронова, что «ледник есть продукт климата». Для возникновения и существования ледников необходимо такое количество твердых атмосферных осадков, которое не могло бы полностью стаять за теплую часть года и, накапливаясь таким образом из года в год, привело бы к возникновению более или менее крупных масс рекристаллизационного (глетчерного) льда.

В умеренных широтах возникновение и длительное существование такого природного феномена – ледников – возможно лишь при наличии горных сооружений, которые хотя бы частично поднимаются выше снеговой границы – высотного уровня с нулевым балансом твердых атмосферных осадков. Это означает, что в умеренных и низких широтах некоторые особые климатические условия, обеспечивающие образование ледников, возникают только благодаря рельефу. Влияние

рельефа проявляется в первую очередь в местных изменениях общих свойств климата. Формами рельефа непосредственно определяются пространственное размещение и размеры ледников. В связи с этим М.В. Троновым (1949) введено в гляциологическую терминологию понятие «ороклиматическая база оледенения». Становление такой базы на современной территории Алтая рассматривается в данной главе.

I. 1. Ранний этап орогенеза

По мнению ряда исследователей [Ерофеев, 1969; Девяткин, 1965; Рейснер, 1971; Лунгерсгаузен, Раковец, 1958–1961 и др.], развитие горного рельефа Алтая началось с преобразования поверхности пенеплена, сформированного в эпоху платформенного развития территории. Широко распространенные в Горном Алтае фрагменты поверхности выравнивания являются реликтом докайнозойского процесса пенепленизации.

Начальный этап неотектонической активизации Горного Алтая фиксиру-

ется в осадках карачумской свиты (поздний мел – ранний палеоген), представленной в основном мелкообломочным материалом с признаками глубокого химического выветривания. Присутствие в составе этой свиты щебнисто-галечниковых прослоев со свежими невыветрелыми обломками свидетельствует об активизации денудационных процессов вследствие оживления неотектонических движений. Накопление этих осадков Б.М. Богачкин (1981) считает «не предвестником, а начальной стадией новейшей тектоники Горного Алтая», подтверждая выводы Е.В. Девяткина (1965), Г.А. Шмидт (1967), Рейснера (1971).

Приуроченность осадков карачумской свиты к межгорным котловинам (Чуйская, Курайская, Джулукульская, Тархатинская) и слабо расчлененным поверхностям (плато Укок, восточная часть Айгулакского хребта) свидетельствует, во-первых, о том, что на этом этапе медленное сводовое поднятие пологосклонной поверхности было ограничено территорией современного Юго-Восточного Алтая (рис. 1), и, во-вторых, накопление осадков свиты происходило в обширных, но не глубоких понижениях рельефа. Согласно Е.В. Девяткину (1965), в период формирования карачумской свиты в пределах поднимающегося Алтайского свода происходило оформление крупных морфоструктур в виде очень пологих поднятий и прогибов, сочленявшихся по зонам «оживших» палеозойских разломов. Общая контрастность рельефа в пределах Юго-Восточного Алтая на этом этапе, по заключению Б.М. Богачкина (1981), составляла не более 200 м, причем изменения высот происходили плавно, на больших расстояниях.

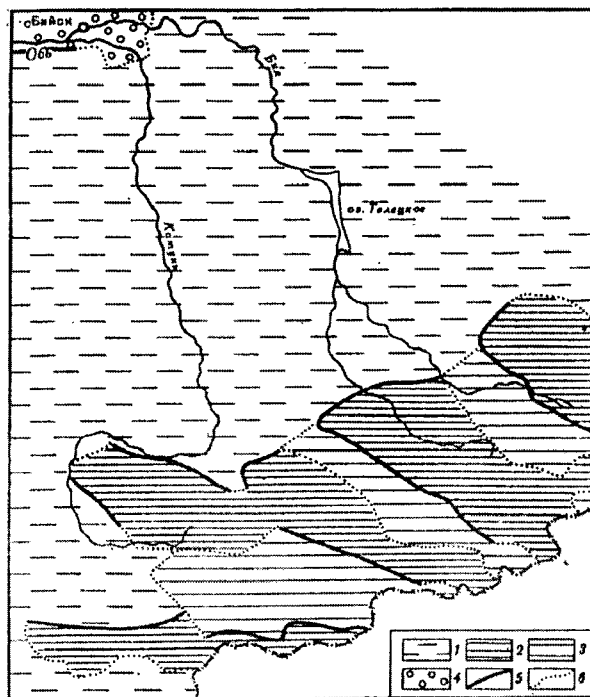


Рис. 1. Палеотектоническая схема Горного Алтая для конца первой стадии новейшей активизации (поздний палеоген – ранний эоцен) (по Богачкину Б.М., 1981):

1 – денудационная равнина с площадной корой выветривания – реликт мелового пенеплена; 2,3 – возвышенная денудационная равнина – область, испытавшая слабое сводовое поднятие и пологоскладчатые деформации, в результате которых возникли: 2 – пологие поднятия, 3 – неглубокие прогибы; 4 – Предалтайский прогиб; 5 – разломы, активизировавшиеся в течение стадии; 6 – границы между структурами, не имеющие разных нарушений

Отмеченные особенности осадков карачумской свиты (преимущественно тонкозернистый обломочный материал и признаки интенсивного химического выветривания) указывают на то, что климатические условия в период ее накопления были достаточно теплыми и влажными, близкими к климатическим условиям формирования каолиновой коры выветривания.

Грубообломочный состав нижней части эоценовых отложений резко контрастирует с подстилающими пестроцветными осадками и свидетельствует о значительном усилении эрозионно-денудационных процессов в связи с продолжением общего поднятия территории и дифференциацией степени активности блоковых подвижек [Ерофеев, 1969]. Восходящие блоки энергично расчленились эрозионной деятельностью рек. Глубина вреза долин в раннем олигоцене достигла, по Г.Н. Рейснеру (1971), 150–250 м.

Активные проявления дифференцированных крупноглыбовых движений в зонах сочленения поднятий и прогибов привели к оформлению в раннем олигоцене всех основных морфоструктур центральной части Алтайского свода. В рельефе отчетливо выделились как положительные морфоструктуры (Шапшальское, Чулышманское, Курайское, Катунское, Северо- и Южно-Чуйское, Укокское, Сайлюгемское поднятия), так и зоны относительных опусканий (Джулукульская, Чуйско-Курайская, Джасаторская, Бертекская). Контрастность рельефа к концу раннего олигодена достигла, по Богачкину (1981), 600–800 м и Юго-Восточный Алтай представлял собой низкогорную страну (рис. 2).

К этому времени относится, по видимому, начало формирования современной речной сети Алтая. На это указывает антецедентный характер некоторых участков долин главных водных артерий Горного Алтая: Чулышмана, Башкауса, Чуи, Катуня, Аргута. По мнению ряда исследователей [Борисов, 1960; Чумаков, 1965; Минина, 1971], гидросеть Алтая не претерпела

существенных перестроек с момента ее заложения в палеогене до настоящего времени.

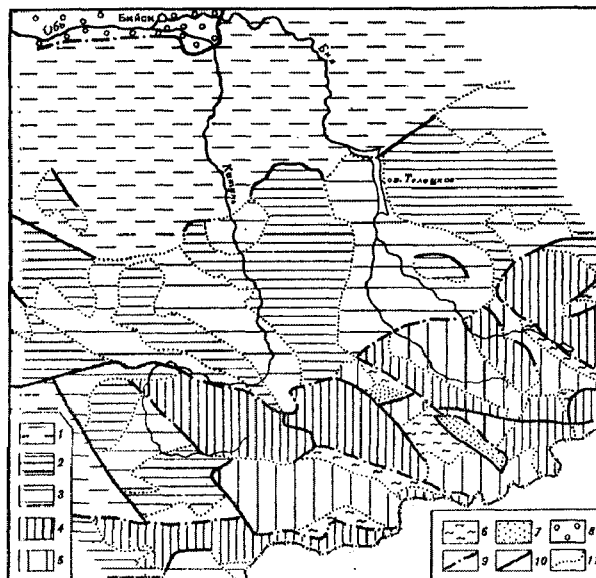


Рис. 2. Палеотектоническая схема Горного Алтая для конца второй стадии (ранний олигоцен) (по Богачкину Б.М., 1981):

1 - денудационная равнина с площадной корой выветривания - реликт мелового пенеплена; 2, 3 - возвышенная денудационная равнина - область, испытавшая слабое сводовое поднятие и пологоскладчатые деформации, обусловившие возникновение:

2 - пологих поднятий, 3 - неглубоких прогибов;

4-7 - низкогорная страна, сформировавшаяся в результате сводового поднятия, сопровождавшегося крупноглыбовыми подвижками:

4, 5 - области поднятий (4 - активных, 5 - слабых), 6, 7 - области относительных опусканий (6 - с маломощным чехлом осадков, 7 - с относительно большой мощностью осадков - межгорные впадины);

8 - Предалтайский прогиб; 9 - разломы, оживившиеся на начальной стадии; 10 - разломы, активизировавшиеся в течение второй стадии; 11 - границы между структурами, не имеющие разных нарушений

1. 2. Этап активного воздымания и дробления рельефа

В среднем олигоцене проявилась довольно интенсивная нарымская, по Ерофееву (1969), фаза тектонических движений, которая выразилась в резком усилении восходящих движений и вовлечении в поднятие всей территории современного Горного Алтая. По палеоботаническим исследованиям кошагачской свиты, формировавшейся в позднем олигоцене, олигоценовая флора Горного Алтая отличается обильным содержанием хвойных наряду с широколиственными породами. Совместное произрастание широколиственных тургайских и темнохвойно-таежных лесов в кошагачское время было возможно, по Е.В. Девяткину (1965), лишь в условиях достаточно высокого среднегорного рельефа с высотной ландшафтной поясностью. В областях наибольших глыбовых поднятий (территория современных Шапшальского, Курайского, Северо- и Южно-Чуйского хребтов) глубина врезания долин достигла, по Рейснеру (1971), не менее 500–600 м. Такое глубокое эрозионное расчленение может свидетельствовать о большой амплитуде глыбовых деформаций. В Юго-Восточном Алтае амплитуда за олигоценовое время увеличилась, по Богачкину (1981), на 1400–1500 м, из которых около 500 м приходится на нисходящие движения в пределах впадин и около 1000 м – на восходящие. К концу олигодена здесь сформировался высокогорный рельеф, горные хребты достигали абсолютных высот около 3000 м и возвышались над прилегающими впадинами на 1000–1500 м.

В Центральном Алтае олигоцен-миоценовые отложения отсутствуют. Это указывает на то, что дифференцированные блоковые движения здесь были невелики по амплитуде и не возникли еще структуры межгорных впадин, где эти осадки могли бы накопиться и сохраниться. Продукты эрозионного расчленения поднятой в целом на значительную высоту территории выносились реками далеко за его пределы.

В поднятие был вовлечен и Северный Алтай. К концу этого этапа он, по Богачкину (1981), уже достигал отметок 800–1000 м и здесь происходило энергичное формирование эрозионного рельефа. Однако вследствие слабого проявления дифференцированных глыбовых подвижек на территории Центрального и Северного Алтая рельеф этих областей отличался от современного незначительной степенью контрастности, хотя по абсолютной высоте уже приближался к нему.

Конец миоцена–плиоцен ознаменовались новой активизацией тектонических движений, что зафиксировано повсеместным формированием грубообломочных бурозветных аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений. Наиболее интенсивные поднятия, по мнению ряда исследователей [Лунгерстаузен, Раковец, 1958, 1961; Шмидт, 1964; Девяткин, 1965], приходятся на эоплейстоцен, когда Юго-Восточный Алтай поднялся до 3000–4000 м. Амплитуда вертикальных перемещений в зоне сопряжения хребтов и межгорных котловин оценивается величиной 2000–3000 м. Это обусловило усиление склоновых процессов и работы водотоков, интенсивный дон-

ный врез. Согласно Е.В. Девяткину (1965), в Шапшальском, Курайском, Чуйских хребтах и хребте Чихачева глубина эрозионного вреза составила 1200 м. Глубокий эрозионный врез в середине – конце плиоцена устанавливается во всех основных крупных долинах территории Горного и Рудного Алтая и предгорьев. Глубокие долины, возникшие к концу плиоцена, можно рассматривать как регионально выраженный элемент палеогеоморфологии описываемой территории. Вдоль линий сопряжения поднимающихся горных хребтов и относительно прогибающихся впадин накапливались бурозветные толщи грубого пролювия. Однако такому заключению Девяткина, по Богачкину (1981), противоречит ряд фактов, в частности, энергичное развитие речной сети должно было сопровождаться увеличением коррелятных осадков в областях седиментации. Таковой для Горного Алтая в целом была Кулундинская впадина. По данным О.М. Адаменко (1974), мощность верхнемиоцен-плиоценовых отложений (павлодарской и кочковской свит) здесь не превышает 15–30 м, в то время как коррелятные отложения предыдущего этапа активизации тектонических движений имеют мощность в 2–3 раза большую. Из этого следует, что амплитуда общего сводового вздымания горной страны в плиоцене была сравнительно мала, но на этом фоне активно и с высокой степенью дифференциации проявилась блоковая тектоника, усилились мелкоблоковые подвижки и дальнейшее раздробление свода. В результате этого дробления, появления мелких разновысотных блоков и крутых тектонических уступов усилились склоновые процессы, по-

служившие основной причиной сноса и аккумуляции в горах грубообломочных бурозветных отложений.

Наиболее активными в тектоническом отношении на этом этапе были зоны сочленения формирующихся хребтов и межгорных впадин. Вертикальные движения имели как положительную, так и отрицательную направленность. В это время, по Богачкину (1981), вероятно, возникли Абайская, Сорулукульская, Сайгоньшская и некоторые другие межгорные впадины.

Оценку общего поднятия территории Алтая за рассматриваемый этап тектонических движений и роли блоковой тектоники в создании основного плана орографии можно сделать на основе анализа распространения реликтов более древнего рельефа. Несмотря на то, что большинство таких реликтовых поверхностей в последующем охватывалось оледенением, их общий морфологический облик (небольшие относительные превышения, пологие склоны и мягкие очертания возвышенных вершинных участков) сохранился в связи с бронирующей ролью малоактивного оледенения плоских вершин и плато от эрозионных процессов.

Отмеченные выше аргументы достаточно активного общего сводового поднятия и неравномерных крупноглыбовых движений, а также морфология реликтовых участков территории свидетельствуют о том, что доплиоценовый рельеф Алтая не был равнинным. Это был уже горный рельеф, хотя и с мягкими очертаниями вершинных поверхностей, с широкими неглубокими долинами и пологосклонными междуречными пространствами. Такая относительно слаборасчлененная

поверхность «оживлялась» отдельными крутосклонными куполовидными массивами (типа Монгун-Тайга, Куркуре, Биссего и др.) и невысокими кряжами. Эти массивы и кряжи, глубоко расчлененные позднее эрозионными процессами, и в настоящее время возвышаются до 1000 м над общей мягкой поверхностью реликтового рельефа.

Особенно велики были перемещения по разломам в зонах сопряжения хребтов и котловин. В Чуйской и Курайской котловинах поверхность древнего пенеплена с корой выветривания фиксируется под неогеновыми отложениями на абсолютных отметках около 800–1000 м (данные вертикального электрического зондирования), а в осевой части Курайского хребта, т.е. по другую сторону Курайского разлома, – на высотах около 3000–3500 м. Суммарная величина вертикального перемещения по этому разлому оценивается в 2500 м. По юго-западной и западной окраинам котловины неогеновые отложения залегают в западинах древнего денудационного рельефа на абсолютных высотах около 2800 м (р. Теустан) и около 2500 м (р. Агайры).

Амплитуда новейшего перемещения по Шапшальскому разлому в Джулукульской котловине составляет 1500–1700 м, по Южно-Алтайскому разлому – 2000 м, по Чарышско-Теректинскому – до 1500 м. С приближением к периферии Алтая величина плиоценовых перемещений по разломам уменьшается. По сообщению И.С. Чумакова (1965), амплитуды движения по сбросу Обручева в Лениногорской впадине на Рудном Алтае составляют первые сотни метров. Амплитуда неотектонических перемещений по разломам вдоль северного фа-

сада Алтая, по данным О.М. Адаменко (1974), также измеряется первыми сотнями метров.

Признаки надвигов палеозойских пород на верхнеплиоценовые глины отмечены Т.В. Кировой (1956) в низовьях р. Бухтармы, где смещения наблюдаются по омоложенному палеозойскому тектоническому шву. Существенное участие глин в составе плиоцена Рудного Алтая позволяет допустить, что новейшие движения активизировались здесь несколько позднее, чем в Горном Алтае, где грубообломочные фации появились в среднем плиоцене. О.А. Раковец (1964) считала, что район Лениногорской котловины был вовлечен в интенсивные поднятия лишь в самом конце плиоцена и в раннечетвертичную эпоху.

В результате плиоценовых движений по зонам главных и оперяющих разломов прилегающие к ним участки были разбиты на блоки, давшие начало хребтам и котловинам, а палеогеновые осадки нередко были смяты в складки и разорваны. Приразломные части хребтов приобрели вид денудационно-тектонических уступов, которые начали расчленяться короткими крутыми эрозионными долинами. Часто отмечается ступенчатое строение уступов (юго-западные склоны Шапшальского, южные склоны Теректинского и Курайского, северные склоны Северо-Чуйского, Южно-Алтайского и Нарымского хребтов).

При анализе современного рельефа долин Алтая первое, что бросается в глаза, – это «неэрозионный» облик склонов крупных речных долин: чрезвычайно слабая расчлененность их, наличие уступов и неровностей тектонической природы на склонах. В этом

отношении Алтай резко отличается, например, от гор Северо-Востока РФ, где склоны долин, как правило, сильно расчленены, хотя интенсивность новейшего поднятия и там и здесь приблизительно одинакова. Это можно объяснить более тесной связью речных долин Алтая с линиями тектонических нарушений.

Для этого этапа намечается некоторое изменение общего плана неотектонических деформаций против предшествующего периода. Если в позднем палеогене проявились движения преимущественно вдоль унаследованных зон крупных разломов, то в плиоцен-раннечетвертичное время были заложены и активизировались субширотные разломы. Особенно активными были перемещения в местах совпадений «унаследованных» и «молодых» субширотных разломов, например, вдоль восточной части Курайского разлома, в Курайской и Чуйской котловинах. Субширотные нарушения лучше выражены в центральных и южных частях Алтая. Это – разломы, вдоль которых образовалась Нарым-Бухтарминская система впадин, лежащих у подножия уступа Южного Алтая, часть системы разломов, протянувшихся от Лениногорской впадины до Улагана, разломы вдоль южной окраины плато Укок и др.

Таким образом, первичная сводовая поверхность Алтая в результате разрывов и неравномерных перемещений постепенно превратилась в мозаику блоков с ярусным расположением участков древней денудационной поверхности (рис. 3).

Значительные участки территории Алтая поднялись до высот в 3000–3500 м над ур. м. и стали ареной

возникновения нового природного явления – более или менее обширных полей постоянного снежного покрова. Известно, что в средних широтах с поднятием на каждые 100 м температура воздуха снижается примерно на 0,6 °С. За период с конца олигоцена, таким образом, среднелетние температуры в пределах наиболее поднятых блоков снизились на 12–15 °С. На фоне общей тенденции похолодания климата этих значений оказалось вполне достаточно для формирования нивально-гляциальных условий.

До сего времени «моделировка» склонов поднимающихся блоков производилась преимущественно флювиальными процессами. С достижением наиболее поднятых блоков уровня нижней границы хионосферы, появлением массивов постоянного снежно-фирнового покрова и резким уменьшением альбедо территории таких массивов существенно изменилось соотношение роли тех или иных процессов в комплексе экзогенных факторов рельефообразования (плоскостного стока и линейной водной эрозии, интенсивности химического и физического выветривания горных пород, склоновых процессов). Это нашло выражение прежде всего в изменении соотношения доли жидких и твердых атмосферных осадков в пользу последних. По мере поднятия блоков какая-то часть их поверхности бронировалась снежно-фирновыми массами от резких колебаний температуры подстилающих горных пород. Одновременно с расширением площадей снежно-фирнового покрова все большая часть твердых атмосферных осадков затрачивалась на формирование глетчерного льда и «консервировалась» в зарождающихся ледниках,

тем самым прогрессивно уменьшая годовые объемы жидкого стока. Менялся и режим речного стока. Типичный для рек со снежно-дождевым питанием гидрограф с одним резким весенним паводочным пиком приобретал вид графика с двумя менее резкими пиками – весенним и летним. Первый связан со сходом сезонного снежного покрова, второй – с активным таянием ледников.

Вместе с тем буроцветный характер грубообломочного материала, отвечающего рассматриваемому этапу орогенеза, свидетельствует о преобладании в целом достаточно теплых семиаридных климатических условий. Аридизация климата, наметившаяся еще в позднем палеогене, продолжалась и в плиоцене. Спорово-пыльцевые спектры буроцветных отложений содержат в основном пыльцу степных ксерофитных травянистых форм. О направленной аридизации климата в интервале от 12 до 6 млн лет назад, по Зубакову (1983), свидетельствует распад ареалов тургайской флоры и постепенное вытеснение саванн степями и полупустынями. Однако около 4,5 млн лет назад тенденция аридизации сменилась тенденцией к увлажнению. В интервале от

4,2 до 3,1 млн лет, по Девяткину (1981), на территории Монголии имела место обширная озерная трансгрессия, увеличение площади лесов в предгорьях Монгольского Алтая. Степи с предгорий были вытеснены в межгорные котловины. Данных о температурном режиме этого интервала нет. По распространению левантинской фауны пресноводных моллюсков, в целом связанной с незамерзающими водоемами, можно полагать, что зимы того времени не были слишком суровыми.

Климат второй половины плиоцена и начала четвертичного периода благоприятствовал процессам выветривания с образованием своеобразной дресвянисто-щебнистой коры, что впервые было отмечено Е.Н. Шукиной (1956). Отличительной особенностью плиоцен-раннечетвертичных отложений является их бурая окраска, объясняющаяся повышенным содержанием окислов железа. Последние связаны с материалом коры выветривания, который в значительном количестве присутствует в осадках как за счет перемива доолигоценной коры выветривания, так отчасти и за счет развития процессов сингенетического выветривания, при котором происходило дополни-

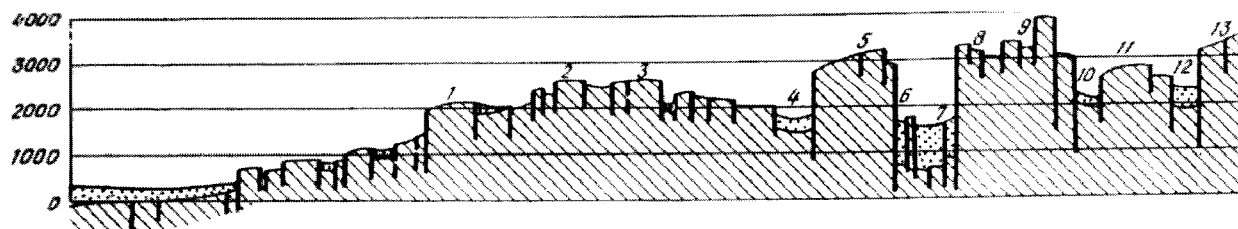


Рис. 3. Неотектоническая структура Русского Алтая по профилю от Предалтайской равнины до Юго-Восточного Алтая (по Богачкину Б.М., 1981).

Цифрами на профиле обозначены: 1 – Сумультинский хребет; 2 – хр. Иолго; 3 – хр. Тонгош; 4 – Улаганская впадина; 5 – Курайский хребет; 6 – Акташский грабен; 7 – Курайская впадина; 8 – Северо-Чуйский хребет; 9 – Южно-Чуйский хребет; 10 – Джасаторское понижение; 11 – плоскогорье Укок; 12 – Бертекская впадина; 13 – массив Табын-Богдо-Ола

тельное обогащение железом и его распределение по всей толще. Однако необходимо подчеркнуть, что подобная равномерная «ожелезненность» и «буроцветность» толщ характерна только для аллювиальных и пролювиальных фаций осадков. Субаквальные озерные фации имеют желтовато-серую, белесоватую окраску, что обусловлено карбонатностью толщ.

Явные следы сильного похолодания появляются в осадках около 2,5 млн лет назад. Об этом свидетельствует, по В.А. Зубакову и И.И. Борзенковой (1983), полное исчезновение в Центральной Азии теплолюбивых форм как в комплексе млекопитающих, так и в растительном покрове. Южные широколиственные породы исчезают и замещаются представителями сибирской бореальной флоры. Однако, по замечанию упомянутых выше авторов, на общую тенденцию к похолоданию были наложены ритмические колебания климата. О характере изменений увлажненности, связанных с похолоданием, общепринятых мнений нет. В общей форме, по Зубакову и Борзенковой (1983), на юге Западной Сибири пики увлажнения приходились на конец термохронов – начало криохронов, а пики аридизации – на вторую половину криохронов и первую термохронов.

1. 3. Этап дальнейшего тектонического расчленения рельефа и начального воздействия оледенения (конец эоплейстоцена – середина неоплейстоцена)

По современной схеме стратиграфической шкалы четвертичной системы (Постановление МСК от 2.02.1995 г.)

в ней выделяются два надраздела (отдела) – плейстоцен и голоцен. В плейстоцене выделены разделы (подотделы) – эоплейстоцен (временной интервал от 1,6 до 0,8 млн лет назад) и неоплейстоцен (от 0,8 до 0,1 млн лет назад).

В конце неогена – начале четвертичного периода началась основная фаза роста горных сооружений Алтая, которая ознаменовалась дроблением литосферы на относительно мелкие блоки и резкой дифференциацией амплитуды вертикальных перемещений последних. Неотектоническая структура Алтая приобрела в результате этого глыбовый облик. На границах сопряжения хребтов и впадин ведущую роль стали играть разломы в виде сбросов, взбросов и надвигов, а сами геологические структуры стали приближаться к системе горстов и грабенов.

Увеличение дифференциации в высотных отметках сопряженных блоков обусловило усиление денудационных процессов, особенно линейной эрозии. Это привело к геоморфологическому оформлению горных хребтов и межгорных впадин. Глубина эрозионного вреза в основных горных сооружениях (хребты Центрального, Южного, Восточного и Юго-Восточного Алтая) достигла 1000–1200 м. Расчленение склонов горстовых структур и формирование долинно-речной сети сопровождались сносом продуктов выветривания и накоплением их у подножия гор в межгорных котловинах.

Почти во всех главных долинах Алтая ниже уровня современного их дна залегают бурые галечники, характерной особенностью которых является большая мощность отложений и крайне неодинаковая степень выветрелости обломочного материала. Буроцветный

характер грубообломочного материала, сносившегося в рассматриваемый этап орогенеза, свидетельствует о том, что в предшествующий период на территории Алтая преобладали в целом достаточно теплые семиаридные климатические условия, т. е. аридизация климата, наметившаяся еще в позднем палеогене, продолжалась и в плиоцене. Спорово-пыльцевые спектры бурецких отложений содержат в основном пыльцу ксерофитных травянистых форм.

По мнению ряда исследователей [Лунгерсгаузен, Раковец, 1959, 1961; Шмидт, 1967; Девяткин, 1965 и др], в эоплейстоцене основные горные массивы Центрального и Юго-Восточного Алтая поднялись до 3000–4000 м над ур. м., а амплитуда вертикальных перемещений в зоне сопряжения хребтов и межгорных котловин достигла 2000–3000 м. Таким образом, первичная сводовая поверхность Алтая в результате разрывов и неравномерных перемещений постепенно превратилась в мозаику блоков с ярусным расположением участков древней денудационной поверхности (рис. 4). Наиболее высоко поднятые денудационные поверхно-

сти, по-видимому, уже в эоплейстоцене достигли нижней границы хионоферры и стали ареной формирования ледников плоских вершин. Вследствие ветрового сноса снега скорость питания ледников плоских вершин была невелика, лед двигался медленно, не производя существенного воздействия на свое ложе. Поэтому такие ледники, бронируя подстилающую поверхность от воздействия других экзогенных процессов, способствовали длительному существованию древних поверхностей выравнивания.

В пределах Чуйской межгорной котловины (разрез по левобережью р. Чагана) бурецкие отложения представлены ожелезненными галечниками с валунами и сцементированы серо-бурой супесью [Щукина, 1960; Девяткин, 1965]. Ниже этих валунных галечников залегают мелкие, сильно выветрелые бурые галечники с прослоями ожелезненных песков и светло-серых алевритов. Из них сотрудниками географического факультета МГУ получены ТЛ-датировки от 910 ± 100 тыс. лет до 1,5 млн лет назад [Свиточ и др., 1973; Куликов, 1974].



Рис. 4. Схематический профиль рельефа Алтая между Чуйской впадиной и Шапшальским хребтом (по Адаменко О.М. и др., 1969)

Буроцветные осадки вскрыты скважинами под покровом четвертичных отложений по Южной и Восточной периферии Чуйской котловины и обнажаются в долинах некоторых рек на выходе их в котловину. Они пред-

заполнителем. По степени плотности эти галечники не уступают перекрывающим их серым валунным суглинкам и крупным валунникам.

Осадки буроцветной серии выявлены бурением и обнажаются в Джу-



Рис. 5. Общий вид Кубадринского обнажения ледниковых отложений

ставлены ожелезненными галечниками со щебнем и гравием, местами – красно-бурыми глинами и суглинками [Девяткин, 1965; Раковец, 1960]. Разрез буроцветных отложений под названием башкаусской морены описан Е.Н. Шукиной (1960) по левобережью р. Кубадру в Улаганской впадине. Здесь на протяжении около 10 км прослеживается толща бурых валунных галечников (рис. 5) различной степени выветрелости с плотным супесчаным

лукульской, Тархатинской и Самахинской впадинах. Представлены грубыми щебнями, галечниками с гравийно-супесчаным заполнителем. В Уймонской впадине в ее северо-западной части у подножия Теректинского хребта обнажаются плотные красно-бурые глины с большим содержанием щебня сильно выветрелых кристаллических сланцев. В юго-западной части впадины буроцветные отложения слагают цоколь верхних террас р. Катунь

и представлены хорошо окатанными ожелезненными мелковалунными галечниками с линзовидными прослоями серых мелкозернистых песков. Валунно-галечниковый материал легко раскалывается при ударе молотком, а гранитные обломки рассыпаются в дресву.

Бурые выветренные галечники с валунами средних размеров обнажаются по правобережью р. Семы, в долине р. Коксы выше устья р. Тюгюра, в низовьях р. Мал. Ильгумень и в других долинах. Литологически они сходны с буроцветными отложениями в долинах Кубадру и Чагана.

Буроцветные отложения повсеместно перекрываются сероцветными грубообломочными осадками, которые, по единодушному мнению исследователей Алтая, относятся к неоплейстоцену. Залегание этих сероцветных грубообломочных толщ с резким контактом и угловым несогласием на подстилающих породах свидетельствует о резком изменении типа и характера литогенетических процессов. Обычно это связывают с активизацией в раннем неоплейстоцене тектонических движений разной направленности, т.е. на фоне поднятия блоков основной части свода имели место и региональные прогибания. Последним, в частности, Н.А. Ефимцев (1968) объясняет накопление почти 400-метровой толщи сероцветных осадков, слагающих высокие террасы в долинах Чуи и Катуня. Вопрос об условии формирования этих террас подробно будет рассмотрен в другом разделе. Здесь же отметим, что высокие террасы характерны только для долин Чуи, Катуня и верхнего участка долины Бии и резко выклиниваются в долинах их притоков.

Генезис осадков буроцветной серии разными исследователями трак-

туется по-разному. Как уже было отмечено выше, Е.Н. Шукина бурые галечники в Чаганском разрезе, равно как и красно-бурые галечники в долине р. Кубадру, считает мореной наиболее древнего оледенения Алтая. Ее аргументы о ледниковом происхождении этих галечников базируются на трех фактах: 1) несортированность обломочного материала, валуны неравномерно распределены во вмещающих супесях; 2) слабая окатанность как крупных обломков, так и песчано-гравийной фракции; 3) наличие в толще большого количества выветрелых валунов, часть из которых при сохранении формы превратилась в белую мучнистую массу (маршаллит), а другие легко рассыпаются даже при нажатии рукой. Перенос и отложение столь выветрелых обломков, по Шукиной, возможны были лишь в мерзлом их состоянии.

Аналогичное заключение о ледниковом происхождении красно-бурых галечников в долинах бассейна р. Кубадру сделано Г.Ф. Лунгерсгаузенем и О.А. Раковец (1961), хотя они дают несколько иную, чем Шукина, литологическую характеристику этих галечников, в частности отмечая, что в них отсутствует эрратический для бассейна р. Кубадру обломочный материал.

Таким образом, по вопросу о проявлении на Алтае самого древнего оледенения до сих пор существуют различные представления. Объектом дискуссии является происхождение так называемой башкаусской свиты. Отложения свиты, по мнению ряда исследователей, более всего отвечают пролювию и аллювию горного типа, образованным в условиях умеренного климата.

Какие же литологические признаки выдвигаются в качестве аргумента для

отнесения этих отложений к флювиальным? Разберем этот вопрос на примере толщи в долине р. Кубадру. Сначала Н.А. Ефимцев (1964), а вслед за ним Е.В. Девяткин (1965) высказываются о неледниковом происхождении красно-бурой толщи. Н.А. Ефимцев описывает толщу как валунно-галечную с хорошо отмытым песчаным и песчано-гравийным цементом. В ней преобладают небольшие, преимущественно окатанные гальки и мелкие валуны размером в среднем 0,5–0,6 м, максимум до 1,0 м. Намечается увеличение крупности материала вверх по долине. В горизонте отмечается слоистость, обусловленная наличием прослоев песчано-гравийного материала. Выветренность галечно-валунного материала в толще Н.А. Ефимцев объясняет воздействием наложенных процессов выветривания, имевших избирательный характер: граниты менее затронуты выветриванием, а метаморфические сланцы и песчаники значительно более выветрелые. Встречаются даже обломки, при ударе превращающиеся в беломучнистую массу.

Е.В. Девяткин (1965, с. 99–100) отмечает: «...толща галечников повсеместно имеет достаточно хорошо выраженную слоистость, что создается чередованием слоев, обогащенных галечным материалом (темно-бурых), и слоев преимущественно песчано-гравийных (светло-бурых). Слоистость субгоризонтальная с отдельными грубыми косослоистыми пачками... В расположении валунов и галек повсеместно в толще отмечается определенная ориентировка, выражающаяся в субгоризонтально-черепитчатом расположении длинных осей галек... В горизонте содержится до 30 % выветрелых галек и валунов.

Наряду с выветрелыми, рассыпающимися в мелкую крошку и дресву гальками, имеются валуны и гальки лишь с поверхности выветрелые, имеются и совсем крепкие, незатронутые выветриванием». Поэтому, пишет Е.В. Девяткин, нельзя согласиться с Н.А. Ефимцевым об избирательном процессе выветривания после формирования толщи, которую по генезису он (Девяткин) тоже считает аллювиальной.

Наиболее полно вещественный состав Кубадринской толщи описан И.Г. Лискун (1963). Она дает те же литологические характеристики отложениям, что и Ефимцев и Девяткин. Но дополнительно отмечает, что «почти во всех линзах мелкозернистого материала встречаются мелкие остатки обугленной растительной ткани, а в одной из линз найден фрагмент древесного растения длиной около 10 см, залегающего согласно со слоистостью алеврита» (с. 79). Цемент (или заполнитель) галечников представлен желто-бурым «гравийно-песчаным материалом с обилием алевритовых и пелитовых частиц (выделено нами. – П.О.)» (с. 80). В приведенной ею таблице гранулометрического состава цемента содержание в нем частиц менее 0,01 в отдельных образцах доходит до 60 %.

Во времена описания на Алтае отложений башкаусской свиты специальных литогенетических исследований морен проведено еще не было и ледниковые отложения (морены) характеризовались в литературе триадой, противопоставляемой аллювию, а именно как отложения неокатанного, несортированного и неслоистого материала.

Надо признать, что вблизи современных горных ледников при визуаль-

ном осмотре выраженных в рельефе конечных и береговых морен два первых признака этой триады подтверждаются в полной мере. Да и с удалением от ледников эти признаки достаточно явно выражены на поверхности более древних моренных холмов и гряд. Особенно доказательным о ледниковом происхождении таких форм рельефа является наличие крупных эрратических валунов и глыб. Что же касается внутреннего строения ледниково-аккумулятивного рельефа, то на Алтае оно практически не изучено из-за отсутствия более-менее представительных естественных или искусственных обнажений. Не лучше обстоит дело и с отложениями основной морены: вблизи ледников она практически не вскрыта водотоками из-под флювиогляциальных отложений, а вдали от ледников, особенно за пределами границ позднеплейстоценового оледенения, основная морена чаще всего неспециалистами диагностируется либо как горный аллювий, либо как селевые отложения.

С 1970-х гг. начались детальные исследования литологии ледниковых отложений и закономерностей ледового типа седименто- и литогенеза (Е.В. Рухина, Ю.А. Лаврушин, Л.Р. Серебрянный). В результате к настоящему времени выяснены закономерности строения и формирования основных, конечных и береговых морен. В частности, установлены закономерности мобилизации рыхлых или слабо сцементированных пород ледникового ложа, внедрения обломочного материала в полости и ослабленные зоны движущегося ледника, отражение в отложениях пластических деформаций, происходивших в мореносодержащей

толще льда. «Главным содержанием процесса взаимодействия ледника и ложа становится... не столько образование новых продуктов разрушения подстилающих пород, сколько прямая ассимиляция пород ложа движущимся льдом» [Лаврушин, 1986, с. 17]. «При этом экзарация вовлекает в частичное движение или перемещение крупные чешуи пород ложа, перестраивая и надстраивая ранее образовавшийся моренный покров, и тем самым приводит к возникновению моренных толщ повышенной мощности» [Лаврушин, 1986, с. 33]. Конкретным выражением движения льда в ледниках являются различного типа гляциодинамические текстуры, плотность моренных отложений, ориентировка обломочного материала. Что касается последней, то еще в середине XX в. установлено, что независимо от положения обломка в толще мореносодержащего льда он стремится расположиться длинной осью в направлении движения. И это относится к обломочным частицам всех размерностей, слагающих основную морену. «Таким образом, можно констатировать, что в толще основных морен существует ориентировка длинных осей частиц всего гранулометрического спектра в направлении движения ледника. Этот вывод позволяет представить себе морену как достаточно упорядоченную толщу осадков» [Лаврушин, 1986, с. 40].

Сторонниками аллювиального генезиса валунно-галечной толщи в долине р. Кубадру указывается наличие в ней «горизонтальной слоистости», которая представлена чередованием «пачек (3–4 м) валунно-галечного материала и пачек (1–1,5 м) с более мелкими гальками... Между ними лежит

песчано-гравийный глинистый материал... По всей толще распространены линзы песков, алевроитов и реже глин. Мощность линз варьирует от 10–15 до 40–50 см, протяженность от 1–1,5 до 20–30 м» [Лискун, 1963, с. 77].

Казалось бы, что отмеченных литологических признаков вполне достаточно для убеждения читателя в аллювиальной природе отложений башкауских галечников. Но ни один из приведенных в работах Н.А. Ефимцева (1964, рис. 23), Е.В. Девяткина (1965, рис. 29) и И.Г. Лискун (1963, рис. 2) снимков Кубадринского обнажения желто-бурой толщи не подтверждает их словесную характеристику. Конечно, в отдельных фрагментах толщи можно видеть и песчано-алевритовые линзы, и ориентировку длинных осей части галечно-валунного материала вниз по долине, и некоторое увеличение размеров грубообломочной составляющей толщи вверх по долине. Однако все это не противоречит и приведенным выше литологическим признакам строения основной морены. Более того, как видно на приведенной ниже фотографии (рис. 6), никакой горизонтальной

слоистости в валунно-галечных желто-бурых отложениях нет и обломочный материал несортирован, имеет самую различную ориентировку, а линзы песков и алевроитов более характерны для самой верхней сероцветной толщи, которая всеми упомянутыми исследователями рассматривается как классическая морена. За морену принимается ими и сероцветная валунно-галечная толща, лежащая между желто-бурым валунным галечником и сероцветной мореной. Во всяком случае, по литологическим признакам и плотности отложений желто-бурая толща идентична отложениям в правобережье р. Башкауса ниже пос. Чибиля, которые считаются мореной максимального оледенения Алтая (рис. 7). Это позволяет желто-бурую толщу в Кубадринском обнажении рассматривать тоже как основную морену. Ее яркая окраска обусловлена, по-видимому, ассимиляцией ледниками северного макросклона Курайского хребта коры выветривания красноцветных доломитов и гранитов в истоках рек Кубадру и Кысхыштубека.



Рис. 6. Обнажение желто-бурой среднечетвертичной морены (указано стрелкой) в левобережье р. Кубадру



Рис. 7. Обнажение среднечетвертичной морены в правобережье р. Башкауса ниже пос. Чибиля

В выводах сторонников аллювиального генезиса желто-бурой толщи вызывает недоумение в объяснении ее ненормально большой мощности (до 80 м) накоплением по констративному типу седиментации в эрозионно-тектонической долине, а валунно-галечного состава отложений – «довольно мощным и постоянным водотоком». Обилие глинистых частиц в породах говорит о том, что речные воды выносили наряду с грубообломочным и песчаным материалом значительное количество тонкой мути – взвешенных пелитовых частиц [Лискун, 1963, с. 86]. В этой связи позволительно задать два вопроса: 1) как же в депрессии шириной более 1 км (в таких пределах прослеживаются отложения желто-бурой толщи) при миграции русла по констративному типу формировалась только «русовая фация аллювия» (линзочки алевроитопелитового материала нельзя принять за пойменный аллювий!) без каких-либо следов смены фаций или контактов размыва, перерыва в осадконакоплении? 2) как в реке «с довольно мощным и постоянным водотоком» могли переноситься те валуны и гальки, которые «при ударе легко рассыпаются на мелкие обломки (подсчеты показали, что в нижней части толщи содержание галек выветрелых пород достигает 25–30 %) или превращаются в белую мучнистую массу»?

На оба вопроса ответ может быть один: это не аллювий, а монолитная основная морена. Мореной мы считаем и плотные несортированные бурые галечники в Чаганском обнажении.

Галечно-мелковалунный материал желто-бурой башкаусской моренной толщи указывает на то, что к началу

формирования долинных ледников склоны горных сооружений, на которых развивалось оледенение, были покрыты корой выветривания, а в долинах накопились аллювиальные отложения. Склоны долин, по-видимому, не были крутыми и высокими, а потому не поставляли на ледники крупные обломки горных пород. Пределы распространения башкаусской толщи можно рассматривать как границу максимального продвижения ледников данного этапа. Большая мощность морены в Кубадринском обнажении свидетельствует о весьма значительной продолжительности ее накопления и, следовательно, существовании ледника.

В связи с продолжающимся дроблением блоков и увеличением густоты склонов влияние оледенения на рельеф прежде обширных выположенных массивов сменяется от бронирующего на активную локальную экзарационную работу. В этот период закладывается и формируется основная часть каров верхнего гипсометрического уровня. Под влиянием экспозиции склонов и направления метелевого перераспределения снежных масс развитие каров происходит неравномерно: наиболее интенсивно они врезаются ледниками подветренных и теневых склонов. Это приводит к последующему асимметричному распределению по макросклонам ледников и различиям в их эволюции. Наглядным примером этого является Курайский хребет, где все современные ледники сосредоточены только на северо-восточном макросклоне. Да и в других хребтах Русского Алтая эта асимметрия современного оледенения вполне очевидна, что будет проиллюстрировано в гл. VI.

I. 4. Активное преобразование рельефа оледенением (средний – поздний неоплейстоцен)

Развитие рельефа в рассматриваемое время определяется продолжающимися новейшими движениями, имевшими общую положительную направленность и значительную дифференцированность, и изменением климатической обстановки в сторону похолодания.

Как было отмечено в предыдущем разделе, при воздымании отдельных блоков горной страны до высоты около 3000 м на них стало возможно появление более или менее обширных полей постоянного снежного покрова. На наиболее высоких поверхностях интенсивная аккумуляция твердых атмосферных осадков в течение всего года могла привести к возникновению ледников. Морфология последних в начальный период их развития определялась характером рельефа подстилающей поверхности: на уплотненных участках водоразделов формировались малоподвижные ледники плоских вершин; на слаборасчлененных склонах – различные формы присклонных ледников; в циркообразных вершинах горных долин и на подветренных склонах хребтов фоновые твердые атмосферные осадки дополнялись снежными массами их метелевого перераспределения, чем обеспечивалась здесь высокая концентрация снега и сравнительно быстрое возникновение активных долинных ледников.

Эволюцию горного оледенения в целом схематично, в первом приближении можно представить на примерах пространственного распределения современных ледников в разных гор-

ных странах или в разных частях одной крупной горной страны с различной ороклиматической базой. Ранний этап развития оледенения можно сравнить с современным периферийным оледенением, где ороклиматическая база достаточна для существования лишь простых малых ледников. На Алтае в качестве таковых можно назвать хребты Холзун, Сумульгинский, Иолго, Теректинский. По мере улучшения условий увеличивались размеры ледников, усложнялось их строение и расширялись границы распространения оледенения. Вместе с тем обособленные прежде ледники соединялись с соседними, образуя ледниковые системы, а последние, по мере увеличения, объединялись в крупные ледниковые центры. На стадии максимальной депрессии снеговой линии ледниковые центры расширялись настолько, что терялись границы между ними и оледенение приобретало черты так называемого горно-покровного, или, точнее, сетчатого. В нем не только сочетались все типы прежних горных ледников, но возникали и новые: ледниковые шапки на слаборасчлененных горных массивах – нагорьях (например, Чульшманское, Укок, Теректинский хребет), и ледоемы в высокогорных котловинах (в Чуйской, Курайской, Бертекской, Сорлукульской и Улаганской).

В связи с различной высотой поверхности неотектонических блоков (см. рис. 3), образующих Русский Алтай, обусловленное похолоданием оледенение уже изначально не могло развиваться равномерно. В первую очередь оледенением были охвачены наиболее высокие блоки. Сравнительно небольшая площадь и крутые склоны этих блоков обеспечивали формиро-

вание разобщенных ледниковых центров, где размеры конкретных ледников контролировались морфологией вмещающих форм рельефа. Такой тип оледенения оставался до тех пор, пока снеговая линия не опускалась до поверхности нижележащей группы блоков. Тогда скачкообразно возрастала площадь распространения оледенения, а в пределах верхнего яруса блоков увеличивалась мощность ледников из-за подпруживающего влияния аналогичных образований, выдвигавшихся из боковых долин. Как можно судить по строению современных ледниковых центров, такая картина возникала при высоте снеговой линии около 2500 м над ур. м.

Следующий резкий скачок в расширении пределов оледенения произошел по достижении снеговой линией обширных уплощенных и слабодробленных поверхностей с высотами около 2000 м. На этом этапе дробное оледенение слилось в сложный покров с неясными ледоразделами. Дальнейшее скачкообразное расширение оледенения могло бы произойти при снижении снеговой линии до отметок около 1000 м, но этого, по-видимому, не произошло из-за изменения климата в неблагоприятную для оледенения сторону.

Такая же неравномерность сопровождала эволюцию оледенения и в регрессивной фазе с переходом снеговой линии с более низких орографических ступеней на более высокие. Этим, возможно, объясняются ледниковые мегастадиалы в среднем и позднем неоплейстоцене.

На регрессивном этапе эволюция оледенения развивается в обратном порядке: исчезают прежде всего ледомы

и ледниковые шапки; единое сетчатое оледенение расчленяется на группу крупных ледниковых центров; последние сокращают свои размеры за счет исчезновения периферийных ледников; наконец, в связи с неблагоприятными климатическими условиями дольше всего сохраняется оледенение на наиболее высокой ороклиматической базе с благоприятными для концентрации твердых атмосферных осадков формами рельефа.

Ледники, как известно, являются одними из наиболее активных экзогенных рельефообразующих факторов. Они производят различное воздействие на подстилающие горные породы (как рыхлые, так и коренные). В продольном профиле горных ледников выделяют [Лаврушин, 1986] три зоны: зону преимущественной экзарации (в верхней по профилю части), где на контакте ледника и ложа преобладает процесс отщепления, выламывания обломков горной породы (плакинг) и их истирание; зону преимущественного подледного транзита обломочного материала в некоторой средней части продольного профиля и зону аккумуляции в приконцевой части ледникового языка, где происходит отложение принесенного ледником обломочного материала (морены) (рис. 8). У разных ледников соотношение протяженности этих зон неодинаково. Не остаются постоянными и пространственные границы между смежными зонами, они смещаются по мере изменения размеров ледника (при наступании ледника — вниз по долине, в регрессивной фазе — вверх).

На преобразование доледникового рельефа наибольшее влияние оказывает ледниковая эрозия (экзарация). Плакинг обусловлен тем, что скользящий

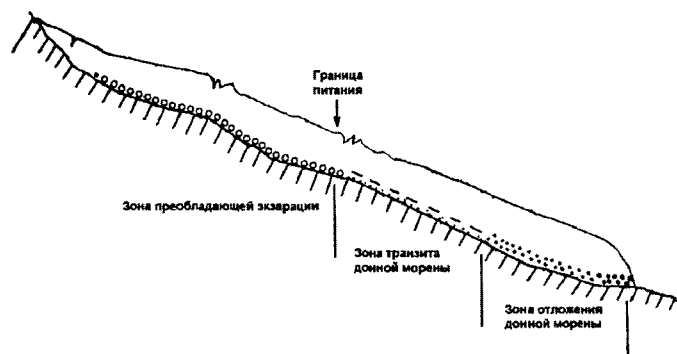


Рис. 8. Зоны преобладающего вида работы горного ледника (в продольном профиле)

по подстилающим горным породам лед в отдельные моменты примерзает к ним, а при последующей подвижке вырывает и увлекает с собой куски породы. Этими вмержшими в лед обломками, особенно обломками наиболее прочных горных пород, производится стачивающее и истирающее воздействие на выступы подледного ложа. Интенсивность этих механизмов (плакинга и истирания) зависит от твердости и трещиноватости пород ложа, температурного состояния придонного льда, скорости донного скольжения ледника.

Какими количественными показателями характеризуется ледниковая эрозия – общего и однозначного ответа быть не может по ряду причин: различия в твердости и трещиноватости горных пород ледникового ложа, изменения температурного состояния придонного льда и скорости донного скольжения льда. Имеющиеся в литературных источниках численные значения ледниковой эрозии получены косвенным путем и характеризуют каждый конкретный пример. Учитывая большую глубину троговых долин, нельзя не согласиться с оценками скорости их выработки в 4–6 мм в год. Но это в долинах, где толщина ледника и скорость его движения достигали

максимальных значений. На слабодифференцированных поверхностях ледники не достигали аналогичной толщины и, следовательно, не обладали такой же экскариционной способностью.

Необходимо отметить, что долинны ледники производят активное воздействие не только на свое ложе, но и на прилегающие склоны долины, в результате чего последние выравниваются, сглаживаются и формируют корытообразные в поперечном профиле долины-троги.

Следствием ледниковой эрозии является и ряд других форм рельефа: кары, выпаханные льдом языковые бассейны, фиорды, бараньи лбы, ригели. Из этого ряда наибольшего внимания заслуживают кары. Их ледниково-эрозионное происхождение ни у кого не вызывает сомнения, и потому даже наличие пустых каров является достаточным аргументом для признания существования здесь в прошлом ледников. Совокупностью каров определяется альпийский тип рельефа наиболее поднятых участков горных хребтов, достигавших хионосферы. Экспозиция склонов орографической базы и приход осадков преимущественно с ветрами западных румбов обусловили асимметричность в распределении каров (см. табл. 2).

II. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СОВРЕМЕННОЙ ОРОГРАФИИ И НАЛОЖЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

II. 1. Общая характеристика основных орографических частей Алтая

Горные сооружения Алтая составляют северо-западную часть Алтае-Саянской горной страны и являются наиболее высокими среди гор Южной Сибири. В Алтае отчетливо выражено увеличение абсолютных высот с северо-

северо-запада на юго-юго-восток, вследствие чего он подразделяется на три высотных пояса (низкогорный, среднегорный и высокогорный). В орографическом отношении Алтай обычно делится на Южный, Восточный, Центральный, Северо-Западный и Северо-Восточный (рис. 9).

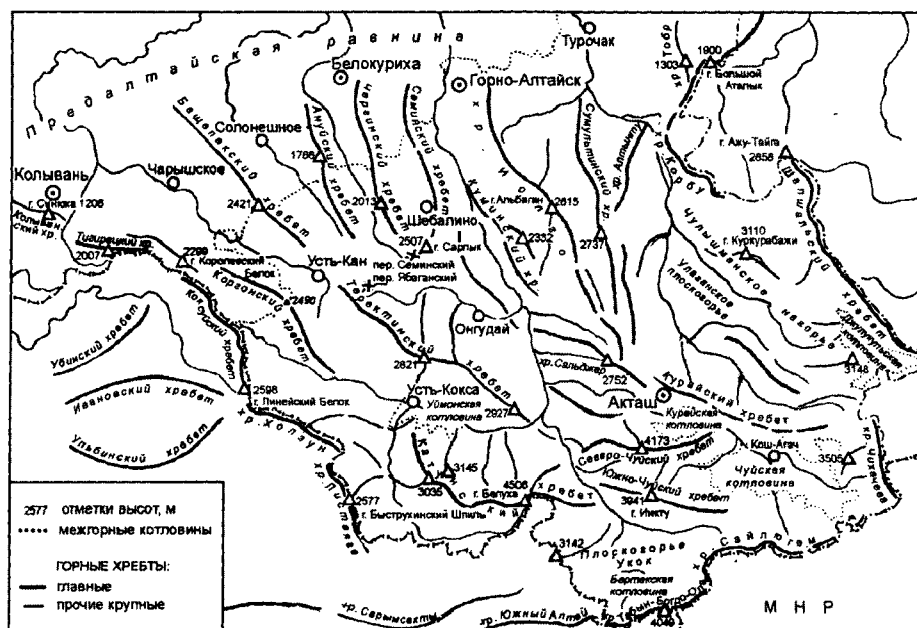


Рис. 9. Орографическая схема Алтая

В *Южный Алтай* входят крупные хребты: Юж. Алтай, Курчумский, Тарбагатай, Сарымсакты и Нарымский. В целом Юж. Алтай характеризуется малой расчлененностью, высокими труднопроходимыми перевалами, большой крутизной северного склона хребтов и относительно пологими южными склонами. В западной части Юж. Алтая (Нарымский хребет) высота гор колеблется в пределах 1200–2000 м. К востоку хребты постепенно поднимаются до 3800 м и превращаются в сильно расчлененные горные массивы, увенчанные многочисленными скалистыми пиками. На стыке Юж. Алтая и Монгольского Алтая возвышается горный узел Табын-Богдо-Ола (см. рис. 9) с высшей точкой – горой Найрамдал (4356 м). Севернее хребтов Сарымсакты и Нарымский располагаются межгорные впадины Нарымская и Бухтарминская. Между хребтами Курчумский и Азутау находится впадина оз. Маркаколь. Для северной цепи хребтов Юж. Алтая характерно широкое развитие ледниковых форм рельефа и наличие значительных современных ледников. Южная цепь является среднегорной. Здесь преобладает эрозионный, местами платообразный рельеф с глубиной расчленения не более 400 м.

Восточный Алтай включает хребты Сайлюгем, Чихачева, Шапшальский и массив Монгун-Тайга. На Сайлюгемском хребте преобладают высоты до 3000 м и лишь отдельные вершины поднимаются до 3500 м, в рельефе господствуют эрозионные формы. Относительное превышение гребней над прилегающими долинами не превосходит 500 м. Водоразделы имеют преимущественно сглаженные, мягкие формы на северном склоне хребта. Южный

склон его расчленен более глубокими ледниковыми долинами. Хребет Чихачева резко поднимается над прилегающим с запада ровным дном Чуйской котловины, состоит из нескольких отдельных массивов, поднимающихся до 3700–4000 м. Хребет испытал значительное четвертичное оледенение, поэтому отличается сочетанием многочисленных ледниково-экзарационных форм (в центральных поднятиях) и ледниково-аккумулятивного рельефа (в долинах и на уплощенных между-речьях). Долиной Могун-Бурени от него отделяется обособленный массив Монгун-Тайга, резко возвышающийся над прилегающей с севера Джулукульской межгорной котловиной. Этот массив в меридиональном направлении прорезан двумя глубокими долинами, по которым в ледниковое время ледниковые потоки выводились за пределы горного массива. Со всех сторон массив окружен у подножия широкой полосой ледниковых отложений с неровной холмисто-западинной поверхностью. Склоны массива несут ясные следы ледникового воздействия, а на вершинах и сейчас имеются небольшие ледники.

Шапшальский хребет, вытянутый в субмеридиональном направлении, крутым высоким уступом поднимается над прилегающей с запада Джулукульской котловиной (рис. 9). Это один из наиболее крупных хребтов Алтая, являющийся водоразделом рек бассейна Оби и Енисея. Высота хребта в среднем составляет около 3000 м, отдельные вершины поднимаются до 3400–3500 м. Несмотря на сравнительно небольшие абсолютные высоты, хребет отличается резко выраженным альпийским рельефом. Западный его склон расчленен глубокими (до 1000 м) короткими до-

линами, замыкающимися в вершинах хорошо сохранившимися карами и цирками. К востоку от главного хребта отходят ветвистые боковые отроги, протягивающиеся на многие десятки километров и разделяющиеся крупными троговыми долинами.



Рис. 10. Космоснимок территории Русского Алтая (в границах рис. 9)

Центральный Алтай образуют две горные цепи: южная, представленная высокими Южно-Чуйским и Катунским хребтами (рис. 9) и продолжающим их к западу более низким хребтом Листвяга, и северная, состоящая из Северо-Чуйского и Теректинского хребтов. Хребты Северо-Чуйский и Катунский имеют субширотное простирание, остальные – северо-западное. От прилегающих областей Центр. Алтай орографически четко отделяется крупными продольными долинами и межгорными котловинами. Все хребты отличаются асимметричным строением – имеют крутой короткий южный (юго-западный) и растянутый, с многочисленными длинными отрогами северный (северо-восточный) склоны.

Хребтам (за исключением Теректинского) свойственен узкий, крутой, пилообразный водораздельный гребень.

Южно-Чуйский хребет на юго-востоке долиной Чаган-Бургазы отделяется от хребта Сайлюгем, с юго-запада ограничен глубокой продольной долиной р. Джазатора. На западе узким ущельем р. Аргута он отделен от Катунского хребта, а долинами рек Карагема и Джело отделяется от Северо-Чуйского. На всем протяжении хребет имеет большие абсолютные высоты (3000–3400 м), высшей точкой является гора Ирбисту (3960 м). В средней части хребта, в верховьях р. Талдуры, находится самый крупный в Горном Алтае Талдуринский ледник (28,2 км²) и целый ряд более мелких; выше границы леса в рельефе решительно преобладают альпинотипные формы. Относительные глубины расчленения превышают 1000 м.

Максимальных отметок Алтай достигает в Катунском хребте (гора Белуха – 4506 м) (рис. 11). Восточнее Белухи Катунский хребет имеет средние высоты 3500–3600 м, западнее заметно снижен до отметок 2800–3000 м. Катунский хребет – наиболее крупный центр современного оледенения Алтая. На массиве Белуха ледники относительно равномерно распределены по склонам разной экспозиции, а в краевых частях тяготеют к склонам северных румбов. Хребет расчленен многочисленными глубокими долинами-трогами, а в приводораздельной части – почти непрерывными рядами каров и цирков.

К югу от восточного конца Катунского хребта, отделяясь от него долиной р. Коксы, протягиваются в северо-восточном направлении Караалахинские горы с максимальной отмет-



Рис. 11. Северная стена Белухи



Рис. 12. Северный макросклон центральной части Северо-Чуйского хребта

кой 3142 м. Несмотря на относительно небольшие высоты, горы характеризуются большой крутизной склонов, глубоким расчленением и следами бывшего оледенения, к востоку Караалахинские горы продолжаются более низким плоскогорьем Укок. Между кряжами плоскогорья Укок на севере и склонами массива Табын-Богдо-Ола и хр. Юж. Алтай на юге располагается высокоподнятая Бертекская межгорная котловина. Поверхность этой котловины почти целиком сложена ледниковыми отложениями. Рельеф ее представлен сочетанием холмов, гряд разной величины и разделяющих их понижений, частично выработанных реками, берущими начало от современных ледников Юж. Алтай и Табын-Богдо-Ола.

Северо-Чуйский хребет характеризуется крутым густо расчлененным южным склоном и очень растянутым, осложненным длинными боковыми отрогами северным, постепенно снижающимся в северном направлении. В восточной части хребта хорошо прослеживаются разновысотные древние поверхности выравнивания, в склоны которых врезаны глубокие крутые долины. Западнее долины Тете строение вершинной части хребта резко меняется, начинают преобладать альпийские формы (кары, цирки, карлинги), прослеживающиеся до западного окончания. Такими же альпийскими формами характеризуются и его северные отроги. Однако по мере снижения высот они все четче приобретают черты эрозионного расчленения. Средние высоты главного хребта составляют 3000–3100 м. Его центральная часть, носящая название горный узел Биш-Иирду, поднята до 3500–3600 м с отдельными вершинами более 4000 м (Маашейбаш – 4173 м, Актрубаш – 4075 м).

Теректинский хребет отделяется глубокой долиной р. Катунь от северо-западного конца Северо-Чуйских гор. Он тоже отличается ясно выраженной асимметрией склонов (крутой короткий юго-западный и длинный северо-восточный). Средние высоты хребта едва превышают 2000 м, отдельные куполовидные вершины с врезанными в них многочисленными карами поднимаются до высоты 2500–2800 м (гора Казнахта – 2927 м), но эти ледниковые формы характерны только для приводораздельной части. На большей его территории развиты глубокие крутосклонные эрозионные формы.

Хребет Листвяга с продолжающим его в северо-западном направлении хр. Холзун являются самой низкой и западной частью в системе Центрального Алтая, они разделяют бассейны рек Катунь и Бухтарма. Хребты отличаются мягкими очертаниями водоразделов с высотами около 2000 м. С северо-восточной стороны преобладают плоские междуречья с абсолютными высотами в среднем 1600–1700 м. Только в средней части хребта Листвяга гора Быструхинский шпиль (2577 м) представляет собой хорошо сформированный карлинг.

Между Катунским и Теректинским хребтами располагается Уймонская межгорная котловина, вытянутая с запада на восток на 55 км. По южной ее окраине в восточном направлении течет р. Катунь. Системой невысоких горных кряжей котловина делится на три неравные части: собственно Уймонскую впадину (длиной 35 км и шириной до 10 км) и ниже по течению Катунь две малые (Катандинскую и Тюнгурскую). Плоская поверхность впадины повышается от реки к подножию Теректинского хребта от 850–900 до 1100–1150 м.

К Центральному Алтаю относятся Курайская и Чуйская впадины. Последняя является самой крупной внутригорной котловиной Алтая (длиной 75 км и шириной до 30 км). Она ограничивается с северо-востока крутым уступом Курайского хребта, с северо-запада – восточным краем Северо-Чуйского, с юго-запада – склонами Южно-Чуйского и Сайлюгемского хребтов, с юго-востока – отрогами хребта Чихачева. Поверхность впадины плоская в юго-восточной половине и слабо всхолмлена в северо-западной,

где наряду с палеозойскими останцами распространены четвертичные аккумулятивные холмы и гряды. Дно котловины постепенно повышается с запада на восток и от центра к бортам от абсолютных высот 1750–1800 до 2000–2200 м. Курайская впадина располагается между Северо-Чуйским и Курайским хребтами к северо-западу от Чуйской котловины и значительно меньше последней по размерам (длина 25 км, ширина от 5 до 15 км). В юго-восточной половине котловины дно плоское с отметками 1500–1600 м, в северо-западной половине поверхность котловины осложнена палеозойскими останцовыми грядами. По северной и южной окраинам котловины у подножия хребтов широко распространены холмы и гряды четвертичных ледниковых отложений.

Другие впадины Центрального Алтая – Абайская (1100–1200 м), Канская (1100–1200 м) и Урскульская (900–1000 м) – значительно уступают по размерам описанным выше котловинам и не всегда имеют четкие границы. Так, Канская впадина представляет собой систему ветвящихся в разные стороны долин шириной до 8–10 км. Долины имеют плоские, часто заболоченные днища и разделяются между собой невысокими горными грядами, постепенно сливающимися с окружающими впадину хребтами.

Северо-Западный Алтай состоит из средневысотных хребтов, веерообразно отходящих от хребтов Центрального Алтая (Теректинского и Холзун). Сюда относятся хребты Ивановский, Коксуйский, Убинский, Тигирецкий, Коргонский, Бащелакский, Ануйский, Чергинский и Семинский. Большей частью хребты Северо-Западного Алтая

не поднимаются выше границы леса, поэтому их гребни и вершины покрыты сибирской тайгой. Только в хребтах Башчелакском (1800–2300 м), Семинском (1700–2200 м, гора Сарлык 2507 м), Коргонском (2200–2400 м) и Коксуйском отдельные вершины поднимаются выше границы леса, расчленены карами и большую часть лета имеют снежные поля. Хребты характеризуются густым эрозионным расчленением глубиной до 500–600 м. Вместе с тем на многих хребтах в приводораздельной части сохранились значительные фрагменты древнего пенеплена. На запад и северо-запад хребты постепенно снижаются и переходят в прилегающие равнины. На севере хребты обрываются к Западно-Сибирской равнине прямолинейным сбросовым уступом высотой 300–500 м.

Северо-Восточный Алтай расположен между Северо-Чуйским и Теректинским хребтами на юге, Шапшальским на востоке, Салаирским кряжем и Кузнецким Алатау на севере. Это довольно обширная территория с разнообразным рельефом. От хребта Чихачева на северо-запад отходит Курайский хребет. Как и хребты Центрального Алтая, он характеризуется асимметричным поперечным профилем (имеет крутой ступенчатый юго-западный и длинный пологий северо-восточный склоны). Юго-восточный и северо-западный концы хребта интенсивно расчленены, имеют типичный альпийский облик водораздела с густой сетью каров, цирков и глубоких трогов, а в северной части между сквозными долинами рек Курайки и Тьдтугема хребет заметно снижен и имеет уплощенный водораздел с отметками до 3000 м. На этом участке юго-западный склон хребта опускается к Курайской

котловине тремя ступенями. На северо-восточной стороне хребта в карах под наиболее высокими вершинами, поднимающимися до 3300–3400 м, имеются небольшие леднички (рис. 13), а нижележащие части северо-восточного склона несут яркие следы экзарационной и аккумулятивной деятельности плейстоценового оледенения.

Северо-западным продолжением Курайского хребта является Айгулакский (с отметками высот не более 2752 м). Гребень Айгулакского хребта крутым уступом высотой в 250–300 м обрывается на северо-восток к уплощенной поверхности, известной под названием Сорлукульского ледоёма. Здесь еще в поздненеоплейстоценовое время концентрировались огромные массы льда за счет ледников, спускавшихся и сливавшихся у подножия Айгулакского и Курайского хребтов.

От Айгулакского хребта на север веерообразно расходятся хребты Куминский, Иолго, Сумультинский, Тонгош и Алтынту. Все эти хребты – средневысотные, однако на большом протяжении несут ясные следы воздействия бывшего оледенения, расчленены карами и глубокими долинами-трогами. На север хребты постепенно снижаются и выклиниваются.

В междуречье Башкауса и Чулышмана располагается Улаганское плоскогорье (см. рис. 9). Его северный и южный края поднимаются до 3000 м, а в средней части плоскогорье снижено до 2500 м. Северо-восточный склон плоскогорья круто обрывается к глубокой долине Чулышмана, а юго-западный полого наклонен к долине Башкауса. Вблизи устьев рек Большой Улаган и Кубадру долина Башкауса сильно расширяется. Этот участок до-

лины известен под названием Улаганской впадины с отметками дна около 1200–1300 м. Между долиной Чульшмана и Шапшальским хребтом располагаются высокие массивы Чульшманского нагорья. Эти массивы, поднимающиеся до 3100 м, разделены глубокими широкими долинами правобережных притоков Чульшмана – Шавлы и Чульчи, характеризуются весьма свежими и многочисленными следами ледниковой деятельности, имеют типичный альпийский облик.

К юго-востоку от Чульшманского нагорья, между Шапшальским хребтом на востоке, массивом Монгун-Тайга на юге и отрогами хр. Чихачева на юго-западе, располагается обширная высокоподнятая Джулукульская котловина с отметками дна 2000–2200 м. Поверхность днища котловины осложнена многочисленными останцовыми грядами палеозойских пород, котловинами обширных Джулукульского и Кендыктыкульского озер и большого числа более мелких озер. В котловине сохранились многочисленные, хорошо выраженные в рельефе ледниково-аккумулятивные формы, свидетельствующие о сравнительно недавнем заполнении котловины активным льдом.

К Северо-Восточному Алтаю относится и хр. Корбу, вытянутый в северном направлении между грабенем Телецкого озера и долиной р. Большой Абакан. Хребет не поднимается выше 2050 м, но характеризуется глубоким расчленением, кроме того, здесь наблюдается большое количество следов экзарационной и аккумулятивной деятельности древних ледников.

Учитывая общий внешний облик хребтов, их абсолютные и относитель-

ные высоты, можно выделить следующие морфологические типы рельефа Алтая: 1) высокогорье (абсолютные высоты более 2000 м, относительные превышения 800–1200 м); 2) среднегорье (абсолютные высоты 1000–2000 м, относительные превышения до 800 м); 3) низкогорье (абсолютные высоты менее 1000 м, относительные превышения 300–600 м); 4) межгорные котловины (абсолютные высоты дна от 800 до 2200 м).

Морфология указанных гипсометрических уровней определяется взаимодействием геологических факторов и факторов общей денудации. К числу показателей, важнейших для общей морфологической характеристики территории, относятся: а) гипсометрия; б) углы наклона склонов; в) экспозиция; г) горизонтальное и вертикальное расчленение.

Распределение площади Горного Алтая по высотам получено планиметрированием по топокартам и представлено в табл. 1.

Таблица 1
Распределение площади Русского Алтая по высотам

| Высота, м | км ² | % |
|-----------|-----------------|-------|
| 4500–3500 | 270 | 0,30 |
| 3500–3000 | 1600 | 1,77 |
| 3000–2000 | 26700 | 29,50 |
| 2000–1500 | 29700 | 32,90 |
| 1500–500 | 31990 | 35,45 |

Средняя высота территории оценивается в 2150 м при наиболее часто встречающихся абсолютных высотах 1500–2500 м и коэффициенте высотной однородности 1,0–1,8. Коэффициент

высотной однородности свидетельствует о большой дифференциации тектонических движений и большой изменчивости процессов денудации по высоте.

II.2. Кары, их морфология и пространственное распределение

Древние ледники в сочетании с нивальными процессами наложили неизгладимый отпечаток на характер рельефа тех поверхностей, которые охватывались оледенением, особенно в позднеплейстоценовое время. В результате деятельности ледников был сформирован так называемый альпийский тип рельефа, характеризующийся густым глубоким расчленением горных хребтов.

Наиболее выразительный элемент альпийского рельефа - кары (рис. 13, 14). По исследованиям Л.Н. Ивановского (1967), на Алтае только в бассейне Катуня насчитывается более 2800 каров. Их горизонтальные размеры колеблются от 0,2 до 1,5 км, а высота стенок каров изменяется от 200 до 1000 м, чаще равна 500-700 м. Крутизна стенок зависит от пород; наиболее крутые и даже отвесные стенки характерны для каров, выработанных в гранито-гнейсовых породах и кварцитах, реже в песчаниках. Правда, крутизна стенок каров зависит и от времени их освобождения от ледников, так как чем раньше в карах исчезали ледники, тем больше масса удаленных продуктов выветривания, образующих крупные шлейфы в нижней части склонов, тем положе стенки.

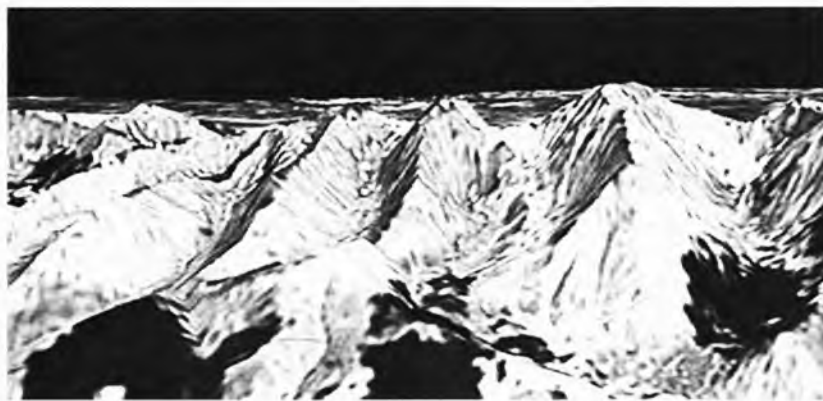


Рис. 13. Кары на северном склоне Курайского хребта

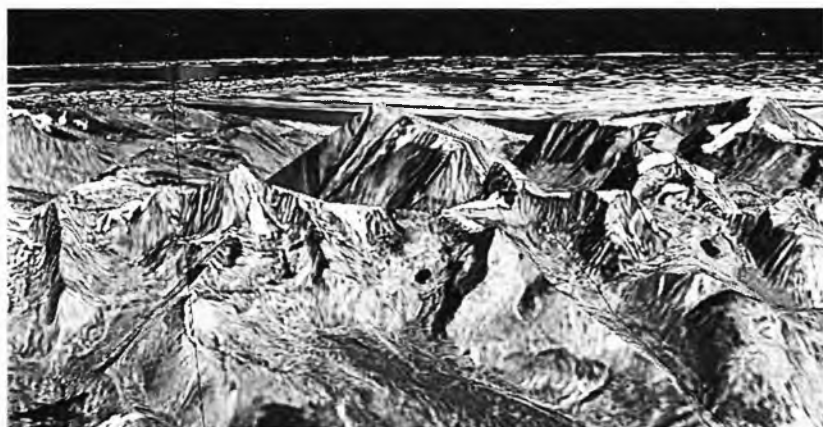


Рис. 14. Кары в Южно-Чуйском хребте

Большинство каров приурочено к пригребневой части хребтов и располагается на высоте нескольких сотен метров над дном прилегающей долины. Вершины долин-трогов замыкаются более крупными ледниково-экзарационными формами (ледниковыми цирками), стенки которых обычно осложнены ступенчато расположенными карами, т.е. цирки морфологически – более сложные формы.

Высотный интервал, к которому приурочены кары и цирки, в разных частях Алтая неодинаков. В средневысотных хребтах Алтая (Бащелакский, Ануйский, Чергинский, Семинский, Куминский, Иолго, Сумульгинский, Алтынту) кары, согласно Л.Н. Ивановскому (1967), встречаются в пределах абсолютных высот от 1750 до 2350 м. На крайнем юго-востоке и на юге Алтая кары располагаются в интервале высот от 2300 до 3500 м. Наибольшее число каров находится между уровнями современной и древней снеговой линии, хотя в центрах современного оледенения имеются заполненные фирново-ледяными масса-

ми кары и выше снеговой линии. Вместе с тем в средневысотных хребтах с широкими уплощенными водоразделами в настоящее время активно развиваются кары, расположенные на подветренном склоне значительно ниже снеговой линии. Такие кары вмещают небольшие каровые или висяче-каровые леднички, существующие за счет аккумуляции в карах осадков метелевого переноса. Они характерны для северо-восточного склона хребтов Холзун, Теректинский, Сумульгинский и др.

В высоких хребтах, особенно в центральных горных узлах, таких как Белуха, Биш-Иирду, Табын-Богдо-Ола, кары развиты на склонах разной экспозиции. Однако со снижением высотных отметок к периферии хребтов и в более низких хребтах усиливается асимметрия в экспозиционной приуроченности каров. В целом для бассейна Катунь распределение каров на склонах разной экспозиции представлено в табл. 2. Л.Н. Ивановский (1967, с. 60) подчеркивает, что «размещение каров Алтая позволяет сделать вывод о зави-

Таблица 2

Экспозиция каров в бассейне Катунь (по Ивановскому Л.Н., 1967)

| Экспозиция | Кары с ледниками | | Кары без ледников | | Общее количество каров | |
|------------------|------------------|--------------|-------------------|--------------|------------------------|--------------|
| | Число | % | Число | % | Число | % |
| Северная | 251 | 37,7 | 801 | 36,5 | 1052 | 37,0 |
| Южная | 92 | 13,8 | 259 | 11,8 | 351 | 12,0 |
| Восточная | 99 | 15,0 | 295 | 13,4 | 394 | 14,0 |
| Западная | 33 | 4,9 | 151 | 6,9 | 184 | 6,0 |
| Северо-восточная | 104 | 15,6 | 437 | 19,9 | 541 | 19,0 |
| Северо-западная | 25 | 3,8 | 93 | 4,2 | 118 | 4,0 |
| Юго-восточная | 35 | 5,2 | 102 | 4,7 | 137 | 5,0 |
| Юго-западная | 26 | 4,0 | 57 | 2,6 | 83 | 3,0 |
| Итого | 665 | 100,0 | 2195 | 100,0 | 2860 | 100,0 |

симости экспозиции каров не только от «чистой» экспозиции, но и от среднего направления ветров, начиная с ледникового времени».

Еще в начале текущего столетия И.Г. Гранэ (1915) отмечал, что в некоторых хребтах в вершинах долин кары располагаются в несколько ярусов друг над другом, образуя так называемые ступенчатые кары. По исследованиям Л.Н. Ивановского (1967), размещение ступенчатых каров ничем принципиально не отличается от размещения одиночных. Им же подробно изучена морфология ступенчатых каров и выделены три их типа. К первому отнесены системы простых каров, расположенных друг над другом последовательно. Чаще всего кары этого типа открываются на север или северо-восток, примером могут служить кары Курайского хребта [Ивановский, 1962]. Второй тип представляют более сложные образования в виде ступенчатых каров долин, классическим примером которых может служить долина в верховье р. Чикта на южном склоне Южно-Чуйского хребта. Третий тип ступенчатых каров – ступенчатые цирки, часть которых в настоящее время еще заполнена ледниками. Это наиболее крупные и сложные формы, достигающие в поперечнике 5–7 км. Они могут быть осложнены карами и каровыми долинами. Хорошая морфологическая выраженность и большие размеры каров в основных хребтах Алтая со всей очевидностью свидетельствуют о весьма большой продолжительности их формирования. При современных оценках интенсивности ледниковой экзарации [Чернова, 1976] на формирование кара глубиной в сотню метров потребуется не менее нескольких миллионов лет.

II. 3. Долины высокогорных территорий

Алтай дренируется многочисленными горными реками, густота сети которых достигает 700–800 км на 100 км² [Гвоздецкий, Михайлов, 1978]. По подсчетам Б.В. Фащевского (1965), число рек и водотоков в Горном Алтае достигает 20188, общая длина их 62555 км. В большинстве случаев реки отличаются бурным течением и наличием порогов, что делает их практически непригодными для судоходства и затруднительными для лесосплава.

Главный водораздел Алтая примерно совпадает с государственной границей России. Направление долинно-речной сети большей частью контролируется ориентировкой горных хребтов и их основных отрогов, однако главные реки имеют генеральное северо-северо-западное направление.

Наиболее простым V-образным поперечным профилем характеризуются средние по размерам долины северо-западной половины Алтая. Они берут начало в низко- или средневысотных хребтах и развивались почти исключительно за счет эрозионных процессов. Сравнительно крутые, густо расчлененные эрозионными ложбинами и логами склоны этих долин в верхней части скалистые, имеют выпуклый профиль, а в нижней представлены почти непрерывными древними шлейфами пролювиально-делювиальных отложений. Этими шлейфами ограничивается узкое аккумулятивное дно, осложненное, как правило, двумя-тремя низкими надпойменными террасами.

Существенно сложнее и многообразнее морфология речных долин юго-восточной части Алтая, где высо-



Рис. 15. Альпийский рельеф в восточной части Южно-Чуйского хребта

когорные хребты сочетаются с высокоподнятыми плато, плоскогорьями и межгорными впадинами (рис. 15). Как и в северо-западной части, главные долины здесь связаны преимущественно с продольными межгорными депрессиями, хотя в ряде мест реки пересекают горные сооружения (Аргут в нижнем течении, Катунь ниже устья Аккема, Чуя – ниже устья Чаган-Узуна и др.).

Вершинные части долин главных водных артерий и большинства их притоков в этой части Алтая связаны с высокогорными хребтами, испытавшими неоднократное четвертичное оледенение. Долины, расчленяющие такие хребты, в ледниковые эпохи заполнялись ледниками и подвергались их рельефообразующей экзарационно-аккумулятивной деятельности. В межледниковье большинство долин высокогорья освобождалось от ледников и развивалось под влиянием флювиальных процессов. На разном удалении от центров оледенения соотношение в продолжительности воздействия на тот или иной участок долины гляциальных и флювиальных процессов было неодинаковым, и поэтому вполне есте-

ственно изменение морфологии таких долин вниз по течению. На некотором удалении от ледников или вершинных цирков присущие ледниковым долинам-трогам атрибуты становятся менее выразительными, исчезают ледниково-аккумулятивные формы и в общем облике долин начинают преобладать элементы рельефа, обусловленные водной эрозией и аккумуляцией.

По мере деградации ледников и их сокращения освобождающиеся от льда участки долин осваивались водотоками, которые прежде всего перерабатывали ледниковые отложения. Вследствие частичного перемыва и переотложения моренного материала на участках долин между конечно-моренными комплексами формировались долинные зандры, а местами накапливались озерно-аллювиальные отложения. Со временем в таких водно-аккумулятивных поверхностях вырабатывались эрозионные врезы, в результате чего в долинах, испытавших последнее (позднеледниковое) оледенение, в границах бывшего распространения долинных ледников чередуются участки ледниково- и водно-аккумулятивных форм рельефа. Глубина эрозионного вреза возрастает вниз по течению от первых метров вблизи современных ледников или в вершинных цирках долин до 10–15 м у нижней границы бывшего распространения ледников.

В пределах этих же участков долин широко распространены конусы выноса, приуроченные к устьям постоянных и временных боковых притоков. Часть конусов уже задернована, закреплена древесной или кустарниковой растительностью, особенно в нижних (по течению) участках долин, но выше

границы леса рост пролювиальных конусов активно продолжается. На участках крутых склонов между устьями боковых долин почти непрерывными рядами располагаются конусы осыпей. Наибольших размеров они достигают в местах выхода на дневную поверхность пород, легко поддающихся процессам физического выветривания. В отдельных местах с повышенной сейсмической активностью (например, в долине Куэхтанара – правого притока Чуи, ниже выхода ее из Чуйской котловины) встречаются двухъярусные конусы осыпей, в которых крутой молодой, продолжающий формироваться конус опирается не на дно долины, а на более или менее высокий рыхлообломочный пьедестал, возникший вследствие осова масс более древнего конуса осыпи. В приледниковой зоне высокогорья обвальнo-осыпные конусы дополняются материалом снежных лавин и микроселей.

Вершинные участки некоторых долин заняты каменными глетчерами, иногда достигающими длины в не-

сколько километров и занимающими долину почти во всю ее ширину (рис. 16, 17). От склонов долины края каменных глетчеров отделяются довольно хорошо выраженными ложбинами, не заполненными склоновыми отложениями, что свидетельствует о сравнительно недавнем образовании глетчеров. В других долинах высокогорья, у подножия крутых склонов, встречаются скопления несортированного обломочного материала в виде коротких широких языков, направленных от склона поперек или под некоторым углом вниз. Лоб и края таких языков, которые можно назвать поперечными каменными глетчерами, круто поднимаются над прилегающими участками дна долины на 3–7 м, а нередко и выше. Поверхность поперечных каменных глетчеров неровная, как бы продавленная в средней части языка, осложнена продольными грядами и ложбинами, а в приконцевой части некоторые языки гофрированы. Все эти особенности морфологии поперечных каменных глетчеров свидетельствуют о незавершенности процесса развития.



Рис. 16. Древняя поверхность выравнивания в Северо-Восточном Алтае (правобережье Чульшмана)



Рис. 17. Каменный глетчер в долине р. Кызыл-Таша (горный узел Биш-Иирду)

На плато и в межгорных котловинах реки ограничиваются низкими террасированными берегами, выработанными в аккумулятивных отложениях различного генезиса. Как и в зоне высокогорья, здесь обычно представлены две надпойменные террасы, верхняя из которых является дном котловины. Только в восточной части Курайской котловины выделяется третья надпойменная поверхность, представляющая собой денудированную основную морену оледенения первого позднеплейстоценового мегастадиала. В пределах высокоподнятых котловин (Джулукульская, Сорулукульская, Тархаттинская, Сайгоньшская) и плато долинные эрозионно-аккумулятивные формы образуют лишь узкие полосы в понижениях между останцовыми и ледниково-аккумулятивными образованиями.

За пределами границ распространения позднеплейстоценового оледенения основные параметры речных долин (их глубина и ширина) не имеют резких отличий от вышележащих участков. В основном эти отличия сводятся к появлению в некоторых долинах более высоких террас и увеличению их числа. Это относится прежде всего к долинам Катуня, Чуи и Бии.

Характерной чертой ландшафта высокогорья является связь каров и цирков с долинами-трогами, морфология которых обусловлена влиянием заполнявших их ледников. От водно-эрозионных долин трого отличаются типичным корытообразным поперечным профилем и спрямленностью направления на значительных участках. Ширина, глубина и протяженность трогов зависят от целого ряда факторов (продольное или же поперечное положение по отношению к ориентировке хребтов, длина склонов хребтов, величина продольного уклона долины, размеры заполнявших долины ледников и др.), поэтому в разных частях Алтая они неодинаковы.

Наиболее хорошо все атрибуты трога (пологовогнутое дно, крутые склоны, плечи) представлены в вершинных частях долин на тех участках, которые занимались ледниками в эпоху последнего оледенения. Сохранность на этих участках ледниково-аккумулятивных форм в виде конечно-моренных валов или групп моренных холмов обычно снимает у исследователей проблему оценки генезиса данной долины. Вместе с тем и в границах последнего (позднеплейстоценового) оледенения сте-

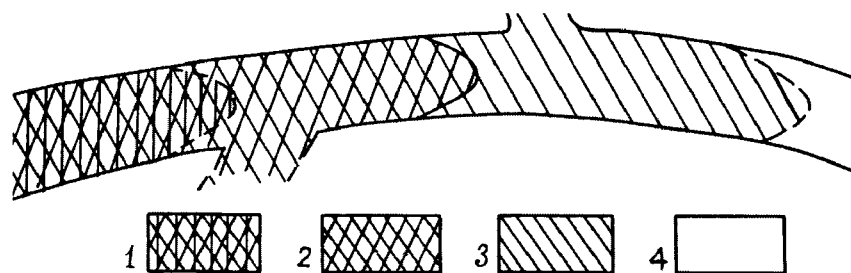


Рис. 18. Схема изменений морфологической выраженности признаков трога на разных участках горной долины, испытавшей неоднократное оледенение:

1 — участок долины, испытавший ранне-, средне- и позднеплейстоценовое оледенение; 2 — то же, испытавший средне- и позднеплейстоценовое оледенение; 3 — то же, занимавшийся ледником только в среднем неоплейстоцене; 4 — участок долины, не испытавший воздействия ледника

пень сохранности следов ледникового преобразования долин тоже неодинакова (рис. 18). Во-первых, заметно существенное ухудшение ее вблизи максимального положения концов ледников, где они уже не занимали долину во всю ее ширину, имели затухающие скорости движения и производили преимущественно аккумулятивную работу. Во-вторых, прослеживается уменьшение размеров и ухудшение морфологической выраженности трогов в направлении от современных и бывших центров оледенения к периферии, что объясняется более поздним возникновением и более ранним исчезновением оледенения в сниженных периферийных хребтах. Кроме того, в результате подпруживания и интенсивной аккумуляции водно-ледниковых наносов долины быстро приобретают ящикообразный поперечный профиль за счет широкого пологого дна

В поперечном профиле горных долин собственно трог составляет лишь некоторую их придонную часть, а вышележащие склоны лишены следов ледниковой эрозии. В границах позднеплейстоценового оледенения глубина алтайских трогов обычно не превосходит 400 м, однако на отдельных участках, где происходило слияние нескольких крупных ледников и возникало взаимное подпруживание, следы ледниковой обработки склонов прослеживаются на высоту до 1000 м.

Сравнительно не часто троговые долины характеризуются ясно выраженными плечами. В большинстве случаев крутые склоны трога на некоторой высоте над дном сменяются более пологими, но значительно сильнее расчлененными склонами.

При движении от северных предгорий Алтая в глубь горной страны первые трогги небольших размеров можно встретить уже в среднегорных хребтах, отдельные участки которых поднимаются до 2500 м над ур. м. и имеют небольшие ледники на подветренных склонах (хребты Башчелакский, Семинский, Иолго, Сумульгинский и др.). Троги начинаются от хорошо сформированных каров, теперь уже не имеющих ледников, но частично занятых снежниками-перелетками у подножия крутой задней стенки. В этих хребтах троговая форма долин прослеживается обычно на расстоянии нескольких (не более 5–6) километров. Даже при большой ширине долины неглубоки, редко врезаются на глубину более 150 м. В общем пологовогнутое дно осложнено различными по форме и размерам скоплениями грубообломочного материала – остатков конечных морен, преобразованных водной эрозией, солифлюкционными и наледными процессами. Вдоль сравнительно крутых невысоких склонов долин-трогов прослеживаются более или менее хорошо сохранившиеся береговые моренные валы, постепенно снижающиеся вниз по долине и теряющиеся среди наложенных склоновых образований. В средневысотных хребтах трогги обычно замыкаются одним каром, реже вершина трога разделяется на две или на три короткие ветви – каровые долины.

По мере увеличения общей высоты гор усиливается глубина расчленения и усложняется строение поверхности. Главные хребты сопровождаются крупными боковыми отрогами, которые, в свою очередь, образуют системы бо-

лее коротких гребней. В высокогорных хребтах и массивах древнее оледенение охватывало склоны разной экспозиции и было представлено сложными горно-долинными системами. При слиянии ледников увеличивалась их мощность, возрастала скорость движения и донная экзарационная деятельность. В результате этого глубина трогов в высокогорье в 2–3 раза больше, чем трогов среднегорных хребтов. Намного больше и длина трогов, которые характерны в высокогорье не только для поперечных долин, расчленяющих склоны, но и для крупных продольных, разделяющих смежные хребты. Многие трогов в высокогорной зоне прослеживаются до подножия хребтов, открываются



Рис. 19. Троговая долина р. Чуи ниже устья р. Маашея



Рис. 20. Троговая долина р. Тете на выходе в Курайскую котловину

в крупные межгорные котловины (троговые долины рек северных склонов Северо- и Южно-Чуйского хребтов, северного склона Катунского и южного склона Курайского хребтов в пределах Курайской котловины и др.).

В связи с большой шириной и глубиной, наличием над троговой частью высоких скалистых склонов, а в придонной части крупных обвально-осыпных конусов троговая форма трудно воспринимается непосредственно в долине, лучше – с некоторого расстояния, позволяющего охватить взглядом весь поперечный профиль (рис. 19, 20).

В зависимости от этого профиля Л.Н. Ивановский (1967) выделяет трогов: 1) каровых долин; 2) плато; 3) с наклонными плечами; 4) с плечами горизонтального положения; 5) плоских долин.

Троги высокогорных хребтов и массивов представляют собой сложно ветвящиеся системы, состоящие из долин разного порядка. Наиболее глубоко врезаны главные долины; боковые трогов чаще всего являются висячими по отношению к главному. В случае слияния трогов примерно равных размеров их днища лежат на одной высоте. В це-



Рис. 21. Висячий трог на левом борту долины Аккола

лом можно отметить, что чем крупнее боковая долина, тем меньше высота ее устьевой ступени. У коротких поперечных боковых трогов устьевая ступень иногда достигает высоты 250–300 м, но чаще разница высот дна главного и бокового трогов колеблется в пределах 50–150 м (рис. 21).

В хребтах Центрального Алтая вершины трогов с замыкающими их цирками ограничиваются высокими крутыми склонами узкой гребневой части горного сооружения. Крайне редко можно встретить трогои противоположных склонов хребтов, которые соединяются глубокими перевальными седловинами. В качестве примера соединения перевальными седловинами можно указать долины Чиндагатуя (бассейн Бухтармы) и Каралахи (бассейн Аргута) в Караалахинских горах, долины Тары (бассейн Аргута) и Елангаша (бассейн Чуи) в Южно-Чуйском хребте, долины Курайки и Кубадру в Курайском хребте.

В Юго-Восточном Алтае с более массивными поднятиями и менее четко выраженным водораздельным гребнем глубокие перевальные седловины встречаются чаще, особенно на территории Чулышманского нагорья в правобережье Чулышмана.

Вопрос о существовании вложенных трогов и возможных механизмах их формирования дискутируется давно и однозначного его решения пока нет [Резниченко, 1914; Семихатова, 1928; Тюменцев, 1936; Селиверстов, 1957; и др.]. Не вдаваясь в этот спорный вопрос, отметим, что существование вложенных трогов на Алтае недостаточно аргументировано. Этим утверждением мы, однако, не отрицаем встречающихся кое-где в долине нескольких перегибов склонов, но их происхождение до сих пор не изучено.

Как нам представляется, при характеристике и типизации долин к трогам следует относить те из них или те участки крупных долин, которые



Рис. 22. Моренный рельеф в долине Чуи близ устья р. Куэктанара

имеют достаточно хорошо, ясно вырисовывающуюся форму корыта без учета осложняющих его ледниково-аккумулятивных образований. Из этого, конечно, не следует, что долины или их участки, не имеющие теперь корытообразной формы, не подвергались в прошлом воздействию ледников. О былом заполнении долины льдом могут свидетельствовать другие признаки, в частности, остатки ледниковых отложений, эрратические валуны высоко на склонах, маргинальные каналы, бараньи лбы (например, долина р. Чуи – на участке между Чуйской и Курайской котловинами). Вблизи устья р. Куэктанара (рис. 22) поперек долины Чуи вытянуты моренные валы, оставленные ледником, выдвигавшимся из боковой долины Куэктанара, ниже по течению (до устья

р. Саукпанды) на дне долины развиты широкие аккумулятивные террасы, на верхнюю из которых по правобережью Чуи наложены пролювиальные конусы. У устья р. Саукпанды эта правобережная часть дна долины перегорожена крупным оползневим языком с холмисто-западинной поверхностью. Далее вниз по течению, вплоть до Курайской котловины, долина характеризуется плоским террасированным дном. Назвать эту долину трогом нет оснований, но о былом ее заполнении ледником свидетельствуют ледниковые отложения, в которых и выработаны террасы, а также эрратические валуны, изредка встречающиеся на выположенных прилавках склона на участке от устья р. Саукпанды до устья р. Тьдтугема.

III. АЛТАЙ В АСПЕКТЕ ИЗУЧЕНИЯ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОР ЮЖНОЙ СИБИРИ

III. 1. Краткий обзор исследований и развития палеогляциологической концепции

Первые сведения о признаках былого обширного оледенения гор Южной Сибири стали появляться еще в середине XIX в. [Bunge, 1830; Гельмерсен, 1840; Щуровский, 1846; Кропоткин, 1867; и др.]. В последней четверти XIX в. начинается этап общих геолого-географических исследований, в которых большое внимание уделяется и проблемам древнего оледенения. Выявляются все новые территории былого оледенения, уточняются границы распространения гляцигенных форм рельефа, устанавливаются признаки сложной динамики древних ледников, появляются некоторые данные для обоснования неоднократности оледенения. Еще в 1875 г. П.А. Кропоткин привел убедительные доказательства былого крупного оледенения в хребтах Восточного Саяна и Забайкалья. В это же время следы древнего оледенения в горном массиве Мунку-Сардык отмечает Л.Л. Чекановский (1874), а

позднее – С.П. Перетолчин (1897) и Де-Геннинг-Михелис (1898). В 1887 г. признаки древнего оледенения были обнаружены в Тоджинской и Серлигхемской котловинах Тувы [Ячевский, 1888]. Появляются некоторые сведения о былом оледенении в горах Монголии [Клеменц, 1894], в Русском Алтае [Ядринцев, 1882; Соколов, 1883; Закржевский, 1894; Соболев, 1896; Сапожников, 1899] и в Кузнецком Алатау [Толмачев, 1899, 1900]. Уже в 1900 г. И.П. Толмачев ставит вопрос о вероятности двукратного оледенения Кузнецкого Алатау.

Два первых десятилетия прошлого века ознаменовались заметным увеличением информации по древнему оледенению. При геологических исследованиях в Северном Забайкалье следы крупных долинных ледников в Баргузинском, Икатском и Южно-Муйском хребтах были описаны В.К. Котульским (1915). По Южному Забайкалью следы былого оледенения отметил Н.Д. Емельянов (1914). Сведения о ледниковых формах рельефа в Прихубсугулье содержатся в работах В.Д. Комарова (1906) и С.П. Перетол-

чина (1908). Дополнены материалы о древнем оледенении в Монгольском Алтае [Сапожников, 1911; Молчанов, 1918], в Западном Саяне и Кузнецком Алатау [Эдельштейн, 1907, 1912]. В Восточном Алтае следы крупного оледенения отметил П.Г. Игнатов (1902). После двух лет исследований в Прителецком районе и в Курайском хребте древнее оледенение Восточного Алтая признал С.А. Яковлев (1909), который еще в 1906 г. считал, что ледниковый период для Алтая не доказан.

В Катунском хребте следы древнего оледенения описал К.Г. Тюменцев (1916). В это же время долины Катунь, Аргута, Чуи и их притоков посетил В.А. Обручев (1914), который дал подробное описание распространения ледниковых отложений и высказался о вероятности двух ледниковых эпох, исходя из различной сохранности ледниково-аккумулятивных форм, межморенного положения озерно-ледниковых отложений в Чуйской котловине и ярко выраженного группирования террас в долинах Алтая в два разновозрастных комплекса.

В Южном Алтае к этому периоду относятся исследования А.Н. Седельникова (1908), П.П. Пилипенко (1910) и М.Э. Янишевского (1914). Наиболее подробно следы древнего оледенения в Южном Алтае описал В.В. Резниченко (1914). Он выделял в долинах два вложенных трога, которые связывал с двукратным оледенением.

В 1907 и 1909 гг. Алтай посетил финский геоморфолог И.Г. Гранэ. Убедившись, что на формирование рельефа этой горной области существенное влияние оказала деятельность древних ледников, И.Г. Гранэ в 1913–1915 гг. пересек Алтай в разных направлени-

ях для выяснения масштабов древнего оледенения и истории его развития. Большое значение в решении этих вопросов он придавал изучению рыхлых отложений в долинах, особенно в периферийной части гор. Им была составлена первая схематическая карта древнего оледенения для всего Русского Алтая. И.Г. Гранэ пришел к выводу о трехкратном оледенении. По его схеме максимальным было оледенение первой, наиболее древней эпохи, в последующие эпохи оледенение не достигало размеров предшествующего ледниковья; в межледниковые эпохи высокогорье не освобождалось от ледников полностью.

В довоенный советский период признаки древнего оледенения в массиве Сохондо (Южное Забайкалье) были отмечены Д.Н. Прасоловым (1927), в Саяно-Джидинском нагорье – В.В. и Н.В. Ламакиными (1930), в северо-западном Прибайкалье – В.В. Ламакиным (1935). У северного подножия Восточного Саяна ледниковые отложения описал И.А. Молчанов (1918). На стыке Западного и Восточного Саян в междуречье Казыра и Кизира А.Я. Булытниковым (1929) было установлено моренно-подпрудное происхождение Можарских озер, что указывает на значительное бывшее оледенение в Манском белогорье с отметками вершин всего около 1800 м. В районе прорыва Енисея через Западный Саян (хребты Таскыл и Бурус) ледниковые формы рельефа отметил И.К. Баженов (1924). В центральной части Кузнецкого Алатау следы бывшего оледенения описал А.Н. Чураков (1921). В хребте Сайлюгем (Юго-Восточный Алтай) и в Прителецком районе морфологические признаки древнего оледенения под-

робно охарактеризовала Л.И. Семихатова (1928, 1934), считавшая возможным выделение двух ледниковых эпох по двум гипсометрическим уровням каров. Две ледниковые эпохи выделял В.П. Нехорошев (1930). Его аргументация длительного межледниковья сводится к тому, что ледниковые отложения междуречий лежат на несколько сот метров выше ледниковых отложений в долинах и этот разрыв в их гипсометрическом положении связан с глубоким эрозионным расчленением Алтая после первого оледенения. Аналогичные представления о древнем оледенении Центрального Алтая были высказаны Ю.А. Кузнецовым (1939).

В этот период исследований наряду с уточнением пределов распространения следов ледниковой деятельности, выявлением основных особенностей былого оледенения продолжают попытки разработать более детальные схемы развития оледенения. Еще в конце 1920-х г. А.М. Кузьмин (1929) на примере Северо-Восточного Алтая предложил схему четырехкратного оледенения, которую отождествил с получившей в то время известность альпийской схемой А. Пенка и Е. Брикнера. По схеме А.М. Кузьмина первое (гюнцское) оледенение развивалось на приподнятой пенецплензированной поверхности и имело покровный характер; в первое межледниковье были выработаны глубокие долины, которые в последующем вмещали ледниковые языки. Вслед за А.М. Кузьминым схему четырехкратного оледенения поддержал Б.Ф. Сперанский (1937). В отличие от представлений А.М. Кузьмина о большой продолжительности первого межледниковья и глубоком эрози-

онном врезе долин на северо-востоке Алтая Б.Ф. Сперанский не отметил для Юго-Восточного Алтая признаков энергичной эрозии. Одновременно с Б.Ф. Сперанским на смежной территории в Юго-Восточном Алтае А.В. Аксарин (1937) на основании геоморфологических наблюдений и изучения рыхлых отложений в Чуйской котловине нашел возможным выделить лишь две эпохи горно-долинного оледенения.

Немного раньше, при проведении 2-го Международного полярного года (МПГ), в программу исследований которого входило и изучение ледников Алтая, было уделено внимание исследованию постмаксимальной эволюции последнего оледенения. К.Г. Тюменцев дал описание местоположения ряда стадияльных конечных морен в долинах Катунского хребта и сделал попытку сопоставить относительное время их формирования. По морфологии поперечных профилей долин он высказывался за вероятность четырехкратного оледенения Алтая, но выраженные в рельефе конечные морены относил к последней ледниковой эпохе, которую синхронизировал с вюрмом Альп. Ближайшие от ледников Белухи морены подробно описал И.М. Мягков (1936). По времени формирования он параллелизовал их с последними поствюрмскими стадияльными моренами в Альпах. Стадияльную корреляцию конечных морен, описанных К.Г. Тюменцевым и И.М. Мягковым, сделал Л.А. Варданянц (1938). Для каждой из стадий он рассчитал депрессию снеговой линии и дал стадиям местные названия. К сожалению, его расчеты депрессии снеговой линии основывались на чужих

данных и, как было показано позднее М.В. Троновым (1954), оказались неверными.

В период Великой Отечественной войны и в первые послевоенные годы заметно сократилось количество информации о древнем оледенении гор Южной Сибири. Некоторые сведения о признаках двух ледниковых эпох в Центральном Алтае приведены в геологическом отчете А.Н. Чуракова (1941). Соотношению речных террас с конечными моренами в бассейне среднего течения р. Катунь значительное внимание уделено в работе Л.А. Рагозина (1942). По вопросу о количестве ледниковый он вполне определенно придерживался альпийской схемы четырехкратного оледенения. Обзор былого распространения на Алтае ледоёмов (заполнявшихся льдом межгорных котловин) посвящена работа А.И. Москвитина (1946). Общие замечания о признаках древнего оледенения в Северо-Восточном Алтае и принадлежности большинства их к последней ледниковой эпохе приведены в статье М.С. Калецкой (1948). Критическая оценка представлений П.П. Пилипенко о четырехкратном оледенении Южного Прибайкалья и некоторые новые фактические материалы о размещении ледниковых форм и отложений для этой территории даны Е.В. Павловским (1948). Особого внимания заслуживает работа А.В. Живаго (1948), впервые применившего на рассматриваемой территории шлиховый метод для оценки генезиса рыхлых отложений. По его заключению, в долине Бии устанавливаются следы лишь одного оледенения, не подтверждаются высказанные ранее предположения И.Г. Гранэ и

А.М. Кузьмина о неоднократном вторжении ледников в долину Бии.

В 1950-х гг. широко развернулись геоморфологические и геологические исследования в разных частях горного пояса Южной Сибири, резко возросло количество публикаций и по вопросам древнего оледенения. В начале этого этапа палеогляциологические выводы сводились в основном к уточнению масштабов оледенения, реконструкции его морфологических особенностей и относительной оценке возраста гляцигенных форм. Однако уже с 1960-х гг. возобновилось обсуждение вопроса о количестве и самостоятельности оледенений. По этому вопросу исследователей восточной части горного пояса можно разделить на две группы: сторонников одной ледниковой эпохи и сторонников двукратного оледенения.

По Н.В. Думитрашко (1952), в Байкальской горной области полного стаивания ледников не происходило в течение всего плейстоцена. Всю ледниковую эпоху она рассматривает как единое оледенение и конечные морены связывает с фазовыми изменениями ледников. Из четырех выделенных фаз наиболее древнюю она относит к плиоцену, вторую (максимальную) – к риссу или рисс-вюрму, а две последние – к концу ледниковой эпохи. Н.П. Ладохин (1959) по исследованиям в Прибайкалье и в Баргузинском хребте тоже пришел к заключению об одном оледенении, начало которого относит к среднему плейстоцену. Аналогичное представление об одном оледенении, зародившемся в среднем плейстоцене и достигшем максимальных размеров во второй половине позднего плейстоцена, отстаивает В.В. Заморуев (1966, 1967, 1971). Заключение о едином леднико-

вье он аргументирует общей хорошей и почти одинаковой сохранностью конечных морен, а также отсутствием в разрезах межморенных осадков, которые бесспорно были бы охарактеризованы как межледниковые. Схема древнего оледенения хребта Хамар-Дабан дана В.Н. Олюниным (1969). Все гляцигенные формы в Хамар-Дабане он относит к позднему плейстоцену и считает, что признаков более раннего оледенения в этом хребте нет.

Другую, более многочисленную группу составляют сторонники двукратного оледенения Байкальской горной области. Большинство их [Яценко, 1950; Чернюк, 1952; Обручев, 1953; Гапеева, 1956; Гурулев, 1958, 1959; Корнутова, 1961; Чичагов, 1959, 1963] по геоморфологическим признакам выделяют средне- и позднеплейстоценовое оледенение. Для обоснования среднепозднеплейстоценового межледниковья в Юго-Западном Прибайкалье С.С. Воскресенский (1959) привлекает охарактеризованные пылью теплолюбивой растительности отложения 30-35 - и 18-22-метровых террас Ангары. А.И. Музис (1969) приводит данные спорово-пыльцевого анализа и собранный им палеонтологический материал из межморенных песков в Муйской и Чарской котловинах. Сторонником двукратного оледенения является Г.С. Ананьев (1962), который в отличие от других исследователей первое (долинное) оледенение относит к позднему плейстоцену, а последующее (каровое) оледенение – к голоцену. Довольно неопределённый вывод сделан А.Г. Золотаревым (1958) для восточной части Северо-Байкальского нагорья. По морфологии долин он допускает не-однократность оледенения, но в то же

время оговаривается, что выявленные им следы ледниковой деятельности могут принадлежать и к фазам одной ледниковой эпохи.

Почти во всех упомянутых работах отмечается сложный процесс деградации позднеплейстоценовых ледников и выделяется ряд стадийальных конечных морен. Подробная схема размещения стадийальных морен в ряде долин хребта Кодар дана Е.В. Максимовым (1966). По Е.В. Максиму, в Кодаре максимальным было последнее (вюрмское) оледенение с депрессией снеговой линии около 1000 м. Он считает, что последнему оледенению предшествовало до трех ледниковий, хотя каких-либо фактических материалов в подтверждение этому не приводит.

Существенно отличаются выводы исследователей по истории развития древнего оледенения Алтае-Саянской горной области. Все следы ледниковой деятельности на восточном макросклоне Восточного Саяна В.Н. Олюнин (1965) относит к позднему плейстоцену. В эволюции позднеплейстоценовых ледников он выделяет постмаксимальную фазу их наступания и две стадии последующего сокращения. Для западного макросклона Восточного Саяна М.Г. Гросвальд (1965) предложил схему трехкратного оледенения. Раннеплейстоценовое (шивитское) оледенение он выделил на основании находки туфовалунных отложений, слагающих верхнюю часть разреза эоплейстоценового вулканогенного комплекса на междуречьях. Признаками среднеплейстоценового оледенения М.Г. Гросвальд считает эрратические валуны на междуречьях за пределами выраженного в рельефе позднеплейстоценового конечно-моренного пояса, высокие

зандровые террасы долины Бий-Хема и водно-ледниковые отложения в долине Кызыл-Хема. Позднеплейстоценовый возраст последнего (азасского) оледенения он обосновывает хорошей сохранностью гляцигенных форм рельефа и корреляцией их с фаунистически охарактеризованными речными отложениями перигляциальной зоны.

Схема трехкратного оледенения Алтая разрабатывалась Е.Н. Щукиной (1960). Основой для построения схемы послужил разрез в долине р. Кубадру (северный склон Курайского хребта). К раннеплейстоценовому (башкаусскому) оледенению она отнесла здесь бурые щебнисто-галечные суглинки с сильно выветренными валунами. К среднему плейстоцену (катунское оледенение) ею отнесена толща плотноструженного валунника, отличающаяся от нижележащей толщи не только более крупным механическим составом, но также серой окраской и отсутствием выветрелых валунов. Разрез венчается пепельно-серым валунным суглинком, который отнесен Е.Н. Щукиной к позднеплейстоценовому (чибитскому) оледенению. В данном разрезе межледниковых отложений нет. Принадлежность выделенных морен к самостоятельным оледенениям Е.Н. Щукина обосновывает корреляцией их с отложениями в нижнем течении рек Бии и Катуня. К эпохе башкаусского оледенения в долинах Бии и Катуня на предгорной равнине она относит аллювиальные галечники с валунами, установленные при бурении ниже современного уреза рек. Серыми илами с фауной хозарского комплекса млекопитающих от них отделяются среднеплейстоценовые отложения, вскрывающиеся в разрезах III и I террас. В предгорье Е.Н. Щукина выделя-

ет два горизонта среднеплейстоценовых морен, разделяющихся толщей (до 80 м) флювиогляциальных галечников с крупными линзами горизонтально-слоистых супесей. Конечно-моренных образований нижнего (катунского) горизонта ледниковых отложений в предгорье не обнаружено. Верхний (майминский) горизонт морены оканчивается, по Е.Н. Щукиной, в долине Катуня у пос. Майма, в долине Бии – у пос. Артыбаш. К позднему плейстоцену в предгорье она относит осадки низких борových террас, прислонённых к отложениям среднего плейстоцена и охарактеризованных костными остатками фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Морены позднеплейстоценового (чибитского) оледенения не выходят из зоны высокогорья.

Схему расчленения ледникового периода для Западной Тувы опубликовала Л.Д. Шорыгина (1960). Как и Е.Н. Щукина, к раннеплейстоценовому оледенению она отнесла бурые несоортированные отложения с выветрелыми эрратическими валунами, плащеобразно покрывающие уплощенные междуречья на склонах хребтов. Второе и третье оледенения, по Л.Д. Шорыгиной, относятся к среднему плейстоцену и разделены межледниковьем. Соответствующие ему отложения, охарактеризованные пылью сосны, березы, ели, ольхи, пихты и находками остатков мамонта раннего типа, описаны ею в долине р. Чингеката на высоте около 2000 м. Самостоятельного позднеплейстоценового оледенения Л.Д. Шорыгина не выделяет и с поздним плейстоценом связывает деградацию ледников.

Схемы Е.Н. Щукиной и Л.Д. Шорыгиной подверг критике Н.А. Ефимцев (1961). По Н.А. Ефимцеву, толща

бурого валунного галечника в кубадринском разрезе (морена башкаусского оледенения Е.Н. Шукиной) имеет аллювиально-пролювиальный генезис. К такому же выводу немного позднее пришли Е.В. Девяткин (1963) и И.Г. Лискун (1963). Как древний горный аллювий характеризует Н.А. Ефимцев и толщу залегающего выше по разрезу валунника (среднеплейстоценовая морена Е.Н. Шукиной). Действительно ледниковой он признает в кубадринском разрезе только верхнюю толщу валунного суглинка. По мнению Н.А. Ефимцева, в Западной Туве и восточной части Алтая доказанными можно считать два оледенения. Первое из них он относит ко второй половине среднего плейстоцена, другое – к позднему плейстоцену. Из-за отсутствия достоверных межледниковых отложений на исследованной территории вопрос о самостоятельности этих оледенений он оставляет открытым.

В северных предгорьях Алтая морена среднеплейстоценового (Катунского, по Е.Н. Шукиной) оледенения признается Ю.М. Миханковым (1961). Палеогляциологическая схема Е.Н. Шукиной полностью разделяется О.А. Раковец и Г.А. Шмидт (1963). По исследованиям Ю.П. Селиверстова (1959), в Южном Алтае первое (максимальное) оледенение было в среднем плейстоцене. Два ледниковья он выделяет в позднем плейстоцене. Самостоятельность каждого оледенения, по его мнению, обосновывается признаками глубоких межледниковых эрозионных врезов и вложенностью в эти эрозионные долины среднеплейстоценовых морен.

Древнему оледенению Юго-Восточного Алтая много внимания уделено

в работе Е.В. Девяткина (1965). Учитывая наибольшую интенсивность и общую амплитуду поднятия гор в конце плиоцена – начале плейстоцена, он допускает вероятность появления ледников в основных хребтах Алтая еще в раннем плейстоцене. Однако по фактическому материалу (ледниковые отложения и формы рельефа) выделяет среднеплейстоценовое (максимальное) и два позднеплейстоценовых оледенения. Е.В. Девяткин отмечает, что самостоятельность среднеплейстоценового оледенения определяется главным образом по плохой сохранности морфологии поверхности соответствующих ему отложений уже в непосредственной близости от фронта морен позднего плейстоцена. Вместе с тем он признает, что в Юго-Восточном Алтае нет таких межморенных отложений, которые имели бы полную палинологическую характеристику межледниковья. Для расчленения оледенений в позднем плейстоцене Е.В. Девяткин использует встречающиеся кое-где межморенные флювиальные отложения, в спорово-пыльцевых спектрах которых преобладает пыльца древесных пород.

По разной сохранности конечноморенных образований и их соотношению с речными террасами два оледенения (средне- и позднеплейстоценовое) на Алтае выделяет Л.Н. Ивановский (1965, 1968 и др.).

В обзорной сводке Н.А. Маринова (1954) по древнему оледенению Монголии отмечается, что по геоморфологическим признакам в Прихубсугулье, Хангае, Хэнтэ предполагается два оледенения, а в Монгольском Алтае вероятно трехкратное оледенение. В опубликованной позднее работе Т.В. Николаевой и В.Ф. Шувалова

ва (1967) указывается, что в рельефе Хангая и Гобийского Алтая выражены следы только позднелайстоценового оледенения.

Одновременно с решением вопроса о количестве ледниковой проводились исследования и по другим проблемам древнего оледенения. Две статьи Е.В. Девяткина, Н.А. Ефимцева, Ю.П. Селиверстова и И.С. Чумакова (1961, 1963) посвящены анализу признаков бывших ледоемов и реконструкции размещения их на Алтае. Исследованиями морфологии каров, закономерностей их распределения и значения для расчленения верхнелайстоценовых отложений на Алтае занимался Л.Н. Ивановский (1962, 1965 и др.). Продолжалось изучение морфологии конечно-моренных образований регрессивной фазы последнего оледенения [Ивановский, 1962; Попов, 1962], накапливались данные о местоположении стадийных конечных морен [Попов, 1962; Заморуев, 1962; Донченко, 1962], предпринимались попытки оценить депрессию снеговой линии для последнего оледенения и стадий его постмаксимальной эволюции [Ивановский, 1965, 1968].

В конце прошлого века сравнительно мало новых материалов по древнему оледенению опубликовано для восточных районов горного пояса. Морфологические особенности позднелайстоценового оледенения хребта Кодар рассмотрены В.В. Заморуевым (1972). Им же [Заморуев, 1971] дан обзор основных проблем древнего оледенения Забайкалья. Он решительно высказывается в пользу единого оледенения, зародившегося еще в среднеплейстоценовое время, но достигшего максимальных размеров в конце позд-

него плейстоцена (сарганское время). В хр. Хамар-Дабан возраст морены максимума оледенения В.В. Заморуев оценивает в 16 тыс. лет. Е.И. Селиванов (1976), анализируя происхождение грубообломочных отложений в хр. Хамар-Дабан, пришел к заключению о проявлении в Южном Забайкалье оледенения в ранне-среднелайстоценовое время.

Продолжались исследования древнего оледенения Монголии. По данным А.В. Кожевникова, В.В. Савина, А.К. Уфлянда (1970), в Хангае на отдельных участках междуречий значительно выше уровней современных долин встречаются скопления эрратических валунов и морены на покровах вершинных базальтов. Эти отложения они относят к среднелайстоценовому оледенению, которое сопоставляют с кахемским оледенением Саяно-Тувинского нагорья. Кроме того, по соотношению береговых и конечных морен в долинах они высказывают предположение о двух ледниковых эпохах в позднем плейстоцене. Аналогичную схему трехкратного оледенения в Хэнтэе, Монгольском и Гобийском Алтае дают Н.А. Маринов и Е.И. Селиванов (1970). Особенности размещения и деградации последнего оледенения в Западном Хангае подробно проанализированы С.С. Коржуевым и Н.А. Кориной (1982), которые отмечают бывшее сочетание в Хангае полупокровных и долинных ледников и выделяют четыре этапа их сокращения.

Обзор предшествующих исследований и новые материалы по древнему оледенению гор Монголии приведены в работе Е.В. Девяткина (1961). Он отмечает существенные различия в характере поверхности и «завалунности» ледниковых отложений, замы-

кающихся конечными моренами и за их пределами. Эти различия в сочетании с результатами исследований соотношения гранитных и негранитных валунов на поверхности морены, размеров валунов, их сохранности и погруженности в грунт использованы Е.В. Девяткиным в качестве морфологического признака двух эпох оледенения (максимального и постмаксимального). В каждой ледниковой эпохе он выделяет два мегастадиала и ряд более мелких стадий. Такую схему развития древнего оледенения Е.В. Девяткин считает приемлемой также для Хангая, гор Прихубсугулья и Хэнтэя. Им дана схема соотношения озерных трансгрессий (плювиалов) в Котловине Больших Озер и оледенений Алтая.

По Алтае-Саянской горной области целый ряд работ посвящен вопросам реконструкции размеров оледенения, особенностей его морфологии, рельефообразующей деятельности и проблеме динамики ледников [Варышников, 1976; Богачкин, 1981; Богачкин, Раковец, 1971; Борисов, Миляева, 1973; Борисов, Минина, 1973, 1979, 1980; Ивановский, 1970, 1972, 1974, 1976; Кривчиков, Барышников, 1976; Минина, 1971; Окишев, 1970, 1972, 1973, 1974, 1976, 1978, 1980; Раковец, Богачкин, 1974; Щербакова, 1974]. Получены палинологические характеристики отложений террас разных уровней в долинах Чуи и Катуня [Чернышёва, 1971, 1972], ледниковых и озерно-ледниковых отложений в Чуйской котловине [Боярская, Свиточ, 1973], озерно-аллювиальных отложений в северо-западной части Монголии [Девяткин, 1981]. Проведены палеомагнитные исследования отложений опорных разрезов Горного Алтая и предгорной равнины [Фау-

стов, Куликов, Свиточ, 1971; Ильичев, Куликов, Фаустов, 1973; Разрез..., 1978].

Особо следует отметить, что в 1970-х гг. положено начало датированию возраста рыхлых отложений Алтая радиоуглеродным и термолюминесцентным методами [Каплин, Парунин, Свиточ и др., 1971; Свиточ, Хорев, Парунин, 1972; Свиточ, Ильичев, Фаустов, 1973; Свиточ, Парунин, Ильичев, 1976; Ивановский, Панычев, 1978; Панычев, 1979]. Изложения основных положений многочисленных упомянутых работ по Алтаю здесь не приведено в связи с тем, что в последующих главах они широко привлекаются и анализируются при рассмотрении конкретных проблем.

III.2. Основные проблемы древнего оледенения

Известно, что оледенение придавало существенное своеобразие развитию природной среды в плейстоцене. С эволюцией оледенения были связаны глобальные изменения атмосферной циркуляции, увлажнения, гидрографической сети и режима речного стока, континентального седиментогенеза и почвообразовательных процессов, изменения и миграция растительности и животного мира. Геолого-геоморфологической деятельностью ледников и сопряжённых с оледенением процессов обусловлено своеобразие морфоскульптуры древнеледниковых областей. Поэтому решение проблем древнего оледенения имеет не только научно-теоретическое, но и важное практическое значение.

Приведенный выше краткий обзор исследований свидетельствует, что различные вопросы многоплановой проблемы древнего оледенения Южной

Сибири нашли отражение в многочисленных публикациях большого числа исследователей нескольких поколений. Благодаря им сформировалось и укрепилось представление о значительных масштабах бывшего оледенения, продолжительной и сложной истории его развития. Вместе с тем даже по коренным вопросам древнего оледенения нет единства взглядов исследователей, что указывает на неодинаковую и в общем недостаточную палеогляциологическую изученность горного пояса. Несмотря на длительный период исследований, не подучили однозначного решения следующие вопросы, имеющие принципиальное значение в аспекте общей теории древнего горного оледенения и в плане региональной палеогеографии плейстоцена.

1. Масштабы древнего оледенения.

Согласно «принципу соответствия» [Тронов, 1949], размеры оледенения определяются ороклиматической базой. Последняя неодинакова в разных частях гор Южной Сибири в настоящее время (становится менее благоприятной в направлении с запада на восток) и, несомненно, была неодинаковой в прошлом. Поэтому пространственные различия размеров древнего оледенения являются закономерными. Предмет дискуссии составляют пределы максимального распространения ледников.

Существует два подхода к реконструкции максимального оледенения гор: а) геологический, базирующийся на литолого-стратиграфических исследованиях рыхлых отложений [Щукина, 1960; Раковец и Шмидт, 1963; Щербаква, 1974; Борисов и Мина, 1980; и др.]; он встречает возражения в связи с недостаточной изучен-

ностью диагностических признаков гляцигенных образований в горных долинах; б) геоморфологический, опирающийся на пространственные границы ледниково-аккумулятивных форм [Ефимцев, 1961; Олюнин, 1965; Ивановский, 1967; Замоуев, 1973; и др.]; основной недостаток этого подхода – отсутствие должного анализа условий ледникового рельефообразования и последующей сохранности гляцигенных форм.

2. Количество оледенений. Вопрос осложняется крайней ограниченностью полных разрезов отложений плейстоцена, особенно в высокогорье, а также данных для оценки абсолютного возраста стратиграфических горизонтов и изменений климатических условий. Динамика оледенения реконструируется преимущественно по геоморфологическим признакам. Выделяется от одного (в восточных районах горного пояса) до трех-четырех оледенений (на Алтае).

Весьма схематичным остаётся представление о раннеплейстоценовом оледенении. Отложения, которые можно рассматривать как ледниковые и отнести к раннему плейстоцену, известны лишь в отдельных пунктах Алтая и Восточного Саяна. На остальной территории следов этого оледенения не обнаружено, поэтому реконструировать какие-либо его количественные параметры пока невозможно.

Много пробелов и в представлениях о среднеплейстоценовом оледенении. Большинство исследователей оно не отрицается, но убедительные геолого-геоморфологические доказательства его имеются только для Алтая и западного макросклона Восточного Саяна. В других областях горного по-

яса это оледенение либо допускается по некоторым косвенным признакам и общетеоретическим соображениям, либо вообще дискутируется проблема среднеплейстоценового оледенения.

Дальнейшее изучение его, прежде всего уточнение былых размеров, морфологии и основных закономерностей эволюции, особо важно для оценки роли допозднеплейстоценового оледенения в формировании морфоскульптуры гор, а также в плане палеоклиматических и палеогидрологических реконструкций.

Лучше изучено позднеплейстоценовое оледенение. В основном выявлены границы его распространения, морфологические особенности в разных частях горного пояса, установлены признаки двух крупных гляциальных циклов и прерывистый стадийный характер деградации ледников в каждом из них, получены некоторые материалы для характеристики климатических условий в максимум оледенения. Однако при оценке размеров и типа оледенения не всегда учитываются различия условий формирования и обеспечения сохранности гляцигенных форм в долинах, на междуречных плато и в межгорных котловинах, вследствие чего затрудняется корреляция палеогляциологических реконструкций сопредельных территорий. Наиболее остро стоит вопрос о хронологических рубежах гляциальных циклов. Ледниковые отложения радиометрическими методами практически не датированы из-за отсутствия необходимого для этого материала, поэтому больше внимания должно быть уделено изучению соотношений конечных морен с речными террасами.

3. Закономерности развития позднеплейстоценового оледенения. Следов прогрессивной фазы оледенения пока не выделено, и этот период его развития совершенно не изучен. О неравномерно-прерывистом процессе дегляциации свидетельствуют конечные морены, количество которых в разных горно-долинных бассейнах различно. Выявление причин неодинакового количества конечных морен и установление ранга маркированных ими гляциальных циклов являются главными вопросами данной проблемы. В настоящее время дискутируются два основных типа схемы постмаксимальной эволюции позднеплейстоценового оледенения:

1) сравнительно простая схема стадийной деградации; стадии рассматриваются как равноценные таксоны гляциального процесса; выделяется от двух до восьми стадий деградации;

2) более сложная схема с выделением двух главных гляциальных циклов (ледниковый, мегастадиалов) и стадий в их регрессивной фазе.

4. Корреляция древнеледниковых процессов. Сопоставления древнего оледенения горного пояса начали предприниматься одновременно с первыми попытками разработки палеогляциологических схем. На этом этапе сопоставления проводились в самых общих чертах и касались наиболее крупных гляциальных циклов. Появление альпийской схемы плейстоценового оледенения стимулировало поиск местных ее аналогов [Кузьмин, 1929; Сперанский, 1937; Рагозин, 1942]. Однако в большинстве случаев накопленный фактический материал не согласовывался с альпийской схемой и она не получила распространения.

Вместе с тем по мере изучения последнего оледенения появилась проблема корреляции стадий его деградации. Проведенное Д.А. Варданянцем (1938) сопоставление стадий отступления ледников Алтая и Кавказа не нашло широкой поддержки в связи с различиями числа конечных морен даже в соседних долинах. Той же причиной в совокупности с отсутствием хронологических данных сдерживалось проведение и ближних корреляций. Проблема корреляции, таким образом, сохраняется до настоящего времени как в отношении ледниковой, так и стадий последнего горного оледенения.

С горами связана значительная часть бассейнов наиболее крупных рек Сибири. Их сток и эрозионно-аккумулятивная деятельность во внеледниковой части долин зависели от динамического состояния горного оледенения. С изучением условий формирования рыхлых отложений и морфоскульптуры внеледниковых пространств Западно-Сибирской равнины возникла необходимость сопоставления развития горного и материкового оледенений, а также связанных с ними флювиальных процессов. До сих пор не предпринималось попыток такой корреляции, хотя актуальность ее не вызывает сомнений и определяется многолетней дискуссией по вопросам палеогеографии Западной Сибири.

III.3. Алтай как опорный регион для изучения древнего оледенения гор Южной Сибири

В горном поясе Южной Сибири Алтай выделяется наибольшими абсолютными высотами вершин, разнообразными сочетаниями интенсивно

расчленённых хребтов, плоскогорий и различных по размерам и гипсометрическому положению межгорных впадин. Алтай характеризуется существенными различиями климатических показателей, прежде всего осадков. В зависимости от конкретных ороклиматических условий в разных частях Алтая в одну и ту же ледниковую эпоху развивались самые разнообразные типы горного оледенения. По разнообразию ороклиматических условий и типов былого оледенения Алтай сочетает и отражает признаки других горных областей Южной Сибири, т.е. на Алтае могут быть подобраны аналоги той части их территории, которая охватывалась оледенением.

В большинстве случаев хорошая сохранность на Алтае гляцигенных форм рельефа последней ледниковой эпохи облегчает задачу картирования границ распространения оледенения и реконструкцию морфологических типов древних ледников. Изучению самого ледникового рельефа благоприятствует не слишком большая залесенность долин и межгорных котловин, особенно в Центральном, Южном и Юго-Восточном Алтае.

Долины основных рек Алтая (Бия, Катунь, Чуя) и ряда их притоков заполнены мощной толщей рыхлых отложений, отдельные крупные обнажения которых являются уникальными в горах Южной Сибири по полноте возрастного диапазона осадков и стали опорными для расчленения ледникового периода. Только на Алтае имеются разрезы, показывающие непосредственные стратиграфические границы разновозрастных ледниковых толщ (Чаган, Кубадру, Куэхтанар). На примере Алтая установлены

и описаны важные для палеогляциологических реконструкций морфологические особенности ледоёмов. На Алтае представлен наиболее полный ряд конечных морен регрессивной фазы последнего оледенения, местами сохранился аккумулятивный рельеф (ребристые основные морены, озы, камовые террасы) среднеплейстоценового ледниковья. Не случайно именно на примере Алтая у исследователей сложилось представление о неоднократности плейстоценового оледенения в горах Южной Сибири. В сложной борьбе взглядов концепция полигляциализма обогащалась новыми фактическими данными и приобретала все больше сторонников. В отличие от восточных районов горного пояса, по которым до настоящего времени дискутируется возможность выделения допозднеплейстоценового ледниковья, для Алтая неоднократность оледенения доказана, общепризнана, хотя выдвигаемые схемы его развития имеют существенные различия. Эти различия являются следствием разработки схем на неравноценном по объёму информации фактическом материале и в последнее время сводятся в основном к оценке таксономического ранга некоторых выделяемых гляциальных циклов.

Для решения палеогляциологических проблем на Алтае кроме традиционных геолого-геоморфологических методов использовались данные палинологических, дендроклиматических и варвометрических исследований, применялись методы абсолютной геохронологии (термолюминесцентный и радиоуглеродный). Количество полученных датировок пока не велико, по каждому методу составляет немно-

гим более двух десятков, и тем не менее уже имеющиеся C^{14} - и ТЛ - даты способствовали внесению некоторой определенности в решение ряда вопросов древнего оледенения. В частности, в наиболее полном разрезе плейстоценовых отложений Юго-Восточного Алтая в долине р. Чагана установлен раннеплейстоценовый возраст нижней морены и среднеплейстоценовый возраст линз озерно-ледниковых отложений в вышележащем ледниковом комплексе. Подтвержден ТЛ-датировками позднеплейстоценовый возраст выраженных в рельефе конечно-моренных образований у подножия северного склона Южно-Чуйского хребта. Получено несколько радиоуглеродных дат для отложений постмаксимального этапа эволюции последнего оледенения, которые могут служить хронологической базой при исследовании закономерностей деградации ледников. В горном поясе Южной Сибири Алтай выделяется широким распространением современных ледников различных морфологических типов. В настоящее время в бассейнах рек Катунь и Бии насчитывается 998 ледников общей площадью около 762 км². Исследования закономерностей размещения ледников Алтая, зависимости их типа и размеров от ороклиматических условий, режима, динамики и рельефообразующей деятельности проводятся более полувека и обеспечивают возможность приложения полученных связей к оледенению прошлого на основе принципа актуализма. Это относится прежде всего к оценке пространственных изменений высоты снеговой границы при условии сохранения в прошлом атмосферных циркуляционных про-

цессов, подобных современным. При наличии современного оледенения облегчается задача оценки депрессии снеговой границы для маркированных конечными моренами бывших ледников и балансового контроля расчетных величин депрессии снеговой границы. Современная рельефообразующая де-

ятельность разных ледников, а также очевидные и бесспорные следы их деятельности в недавнем прошлом наглядно иллюстрируют основные особенности гляцигенной морфоскульптуры и могут служить основой для ретроспективного анализа гляциоморфологических процессов.

IV. ПРИЗНАКИ ДРЕВНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ И ИХ ИНФОРМАТИВНОСТЬ

Более ста лет назад внимание естествоиспытателей привлекли особенности морфологии территорий, более или менее широкой полосой окружающих центры современного оледенения, а также встречающихся в областях, не имеющих в настоящее время ледников. Эти особенности в большинстве своем нашли уже удовлетворительное объяснение процессами гляциально-экзарационного и гляциально-аккумулятивного морфогенеза. Различные гляцигенные формы обладают неодинаковым содержанием и объемом палеогляциологической информации. Поэтому ниже при анализе распространения следов древнего оледенения основное внимание уделяется не морфологической характеристике их, а оценке информативности о размерах и особенностях эволюции древних ледников.

IV. 1. Ледниково-экзарационные формы

Троги, кары (цирки), курчавые скалы и бараньи лбы – общепризнанное

следствие экзарацирующей деятельности ледников, хотя надо отметить, что механизм экзарации еще недостаточно изучен и это является одним из слабых мест ледниковой теории. Из-за разнообразия условий рельефообразования (неодинаковая устойчивость горных пород к разрушению, различия в исходном доледниковом рельефе, мощности и скорости движения ледников, продолжительности их воздействия на разных участках долины и проч.), а также продолжительности времени после освобождения того или иного участка от воздействия ледника морфологическая выраженность форм ледниковой экзарации весьма различна, что обуславливает допущение субъективизма в оценке их генезиса. Отсюда возможна, следовательно, и различная оценка размеров или границ древнего оледенения.

Морфология и пространственное размещение на Алтае трогов и каров рассмотрены Л.Н. Ивановским (1967). Им отмечено, что в целом присущие трогам атрибуты лучше сохраняются, если трог выработан в относительно

твердых породах (кварциты, роговики, песчаники), а в сланцах «троговые стены и край трога развиты только на отдельных участках» [Ивановский, 1967, с. 106]. «Они особенно хорошо развиты выше морен IV фазы оледенения, но в некоторых долинах прослеживаются почти до конечной морены I фазы оледенения» (там же, с. 105).

Действительно, наиболее отчетливо форма трога воспринимается на участках долин от современных ледников или каров до последних еще ясно выраженных в рельефе конечных морен. Ниже в морфологии долин появляются элементы, не свойственные трогам: высокие террасы, сложенные рыхлыми отложениями; скалистые выступы склонов (фестоны) на поворотах долин и более резкая смена направления последних.

Возникает вопрос: ограничивать ли при реконструкциях размеры древнего оледенения пределами распространения несомненных трогов или, учитывая фактор времени в смысле продолжительности моделирования долин ледниками и последующими неледниковыми процессами, уточнять его границы по каким-то другим отдельным, незначительным образованиям, требующим обоснования их парагенетической связи с ледниками? В качестве таковых могут быть названы: фрагментарная заглаженность выступов склонов долин выше уровня верхних аккумулятивных террас, эрратические валуны на высоких ступенях коренных бортов долин, высокие камовые террасы, озы в долинах и межгорных котловинах, фрагменты основной морены и флювиогляциальных отложений в приледниковой фации, инверсионный грядово-ложбинный

рельеф, осцилляционные моренные гряды типа морен Де-Геера. Перечисленные образования в большинстве случаев пространственно разобщены, не формируют столь целостного образа оставившего их ледника, как в случае хорошо сохранившихся трогов с вложенными в них моренами. Кстати, наличие явных морен уже психологически настраивает исследователя на признание безусловной моделировки долины ледником и снимает сомнение в оценке генезиса даже деталей морфологии долины. Все представляется так или иначе объяснимым. Другое дело – долина без моренного рельефа. Здесь, прежде чем объяснить то или иное образование, приходится анализировать целый ряд возможных процессов. Тем не менее алтайские материалы позволяют утверждать, что изучение взаимоотношений и пределов встречаемости таких образований дает основание для реконструкции ледников, не ограничивавшихся участками сохранившихся трогов. Дело во времени исчезновения былого оледенения.

Присоединяясь к выводу Л.Н. Ивановского о непригодности использования трогов для выяснения числа ледниковых эпох Алтая, мы считаем возможным дополнить, что трюги – недостаточный признак и для реконструкции границ древних ледников, в особенности допозднеплейстоценовых.

Согласно представлениям О.М. Адаменко и др. (1969), долины основных рек Алтая (Катунь, Чуя, Башкаус, Бия и др.) были сформированы уже к концу плиоцена. Как будет показано ниже, позднеплейстоценовое оледенение захватывало главным образом их верхние участки, которые до настоящего

времени сохранили более или менее выраженную форму трогов. Дальше вниз по долинам спускались ледники эпохи максимального средненеоплейстоценового оледенения. Но поскольку коренной перестройки орографии Алтая в четвертичное время не было, то правомерно утверждать, что в процессе эволюции средненеоплейстоценовых ледников участки поздне-неоплейстоценовых долин трогов уже подвергались воздействию оледенения, притом более длительное время в сравнении с участками долин ниже. А в последних продолжительность ледникового воздействия была все меньше по мере движения к границам средненеоплейстоценовых ледников. В результате получается, что все уменьшающаяся морфологическая выраженность трогов с удалением от современных ледников или каров (см. рис. 18) - явление закономерное, обусловленное изменением соотношения продолжительности ледникового и послеледникового развития долины. В этом плане нет никаких оснований ожидать сравнимой выраженности следов экзарационной обработки долин поздне- и средненеоплейстоценовыми ледниками. Для реконструкции последних важное значение приобретают те признаки, о которых упомянуто выше.

В границах позднеоплейстоценового оледенения степень сохранности следов ледникового преобразования долин тоже не одинакова. Во-первых, заметно существенное ухудшение ее вблизи максимального положения концов ледников, где они уже не занимали долину во всю ее ширину, имели затухающие скорости движения и производили преимущественно аккумулятивную работу. Во-вторых, про-

слеживается уменьшение размеров и ухудшение морфологии трогов в направлении от современных и бывших центров оледенения к периферии, что объясняется более поздним возникновением и более ранним исчезновением оледенения в сниженных периферийных хребтах.

В поперечном профиле горных долин собственно трог составляет лишь некоторую ее придонную часть, а вышележащие склоны лишены следов ледниковой эрозии. В границах поздне-неоплейстоценового оледенения глубина алтайских трогов обычно не превосходит 400 м. Только в отдельных узлах, где происходило подпруживание или слияние нескольких крупных ледников, следы ледниковой обработки склонов прослеживаются и выше. Например, в долине Чулышмана в районе от устья р. Шавлы до устья р. Чульчи подпруженный ледник достигал мощности не менее 1000 м, перетекая через левый борт в долины Бол. и Мал. Улагана, Паспарты и Оныша.

Далеко не часто троговые долины сопровождаются ясно выраженными плечами. В большинстве случаев крутые склоны трога на некоторой высоте сменяются более пологими, но значительно сильнее расчлененными склонами. По вопросу о происхождении плечей трогов до сих пор нет единого мнения исследователей. В долинах Алтая четкие и прослеживающиеся на значительном расстоянии плечи встречаются только в границах позднеоплейстоценового оледенения. В разных долинах их высотное положение над дном трога различно, что связано как с неодинаковой мощностью бывших ледников, так и с различным удалением наблюдаемого плеча от вершины трога.

Инструментальные измерения превышения одного и того же плеча вдоль долин показывают снижение их высоты над дном вниз по течению. Но ни в одной долине не установлено непосредственной связи плечей с конечными моренами: на некотором расстоянии от конечной морены плечо, постепенно суживаясь, исчезает и далее появляется более или менее выраженная береговая морена. В отдельных долинах (Талдуры, Карагема, Абылююка, Белой Берели, верхней Катуня, Капчала) на склоне трога можно наблюдать серию прилавок, выработанных в коренных породах. Они в виде гигантской лестницы с неравными ступенями (по высоте уступа и ширине площадки) протягиваются вдоль склона. В такой лестнице крутые скалистые уступы неравномерной высоты чередуются с более пологими площадками со следами заглаживания. Вниз по долине ступени имеют больший или меньший уклон, снижаются к днищу и поочередно (начиная от самой нижней) выклиниваются (рис. 23). Вверх по

долине площадки ступеней становятся все более наклонными и постепенно теряются на склоне.

Подобное явление отмечено И.Н. Сафроновым (1964) в верховьях долины р. Теберды. Он выделяет до трех уровней перегибов склонов, расположенных на высотах 350–400, 250–300 и 120–150 м над руслом реки.

Отмеченные особенности ступенчатости на склонах трогов свидетельствуют о генетической связи ступеней с динамикой сокращающихся ледников. Это – рудиментарные плечи, соответствующие короткому периоду формирования и служащие подтверждением представлений о морозном выветривании («подкапывании» склонов), контактирующих с движущимся льдом [Башенина, 1965; Симонов, 1962].

Наличие на склонах молодых трогов рудиментарных плечей, сопряженных с конечными моренами, свидетельствует о том, что:

1. Формирование плечей трогов происходит в период некоторого стационарирования поверхности леднико-



Рис. 23. Рудиментарные плечи трога на правобережном склоне долины Капчала

вого языка, в частности, при переходе от трансгрессии ледника к его деградации. От продолжительности такого стационарирования на том или ином участке языка зависит степень выработанности плеча.

2. По превышению плечей над дном трогов нельзя судить о масштабах межледникового преобразования долин речной эрозией. Плечами трогов фиксирован уровень поверхности ледника на определенных этапах его эволюции, но не днище трога предшествующего оледенения.

В сравнении с трогами кары формируются более продолжительное время: ледники на склонах зарождаются и большинство их «умирает» в карах. Современное оледенение не только Алтая, но и других горных стран характеризуется преобладанием по количеству так называемых малых форм оледенения [Тронов, 1949], еще целиком или уже только частично использующих кары. Например, на Алтае из 175 ледников в бассейне р. Чуи 128, или 73 %, приходится на висяче-каровые и каровые леднички [Каталог ледников СССР, т. 15, в. 1, ч. 6]. На склонах хребтов других бассейнов или в других горноледниковых странах эти соотношения будут другими [Калесник, 1963], но важно то, что процесс полной деградации горного оледенения заканчивается в карах. По данным Л.Н. Ивановского (1967), из 2860 каров в бассейне р. Катунь только 665 каров (23 %) имеют леднички, в остальных они уже исчезли.

Как отмечает С.В. Калесник (1963), без наличия движущегося ледника процесс карообразования не может быть завершен. Следовательно, изучение распространения каров дает прежде всего представление о территори-

альных пределах развития древнего оледенения и ориентировочных минимальных значениях высотного положения соответствовавшей ему снеговой границы в той или иной части горного сооружения.

Степень морфологической выраженности и относительной свежести каров может быть использована пока только для качественной оценки продолжительности их разработки ледниками и времени исчезновения последних. Решение вопроса абсолютной датировки освобождения каров от последних ледников имеет большое палеогляциологическое значение и в перспективе, вероятно, осуществимо методом термолюминесцентного анализа.

На современном этапе изученности каров нет возможности использования их в анализе эволюции оледенения, поскольку не известны ни скорость развития каров и их последующего разрушения и заполнения продуктами выветривания, ни закономерности формирования ярусности каров.

Известны неоднократные попытки сопоставления высотного положения каров со стадийными ритмами деградации последнего оледенения [Ивановский, 1962а, 1962б, 1965; Максимов, 1968], но, по Л.Н. Ивановскому (1967), они были мало убедительными. Тем не менее идеи стадийного или ярусного заложения каров активно развивались Е.В. Максимовым (1972). Если в общем зависимость заложения каров от уровня снеговой границы не вызывает сомнения, то это еще не означает, что с некоторым определенным высотным положением снеговой линии в позднем неоплейстоцене связан столь же определенный ярус каров. Дело в том,

что в большинстве случаев горы, испытавшие позднеоценовое оледенение, имели ледники и в предшествующую эпоху среднеоценового оледенения. Следовательно, кары, заложенные и сформированные в допозднеплейстоценовое время, могли в каком-то виде сохраниться до последнего оледенения, использоваться и моделироваться им, если даже стадильная стабилизация опускающейся снеговой линии не совпадала с ними по уровню, оказываясь, например, большее время между ярусами каров предыдущей эпохи.

Е.В. Максимов (1972, с.132) допускает, что «закономерность в высотном залегании каровых ниш сложилась в период древнейших плейстоценовых оледенений. Затем от оледенения к оледенению она видоизменялась, но продолжала существовать. Собственно последнему оледенению соответствует не заложение каров в целом, а фиксация днищ уже существовавших каров на определенном уровне». Так ли это в действительности или это только предположение – без знания скорости развития каров сказать нельзя. Мо-

жет быть, в пользу представления об оформлении наблюдающихся ныне типичных каров преимущественно в эпоху последнего оледенения свидетельствует факт резкого исчезновения морфологически хорошо выраженных каров на некотором определенном (разном для каждого конкретного района горной страны) высотном уровне и смена их явно эрозионными формами (водосборными воронками). Этот вопрос требует дополнительных исследований, а в настоящее время можно лишь подчеркнуть потенциальные возможности большой палеогляциологической информации каров и их слабую изученность.

Прочие формы ледниковой экзарации (бараньи лбы и курчавые скалы, заглаженность выступов и контрфорсов долин) приурочены к долинам и своим присутствием облегчают прослеживание пределов заполнения их ледниками, особенно в тех случаях, когда ледниковые отложения уничтожены или погребены под осадками иного генезиса и долина утратила облик типичного трога. Такое преобразование долины претерпели за границей позднео-



Рис. 24. Обработанный ледником контрфорс на правом борту долины Чуи выше устья Маашея



Рис. 25. Обработанные ледником контрфорсы на левом борту долины Катунь выше устья Бол. Ильгуменя

плейстоценового оледенения, поэтому именно там прочие формы ледниковой экзарации и заслуживают наибольшего внимания. Однако находящиеся в придонной части долин бараньи лбы и курчавые скалы в результате выветривания относительно быстро теряют характерную для их поверхности штриховку, полировку и даже общие первоначальные очертания, поэтому не всегда уверенно воспринимаются как следствие ледниковой экзарации.

Заглаженность выступов (рис. 24, 25) и контрфорсов на склонах долин хорошо сохраняется на выходах наиболее прочных горных пород. На высоких выположенных площадках заглаженных выступов нередко обнаруживаются эрратические валуны, галька – свидетели былого заполнения долины льдом. Сами же площадки, на недалеком расстоянии имеющие одинаковые или близкие относительные превышения над дном долины, представляют собой фрагменты плечей старого трога. Изучение их соотношений в поперечном и продольном профиле долин дает некоторое представление об изменениях поверхности ледников в регрессивной фазе их эволюции.

IV. 2. Ледниково-аккумулятивные образования

«Летопись» деградации оледенения представлена, главным образом, различными аккумулятивными образованиями, имеющими с ним парагенетическую связь. Вопросы гляциального лито- и морфогенеза территорий материкового оледенения получили в последние годы глубокое разностороннее освещение благодаря работам ряда отечественных и зарубежных ис-

следователей. В этом отношении изученность горных стран остается менее удовлетворительной, хотя и нельзя сказать, что формам ледниковой и водноледниковой аккумуляции в горах не придается должного значения.

Анализу строения и условий формирования как ледникового, так и флювиогляциального аккумулятивного рельефа Горного Алтая уделяется внимание в монографических работах Н.А. Ефимцева (1961), Е.В. Девяткина (1965) и публикациях ряда других авторов. На алтайских материалах дается анализ палеогеографического значения форм ледникового рельефа в книгах Л.Н. Ивановского (1967, 1981), много лет посвятившего проблемам древнего оледенения этой горной страны.

IV.2.1. Конечные и береговые морены

Конечные и береговые морены – морфологически наиболее выразительные следствия ледниковой аккумуляции на некоторых этапах задержки, существенного замедления скорости линейной регрессии оледенения или же при переходе от фазы активного наступания ледников к их деградации. В зависимости от этого различают два морфогенетических типа конечных морен – насыпные и напорные. При современном состоянии изученности строения морен Алтая отнесение их к тому или другому типу может быть основано пока лишь на морфологических признаках. Такая попытка уже предпринималась Л.Н. Ивановским (1962в), который связывает образование морен напора с обратимыми, а насыпных – с необратимыми ледниковыми процессами. Им же подмечено, что в отличие от напорных

морен, представляющих собой более или менее четкий дугообразный вал, перегораживающий долину и переходящий на склонах в крупные береговые морены, насыпные морены чаще всего образуют группу холмов, грядок невыдержанного направления (рис. 26). Если они и выражены в общем в виде вала, то последний у бортов долины быстро выклинивается, не сопровождается сколько-нибудь заметными одновременно созданными береговыми моренами.

рен, протягивающихся далеко выше концов современных ледников. Морены низкооканчивающихся ледников (например, Мал. Актру, Корумду, Бол. Берельского и др.) надвинуты на лес возрастом в 300–400 лет. Это свидетельствует о том, что до стадияльной подвижки ледники были меньше, короче и не оказывали неблагоприятного влияния на произрастание кедра и лиственницы несколько выше по долинам. Примеры наступания ледников на лес



Рис. 26. Холмистая конечная морена в долине Бол. Улагана ниже устья р. Балыктыюля

Как установлено, отмеченные морфологические особенности конечно-моренных комплексов обусловлены различиями продолжительности и гляциодинамических условий формирования морен. Изучение гляцигенного рельефа последней (XVII–XIX вв.) стадии наступания долинных, карово-долинных и большинства каровых ледников показывает, что их максимальное положение не всегда фиксировано образованием значительной конечной морены, но последняя, если она есть, во всех случаях переходит в хорошо сформированные валы береговых мо-

в эту же стадию известны и на Кавказе [Абих, 1871].

По мере отступления от стадияльной морены до современного положения многие ледники оставили по нескольку небольших морен, но не сформировали соответствующих им береговых валов. В лучшем случае продолжением таких конечных морен служат невыразительные террасовидные прилавки, постепенно теряющиеся на склонах более высоких валов.

Эти закономерные особенности у ледников разного типа позволяют говорить о генетической связи крупных,

хорошо сформированных береговых морен со стадийной активизацией ледников. По-видимому, неперенным условием для образования значительных по высоте и протяженности береговых морен является не только продолжительное стационарное ледника, но и предварительное некоторое наступание его и увеличение мощности. Без этого, судя по морфологии боковых морен современных ледников, не образуется острый гребень и крутой наружный (дистальный) склон. Отсюда можно заключить, что крупные береговые морены являются результатом лишь некоторых определенных гляциодинамических условий, а именно стадийных подвижек ледников. В эти этапы эволюции рельефообразующая роль ледников у склонов проявляется не только в транспортировке попадающего на их поверхность обломочного материала, но и в постепенно возрастающем напорном боковом воздействии на все более высоком относительном уровне в соответствии с увеличением мощности льда на каждом конкретном поперечном профиле ледникового языка.

В приконцевой части языка долинного ледника в связи с уменьшением скорости его движения возникает боко-

вое растекание придонного слоя льда [Серебрянный, Орлов 1988]. В результате этого «впаянные» в лед обломки горных пород со дна долины выносятся к ее бортам и включаются в отложения боковых морен наряду с обломочным материалом поверхностной морены. О таком механизме выдавливания захваченных ледником аллювиальных отложений свидетельствует значительное количество эрратических окатанных обломков в береговых моренах наиболее ранних стадий постмаксимальной эволюции оледенения. Особенно показательными в этом отношении являются береговые морены в широких долинах с низкими пологими бортами, где эти морены отделены от коренного склона долины значительной продольной ложбиной незрозионного происхождения. На таких участках береговые морены представляют собой хорошо выраженные в рельефе валы с неровной (ундулирующей) гребневой поверхностью. Выразительным примером последнего является левая береговая морена в долине р. Бол. Улаган. Здесь на внутреннем склоне береговой морены (ниже моста по дороге на пос. Балыктыюль) выработан крупный карьер, вскрывающий ее строение (рис. 27).



Рис. 27. Береговая морена в левобережье Бол. Улагана выше моста на Балыктыюль: слева – общий вид карьера в береговой морене; справа – фрагмент стенки того же карьера

В этом обнажении обращает на себя внимание большое количество средне- и хорошоокатанных обломков и заметная субпараллельная склону вала слоистость.

В долинах с высокими крутыми бортами ложбина между береговой мореной и бортом иногда сравнительно быстро заполняется отложениями склоновых процессов, в результате чего формируется террасовидная поверхность (рис. 28), маскирующая бывшее сочленение морены со склоном. Обнажения на таких участках обычно воспринимают как отложения террас, чему способствует и морфология поверхности, и слоистость отложений, и линзы мелкообломочного материала, и значительное количество окатанной гальки и валунов. В действительности же подобная «диагностика» свидетельствует о крайне недостаточном уровне знаний о механизмах экзарационной и аккумулятивной деятельности ледников и недоучете особенностей бывшего рельефа и субстрата, на котором развивалось древнее оледенение, прежде всего максимальное.

После достижения стадиального максимума скорость движения льда

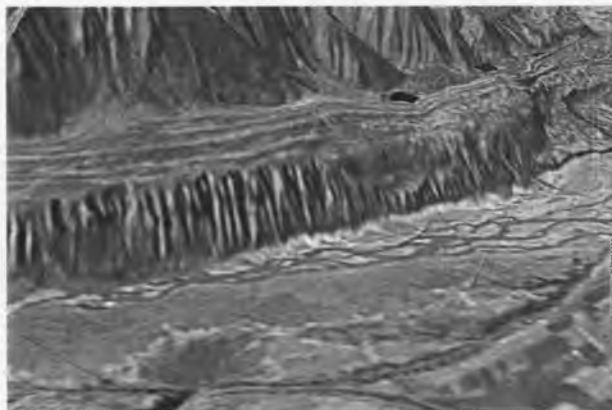


Рис. 28. 450-метровая береговая морена в долине р. Сурхоба напротив пос. Джайилган

уменьшается, ослабляется боковое давление и снижается поверхность ледника. Одновременно с этим формируется внутренний (проксимальный) склон береговых морен (рис. 29). Из-за осцилляционных подвижек, задержек и неравномерной скорости отступления ледника этот склон приобретает ломаный, ступенчатый первичный поперечный профиль (рис. 30). В дальнейшем он



Рис. 29. Крутой высокий внутренний склон левобережной береговой морены ледника Карабулак

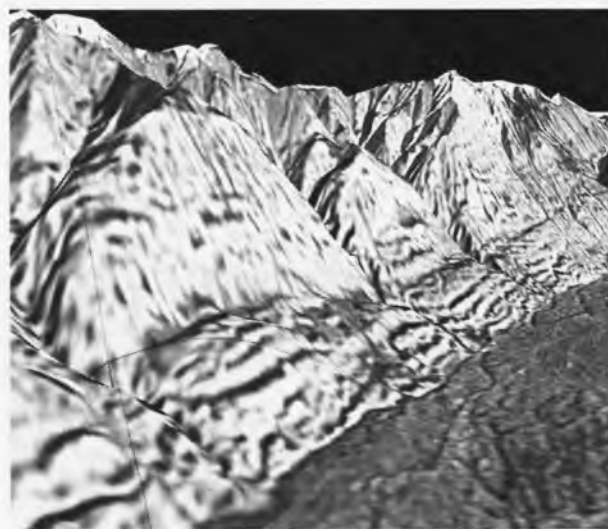


Рис. 30. «Лесенка» береговых морен

несколько выравнивается в процессе вытаивания погребенного льда и оползания обломочного материала.

Таким образом, береговые морены, возникшие вследствие наступания ледников, могут быть названы напорными, а осложняющие их внутренний склон прилавки, соответствующие задержкам и замедлениям отступления ледника, – насыпными. Наряду с напорным боковым воздействием ледник постоянно перемещает обломочный материал вдоль края, частично выносит его к своему концу, частично же оставляет на внутреннем склоне. С началом устойчивой деградации ледника внутренний склон образуется преимущественно за счет насыпного материала. Поэтому генетически правильнее было бы, по-видимому, называть такие морены напорно-насыпными. Но такой же генезис имеют и морены, обусловленные значительными осцилляционными подвижками. В связи с этим представляется целесообразным для главных стадийных береговых валов оставить название напорных, напорно-насыпными называть морены осцилляционных подвижек, а для

морен периода стационарирования или существенного замедления темпов сокращения языка оставить название насыпных. Поскольку стадийный этап эволюции ледников может быть осложнен неоднократными осцилляциями, как, например, в стадию XVII–XIX вв., то стадийная напорная береговая морена на некоторых участках может состоять из нескольких разновысотных субпараллельных валов (см. рис. 30).

По морфогенетическим признакам можно выделить три основных типа конечно-моренных комплексов: пластовый, грядовый и грядово-холмистый. Пластовые морены представляют собой более или менее значительные по площади поля сплошных или почти сплошных моренных отложений изменчивой мощности и приурочены главным образом к межгорным котловинам и подножию гор в приустьевой части долин (рис. 31, 32). В зависимости от характера микрорельефа пластовые морены можно подразделить на мелкогрядовые, мелкохолмистые и сложнопостроенные грядово-холмистые (рис. 31).

Для первых характерно распространение систем различных по разме-

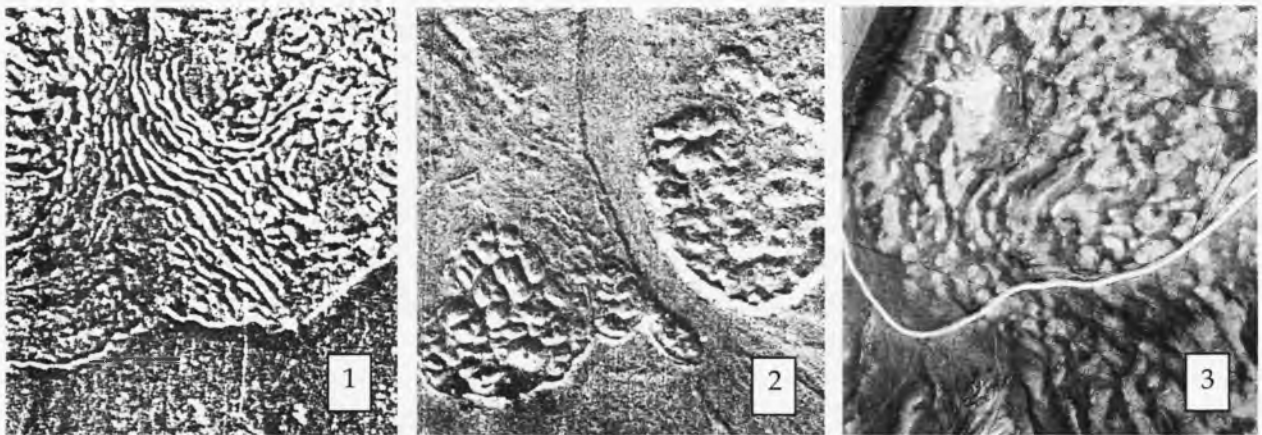


Рис. 31. Рельеф поверхности пластовых морен:
1 – грядовый (Юстыд); 2 – холмистый (Ирбисту); 3 – грядово-холмистый (Акалаха)

рам и ориентировке гряд, разделенных межгрядовыми ложбинами (Бертекская котловина, долина Юстыда). Эти гряды отражают, по-видимому, небольшие кратковременные подвижки фронта расчлененного конца ледника в целом, но чаще – его отдельных потоков, формировавших сложный долинный ледник (рис. 32). Реже встречаются пластовые мелкохолмистые морены, характерной особенностью морфологии поверхности которых является наличие беспорядочного ско-

В плане гряды имеют вид более или менее крутых дуг, обращенных вершиной вниз по долинам. Однако в случае вторжения льда из главной долины ледникового бассейна в приустьевые части долин притоков моренные дуги оказываются обращенными вершиной вверх по долинам этих притоков (рис. 34). Грядовый конечно-моренный комплекс бывает представлен либо одной (хотя и осложненной второстепенными микроформами), либо несколькими сближенными дугами, что является

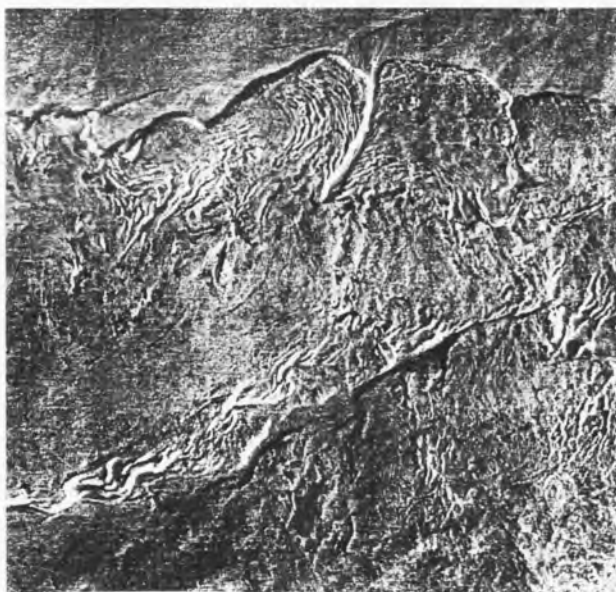


Рис. 32. Пластовый конечно-моренный позднеплейстоценовый комплекс: слева – ледника Кокузек; справа – Чаган-Узунского ледника

пления холмов (рис. 31) в пределах бывшей краевой части ледника (морены позднеплейстоценового максимума в долинах Юстыда, Елангаша и Ирбисту на выходе в Чуйскую котловину). Такой микрорельеф сформировался на участках неравномерно таявшего мертвого льда.

Грядовые морены представляют собой линейно вытянутые формы, поверхность которых осложнена более мелкими неровностями. Они распространены только в долинах рек (рис. 33).

отражением различных гляциодинамических условий их формирования. Поэтому представляется целесообразным различать моногрядовый и полигрядовый конечно-моренные комплексы. Те и другие занимают сравнительно небольшие участки долин, но их бывает несколько в одной и той же долине, они имеются в большинстве долин, испытавших неоплейстоценовое оледенение, поэтому суммарная площадь их значительно больше, чем пластовых морен.

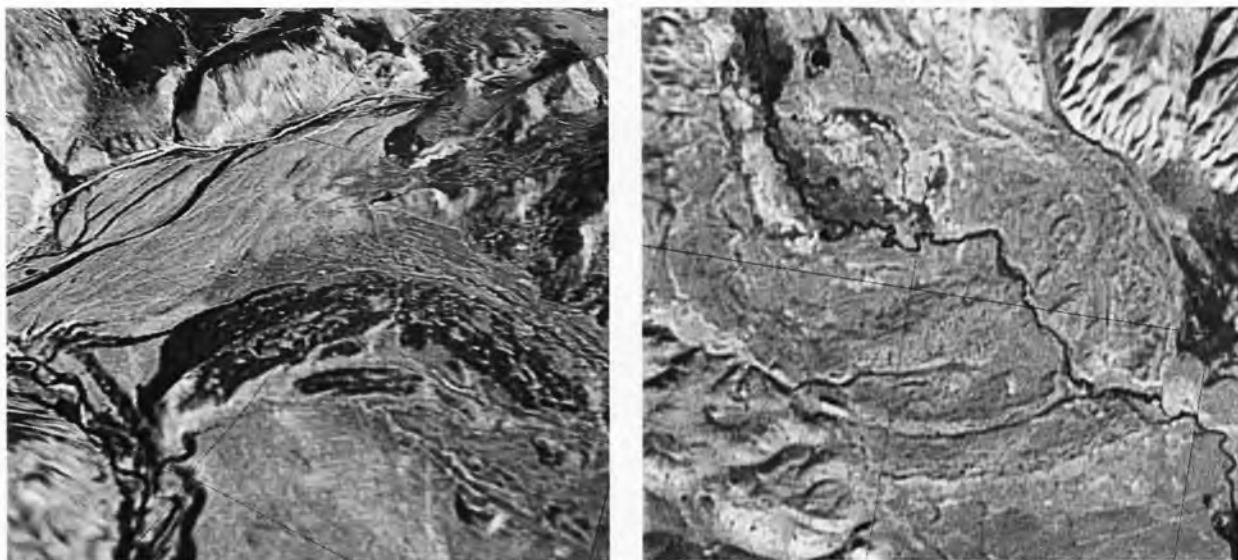


Рис. 33. Грядовые конечные морены поздненеоглейстоценового максимума ледников: слева – в долине Коксы-Аргутской; справа – в долине Кокоря

Наиболее распространенными в долинах, на плато и в межгорных котловинах являются холмисто-грядовые морены. В одних случаях они представляют собой сочетание первичных гряд и холмов разных размеров, как, например, в пределах елангашского поздне-неоглейстоценового моренного поля.

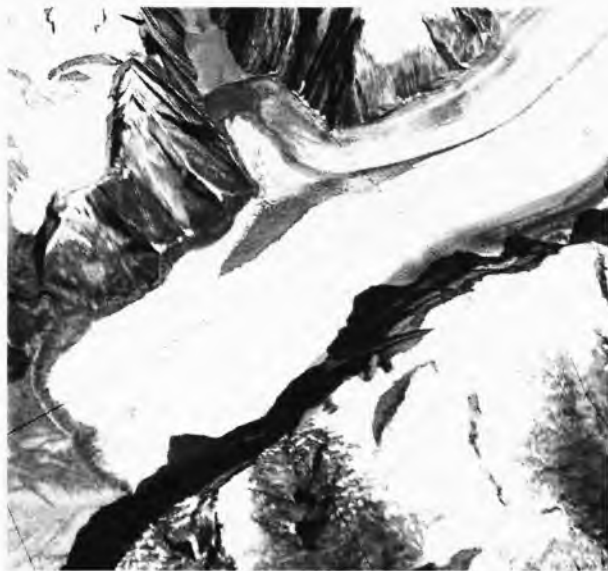


Рис. 34. Затекание правой части сложного долинного ледника в устье боковой долины

В других случаях, особенно в долинах, образование холмов является следствием постгенетического расчленения части гряд эрозионными процессами.

Анализ морфологии гляцигенных аккумулятивных образований стадии XVII–XIX вв. показывает, что у каровых, карово-долинных и большинства долинных ледников хорошо выражены в рельефе и береговые и конечные морены. Но у некоторых долинных ледников, например Талдурина, Джело, Кони-айры, Прав. Карагемского (рис. 35), высокие береговые морены переходят в низкую широко распластанную конечную морену, а у ледника Бол. Маашей вообще не выражена в рельефе конечная морена. Поэтому в ряде случаев для двух последних стадий (XVII–XIX вв. и исторической) реконструкция пределов продвижения ледников более надежна не по конечным моренам, а по окончанию валов береговых морен. Вместе с тем заслуживает констатации факт уменьшения сохранности морфологии береговых



Рис. 35. Правая береговая морена стадии XVII–XIX вв. ледника Прав. Карагемский (на переднем плане слева)

морен по мере движения вниз по долинам. Относительно хорошо выражены береговые морены стадий до максимума 2-го мегастадиала позднеплейстоценового оледенения. От более ранних этапов оледенения сохранились преимущественно лишь небольшие фрагменты береговых морен в некоторых благоприятных условиях (пологие склоны долины, уплощенные водоразделы). Тем не менее в целом даже такая фрагментарная сохранность береговых морен оказывается лучше, чем конечных морен соответствующих этапов. Это позволяет использовать береговые морены в качестве индикатора для выделения стадийальных положений деградации позднеплейстоценовых ледников.

IV.2.2. Основная морена

Строение и формирование основных морен материковых оледенений подробно рассмотрены Ю.А. Лаврушиным (1976). Для древнего оледенения

горных стран аналогичные исследования выполнены коллективом сотрудников Института географии РАН. К сожалению, эти работы не стали достоянием некоторых исследователей Алтая, до сих пор при диагностике четвертичных отложений пользующихся устаревшими представлениями о литологии основных морен как отложений с триадой визуальных признаков: несортированность, неслоистость и неокатанность обломочного материала. Но именно обнажения отложений основной морены, перекрытой материалом ее же перемыка тальными ледниковыми водами или наложенных отложений ряда других экзогенных процессов (оползней, обвалов, осыпей, оплывин, пролювиальных конусов выноса из боковых долин), дают наиболее информативное представление о бывших размерах ледников и особенностях их постмаксимальной эволюции. Поэтому вопросам формирования и строения основной морены следует уделить особое внимание.

Как уже отмечалось выше, более-менее выразительные формы экзарационного и аккумулятивного ледникового рельефа сохранились в пределах поздненеоплейстоценового оледенения. Гляцигенный рельеф средне-плейстоценовой эпохи встречается крайне редко, лишь при некоторых особо благоприятных для его сохранения условиях (прежде всего в межгорных котловинах, рис. 36). Однако установление границ распространения средне-неоплейстоценового оледенения по таким единичным остаткам рельефа представляет большую сложность. Недостающая информация может быть существенно пополнена в результате должного внимания к изучению строения погребенной основной морены и водно-ледниковых отложений проксимальной фации.



Рис. 36. Конечно-моренные гряды среднего неоплейстоцена в приустьевой части долины Чаган-Узуна в Чуйской котловине

IV.2.2.1. Структура и текстура основных морен

По определению Ю.А. Лаврушина (1976, с. 5), основной мореной является «комплекс ледниковых осадков, образующихся за счет материала, транспор-

тируемого в нижних горизонтах ледников и формирующихся под покровом льда в ходе его движения...». При таком понимании основной морены абляционная морена в нее не включается, хотя и образует с нею тесные парагенезы. Для материкового (покровного) оледенения значение абляционной морены действительно невелико. Там преобладающая часть поверхности ледников совершенно лишена обломочного материала и только в краевой их части по плоскостям сколов донная (подледниковая) морена частично выводится на поверхность. Совершенно другая картина представляется с абляционной мореной горных ледников. Здесь ледники в основном приурочены к отрицательным формам рельефа (кары, цирки, долины) и ограничены крутыми высокими склонами. Продукты активного физического выветривания горных пород, слагающих склоны, поступают на ледник, в фирновом бассейне погребаются под снежными осадками, оказываются на некоторой глубине в теле ледника, а ниже фирновой границы на некотором расстоянии от нее вытаивают и оказываются на поверхности ледникового языка. В засорении поверхности ледниковых языков участвует материал срединных и боковых морен, которые в приконцевой части ледников распластываются и иногда смыкаются в сплошной моренный покров. Ниже фирновой границы в области динамического сжатия льда в связи с выполаживанием продольного профиля возникают поперечные сколы и происходит смещение крупных пластин льда по этим плоскостям скола. Из-за неравномерной подвижки таких пластин материал донной морены затирается в придонные горизонты льда

и в дальнейшем при подновлении подвижек по сколам все дальше проникает в тело ледника, пока где-то не окажется на его поверхности. В зависимости от некоторых особенностей движения льда степень заморенности поверхности ледников даже в соседних долинах бывает очень различной (рис. 37).

На поверхности практически всех ледниковых языков можно обнаружить трещинки, сопровождающиеся некоторым скоплением мелкообломочного материала, и дугообразно пересекающие ледники (рис. 38).

У ледников с активным блоковым смещением по плоскостям скола на по-



Рис. 37. Различная степень заморенности ледников: сверху справа – ледник со сплошным моренным покровом, другой (сложный) ледник имеет разное частичное моренное покрытие

верхности формируются дугообразные (выпуклые вниз по леднику) моренные валы разных размеров, иногда смыкающиеся в приконцевой части ледника в сплошной ребристый моренный покров (рис. 39). Ими фиксирован выход плоскостей скола к поверхности. Надвижки по плоскостям скола верхних по-



Рис. 38. Дугообразные трещины в местах выхода плоскостей скола к поверхности ледников

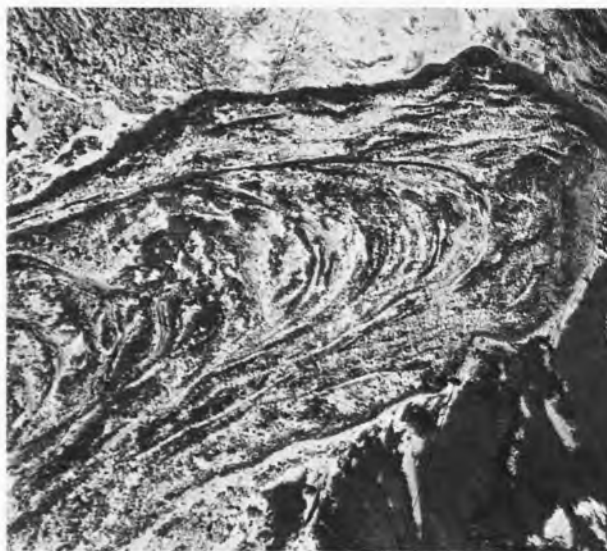


Рис. 39. Сплошной дугообразный моренный покров на конце ледника

течению пластин на нижележащие показаны на рис. 40.

На некоторых долинных ледниках интенсивный вынос к поверхности по плоскостям скола материала донной морены фиксирован грандиозными поперечными валами, соединяющими противоположные береговые морены (см. рис. 40). Последнее обстоятельство – связь противоположных



Рис. 40. Надвиги ледниковых пластин, маркированные крупными дугами моренного материала

береговых морен через этот своеобразный пояс – убедительно подтверждает схему веерообразного движения льда (рис. 41) в зонах сжатия и формирования боковых морен за счет выноса к краям ледникового языка материала донной морены.

В приконцевой части ледников боковые и срединные морены вместе с выведенным на поверхность по плоскостям сколов материалом донной

и внутренней морен образуют почти сплошной покров обломочного материала различной мощности. На конце ледника этот обломочный материал разного гранулометрического состава смывается тальными водами или соскальзывает (сплывает) по смоченному ледяному склону к его подножию. В период квазистационарирования фронта ледника этот обломочный материал составляет основу формирующейся ко-

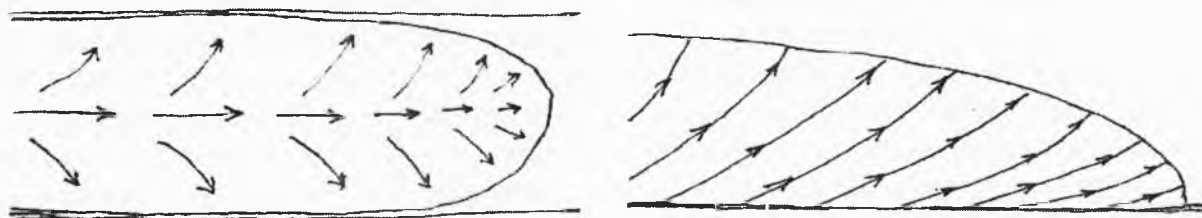


Рис. 41. Схема движения льда и обломочного материала (показаны стрелками) в приконцевой части горного ледника (в плане и в продольном разрезе)

нечной морены насыпания, а по мере отступления ледника он накладывается на освобождающуюся из-под ледника донную морену.

Из-за неравномерной засоренности поверхности ледника обломочным материалом и неравномерной скорости отступления края ледника покров абляционной морены на дне долины иногда достигает значительной мощности и этим привлекает внимание исследователя. Именно эта верхняя часть основной морены характеризуется несортированностью, неслоистостью и неокатанностью обломков и рыхлостью их сгущения. При последующей подвижке (сердж, пульсация), обусловленной изменением режима ледника или достижением кинематической волны его конца, эти скопления абляционной морены будут перекрыты ледником без нарушения ее строения. Из литературы известны факты находки под ледниками [Серебрянный и др., 1984, с. 135] малоизмененных и даже неизмененных осадков разного генезиса (в том числе и озерно – болотных, с остатками кустарнико-травянистой растительности). Такие находки в многослойных разрезах основных морен вовсе не являются свидетельствами слабой интенсивности ледниковой эрозии, а указывают лишь на различия в динамике гляциологических процессов в приконцевой части ледниковых языков.

Абляционная часть основной морены в первую очередь подвергается воздействию талых ледниковых вод, перемывается, переотлагается и в зоне воздействия водотоков превращается в водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения проксимальной фации. Сохранившиеся от переработки водотоками участки основной (прежде

всего абляционной ее части) морены выражены в рельефе, и по этим фрагментам обычно составляется представление о литологии ледниковых отложений в целом. Этому способствует и осмотр обнажений конечно-моренных отложений, основная часть которых (особенно насыпной морены) сложена абляционной мореной.

В результате детальных полевых исследований [Лаврушин, 1976; Серебрянный и др., 1984] установлено, что донной части основной морены присущи слоеватость и сланцеватость, наклон и ориентировка обломков горных пород, хорошая окатанность многих из них. Слоеватость обусловлена наличием в толще донной морены тонких субгоризонтальных прослоек песка, концентрацией валунов и галек на некоторых уровнях в морене, изменением гранулометрического состава мелкозема, присутствием тонких глинистых лент. Установлено, что длинные оси обломков, как правило, ориентированы вдоль движения льда. В приконцевых частях горных ледников их ориентировка усложняется наклоном вверх к поверхности и к краям ледникового языка. Образно этот веер движения обломочного материала из нижних горизонтов мореносодержащего льда можно представить в виде внутренней поверхности передней половины столовой ложки (см. рис. 41, 42). Такое «ложкообразное» движение обусловлено давлением льда в этих направлениях при затухающих скоростях движения в приконцевой части ледника, т.е. составляющие движение льда, связанные с его пластическими деформациями, подчиняются закону Глена (1958).

Исследования каменного (обломочного) материала в придонных морено-



Рис. 42. Конец Маашейского ледника в 1968 г.: а – на стенке видна слоистость, обусловленная смещением пластин льда по плоскостям сколов (более темные, засоренные обломочным материалом), и пликативная деформация льда в придонной части ледника;

б – крутонаклонная слоистость льда в левой краевой части видна в трещинах выше по течению того же ледника



содержащих горизонтах ледников показали, что обычно он распределяется послойно, чередуясь с прослойками чистого льда (см. рис. 42). При концентрации обломочного материала в приконцевой части ледника морено-содержащий лед утрачивает пластичность и отчленяется от вышерасположенного движущегося льда, переходит в отложенное состояние. При преобразовании мореносодержащего льда в отложенную морену в фазе динамической активности ледника (моренонакопление) в ней сохраняются текстуры пластического течения льда и его гляциодинамических деформаций. В фазе деградации оледенения, когда приконцевая скорость движения льда сокращается практически до нуля, а тем более – при образовании мертвого льда, основная (донная) морена местами формируется за счет вытаивания обломочного материала из мореносодержащего льда, при этом теряет текстурные признаки (мореновытаи-

вание), приобретенные ею в процессе бывшего движения. Такая морена вследствие удаления талой водой части мелкозема состоит, как правило, из менее уплотненного материала и утрачивает преобладающую ориентировку обломков. Эти принципиальные схемы ледникового седиментогенеза соответствуют установленному разнообразию обстановок формирования основной (донной) морены в разные фазы эволюции ледников.

При визуальном осмотре обнажений четвертичных отложений в горных долинах для диагностики их генезиса первоочередное внимание обращается на общие признаки: слоистость, сортировку, окатанность обломков, соотношение гранулометрического состава материала, положение удлиненных галек и валунов. Если присутствуют хотя

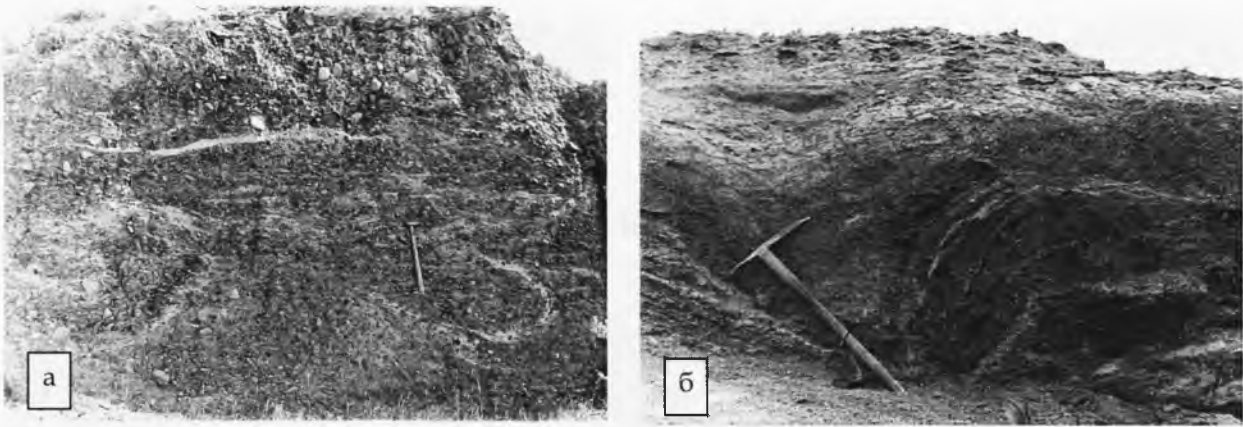


Рис. 43. Пликативные деформации в основной морене:

а - правобережное обнажение в долине Тархатты ниже устья Чаган-Бургазы; б - в стенке оврага на междуречье Тете-Актру

бы первые три признака, обычно делается беспорное заключение об аллювиальном или флювиальном генезисе отложений. И это чаще всего справедливо, ибо эти признаки характерны для флювиальных отложений, особенно накапливающихся в констративной фазе развития долины. В подтверждение недостаточности этих признаков вследствие их невыразительности привлекают указания на черепитчатое залегание грубообломочного материала. И это тоже справедливо, но достаточно ли для правильной диагностики генезиса данной конкретной

толщи? Тем более, как это чаще всего делается, только по степени окатанности валунно-галечного материала? Ответ: конечно, нет! По исследованиям Л.Р. Серебрянного и др. (1984, с. 35) галек из плейстоценовых морен оказалось, что большая часть их (около 40 %) слабо окатана, около 20 % - совершенно не окатана, а около 33 % - умеренно и хорошо окатана. При этом отмечается, что степень окатанности обломков зависит и от свойств самих горных пород. Замеры ориентировки длинных осей галек показали их преобладающее положение в направлении



Рис. 44. Несогласное (надвиговое) напластование в мелкообломочной донной морене (левый берег Катуня ниже устья Бол. Яломана):

а - непосредственно над урезом реки; б - в приповерхностной части 50-метровой террасы

движения льда, а наклон большего числа галек – против движения ледника.

Без учета этих и некоторых других литологических признаков (пликативные складки, выраженные прослойками мелкозема (рис. 43), плоскости несогласного напластования (рис. 44), крутонаклонная чешуйчатая слоистость (рис. 45) и особенно – большая плотность отложений) создаются фантастические палеогеографические реконструкции, которые будут рассмотрены ниже в разделах, посвященных реконструкции древнего оледенения.

ми ледников, в боковых и продольных приконцевых трещинах свидетельствуют, что гранулометрический состав поверхности донной морены у разных ледников неодинаков. Например, у ледника Бол. Маашей в донной морене решительно преобладают неокатанные обломки дресвяно-гравийной размерности с песчано-алевритовым заполнителем. Такой же смесью с редкими более крупными обломками на поверхности сложен выступающий из его грота короткий оз (рис. 47). У ледников Корумду и Джело материал дон-



Рис. 45. Чешуйчатая основная морена:

а – в основании 100-метровой правобережной террасы Катуня в 1 км ниже устья Чуи; б – в обнажении правобережной 30-метровой террасы Чуи в урочище Челкан

IV.2.2.2. Основная морена современных и позднелепистоценовых ледников

Фрагменты донной морены современных деградирующих ледников мы наблюдали под концом ледника Мал. Актру (рис. 46), Корумду, Бол. Машей, Лев. Карагем и др. В отдельные годы, по-видимому, после некоторой подвижки концы этих ледников не плотно прилегают к ложу, обнажая мореносодержащий лед и донную морену еще непосредственно под ледником. Наблюдения под приподнятыми конца-

ной морены крупнее и в ней больше окатанных обломков. У Софийского ледника донную морену в пределах грота составляет щебнистая супесь, а в мореносодержащем льду на стенках грота значительную часть составляли в разной степени окатанные гальки. В краевых трещинах мореносодержащий лед в большей или меньшей степени «нашпигован» разноокатанными валунами. Мощность донной морены современных ледников Алтая неизвестна. Вырывающиеся из-под ледников водотоки стекают по замороженным отложениям и практически не вреза-



Рис. 46. Массив донной морены, обнажившийся из-под конца ледника Мал. Актру в начале XXI в.



Рис. 47. Мелкообломочные озы (показано стрелкой):
а – у конца ледника Маашей; б – у Софийского ледника

ются в них. Только на некотором удалении от ледника можно найти обнажения основной морены без признаков работы водотоков на ее поверхности.

В последние годы из-под ледника Мал. Актру обнажился значительный массив донной морены до 4 м мощностью (см. рис. 46). Вследствие вытаивания цементирующего обломочный материал режеляционного льда стенка обнажения постоянно в летнее время оплывает, частично обрушается, и в этих обрушениях просматривается несортированная смесь дресвяно-гравийно-галечных обломков в су-

глинистом заполнителе с признаками пликативных деформаций. В 500 м от конца этого ледника по правому берегу речки вскрывается совершенно другое строение донной морены (рис. 48). Здесь она представлена обломочным материалом той же размерности, но с супесчаным заполнителем. Чередованием прослоев концентрации супеси и более крупных обломков создается слойчатость толщи. Кроме того, здесь встречаются и достаточно хорошо окатанные гальки разной формы.

Еще дальше от ледника, уже в Курайской котловине, куда ледник спустился

в позднеплейстоценовый ледниковый максимум, в безводной ложбине между двумя гребешками останцового рельефа в междуречье Актру и Тете сохранился «слепок» бывшей ледниковой лопасти (рис. 49). В промоине этого слепка вскрывается дресвяно – гравийная слоистая смесь, деформированная в плекативные складки (см. рис. 43, б).

В 3 км от ледника Корумду по левому берегу реки вскрывается донная морена (рис. 50) такого же строения, как и в полукилометре от Малого Актру.



Рис. 48. Обнажение донной морены в 500 м от конца ледника Мал. Актру



Рис. 49. Северная лопасть (показано стрелкой) позднеплейстоценового ледника Актру в южной части Курайской котловины

Крупное обнажение основной морены вскрывается в левобережном борту долины Кыскынора в километре от ее слияния с долиной Талдуры. В этом обнажении позднеплейстоценовой морены длиной около 100 м и высотой до 20 м (см. рис. 35), сложенной самым разным по крупности обломочным материалом, отчетливо прослеживается крупная крутонаклонная слоеватость, выраженная неравномерным распределением крупного и более мелкого обломочного материала. Значительная часть гальки и валунов хорошо окатана. Крутое падение слоеватости вверх по долине обусловлено, по-видимому, сколами мощных пластин мореносодержащего льда при подпруживании Кыскынорского ледника Талдуринским ледником, занимавшим в это время главную долину.

Сложно построены ледниковые отложения в долинах Ирбисту и Аккола. В первой, по левобережью (примерно в полутора километрах от крутого фронта пластовой морены), обнажается слоистая толща видимой мощности около 20 м (рис. 51). Больше половины ее снизу слагает неслоистый плотный валунный галечник средней степени окатанности. На сравнительно ровной кровле галечника лежит неяснослоистый суглинок с мелкими валунами. Мощность этого слоя невыдержанна, изменяется от первых сантиметров до полуметра. Над ним согласно, по ровному контакту, залегает слой плотного галечника с послойным размещением обломков. В пределах обнажения толщина слоя более-менее выдержанная, составляет 0,7–0,8 м. Над этим галечником лежит толща валунного суглинка до 3 м мощности. Этой толщей и сложена дневная поверхность морены.

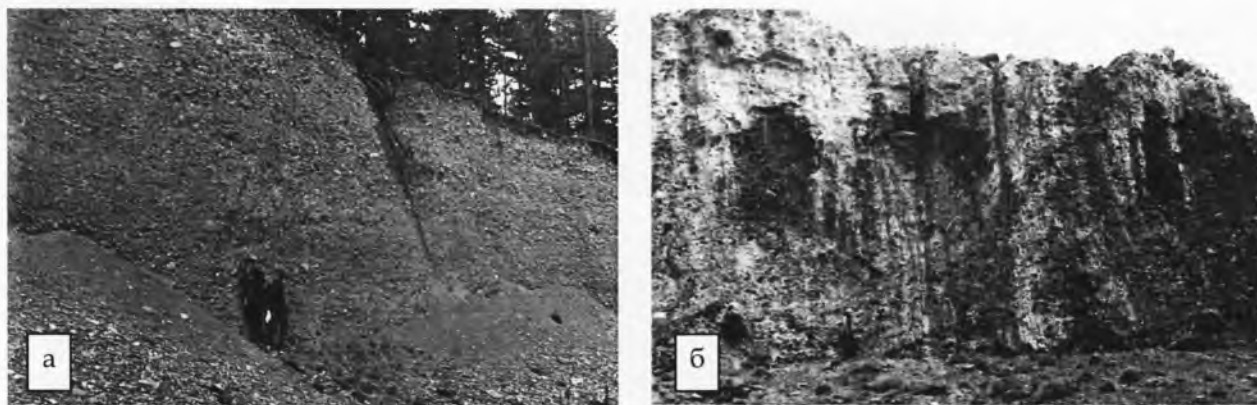


Рис. 50. Донная морена:
а – 3 км от конца ледника Корумду; б – по левобережью в приустьевой части долины Кыскынора

Не менее сложное обнажение представлено по левобережью р. Аккола на выходе речки из мореноподпрудного озера. Общая высота обнажения составляет 13–15 м (рис. 52). В нижней части его залегает неслоистый плотный серый валунный суглинок мощностью до 5 м. Преобладающая часть крупных обломков распределена хаотично. Выше лежит слой (2 м) плотного неслоистого галечника с мелкими окатанными валунами и супесчаным заполнителем. Над ним – слой (до 1 м) плотного галечника, скрепленного суглинком. Еще выше лежат два слоя (до 1 м

каждый) плотных гравелистых песков, разделенных тонким прослоем чистого алеврита. Верхнюю часть обнажения завершает плотный валунный суглинок до 4–5 м мощности. Грубообломочный материал здесь в разной степени обработан, распределен в суглинистой массе беспорядочно. Примерно в средней части этого валунного суглинка включена деформированная линза алеврита.

В обоих последних примерах строения основной морены (по Ирбисту и Акколу) отражена сложная динамика ледника, сопровождавшаяся сменой



Рис. 51. Позднеплейстоценовая основная морена в долине Ирбисту:
а – общий вид обнажения; б – деталь верхней половины обнажения (на снимке проф. Д.Б. Малаховского)

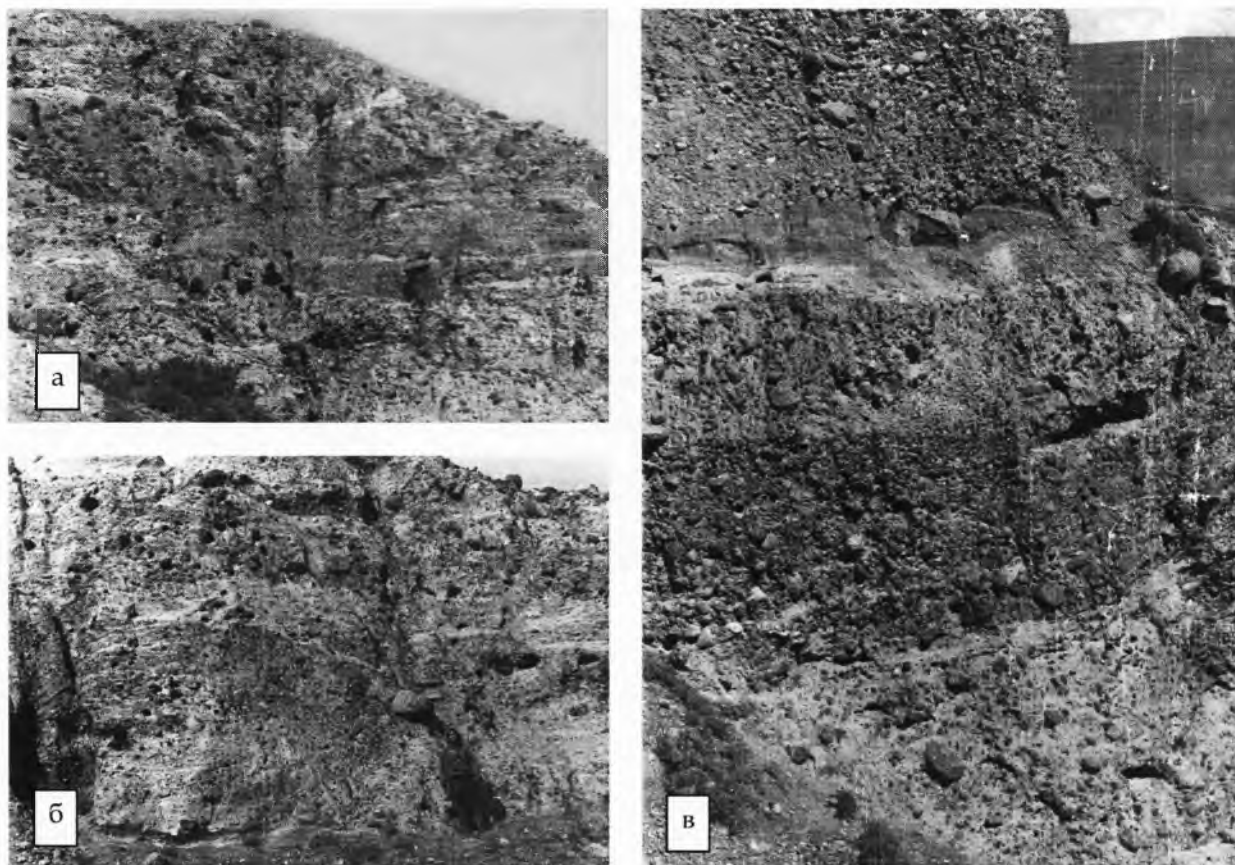


Рис. 52. Обнажение основной морены в долине Аккола у нижнего конца озера:
а – общий вид; б, в – детали средней части обнажения

наступления и сокращения ледникового языка, захватом и перемещением донного материала, напользанием льда на приледниковые отложения и погребением их под абляционной мореной.

В литературных источниках по Алтаю давно известна так называемая менская морена, запирающая верхний конец древней долины Чуи. В конце 1960-х гг. здесь планировалось создание гидроэлектростанции с подпруживанием и направлением в старую долину части воды р. Чуи. Для установки турбины на северном (проксимальном) склоне моренного вала был выкопан котлован глубиной до 15 м. В стенках этого котлована виден слабозавалуненный плотный слоистый сугли-

нок с наклоном пластов вниз по долине (рис. 53). На противоположном (южном, дистальном) склоне этой менской морены флювиогляциальные отложения (с восточной стороны – галечники, с западной – пески) с ясно выраженной слоистостью наклонены в обратном направлении, на юг в сторону современной долины Чуи. Каков возраст вскрытой котлованом толщи слоистых суглинков и вся ли толщина одного возраста – сказать трудно. По литологическим признакам толща не разделяется, поэтому, учитывая позднеплейстоценовый возраст прислоненных с юга флювиогляциальных отложений и конечно-моренных холмов на участке от Мен до Акташа в старой долине,

данную толщину основной морены мы считаем позднелеоплейстоценовой.

Отложения основной морены обнажаются в нескольких местах по правобережью Чуи на участке долины между Чуйской и Курайской котловинами. Наиболее полный разрез представлен ниже устья р. Куэктанара (рис. 54). В нижней части обнажения залегает плотный щебнистый галечник с редкими валунами, заполнитель суглинистый. Видимая мощность составляет

в этом слое размеры валунов меньше, а неокатанных обломков больше, причем до 10 % из них очень выветрелые, крошатся. Мощность слоя невыдержанная, изменяется от 3 до 6 м. Выше лежит плотный валунный галечник с гравелисто-щебнистым заполнителем. В верхней части этого слоя тоже имеются тонкие (5–7 см) линзы плотной ленточно-слоистой супеси. Мощность слоя изменяется от 3 до 5 м. Над ним по ровному контакту лежит палево-



Рис. 53. Обнажение в стенке котлована наклонно-слоистой менской морены:
а – в проксимальной части; б – в дистальной части

8–9 м. Основание слоя в большей части скрыто под осыпью, частично – лежит на угловатом выходе коренных пород. К основанию слоя содержание крупнообломочного материала уменьшается, а во вмещающем суглинке прослеживается расланцовка. По ровной кровле этого горизонта прослеживаются линзы супеси ленточно-слоистой, плотной. Этот супесчаный прослой местами снизу и сверху сопровождается среднезернистым плотным песком. Выше, согласно с ровной кровлей отмеченного щебнисто-галечного слоя, лежит второй слой плотного щебнисто-галечно-валунного суглинка. В целом

серый плотный суглинок, наспигованный крупными валунами, галькой и щебнем. В пределах выраженных в рельефе моренных гряд верхнюю часть этого слоя составляет угловатый обломочный материал абляционной морены.

В этом обнажении нижний слой щебнисто-галечного суглинка сформирован, по-видимому, в среднечетвертичное время. Галечно-валунный слой является межледниковым (флювиогляциал), а два верхних слоя галечно-валунных суглинков отвечают двум позднелеоплейстоценовым наступаниям Куэктанарского ледника.



Рис. 54. Трехслойная Куэختанарская толща ледниковых отложений

На выходе долины Чуи в Курайскую котловину в правобережном обрыве обнажаются только два горизонта морены (рис. 55), поскольку в максимум второго позденеоплейстоценового мегастадиала ледник сюда не спускался. В нижней части обнажения лежит слоеватая щебнисто-дресвяная смесь, плотная, с песчаными прослойками (донная морена, видимая мощность до 5 м), а наверху – валунный суглинок (отложения конечно-моренного комплекса).

Менее плотная слоеватая (чешуйчатая) морена с крутым падением пластин вверх по долине вскрыта в уступе двадцатипятиметровой террасы в урочище Челкан (см. рис. 45, б). Этим участком В.В. Бутвиловский (1993) ограничивает максимальное продвижение ледника по долине Чуи.

Наиболее убедительным доказательством включения в основную (донную) морену захваченного ледниками в долинах окатанного обломочного материала могут служить обширные моренные поля с хорошо выраженными в рельефе границами на низких между-

речьях Юстыда и Ташанты, Елангаша и Чаган-Узуна, Чаган-Узуна и Кызылчина (рис. 56). Здесь ледники переполняли свои долины, на большом протяжении не ограничивались бортами долин и широко распластовались (см. рис. 32). Однако в составе оставленной морены решительно преобладает окатанный галечно-валунный материал. Если бы эти отложения были приурочены к долине, их бы несомненно отнесли к флювиальным только по признаку окатанности обломков. Данный пример может служить предостережением от поспешного вывода о генезисе отложений лишь по признаку окатанности обломочного материала.

IV.2.2.3. Обнажения основной морены среднеоплейстоценового оледенения

Как уже отмечалось выше, геоморфологические следы бывшего распространения среднеоплейстоценового оледенения в большинстве случаев весьма неясны, дискуссионны или даже вовсе не выражены в рельефе, не сохранились. Поэтому в изучении рас-



Рис. 55. Ледниковые отложения по правобережью Чуи на выходе долины в Курайскую котловину. Стрелкой показана линия контакта между средне- и верхнеплейстоценовыми моренами

пространения, масштабов среднеледниковой оледенения особое значение приобретают обнажения его основной морены.

Яркой иллюстрацией последнего может служить Чуйская межгорная котловина. Здесь, как известно [Попов, 1962; Девяткин, 1965; Окишев, 1978], у подножия Южно-Чуйского хребта располагаются дельтовидные в плане пластовые морены, фиксирующие максимальные размеры позднеледниковых ледников, выдвигавшихся из долин Тархатты, Кокузек, Ирбисту, Елангаша, Чаган-Узуна. В восточной части котловины аналогичная морена сформирована ледником Юстыд, а на выходе в котловину долины Кокоря – Кокоринским ледником.

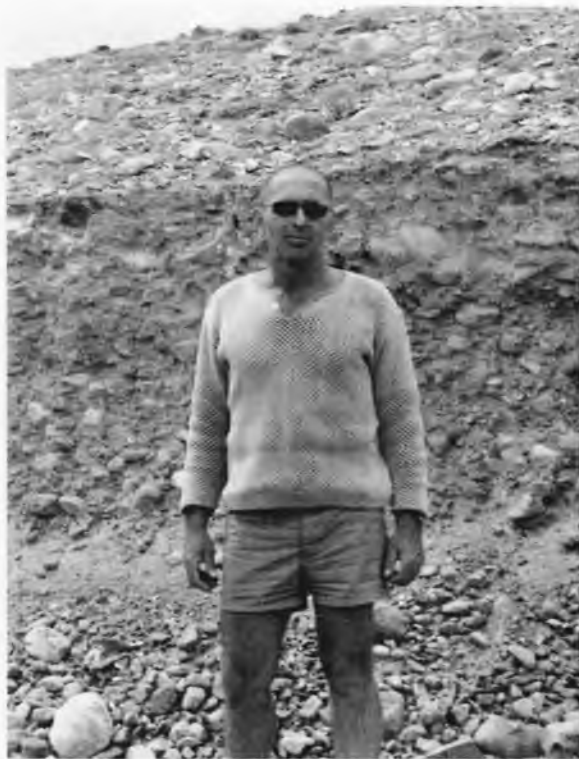


Рис. 56. Обнажение позднеплейстоценовой морены в дорожной выемке на междуречье Чаган-Узуна и Елангаша (дорожная выемка)

Везде эти морены (за исключением Елангашской) крутым уступом отделяются от плоского, пологонаклонного к центру котловины ее дна, сложенного с поверхности галечником с редкими мелкими валунами (рис. 57). Лишь в непосредственной близости к фронту позднеплейстоценовых морен встречаются всхолмления сильно денудированной морены среднеледниковой оледенения. Некоторое исключение представляет долина Чаган-Узуна, где конечно-моренные гряды среднеледниковой оледенения сохранились на удалении 9 км от фронта позднеплейстоценовой морены (см. рис. 36). Другой участок сохранившихся в рельефе среднеледниковых морен располагается

близ подножия южного склона Курайского хребта на участке между долинами Янтерека и Чичкетерека (так называемые бугры Бигдон). В формировании этих бугров (морен) участвовали, по видимому, ледники, спускавшиеся с Курайского хребта, и ледники, про-

Чаган-Узунского поздненеоплейстоценового моренного поля (рис. 59).

В восточной половине Чуйской котловины выраженных в рельефе средне-неоплейстоценовых ледниковых отложений нет, хотя не исключено, что холмисто-западинный микрорельеф в



Рис. 57. Крутой уступ пластовых поздненеоплейстоценовых морен в южной части Чуйской котловины:

а - общий вид; б - краевые уступы морены Ирбисту (справа) и Елангаша (слева).
В левой части снимка на среднем плане человек (показано стрелкой)

двигавшиеся досюда с северного склона Южно-Чуйского хребта. Основную роль выполняли ледники Курайского хребта, а морена с грядовым рельефом ледников Южно-Чуйского хребта надвинута на южный склон бугров Бигдон (рис. 58). Типичный ячеистый микрорельеф пластовых морен отчетливо виден на аэроснимках за пределами

районе поселков Кош-Агач и Тебелер является следствием развития термокарстовых процессов по погребенному льду средне-неоплейстоценовой эпохи.

Наиболее убедительным свидетельством распространения средне-неоплейстоценовых ледников в центральные части Чуйской котловины являются обнажения основной (донной) морены

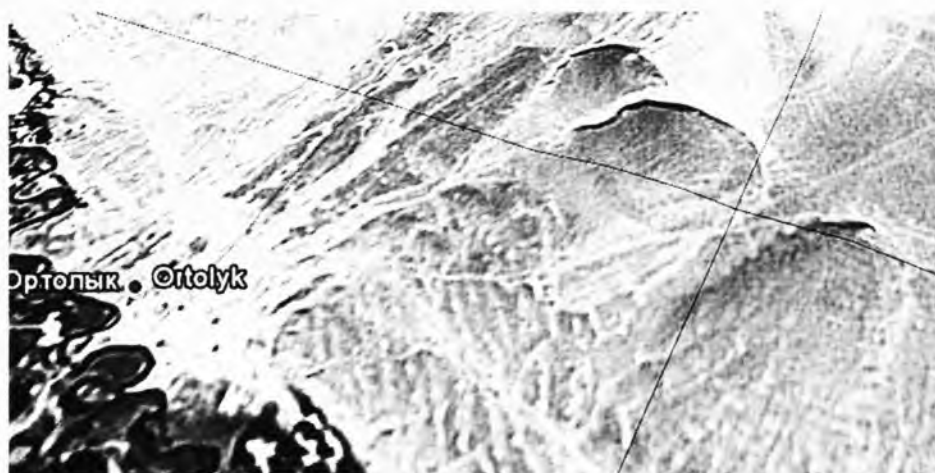


Рис. 58. Языки средне-неоплейстоценовой основной морены с наложенными волно-прибойными уступами

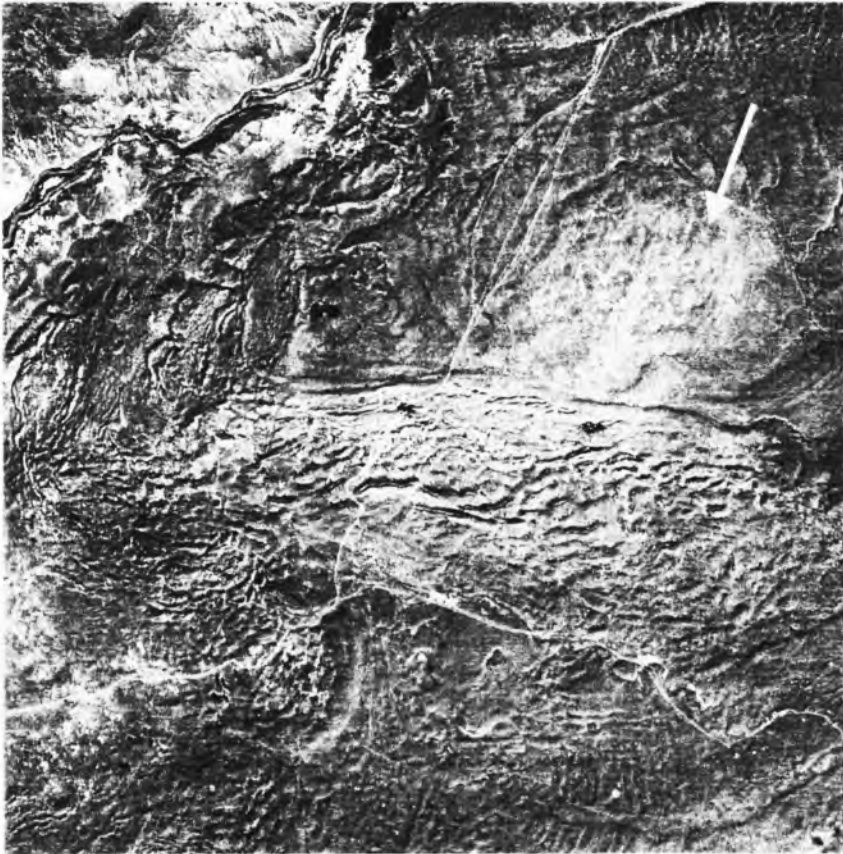


Рис. 59. Зона контакта разновозрастных моренных толщ: в нижней половине аэроснимка представлена морена позднеплейстоценового максимума Чаган-Узунского ледника с холмисто-грядовым микрорельефом; выше, в правой части аэроснимка (показано стрелкой), лежит среднеплейстоценовая морена, испытавшая воздействие ледниково-подпрудного озера; в левой верхней части аэроснимка – долина р. Чаган-Узуна с озерно-ледниковыми (ленточными) отложениями

по долинам Кокузека и Тархатты ниже устья Чагун-Бургазы. По Кокузеку подмывается правый берег, в обрыве которого высотой до 3,5–4 м в верхней части вскрываются флювиогляциальные галечники, слагающие здесь поверхность котловины. Мощность этих галечников с небольшими валунами составляет 0,6–0,7 м (рис. 60). Местами галечники замещаются светлым алевритом с включением грубообломочного материала. Подстилающая морена имеет более светлую окраску по сравнению с перекрывающим галечником из-за существенного содержания суглинка, плотно скрепляющего древесно-галечный материал. Крупных обломков во вскрытой толще морены нет. При беглом взгляде моренная толща кажется монотонной, но при осмотре

ее вдоль обнажения выявляются гляциодинамические текстуры будинажа (на рис. 60 в левой части обнажения) захваченных и вовлеченных в движение тонкозернистых осадков в мореносодержащем льду.

Более наглядный пример будинажа (разрыва и растаскивания неледниковых алевритов, включенных в мореносодержащую придонную часть ледника) представлен по правобережью Тархатты (рис. 61) в районе мусульманского кладбища. Здесь же вскрыто другое гляциодинамическое образование – алевропелитовый рулет с сорванным и смещенным сегментом его верхней части (рис. 62). На противоположной стороне долины несколько выше по течению в береговом обрыве в донной морене прослеживаются



Рис. 60. Обнажение по правобережью р. Кокузек: сверху – флювиогляциальные среднеплейстоценовые галечники, в нижней части обнажения – пятнистая среднеплейстоценовая основная морена

пликативные дислокации (рис. 63, а) и гляциопротрузия слоистого тонкозернистого песка (рис. 63, б). Верхняя часть протрузии смещена в направлении движения ледника и в профиле напоминает наковальню.

В Курайской котловине среднеплейстоценовая донная морена вскрывается под горизонтом флювиогляциальных валунных галечников по левому берегу Чуи в 0,5 км выше моста. Морена представлена очень плотным расланцованным суглинком с большим содержанием крупнообломочного материала, часть которого легко крошится в дресву при ударе (рис. 64). Выше

по течению этот горизонт представлен монотонным плотным дресвянощелнистым галечником.

Плотная слоистая щебнисто-дресвяная основная морена обнажается по правобережью Чуи от Ербалыка почти до устья долины. В крутых, местами практически вертикальных стенках обнажений четко прослеживается падение пластов под углом от 10 до 20° вверх по долине (см. рис. 45, б), отражая гляциодинамические процессы в мореносодержащем горизонте активного ледника.

В долине Катунь донная морена нам известна в трех местах. Примерно



Рис. 61. Будинаж (разрыв и растаскивание по плоскостям скола) озерных отложений. Движение ледника было справа налево



Рис. 62. Алевроитовый рулет в среднеплейстоценовой морене под флювиогляциальными галечниками. Вершина рулета сорвана и смещена в направлении движения ледника

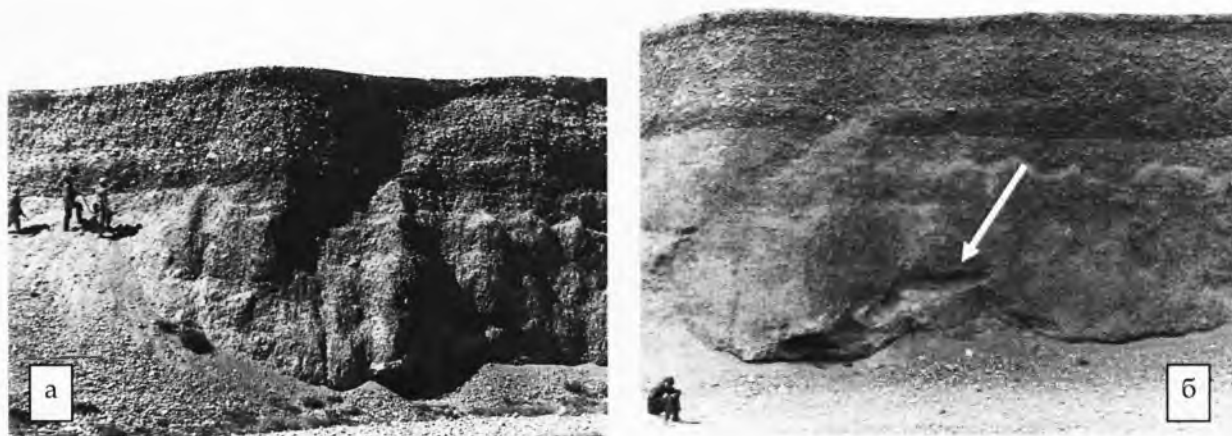


Рис. 63. Среднелепистоценовая донная морена под слоем флювиогляциальных галечников в левобережье Тархатты:

а - общий вид обнажения; б - гляциопротрузия тонкозернистого песка (показано стрелкой)

в 1 км ниже устья Чуи в береговом обрыве по правобережью Катуня в основании толщи валунного галечника лежат плотные дресвяники. Из-за разной степени плотности дресвяники разбиты на чешуйчатозалегающие пачки с общим уклоном до 20° вверх по долине (см. рис. 45, а). Меньшая степень плотности укладки обломочного материала в прослоях между более плотными слоями обусловлена, по-видимому, значительным содержанием в этих прослойках в прошлом режильационного льда, образующегося в процессе послойного перемещения мореносодержащего льда в основании ледника.

Другое обнажение плотной ясно-слоистой гравийно-дресвяной донной морены представлено по левобережью Катуня ниже устья р. Бол. Яломан. Здесь в нижней части 20-метровой террасы вскрыты два горизонта плотных тонкослоистых гравийных дресвяников. В нижнем горизонте видимой мощностью до 2 м слоистость субпараллельна уклону ложа долины. В ней изредка внедрены обломки галечной размерности. На эту толщу по равному контакту с резким угловым несо-

гласием надвинута толща такого же плотного тонкослоистого гравийно-дресвяного материала, такой же мощности под углом до 20° с уклоном вверх по долине (см. рис. 44, а).

Ниже по долине на том же левом берегу Катуня во врезке дороги, по которой в 1970-х гг. спускался транспорт на понтонный мост во время расширения Катунских бомов (скальных прижимов), к поверхности террасы выходит аналогичная, наклоненная вверх по долине гравийно-дресвяная толща, перекрытая валунно-галечным материалом (см. рис. 44, б). Поскольку эти обнажения разделены значительным участком закрытого кустарниково-дресвяной растительностью уступа террасы и находятся на разной высоте над урезом реки, у нас нет оснований продлевать сюда верхнюю наклонную толщу первого обнажения, но нет оснований и для отрицания их единства.

В правобережной 50-метровой террасе Катуня в пос. Инья выше подвесного моста нижнюю часть обнажения составляет плотный мелкогалечно-гравийный суглинок с невыдержанными тонкими прослойками выветрелой гальки. Види-



Рис. 64. Обнажение среднелепистоценовой морены в уступе низкой террасы Чуи выше моста в Курайской котловине

мая мощность слоя около 4 м. Над ним лежит валунник с щебнисто-галечным заполнителем, плотный, неслоистый. Валунник вниз по долине постепенно выклинивается и замещается по латерали переслаиванием галечников разной крупности с линзами песчано-гравийного осадка и включением валунов. Нижний слой – мелкогалечно-гравийный суглинок – мы считаем донной мореной.

Интересное обнажение 18–20-метровой террасы представлено в

правобережье Катуня напротив устья р. Мал. Яломан. В нем (справа налево от коренного борта) вскрываются крутонаклонные (до 35°) к центру долины слоистые мелкогалечно-гравийные отложения, примыкающие непосредственно к коренному склону. К ним слева прислонен под этим же углом неслоистый валунный галечник. К нему, в свою очередь, под углом до 25° прислонены косослоистые мелкогалечные осадки, кровля которых не поднимается до уровня двух первых слоев. На косослоистый галечник наложен с резким несогласием субгоризонтально-слоистый галечник, переходящий вверху в валунный слоистый галечник невыдержанной мощности. В прибортовой части долины он замещается косослоистым валунным галечником. В этом обнажении донной мореной мы считаем прислоненные к коренному склону крутонаклонные мелкогалечно-гравийные отложения.

Аналогичное крутонаклонное прислонение к коренному левому борту долины Бол. Ильгуменя плотных буроватых суглинков с плохоокатанным грубообломочным материалом вскрыто в нижней по долине аккумулятивной толще, на которой располагается пос. Купчегень. По своим литологическим признакам (окраска породы, слоистость, плотность, включения грубообломочного материала) они идентичны толще, отмеченной выше в котловане в районе пос. Мены.

В долине Катуня выше устья Чуи два крупных участка мощных сложнопостроенных толщ рыхлых отложений представлены на повороте реки с субширотного на субмеридиональное направление (сразу выше бома Комдож) и в урочище Сок-Ярык напротив устья р. Эбелю.

Нижняя по течению Катуня толща (назовем ее Комдожской) как бы запирает долину Катуня перед поворотом ее на север (рис. 65). Река прижимается к крутому скалистому борту и течет в узком (0,4 км) глубоком (0,2 км) каньоне. Поверхность толщи весьма неровная, холмисто-западинная с относительными превышениями холмов до 15 м. На вершинах холмов, сложенных слабоокатанными дресвяно-щебнистыми галечниками, изредка встречаются крупные (до 1 м) неокатанные обломки разного петрографического состава. В юго-восточной части толщи выделяется холм (его вершина является самой высокой точкой), полностью сложенный с поверхности валунником.

В целом более всхолмленной является южная треть поверхности этой толщи. В плане участок с этим холмисто-западинным рельефом выглядит как языковидное образование, ориентированное вниз по долине. Нижняя половина толщи практически вертикальным обрывом обнажена в южном (верхнем по долине) краю толщи Комдож (рис. 66). Описание этого



Рис. 65. 200-метровая толща средненеоглейстоценовой морены (показано стрелкой) в левобережье Катуня выше устья Чуи

обнажения приводится нами по Богачкину (1981, с. 53) снизу вверх:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| Пески желтовато-серые, разнозернистые, полимиктовые, плотные, с тонкими (до 1 см) прослоями гравия и дресвы | более 1,7 |
| Гравийно-дресвяные отложения серого цвета с примесью и частыми прослоями мелкой, плохоокатанной гальки и щебня. Слоистость слабо наклонная (до 2-3°). Состав обломочного материала: сланцы, туфы, метаморфизованные песчаники, кварциты. Переход к слою 3 постепенный | 6 |
| Щебнисто-галечниковые отложения темно-серого цвета с примесью и неясными прослоями валунов средней окатанности. По всему слою - включения крупных глыб (размером 2-3 м, иногда до 6 м), количество которых увеличивается вверх по разрезу. Заполнитель - дресва, гравий и в небольшом количестве серый пылеватый суглинок. Петрографический состав отложений тот же, что в слое 2 | 18,9 |
| Неслоистые и несортированные грубообломочные отложения темно-серого цвета: крупная галька, щебень, слабо окатанные валуны и остроугольные обломки размером 40-70 см. Включения глыб размером 2-6 м. Заполнитель - мелкая галька, щебень, серый пылеватый суглинок. Вверх по разрезу крупность материала и количество глыб постепенно уменьшаются. | |

Более половины гальки и щебня состоит из сланцев, остальная часть – из туфов, кварцитов, единично гранитов. Валун преимущественно туфовые, песчаниковые, сланцевые, реже гранитные и кремнистые. Глыбы состоят главным образом из гранитов, сланцев, туфов

24

Осыпь

58

Гравийно-дресвяные отложения темно-серые, рыхлые, тонкослоистые, с примесью и частыми прослоями мелкой гальки и щебня. Единичные включения крупной гальки и мелких валунов. Слоистость параллельная наклонная (до 4°). Петрографический состав мелкообломочного материала – преимущественно сланцы и туфы, крупнообломочного – метаморфизованные песчаники, сланцы, граниты

более 34

Дорожными врезками на разных уровнях над урезом реки частично вскрываются вышележащие отложения. Над слоем 4 (несортированные грубообломочные отложения) по его неровной поверхности с облеканием и наклоном в разные стороны залегают галечники с неровной кровлей. По ним с четкой границей залегают слоистые гравийники, тоже с наклоном слоистости в разных направлениях, соответственно неровностям подстилающих галечников. Верхнюю часть толщи Комдож составляют слоистые грубозернистые пески с неровной поверхностью кровли, по которой сформирован маломощный покров галечника.

В южном обнажении этой толщи в слое 4 (см. выше) не видно признаков дифференциации обломочного материала. Но уже в ста метрах ниже по долине в обнажении западного склона толщи отчетливо прослеживается крупная слоеватость (рис. 66, б), выраженная чередованием в разрезе мелкого неслоистого слабоокатанного материала (мощностью до 0,5–0,7 м) с тонкими прослойками более крупных обломков. Общий наклон напластований ориентирован косо в направлении от борта долины к ее оси и вверх по течению.

В урочище Сок-Ярык толща в общем виде представляет собой вал с крутым, местами обрывистым склоном к реке и пологим, растянутым – к борту долины. В южном конце это валообразное тело примыкает к выступу коренного борта, а вниз по долине постепенно снижается от 190 м над урезом Катуня у этого выступа до 80 м близ устья р. Верх. Инегень. Выступы коренных пород проявляются в основании толщи еще в двух местах. Одновременно с понижением поверхности толщи вниз по течению изменяется и гранулометрический состав отложений. У южного (верхнего по долине) конца видимую часть обнажений составляют плотные несортированные неслоистые галечники, «нашпигованные» крупными валунами и совершенно необработанными глыбами до 10 м. Вблизи пос. Верх. Инегень верхнюю часть толщи составляют промытые пески. Как происходит замещение одних отложений другими – нигде не видно, скрыто под осыпным материалом.

В поперечном профиле по ложкам вскрывается следующее строение толщи:

1. Неслоистый несортированный галечник с валунами и глыбами (до 10 м), цементированный щебнистым



Рис. 66. Сложнопостроенная 200-метровая толща в долине Катунь выше бома Комдож: а – обнажение нижней половины толщи с южной стороны; б – обнажение слоистой донной морены в логу в прибортовой западной части толщи

суглинком. Значительная часть обломков сильно выветрелая. Кровля этого горизонта наклонена в сторону борта долины под углом до 20° . Видимая мощность до 15 м.

2. Отложения слоя 1 постепенно сменяются вверх неслоистым плотным галечником с обломками меньших размеров. Мощность около 2 м.

3. Несортированный неслоистый плотный щебнистый галечник с признаками крупной слоистости с общим наклоном пластов в том же направлении, как и в слое 1. Мощность около 20 м.

4. Галечник плотный с крупными валунами и глыбами (как и в слое 1), залегает согласно на наклонной кровле слоя 3. Мощность слоя увеличивается в сторону от русла от 2 до 7 м.

5. Переслаивание плотных гравийников мелкогалечно-гравийных и гравийно-песчаных слоев толщиной 2–5 см с редкими плоскими грубыми обломками. Общая мощность 12–15 м.

В другом логу, ниже по долине вскрывается только верхняя часть Сок-

Ярыкского вала. Здесь его строение представлено (сверху вниз) так:

1. Неслоистый плотный галечник, обогащенный валунами до 1 м. Мощность 1,5 м.

2. Прослой параллельнослоистого пылеватого песка до 0,5 м толщины.

3. Неслоистый щебнистый плотный галечник с редкими небольшими валунчиками. Положение крупных обломков беспорядочное. Мощность 3,5 м.

4. Плотный мелковалунный галечник с щебнисто-суглинистым заполнителем – 1 м.

5. Неслоистый щебнистый галечник, как и в слое 3. Видимая мощность 2,5 м.

Вверх по долине Катунь нет террас выше 25 м. В их уступах вскрывается переслаивание валунных галечников (в основании) и более мелкого обломочного материала (песка, алевролита) с ясной параллельной субгоризонтальной слоистостью. В приустевых участках долин притоков Катунь лежат значительные скопления грубообломочных

отложений дельтовидной в плане формы. Река их огибает и подрезает только самые краевые участки, где вскрываются плотные неслоистые валунные галечники.

Отмеченные различия в литологии основной (донной) морены обусловлены рядом факторов, а именно: составом исходных отложений на ледниковом ложе (аллювий, пролювий, коллювий и др.), особенностями включения этих отложений в придонные горизонты ледника (примораживание, активный плакинг, пушинг, сквизинг), особенностями динамики ледника на разных этапах его эволюции (наступление, стационарирование, сокращение), прохождением кинематических волн в теле ледника, реологическими особенностями «теплых» и «холодных» ледников, характером продольного профиля ледниковой долины (изменения уклона, что обуславливает возникновение в леднике зон растяжения и сжатия).

Приведенные примеры видимой части основной морены не отражают ее истинной мощности. Где-то она, по-видимому, не очень отличается от вскрытой части, в местах активной экзарации (например, в пределах поля курчавых скал в долине Чагана, в районе пос. Еланда и Соузга – в долине Кагуни) может практически отсутствовать, но в отдельных случаях, при продолжительном стационарировании ледника, под ним могут скапливаться толщи, превосходящие мощность самого ледника.

IV.2.2.4. Ребристые основные морены

К особым фациям чешуйчатой основной морены материковых оледенений Ю.А. Лаврушин (1976) относит

ледниковые отложения со своеобразным грядовым рельефом, названные им ребристой мореной. Основываясь на определенных закономерностях морфологии гряд и строения слагающих их отложений, Ю.А. Лаврушин считает, что основную роль в формировании ребристой морены играло движение льда по плоскостям внутренних сколов, возникавших в результате неодинаковых и неравномерных напряжений в толще льда краевой зоны лопастей деградирующего ледникового покрова. К такому же выводу пришел Л.С. Троицкий (1975) при исследовании образования грядово-холмистого моренного рельефа в краевой зоне крупных ледников Шпицбергена.

В горных странах, испытавших плейстоценовое оледенение, подобный моренный рельеф, представленный совокупностью большого числа субпараллельных гряд, встречается сравнительно редко, а небольшим его участкам не уделялось должного внимания.

На Алтае грядовый рельеф впервые был отмечен в Курайской котловине Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Ракавец (1958), которые рассматривали его как «гигантскую поперечную рябь» мощной пра-Чуи, стекавшей в сторону Монголии. Е.В. Девяткин (1965, с. 156), учитывая галечно-валунный состав отложений в грядах, высказал предположение, что «эта рябь» является эрозивными рытвинами, расчленяющими флювиогляциальный конус, отходящий от плейстоценовой конечной морены. Однако некоторые особенности рельефа (слияние многих гряд, кое-где невысокие поперечные перемычки между грядами, приуроченность валунов и глыб к вершинам гряд и отсут-

ствие их в межгрядовых ложбинах, выход ряда гряд на склоны палеозойских останцов) необъяснимы эрозионным расчленением. Поэтому нами [Окишев, 1978] этот рельеф был назван инверсионным, возникшим в результате проецирования на дно котловины отложений наледниковых русел, существовавших на уплощенной поверхности ледника подножия. Слабым местом этой гипотезы является трудность обоснования субпараллельного заложения большого числа сближенных наледниковых водотоков.

Впрочем, при описании Зеравшанского ледника В.Л. Учайкин (1936, с. 142) отмечает, что «на участке у ледника Мирамин вся поверхность ледника изборозжена отдельными продольными бороздками, расположенными строгопараллельно друг другу. Расстояние между бороздками – около 1 м; ширина самой бороздки – тоже около 1 м». Сказанное выше он иллюстрирует очень эффектной фотографией. На Алтае продольный грядово-ложбинный микрорельеф поверхности льда характерен для средней части языка ледника Бол. Маашей. Здесь его поверхность напоминает представленную в миниатюре совокупность большого числа (не менее 80) длинных субпараллельных «горных цепей, разделенных долинами» (рис. 67). Это впечатление подобия усиливается тем, что ледяные грядки имеют очень изрезанные склоны и гребень, кое-где соединяются поперечными перемычками, а в межгрядовых понижениях текут ручьи. Высота ледяных грядок и расстояние между ними не превышает 1 м. Вверх по леднику, к ледопаду, такой «горный» микрорельеф постепенно сменяется хаотически расположенными ледяными пирамидами

высотой до 1,5–2 м. К концу ледникового языка расчлененность поверхности постепенно затухает и исчезает.

Просмотр аэрокосмических снимков (в программе Google) ледников в разных частях земного шара показал, что в отличие от алтайских многие крупные горные ледники Аляски, Памира, Гиндукуша, Каракорума, выводные ледники Новой Земли, Гренландии и других ледниковых территорий разбиты причудливыми сочетаниями трещин самого различного размера и направления (рис. 68). Трещинами фиксированы зоны разрыва сплошности льда в процессе его движения. Причинами возникновения трещин считают [Гляциологический словарь, 1984, с. 212] резкие перегибы и изменения наклона ледникового ложа, изгибы, сужения и расширения русла ледника. Структура (рисунок) сложной трещиноватости зависит и от реологических свойств ледника, характеризующих зависимость между необратимыми деформациями (течением) льда и вызвавшими их напряжениями. Способность



Рис. 67. Грядово-ложбинная поверхность ледникового языка Маашей

к необратимым деформациям называется пластичностью льда. Последняя находит внешнее выражение и на поверхности ледников в виде систем пересекающихся или субпараллельных трещин (см. рис. 68).

Какова структура неровностей, трещин в придонных горизонтах лед-

служить моренный ландшафт в пределах прекрасно выраженного «слежка» приконцевой части ледникового языка позднелепистоценового максимума в долине правого притока р. Ховды в Монгольском Алтае (рис. 69).

Другой гляциодинамический механизм формирования грядово-моренного

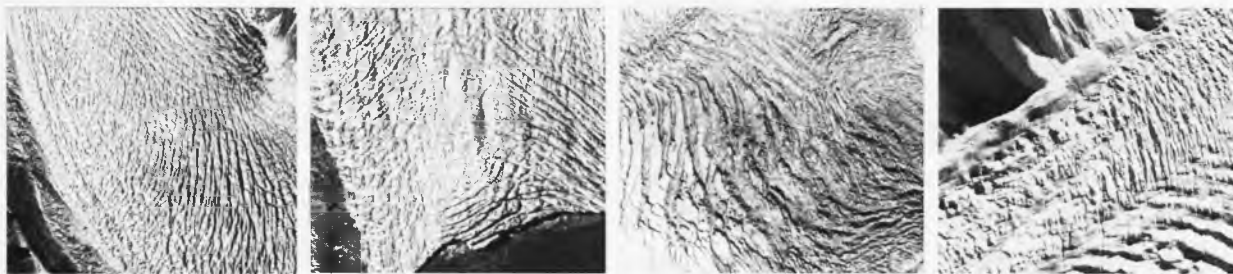


Рис. 68. Различные системы трещиноватости на концах ледников

ника – неизвестно. По современным представлениям [Гляциологический словарь, с. 205], водонасыщенная толща подледных отложений испытывает неравномерное давление со стороны налегающего на нее движущегося льда и нагнетается в подледные трещины и туннели. В то же время горизонтальные напряжения в толще льда приводят к образованию складок волочения, осевые плоскости которых постепенно мигрируют в вышележащие горизонты ледяной толщи и могут подниматься на десятки метров над поверхностью ложа [Лаврушин, 1976, с. 23]. Этот механизм перемещения отложений донной морены известен под названием сквизинга (выдавливания – нагнетания). В результате такого процесса уже под ледником происходит формирование систем сетчатых гряд выдавливания – нагнетания, которые при деградации ледника иногда сохраняются и создают своеобразные грядово-моренные ландшафты [Райс, 1980]. Наглядным примером, подтверждающим формирование сложного грядового рельефа самим ледником, может

рельефа более крупных размеров по сравнению со сквизингом заключается в проталкивании донной морены из-под конца ледника (пушинг) при его подвижках. Этот процесс сравнивают для наглядности с работой бульдозера. «Проталкивание, то есть процесс, похожий на работу бульдозера, сопровождается подвижками ледников и может создавать высокие асимметричные гряды, нагромождая и дислоцируя морену и *неледниковые отложения предлопий* (выделено нами. – П.О.) [Гляциологический словарь, с. 205]. Этим процессом объясняется формирование конечно-моренных гряд по гипотезе Хоппе и Де-Гейера. На Алтае, по-видимому, именно таким механизмом обусловлено формирование грядово-моренного рельефа в долине Катунь выше устья р. Акчана и на ее правобережной 12-15-метровой террасе выше устья р. Ниж. Курагана.

Изучение фотоизображений некоторых ледников показывает, что при анализе условий формирования грядово-моренного рельефа недоста-

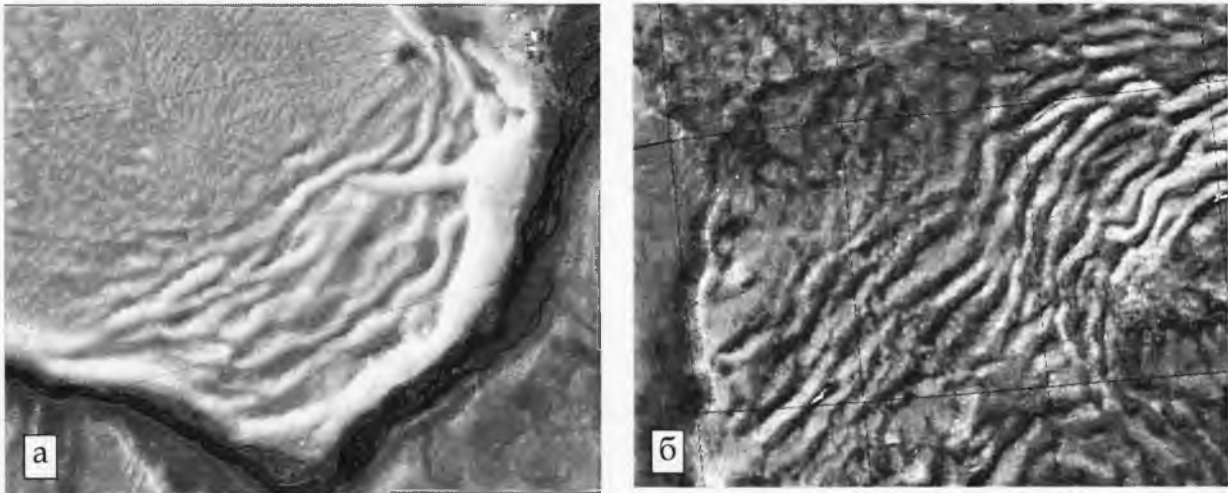


Рис. 69. Грядовый рельеф на морене позднеплейстоценового максимума:
а – в долине правого притока р. Ховды; б – в долине р. Юстыда

точно внимания уделяется послойным смещениям пластин льда по плоскостям сколов в приконцевой части ледников. Согласно исследованиям Ю.А. Лаврушина (1976), главную роль в процессе формирования мореносодержащего льда играет послойно-пластичное течение последнего. Возникающие в его ходе в придонных слоях льда поверхности среза (скола) полого поднимаются от ледникового ложа, уходя косо вверх в толщу льда в направлении движения. При дифференциальном скольжении ограниченных этими поверхностями ледяных пластин захваченный у ложа обломочный материал затаскивается (затирается) внутрь льда, распределяясь в нем послойно (см. рис. 42, а). В зависимости от скорости движения блоков и пластин льда по

надвиговым поверхностям внутренних сколов моренный материал выводится на поверхность ледника еще в его приконцевой части (рис. 70) либо достигает конца ледника и отлагается в виде субпараллельных валов, серия которых наращивается по мере отступления ледника.

Классическим наглядным подтверждением такого механизма формирования крупного поля ребристой морены является ледник Маласпина (рис. 71). Его булавовидный язык с трех сторон (спереди и с боков) окружен серией уже отложенных субпараллельных, разных по размерам валов большого протяжения (до 30 км), а по склонам ледника отчетливо прослеживается формирование по плоскостям скола пластин льда еще не менее десятка моренных валов.

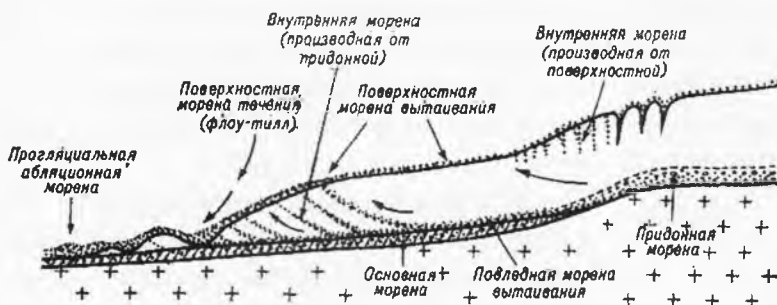


Рис. 70. Схема формирования морен
(по Лаврушину Ю.А., 1976)

В предполье большинства современных алтайских ледников разных размеров и морфологии нам не удалось выявить сколько-либо значительных участков ребристой морены. В отдельных местах грядово-моренный рельеф маскирован сплошным растительным покровом и потому не дает четкого визуального эффекта. Вместе с тем более или менее обширные поля ледниково-аккумулятивного грядово-моренного рельефа обнаружены в пределах бывшего покровного (Скандинавия, Канада) (рис. 72) и горного оледенения (Бертекская, Джулукульская, Чуйская котловины), где нет никаких следов деятельности водотоков, с которыми можно было бы связать образование гряд (рис. 73).

Изучение морфологии поля Курайских гряд (рис. 74), их ориентировки по отношению к основным элементам рельефа дна котловины и состава грядовых отложений (в шурфах и канавах) позволяют констатировать, что в отличие от большинства гряд, субпараллельно вытянутых по уклону поверхности и сложенных рыхлым промытым галечником, в краевых восточной и

особенно западных частях некоторое число гряд причленяется к первым под острым углом, в плане имеет вид пологих дуг и образовано беспорядочно уложенным щебнистым галечником с супесчаным заполнителем. Эти особенности обусловлены, по-видимому, изменением фронта грядоформирующего процесса. Плановый рисунок и параметры грядовых образований большей (западной) части Курайского моренного поля, а также в междуречье Тете-Актру, по правобережью Актру между палеозойскими останцовыми холмами (см. рис. 77), в кот-



Рис. 71. Конечно-моренные валы ледника Маласпина (Аляска). Длина валов достигает более 30 км, а их ширина составляет 1 - 1,5 км

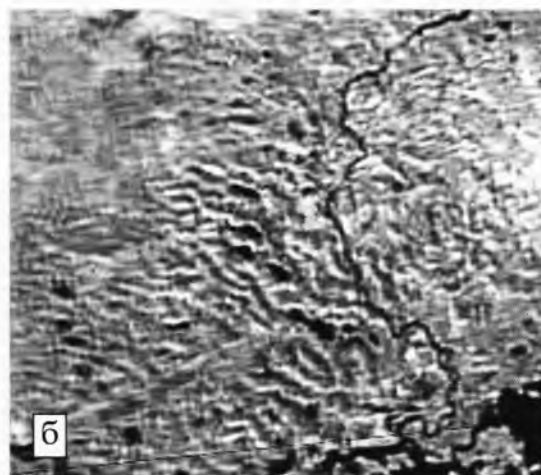
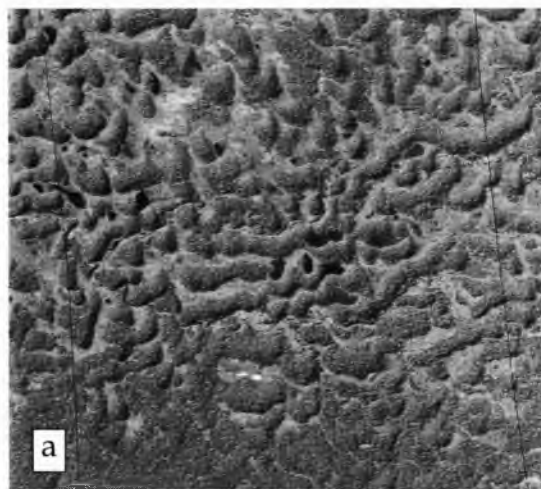


Рис. 72. Ребристые морены материкового оледенения:
а - в Скандинавии; б - в Канаде

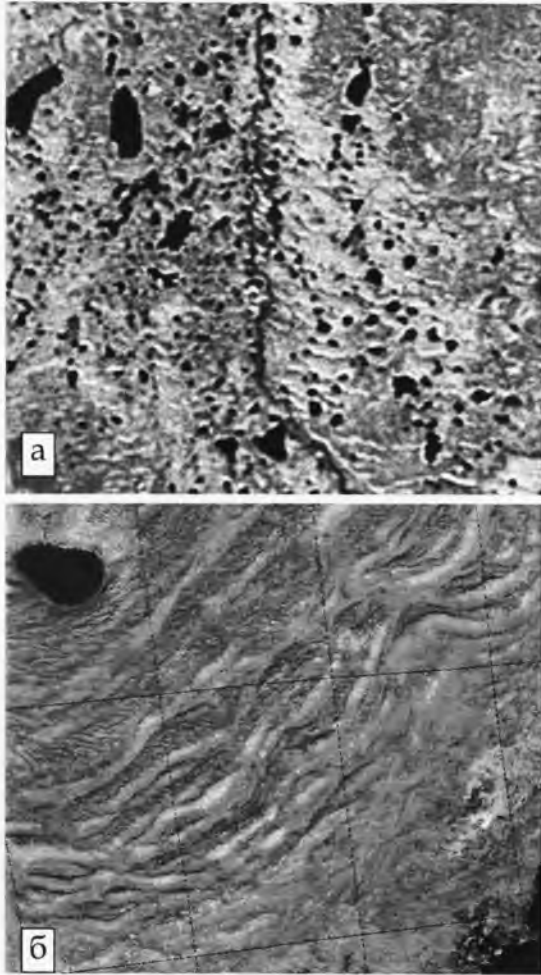


Рис. 73. Ребристые морены горного оледенения:
а - в Джулукульской котловине; б - в Бертекской котловине

ловине оз. Караколь обусловлены, по-видимому, проявлением сквизинга. В процессе формирования крупных гряд по правобережью Тете и в приустьевой части долины Актру преобладал механизм пушинга, аналогичный тому, как это наблюдается в настоящее время у ледника Маласпина.

Определенно к ледниково-аккумулятивным образованиям должна быть отнесена серия (более 30) гряд на междуречье Чичке-Актру южнее арыка (рис. 75), назовем его Актуринским. Здесь достаточно отчетливо видно, что, начиная от периферийной (вос-

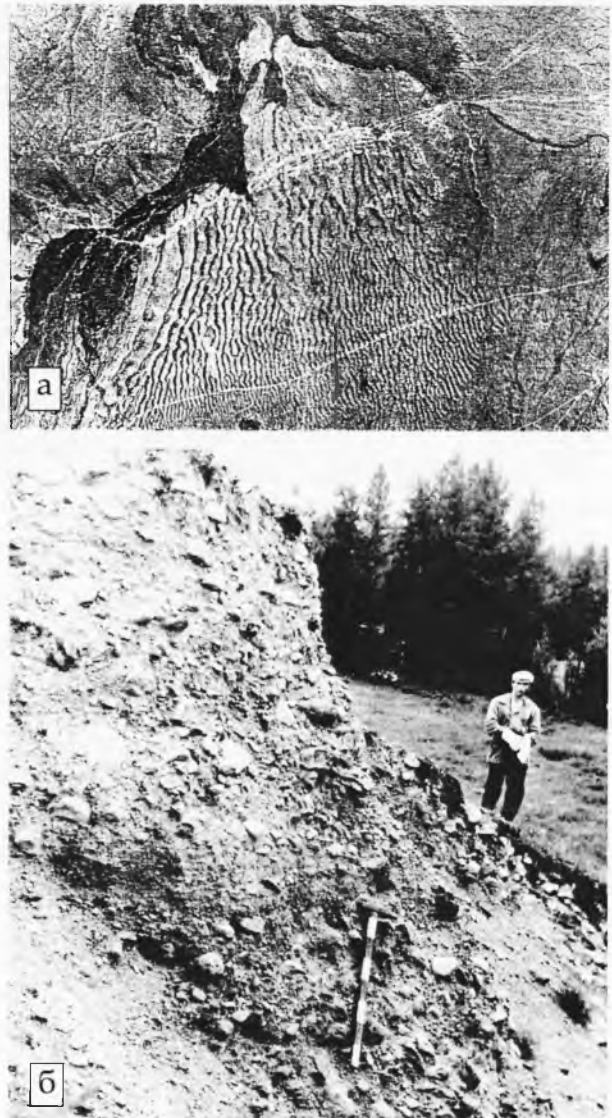


Рис. 74. Крупное поле грядово-моренный рельефа в Курайской котловине:
а - фрагмент аэроснимка; б - обнажение западной гряды

точной), каждая из последующих субконцентрических гряд имеет меньший радиус кривизны, становится круче, а это характерно для конечных морен деградирующего ледника. Восточные периферийные грядки слабо выражены в рельефе, подняты над межгрядовыми ложбинками в основном в пределах 1 м, имеют ширину не более 5 м и сложены рыхлым галечником. В западном направлении размеры гряд

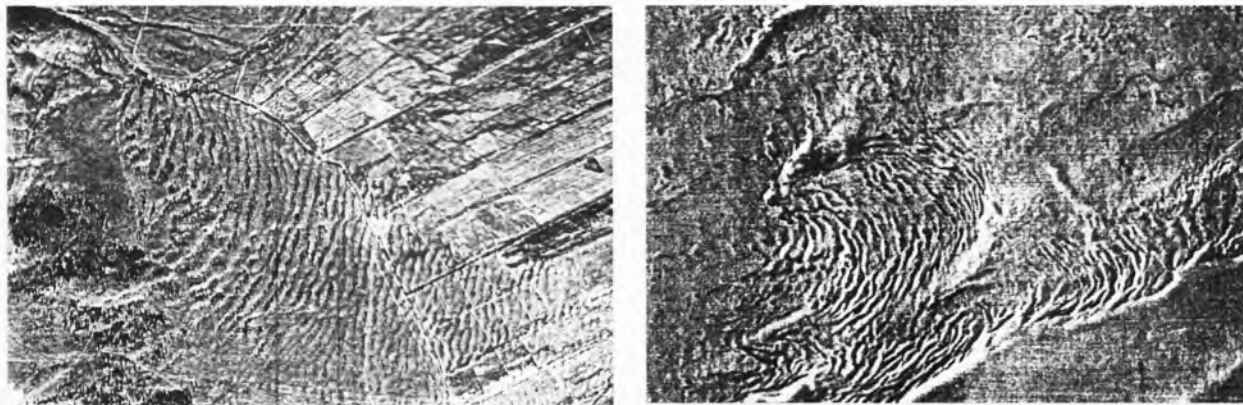


Рис. 75. Поля ребристой морены в приустьевой части долины Актру (слева) южнее арыка и в восточной части елангашской морены (справа) в Чуйской котловине

постепенно увеличиваются как по высоте, так и по ширине. Их субмеридиональное протяжение в восточной половине грядового поля к западу сменяется на более крупные по размерам пологие дуги, обращенные вершиной на восток. Вблизи арыка, проложенного вдоль южного края грядового поля, в шурфе на одной из дугообразных гряд вскрыт несортированный галечник с гравийно-дресвяным заполнителем и небольшими валунчиками. На той же гряде в вершине дуги обломочный материал значительно крупнее, встречаются необработанные валуны более 1 м. То же наблюдается и на других грядах. Западный край грядового поля теряется под наложенной грубообломочной холмисто-

западной мореной Актру. В направлении поперек гряд (запад-восток) их высотное положение изменяется от 1670 м абсолютной высоты в западной части до отметки 1630 м в восточной части, т.е. снижается на 40 м.

Два небольших фрагмента мелкогрядово-ложбинного рельефа, сложенного несортированным галечником, сохранились западнее и севернее отмеченного выше (рис. 77), а также в районе оз. Караколь. Небольшие участки ребристой морены (с высотой гряд до 2 м и их шириной до 10 м) имеются высоко над руслом Чуи в ее правобережье ниже устья долины Таджилу, в приустьевой части долины Боротала и в ложбине на левом борту долины Чуи напротив долины Боротала.



Рис. 76. Гряды ребристой морены в ложбине Боротала (слева) и в левобережье Чуи напротив устья Боротала (справа)

Актуринский участок, несомненно, представляет собой ребристую морену позднелепистоценового оледенения. Его аналогом по общему плану и облику гряд является одна из лопастей елангашской пластовой морены в Чуйской котловине (рис. 75).

В Уймонской котловине по левобережью р. Мульта гряды (рис. 78) имеют высоту до 5–6 м в центральной части участка. Примерно в средней части моренного поля (справа от дороги в пос. Мульты) поднимается двухглавая скала, которой ледниковый поток делился на две лопасти. При деградации ледника в полосе сочленения этих лопастей сформировалась система крутоизогнутых грядок (до 20), обращенных вершиной к скале. Края внешних (западных) грядок плавно переходят в более крупные гряды лопастей. У западного склона скалы в створе с седло-

нившегося за скалой и омертвевшего глетчерного льда после его вытаявания. Существовавшее здесь озеро к настоящему времени высохло, а в более обширных межгрядовых понижениях севернее и юго-западнее скалы до сих пор сохранились озера с изометричными очертаниями. К периферии моренные гряды становятся ниже и постепенно исчезают. Профиль гряд мягкий, без заметной асимметрии, гребни гряд волнистые, в плане извилистые гряды состоят из более коротких кулисообразно сдвинутых звеньев. Расстояние между грядами изменчиво, но не превышает 100 м. Межгрядовые понижения представляют собой цепочки западинок, разделенных высокими перемычками.

Отложения гряд наблюдались нами в двух карьерах. В одном из них, недалеко от моста через Катунь (слева от до-

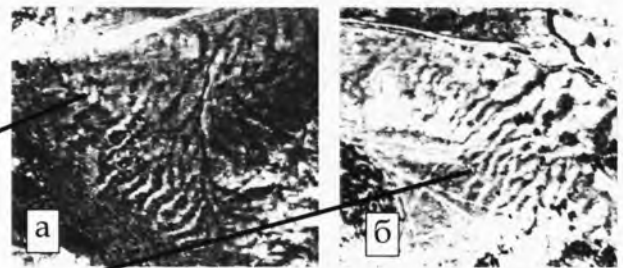
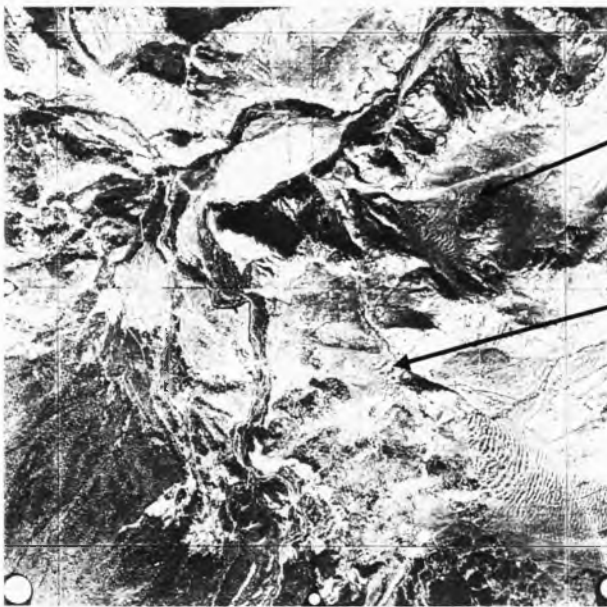


Рис. 77. Участки мелкогрядового моренного рельефа в Курайской котловине:

а – в западном углу палеозойских останцов южнее лесовозной дороги; б – в правобережье арыка восточнее брода

виной между вершинами сохранилось округлое понижение до 10 м, окаймленное с трех сторон хорошо выраженным валунно-галечным валом. Это понижение возникло на месте отчле-

роги), вскрыт хорошо и среднеокатанный уплотненный галечник с мелкими валунчиками и с небольшим содержанием заполнителя из пылеватого песка с гравием. В другом карьере, ближе к пос. Мульты (справа от дороги), вскрыт неслоистый слабо- и среднеокатанный галечник в буроватой супеси, содержащий совершенно необработанный

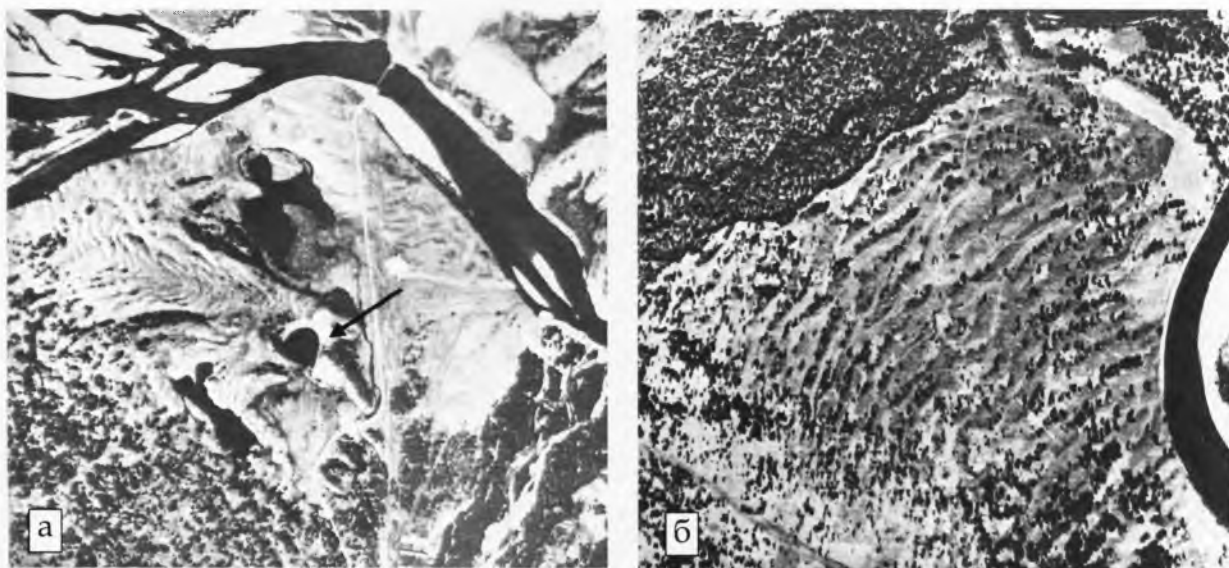


Рис. 78. Грядовые морены (аэрофотоснимки):

а - общий вид полей грядового моренного рельефа в приустьевой части Мульта (восточная часть Уймонской котловины по правобережью Катуня); б - моренные гряды Акчанского ледника

ные обломки сланцев размером до 1 м (рис. 79).

Мультинский участок «ребристой морены» кое-где подмывается Катунью. В имеющихся обнажениях видно, что в основании грядово-ложбинного рельефа лежит неслоистый плотный разноокатанный валунный галечник в буроватом суглинке (рис. 80).

Менее извилистые в плане гряды, в совокупности образующие пологие дуги, обращенные вершиной вверх по течению Катуня, распространены в ее долине на участке между устьями Мульта и Акчана. Здесь по линии, проведенной через вершины дуг, насчитывается до 35 гряд на расстоянии около 3 км. Высота гряд изменяется от 1,5–2 до 4–5 м. В поперечном профиле гряд заметной асимметрии не наблюдается. В районе пос. Аккоба в обнажениях по обе стороны Катуня видно, что гряды сложены несортированным галечником с редкими небольшими валунами и песчаным заполнителем. Разнозернистый песок нередко обра-

зует тонкие линзовидные прослойки, в верхней части разреза субпараллельные проксимальному склону гряд и субгоризонтальные у основания. По ясному ровному контакту эти отложения отделяются от подстилающих параллельно-слоистых галечников. Ниже этих галечников вскрывается неслоистый валунный галечник. Кое-где на контакте наблюдается маломощный прослой влажного буроватого суглинка.

Судя по ориентировке, гряды данного участка следует связывать с выхо-



Рис. 79. Отложения одной из гряд в Уймонской котловине севернее останцов по дороге от моста к пос. Мульты



Рис. 80. Обнажение левобережной террасы р. Катунь с грядовым рельефом в пределах Акчанского участка

дом в долину Катунь и продвижением сюда Акчанского ледника. Распространение гряд по всей ширине долины свидетельствует о былом перегораживании долины ледником и позволяет предполагать временное подпруживание стока Катунь, возникновение мелководного приледникового водоема. Для объяснения строения гряд этого участка нам представляется наиболее приемлемой гипотеза Хоппе о происхождении «годовых морен» Де-Геера. «Согласно его мнению, эти морены могут возникать только на контакте ледника с водным бассейном. Это способствует сезонной неустойчивости края ледника и вызывает в нем возникновение близко расположенных трещин. Моренный материал при этом выжимается в трещины из основания ледника и после таяния льда образует рельеф поперечных моренных гряд» [Лаврушин, 1976, с. 125].

Ниже по долине Катунь в ее правобережье выше устья р. Курагана имеется небольшой участок грядового микрорельефа (высотой до 2 м), сло-

женного рыхлым галечником и обращенного вершинами пологих дуг вверх по Катунь. Этот микрорельеф (рис. 81) осложняет поверхность низкой (12–15 м) надпойменной террасы Катунь. Обнажений в уступе террас нет, и связь отложений гряд с подстилающими галечниками террасы неизвестна. По нашему мнению, сюда в среднем неоплейстоцене продвигалась лопасть распластававшегося Кураганского ледника, возникало подпруживание реч-



Рис. 81. Грядовый микрорельеф на правобережной террасе Катунь выше устья Курагана (фрагмент аэрофотоснимка)

ного стока и грядки формировались по гипотезе Хоппе, как и на Акчанском участке ребристой морены.

Сложное сочетание систем моренных гряд разных размеров с безгрядовыми холмисто-западинными моренными участками имеется в краевой части моренного поля позднеплейстоценового максимума оледенения бассейна р. Юстыда (см. рис. 69, б).

На рис. 73,а представлен ребристый рельеф в западной части Джулукульской котловины в верховьях р. Чулышмана, где льды, собиравшиеся в котловине, вторгались в речную долину. Гряды ориентированы субширотно и в совокупности образуют в плане рисунок, характерный для ребристых морен, выделенных Ю.А. Лаврушиным в Лабрадорский тип.

За пределами распространения позднеплейстоценового оледенения участки развития ребристых морен в Чуйской котловине представлены в приустьевой части Чаган-Узуна (см. рис. 36) и северо-восточнее пос. Ортолык по правобережью Чуи (см. рис. 58).

Морфология и строение моренных гряд Чаган-Узунского участка подробно характеризованы Е.В. Девяткиным (1965). На Ортолыкском участке гряды высотой до 3–4 м имеют очень мягкие очертания поперечного профиля, характеризуются невыдержанной асимметрией: у одних гряд круче склон южных румбов, у других – северных. Если учесть, что здесь на высотном уровне грядового рельефа вполне определенно установлены следы волно-прибойной деятельности бывшего ледниково-подпрудного озера, то невыдержанность асимметрии можно рассматривать как результат частич-

ного преобразования гряд волновыми процессами. Гряды сложены плотным несортированным щебнистым галечником с буроватым суглинистым заполнителем. Изредка встречаются небольшие разноокатанные валуны.

Состав отложений и морфолито-логические особенности гряд, образующих рассмотренный специфический ребристый рельеф, отражают, по-видимому, некоторые различия механизма и условий его формирования. По ряду внешних признаков (форма в плане, взаимосвязь с сопредельными грядами, размеры, местоположение) можно выделить гряды, связанные с движением льда по внутренним плоскостям скола и имеющие наиболее широкое распространение (гряды Акчанского, Кураганского участков и большей части Курайского поля), *гряды типа «морен Де-Геера»* (Елангашское и Актуринское поля), *рецессионные*, фиксирующие остановки в отступании фронта ледника (в устье Чаган-Узуна и Ортолыкский участок) и *осцилляционные*, отвечающие небольшим эпизодическим подвижкам края ледника (Мультинское поле, морены Юстыда). Не исключено, что при более детальных исследованиях может быть установлено сочетание гряд разных типов и дано несколько иное объяснение механизма формирования какого-то типа гряд. *На данном этапе знаний важно подчеркнуть гляцигенную природу этого микрорельефа*, потому что до сих пор его пытались увязать с фантастическими течениями воды в ледниково-подпрудных озерах [Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995].

Изучение распространения гляцигенного грядового рельефа позволяет в определенной степени уточнить масштабы бывшего оледенения прежде всего

там, где другие признаки его недостаточно убедительны или вовсе отсутствуют. Однако гораздо большее значение имеет изучение состава и строения отложений моренных гряд. Важность последнего заключается в возможности выявления таким образом особенностей отложений средненеоплейстоценового оледенения, отличавшегося от позднеоплейстоценового не только своими размерами, но и развивавшегося (особенно в эпоху трансгрессии) в условиях несколько иной морфологии подстилающей поверхности (другой характер и степень расчлененности склонов, меньшая глубина долин в высокогорной зоне, преобладание пролювиально-аллювиальных отложений на пути движения ледников).

Грядовой рельеф, ярко выраженный на моренах позднеоплейстоценовых ледников у выхода из гор долин Ирбисту, Елангаша и Тархатты, сложен таким же материалом, как и в других частях этих морен без подобного рельефа. Это, во-первых, подтверждает гляциодинамический генезис моренных гряд, и во-вторых, служит достаточно надежным показателем механического состава отложений основной морены соответствующего оледенения.

При характеристике гряд в районе Ортолыка, в устьях Мульты, Акчана и Чагун-Узуна отмечалось, что они сложены обломками преимущественно галечной размерности. Материал более мелких фракций не является вмещающей массой, а лишь заполняет промежутки между более крупными обломками. Валуну тоже имеют подчиненное значение, особенно на поверхности гряд. Это – одно из отличий отложений гряд средненеоплейстоценового оледенения в сравнении с позд-

ненеоплейстоценовыми отложениями ребристой морены, характеризующейся большей суглинистостью и завалунностью. Другое отличие отложений гряд средненеоплейстоценового оледенения состоит в большем содержании в них хорошо окатанных обломков. Отмеченные особенности средненеоплейстоценовой ребристой морены могут быть объяснены активной ассимиляцией ледниками сравнительно мелкообломочных доледниковых аллювиальных долинных отложений.

Наблюдающееся соответствие механического состава отложений ребристой морены позднеоплейстоценовых ледников с моренными отложениями за пределами такого рельефа позволяет предполагать подобное соответствие и в отложениях средненеоплейстоценового оледенения. Если это действительно так, что вполне подтверждается, например, составом бесспорно средненеоплейстоценовых ледниковых отложений в опорном Чаганском разрезе [Разрез..., 1978], тогда становится понятным распространение за пределами позднеоплейстоценового оледенения преимущественно более мелких по механическому составу отложений с большим содержанием хорошо окатанных обломков.

IV.3. Флювиогляциальные образования

IV.3.1. Озы и камы

Впервые на Алтае оз в Уймонской котловине был отмечен В.А. Обручевым (1914). Однако позднее ледниковый генезис этого волнистого длинного вала был подвергнут сомнению [Девяткин и др., 1963] и мысль о возможном рас-

пространении ледников в Уймонскую котловину была предана забвению. По нашим наблюдениям в 1970–1972 гг. [Окишев, 1973], в разных частях Уймонской котловины сохранилась целая система озов и камов (рис. 82) различных размеров. Анализ петрографического состава обломочного материала позволяет утверждать, что в западной части котловины образование озов и камов было связано с ледниками Теректинского хребта, спускавшимися по долинам Кастахты и Терехты, а восточную половину котловины заполняли ледники, спускавшиеся с Катунского хребта по долинам Бол. Окола, Мульты и Акчана. В левобережье Катуня эти образования на дне Уймонской котловины частично покрыты лессовидным суглинком мощностью до 1 м и, по-видимому, должны быть отнесены ко времени начала деградации максимального среднеледниковой оледенения. По правобережью Катуня выше и ниже устья Мульты озы более позднего этапа эволюции среднеледниковой оледенения образуют единый парагенетический комплекс с описанными выше грядами ребристой морены.

Озы и камы широко распространены в Джулукульской котловине, подробно описанной Е.В. Девяткиным и др. (1963). В Чуйской котловине нам известен только один небольшой оз в полукилометре от моста через р. Чаган-Узун (рис. 83).

Своеобразны озы в Курайской котловине. Они приурочены к северо-восточному склону гряды палеозойских известняков в правобережье Актру ниже ее слияния с р. Корумду и образуют серию кулисообразно расположенных валов до 150 м длиной и 7–10 м высотой, по диагонали спускающихся от вершины останцово-гряды к ее подножию (рис. 84). Судя по отложениям на поверхности и в неглубоких шурфах, валы сложены разноокатанным галечником с редкими валунами. Характер расположения валов позволяет рассматривать их как образования, связанные с аккумуляцией материала тальными водами в краевых трещинах восточного края бывшего ледника, заполнявшего тектоническую депрессию в приустьевой части долины Актру.

За пределами межгорных котловин, частично или целиком занимавшихся ледниками, условия для образования и



Рис. 82. Один из озов в Уймонской котловине в 12 км восточнее пос. Усть-Кокса: а – ундулирующая продольная поверхность оза; б – обнажение в южном конце оза

сохранения озов менее благоприятны. На Алтае нами обнаружен всего лишь один долинный оз в долине Чуи в 12 км от ее устья. Это прямолинейный вал длиной около 1 км, шириной от 15 до 40 м и высотой от 1–1,5 м у западного (дистального) конца до 10 м у восточного конца. Оз тянется параллельно тракту, лежит гипсометрически выше и поэтому с дороги смотрится как выклинивающаяся терраса. Выпуклый поперечник обнаруживается только

вал, а ниже образующим перекрестное наслоение несортированного галечника, галечно-гравийных и песчано-гравийных осадков (рис. 85).

IV.3.2. Камовые террасы

И.С. Шукин (1960) камовые террасы относит к перигляциальным образованиям, аргументируя это тем, что в процессе их формирования роль ледника является чисто пассивной, а активным



Рис. 83. Обнажение торца оза в левобережье Чаган-Узуна ниже моста



Рис. 84. Маргинальный оз в Курайской котловине (показано стрелкой) в междуречье Актру и Тете. У южного склона оза – автомобиль УАЗ

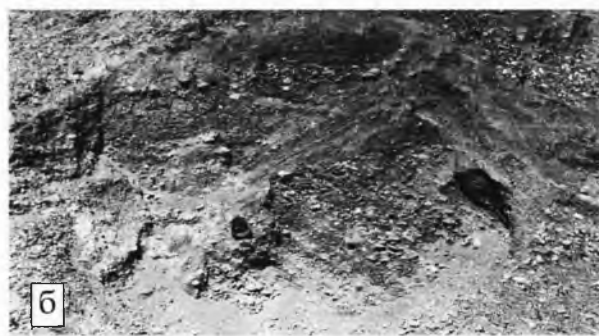


Рис. 85. Оз (показано стрелкой) на террасе Чуи севернее дороги:
а – общий вид оза и карьеров на нем; б – строение отложений оза (для масштаба – головной убор)

при подъеме на вал или на вышележащие террасы. Вблизи восточного конца оз вскрыт карьером на глубину около 3 м. Здесь он сложен галечно-гравийным материалом, в приповерхностном слое (до 1 м) облекающем

фактором были талые ледниковые воды, стекавшие вдоль его края и аккумуляировавшие перемытую морену. С такой аргументацией вряд ли можно согласиться, потому что к перигляциальным образованиям тогда нужно от-

нести также озы и камы: они тоже являются следствием деятельности талых ледниковых вод при пассивной роли самого ледника. Между тем под термином «перигляциальный» понимается комплекс геологических и геоморфологических образований, возникающих под влиянием мерзлотных и ветровых процессов за границей ледников в условиях сурового континентального климата. Как отмечает А.А. Величко (1975, с. 89), «при строгом подходе термин «перигляциальный» следовало бы сменить на «древний мерзлотный», «палеокриогенный». Мы же рассматриваем образования, обязанные работе талых ледниковых вод еще в зоне оледенения, на контакте льда со склоном вмещающей формы рельефа (котловины или долины).

В отличие от перигляциальных (мерзлотных) образований, которые, по А.А. Величко (1975), могут возникать за многие сотни и даже тысячи километров от края ледника, камовые террасы одной своей стороной прежде контактировали непосредственно с ледником, маркируют положение его продольного края и поэтому могут рассматриваться в качестве достоверных признаков бывшего распространения здесь льда. Не следует, однако, забывать, что для формирования камовых террас необходимы некоторые специфические условия (продолжительное устойчивое положение края ледника, наличие депрессии между ним и прилегающим склоном, хотя бы периодическая аккумуляция в такой депрессии обломочного материала тальми ледниковыми водами, стекающими вдоль края ледника), которые далеко не везде и не всегда возникают. Поэтому камовые террасы в горах встречаются довольно редко. На Алтае,

в частности, нет камовых террас в Чуйской котловине и в позднелепистоценовых долинах-трогах.

В Уймонской котловине камовая терраса прослеживается у подножия Теректинского хребта на участке между селами Теректа и Чендек. Здесь она имеет вид слабо всхолмленного прилавка шириной 0,2–0,3 км, прислоненного к коренному склону и крутым фестончатым уступом в 20–30 м обрывающегося к пологонаклонному дну котловины. Восточнее Чендека терраса постепенно снижается до 10–15 м и ее уступ выполаживается. На всем протяжении камовая терраса сложена плотным слабоокатанным неяснослоистым галечником с редкими валунами. Весь обломочный материал местный, вынесен с Теректинского хребта склоновыми процессами к краю ледника, занимавшего котловину. Западнее Терехты камовой террасы нет, что вполне объяснимо опусканием здесь в котловину ледников с Теректинского хребта. На выходе в котловину они имели достаточную активность, более высокую поверхность по сравнению с распластанным краем льда с Катунского хребта в восточной части котловины и, таким образом, не создавали условий для образования камовой террасы.

Камовые террасы высотой до 75 м, обрамляющие подножия гор, окружающих Джулукульскую котловину, описаны в работах Н.А. Ефимцева (1961) и Е.В. Девяткина (1965). Встречаются камовые террасы в Сорлукульской, Тархатгинской и Бертекской котловинах [Девяткин и др., 1963]. Все эти котловины в максимум позднелепистоценового оледенения заполнялись льдом, образуя так называемые ледяные (термин В.П. Нехорошева, 1930).

Существование бывших Джулукульского, Сорулукульского, Тархаттинского и Бертекского ледоёмов в настоящее время никем не оспаривается. Однако мнения исследователей расходятся по вопросу о заполнении ледниками Уймонской, Курайской и Чуйской котловин. В связи с этим на данном вопросе следует остановиться более подробно.

Еще в 1930 г. В.П. Нехорошевым, а затем Б.Ф. Сперанским (1937) и А.И. Москвитиным (1946) было отмечено, что большинство межгорных котловин Алтая в четвертичное время заполнялись льдом, превращались в ледоёмы. В числе бывших ледоёмов были названы, в частности, Уймонская, Курайская и Чуйская котловины. Позднее в двух совместных статьях Е.В. Девяткина, Н.А. Ефимцева, Ю.П. Селиверстова и И.С. Чумакова (1961, 1963) представления В.П. Нехорошева, Б.Ф. Сперанского и А.И. Москвитина подверглись пересмотру и некоторые межгорные впадины были исключены из числа бывших ледоёмов. Это «исключение» аргументировалось тем, что в предыдущих исследованиях не выделялось каких-либо определенных признаков бывших ледоёмов в пределах Алтая. В итоге анализа особенностей морфологии одиннадцати межгорных впадин авторы указанных выше статей пришли к выводу, что древними ледоёмами можно считать только те впадины, в которых имеется комплекс таких ледниковых и флювиогляциальных образований, как выстилающая днище основная морена, озы, камы, камовые террасы, озерно-ледниковые отложения, ледниковые озера, следы ледникового сглаживания и маргинальные каналы в краевых частях впадин. По наличию этих признаков к бывшим ледоёмам ими

отнесены Улаганская, Сорулукульская, Сайгоньшская, Бертекская, Тархаттинская и Джулукульская впадины.

Действительно, не согласиться с отнесением перечисленных котловин к ледоёмам нельзя – уж слишком очевидны там следы пребывания ледников. Но это совсем не означает, что только полный комплекс признаков необходим для обоснования ледоёмов и в других местах. Подобный подход не учитывает существенных различий в положении внутригорных впадин и особенностей их плейстоценовой истории.

Возьмем, к примеру, три котловины: Джулукульскую, которая по совокупности признаков ледоёма занимает ведущее место, Курайскую и Уймонскую, заполнение льдом которых отрицается. Джулукульская впадина представляет собой водораздел в истоках Чульшмана, Каргы, Могун-Бурени и лежит на высоте более 2200 м. На этой поверхности не только сливались ледники, спускавшиеся с Шапшальского хребта и Чульшманского нагорья, но, как отмечают Е.В. Девяткин и др. (1963), дополнительное питание ледоёма могло происходить и за счет твердых атмосферных осадков, выпадавших непосредственно в пределах котловины. Отсюда лед растекался в долины Чульшмана, Каргы и Могун-Бурени. В период деградации льда сформировавшиеся аккумулятивные формы рельефа не подвергались размыву или погребению именно из-за водораздельного положения Джулукульской котловины.

В отличие от нее Курайская котловина представляет собой обширное расширение в долине Чуи. Котловина пересекается крупной транзитной ре-

кой. В ледниковые эпохи в котловине возникали ледниково-подпрудные озера (в Уймонской только кратковременное мелководное проточное, на этапе деградации среднеледниковых ледников), а сток талых вод из самой котловины преграждался выходящими в долину Чуи мощными боковыми ледниками. Такая обстановка, несомненно, была менее благоприятна для формирования всего того комплекса форм, которыми характеризуется Джулукульский ледоём.

Признаки бывшего заполнения льдом Курайской котловины представлены преимущественно средне-неоплейстоценовой основной мореной, обнаруженной в разных частях ее днища [Богачкин, Раковец, 1971], а флювиогляциальные образования в центре котловины отсутствуют. Последнее, по-видимому, и предостерегало многих исследователей от вывода о заполнении котловины ледниками. Однако отрицать существование ледоёма только на основании отсутствия в центральной части котловины флювиогляциальных образований и не считаться с наличием моренных отложений, на которых, в частности, стоит и пос. Курай (рис. 86), нельзя. Подобное отсутствие ряда каких-то признаков ледоёма и даже

большинства их, но при несомненном распространении морены может найти вполне удовлетворительное объяснение при учете особенностей эволюции самих ледников и сопровождавших ее процессов.

Основной причиной отсутствия в центре Курайской котловины позднеледниковых флювиогляциальных форм можно считать образование в котловине ледниково-подпрудного озера при деградации оледенения. Озеро блокировало распространение русловых процессов в центральные части котловины и ограничивало аккумуляцию обломочного материала, главным образом прибрежной полосой вблизи бортов котловины. В ее центральные части выносился только взвешенный материал. Когда же произошел спуск озера, опускавшиеся ранее в котловину ледники оканчивались уже вблизи подножия гор и, естественно, только там могли обеспечивать условия для водноледниковой аккумуляции. Во внутренней части котловины, напротив, остались моренные отложения, позднее частично размытые Чуей или прикрытые неледниковыми осадками.

Возникал ли ледоём в Чуйской котловине? Выше было отмечено, что в устье Чаган-Узуна и в районе пос. Орто-



Рис. 86. Ледниковые отложения на восточной окраине пос. Курай

лык распространены гряды ребристой морены. Далее к востоку в центральных частях котловины выраженных в рельефе следов оледенения нет. Но в низовьях рек Кокузека и Тархатты под слоем флювиогляциального галечника вскрывается описанная выше основная морена среднелепистоценового оледенения. Она прослеживается почти до центра котловины. Это позволяет говорить, что в среднем неоплейстоцене западная половина котловины покрывалась льдом.

За пределами края позднеолейстоценовых морен следы ледниковой деятельности прослеживаются и в восточной половине котловины по долинам Юстыда, Бар-Бургазы, Кокори, Уландрыка, Чаган-Бургазы, но по выходе рек в котловину такие признаки теряются под наложенными пролювиально-аллювиальными отложениями. На современном этапе изученности рыхлых отложений в котловине нельзя сделать определенных выводов о границах среднелепистоценовых ледников восточнее Тархатты. Поэтому вопрос о Чуйском ледооке, в понимании В.П. Нехорошева, остается открытым.

Вернемся, однако, к камовым террасам. Кроме тех камовых террас, которые отмечены в бывших ледооках, или, иначе, котловинных, в долинах Чуи, Катуня и Бии имеются камовые террасы, которые могут быть названы долинными. Такие образования никем ранее на Алтае не выделялись.

Выше уже было отмечено, что в долинах Чуи и Катуня различают два комплекса террас: низких, с относительными превышениями над урезом рек до 60 м, и высоких, с превышениями до 200 м в долине Катуня и до

280 м в долине Чуи. По Катуня высокие террасы прослеживаются от урочища Сок-Ярык почти до предгорной равнины, по Чуе – от слияния ее с Катунью (рис. 87) вверх по течению до устья Эстулы и на участке между Чуйской и Курайской котловинами. В обеих долинах они представлены в виде разобренных фрагментов большей или меньшей величины, приуроченных к устьям долин притоков и расширенным участкам долин то с одной, то с другой стороны реки.

В поперечном профиле самая верхняя терраса в большинстве случаев имеет форму более или менее широкого вала с крутым склоном, обращенным к руслу, и более пологим тыльным склоном (рис. 88). У узких валообразных террас, как, например, в урочище Сок-Ярык в долине Катуня, выше пос. Иня, в устье Айгулака, в устье Чуи и т.д., о площадке говорить не приходится, потому что у них от верха бровки сразу начинается противоположный (тыльный) склон. В других местах (например, выше бома Комдож, ниже устья Бол. Яломана, ниже пос. Иня) верхняя терраса характеризуется наличием плоской площадки, которая на некотором расстоянии от бровки тоже сменяется ясно выраженным склоном, обращенным к коренному борту долины. В результате в распадках коренных бортов долин Чуи и Катуня образовались ограниченные валом верхней террасы депрессии глубиной от 10 до 25 м, а в боковых долинах – высокие устьевые ригели из рыхлых отложений рек (Айгулак, Сарчульдзук, Иня, Бол. Яломан).

В долине Чуи ширина верхних террас не превосходит нескольких десятков метров. Поверхность наиболее ши-



Рис. 87. Высокие камовые террасы в долинах Катуня и Чуи (показано стрелками) у впадения последней в Катунь

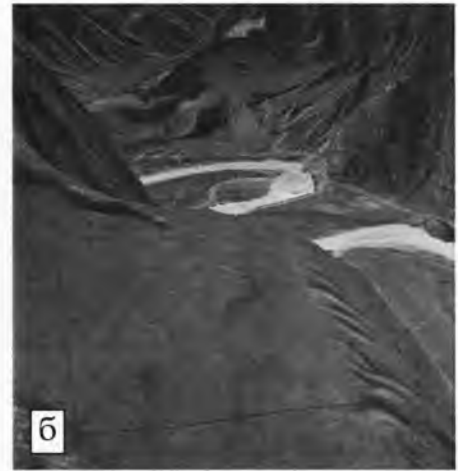


Рис. 88. Валообразная высокая камовая терраса в правобережье Катуня ниже устья Бол. Яломана:

а - в продольном профиле; б - в поперечном профиле

роких верхних террас Катуня (выше бома Комдож, между поселками Иня и Мал. Яломан, ниже устья Бол. Яломана) осложнена округлыми или изометричными западинами глубиной от 4,5 до 15 м (рис. 89). Вблизи западин или непосредственно в них характерно присутствие крупных эрратических валунов (рис. 90).

В долине Чуи не только верхняя, но нередко и одна-две более низкие террасы тоже имеют валообразный поперечный профиль. Другим признаком

комплекса высоких террас, особенно в долине Чуи, является невыдержанность их относительной высоты не только при переходе от одного участка долины к другому, но и на одном и том же участке от проксимального края к дистальному. Например, у правобережного борта долины Чуи в первом распадке выше урочища Челкан верхняя терраса имеет высоту около 200 м, в урочище Челкан - 255 м, а еще немного ниже по долине, в устье руч. Тутугой, она поднята до 280 м. На другом участ-



Рис. 89. Западины на 200-метровой террасе Катуня выше Мал. Яломана: а – общий вид одной из западин (с человеком для масштаба); б – валун на дне другой западины



Рис. 90. Глыбы в прибровочной части левобережной камовой террасы Катуня выше пос. Мал. Яломан. На дальнем плане пос. Инья у подножия правобережной камовой террасы

ке, ниже по течению, в одном профиле над дорогой выделяется пять террас, из которых три (50, 130 и 210-метровая) на протяжении около 1 км (выше и ниже террасы прерываются) сохраняют свою высоту, а две другие – самая верхняя и третья сверху – на этом же расстоянии изменяют высоту: первая – от 290 до 330 м, с наклоном вверх по долине, а вторая – от 185 до 135 м с наклоном вниз по долине, т.е. в противоположные стороны. Здесь у подножия 50-метровой террасы лежит упоминавшийся выше долинный оз (см. рис. 85, а). Падение поверхности террасы вверх по течению

наблюдалось нами и в долине Катуня в 4–5 км ниже устья Сумульты.

Все же надо отметить, что резкое падение поверхности террас вверх по течению – явление довольно редкое. Чаще же наблюдается общий наклон вниз по долине всего комплекса высоких террас данного участка. При переходе к другому участку эта картина повторяется, в результате чего в целом при переходе от одного участка долины с высокими террасами к другому наблюдаются своего рода «террасовые кулисы» (рис. 91, 92). В долине Катуня наиболее заметное падение террас вниз по течению наблюдается в урочище Сок-Ярык.

В долине Бии ясно выраженные высокие террасы прослеживаются только на участке от конечной морены у западного края Телецкого озера до пос. Кебезень, т.е. на расстоянии около 20 км. Их морфология и строение в общем характеризуются теми же особенностями, которые отмечены выше для высоких террас Чуи и Катуня.

Высокие террасы в общем слабо обнажены, поэтому о составе и строении слагающих их отложений приходится судить по довольно разобщенным обнажениям. Тем не менее благодаря исследованиям Л.А. Рагозина (1942),

В.Е. Попова (1954), Л.Н. Ивановского (1953, 1967), Н.А. Ефимцева (1964), Б.М. Богачкина (1967), С.В. Парначева (1999) и др. в настоящее время представляется возможным констатировать, что:

2) от основания толщи, слагающей высокие террасы, вверх по разрезу уменьшается плотность цементации отложений;

3) на участках вне устьев боковых долин вполне определенно прослежи-

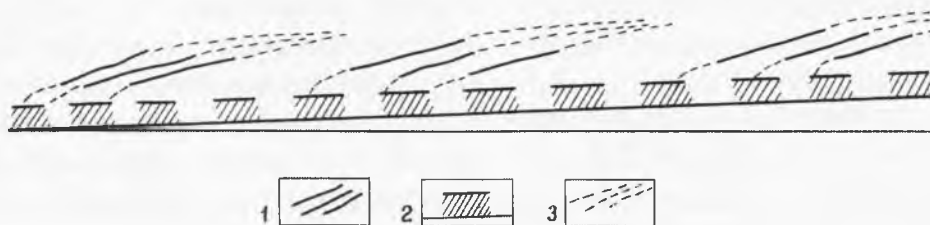


Рис. 91. Схема «террасовых кулис», отражающих прерывистый характер сокращения конца среднеплейстоценового ледника, заполнявшего долину Чуи:

- 1 - сохранившиеся фрагменты высоких камовых террас; 2 - низкие террасы;
3 - предполагаемое продолжение поверхности высоких террас

1) высокие террасы сложены осадками сложно построенной толщи, которая характеризуется резко выраженными фаціальными изменениями как в вертикальном разрезе, так и по простиранию; мощность толщи над урезом в долине Катуня достигает не менее 180–200 м в пределах так называемой Яломанской впадины и на участке между устьями Кадрина и Сумульта, а затем постепенно уменьшается [Ефимцев, 1964]; в долине Чуи ее мощность изменяется от 200–250 м в устьевых ригелях долин Айгулака, Челкана, Тутугоя до 170 м у устья Чуи;

вается изменение гранулометрического состава отложений высоких террас от валуносодержащих галечников у проксимального (верхнего по долине) конца до гравийных, гравийно-песчаных и песчаных у дистального (нижнего по долине) конца террасы; в устьевых ригелях такое фаціальное замещение происходит и от главной долины вверх по боковой долине, т.е. в поперечном направлении ригелей;

4) в отложениях высоких террас в большем или меньшем количестве содержатся крупные эрратические валуны и глыбы, сосредоточенные



Рис. 92. Падение высоты террас вниз по долине Чуи

в основном в приобвочной части у верхнего конца террасы, что повторяется на каждом участке их распространения вдоль долины;

5) в строении отложений, образующих высокие террасы, местами (урочища Сок-Ярык и Комдож) можно выделить несколько наложенных, градиционно построенных пачек.

Первым проявил большой интерес к террасам Чуи и Катуня В.А. Обручев (1914), считавший, что в долине Чуи ниже устья Айгулака широко развиты «мореноподобные образования», оставленные ледниками притоков Чуи. В долине Катуня ниже устья Чуи он не находил признаков оледенения, хотя и отмечал распространение высоких террас.

Годом позднее И.Г. Гранэ (1915) высказал мнение, что до предгорий Алтая верхние террасы Катуня сложены моренным материалом ледника, оканчивавшегося у с. Маймы, где им оставлена конечная морена (майминский вал). Такую трактовку происхождения майминского вала разделяли В.П. Нехорошев (1930) и К.Г. Тюменцев (1936). Последний считал, что высокие террасы Катуня и Чуи сложены толщиной моренных и флювиогляциальных отложений мощностью до 180–200 м.

Остатками древних береговых морен считал высокие террасы в низовьях Чуи Ю.А. Кузнецов (1939). Но большая часть террас Катуня и Чуи, по его мнению, сложена грубым флювиогляциальным материалом.

Е.Н. Шукина (1960, с. 154) в отложениях высоких террас Чуи и Катуня выделяла два горизонта морен, из которых «нижний – катунский – горизонт протягивается до предгорной впадины, сохраняясь в долине р. Катуня в виде

промытого валунника, вскрывающегося в цоколях террас, и в виде типичного валунного суглинка в разрезах высоких террас в низовьях притоков р. Катуня. Верхний – майминский – горизонт прослеживается до с. Майма по долине Катуня и до истоков р. Бии у с. Артыбаш, заканчиваясь здесь мощными накоплениями конечных морен».

Представления о заполнении долин Чуи и Катуня древними ледниками разделяют О.А. Раковец и Б.М. Богачкин (1974, с. 79), которые отмечают, что «фрагменты ледниковых отложений тяготеют к нижним частям разрезов высоких террас и нередко выходят в цоколях террас высотой до 100 м». Они указывают ряд конкретных пунктов, где, по их мнению, можно наблюдать обнажения ледниковых отложений, представленных в основном неслоистым и несортированным валунно-галечным или валунным материалом разнообразного петрографического состава.

Следует заметить, что из перечисленных сторонников парагенеза высоких террас с древним оледенением только Б.М. Богачкин (1967) выполнил некоторые специальные исследования высоких террас, другие же базировали свои выводы на наблюдениях, сделанных попутно с проведением иных исследований.

Концепция аллювиального генезиса отложений, слагающих террасы среднего течения Катуня, впервые была высказана Л.А. Рагозиным (1942). Он выделил здесь 16 террас и пришел к выводу, что каждая из них представляет собой самостоятельный вложенный литологический комплекс более или менее одинакового состава, хотя каких-либо убедительных доказательств вло-

женности террас он не приводит. Накопление аллювия каждой террасы, по его представлению, было связано с опусканием и агтрадацией долины при потеплении климата, а формирование уступа, врез – при поднятии страны и похолодании. В соответствии с такой трактовкой генезиса террас он пишет, что «межрисская межледниковая эпоха оставила свои документы в виде двух наиболее высоких террас: XVI и XV, высотой в 200 и 180 м» [Рагозин, 1942, с. 96], а «рисс-вюрмская межледниковая эпоха характеризуется тремя террасами: XIV, XIII и XII» [там же, с. 97]. С распадом последнего оледенения он связывает формирование террас низкого комплекса.

Террасам долины Катунь выше устья Чуи посвящен ряд работ В.Е. Попова (1954, 1956, 1962), который отмечает, что высокие террасы сложены в основном слоистым слабоокатанным мелким сыпучим галечником, гравием и щебнем, почти не содержащими глинистого материала. На основании различной степени цементации отложений высоких и низких террас он приходит к выводу о формировании первых в последнюю межледниковую эпоху, а вторые связывает с эволюцией последнего оледенения.

По разному содержанию илистого материала в отложениях низких и высоких террас Чуи и, соответственно, различной степени цементации этих отложений Л.Н. Ивановский (1967, с. 206) пришел к заключению, что «галечники низких террас являются флювиогляциальными, тогда как высокие террасы – доледниковыми и сложены аллювием, пролювиальными и озерными отложениями».

На две разновозрастные толщи разделит рыхлые отложения в долинах

Чуи и Катунь Н.А. Ефимцев (1964, 1968). Более древняя (Ининская) толща с вырезанными в ней террасами высокого комплекса является, по Н.А. Ефимцеву, озерно-аллювиальной. Начало накопления Ининской толщи он относит к раннему плейстоцену, а аккумуляцию самых верхних ее горизонтов, «в основном не сохранившихся от размыва», коррелирует со среднеплейстоценовым оледенением.

Избыточную мощность отложений в долинах Чуи и Катунь Л.А. Рагозин, В.Е. Попов и Л.Н. Ивановский объясняют дифференцированными тектоническими движениями блоков. Н.А. Ефимцев, учитывая распространение Ининской толщи с перерывами до предгорий, допускает региональное прогибание Алтая, а толщу считает «уникальным образцом горного аллювия, сформированного в констративной фазе (выделено нами. – П.О.)» [Ефимцев, 1968, с. 60]. Однако для обоснования регионального прогибания недостаточно было ограничиться только долинами Катунь и Чуи, поэтому ему пришлось включить в пределы территории предполагаемого прогиба [Ефимцев, 1968, рис. 3] многие другие реки (Башкаус, Чульшман, Пьжу, Кадрин, Коксу и др.), в долинах которых, однако, нет аналогичной толщи и нет признаков былой избыточной аккумуляции аллювиального материала.

Одной из особенностей отложений, слагающих высокие террасы, является, как отмечается всеми исследователями, присутствие в них крупных эрратических валунов и глыб. Сторонники гляциального литогенеза этих отложений эрратические валуны и глыбы связывают с приносом непосредственно ледниками. Как же объясняют присутствие крупных эрратических валунов и

глыб сторонники аллювиального происхождения отложений? Л.А. Рагозин (1942, с. 91), связывающий формирование отложений террас с эпохами межледниковий, считает эрратические валуны результатом в основном бурных пролювиальных процессов, хотя допускает, что «наряду с пролювием и коллювием имеются нераспознаваемые в ископаемом состоянии настоящие ледниковые отложения».

С его предположением о пролювиальном генезисе крупных обломков нельзя согласиться на том основании, что в боковых долинах выше устьевого ригеля, представленного отложениями высоких террас главной долины, нет грубообломочных отложений пролювиального типа. Как уже отмечалось, здесь характерны фации подпруживания [Щукина, 1960], а в устьевых ригелях валуны и глыбы являются эрратическими для бассейна данного притока.

С погребением в констративно наплаивающемся аллювии селевых отложений, выбрасывавшихся из долин притоков и крупных логов, связывает происхождение эрратических глыб в отложениях долин Чуи и Катуня С.А. Сладкопевцев (1973). По существу он повторяет мнение Д.А. Рагозина, поэтому вышеприведенное возражение в полной мере относится и к представлению С.А. Сладкопевцева.

Н.А. Ефимцев присутствие в галечниках эрратических валунов считает «закономерным явлением горного аллювия». Такое объяснение выглядит довольно странным уже потому, что в долинах притоков Катуня и Чуи с более крутыми и высокими склонами, с более крутым продольным профилем русла аналогичного «закономерного

явления» ему установить не удалось. Далее, как совместить речную транспортировку огромных глыб с интенсивной аккумуляцией в констративной фазе фуркирующей, по Н.А. Ефимцеву, реки на фоне «регионального прогибания Алтая»?

Предположение Б.М. Богачкина (1967) о переносе глыб речными «айсбергами» было им же позднее [Раковец, Богачкин, 1974] отвергнуто, как не объясняющее особенностей строения отложений высоких террас.

Таким образом, распространение высоких террас только в долинах Катуня, Чуи и Бии не находит удовлетворительного объяснения ни региональной, ни локальной блоковой тектоникой. Предположение о региональном прогибании Алтая как причине аккумуляции мощной аллювиальной толщи опровергается резким выклиниванием ее в боковых долинах и отсутствием в долинах других рек, попавших в пределы гипотетического прогиба. Дифференцированные движения блоков и локальное подпруживание стока не подтверждаются строением толщи и распространением ее вплоть до предгорий, в то время как ниже предполагаемого быстро поднимавшегося блока на участке между устьями Бол. Ильгуменя и Сумульты [Кузнецов, 1939], по справедливому замечанию С.А. Сладкопевцева (1973), следовало бы ожидать формирования аллювия нормальной мощности. Необходимо заметить, что гипотеза Н.А. Ефимцева о региональном прогибании Алтая выдвинута тоже в связи с несостоятельностью и необоснованностью представлений о локальных блоковых поднятиях и опусканиях в эпоху формирования Ининской толщи.

В конце XX столетия одно за другим стали появляться высказывания [Барышников, 1992; Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995] о формировании высоких террас в долинах Алтая суперпотоками, возникавшими вследствие сброса вод, подпруженных ледниками в Чуйской, Курайской, Уймонской, Улаганской котловинах и в пределах современного Телецкого озера. Вообще-то мысль о возможной связи формирования отложений высоких террас в долинах Чуи и Катуня с катастрофическим спуском вод ледниково-подпрудного Курайского озера впервые была высказана Н.А. Ефимцевым еще в 1964 г. К такому предположению он пришел по наличию в галечных отложениях высоких террас и на их поверхности крупных валунов и глыб. Однако, не сумев как-то объяснить формирование мощной толщи (до 300 м!) валунных галечников, фациально переходящих в параллельно-тонкослоистые гравийно-песчаные и песчано-алевритовые осадки в дистальной части высоких террас, он уже в 1968 г. выдвинул упомянутую выше гипотезу регионального прогибания и заполнения долин горным аллювием в констративной фазе.

Г.Я. Барышников (1992) образование высокой валунно-глыбовой террасы р. Бии связывает с разрушением конечно-моренной подпруды вод Телецкого озера и возникновением вследствие этого крупного селевого потока со скоростями 7–7,5 м/с. В долинах Чуи и Катуня формирование высоких террас он объясняет тем, что вследствие сильной извилистости долин и существенного изменения их ширины на отдельных участках, где долины резко сужались, в момент спуска ледниково-подпрудного озера возникали своего

рода природные гидрозатворы. Выше по течению, в расширениях долин, скорость катастрофического потока после продвижения фронтальной волны резко снижалась и находящийся во взвеси обломочный материал быстро выпадал в осадок. «После слива воды накопленные в долинном расширении осадки интенсивно размываются. Таким образом, весь комплекс террас, который наблюдается в горах, явился результатом врезания реки в рыхлые отложения, накопленные одноактным действием, связанным с прорывом ледниково-подпрудного озера» (1992, с. 117). Из приведенной цитаты следует, что до уровня поверхности высоких террас расширенные участки долин в свое время были, по мнению Г.Я. Барышникова, заполнены рыхлыми отложениями. Гипотеза могла бы быть принята, если бы ее автор сумел объяснить источник такого количества обломочного материала. Ведь таковым, надо полагать в соответствии с его гипотезой, была заполнена вся долина Чуи от Айгулака до устья и долина Катуня от Сок-Ярыка до, по крайней мере, Бол. Ильгуменя, а то и еще дальше. Но из Чуйской и Курайской котловин материал не мог выноситься, о чем свидетельствуют многочисленные волно-прибойные террасы до самого дна котловин, т.е. сброс воды был постепенно-прерывистым. Ледники, служившие плотиной, тоже не могли дать такого количества обломочного материала. Кроме того, при таком представлении выпадения осадка из взвеси в отложениях должно наблюдаться градационное изменение обломочного материала (измельчение) вверх по разрезу, что не подтверждается природными объектами. Града-

ционное (гравитационное) осаждение обломочного материала происходит в отстойных спокойных зонах бассейна (Геологический словарь). Здесь взвешенные зерна осаждаются под влиянием силы тяжести, поэтому скорость гравитационного осаждения пропорциональна, а длина пути осаждения обратно пропорциональна диаметру (весу) обломков.

В.В. Бутвиловский (1993) называет эти террасы «гигантскими валами». По его мнению (1993, с. 136), *«гигантские валы являются подводно-русловыми формами и оформлялись в виде валов обязательно под водой... В этом случае, исходя из строения валов и их собственных высот в 20-250 м, необходимо признать, что и толщина формировавших их потоков была не меньшей... со скоростями порядка 30-40 м/с и более»* (подчеркнуто нами. – П.О.). В этом якобы «убеждает размер глыб (до 10-12 м), которые забрасывались во взвешенном состоянии даже в зоны эрозионной «тени», на участки массового осаждения гравия и песка» (там же). Здесь не может не вызывать вопроса его видение сочетания невообразимых скоростей «катастрофических потоков», способных перемещать «во взвешенном состоянии» огромные глыбы, и здесь же, в этом же аккумулятивном теле в его дистальной части – параллельной, субгоризонтальной аккумуляции тонких гравийно-песчаных и песчано-алевритовых слоев, вмещающих грубые обломки (рис. 93).

Имеется и ряд других вопросов, на которые нет ответа в упомянутой книге В.В. Бутвиловского. Первый вопрос: каким катастрофическим потоком сформированы высокие террасы в долине Чуи на участке от Айгулака до Челкана? Ведь до последнего, по схеме Бут-

виловского (1993, рис. 16), долина была занята ледником. Так где же сбрасывались подпрудные озерные воды? По поверхности ледниковой плотины, т.е. по леднику, заполнявшему долину? Тогда на данном участке эти высокие террасы будут не «подводно-русовыми валами», а камовыми, по схеме Флинта.

Вопрос второй: откуда получено то огромное количество рыхлого материала, который перемещался катастрофическим потоком («около 20 км³ в телах высоких террас и «не менее 70-75 км³, вынесенного на Предалтайскую равнину») (1993, с. 152)? За счет эрозии? Но следов таковой нет! В долине Чуи коренное дно вскрывается только на коротком участке ниже устья Маашея (рис. 94), а в долине Катунь коренное дно обнажается местами ниже Еланды. На всем остальном пространстве русла рек проложены в аккумулятивных отложениях неизвестной мощности. Из котловин, как уже было отмечено выше, выноса обломочного материала не могло быть.

Вопрос третий: как сформировалась и сохранилась от размыва аккумулятивная толща в районе бома Комдож в долине Катунь (см. рис. 65), если из Уймонской котловины, по мнению В.В. Бутвиловского, тоже сбрасывались ледниково-подпрудные воды (2000, с. 31-47)? Можно задать и другие принципиальные вопросы, на которые нет ответа в палеогеографических построениях Бутвиловского. Более того, его реконструкции страдают примерами ряда надуманных, не существующих в природе объектов (гигантская рябь течения в долинах Бол. Улагана, Чулышмана и Башкауса, спиллвеи из Чуйской котловины в бассейн Башкауса и в Монголию, волно-прибойные



Рис. 93. Субгоризонтальная параллельная тонкая слоистость гравийно-песчаных осадков в дистальных частях камовых террас:
а – общий вид обнажения ниже пос. Мал. Яломан; б – деталь обнажения в более крупном масштабе; в – грубообломочные включения в параллельно-слоистых отложениях

озерные террасы в Уймонской котловине и в долине Катуня выше устья Тургунды и др.).

Вслед за Бутвиловским с гигантскими суперпотоками сброса вод ледниково-подпрудных озер Алтая связывает происхождение высоких террас в долинах Чуи и Катуня А.Н. Рудой под названием «дилювиальных аккумулятивных валов и террас». В своих реконструкциях суперпотоков он пошел дальше Бутвиловского, придав им ранг «самых крупных потоков пресной воды на Земле» (1995, с. 28). Для придания правдоподобности своим расчетам гигантских скоростей и расходов «суперпотоков» он пошел на, мягко говоря, гиперболизацию параметров Чуйско-Курайского палеоводоема [Рудой, 1995, табл. 2]. Если бы он не был географом по вузовскому образованию, можно было бы попытаться как-то объяснить

эту гиперболизацию (по его оценке, акватория ледниково-подпрудного озера в верховьях Чуи составляла 12 000 км², т. е. оказалась по площади больше всего бассейна р. Чуи, составляющего лишь 10 900 км²!). Не менее экзотичны и другие его «изобретения»: схема перетока воды из Чуйской котловины в Курайскую и оттуда через водораздел с отметками более 2450 м – обратно в Чуйскую (взял и отменил закон движения жидкости в сообщающихся сосудах!) [Рудой, 1995, рис. 4], реконструкция сухого водопада на стрелке двух долин: Чаган-Узуна и Талдуры. Всем другим его подобным «художествам» и самовозвеличиванию посвящена наша специальная статья (2003).

Существенно «обновил и усилил» свои виртуальные суперпотоки он в совместной статье с В.А. Земцовым (2010, с. 111), где получаем информацию,

что «расходы прорывных паводков (диллювиальных потоков) достигали миллионов кубических километров в секунду» (!) (Вы не верите? Именно так и написано). И там же: «Суммарный объем воды, одновременно и неоднократно сбрасывавшейся на юг Западной Сибири только из котловин Алтая, достигал 10 тыс. км³» (!). Это значит, что слой стока со всей поверхности котловин Алтая составлял до 1 000 м!! Для сравнения приведем современные данные: среднемноголетний максимальный расход р. Оби у Салехарда составляет только 36 500 м³/с (минимум в 150–200 раз меньше, чем в «прорывных паводках»), а объем годового стока всех рек России составляет только 4 400 км³, т.е. в 2,3 раза меньше, чем «одновременно и неоднократно сбрасывавшийся... из котловин Алтая» (!). Впечатляет?

Идея возникновения катастрофических суперпотоков при спуске ледниково-подпрудного Чуйско-Курайского озера разделяется С.В. Парначевым (1999), авторами книги «Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катуня» (2008). Судя по списку приведенной литературы в последней, а также в книге Г.Я. Барышникова (1992), их авторам не известен геоморфологический эффект спуска вод ледниково-подпрудного озера Мизула (Миссула) на территории США. Но этого не могли не знать В.В. Бутвиловский (есть в списке литературы статья Дж. Ричмонда и др., 1968) и А.Н. Рудой (см. список литературы в его публикациях). Так вот, при спуске озера Мизула большая часть Колумбийского плато оказалась расчлененной густой системой глубоких эрозионных долин (рис. 95), выработанных в слагающих плато базальтах.



Рис. 94. Каньон, врезанный в морену и коренное дно долины Чуи ниже устья р. Маашея

Чего стоит один только Гранд-Кули (глубина до 450 м, ширина от 2 до 8 км, длина более 45 км) [Махачек, 1961, с. 444]. И это при уклонах поверхности плато не более 4 м/км (в 2,5 раза меньше среднего уклона по долинам Чуи и Катуня) и расходах в русловых потоках в несколько раз меньше (потому что вода при переливе из долины р. Колумбии рассредотачивалась на 100-километровом участке от устья р. Спокана до Оканоганской ледниковой лопасти по обширному плато) «самых крупных потоков пресной воды на Земле на Алтае»! А где же эрозионный эффект алтайских катастрофических сбросов со скоростями до 45 м/с, «сдвигающим усилием» от 20 000 Н/м² и мощностью от 105 до 106 Вт/м² [Рудой, 1995, с. 28]? Или у нас на Алтае другие законы развития природных процессов, в частности эрозионно-аккумулятивной работы водотоков? Если уж есть основания для реконструкции крупных сбросов ледниково-подпрудных водоемов, то к таковым в горах Южной Сибири надо отнести долину Мал. Енисея с ее глубокими эрозионными врезами на 200-километровом участке от устья

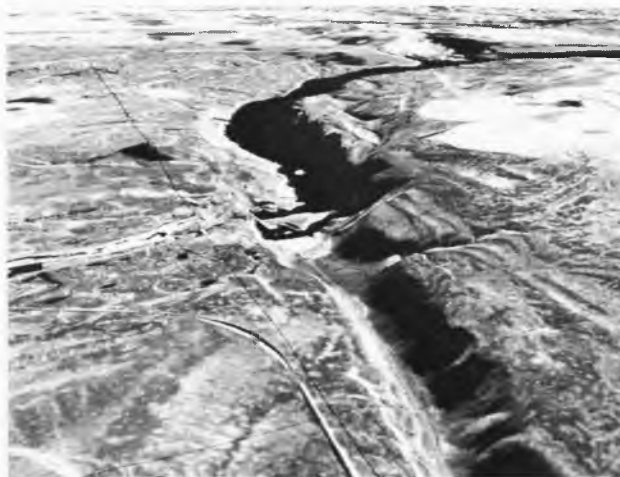
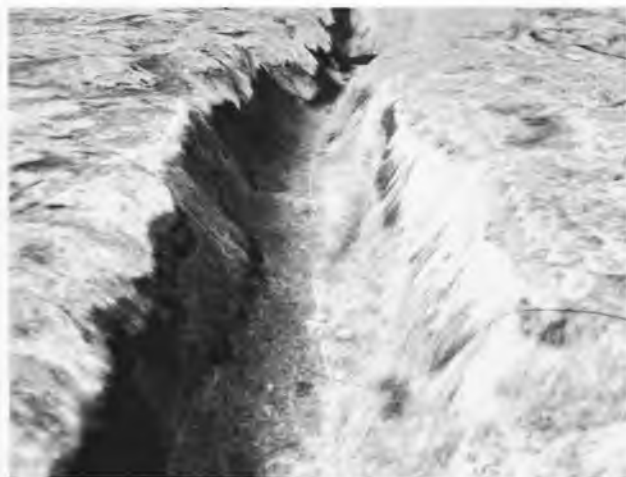


Рис. 95. Эрозионные кули (долины) шириной в сотни метров и глубиной до 150 м в южной части базальтового Колумбийского плато (США)

р. Белина (правый приток Енисея) до устья р. Унжея и многочисленными обширными полями «гигантской ряби течения» на II надпойменной террасе (рис. 96).

Геологии высоких алтайских террас в нижнем течении р. Чуи и среднем течении р. Катуня (Яломано-Катунская зона) посвящена монография С.В. Парначева (1999). В отличие от упомянутой выше монографии И.Д. Зольникова и А.А. Мистрюкова (2008), содержание которой не соответствует ее названию (в книге дана авторская интерпретация строения обнажений только «средних террас» – в диапазоне высот от 20 до 60 м – и нет характеристики рельефа не только долин, но даже и самих террас), С.В. Парначев на основании своих литологических исследований высоких террас пришел к выводу о возможности выделения фациальных типов отложений гляцигенных паводков. Считаем необходимым подчеркнуть, что в отличие от «катастрофических суперпотоков» В.В. Бутвиловского и «дилювиальных фладстримов» А.Н. Рудого с их гиперболическими глубинами и скоростями течения С.В. Парначев



Рис. 96. Грядовый рельеф на 25-метровой правобережной террасе Мал. Енисея в 20 км ниже г. Кызыла

характеризует эти гляцигенные паводки вполне вменяемыми параметрами. Скорость течения и глубины «на стадии их аккумулятивной деятельности не превосходят или превосходят менее, чем на порядок, параметры современных речных потоков в их половодные и паводковые стадии» (1999, с. 124).

В отложениях террас р. Катуня С.В. Парначев выделяет паводковые циклиты (до 7 в Ининской толще и до 3 – в Сальджарской), в строении которых участвуют четыре псевдогоризонта – элементы паводкового циклита:

селевая фация, пойменная фация, фация самоотмостки и фация покровных и подпрудных отложений. В качестве рабочего названия для обозначения паводковых осадков он предлагает использовать термины «паводковый аллювий», «перигляциальный аллювий», «половодно-ледниковый или просхозогляциальный аллювий». Все четыре фации паводкового циклита он выделяет *в строении обобщенного разреза* (с. 65, рис. 27), из чего следует, что в натуре, в конкретных обнажениях могут отсутствовать те или иные фации (элементы циклита) в вертикальном разрезе и изменяться (замещаться) по латерали. Это действительно так и это должно было насторожить в объяснении причин такого строения толщ. Ведь в речном потоке, пусть даже паводковом, по латерали селевая фация не может резко замещаться пойменной, а последняя на нижележащем участке – снова селевой (грубообломочной). На это еще в 1964 г. обратил внимание Н.А. Ефимцев. Но в принципе можно согласиться со схемой строения идеального (обобщенного) паводочного циклита. Вызывает вопрос другая его схема – наложение циклитов (или напластование) при формировании отложений высоких террас (1999, с. 69, рис.32; с. 70, рис. 33). Надо полагать, что подобное строение присуще и высоким террасам всех других участков долин Чуи и Катуня.

В настоящее время принято различать в долинах рек динамические фазы аллювиальной аккумуляции: субстративную, инстративную, перстративную и констративную. На схемах строения террас в интерпретации С.В.Парначева представлен констративный аллювий (настилаемый), который формируется на стадии заполнения долин обломоч-

ным материалом. Для этого необходимо обильное поступление обломочного материала на данный участок долины и резкое сокращение скорости течения водотока, обеспечивающее выпадение в осадок влекомого (селевая фация) и взвешенного (пойменная фация) материала. Для какого-то отдельного участка долины это объяснимо тектоническим опусканием (как это предложено Н.А.Ефимцевым в долине Катуня) либо резким сужением долины (гидрозатворы, по Г.Я.Барышникову, 1992). Скорость течения на таких участках действительно существенно уменьшится и принесенный паводком обломочный материал выпадет в осадок по градиационному типу. С приходом другого и последующих паводков на этом участке теоретически допустимо настиление, наложение соответствующих им паводочных циклитов, но только при условии объяснения источника поступающего в водоток грубообломочного материала. Для самого верхнего по долине участка (например, в урочище Сок-Ярык в долине Катуня или в урочище Челкан в долине Чуи) это поступление грубообломочного материала (до глыб в 10 м³) можно объяснить близостью в то время замороженных концов ледников. А на нижележащих участках тех же долин? Ведь этот крупнообломочный материал уже отложился на дне долины и с этого участка он вынесен быть не может, так как долина заполнена в проксимальной части участка более мелкой фракцией. Тем не менее вдоль долин высокие террасы на всех участках характеризуются однотипным изменением их строения от валунно-галечных с эрратическими глыбами в проксимальном конце до параллельно-слоистых гравийно-песчаных отложений (с от-



Рис. 97. Приконцевые участки ледников Федченко (справа) и Бивачного (слева) со сплошным моренным покровом

дельными крупными обломками) в дистальном конце террасы (см. рис. 93).

Как отмечено выше, участие большого количества крупнообломочного материала в телах высоких террас и на более низких террасах некоторые исследователи (Л.Н. Ивановский, Л.А. Рагозин, С.А. Сладкопевцев) связывали с селевыми выбросами из боковых долин, Н.А. Ефимцев считал такие отложения «образцом горного аллювия». Реконструкторы катастрофических суперпотоков (В.В. Бутвиловский и А.Н. Рудой) не утруждают себя ответом на вопрос об источнике не только крупнообломочного (валунно-глыбового), но даже и всего остального объема отложенного в террасах обломочного материала. Эти террасы их интересовали только как уровни для оценки высоты заполнения долин суперпотоками. К сожалению, не избежал такого же подхода к оценке уровня паводков и С.В. Парначев (1999, с. 73, рис. 35; с. 75, рис. 37).

Современные аэрокосмические снимки позволяют достаточно подроб-

но рассмотреть морфологию и оценить параметры ледников и гляцигенных форм рельефа в самых разных частях земной поверхности. Благодаря программе Google удалось визуально проанализировать особенности и степень засорения моренным материалом долинных ледников на Памире (ледники Федченко, Русского географического общества, Бивачного и др.), на Аляске в хребте Святого Ильи, в Гималаях (бассейн р. Гилгит и др.). В отличие от современных алтайских ледников, практически не покрытых мореной, на рис. 97 показаны приконцевые многокилометровые участки сплошного моренного покрова ледниковых языков. На леднике Федченко вместе с ледником Бивачным эта зона сплошного моренного покрова достигает в длину 25 км. Средняя толщина моренного чехла, по Р.Д. Забирову (1955), составляет около 0,2 м. Важно отметить, что ледниковый язык вместе с его боковыми моренами не прилегает к бортам долины, отделяется от них ложбиной изменчивой ширины и глубины.

На рис. 98 ледниковый язык в приконцевой части сопровождается высокими (до 150 м) береговыми моренами, круто обрывающимся к леднику и более полого – к бортам долины. Здесь тоже прекрасно выражено понижение между береговыми моренами и бортами долины. При ширине ледникового языка здесь в среднем около 0,5 км ширина его береговых морен (по основанию) тоже составляет по 0,5 км с обеих сторон, а расстояние между гребнями морен – 1 км. Эти примеры со всей очевидностью показывают, что почти весь моренный материал на поверхности ледниковых языков и в береговых моренах сформирован именно самим

ледником. Более того, на рис. 99 видно, что ледниковый язык лежит на своем собственном моренном «пьедестале». Кстати, подобная картинка мощного моренного пьедестала представлена на обложке учебника «Геоморфология» Н.В. Макаровой и Т.В. Сухановой (2007).

Каков механизм воздействия ледников на свое ложе (активный плакинг или вовлечение в движение и выведение к поверхности доледниковых рыхлых отложений различного генезиса – это другой вопрос, достаточно полно рассмотренный Ю.А. Лаврушиным (1976) и Л.Р. Серебрянным (1984, 1988). В данном случае нас интересует возможность образования камовых террас за счет переотложения подобных рассмотренным выше масс моренного материала при прохождении гляцигенных паводков по долине, занятой ледником.

Невозможно оценить моренообразующую способность и степень засоренности обломочным материалом поверхности древних долинных ледников Алтая, но определенные представления об этом можно составить по огромным нагромождениям морены в пределах распространения позднеплейстоценового оледенения (обширные мощные моренные поля в Чуйской и Курайской котловинах; менская, чибитская и бельгибашская морены в долине Чуи; огневская, акчанская, кураганская, кочурлинская морены в долине Катунь и др.). Не менее показательными являются крупные моренные комплексы последней ледниковой стадии современных алтайских ледников, а некоторые ледники (Бол. Берельский, Геблера, Родзевича в массиве Белуха; Куркурек, Корумду, Прав. Актру, Джелю и др. в горном узле



Рис. 98. Мощные, высокие береговые морены в горной долине

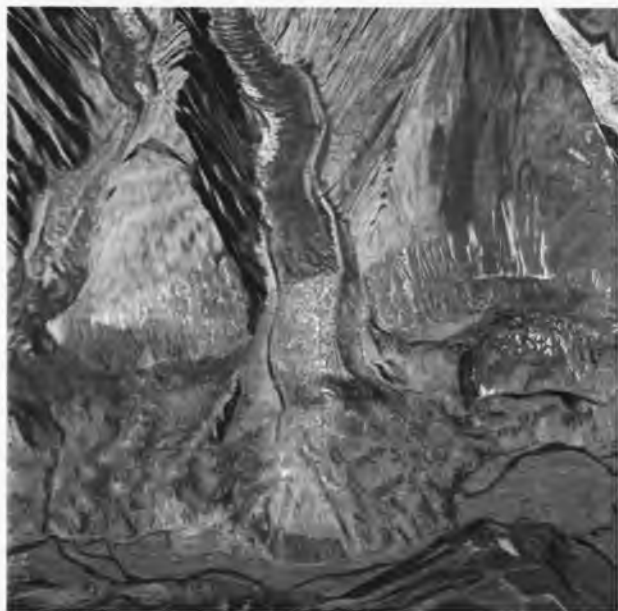


Рис. 99. Моренный пьедестал (профиль) на выходе бокового ледника в основную долину

Биш-Иирду; Сапожникова, Талдуринский – в Южно-Чуйском хребте и др.) в приконцевых частях языков только в осевом понижении долин сверкают ледяной белизной, в краевых частях они полностью погребены под моренным покровом. В этом плане можно особо

выделить ледник Братьев Троновых, который в приконцевой части не только с трех сторон покрыт моренным материалом (рис. 100), но и залегает на мощном моренном пьедестале наподобие ледника на рис. 99. Все это свидетельствует об общих закономерностях активной моренообразующей деятельности ледников разных размеров, хотя степень активности этой деятельности далеко не одинакова (на что указывают большие различия в засоренности сопоставимых ледников даже в соседних долинах) и зависит, по-видимому, от ряда факторов, требующих специального исследования.

Максимальным на Алтае, по признанию большинства исследователей, было среднеледниковое оледенение (см. разд. V.3), обеспечивавшееся депрессией снеговой линии не менее 1200 м по сравнению с ее современной высотой на ледниках. При депрессии в 800–850 м ледники 1-го позднеплейстоценового мегастадиала в долине Чуи достигали урочища Бока, образуя мощную ледяную плотину от западной части Курайской котловины. При депрессии снеговой линии в 600–650 м во 2-м мегастадиале (примерно на 200 м меньше, чем в 1-м мегастадиале) в долину Чуи выходили только Куэктанарский и Бол. Маашейский ледники, т.е. ледники были в 2 раза короче. При депрессии снеговой линии на 400 м больше, чем в максимум позднеплейстоценового оледенения, вполне допустимо формирование сложностроенного ледника на всем протяжении долины Чуи от Чибита до устья и в долине Катунь от Уймонской котловины до выхода в предгорья.

На определенном этапе деградации оледенения при поступлении в

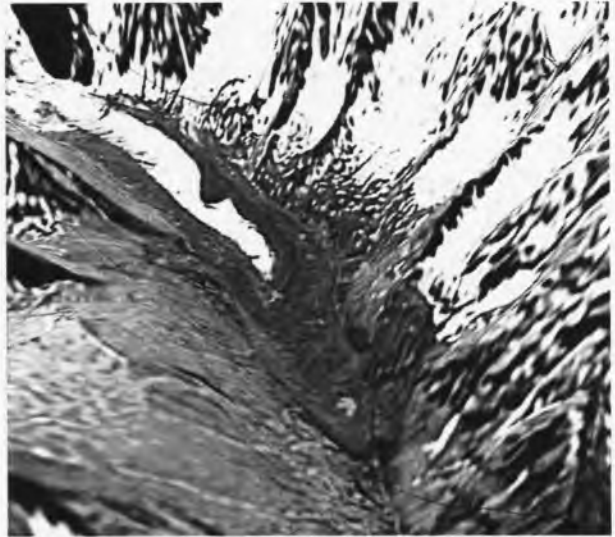


Рис. 100. Моренный пьедестал ледника Братьев Троновых на западном склоне массива Белуха

долину такого объема талых вод, с которым не справлялись ледниковые и подледниковые каналы, потоки талой воды выходили к поверхности и смывали, переотлагали моренный материал в прибортовых понижениях вдоль краев ледника и у его конца. Учитывая закономерное увеличение заморенности на более или менее протяженных приконцевых участках ледникового языка и здесь же максимальные расходы водных потоков, правомерно предположение о формировании первых, наиболее ранних камовых террас и эскеров у окончания среднеледникового ледника в долине Катунь, конкретно – на выходе долины из гор. В соответствии с климатическими флуктуациями колебались и расходы талых вод. По мере отступления ледника перемещалась вверх по долине и зона формирования новых камовых террас, а на освобождающихся от ледника участках долины талые воды перерабатывали отложения основной морены (см. рис. 102), местами размывали отложения камовых террас.

При дальнейшей деградации оледенения и распаде ранее единого ледникового потока на несколько крупных участков в долине Катуня (Чемальский, Эдиганский, Сумультинский, Кадринский и Чуйско-Катунский – до устья долины Бол. Ильгуменя), прохождение паводковых потоков осложнялось возникновением на освободившихся от льда участках долин ледниково-подпрудных проточных озер. Наиболее крупное и долго существовавшее озеро было обусловлено подпрудой мощного Кадринского ледника. Минимальный уровень этого озера восстанавливается по кровле песчаных отложений на абсолютных отметках около 815 м в долине Катуня сразу выше устья р. Бол. Ильгумень, в долинах р. Карасу, Бол. Яломан и в дистальной части камовых террас Яломанского участка.

Требуется объяснения факт отсутствия высоких террас в долине Катуня выше урочища Сок-Ярык и в долине Чуи выше устья р. Айгулака. Ни в одной из палеогеографических публикаций этот вопрос даже не поднимался, а он достоин обсуждения для понимания особенностей развития долин выше Сок-Ярыка и Айгулака. Кажется, что наиболее простым объяснением данной проблемы является уничтожение там камовых террас ледниками позднего неоплейстоцена. Однако, по нашим исследованиям, в долине Чуи ледник оканчивался в урочище Бока. В.В. Бутвиловский протягивает его до урочища Чалкан, но тогда высокие террасы в устьях Эстулы, Айгулака и в урочище Чалкан надо, как мы уже отмечали выше, признать камовыми, а не катафлювиальными. В долину Катуня ниже Уймонской котловины позднелепесточные ледники не

выдвигались, оканчивались в боковых долинах на значительном расстоянии от Катуня (см. разд. VI.2). Приустьевые же моренные толщи оставлены средне-неоплейстоценовыми ледниками, которые не создавали существенных затруднений для речного стока. Только Инегень-Комдожская аккумулятивная моренно-флювиогляциальная толща какое-то время обеспечивала существование проточного озера и накопление песчаных отложений на Верхне-Ингенском участке долины Катуня.

В долине Чуи при сокращении ледникового языка до Айгулака (и может быть, несколько выше) произошло существенное изменение структуры ледника. Причиной этого могла быть его активизация (второе среднелепесточное оледенение?), нарушение целостности ледниковой плотины в районе горы Белькенек и обеспечение стока без выхода воды на поверхность ледника. Слияние на этом участке ледников противоположных склонов, как это было в позднем неоплейстоцене, не способствовало активной экзарации и формированию крупных береговых морен. Не сформировались здесь они и в максимум позднелепесточного оледенения.

Имеющиеся данные о более крупных масштабах среднелепесточного оледенения по сравнению с позднелепесточным, а также отмеченные выше особенности распространения, морфологии и строения высоких камовых террас позволяют предложить для объяснения генезиса последних следующую схему развития сопряженных процессов:

1. Среднелепесточные сложные дендритовые ледники (см. разд. V.3), формировавшиеся в результате

выхода в долины Чуи и Катуня большого числа боковых ледниковых потоков с хребтов, ограничивающих основные долины, продвигались значительно дальше тех пунктов, где оставлены морены максимума позднеплейстоценового оледенения.

2. Наблюдающиеся в Чуйской и Курайской межгорных котловинах волно-прибойные террасы эпохи позднеплейстоценового оледенения показывают, что подобное явление, т.е. образование крупных ледниково-подпрудных водоемов, должно было иметь место и на определенных этапах постмаксимальной эволюции более крупного по масштабу среднеплейстоценового оледенения.

3. Кроме межгорных котловин ледниково-подпрудные озера возникали в незанятых ледниками устьях боковых долин (Иня, Мал. и Бол. Яломан, Карасу и др.), а при сокращении среднеплейстоценовых ледников – и на отдельных участках главных долин из-за подпруживания стока боковыми ледниками. В частности, в долине Катуня проточное глубокое озеро длительное время (судя по количеству слоев в гравийно-песчаных толщах дистальных концов камовых террас – многие сотни лет) существовало на участке от устья Чуи до Бол. Ильгуменя. Его уровень поднимался до отметок не ниже 813–815 м, т.е. на 100–130 м выше поверхности террас, по которым здесь проходит Чуйский тракт.

4. Возникновение и продолжительное существование ледниково-подпрудных озер в магистральных и боковых долинах является следствием того, что подледниковый и внутриледниковый сток из них был весьма огра-

ничен. По мере достижения уровня плотин боковых долин вода из таких озер устремлялась в магистральные долины по поверхности заполнявших их ледников. Этот наледниковый сток дополнялся водами от таяния самих ледников в магистральных долинах и сезонного снега в бассейнах рек. Возникавшие водотоки перемывали и переотлагали обломочный материал поверхностной и боковых морен.

5. Основные долины Алтая были сформированы до начала оледенений, о чем свидетельствуют находки выветрелых ожелезненных галечников верхнего плиоцена в основании плейстоценовых отложений [Ефимцев, 1964]. Эти рыхлые отложения доледниковых долин и составляли основу для формирования береговых морен, позднее преобразованных наледниковыми потоками талых вод в камовые террасы.

6. В зависимости от мощности ледников, выдвигавшихся из боковых долин, и изменений поперечного профиля поверхности льда на крутых поворотах в основной долине наледниковые водотоки отклонялись то к одному, то к другому склону, перемывая поверхностную морену. Наиболее благоприятными участками для аккумуляции этого материала были устья незанятых льдом боковых долин, присклоновые понижения за крутыми поворотами долины и распадки в склонах бортов долин. Здесь накапливались осадки различных транспортирующих агентов: собственного водотока (в устьях долин притоков), временных бурных наледниковых водотоков, склонового смыва и непосредственно ледника. Количественным соотношением отложений этих агентов и определяется характер разреза в каждом конкретном месте.



Рис. 101. Концентрация валунно-глыбового материала на террасах низкого комплекса: а - в долине Чуи, урочище Челкан; б - в долине Катунни ниже пос. Иня (на дальнем плане); в, г - размер отдельных глыб в этих развалах

7. Периодический сброс части воды из ледниково-подпрудных озер, дополнявшийся и усиливавшийся сезонными тальми водами, уже с самого начала деградации оледенения не позволял накапливаться отложениям конечных морен. Они не успевали сформироваться из-за размыва и переотложения материала, крупные обломки погребались в толще галечника вблизи края отступающего ледника. Концентрацией большого количества эрратических валунов и глыб объемом до нескольких десятков кубических метров (см. рис. 101) в долинах Катунни и Чуи фиксированы места кратковременных подвижек или стационарирования концов ледников.

8. Различия в мощности рыхлых отложений в центральной части долины и у ее бортов predetermined были уже самими особенностями формирования толщи: вдоль бортов за от-

ступающим ледником оставались отложения, формировавшиеся по типу камовых террас, а днище долины выстилалось основной мореной и флювиогляциальными отложениями. Это и обусловило вложенность последних. Их формирование носило характер регрессивно нарастающих флювиогляциальных конусов, т.е. напоминало процесс образования долинных зандров. По мере удаления отступающего ледника они все больше нивелировались за счет размыва и переотложения материала рекой, а строение слагающих их осадков усложнялось: в одних местах происходил размыв морены, срезание флювиогляциальных отложений, а в других местах на них накладывался формирующийся аллювий (рис. 102). Выделение этих отложений в самостоятельную толщу (Сальджарская, по Ефимцеву; Чуйская, по Богачкину) может быть лишь условным, так

как по времени образования они, по существу, не отделимы от отложений прибортовых камовых террас

На участках размыва ледниковых и флювиогляциальных отложений поверхность комплекса низких террас представлена преимущественно грубообломочным материалом. В смежных понижениях прежнего рельефа аллювий погребал флювиогляциальные отложения. Характер слоистости аллювия здесь зависит от условий аккумуляции.

На каждом участке долин Чуи и Катуня с высокими террасами можно наблюдать, что валунные галечники верхнего конца высоких террас сменяются вниз по долинам мелкогалечными, гравийно-дресвяными или песчаными отложениями (рис. 103). Иными словами, во всех случаях наблюдается постепенное, хотя и на коротком расстоянии, фаціальное замещение осадков. В вертикальном разрезе толщи близ верхних концов высоких террас гравийно-песчаная фракция участвует лишь в качестве заполнителя валунных галечников. У нижних концов высоких террас в разрезе решительно преобладает уже мелкогалечный или гравийно-песчаный материал. Здесь только в основании разреза вскрываются галечники. Тектурные особенности гравийно-песчаных отложений весьма разнообразны, хотя в общем можно отметить повсеместно наблюдающуюся резкую фаціальную смену осадков по разрезу и измельчение материала от гравия внизу до мелкозернистого песка вверху. Все отмеченное с незначительными отклонениями повторяется на каждом участке и свидетельствует об изолированном формировании наблюдающихся ныне террас в существенно

сходных условиях осадконакопления. Иначе не объяснимы такие закономерности изменения в отложениях террас при переходе от одного участка долины к другому. Но изолированное накопление осадков большой мощности в прибортовых частях долин возможно было только в условиях занятости долины льдом, т.е. как камовых террас.

По наблюдениям в долинах Чуи, Катуня и Бии, морфолитологические признаки камовых террас заключаются в следующем:

1) это наиболее высокие прерывистые аккумулятивные образования, имеющие достаточно ясно выраженную в поперечном профиле форму вала большей или меньшей ширины; при значительной ширине вершина вала уплощена и осложнена термокарстовыми «котлами» глубиной до 15 м;

2) высота камовых террас на каждом участке долины обычно заметно снижается вниз по течению, хотя имеют место и случаи снижения террас в противоположном направлении; при переходе от камовых террас одного участка долины к террасам соседнего участка наблюдается резкое изменение их относительного превышения, т.е. конец камовой террасы одного участка имеет иную, в большинстве случаев меньшую, высоту по сравнению с началом камовой террасы смежного ниже лежащего участка долины, в результате чего камовые террасы образуют по долине своего рода продольные кулисы, особенно выразительные в правобережье Чуи;

3) как правило, склон ледникового контакта камовых террас, обращенный к оси долины, осложнен одним или несколькими узкими приступками, иногда с разнонаправленным падением

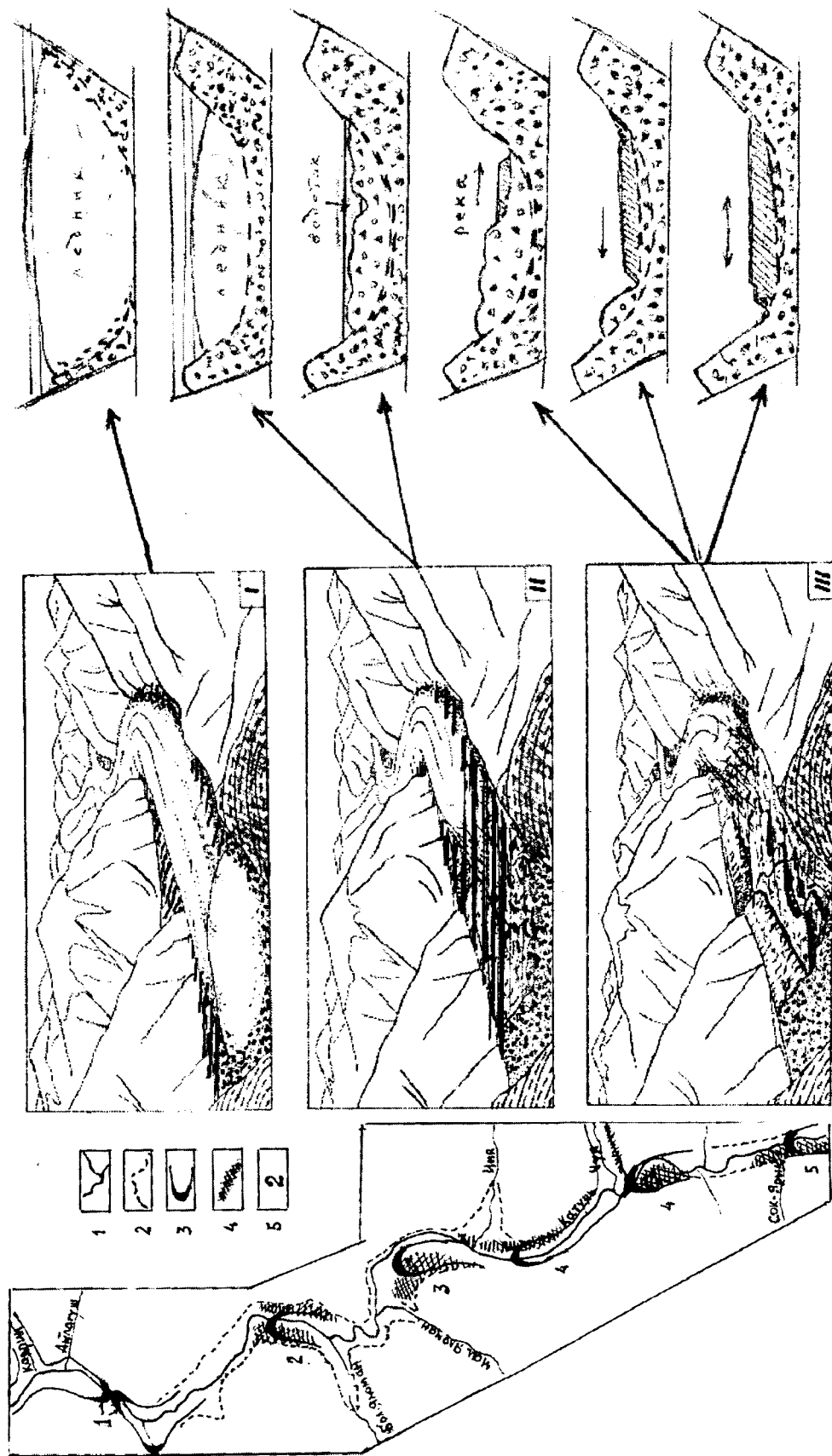


Рис. 102. Схема формирования камовых террас:

слева - участок долины Катуни: 1 - реки; 2 - контуры ледниково-подпрудных озер; 3 - вероятное положение концов деградирующих ледников; 4 - положение камовых террас; 5 - этапы деградации ледника. В центре и справа: I - начало формирования камовой террасы при вдольледниковом стоке талых вод; II - возникновение проточных озер и накопление ленточно-слоистых песчано-гравийных отложений; III - переработка рекой ледниковых и водно-ледниковых отложений после спуска озер и на освобожденных от ледников участках долин

относительной высоты; чаще, однако, эти приступки снижаются и кулисообразно выклиниваются в одном направлении – вниз по течению;

4) вниз по течению рек в камовых террасах прослеживается существенное измельчение осадков (в идеальных случаях, как, например, на участке между Иней и Мал. Яломаном в долине Катунь или между Артыбашем и Кебезенем в долине Бий, – от валунных галечников до разнозернистых песков), сопровождающееся в том же направлении улучшением их сортированности; в некоторых боковых долинах отложения камовых террас замещаются подпрудными озерно-аллювиальными осадками.

Поскольку камовые террасы формируются вдоль краев ледника, прослеживание их распространения в долинах позволяет с достаточной достоверностью реконструировать в этих границах ледниковые языки соответствующей

эпохи. Высота камовых террас не отражает максимальной мощности бывших ледников, а характеризует лишь критический минимум их толщины, еще обеспечивавший накопление отложений каждой конкретной террасы. Следы ледниковой экзарации и эрратические валуны встречаются на бортах долин выше поверхности камовых террас.

Территориальная прерывистость распространения камовых террас вдоль долин и наиболее закономерное повторение особенностей морфологии и строения террас при переходе от одного участка долины к другому отражают, по-видимому, стадийный характер формирования террас и деградации соответствующего ледника. Такое предположение согласуется с представлением об образовании участков концентрации валунов и глыб в отложениях низких террас Чуи и Катунь в результате стадийного сокращения ледников [Окишев, 1976а].

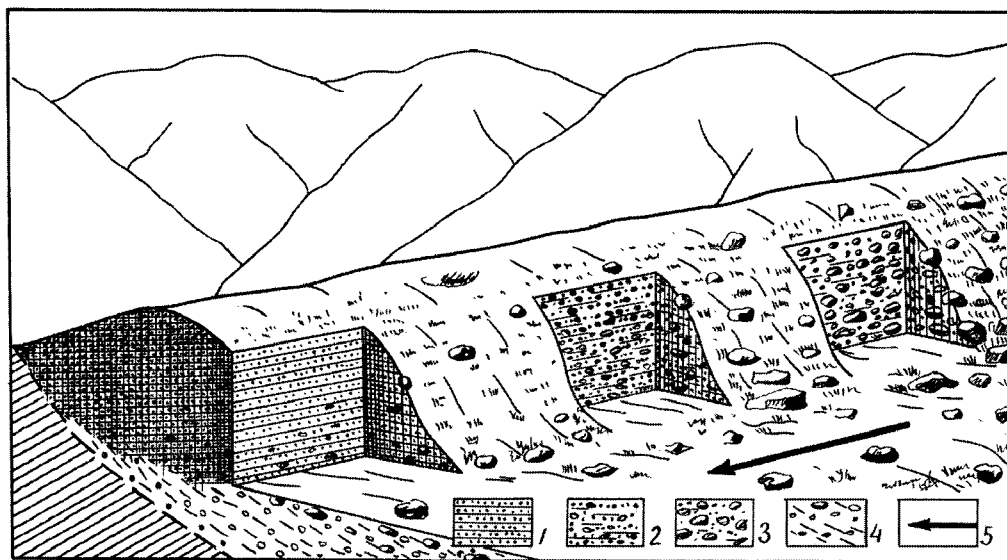


Рис. 103. Схема строения камовой террасы в продольном профиле:

- 1 – гравийно-песчаные яснослоистые отложения; 2 – галечно-гравийные неяснослоистые отложения; 3 – валунно-галечные неяснослоистые отложения; 4 – отложения основной морены; 5 – направление падения долины

IV.3.3. Флювиогляциальные террасы

По существующим определениям, это террасы на склонах долин горных рек, сложенные продуктами размыва и переотложения наносов главным образом конечных морен. Как отмечается в ряде работ [Краткая географическая энциклопедия, 1964; Сафронов, 1964; Шукин, 1960], вверх по долинам каждый ярус флювиогляциальных террас ограничивается определенной, соответствующей ему по возрасту конечной мореной. Так, например, по описанию И.Н. Сафронова (1964), в долине р. Теберды каждая из семи низких террас примыкает к своему конечно-моренному валу и выше его по долине не прослеживается. На Алтае попытки увязать террасы с конечными моренами последнего оледенения предпринимались Л.А. Рагозиным (1942), Л.Н. Ивановским (1953), В.Е. Поповым (1956), Н.А. Ефимцевым (1961), В.В. Запоруевым (1962) и др. Основные выводы этих исследований сводятся к тому, что с эпохой последнего оледенения связано формирование только низких террас. В отдельных случаях прослежена и сопряженность их с конечными моренами, однако того строгого соответствия террас количеству конечных морен, как это отмечено в долине Теберды, на Алтае не установлено. Как за пределами морен максимума поздне-неоплейстоценового оледенения, так и выше по долинам количество террас всегда значительно меньше того количества конечных морен, которые имеют далее вверх по течению [Ивановский, 1967, 1979].

Непосредственно перед фронтом наиболее древней позднео-плейсто-

ценовой морены достаточно четко выражены две надпойменные поверхности, уступы которых кое-где осложнены второстепенными мелкими ступенями. Верхняя надпойменная поверхность сопряжена с дистальным склоном максимальной морены и ею ограничивается. В долинах такая поверхность морфогенетически является II надпойменной террасой, а в межгорных котловинах ею представлены междуречные пространства, местами с остатками денудированного ледниково-аккумулятивного рельефа предшествующего оледенения. У подножия Южно-Чуйского хребта в Чуйской котловине пологосклонные моренные холмы и гряды («хвосты» средне-неоплейстоценового оледенения) уходят под крутой дистальный склон поздне-неоплейстоценовых морен Елангаша, Ирбисту, Кокузека, Тархатты и обуславливают фестончатость края этих морен: понижениям подстилающей поверхности соответствуют лопастевидные выступы, разделяющиеся узкими «заливами» в морене на месте холмов и гряд.

Вдоль уступов на II надпойменной поверхности полосой неравномерной ширины прослеживается система ветвящихся сухих русел, начинающихся от выхода рек из пределов поздне-неоплейстоценового оледенения. Далее в глубь междуречий эта поверхность не имеет русловых форм даже в непосредственной близости от фронта морен. При рассмотрении основных морен мы уже отмечали, что по Тархатте, Кокузеку и Ирбисту в уступах II надпойменной поверхности под 2–3-метровым слоем промытого валунного галечника обнажаются отложения средне-нео-плейстоценовой основной морены. Такое строение характерно как для

участков с системой сухих русел, так и для пространств вне их. Совокупность отмеченных особенностей свидетельствует о том, что вторая надпойменная поверхность в основном была сформирована до позднеоплейстоценового оледенения, морены последнего надвинуты на нее. Влияние талых вод позднеоплейстоценового оледенения проявилось лишь в частичном преобразовании второй надпойменной поверхности, т.е. ее эрозионном расчленении.

Этот вывод подтверждается и изучением обломочного материала. В морене Ирбисту (рис. 104) субпараллельно современному речному врезу выработана широкая эрозионная ложбина, прорезающая вал позднеоплейстоценового максимума и продолжающаяся далее в отложениях второй надпойменной поверхности. Сравнительный анализ размера валунов и гальки на дне этой эрозионной ложбины, на участках мелкоструйчатого рельефа, в современной долине и в отложениях, образующих вторую надпойменную поверхность, показал, что лишь на расстоянии первых сотен метров от фронта морены в эрозионных формах можно встретить валуны крупнее тех, которые на таком же расстоянии входят в состав отложений второй надпойменной поверхности.

Валунный галечник, перекрывающий основную морену за пределами позднеоплейстоценового оледенения у подножия Южно-Чуйского хребта, накапливался, вероятнее всего, вслед за сокращением края среднеоплейстоценовых ледников. Связывать его образование с позднеоплейстоценовым оледенением нет никаких оснований.

Подобная картина наблюдается и в Курайской котловине. От фронта позднеоплейстоценовой морены ледника Тете к северу простирается пологонаклонная поверхность с описанным уже выше грядовым рельефом. Она является второй надпойменной по отношению к одноименной речке. Дистальный склон морены Тете сопровождается пологим переходным шлейфом в 200–300 м ширины, образовавшимся в результате волновой деятельности обширного ледниково-подпрудного озера, но не деятельности талых ледниковых вод.

Со второй надпойменной террасой сопряжены также морены максимума

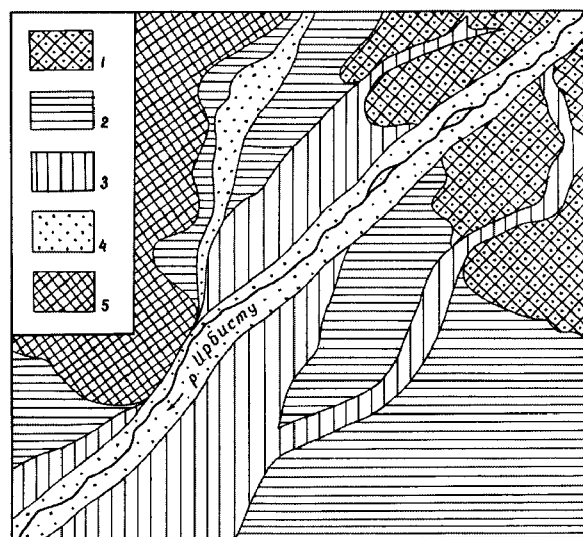


Рис. 104. Геоморфологическая схема участка долины Ирбисту на выходе реки за пределы морен позднеоплейстоценового оледенения:

1 - моренный рельеф максимума позднеоплейстоценового оледенения; 2 - вторая надпойменная (18–20 м) поверхность, образующая междуречные пространства перед фронтом позднеоплейстоценовых морен у подножия Южно-Чуйского хребта; 3 - первая надпойменная (10–12 м) терраса р. Ирбисту; 4 - пойма (высокая и низкая); 5 - коренные склоны

поздненеоплейстоценовых ледников, оканчивавшихся еще в долинах, не выходявших к подножию гор. Как и в межгорных котловинах, формирование отложений этой террасы предшествовало поздненеоплейстоценовому

продолжением которой в правобережье Мульты является Акчанский участок с грядовым ледниковым микрорельефом. Опускание сюда, до отметок 900 м над ур. м., поздненеоплейстоценовых ледников маловероятно, ибо для этого



Рис. 105. Дистальный склон поздненеоплейстоценовой морены и поверхность сопряженной с ней террасы в долине Дуругсу

оледенению. Правда, отсутствие данных по абсолютному возрасту террас в долинах Горного Алтая существенно осложняет решение ряда палеогляциологических проблем, в том числе и соотношение террас с эволюцией оледенения. Поэтому для аргументации высказанных положений воспользуемся геоморфологическим анализом.

Возьмем, к примеру, долину Мульты, правого притока р. Катуня. Здесь от мощной конечной морены ниже пос. Маральник до устья, на протяжении 8 км река сопровождается двумя надпойменными террасами. Верхняя, т.е. II терраса высотой 12–15 м по выходе в Уймонскую котловину быстро расширяется, особенно в левобережье. У пос. Мульта ее прежде достаточно ровная поверхность становится поперечно-грядовой, а еще далее сочетание гряд образует в плане две обширные лопасти описанной выше ребристой морены. Таким образом, генетически – это единая, одноуровневая поверхность,

необходимо было снижение снеговой границы на 1300 м. Трудно объяснить и большую удаленность этих полей ребристой морены от ближайших несомненно поздненеоплейстоценовых конечных морен в долинах (по Мультинской 8 км, по Акчанской 13 км), если бы это были образования одной ледниковой эпохи. В то же время обнажения валунного галечника в уступе II террасы, литологически однотипного на всем протяжении от устья Мульты до поздненеоплейстоценовой морены ниже Маральника, служат подтверждением одновозрастности отложений, сформированных до поздненеоплейстоценового оледенения.

Необходимо отметить, что не только близ устьев Мульты и Акчана дно Уймонской котловины представлено 12–15-метровой поверхностью. Она образует также большую часть дна Уймонской котловины и лишь у подножия Теректинского хребта несколько приподнята.

С этой поверхностью, являющейся второй надпойменной для р. Катуня в пределах Уймонской котловины, связаны охарактеризованные выше озы. Единство уровней обширных пространств дна котловины отражает общность условий его формирования и служит достаточным доказательством одновозрастности этой поверхности. Но заполнение котловины льдом возможно было только при депрессии снеговой линии не менее 1300 м, что намного превышает расчетные значения депрессии снеговой линии в эпоху позднеплейстоценового оледенения этого района (800–850 м). Учитывая величину депрессии снеговой линии, необходимую для вторжения ледников в котловину, степень сохранности гляцигенного рельефа в ней и морфологию приустьевых участков долин горного обрамления котловины, мы считаем, что Уймонский ледом существовал лишь в среднечетвертичное время и II надпойменная терраса Мульты соответствует периоду деградации среднеледниковой эпохи.

Продолжением II террасы Катуня являются вторые надпойменные террасы в долинах Акчана и Курагана. По Акчану эта терраса не доходит до позднеплейстоценовой морены, обрывается в 1,5–2 км от нее, по-видимому, вследствие размыва тальными водами в очень узкой долине. По Курагану II надпойменная терраса, так же как и в долине Мульты, подходит к дистальному склону позднеплейстоценовой конечной морены. Таким образом, в долинах Акчана и Курагана формирование отложений террас, ограниченных конечными моренами, тоже предшествовало позднеплейстоценовому оледенению. С дегляциацией

последнего связано лишь образование I надпойменной террасы и уступа II террасы.

Примеры, показывающие несоответствие времени формирования морены максимума позднеплейстоценового оледенения и отложений сопряженной с ней террасы, можно привести и по другим районам Алтая.

По Н.А. Ефимцеву (1961), в долинах восточного склона Шапшальского хребта на десятки километров от фронта морен последнего оледенения тянутся соответствующие им по возрасту флювиогляциальные террасы, сложенные галечником с валунами до 3–4 м в поперечнике. На помещенной в его работе фиг. 43 [Ефимцев, 1961, с. 77] показан «участок смыкания флювиогляциальной террасы с конечной мореной последнего оледенения южнее оз. Кара-Холь, в верховьях Алаша», который, по мнению Н.А. Ефимцева, иллюстрирует переход конечной морены в соответствующую этому оледенению флювиогляциальную террасу. На аэрофотоснимке того же участка вполне отчетливо видно, что позднеплейстоценовая морена Алашского ледника надвинута на продолжающуюся ниже по долине террасу, имеющую здесь высоту 50 м. Почти по всей ширине долины фестончатый край морены не испытал воздействия эрозионных процессов, сохранил свою первичную форму. Только у левобережного склона долины морена прорвана рекой и за пределами морены эрозионный врез продолжается в отложениях террасы. Сохранность первичной формы фронта морены не дает никаких оснований для предположения о блуждании мощного водотока, с которым можно было бы связать накопление валунодержав

щих отложений сопряженной с морской террасы.

На этой террасе по диагонали к направлению долины выработано сухое ныне русло, являющееся висячим по отношению к современному речному врезу. Прекращение стока по висячему руслу обусловлено загромождением его мореной позднеплейстоценового ледника, что прекрасно видно на аэроснимке. Наличие этого обсохшего русла, уходящего под морену, является еще одним доказательством наложенности морены на террасу, сформированную до продвижения сюда ледника, а разница высот дна сухого и современного русла, составляющая около 20 м, отражает величину вреза со времени максимума позднеплейстоценового оледенения.

Долина Алаша, таким образом, служит одним из ярких примеров того, что отложения террас, сопряженных с мореной максимума позднего неоплейстоцена, формировались не за счет размыва этой морены. Нельзя также предположить, что для образования террасы материал поставлялся с отступающего ледника, потому что от проксимального склона морены начинается котловина оз. Кара-Холь, которая могла пропускать только взвешенный материал, но отнюдь не валуны и глыбы, которыми нашпигованы отложения террасы.

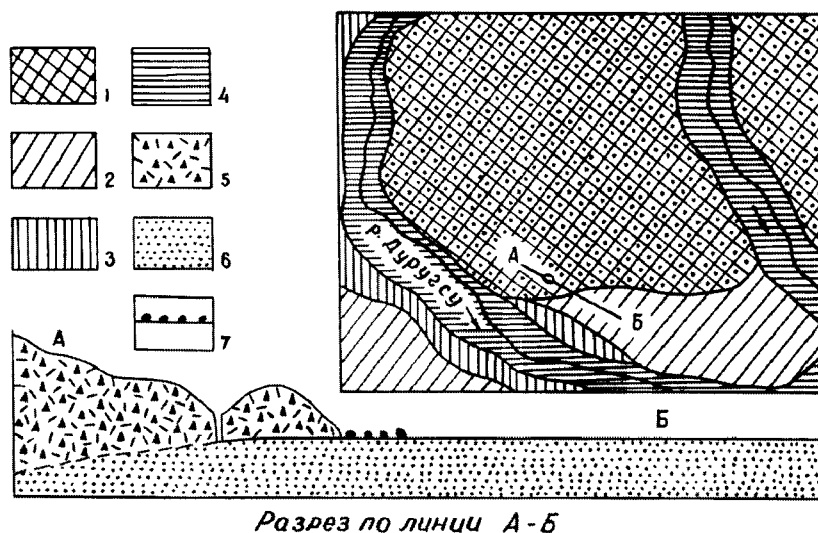
Конечно, этот принципиально важный вопрос о соотношении террасовых и моренных отложений, а следовательно, и условиях формирования флювиогляциальных террас с наибольшей убедительностью решался бы при изучении разрезов отложений на контакте террасы и морены. К сожалению, ни в рассмотренных случаях, ни

в других местах нет соответствующих обнажений. С целью выяснения времени накопления озерно-аллювиальных песков, слагающих террасы в долине Дуругсу (левый приток Могун-Бурени в Джулукульской котловине) за фронтом позднеплейстоценовой морены, нами был заложен на морене шурф в 50 м от подножия ее крутого дистального склона. На глубине 2,5 м под мореной были вскрыты эти пески. Дальше от фронтального склона морены даже в глубоких эрозионных врезам песчаный горизонт обнаружить не удалось. Можно думать, что там песчаные отложения уничтожены ледником, т.е. экзарационная деятельность наступавшего ледника распространялась почти вплоть до конца ледникового языка. Но может быть, что в тех местах ко времени вторжения ледника песчаные отложения уже были размывы. В данном случае, однако, нас больше интересует время накопления отложений внеледниковой террасы, стратиграфическое соотношение которых с ледниковыми отложениями однозначно свидетельствует о наложенности морены на озерно-аллювиальные пески. На поверхности сложенной ими террасы только у склона морены (рис. 105) встречаются валуны, вероятнее всего, скатившиеся с ледника или морены. В сухих эрозионных ложбинах и долинах современных водотоков за пределами морены валунные отложения прослеживаются не далее 200–300 м от края бывшего ледника. Интересно, что и здесь сопряженная с мореной максимума позднеплейстоценового оледенения терраса является II надпойменной (рис. 106).

Все рассмотренные примеры с достаточной очевидностью иллюстри-

Рис. 106. Соотношение позднеплейстоценовой морены и террас в долине Дуругсу:

1 - морена; 2 - II надпойменная терраса; 3 - I надпойменная терраса; 4 - пойма; 5 - ледниковые отложения; 6 - озерно-аллювиальные отложения; 7 - валуны



Разрез по линии А-Б

ругот неправомерность отнесения к позднему неоплейстоцену отложений террас, ограниченных наиболее древними позднеплейстоценовыми конечными моренами. Такой вывод напрашивается даже и без анализа возраста террас, по морфологическому взаимоотношению последних с моренами. Везде, где наблюдается сопряженность террас с фронтом морен, бросается в глаза соответствие плановых границ врезов в морене и в террасе, а площадка террасы контактирует непосредственно с крутым нерасчлененным дистальным склоном на всем остальном протяжении фронта конечной морены. Именно этот резкий переход от поверхности террасы к дистальному склону морены исключает фациальное замещение моренных отложений отложениями террасы и, следовательно, исключает и скольконибудь существенное значение этого ледника в формировании предморенной террасы.

В узких долинах нередко конечные морены отсутствуют, бывшее положение края ледника не маркировано в релье-

фе и ориентировочно устанавливается вблизи нижнего конца береговых морен. Отсутствие конечных морен обычно объясняют последующим размывом их тальми водами, что чаще всего не соответствует действительности: они и не были сформированы, вероятнее всего, из-за быстрой смены наступания ледника его сокращением. Об этом можно судить по постепенному снижению и выклиниванию береговых морен. В случае размыва конечной морены край береговых морен обрывался бы резко, уступом. Отсутствие конечных морен не может, таким образом, служить достаточным аргументом для обоснования времени и условий формирования флювиогляциальных террас. При анализе ледниково-аккумулятивных образований стадии XVII-XIX вв. по резкой смене степени задернованности поверхности и возраста древесной растительности сразу обнаруживается разновозрастность отложений на месте бывшего окончания ледника и примыкающей террасы.

Изложенный фактический материал, таким образом, не подтверждает

существующее представление [Шукин, 1960; и др.] о формировании террас, сопряженных с конечными моренами, за счет размыва последних в процессе деградации ледников.

Как было показано на примере Алтая и Западной Тувы, основная часть отложений верхней предморенной террасы сформирована до позднеоценового оледенения. Это в большей или меньшей степени переработанные реками ледниковые отложения эпохи сокращения среднеоценового оледенения.

В пределы позднеоценового оледенения из внеледниковой зоны прослеживается или одна морфологически простая I надпойменная терраса, или терраса с серией мелких выклинивающихся приступков незначительной ширины, отражающих, по-видимому, миграцию русла в процессе вреза. В долинах с современным оледенением эта терраса ограничивается восьмой от ледника стадийной конечной мореной, а в безледниковых долинах – второй или третьей постмаксимальной мореной.

На участках между стадийными конечными моренами встречается до двух надпойменных террас, отражающих локальные особенности аккумулятивно-эрозионного процесса. Каких-либо общих закономерностей здесь установить не удалось. Можно только отметить, что по геоморфологическому взаимоотношению и ландшафтными признаками на каждом таком участке накопление отложений верхней террасы предшествовало времени образования ограничивающей ее выше по течению морены, а при движении вверх по долине такая терраса каждого последующего участка моложе, чем на

предыдущем. Суммируя изложенное, можно отметить, что:

- необходимо различать флювиогляциальные отложения дистальные, накапливающиеся трансгрессивно по типу зандров за пределами края бывшего ледника, и флювиогляциальные отложения проксимальные, выстилающие бывшее ледниковое ложе в результате переработки тальми водами материала основной морены, остающегося вслед за отступающим ледником (рис. 107). Дистальные флювиогляциальные отложения поэтому характеризуются признаками, присущими зандрам. Проксимальные флювиогляциальные отложения отличаются более грубым составом материала, несортированностью, спорадическим включением крупных валунов, глыб, отсутствием слоистости или ее неясной выраженностью. По сравнению с донной мореной их верхний горизонт существенно промыт, почти не содержит алевропелитовой фракции. В ледниковых долинах Алтая более широкое распространение имеют проксимальные флювиогляциальные отложения, в которых и выработаны низкие террасы;

- распространение этих отложений соответствует размерам бывших ледников, что необходимо учитывать особо при реконструкции допозднеоценового оледенения. Изучение проксимальных флювиогляциальных отложений имеет не только чисто палеогляциологическое, но и геологическое значение, в частности, в случае недостаточного палеонтологического и радиологического обоснования стратиграфии четвертичных отложений;

- высота проксимальных флювиогляциальных террас в долинах за пределами позднеоценового

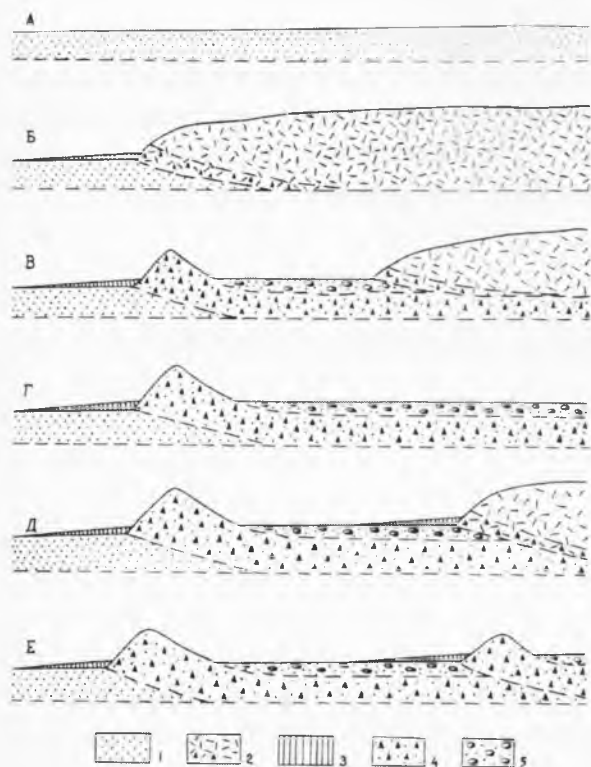


Рис. 107. Схема формирования дистальных и проксимальных флювиогляциальных отложений:

1 - доледниковые аллювиальные отложения; 2 - ледник; 3 - дистальные флювиогляциальные отложения; 4 - отложенная морена; 5 - проксимальные флювиогляциальные отложения. А, Б, В, Г, Д, Е - этапы морфолитогенеза, связанные с динамикой ледника

оледенения показывает, что глубина эрозионного вреза с эпохи деградации средненеоплейстоценовых ледников составляет в среднем не более 50–60 м. Представление некоторых исследователей о большом (в несколько сот метров) межледниковом эрозионном врезе не подтверждается.

IV.3.4. Маргинальные каналы

Под такими понимаются узкие долинки, ложбины на склонах бортов долин глубиной до первых десятков метров, выработанные тальми водами вдоль края ледникового языка в его приконцевой части. Об этом свидетельствует крутое падение продольного профиля долинки от проксимального ее конца к дистальному.

Само наличие маргинальных каналов однозначно указывает на бывшее заполнение данного участка долины ледником до высоты не менее высоты того борта канала, которым он отделяется от главной долины. Крутое падение дистального конца маргинального



Рис. 108. Маргинальный канал на правом борту долины Чуи на 200 м выше уреза реки: слева - фрагмент аэроснимка, канал показан стрелкой; справа - фотография нижнего конца этого канала (показано стрелкой)

канала, вероятнее всего, указывает на бывшее положение конца ледника, где поток талых вод свободно распластался на дне долины или уходил под ледник. При допущении, что водоток здесь снова уходил под ледник и стекал

в подледных условиях, на дне долины должен был сформироваться узкий и глубокий врез, как, например, вдоль р. Чуи ниже устья р. Маашея, а таковых не обнаружено (рис. 108).

V. РЕКОНСТРУКЦИЯ ДОПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

К настоящему времени существует несколько палеогляциологических схем как для горной страны в целом [Шукина, 1960; Раковец, Шмидт, 1963; Щербакова, 1974], так и для отдельных ее частей [Кузьмин, 1929; Сперанский, 1937; Ефимцев, 1961; Девяткин, 1965]. Различия взглядов исследователей о количестве и времени ледников, характере и размерах древних ледников одной и той же территории свидетельствуют о существенной сложности решения проблемы былого оледенения и недостаточной его изученности. Трудность решения вопросов древнего оледенения не только Алтая, но и вообще горных стран связана с недостаточной разработанностью критериев диагностики генезиса ряда геолого-геоморфологических объектов, с существенными различиями самих гляциальных образований в зависимости от особенностей условий их формирования, продолжительности и степени последующего воздействия на них других экзогенных процессов и, наконец, с недостаточностью данных для обоснования возраста рельефа и отложений.

V.1. О выделении позднеплиоценового и ранненеоплейстоценового оледенений

Первое высказывание о проявлении на Алтае оледенения в эпоху, сопоставимую с гюнцем в Альпах, принадлежит А.М. Кузьмину (1929). Такой вывод был сделан им на основании водораздельного положения красно-бурой валунно-щебнистой глины и эрратических валунов к северу и северо-востоку от Телецкого озера. А.М. Кузьмин полагал, что в позднем плиоцене существовало слаборасчлененное Бие-Абаканское плато, по которому с Албасского нагорья из бассейна р. Бол. Абакан сюда распространялся покровный ледник.

Последующими исследованиями Б.Ф. Петрова (1939) и Е.Н. Шукиной (1960) было установлено, что красно-бурые щебнистые глины здесь действительно являются третичными образованиями, только не ледниковыми, а элювиально-делювиальными. Упомянутое А.М. Кузьминым присутствие эрратических валунов на водоразделах рек Тулой – Тондошка и Тондош-

ка – Айна не нашло подтверждения при крупномасштабном геологическом картировании района. Бесспорно, моренные отложения с валунами интрузивных пород из бассейна р. Камги, наблюдающиеся в верховьях долин Байгола, Сайту, Бийки, Клыка и Чуйки, в той или иной мере выражены в рельефе. По степени сохранности элементов моренной поверхности эти образования имеют значительно более древний облик в сравнении с позднеплейстоценовыми моренами в верховьях р. Камги, но относить их к оледенению раньше среднего неоплейстоцена все же нет оснований. Каких-либо данных более древнего оледенения здесь пока не обнаружено.

В качестве геоморфологического признака раннеплейстоценового оледенения А.М. Кузьмин (1929) указывает 100–110-метровую террасу Бии, прослеживающуюся почти непрерывно по правобережью между селами Артыбаш и Кебезень и отдельными фрагментами по левобережью на этом же участке. Далее вниз по долине следами этого оледенения он считает галечник у с. Ажинка и эрратические валуны в террасовых отложениях под урезом реки в районе г. Бийска.

Верхняя (100–110-метровая) терраса р. Бии на участке от западного конца Телецкого озера до с. Кебезень характеризуется более или менее отчетливо выраженным валообразным поперечным профилем поверхности, подобно высоким террасам Чуи и Катуня. В районе с. Артыбаш поверхность террасы осложнена беспорядочно расположенными холмами, грядами, изометричными западинками. На поверхности и в уступе террасы здесь много различных по размеру и составу валунов, которые по-

степенно исчезают в сторону тыльного шва. Терраса очень слабо обнажена. По редким промоинам в уступе можно видеть, что она сложена валунным галечником в верхней (по долине) половине. Вниз по долине обломочный материал измельчается, и у с. Кебезень в террасе уже преобладают песчано-гравийные осадки. По отмеченным особенностям морфологии и строения складывается вполне определенное впечатление об идентичности генезиса этой террасы с высокими террасами Чуи и Катуня.

Восточнее с. Артыбаш, на широтном отрезке Телецкого озера в устьевых участках долин по южному берегу озера, рыхлые отложения до относительной высоты 250–300 м над дном долин представлены галечниками с эрратическими валунами, а выше замещаются местным обломочным материалом. В долинах северного берега эрратические валуны прослеживаются до водораздела и даже за водоразделом в долинах левобережных притоков Байгола.

Ниже с. Кебезень в морфологии долины Бии верхняя терраса уже не обнаруживается, хотя валуны и галька на склонах до той же высоты встречаются вплоть до устья р. Тулоя. Морфологическое сходство рассмотренной террасы Бии и высоких террас Чуи и Катуня подтверждает наш вывод о генезисе последних как камовых. Действительно, если в долинах Чуи и Катуня транспортировку эрратических валунов и глыб еще пытаются объяснить аллювиальными [Попов, 1954; Ефимцев, 1964] или селевыми [Рагозин, 1942; Сладкопевцев, 1973; Барышников, 1992] процессами, то для долины Бии ни то, ни другое не приемлемо при учете времени возникновения лежащего в ее истоках Телецкого озера [Разрез..., 1978].

Материалов для обоснования возраста верхней террасы Бии между Артыбашем и Кебезенем не имеется. Можно только констатировать, что здесь это наиболее древняя аккумулятивная терраса. Непосредственной связи ее с верхней (бийской) террасой в нижней части долины Бии не установлено, но можно полагать, что они одновозрастны. Такое допущение оправдано их геоморфологическим положением в долине – они образуют верхний террасовый уровень. Бийская терраса, представленная отложениями монастырской и большереченской свит, датируется, по О.М. Адаменко (1974), средним неоплейстоценом (от эпохи тобольского межледниковья до начала самаровского оледенения – монастырская свита, а позднее, вплоть до тазовского оледенения – большереченская свита). Средним неоплейстоценом ограничивает формирование бийской террасы и С.А. Архипов (1973).

Представление о большом (покровном) оледенении Алтая уже в неогене (гюнц) поддерживал Л.А. Рагозин (1942). Эта мысль была высказана им на основании находки в валунодержущих отложениях высокой террасы Катуня растительных остатков верхнемезозойского или третичного (по заключению П.А. Никитина) возраста. Позднее Л.А. Рагозин (1948) признал вероятность переотложения обнаруженных им растительных остатков, но от идеи неогенового оледенения не отказался. Миндельское оледенение Л.А. Рагозин выделяет на основании описанных А.С. Егоровым (1937) и Б.Ф. Сперанским (1937) широких неглубоких долинообразных понижений, ориентировка которых не совпадает с направлением современной ги-

дрографической сети. Ошибочность предположения Б.Ф. Сперанского о ледниковом происхождении предгорных долинообразных понижений и восточном стоке пра-Чуи убедительно показана Е.В. Девяткиным (1965).

Е.Н. Щукина (1960) наиболее древним на Алтае считала ранне-неоплейстоценовое (башкаусское) оледенение, за отложения которого в разрезах по долинам Чагана, Кубадру, Сарыачека и Кысхыштубека ею принимались желтовато-бурые валунные галечники. Как эоплейстоценовая «древняя морена Кубадру» эта толща выделяется в стратиграфической схеме Г.Ф. Лунгерсгаузена и О.А. Раковец (1961). Против отнесения желтовато-бурых валунных галечников бассейна р. Кубадру к ледниковым отложениям выступал Н.А. Ефимцев (1961). Учитывая хорошую окатанность галек и валунов, уменьшение размеров последних вниз по течению, наличие в толще линз песчаного и гравийно-мелкогалечного материала, он решительно настаивал на аллювиальном генезисе этих отложений. Мнение Н.А. Ефимцева об аллювиальном генезисе желтовато-бурых валунно-галечных отложений в долинах Кубадру, Кысхыштубека и Сарыачека поддерживают Е.В. Девяткин (1963) и И.Г. Лискун (1963). Бурые галечники в обнажении по левобережью р. Чагана, рассматривавшиеся Е.Н. Щукиной (1960) как флювиогляциальные отложения эпохи башкаусского оледенения, Е.В. Девяткиным отнесены к аллювиально-пролювиальным. Он отмечает [Девяткин, 1965, с. 90], что в сравнении с залегающими выше в этом же обнажении плейстоценовыми водно-ледниковыми отложениями «галечники башкаусской свиты менее

крупны, в общей массе лучше окатаны, обладают определенной ориентировкой, характерной для аллювиальных толщ, достаточно промыты..., ожелезнены».

Не соглашаясь с Е.Н. Щукиной о водно-ледниковом генезисе бурых галечников в чаганском разрезе, Е.В. Девяткин тем самым исключает вероятность большого эоплейстоценового (ранненеоплейстоценового) оледенения, размеры которого приближались бы к размерам более поздних неоплейстоценовых оледенений, хотя в принципе появление горных ледников не отрицает.

В том же чаганском разрезе ранненеоплейстоценовое оледенение меньших масштабов в сравнении со средне- и позднеоплейстоценовым оледенением выделяют А.А. Свиточ и В.С. Хорев (1975). По их описанию, здесь в нижней части ледниковой толщи, на неровном основании башкаусских галечников, лежит маломощный (0–5 м) базальный горизонт морены, отнесенный Е.Н. Щукиной (1960) к катунскому оледенению, и по датировке термoluminesцентным методом имеющий возраст 476 ± 51 тыс. лет (МГУ КТЛ-40).

V.2. Обзор и анализ данных о среднеоплейстоценовом оледенении

По мнению большинства исследователей, максимальным на Алтае было среднеоплейстоценовое оледенение. Реконструкция его размеров и морфологии встречает большие затруднения. В области высокогорья его следы почти полностью уничтожены деятельностью позднеоплейстоценовых ледников и склоновых процессов, а за пределами позднеоплейстоценового оледенения

отложения среднеоплейстоценовых ледников претерпели длительное воздействие тех или иных экзогенных факторов, частью уничтоживших, частью преобразовавших характерные признаки гляциального ландшафта. В результате этого более или менее выраженные в рельефе экзарационные и аккумулятивные формы сохранились весьма фрагментарно, на большом расстоянии друг от друга. По мере удаления от границ позднеоплейстоценовых ледников к периферии среднеоплейстоценового оледенения степень сохранности следов ледниковой деятельности существенно ухудшается, что является также и отражением все убывающей в этом направлении продолжительности развития гляциальных процессов и, напротив, увеличивающейся продолжительности послеледникового экзогенного преобразования гляцигенного рельефа и отложений. Кроме того, при диагностике ледниковых отложений исследователи принимают за эталон их литологических особенностей прежде всего отложения выраженных в рельефе морен (конечных или береговых) голоценовых или позднеоплейстоценовых ледников. Этот в принципе верный актуалистический метод не может, однако, применяться без учета различия масштаба ледниковых явлений и той исходной поверхности, на которой они развивались.

Хотя высокие горные цепи, разделяющие их впадины и основные долины были сформированы еще в доледниковое время (см. разд. I.2) [Адаменко, Девяткин, Стрелков, 1969], степень и характер расчленения хребтов, несомненно, были иными в сравнении с современными. Общеизвестно, что типичный для высокогорий альпийский

рельеф является следствием деятельности ледников и сопряженных с ними нивальных процессов. Ранненеоплейстоценовое оледенение, уступавшее по размерам не только средненеоплейстоценовому, но и позднеоплейстоценовому [Разрез..., 1978], охватывало, по-видимому, лишь наиболее высокоподнятые массивы. Следовавшее за ним максимальное средненеоплейстоценовое оледенение не ограничивалось заполнением уже созданных цирков и трогов, а широко распространялось в долины и на междуречные пространства, не испытывавшие еще воздействия ледников.

По мере заполнения льдом каров и трогов и одновременного увеличения снежно-фирнового покрова на междуречьях (в связи со снижением снеговой границы) площадь крутых бесснежных склонов, поставлявших на ледники крупный обломочный материал, сокращалась. Но в долинах наступавшими ледниками ассимилировались аллювиальные и пролювиальные отложения, в результате чего морена постепенно все более обогащалась окатанным материалом. Поэтому морены средненеоплейстоценовых ледников отличаются большим содержанием хорошо окатанных выветрелых обломков мелковалунно-галечной размерности (ассимилированный аллювий) и незначительным включением крупных валунов и глыб. Лишь ниже участков долин с крутыми высокими склонами, например в урочище Сок-Ярык, ниже пос. Иня, выше устья Куюса (все в долине Катуня), ниже устья Каракудюра в долине Башкауса или в урочище Челкан в долине Чуи, валунно-глыбовый материал составляет до половины объема ледниковых отложений.

В границах позднеоплейстоценового оледенения средненеоплейстоценовая морена или не сохранилась (что более вероятно), или погребена под более молодыми ледниковыми и еще не вскрыта слабо врезанными водотоками. Во всяком случае обнажений средненеоплейстоценовой морены, подстилающей верхненеоплейстоценовую, известно очень мало, притом почти все они приурочены не к трогам, а к краевым частям межгорных впадин, где экзарация ледников резко ослабевала (последнее подтверждается сохранностью здесь и доледниковых аллювиально-пролювиальных отложений). Это широко известные разрезы в устье р. Чагана (юго-западная окраина Чуйской котловины) и в низовьях р. Кубадру (Улаганская котловина). М.С. Калецкой (1948), Е.Н. Шукиной (1960) и Е.В. Девяткиным (1965) две морены, разделенные толщей галечников и песков, отмечены в верховьях р. Чулышмана при выходе ее из Джулукульской котловины. В джасаторской части Самахинской котловины средненеоплейстоценовая морена, отделенная водно-ледниковыми отложениями от перекрывающей их верхненеоплейстоценовой морены, описана Е.В. Девяткиным (1965).

Средненеоплейстоценовая морена в пределах границ позднеоплейстоценовых ледников по гранулометрическому составу практически не отличается от морен последних, что вполне объяснимо соизмеримостью отложивших их ледников и сходных условий заснеженности склонов на этом этапе их эволюции. Различие сохраняется только в значительном содержании в средненеоплейстоценовой морене выветрелых окатанных обломков, не ха-

рактрных для верхнелеплетстоце-
новой морены.

По исследованиям в Западной Туве и восточной части Горного Алтая Н.А. Ефимцев (1961) пришел к выводу, что на этой территории максимальным было не среднеплетстоценовое, а позднелеплетстоценовое оледенение. В то же время в отдельных долинах, например р. Талайты, он [Ефимцев, 1961, с. 64] отмечает по периферии бугристо-грядовых морен сильно денудированные ледниковые отложения, позволяющие «предполагать существование более раннего этапа проявления оледенения». В Западной Туве Н.А. Ефимцев в основном верно показал границы позднелеплетстоценового оледенения. Но в бассейне Чулышмана (Восточный Алтай) он совершенно необоснованно к позднему плетстоцену отнес моренный рельеф в истоках Бии, получив в результате длину Чулышманского ледника в 280 км.

Аналогичных представлений о размерах позднелеплетстоценового оледенения в бассейне Чулышмана придерживается Е.М. Щербакова (1974). Между тем ниже устья Чульчи в долине Чулышмана нет тех очевидных признаков оледенения, которые прослеживаются выше по течению. Эти резкие различия в морфологии долины Чулышмана отмечает и Н.А. Ефимцев (1961, с. 131), указывая, что «ниже устья Чульчи долина расширяется и носит черты эрозионной долины».

Реконструкция Чулышманского позднелеплетстоценового ледника, продвигавшегося через ванну Телецкого озера до истоков Бии, не подтверждается и возрастом отложений на побе-

режье озера: для морены, венчающей разрез в террасе Беле, получена термолюминесцентная датировка 320 тыс. лет [Разрез..., 1978]. Более молодых ледниковых или водно-ледниковых отложений, которые можно было бы связать с позднелеплетстоценовым Чулышманским ледником, по берегам Телецкого озера нет.

Неверный вывод о максимальных размерах позднелеплетстоценового оледенения Н.А. Ефимцев сделал потому, что не учел, с одной стороны, возможной сохранности среднеплетстоценового ледниково-аккумулятивного рельефа при благоприятных условиях (в котловинах и на уплощенных водоразделах) и, с другой – полного преобразования его, уничтожения в долинах. С последним связано преувеличение им распространения позднелеплетстоценовых флювиогляциальных валунных галечников за пределами конечных морен максимума этого оледенения. Выше нами уже было отмечено, что с дистальной стороны морен максимума той или иной ледниковой эпохи не могут формироваться многометровые валунодержущие толщи, протягивающиеся по долинам на десятки километров. Это представление находится в неразрешимом противоречии с сохранностью моренных комплексов. Мощные рыхлые толщи с эрратическими валунами и глыбами являются следствием бывшего пребывания здесь ледников.

По существу положением морен максимума позднелеплетстоценовых ледников ограничивает размеры древнего оледенения Л.Н. Ивановский. По его схеме [Ивановский, 1967, с. 173] «наиболее далеко выдвинуты-

ми по долинам являются конечные морены 1-й фазы оледенения, располагающиеся на абсолютных высотах от 1250–1300 м в долине Катуня (Центральный Алтай) до 2200–2300 м в долинах юго-восточного Алтая; последующая эволюция деградирующих ледников фиксирована конечными моренами еще шести фаз, последняя из которых соответствует морене стадии XVII–XIX вв. других авторов». В упомянутой работе Л.Н. Ивановский хотя и не отрицает некоторых признаков оледенения за пределами морен 1-й фазы, все же подчеркивает (там же, с.168), что эти древние ледники «если они и существовали, то по размерам соответствовали более молодым ледникам или только немного превосходили их».

К среднему неоплейстоцену максимальное развитие оледенения Алтая было отнесено Е.Н. Шукиной (1960) на основании предположения водно-ледникового генезиса валунов в палеонтологически охарактеризованных фауной хазарского и верхнепалеолитического комплексов отложениях верхних террас Бии и Катуня в окрестностях г. Бийска. Эти отложения разделены Е.Н. Шукиной на два горизонта, нижний из которых отнесен к максимальному катунскому, а верхний – к майминскому оледенению. Последнее по ее схеме достигало в долине Катуня устья р. Маймы, а в долине Бии – выхода реки из Телецкого озера. Место окончания языков катунского оледенения Е.Н. Шукина не указывает.

Вслед за Е.Н. Шукиной дополнительные материалы в пользу максимального оледенения Алтая в среднем неоплейстоцене были опубликованы в работах О.А. Раковец

и Г.А. Шмидт (1963), Е.В. Девяткина (1965), О.А. Раковец и Б.М. Богачкина (1974), Е.М. Щербаковой (1974) и др.

Средненеоплейстоценовый возраст отложений V надпойменной (бийской) террасы подтвержден исследованиями О.М. Адаменко (1974), расчленившего толщу на две свиты: нижнюю – монастырскую, соответствующую первой половине среднего неоплейстоцена, и верхнюю – большереченскую, датруемую им второй половиной среднего неоплейстоцена. В конце XX в. получены термолюминесцентные датировки верхних частей монастырской (213 ± 25 тыс. лет, МГУ-ТЛ-49) и большереченской ($113 \pm 13,2$ тыс. лет, М1У-ТЛ-49) свит [Разрез..., 1978], подтверждающие палеонтологическое обоснование их возраста.

Вместе с тем заключение Е.Н. Шукиной о водно-ледниковом генезисе отложений нижней половины бийской террасы и продвижении средне-неоплейстоценовых ледников по долинам Бии и Катуня до предгорий встретило возражения С.Ф. Дубинкина и О.М. Адаменко (1968). Выводы, сделанные Е.Н. Шукиной, поставлены ими под сомнение и предложена иная интерпретация того же фактического материала. В частности, они считают не отвечающим условиям ледниковой эпохи спорово-пыльцевой спектр «из толщи грубого аллювия высокой террасы» из-за наличия в нем пыльцы древесных (от 13 до 36 %), представленных сосной, кедром, березой, единичными зернами ели. С.Ф. Дубинкин и О.М. Адаменко (1968, с. 68) пишут, «что если бы ледник максимального оледенения спускался в районы предгорий, то вряд ли здесь могла бы существовать тайга».

Предположение о такой «несовместимости» правомерно для внутригорных районов, где долины были заняты льдом, а склоны покрыты снежно-фирновыми толщами, но не для предгорий, куда, по Е.Н. Шукиной, спускались лишь отдельные ледниковые языки. Языки целого ряда современных долинных ледников Алтая (Мал. Актру, Бол. Маашей, Геблера, Корумду и др.) спускаются ниже границы леса, представленного нормально развитыми кедром и лиственницей. Ныне 350–400-летние кедры и лиственницы благополучно пережили наступание ледников в XVII–XIX вв., если они не подвергались непосредственному механическому уничтожению ледниками. Ярким примером тому являются старые деревья на так называемой «кедровой площадке» под вершиной Караташ в верховье долины Актру, находившейся в период максимума стадии XVII–XIX вв. между языками ледников Бол. и Мал. Актру. Последний из них спускался по долине значительно ниже этой площадки.

Аналогичная обстановка известна и из истории последней трансгрессии ледников Кавказа [Абих, 1871]. Более того, древесная растительность заселяет и покрытые достаточным слоем морены омертвевшие части современных ледников. Весьма показательный пример тому – ледник Маляспина, на периферии предгорного поля которого произрастает канадская ель, ольха, виргинский тополь [Калесник, 1963].

Нельзя не отметить и еще один очень важный алтайский факт – в цунговом бассейне стадии XVII – XIX вв. ледника Мал. Актру в настоящее время произрастает несколько молодых деревьев тополя, белоствольной березы и даже обнаружена ель. Ниже по долине вплоть до выхода ее в Курайскую котловину (10 км по расстоянию и 500 м по высоте от ледника) представителей этих пород деревьев нет.

Приведенные замечания показывают вероятную возможность произрастания древесной растительности в непосредственной близости и от низкоспускавшихся языков древних до-



Рис. 109. Майминский вал:

а – наклонная слоистость верхней части вала на восточном (обращенном к р. Майме) склоне; б – валуны в отложениях вала

линных ледников. Кроме того, надо учитывать возможность заноса пылицы древесных и с более удаленных пространств, как это наблюдается в настоящее время. В образцах фирна из зоны питания ледников Гарабаши и Джанкаут (Кавказ) Г.Г. Карташовой и Е.С. Трошкиной (1973) обнаружена пыльца древесных форм не только Западного Кавказа, но и других флористических районов Кавказа. На леднике Абрамова (Памир) на высоте 4200 м в составе пылицы древесных установлено [Калугина, Рюмин, 1973] постоянное участие пылицы ели, сосны, березы, ольхи и даже термофильных пород. Занос пылицы ели, сосны, березы, ольхи, липы, орешника на поверхность ледников Земли Франца-Иосифа не менее чем за 1000 км отмечается в работе А.Н. Кренке и Р.В. Федоровой (1961).

Происхождение «майминского вала» (рис. 109), которым Е.Н. Щукина ограничивает майминское оледенение средненеоплейстоценовым, является предметом продолжительной дискуссии исследователей.



Рис. 110. Крупные валуны на правом борту долины Катуня у Соузги (на высоте 200 м над урезом реки)

Одни из них образование «вала» так или иначе связывают с ледником (конечная морена, флювиогляциальная терраса), другие считают «вал» фрагментом аллювиальной террасы Катуня. Основным аргументом первых служат крупные валуны и глыбы до нескольких десятков кубометров в отложениях «вала». Аргументом сторонников другой точки зрения является ясно выраженная слоистость осадков в склоне «вала», обращенном к р. Майме (правый приток Катуня). На противоположном склоне «вала», обращенном к Катуню, обнажений нет.

По стенкам карьеров в верхней части майминского склона «вала» видно, что слоистость падает не к долине Катуня, а к долине Маймы под углом до 25° (рис. 110). Такой наклон слоев С.Ф. Дубинкин (1961) объясняет «сбросовыми движениями», проявившимися после накопления аллювиальных осадков высокой террасы Катуня. Никаких других признаков плейстоценового сброса не известно, хотя в последние годы в этом районе проведены



Рис. 111. Глыбы в дистальном конце 30-метровой террасы Катуня в пос. Карлушка

геофизические исследования, бурение и крупномасштабное геологическое картирование Алтайской геофизической экспедицией. Более вероятно, что наклонная слоистость на майминском склоне «вала» является первичной и создана Катунью, поскольку грубо-обломочный материал представлен породами, не свойственными бассейну р. Маймы. В таком случае напрашивается вывод о формировании майминского склона «вала» по типу долинной дельты. Подобное заключение о происхождении наклонной слоистости «вала» высказано в одной из работ О.М. Адаменко (1974). Он считает «вал» позднеплейстоценовым аллювиальным образованием, сформированным р. Катунью за сотни километров от ледника, а крупные валуны и глыбы – следствием переотложения рекой продуктов разрушения склонов вышележащего участка долины.

Транспортировка таких крупных глыб, в большинстве неокатанных, угловатых, с острыми ребрами, необъяснима перекачиванием по дну реки, если даже режим последней существенно отличался от современного. По-видимому, учитывая это, А.М. Малолетко (1980) выдвинул гипотезу сейсмообвальной подпруды Катунь и последующего разноса глыбового материала при катастрофическом разрушении подпруды. А.М. Малолетко полагает, что неокатанные крупные глыбы приурочены только к поверхности «майминского вала». В действительности же крупными неокатанными глыбами «нашпигованы» даже отложения III надпойменной террасы, вскрытой карьером в пос. Карлушка (рис. 111). Это, во-первых, опровергает представление

о вложенности III террасы в отложения «майминского вала» и, во-вторых, не подтверждает самую суть гипотезы обвальной подпруды Катунь.

Дело в том, что на этом участке долина Катунь имеет ширину более 1 км, а ее правобережный борт, откуда предполагается обвал, имеет превышение над дном долины всего 300 м в самых высоких точках. При таком соотношении глубины и ширины долины никакими природными процессами невозможно создать запруду, которая перегородила бы долину, подняла уровень воды до седловин в гребешке левобережного борта (65 м над дном долины) и создала условия для образования под седловинами водопадов, выработавших котловины до 60 м глубиной («моховое болото») в теле 60-метровой галечно-валунной террасы Катунь.

Одна из этих котловин (восточная) занята Айским озером (рис. 112), другая, более глубокая и обширная, названная «Моховым болотом», рас-



Рис. 112. Озеро Ая и его окрестности (на переднем плане – гребешок коренного левобережного борта Катунь; левее стрелки – котловина «Мохового болота», опущенная ниже дна Айского озера)

положена западнее Айской, безводная. Над ней с запада поднимается склон 80-метровой галечно-валунной террасы, запирающей устье заболоченной долины руч. Пучина. Эта терраса, шириной до 300 м крутым западным 10-12-метровым уступом опускается ко дну долины Пучины. У подножия уступа террасы на дне руч. Пучина еще в 70-х гг. прошлого века функционировали два понора (посещенные нами вместе с А.М. Малолетко), через которые поглощалась вода долины Пучина. По-видимому, именно эта вода

сторонниками катастрофических суперпотоков (Бутвиловский, Рудой).

По наблюдениям в долинах Бии, Катунь и Чуи кроме «майминского вала» подобная наклонная слоистость имеет место только в каменных террасах и по периферии некоторых конечно-моренных комплексов. В качестве примера первых можно указать урочище Сок-Ярык (долина Катунь выше устья Чуи), где глубоким логом в 200-метровой террасе вскрывается наклонная слоистость глыбово-валунно-галечных осадков, направленная от

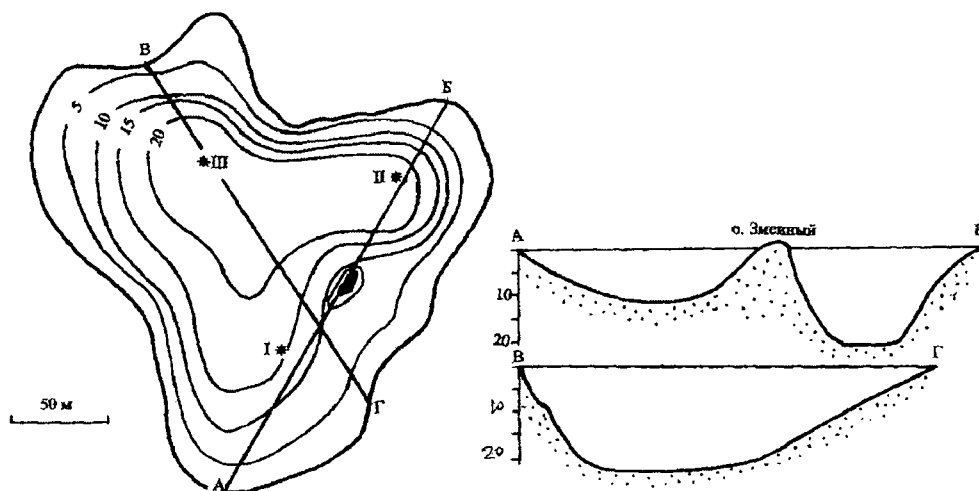


Рис. 113. Батиметрия озера Ая (по Малолетко А.М., 2008)

выходила на поверхность низкой террасы на южной окраине пос. Ая. После того как поноры были искусственно закупорены нынешним хозяином этой территории, в приустьевой части Пучины сформировалось озеро, по площади больше Айского.

Высказанное А.М. Малолетко предположение о водобойном происхождении котловин не подтверждается их морфологией и батиметрией (рис. 113), но с некоторой коррекцией причины сброса катунской воды через левобережный гребешок борта долины до сих пор усиленно эксплуатируются

русла Катунь в сторону борта долины. Но наиболее ярко замещение (вверх по разрезу) бесспорно ледниковых валунных суглинков наклонно-слоистыми галечно-гравийными осадками с валунами наблюдается восточнее пос. Акташ в обнажениях конечно-моренного комплекса позднеплейстоценового пра-Чибитского ледника, выдвигавшегося в древнюю долину Чуи. То же самое можно наблюдать и на дистальном склоне менской морены, закрывающей вход в эту древнюю, брошенную Чуей долину. Оба эти пункта служат ярким примером формирования отложений,

аналогичных вскрытым в «майминском вале», не за сотни километров от ледника, а непосредственно у его конца, по-видимому, при весьма ограниченной транспортирующей способности талых ледниковых вод.

Думается, надо согласиться с мнением Е.В. Шанцера и В.Е. Рясиной [Адаменко, 1974, с. 130] о формировании «майминского вала» по типу камовых террас. Последние же считает Р.Ф. Флинт (1963) приледниковыми краевыми образованиями, а не внеледниковыми.

«Майминский вал» является наиболее высоким правобережным долинным аккумулятивным образованием на выходе Катуня из гор. Он прислонен, по О.М. Адаменко (1974), к склону, сложенному суглинками краснодубровской свиты. Это означает, что «вал» еще и наиболее древний из выраженных здесь в рельефе долинно-аккумулятивных образований, сформировавшихся после накопления осадков краснодубровской свиты, датируемой ранним – началом среднего неоплейстоцена [Адаменко, 1974]. Возраст осадков «вала» до сих пор остается дискуссионным. В.В. Шарков (1947) сопоставляет их с отложениями нижней части разреза бийской террасы (монастырская свита). Е.Н.Щукина (1960) считает «вал» конечной мореной второго средненеоплейстоценового (майминского) оледенения. Такое представление разделяется О.А. Раковец и Г.А. Шмидт (1963) и Е.М. Щербаковой (1974).

Однако некоторые исследователи склоняются к мнению о поздненеоплейстоценовом возрасте «вала». Так, например, Ю.М. Миханков (1961) считает, что охарактеризованные верх-

непалеолитическим фаунистическим комплексом осадки, слагающие аккумулятивную часть третьих надпойменных террас Бии и Катуня в предгорьях, к югу фациально переходят в морену майминского оледенения. О.М. Адаменко (1974), рассматривающий «вал» как аллювиальную террасу Катуня, сопоставляет его с IV (бехтемирской) 35–45-метровой террасой Бии.

Из верхней части разреза бехтемирской террасы О.М. Адаменко собраны остатки костей млекопитающих, которые И.Г. Пидопличко датированы по каллогену поздним неоплейстоценом. В последние годы для отложений бехтемирской террасы получена дата по C^{14} 19480±300 лет (СОАН-70). Как отмечает С.А. Архипов (1973, с. 19), «возраст IV надпойменной террасы примерно 22-19 тыс. лет». Таким образом, нет основания сомневаться в возрасте бехтемирской террасы. Но все это вовсе не доказывает возраст «майминского вала». Он имеет высоту 55–60 м. Со стороны Катуня к нему примыкает терраса (на которой расположен Горно-Алтайский аэропорт) высотой 35–37 м. Кроме того, на участке от с. Карлушка до северной окраины Маймы выделяются террасы с высотами 20–22, 12–14 и 6–8 м. Следовательно, «вал» является не III и не IV, а V террасой Катуня, не коррелируемой с бехтемирской террасой Бии ни по уровню, ни по возрасту.

Не характеризуют возраст «майминского вала» и радиоуглеродные даты из левобережья Катуня несколько выше с. Маймы. Одна из них (СОАН-779, 12750±65 лет) получена по карбонату глины, выстилающих дно Айского озера, ванна которого лежит на контакте 60-метровой террасы с коренными известняками и гранодиоритами. Как

образовалась ванна озера - вопрос до сих пор не решенный. По мнению Н.Г. Селедцова (1963), ее образование связано с вытаиванием погребенного под валунно-галечными отложениями льда продвигавшегося сюда древнего ледника. А.К. Захаров (1976) связывает образование чаши Айского озера и двух соседних, не занятых водой, с карстовыми или суффозионно-карстовыми процессами. В любом случае, следовательно, озеро возникло после формирования отложений террасы и дата 12750 ± 65 лет характеризует не время образования террасы и даже, вероятно, не время образования озерной чаши, а время заполнения ее водой.

Относительно другой даты (ЛГ-92, 13890 ± 200 лет), полученной по образцу из линзы глин у уреза руч. Ханжина, вполне определенно высказался А.М. Малолетко (1971, с. 116), отметивший, что «распространять указанную дату на Майминский вал мы считаем преждевременным... так как не исключено, что песчаные отложения высокой террасы напозлази на молодые иловатые глины ручья Ханжина, создав ложное впечатление о стратиграфическом единстве глин и песков».

С продвижением от Маймы в глубь гор по долине Катунь высота фрагментарно встречающейся верхней террасы заметно увеличивается. Так, у с. Манжерок верхняя терраса имеет высоту уже 100 м, у с. Чемал - 120 м, сразу выше устья р. Талгуека - 150-160 м. Эта высота сохраняется до пос. Куюс. Далее терраса повышается до 190-200 м и на этом уровне прослеживается в долине Катунь до урочища Сок-Ярык. В долине Чуи верхняя терраса поднимается до 280 м над урезом (рис. 114). Близ устья Чуи по осадкам, слагающим ком-



Рис. 114. Комплекс высоких камовых террас в долине р. Чуи

плекс высоких террас, получена термолюминесцентная дата $148 \pm 16,7$ тыс. лет (МГУ-КТЛ-89). Геоморфологическое положение и строение «майминского вала» сопоставимо вот с этими высокими камовыми террасами, что позволяет сопоставлять и время их образования. Поэтому мы разделяем представление Е.Н. Щукиной (1960) о продвижении средненеоплейстоценовых ледников по долинам Бии и Катунь до предальтайской равнины, хотя тоже не можем указать места их окончания.

Следы более обширного в сравнении с позднеоплейстоценовым оледенения отмечались исследователями не только в долинах Чуи, Бии и Катунь. Особого внимания заслуживают такие указания для тех частей Алтая, которые в позднеоплейстоценовое время вовсе не подвергались оледенению или имели только малые ледниковые образования.

В географическом очерке Алтайского государственного заповедника Л.И. Семихатова (1934) описала мо-

рену, моренно-подпрудные озера, заглаженность и шлифовку на сланцах и гранитах, слагающих хр. Торот, ограничивающий с севера широтный участок Телецкого озера и имеющий отметки от 1100 до 1700 м над ур. м. Интересно, что следы оледенения приурочены не к вершинам хребта, а к седловинам, связывающим вершины рек противоположных склонов. На это обращается внимание также в статьях Г.Я. Барышникова (1976), А.В. Кривчикова и Г.Я. Барышникова (1976). Существование здесь местного центра оледенения, выделявшегося О.А. Раковец и Г.А. Шмидт (1963), не подтверждается присутствием валунов и глыб, не свойственных хр. Торот. Занос эрратического материала объясним только переполнением ванны Телецкого озера льдом и перетеканием его по седловинам через хр. Торот в долины левых притоков р. Байгола. Существенно денудированная, но еще частью выраженная в рельефе конечная морена посещена нами вместе с геологом А.В. Кривчиковым в 1975 г. в районе пос. Бийка в долине Клыка и выше пос. Чуйка в долине того же названия.

Эрратические валуны на водоразделе Ануя и Чарыша, достигающем высоты не более 1700 м и заведомо не подвергавшемся позднеплейстоценовому оледенению, отмечались Н.А. Соколовым (1883).

Севернее долинного понижения, по которому в позднем неоплейстоцене поток льда из долины Чулышмана проникал в долину Бол. Улагана, на водоразделе между Чулышманом и Башкаусом наблюдаются эрратические валуны на поверхности денудированного рельефа. Аналогичное явление – крупные валуны гранитов на уплощенной

поверхности сланцев, образующих водораздел, – наблюдается в восточной части Айгулакского хребта.

Еще в 1916 г. К.Г. Тюменцевым было отмечено присутствие ледниковых отложений на низком междуречье, отделяющем левые притоки верхнего широтного участка Катуня от бассейна Бухтармы. Позднее морену и озы этого района описала Е.А. Минина (1971). Широкое распространение следов ледниковой деятельности в понижениях и седловинах междуречья является, по-видимому, следствием перетекания льда из долины Катуня в среднем неоплейстоцене, так как в позднем неоплейстоцене проникновение льда из долины Катуня в бассейн Бухтармы имело место только по долине р. Язовой.

Как уже отмечалось в предыдущей главе, отложения донной морены обнаружены в Чуйской и Курайской котловинах далеко за пределами распространения позднеплейстоценового оледенения. В устье долины Чаган-Узуна (Чуйская котловина) и по правобережью Катуня в Уймонской котловине сохранился рельеф ребристой основной морены, а в центральных частях Уймонской котловины представлены крупные озы. Для опускания сюда ледников с окружающих хребтов необходима депрессия снеговой линии не менее 1300 м, что почти на 500 м превышает величину депрессии снеговой линии в максимум позднеплейстоценового оледенения.

Некоторые дополнительные конкретные признаки обширного допозднеплейстоценового оледенения будут приведены в следующем разделе по ходу реконструкции основных среднеплейстоценовых ледников Алтая.

V.3. Формирование и размеры среднелепистоценовых ледников

Накопленные к настоящему времени геолого-геоморфологические материалы позволяют в общих чертах представить схему формирования и распространения среднелепистоценового оледенения.

Ледники главных долин Алтая формировались от слияния большого числа потоков, спускавшихся с хребтов, ограничивающих эти долины. Многие боковые ледники выходили в главную долину раньше, чем сюда спускался ледник, двигавшийся из ее верховьев, и обеспечивали подпруживание льда на выпшележащем участке долины. В частности, в долине Катунь такое явление наиболее ярко было выражено выше устья р. Верх. Курагана (правый приток), где подпруженный лед бассейна верхней Катунь широким фронтом

перетекал через водораздел в долины бассейна р. Бухтармы, а из долины Чульшмана выше устья р. Чульчи лед перетекал в долины бассейна р. Башкауса.

Одновременно с этим из нижележащих боковых долин выдвигались в главную другие ледники, наращивали длину ледникового потока в ней, имитировали его целостность по всей длине. Все это осложняло динамику ледников и существенно затрудняет палеогляциологические реконструкции.

Ледник верхнего течения Катунь в связи с перетеканием льда через низкий левобережный водораздел не достигал Уймонской котловины (рис. 115). На участке от устья р. Бирюксы до устья р. Коксы в долине Катунь нет признаков оледенения. Северо-западная половина Уймонской котловины заполнялась льдом с Теректинского

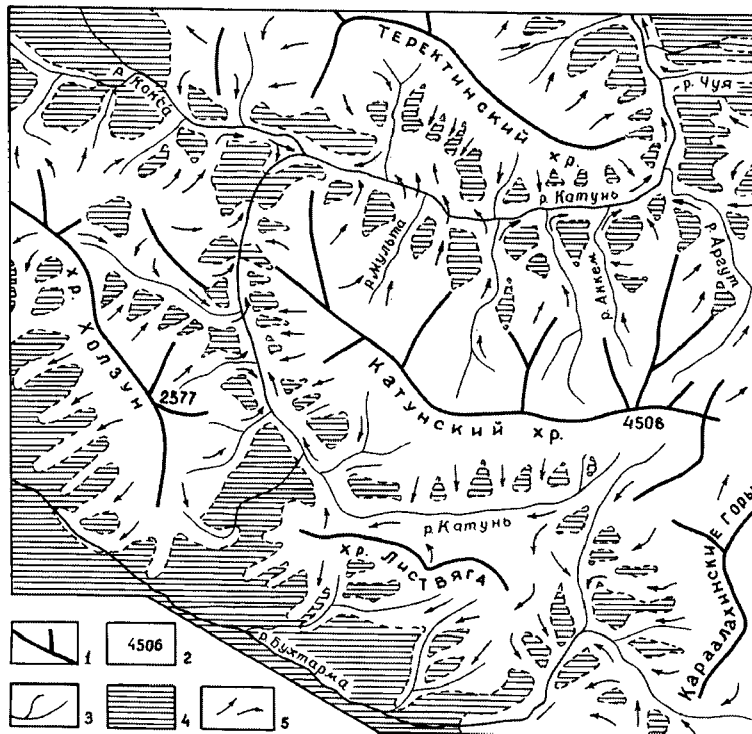


Рис. 115. Схема среднелепистоценового оледенения в бассейне верхней Катунь:

- 1 - основные хребты; 2 - абсолютные отметки наиболее поднятых вершин; 3 - речная сеть; 4 - поверхности, не покрывавшиеся льдом; 5 - направление движения льда

хребта, о чем свидетельствует петрографический состав обломочного материала в озах этой части котловины. Юго-восточная часть ее заполнялась ледниками с Катунского хребта, главным образом Мультинским ледником. Отсюда до устья р. Аргута долину Катунни занимали выдвигавшиеся из своих долин ледники Акчанский, Кураганский, Кочурлинский и Аккемский. Их дополняли более мелкие ледники северного отрога Катунского хребта (Берткем, Уйгон) и юго-восточного склона Теректинского хребта (Тургунда, Барбыщ, Чеба, Казнахта). Последние, спускаясь из коротких крутых долин, при деградации среднеплейстоценового оледенения еще долгое время заполняли участок долины Катунни ниже устья Аккема. Выше этой ледяной плотины создавалось долинное озеро, от которого в правобережье Катунни сохранились ленточные осадки [Рагозин, 1942; Попов, 1954б].

Ледники Верх. и Ниж. Катанды, по-видимому, оканчивались в своих долинах и в Катандинской котловине сливались с Кураганским ледником.

Мощный ледник выдвигался в долину Катунни из долины Аргута. По Б.А. Обручеву (1914), выше устья Бортулдага в долине Аргута следы оледенения прослеживаются до высоты более 500 м над руслом реки. Вниз по течению мощность ледника уменьшалась, но еще перед выходом в долину Катунни составляла не менее 400 м, о чем можно судить по крупным гранитным валунам и глыбам, распространенным до такой высоты в приустьевой части Аргута на склонах, сложенных известняками и сланцами.

Ниже Аргута в долине Катунни (урочище Сок-Ярык) появляется 190-

метровая камовая терраса. Поскольку камовыя террасы соответствуют времени деградации оледенения, этот уровень отражает мощность уже деградировавшего ледника. По высоте фрагментарно встречающейся заглаженности скал и отдельных эрратических валунов на склонах можно считать, что максимальная мощность ледника здесь составляла не менее 350 м.

Такая мощность льда сохранялась и ниже по Катунни за счет вторжения в ее долину Чуйского ледника. Наиболее отчетливо следы воздействия ледника на этом уровне прослеживаются в левобережье Катунни на участке от пос. Мал. Яломан до устья р. Бол. Ильгумень. В правобережье последнего (у моста) моренные отложения слагают холм высотой около 270 м над урезом Катунни. Здесь, по Е.Н. Щукиной (1960), О.А. Раковец и Г.А. Шмидт (1963), Катунский ледник прерывался и до устья р. Кадрина долина была свободна от ледника. Такое представление сложилось, вероятно, в связи с отсутствием на данном участке камовых террас. Действительно, здесь высоких террас нет, но не следует упускать из виду, что на данном отрезке долина узкая, крутосклонная и поэтому неблагоприятна для формирования камовых террас. Тем не менее устья ложков на высоте 200–250 м над урезом Катунни забиты рыхлыми отложениями с эрратическими валунами, что трудно объяснить, не привлекая для этого былое оледенение. Более того, на правобережном борту долины Катунни на высоте 200 м над урезом хорошо сохранилась граница ледникового заглаживания, а на участке между устьями рек Айлагуша и Кадрина на склоне правобережного борта долины Катунни сохранился маргинальный ка-

нал - продольная эрозионная ложбина шириной 10–12 м. Все это позволяет предполагать продвижения ледника и ниже устья Бол. Ильгуменя.

Далее ледник Катунь наращивался Кадринским потоком (рис. 116), следы деятельности которого (заглаживание, эрратические валуны, остатки отложений береговой морены) прослеживаются по правобережью Катунь на высоте до 380–400 м над ее урезом [Раковец, Богачкин, 1974]. Вблизи устья Кадрин придонная часть долины Катунь заполнена валунно-глыбовыми отложениями, образующими террасу с холмисто-западинной поверхностью.

Вероятно, здесь размытой конечной мореной фиксирован один из этапов сокращения Кадринского ледника. Позднелеоплейстоценовые конечные морены в долине Кадрин лежат всего в 15 км от Катунь. Соответствующие морены в долинах Чуи, Аргута и других бассейнов, формировавших Катунский ледник, удалены от устья Кадрин на 90–100 км. Поэтому представляется вполне правым предположение, что Кадринский ледник выдвинулся в долину Катунь раньше, чем этого пункта достиг ледник, спускавшийся сверху по Катунской долине.

Кадринский ледник у устья Сумульты сливался с не менее мощным Сумультинским ледником, оканчивавшимся в позднем неоплейстоцене в 50 км от Катунь. В среднем неоплейстоцене, когда снеговая линия опускалась на 500–600 м ниже, чем в позднеоплейстоценовое ледниковье (депрессия снеговой линии рассчитывалась по формуле Л.А. Варданянца, 1938), совокупная площадь оледенения в бассейнах Сумульты и Кадрин не уступала площади оледенения всего северного

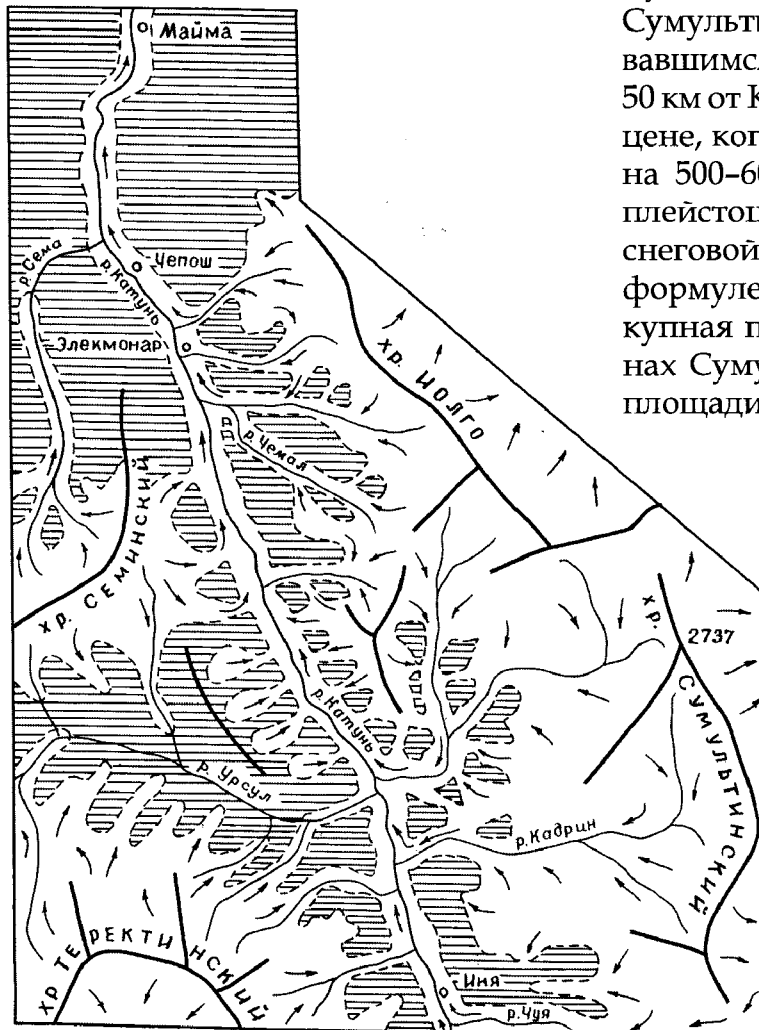


Рис. 116. Схема среднеоплейстоценового оледенения в бассейне нижней Катунь (условные обозначения см. рис. 115)

склона Катунского хребта. Поэтому образование мощного потока в долине Катунки от слияния Сумульгинского и Кадринского ледников является закономерным. Кроме наших наблюдений следы бывшего оледенения ниже устья Сумульги отмечены и другими исследователями [Раковец, Богачкин, 1974; Борисов, Минина, 1979]. На этом участке ледник долины Катунки принимал ряд небольших притоков, спускавшихся с Куминского (по долинам Каянчи, Бельтертуоюка, Едигана) и Семинского (по долинам Каспы, Тышкескена) хребтов.

Последний значительный поток льда выдвигался в долину Катунки с хр. Иолго по долине Чемала. Эта река образуется двумя равноправными составляющими – Чемалом и Кубой. В верховьях обеих долин свежие конечные морены поздненеоплейстоценового оледенения опускаются до отме-

ток около 1300 м [Ивановский, 1956]. Ниже Чемала Катунский ледник, по-видимому, не принимал боковых потоков. Отсюда горы быстро снижаются и не имеют каких-либо признаков бывшего оледенения. По долине Катунки моренные отложения обнажаются в устье р. Элекмонара и у пос. Чепощ. С перетеканием льда через седловину на водоразделе Катунки и Устюбы связано образование в долине последней (выше пос. Ниж. Каянча) поперечного вала высотой до 60 м, сложенного валунным галечником. О продвижении ледника до предгорий свидетельствуют и камовые террасы. Их исчезновение ниже устья Маймы означает, по-видимому, окончание Катунского среднеплейстоценового ледника в этом районе.

Не менее сложным было оледенение в бассейнах главных притоков Катунки – Аргута и Чуи (рис. 117). В верховьях Аргута, образующегося от

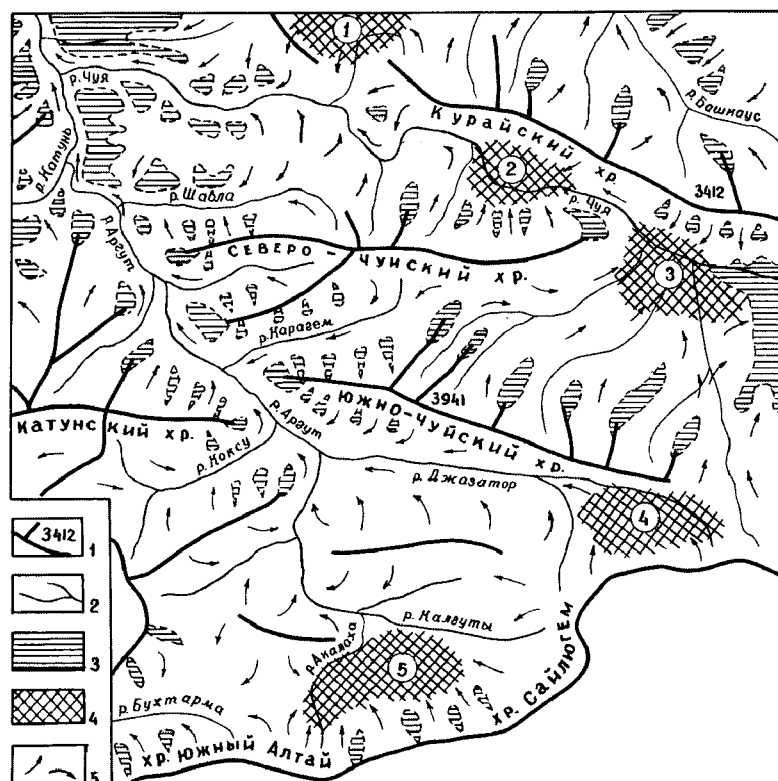


Рис. 117. Схема среднеплейстоценового оледенения в бассейнах Чуи и Аргута: 1 - основные хребты и их наибольшие абсолютные отметки; 2 - речная сеть; 3 - поверхности, не покрывавшиеся льдом; 4 - ледоемы (1 - Сорлукульский, 2 - Курайский, 3 - Чуйский, 4 - Тархаттинский, 5 - Бертекский); 5 - направление движения льда

слияния Акалахи и Джасатора, располагается обширное плоскогорье Укок, ограниченное с юга, юго-запада и юго-востока высокими хребтами с современными долинными ледниками. К северу плато сменяется не столь высокими горами, имеющими лишь каровые леднички. Следы почти сплошного оледенения плато и окружающих гор в позднем неоплейстоцене маскируют следы деятельности среднелепесточных ледников. Однако высота гор, глубина их расчленения и морфология долин не оставляют сомнений в том, что данный район испытал и среднелепесточное оледенение. По долине Бухтармы, берущей начало с плато Укок, признаки обширного допозднелепесточного оледенения описаны Ю.П. Селиверстовым (1957), Е.А. Мининой (1971), Б.А. Борисовым и Е.А. Мининой (1973).

После слияния Акалахи и Джасатора долина Аргута быстро суживается, превращается в глубокое ущелье, ограниченное высокими крутосклонными отрогами Катунского, Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов. С них в разных местах спускались в ущелье боковые ледники, причем первыми выходили в ущелье ледники в нижнем течении Аргута. Это приводило к подпруживанию льда на вышележащих участках, а орографические условия способствовали концентрации льда в узкой глубокой долине. В результате Аргутский ледник достигал большой мощности, которая даже на выходе ледника в долину Катуня, как отмечалось выше, составляла не менее 400 м.

Площадь питания Аргутского ледника превосходила площадь Катунского хребта, обеспечивавшего оледенение доаргутского участка долины Катуня.

При этом необходимо отметить, что для Катунского хребта характерна центробежная система долин, по которым ледники спускались к долине Катуня. Это увеличивало суммарную площадь абляции многочисленных ледников, спускавшихся с хребта в разные стороны. В бассейне Аргута, напротив, ледники окружающих хребтов с разных сторон устремлялись к общим более крупным долинам, пока наконец не сливались в долине Аргута. Тем самым обеспечивалось не только увеличение мощности ледников, но одновременно сокращалась площадь абляции. Поэтому реконструкция мощного Аргутского ледника, далеко продвигавшегося по долине Катуня, не может вызывать сомнений и подтверждается резким изменением морфологии долины Катуня от устья Аргута.

Бассейн Чуи растянут на 200 с лишним километров в субширотном направлении и в разных частях ограничивается хребтами разной высоты. Более 1/5 бассейна занимает Чуйская межгорная котловина с отметками дна от 1700 до 2000 м. Размеры позднелепесточных ледников здесь фиксированы моренами хорошей сохранности у подножия окружающих котловину гор. По-видимому, котловина не занималась полностью ледниками и в среднем неоплейстоцене. По крайней мере, в центральной части восточной половины котловины следов оледенения пока не обнаружено. Пределы распространения денудированной ребристой морены и обнажения перекрытой флювиогляциальными галечниками донной морены позволяют реконструировать ледоем во всей западной половине котловины. Основную массу льда сюда поставля-

ли ледники Южно-Чуйского хребта – Чаган-Узунский, Елангашский, Ирбисту, Кокузек и Тархатгинский. С запада они дополнялись ледниками восточного отрога Северо-Чуйского хребта и с севера – ледниками Курайского хребта. В восточной части в котловину спустились ледники по долинам Юстыда, Бар-Бургазы, Ташанты и Уландрыка.

Отток льда из Чуйской котловины преграждался ледниками, спускавшимися с Курайского хребта по долинам Куэктанара, Саукпанды и Тыдтугема, которые заполняли долину Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами. По высоте распространения эрратических валунов на восточных отрогах Северо-Чуйского хребта, ограничивающих с запада котловину и не подвергавшихся оледенению в позднем неоплейстоцене, можно заключить, что мощность льда в этой части ледоёма составляла до 800 м.

Чуйский поток льда в Курайской котловине дополнялся ледниками с Курайского и Северо-Чуйского хребтов, что приводило к образованию Курайского ледоёма. Признаки этого ледоёма рассмотрены в предыдущей главе. Ниже Курайской котловины двигавшийся из нее ледниковый поток объединялся со спускавшимися с обеих сторон к долине Чуи боковыми ледниками. Эрратические валуны на междуречьях Таджилу – Боротал, Баротал – Ярлуамры, Маашей – Карасу свидетельствуют о том, что на участке до пос. Чибит лед не вмещался в долину Чуи и покрывал уплощенные придолинные пространства. Мощность льда здесь достигала не менее 600 м, о чем можно судить по высотному положению эрратических валунов на горе Белькенек, которая долинами Чуи (старой, брошенной, и современной)

отделена от Ештыккольского плато и Курайского хребта. Поэтому эрратический материал мог попасть на г. Белькенек только при заполнении льдом ограничивающих ее долин. В районе пос. Чибит в долину Чуи лед перетекал из Сорудукульского ледоёма по долине Чибитки и через седловины в восточной части Айгулакского хребта. По этим седловинам гранитные валуны с северо-западного склона Курайского хребта были затащены в долины Сардымы, Бельгибаша, а также в изобилии встречаются непосредственно в седловинах.

Ниже устья р. Бельгибаша долина Чуи сопровождается высокими склонами, ограничивавшими ледниковый поток. В урочище Бока и близ устья р. Айгулака заглаженные, штрихованные ледниками скалы прослеживаются в правобережье Чуи до высоты 450 м над дном долины; дальше морфология долины Чуи остается такой же, но явных следов ледниковой экзарации на склонах не обнаружено. Только ниже пос. Иодро на правобережном борту долины Чуи на протяжении более 1 км прослеживается маргинальный канал глубиной до 5 м (см. рис. 108) на высоте около 200 м над дном долины. О мощности ледника в фазе деградации можно судить по высоте камовых террас. Последние на большом протяжении участка поднимаются до 300 м и только перед устьем Чуи снижаются до 200 м над урезом реки. В долине Катуня Чуйский ледник сливался с Катунско-Аргутским ледниковым потоком.

Бассейны левобережных притоков Катуня связаны со средневысотными хребтами и играли несравненно меньшую роль в формировании ледника долины Катуня. Выше Уймонской котло-

вины по левобережью Катуня хребты Листвяга и Ак-Тайга имеют незначительную площадь и едва поднимаются до 2500 м. Их короткие, быстроснижающиеся склоны не обеспечивали образования большого оледенения, хоть ледники и достигали долины Катуня.

В западном конце Уймонской котловины Катунь принимает один из крупнейших своих притоков – Коксу, обширный бассейн которой окружен хребтами Холзун, Коксуйский, Коргонский, Теректинский. Все эти хребты охватывались оледенением, но ледник верхнего бассейна Коксы, по-видимому, не достигал Катуня. Моренные отложения в нижнем течении Коксы оставлены боковыми ледниками, спускавшимися с хребтов Ак-Тайга и Теректинский.

Не совсем ясно, достигали ли Катуня ледники северо-восточного склона Теректинского хребта. В нижнем течении Мал. Яломана признаков ледниковой деятельности пока неизвестно. По долине Бол. Яломана моренные отложения вскрываются по правобережью сразу выше одноименного поселка и по левобережью в 4–4,5 км ниже его. Здесь участками русло врезано до коренных пород и видно строение всей толщи рыхлых отложений. На верхнем (по течению) участке коренные трещиноватые выветрелые граниты перекрыты палево-бурым щебнистым суглинком с валунами известняков, сланцев, основных эффузивов. Литология и неровная поверхность этого горизонта характерны для отложений конечных морен. Он перекрыт параллельно-слоистыми галечно-песчано-гравийными осадками, сменяющимися выше по разрезу параллельно-слоистыми песками. Ниже по течению, после участка

осыпного склона, на коренных границах под теми же слоистыми озерно-аллювиальными осадками лежит плотный неслоистый валунный галечник, далее вниз по долине постепенно замещающийся более рыхлыми галечниками с признаками слоистости. По этим обнажениям прослеживается, по-видимому, фаціальное замещение конечно-моренных отложений флювиогляциальными. В приустьевой части долины Бол. Яломана, заполненной гравийно-песчаными озерно-аллювиальными осадками до уровня высоких камовых террас Катуня, следов пребывания ледника не обнаружено. Возможно, Бол. Яломанский ледник не соединялся с ледником в долине Катуня, а если и соединялся, то весьма кратковременно и к началу накопления отложений камовых террас уже отделился от него.

Последние левобережные ледники спускались к Катуня по долинам Касы и Тышкескена от вершины Сарлык в Семинском хребте.

Долины рек бассейна Бии связаны с хребтами, не поднимающимися выше 3500 м и по абсолютным отметкам вершин значительно уступающими Катунскому, Северо-Чуйскому и Южно-Чуйскому в бассейне Катуня. Однако менее глубокое расчленение рельефа, массивность основных поднятий, пологое падение большого числа высокоподнятых долин обеспечивали формирование сложного сетчатого среднеплейстоценового оледенения в бассейне Бии. Долину Чульшмана заполнял самый мощный на Алтае ледниковый поток (рис. 118). Анализ распространения остатков морены, флювиогляциальных отложений и следов ледниковой экзарации свидетель-

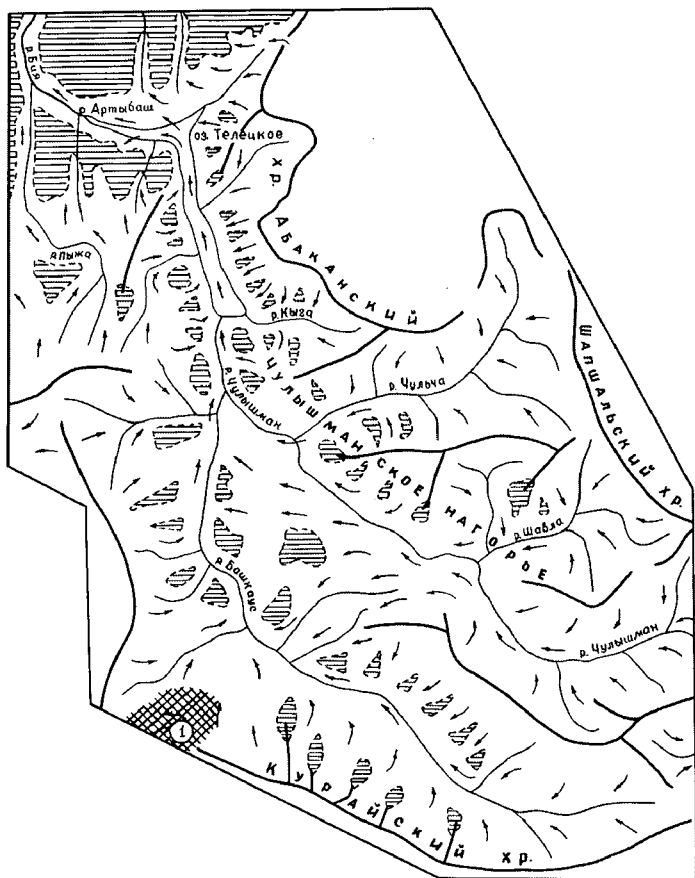


Рис. 118. Схема среднеплейстоценового оледенения в бассейне Бии (условные обозначения см. рис. 117)

ствует о частичном перетекании льда из долины Чулышмана в субпараллельную долину Башкауса по междуречным понижениям в верховьях рек Мал. и Бол. Улаган, Балыктыюль, Паспарта и Оныш. По долине Башкауса следы ледниковой деятельности прослеживаются до ее слияния с долиной Чулышмана.

В южном конце ванны Телецкого озера Чулышманский ледник дополнялся ледником, выдвигавшимся из долины Кыги. В позднем неоплейстоцене к Телецкому озеру спускались ледники только по долинам Челюша и Чиря, до устья которых прослеживаются хорошо сохранившиеся береговые морены. Нельзя согласиться с мнением Н.А. Ефимцева (1961) и Е.М. Щербаковой (1974) о позднеплейстоцено-

вом возрасте ледниковых отложений у с. Артыбаш в истоке Бии. За пределами устьев долин Челюша и Чиря сохранившиеся по побережью Телецкого озера следы ледниковой деятельности (моренные отложения у Артыбаша, по долине Ороя, в районе пос. Яйлю, Беле, в устьях долин Аксаса, Иогача, Колдора, Ыдыпа, Мал. Чили, а также заглаженность скал на восточном берегу озера) могут быть отнесены только к эпохе среднеплейстоценового оледенения. Об этом, в частности, свидетельствует термолюминесцентная дата 320 ± 41 тыс. лет (МГУ-КТД-88) ледниковых отложений в верхней части 60–70-метровой террасы Беле.

Верхний участок долины Бии подробно описан Г.Я. Барышниковым

(1992). По его заключению, заполнявший Телецкую котловину ледник «по достижении широтного отрезка озера раздваивался. Одна лопасть переваливала через водораздел (район пос. Яйлю) в верховье рек Чайгола, Клыка, Байгола, другая устремлялась в широтный отрезок...» (с. 83), перегораживала долины притоков и поднимала их уровни на высоту более 100 м. С началом деградации оледенения уровень воды в Телецкой котловине поднялся на 210 м выше современного, конечно-моренная подпруда была прорвана и произошел катастрофический сброс вод и обломочного материала в виде селевого потока. В долине Бии «ниже размытой конечной морены образовалась селевая терраса» с превышением над современным руслом от 90 до 120 м.

Границы конечно-моренного комплекса в истоках Бии хорошо отделяются по аэроснимкам и правильно показаны Г.Я. Барышниковым (1992, рис. 22). Но выделенная им «селевая терраса», якобы сформированная в результате размыва конечной морены, никакого отношения к последней не имеет, она в рельефе четко отделяется от конечной морены и по объему слагающего ее обломочного материала несопоставимо больше того, что вынесено из размытой части конечной морены. Она и по высоте выше прилегающего участка морены. По морфологии, протяженности в долине Бии и изменению состава слагающих террасу отложений вдоль долины (от валунных галечников у р. Ороя до гравийных песков у Кебезенья) мы считаем эту террасу камовой, сформированной в предшествующий этап среднелепестового оледенения.

Большую мощность сохранял Чулышманский ледник в пределах Телецкого озера. Выше уже было отмечено, что через седловины хр. Торот на высоте 750–800 м над уровнем озера лед из Телецкой ванны перетекал в долины левобережных притоков р. Байгола. При учете глубины озера (на этом участке до 200 м) мощность льда составляла здесь 850–1000 м. На широтном участке озера по его южному берегу устья долин забиты ледниковыми отложениями с эрратическим для их бассейнов материалом, что можно объяснить вторжением сюда льда из Телецкой котловины. В районе с. Артыбаш оканчивается комплекс краевых образований (конечная морена у устья Иогача, нижняя камовая терраса над Артыбашем), фиксирующий один из этапов деградации среднелепестового оледенения. От Артыбаша вниз по долине Бии до с. Кебезень следы оледенения представлены верхней камовой террасой. Далее терраса не прослеживается, но галечник, эрратические валуны высоко на склонах встречаются до устья Тулоя. По-видимому, где-то в этом районе и оканчивался ледник.

Ниже Телецкого озера ледник долины Бии принимал поток, выдвигавшийся из долины Пыжи. Большой ледник формировался в бассейне р. Уйменя, однако пока не установлено, достигал ли он долины Бии.

В Западном Алтае наиболее крупным центром оледенения был Холзунский, питавший значительные ледники долин бассейна Катунь и бассейна Бухтармы. К юго-востоку его продолжением было оледенение хр. Листвяга, а к северо-западу – Коксуйского хребта. Локальные центры оледенения фор-

мировались в северо-западных хребтах Алтая – Ивановском, Коргонском, Башцелакском. Не известно следов оледенения на Ануйском, Чергинском хребтах и в северной части Семинского хребта, образующих сниженный северный форпост Горного Алтая.

До сих пор остается открытым вопрос о количестве средненеоплейстоценовых ледников. Большинство исследователей, признающих неоднократность оледенений Алтая, придерживаются представлений об одном средненеоплейстоценовом оледенении, относят другие оледенения к раннему и позднему неоплейстоцену. Вместе с тем есть и сторонники двукратного оледенения Алтая в среднем неоплейстоцене.

Предположение о двукратном средненеоплейстоценовом оледенении впервые высказано Е.Н. Щукиной (1960). Однако сколько-нибудь убедительных доказательств межледниковья ею не было обнаружено, и в этой же самой работе [Щукина, 1960, с. 154] она признает, что «все вышеперечисленные данные позволяют говорить о самостоятельности стратиграфических нижненеоплейстоценовых (средненеоплейстоценовых) горизонтов, вероятнее всего *характеризующих крупные стадии в развитии древнего нижненеоплейстоценового (средненеоплейстоценового) оледенения Горного Алтая*» (выделено нами. - П.О.).

В последующих работах других исследователей для доказательства двукратности средненеоплейстоценового оледенения использованы преимущественно различия гипсометрического и геоморфологического положения экзарационных форм и ледниковых отложений за пределами морен ледни-

ков. Подобный подход к реконструкции гляциальных событий прошлого приемлем только при условии непременного учета изменений размеров и мощности ледников, которыми сопровождается его постмаксимальная эволюция, и вероятности стадийного характера процесса дегляциации. Этому, к сожалению, не уделено должного внимания сторонниками двукратного оледенения, в связи с чем возможна иная интерпретация приводимого ими фактического материала.

Рассмотрим некоторые конкретные примеры. Так, следами двух оледенений в нижнем течении Чуи О.А. Раковец и Б.М. Богачкин (1974) считают эрратические валуны, заглаженность скал на высоте 300–450 м над урезом реки и ледниковые отложения на высоте 100–110 м, вложенные в высокие террасы. Сразу должен возникнуть вопрос: мог ли ледник мощностью менее трехсот метров (поскольку выше располагаются уже следы предыдущего оледенения) достигать длины минимум 40–50 км при среднем уклоне долины на этом участке 0,01? Соотношения длины и мощности языков современных ледников [Калесник, 1963] не позволяют дать положительный ответ на поставленный вопрос. Но эта разновысотность следов оледенения вполне объяснима стадийным характером деградации ледника.

Е.А. Минина (1971) выделяет два средненеоплейстоценовых оледенения по различиям в морфологии экзарационных форм в хребтах Южного Алтая. К первому оледенению она относит полуразрушенные цирки и кары на отметках от 1300–1400 м на западе до 1600–1700 м на востоке, а ко второму – небольшие трюги, кары, цирки и

эквиплены в приосевых частях горных хребтов. Несомненно, что полуразрушенные цирки на низких отметках освободились ото льда раньше, чем более свежие цирки. Но ведь последние располагаются «в приосевых частях всех крупных горных хребтов Южного Алтая» [Минина, 1971, с. 118], поэтому естественно, что при поднятии снеговой линии выше уровня низких цирков они могли функционировать еще продолжительное время, обеспечивая определенные размеры оледенения согласно «принципу соответствия» [Тронов, 1949]. Кроме того, надо иметь в виду, что изменение размеров ледников сопровождается смещением границ зон преобладающей экзарации, транспортировки и аккумуляции моренного материала [Лаврушин, 1976]. При регрессии ледников следствием этого смещения зон будет прислонение ледниково-аккумулятивных образова-

ний к собственным формам экзарации предшествующего этапа эволюции.

Нет достаточных оснований для выделения двух среднеплейстоценовых ледниковий и по другим данным. Вместе с тем нельзя отрицать сложность процесса деградации среднеплейстоценового оледенения, выражавшейся, по-видимому, в прерывистости сокращения ледников, чередовании существенно различных темпов их отступления или даже кратковременных подвижек (наступаний) на общем фоне распада оледенения. На раннем этапе среднеплейстоценового постмаксимума об этом свидетельствует строение V (бийской) террасы, большая часть осадков которой относится к среднему неоплейстоцену [Адаменко, 1974; Архипов, 1973]. По А.А. Свиточу (1973), для слагающих террасу отложений характерно более 13 перерывов осадконакопления, фик-



Рис. 119. Сохранившиеся в рельефе среднеплейстоценовые ледниковые образования: а – моренные гряды мультинского участка; б – моренные гряды выше устья р. Акчана; в – валунно-глыбовый развал на 60-метровой террасе Катуня ниже пос. Иня

сированных погребенными почвами, горизонтами размыва и выветривания. Такие перерывы в отложениях, представляющих собой «ленточно-слоистое чередование песков и супесей» [Адаменко, 1974 с. 101], вероятнее всего, отражают не только миграцию русла в долине, но и резкое сокращение стока рек, соответствующее периодам стабилизации или подвижки ледников.

В долинах Катунь и Чуи признаки стадийного процесса деградации допозднеплейстоценовых ледников, представленные локальной концентрацией эрратических валунов и глыб через 8–13 км, были нами описаны ранее [Окишев, 1976]. Стадийными образованиями, вероятнее всего, являются мультинское и акчанское поля ребристой морены в Уймонской котловине (рис. 119, а, б), кураганская ребристая морена в долине Катунь выше пос. Катанда (см. рис. 81), чаганузинский и ортолыкский участки ребристой морены в Чуйской котловине

(см. рис. 36, 58), конечно-моренный комплекс у с. Артыбаш в долине Би.

Поддерживая выводы большинства исследователей о максимальном оледенении Алтая в среднем неоплейстоцене, мы считаем необходимым в то же время подчеркнуть необоснованность встречающихся еще [Щербакова, 1974] реконструкций его покровного характера. Как отмечает И.С. Щукин [1971, с. 33], «в горах средних широт в периоды четвертичных похолоданий климата не было, как правило, условий для возникновения покровного оледенения в том виде, как представляют его себе его сторонники... крутые склоны не были закрыты мощными толщами льда; фирн и льды заполняли лишь нижние части отрицательных форм рельефа – ледниковых цирков и долин». Об этом можно судить и по морфологии современного крупного сложнодолинного оледенения (рис.120).



Рис. 120. Структура сложнодолинного горного оледенения Центральной Азии:
а – хр. Кокшаал-Тоо; б – хр. Сары-Джаз

Как было отмечено в гл. I, в зоплейстоцене (средний-поздний плиоцен – ранний плейстоцен) было закончено в общих чертах формирование морфоструктуры Горного Алтая, созданы современные горные хребты и впадины, врезаны речные долины. Следовательно, средненеоплейстоценовое оледенение развивалось уже в условиях достаточно расчлененного рельефа, обуславливавшего разобщенность центров оледенения и движение льда преимущественно по существовавшим долинам. Слияние ледников у подножия хребтов и образование предгорных ледяных шлейфов, заполнение льдом ряда межгорных котловин,

перетекание льда через сниженные водоразделы в соседние долины – все это дополняло, усложняло систему долинных ледниковых потоков и придавало основным узлам оледенения облик сетчатого. Поэтому следы ледниковой деятельности на сниженных междуречьях, в котловинах (ледоемах) не следует рассматривать в качестве признаков покровного оледенения. Палеогляциологическая схема Восточно-Алтайского ледникового покрова В.В. Бутвиловского (1993, рис. 2) есть не что иное, как плод необузданной фантазии и поэтому не может восприниматься всерьез.

VI. ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ

VI.1. Геоморфологические признаки распространения ледников

Как и в других горных странах, на Алтае поздненеоплейстоценовый ледниково-аккумулятивный рельеф в основном существенно отличается от образований предшествующей, среднеоплейстоценовой ледниковой эпохи незначительным преобразованием своих типичных морфологических признаков. В большинстве случаев граница максимального распространения поздненеоплейстоценовых ледников фиксирована более или менее значительными конечными моренами, ниже которых строение придонной части долин заметно изменяется: исчезают поперечные валообразные нагромождения обломочного материала, не связанные с выносом его из боковых долин или оползнями; днище долин расширяется или его плановая четкость становится менее выраженной; верхние аккумулятивные террасы контактируют непосредственно с коренными склонами долин, а не с прибрежными шлейфами рыхлых отло-

жений; появляются высокие камовые террасы, не характерные, как правило, для участков долин в пределах поздненеоплейстоценового оледенения; русла временных водотоков выходят непосредственно к урезу реки или на низкие надпойменные террасы, а не заканчиваются конусами выноса на склонах долин; продольный профиль русла реки выравнивается, исчезают резкие перепады его уклона на коротких расстояниях.

Вверх от наиболее древней позднеоплейстоценовой конечной морены в долинах через некоторые отрезки расстояния, обычно не превышающие первых нескольких километров, располагаются достаточно ясно выраженные в рельефе краевые ледниковые образования (конечно-моренные валы, гряды, холмы в сочетании с фрагментами соответствующих береговых морен). В связи с этим участки сравнительно широкого пологонаклонного днища чередуются с резкими сужениями в местах прорыва реки через конечные морены. Даже в расширениях дно в присклоновых частях обычно ограничивается от-

ложениями береговых морен, нередко осложненных солифлюкционными формами. На склонах долин с одной или с обеих сторон прослеживаются на значительных участках обрывки валов береговых морен и плечей трога более ранних стадий. В большинстве долин Алтая такие следы экзарационно-аккумулятивной деятельности льда поднимаются до 300–400 м над дном долин. Выше склоны лишены выраженных в рельефе следов воздействия ледников. Только в отдельных долинах в результате подпруживания мощность ледников достигала большей величины. Эти явления будут рассмотрены ниже.

По мере движения вверх по долинам степень сохранности микроформ моренного рельефа во многих случаях улучшается. Однако это далеко не общее правило. Полевые наблюдения показывают, что нередко более молодые морены характеризуются расплывчатыми, нечеткими формами, сглаженностью элементов поверхности, выглядят более «дряхлыми» по сравнению с моренами предшествующих стадий и даже в сравнении с мореной максимума позднеоплейстоценового оледенения. В качестве яркого примера этому могут служить долины Талдуры, Аккола, Ирбисту, где значительная часть голоценовых стадийальных морен имеет более сглаженный микрорельеф по сравнению с мореной максимума позднеоплейстоценовых ледников.

Выше мы уже отмечали, что в целом ряде долин отдельные конечные морены вообще отсутствуют и о бывших подвижках или задержках отступления ледников свидетельствуют лишь спускающиеся ко дну долины валы береговых морен.

Существенно отличается от всех предшествующих только морена последней стадии – XVII–XIX вв. У всех ледников она слабо задернована. В тех долинах, где эта морена лежит ниже границы леса, молодая древесная растительность (лиственница, реже кедр) расселилась не только по конечной морене, но и значительно продвинулась вслед за отступающими ледниками. Однако эти деревья весьма разрежены. Поэтому свежие конечно-моренные образования еще издали резко выделяются на фоне задернованных окружающих пространств.

Таким образом, вниз от современных ледников в долинах Алтая выделяются два наиболее ярких палеогляциологических рубежа: первым является конечная морена XIX в., выше которой представлен современный приледниковый ландшафт; вторым является наиболее древняя конечная морена, которой заканчивается распространение сходных, близких по морфологии конечных морен и других выраженных в рельефе признаков бывшего оледенения.

Можно вполне определенно сказать, что конечные морены позднеоплейстоценового оледенения опознаются без всяких сомнений в их генезисе и по степени сохранности микрорельефа большинство их мало чем отличается от голоценовых. Это, несомненно, веки эволюции ледников одной эпохи.

Но признаку хорошей морфологической выраженности морен границы максимума позднеоплейстоценовых ледников в большинстве случаев устанавливаются достаточно уверенно. Геоморфологическое обоснование пределов распространения позднеоплейстоценовых ледников до сих пор

остаётся ведущим. С появлением аэрофотосъёмочных материалов облегчались задачи точности локализации морен на палеогляциологических схемах, анализа изменений размеров оледенения и его особенностей на обширных территориях. Особо следует подчеркнуть, что использование аэроснимков позволяет уточнить местоположение морен в тех случаях, когда непосредственное наземное прослеживание их по каким-либо причинам затруднено.

Геоморфологические критерии обоснования границ распространения позднеплейстоценового оледенения подтверждаются и абсолютными датировками отложений в разных горных странах (в Верхоянских горах [Заморев, 1978; Кянд, 1975], на Памире [Никонов, Пахомов, 1976], в Кордильерах Мексики [Хайне, 1976], в Андах Южной Америки [Mercer, 1976] и др.). К сожалению, приходится констатировать, что по Алтаю радиологических дат получено ещё очень мало, а собственно ледниковые отложения максимума поздненеоплейстоценового оледенения радиологически не охарактеризованы вообще.

Адекватность заключения большинства исследователей о проведении границы поздненеоплейстоценового оледенения по наиболее низко расположенным в долинах и ясно выраженным в рельефе конечным моренам вовсе не исключает и некоторых отклонений от этого правила. По нашим наблюдениям, на Алтае имеют место два типа отклонений от такого правила. Одно из них заключается в том, что в некоторых местах, например в Уймонской котловине, в районе Телецкого озера и на западе Чуйской котловины, сравнительно хорошо сохранился аккумуля-

тивный рельеф эпохи средне-неоплейстоценового оледенения. Имеющиеся здесь краевые образования (конечные и береговые морены, озы) внешне отличаются от поздненеоплейстоценовых лишь сглаженностью микрорельефа поверхности и отсутствием на ней крупных валунов и глыб. По первому впечатлению, без достаточного палеогеографического анализа, они легко могут быть приняты за поздненеоплейстоценовые образования. Другое, наоборот, состоит в том, что не везде сформировались или сохранились конечные морены максимума поздненеоплейстоценового оледенения. Иллюстрацией тому могут служить ледники, спускавшиеся в Курайскую котловину по долинам Актру, Корумду, Курайки, Арталука, Таджилу.

В прибортовых частях дна Курайской и Чуйской котловин имеются четко выраженные озерные волноприбойные террасы. Абсолютные датировки времени формирования этих террас относятся к эпохе поздненеоплейстоценового оледенения. Общепризнано, что возникновение озера здесь было обусловлено ледниковой подпрудой (рис. 121). В качестве последней долгое время считали ледник Маашей. Однако последующим изучением петрографического состава обломочного материала в морене у предполагаемого окончания ледника Маашей в максимум поздненеоплейстоценового оледенения (так называемая менская морена в восточном конце брошенного Чуеи участка долины) это представление не подтвердилось, так как в составе морены содержится большое количество обломков пород, не свойственных бассейну Маашей, а вынесенных с Курайского хребта [Окишев, 1970]. Воз-

ника необходимость поиска признаков бывшей подпруды в другом месте. В результате было установлено [Окишев, 1976], что на западной окраине Курайской межгорной впадины остались явные следы ледниковой деятельности в виде бараньих лбов, ложбин ледникового выпахивания, озов, донной морены и небольших фрагментов береговых морен. Но оформленного фронта конечно-моренных отложений сливавшихся ледников, выдвигавшихся в котловину из перечисленных выше долин в максимум позднеплейстоценового оледенения, не обнаружено. По-видимому, его формированию не благоприятствовало широкое растекание льда по выходе из долин, сопровождавшееся дезинтеграцией моренного материала, и неустойчивое состояние края ледников, особенно с появлением ледниково-подпрудного пра-Курайского озера.

Для контроля таких вот случаев неясной границы максимума позднеплейстоценового оледенения нами использовался расчет депрессии снеговой линии. Последняя по самым нижним хорошо выраженным конечным моренам в основных долинах с современными ледниками в Катунском, Северо-Чуйском и Южно-Чуйском хребтах имеет весьма близкие значения (в пределах 800–850 м). Этой величиной мы и оцениваем депрессию снеговой линии для максимума позднего неоплейстоцена в основных центрах современного оледенения Алтая. Значительно меньше (600–650 м) получается депрессия по моренам, которые лежат сразу у выхода в Курайскую котловину долин Актру, Корумду, Куркурека. Столь большое отклонение (на 200–250 м) по сравнению с соседними долинами Тете и Маашей в

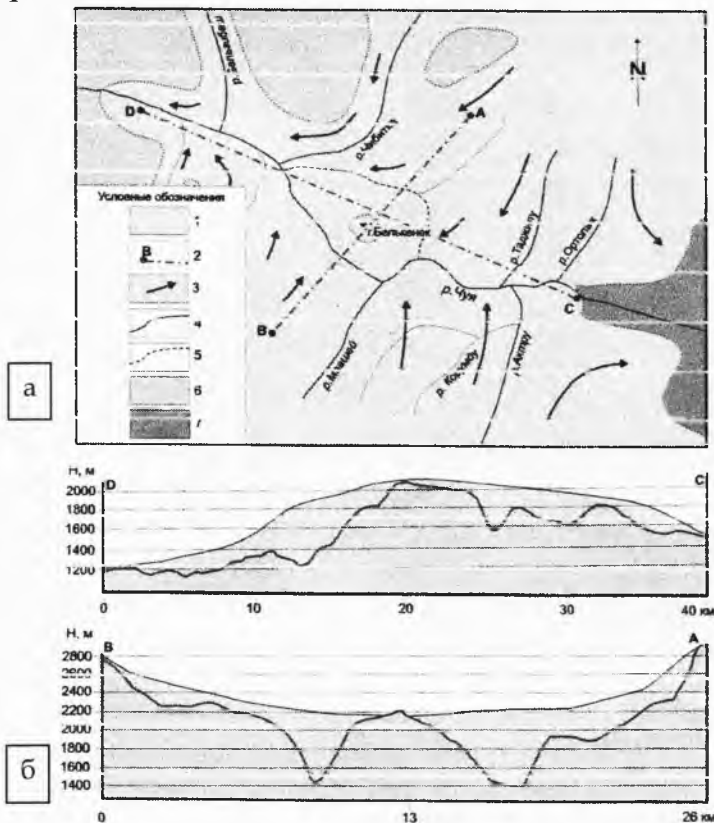


Рис. 121. Схема ледниковой плотины Чуйско-Курайской лимносистемы: а - плановое положение (1 - площади, занятые ледниками, 2 - линии профилирования, 3 - направление движения ледников, 4 - современные реки, 5 - брошенная долина Чуи, 6 - площади, свободные ото льда, 7 - западный край лимносистемы); б - продольный профиль по линии DC, поперечный профиль по линии BA (составлена П.С. Бородавко)

том же хребте не объяснимо ороклиматическими условиями и подтверждает, таким образом, высказанное ранее предположение о распространении в позднеледниковый максимум ледников Актру, Корумду, Куркурек дальше в котловину, распластывании, слиянии между собой и создании подпруды стока Чуи.

VI.2. Размеры и особенности оледенения

Наряду с единодушным признанием проявления позднеледникового оледенения взгляды исследователей на его масштабы и характер до сих пор существенно различаются. Предложены схемы от горно-долинного оледенения, не выходящего за пределы основных высокогорных хребтов Алтая

[Ивановский, 1967], до полупокровного, охватывавшего и зону среднегорья [Щербакова, 1974]. Анализ обоснования различных реконструкций оледенения показывает, что причиной таких несопоставимых представлений является неравноценный по содержанию и объему фактический материал, различия в оценке генезиса некоторых форм рельефа и отложений, а также ограничение палеогеографического анализа рассмотрением лишь некоторых компонентов природного комплекса.

Многолетние полевые исследования местоположения конечных морен в совокупности с аэровизуальными наблюдениями и дешифрированием аэроснимков, анализ пространственных изменений морфологии долин, причин и времени образования озер в межгорных котловинах, учет полу-

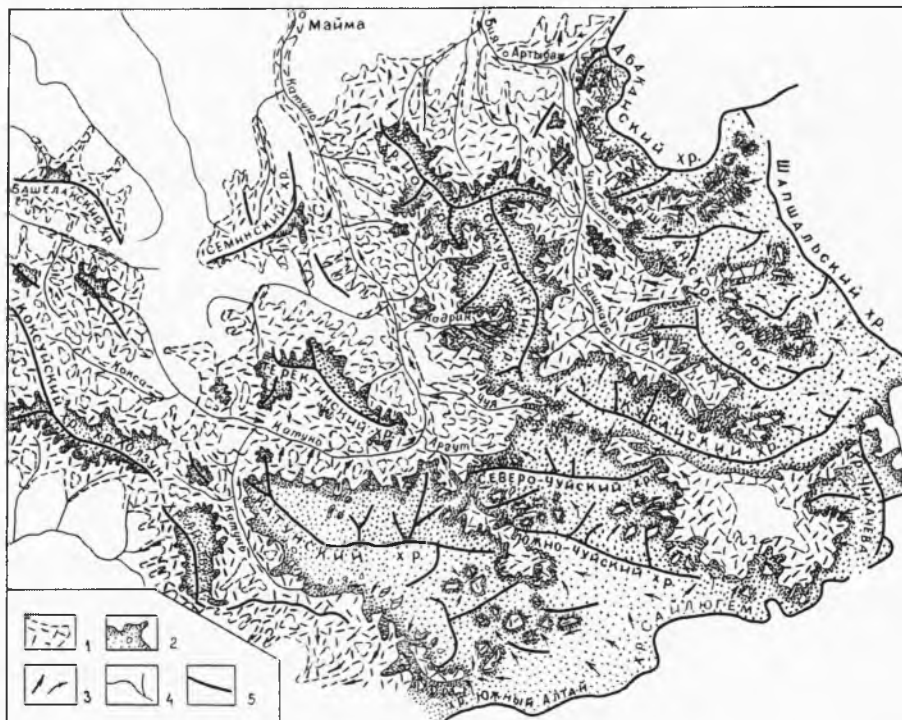


Рис. 122. Схематическая карта древнего оледенения Алтая:

1 – оледенение среднего плейстоцена; 2 – оледенение позднего плейстоцена; 3 – направление движения льда; 4 – гидрографическая сеть времени максимума позднеледникового оледенения; 5 – линии основных хребтов

ченных в последние годы датировок рыхлых отложений позволяют внести определенные коррективы в существующие палеогляциологические схемы и дать более аргументированное обоснование былых размеров ледников и территориальных особенностей последнего оледенения.

В позднем неоплейстоцене размеры ледников существенно уступали среднеплейстоценовым, но все же оледенением охватывались значительные пространства Алтая (рис. 122). Наряду с былым интенсивным оледенением хребтов, имеющих современные крупные ледники (Катунского, Северо- и Южно-Чуйского, Южного Алтая), возникли центры позднеплейстоценового оледенения и на более низких хребтах, характеризующихся в настоящее время или единичными малыми ледниковыми формами (хребты Холзун, Коксуйский, Теректинский, Курайский и др.), или полным отсутствием современного оледенения (хребты Листвяга, Семинский, Иолго, Корбу и др.).

Позднеплейстоценовое оледенение Алтая в бассейнах Катуня и Бии носило, таким образом, очаговый характер, охватывало более или менее разобщенные участки территории. Однако взаимное расположение хребтов в ряде случаев обеспечивало непрерывность ледниковых образований при переходе от одного центра оледенения к другому, и поэтому дифференциация их является в определенной мере условной. Выделение центров все же представляется целесообразным по двум соображениям:

– во-первых, тем самым подчеркивается общий горно-долинный, а не покровный характер оледенения; ледо-

емы, как специфическая форма ледниковых образований, являлись следствием достижения долинными ледниками достаточных размеров и даже при получении дополнительного питания за счет атмосферных осадков, выпадавших на их поверхность, не приобретали свойств покровных ледников, их разгрузка всецело контролировалась долинами;

– во-вторых, в разных частях Алтая оледенение формировалось в неодинаковых ороклиматических условиях, которыми определялись не только размеры ледников и набор их морфологических типов, но и продолжительность существования оледенения и особенности эволюции ледников.

По степени индивидуализации ледников и морфологии наиболее крупных из них центры оледенения Алтая можно разделить на две группы:

- 1) центры простого горно-долинного типа оледенения;
- 2) центры сетчатого типа оледенения.

К первой группе относятся Западно-Алтайский, Теректинский, Иолго-Сумультинский центры; ко второй – Абаканский, Чульшман-Шапшальский, Чихачевский, Курайский и Южно-Алтайский центры.

VI.2.1. Западно-Алтайский центр

На западе Алтая, где хребты (Ивановский, Коксуйский, Коргонский, Холзун) не поднимаются выше 2600 м, современное оледенение представлено единичными небольшими каровыми ледничками, существование которых определяется большой концентрацией осадков метелевого переноса. Поэтому леднички приурочены только к подве-

тренным склонам хребтов северной и северо-восточной экспозиций.

Позднелепистоценовому оледенению подвергалась большая часть этих хребтов (рис. 123). В узловых поднятиях со сложным и глубоко расчлененным рельефом склоны почти сплошь были заняты долинными (преимущественно простыми) ледниками длиной не более 10 км. Лишь отдельные из них, формировавшиеся из нескольких потоков, достигали большей длины (по долинам Кульды, Хайдуна и Быстрой Бирюксы – около 15 км, по долинам Быструхи и Тегерека – около 20 км). Они оканчивались на высоте

1400–1500 м. С удалением от наиболее поднятых частей хребтов размеры ледников быстро уменьшались и их морфология упрощалась. Вместе с тем усиливалась асимметрия оледенения, более резко выступало различие между размерами ледников наветренного (западного, юго-западного) и подветренного (северного, северо-восточного) склонов. Такая асимметрия свидетельствует, что в прошлом здесь метелевое перераспределение твердых осадков было не менее характерным процессом, чем в настоящее время. В рассматриваемых хребтах минимальными высотами, еще обеспечивавшими возникновение небольших ледничков, являются поверхности с отметками около 2000 м.

Современная снеговая линия на ледничках в глубоких подветренных карах располагается на высоте 2100–2350 м, хотя окружающие вершины, поднимающиеся почти до 2600 м, лишены ледников, не достигают нижнего уровня хιονосферы или уровня «365». Поэтому депрессия снеговой линии в максимум позднелепистоценового оледенения здесь была меньше, чем в высоких хребтах Центрального Алтая, составляла около 700 м и снеговая линия проходила на высоте 1600–1650 м.

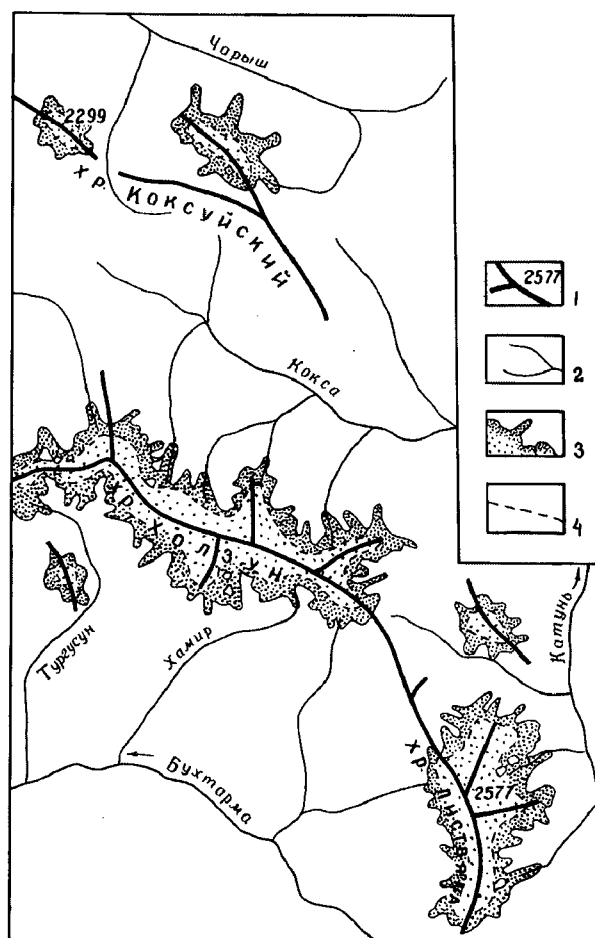


Рис. 123. Западно-Алтайский центр оледенения:

1 - хребты и их наибольшие отметки; 2 - реки; 3 - границы оледенения в позднелепистоценовый максимум; 4 - граница питания ледников

VI.2.2. Теректинский центр

Восточнее, в Теректинском хребте (рис. 124), снеговая линия располагалась, по-видимому, выше, чем в хребтах Западного Алтая, так как следы поздне-неоплейстоценового оледенения здесь появляются только при наличии высот не менее 2150–2200 м (междуречье Юстика и Тюгурюка). Небольшие современные леднички на подветренных стенках каров северо-восточной экспо-

нее были ледники в долинах Маргалы (приток Тюгурюка) – 13 км, Каракола – 13 км, Бол. Ильгуменя – 15 км, Бол. Яломана – 12 км, Тургунды – 12 км.

В северо-западной части Теректинского центра ледники занимали широкие, слабо врезанные долины (Маргала, Барбок, Мажи) и поэтому оканчивались сравнительно высоко, на отметках 1750–1800 м. В более глубоких долинах (Каракола, Бол. Ильгуменя, Бол. Яломана, Черной Терехты, Верх. Катанды, Тургунды) узкие ледниковые языки опускались до 1500–1600 м. На более крутом, глубоко расчлененном

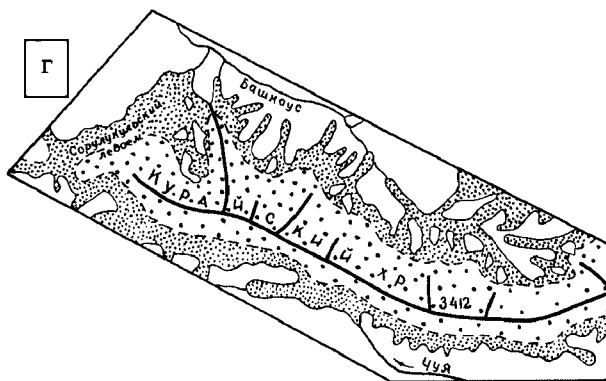
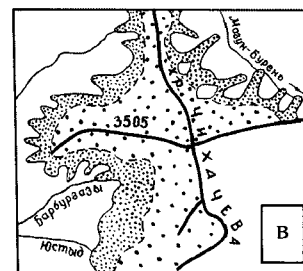
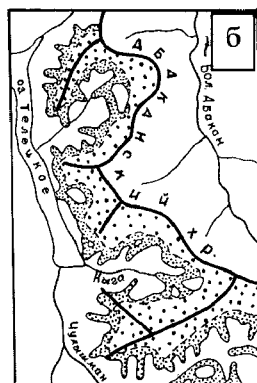
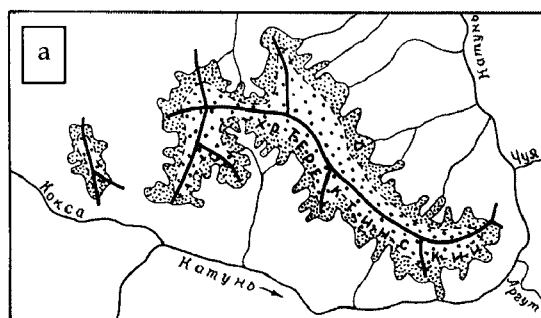


Рис. 124. Центры поздненеоплейстоценового оледенения:

а – Теректенский; б – Абаканский; в – Чихачевский; г – Курайский

(условные обозначения см. рис. 123)

зиции не опускаются ниже 2400 м, т.е. лежат тоже выше, чем в хр. Холзун.

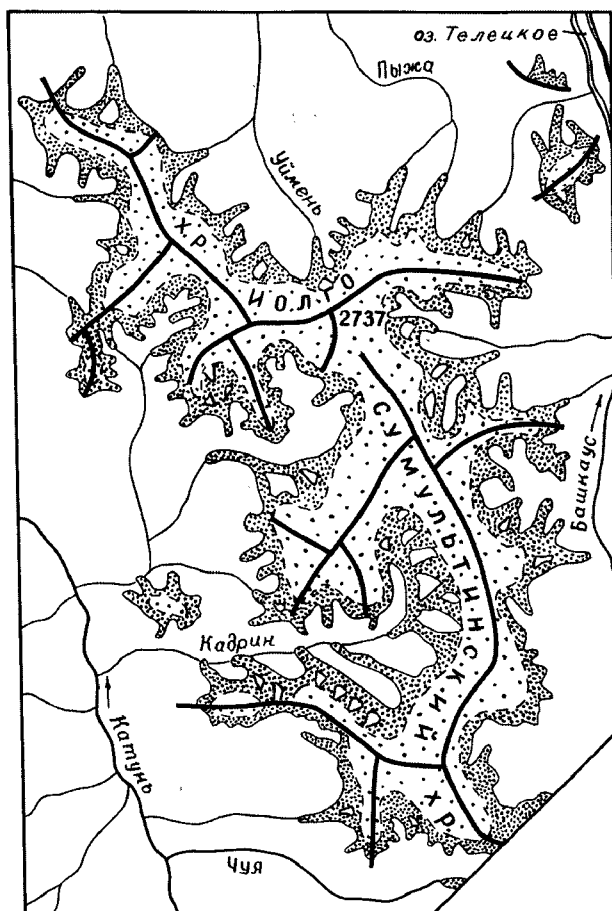
Поздненеоплейстоценовое оледенение Теректинского хребта, отдельные вершины которого поднимаются до 2800–2900 м, имело довольно небольшие размеры и было представлено преимущественно простыми долинными ледниками. Длина большинства их не превышала 10 км. Несколько круп-

южном склоне хребта ледники были многочисленны и четко локализовались в своих долинах. К северу от водораздела значительные участки склонов в верховьях долин представляют собой пологонаклонные поверхности, обеспечивавшие в максимум поздне-неоплейстоценового оледенения формирование более крупных по площади ледников.

VI.2.3. Иолго-Сумультинский центр

К северо-востоку от Теректинского ледникового центра позднеолеистоценовое оледенение охватывало обширный район Бие-Катунского водораздела, представленного хребтами Иолго, Сумультинский, Тонгош, Кызыларт, Сальджар. Наиболее крупные формировались на первых двух хребтах, поэтому данный центр оледенения можно назвать Иолго-Сумультинским.

В хребтах Иолго-Сумультинского центра (рис. 125) с высотами, как и в Теректинском хребте, масштаб оледенения был значительно больше. Здесь многие ледники сливались в узких глубоких долинах, образуя сложные долинные потоки длиной более 10 км.



В северо-западной части этого центра (хр. Иолго) преобладали простые долинные ледники. Лишь в верховьях рек Уймеля, Ложи, Каракокши и Кубы происходило объединение нескольких потоков. Эти ледники достигали длины 15–20 км и оканчивались на высоте 1000–1100 м. Наименьшими высотами, еще обеспечивавшими здесь возникновение ледников, как и в Теректинском хребте, были отметки около 2200 м. Однако максимальные высоты хр. Иолго не превышают 2600 м, они на 200 м меньше, чем в Теректинском хребте. Поэтому образование сложных ледников в отмеченных долинах и их более низкое опускание, чем в Теректинском центре, объясняются не климатическими, а морфологическими причинами: большей глубиной и крутизной вмещающих долин. Наглядным современным примером может служить ледник Мал. Актру, который в глубокой затененной долине опускается на 200 м ниже, чем соседние более крупные ледники Прав. и Лев. Актру, занимающие более пологие и широкие долины.

К юго-востоку в Сумультинском хребте максимальные отметки увеличиваются немного, до 2700 м, но в сравнении с хр. Иолго здесь уже не отдельные вершины, а значительная часть гребней поднимается до высоты 2400–2500 м. В сочетании с вершинами

Рис. 125. Сумультинский центр позднеолеистоценового оледенения (условные обозначения см. рис. 123)

в 2600–2700 м такие гребни обеспечивали формирование целого ряда сложных долинных ледников, даже несмотря на некоторое (не более 50 м) повышение в этом хребте границы питания оледенения. Вместе с тем следует отметить, что глубоко- и густорасчлененный рельеф Сумульгинского хребта обуславливал небольшую ширину ледниковых языков и четкую обособленность их бассейнов питания.

Наиболее длинные ледники существовали к западу от главного водораздела в верховьях долин Бол. Сумульты (30 км), Кадрина (35 км) и Чебдара (27 км). Главный ледник Бол. Сумульты спускался только до высоты около 1100 м. Но кроме того, в главную долину выдвигались боковые ледники ниже по течению. На высоте около 1000 м оставил свою морену ледник, спускавшийся по долине Чибита; Каамгинский ледник оканчивался на высоте около 925 м, а из короткой крутой левобережной долины в 2 км выше пос. Саракол простой долинный ледник достигал долины Бол. Сумульты на высоте 880 м, всего в 15 км от долины Катунь.

В верховьях р. Кадрина на высоте около 1150 м ледник главной долины объединялся с крупными ледниками, заполнявшими долины Улусука и Тайозена. Ниже по течению в долину Кадрина выдвигались ледники из левобережных боковых долин Сугары и Чулекташа. Чулекташский ледник оканчивался на отметке около 920 м.

Чебдарский ледник уступал по размерам Бол. Сумульгинскому и Кадринскому, однако оканчивался на такой же высоте (около 1100 м). Другие, более мелкие ледники хребтов Кызыларт, Сумульгинский и Тонгош оканчивались не ниже 1300 м.

Единичные ледники возникали в хребтах Кольдеоюк, Сальджар, Айлагушский, высоты которых не превосходят 2500 м. Особо следует упомянуть существование ледников в локальном поднятии Монаргы западнее меридиональной части Телецкого озера. При максимальных отметках поднятия в 2350 м отдельные ледники спускались по склону северной экспозиции до высоты около 1000 м, а на водоразделе рек Бол. и Мал. Чили конечная морена карового ледничка обнаружена под вершиной в 1800 м.

VI.2.4. Абаканский центр

К востоку от Телецкого озера бассейн р. Абакана отделяется от бассейна р. Бии Абаканским хребтом, короткий западный отрог которого носит название хр. Корбу. В хр. Корбу только отдельные вершины поднимаются до 2100 м, а в Абаканском хребте высоты увеличиваются, большинство вершин имеют отметки от 2300 до 2500 м. Возникавшее здесь позднеолейстоценовое оледенение условно можно назвать Абаканским центром (см. рис. 124, б), который на востоке сменялся оледенением Шапшальского хребта, на юге – ледниками Чульшманского нагорья. К бассейну р. Бии относилось оледенение западного и южного склонов Абаканского хребта, другие склоны относятся к бассейну Енисея. Однако в северном конце хребта через водораздельные седловины лед из долины Коныя (приток Абакана) перетекал в долины притоков р. Камги (бассейн Бии).

В северо-западной части Абаканского центра решительно преобладали небольшие простые долинные ледники

длиной до 10 км. Более крупные сложнодолинные ледники формировались лишь в верховьях р. Кокши и ее притока Котагача. Кокшинский ледник, объединявший девять потоков, спустился до высоты около 900 м и по самой длинной (Дыряхской) ветви имел протяженность около 20 км. Котагачский ледник имел меньшие размеры и оканчивался на высоте около 1000 м, не доходя до долины Кокши. Другие ледники этой части Абаканского хребта оканчивались выше.

Исключение составляют ледники хр. Корбу, вытянутого субпараллельно северо-восточной части Телецкого озера. Здесь, как и на западном побережье озера в хребте Монаргы, ледники формировались очень низко, уже на высотах в 1800–1850 м, и по

крутым долинам спускались до отметок 1000–1100 м (долины Бол. Корбу и Киште). По-видимому, Телецкое озеро способствовало локальному увеличению осадков в примыкающих к нему гребнях: когда оно еще освобождалось от сезонного льда, водная поверхность служила дополнительным местным источником атмосферной влаги, а в период максимального позднеплейстоценового похолодания, когда озерный лед сохранялся большую часть года, холодная ледяная поверхность усиливала эффект конденсации осадков циклонических воздушных масс.

Обособленную группу составляли незначительные по размерам ледники в Чульшман-Башкаусском междуречье на северо-западной оконечности Чульшманского нагорья с высотами в 2200–2400 м.

VI.2.5. Чульшман-Шапшальский центр

На границе Восточного Алтая с Западной Тувой позднеплейстоценовое оледенение охватывало обширную территорию хребтов Чульшманского, Шапшальского и соединяющего их Чульшманского нагорья (рис. 126). Шапшальский хребет является водоразделом рек бассейнов Енисея. Его восточные отроги далеко вдаются в пределы Западной Тувы, а западный склон хребта круто спускается к высокоподнятым плоскогорьям в верховьях рек бассейна Чульшмана. С севера на юг высоты хребта возрастают от 2700–2800 до 3400–3500 м. Чульшманское плоскогорье наиболее высоко (до 3000 м) поднято в северной и южной частях и существенно снижено в средней части, к которой приурочен приустьевой отрезок долины Шавлы. Располо-

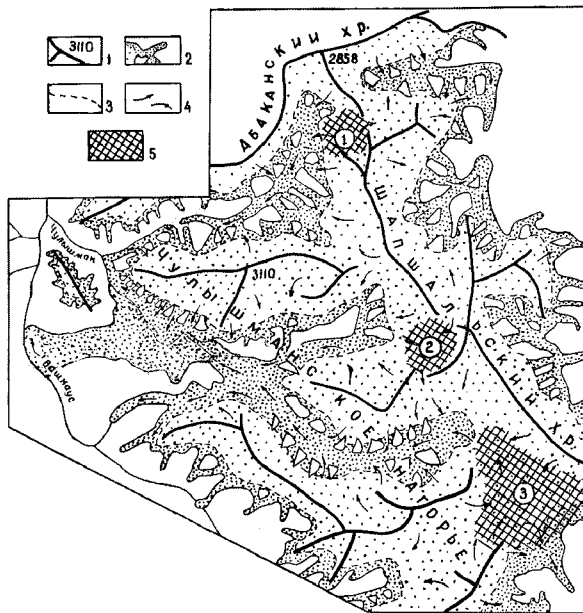


Рис. 126. Чульшман-Шапшальский центр позднеплейстоценового оледенения:

1 – хребты и отметки вершин; 2 – границы ледников; 3 – граница питания ледников; 4 – направление движения льда; 5 – ледомы (1 – Кумый-Карасулукский, 2 – Сайгонышский, 3 – Джулукульский)

женный юго-западнее Чулышманский хребет имеет средние высоты в 2300–2400 м, и лишь отдельные его вершины поднимаются до 2800–3000 м.

Сочетание сложноразветвленной системы гребней с высокоподнятыми межгорными котловинами и плоскогорьями обеспечивало разнообразие форм бывшего оледенения Чулышман-Шапшальского центра. Большая протяженность высоких гребней, ограничивающих речные бассейны, способствовала направлению большого числа ледников боковых долин в главные, их слиянию, взаимному подпруживанию, перетеканию льда через сниженные участки водоразделов и образованию сложных ледниковых потоков.

В северо-западной части Чулышман-Шапшальского центра сложно-долинный ледник длиной до 60 км формировался в бассейне р. Чульчи. Он питался осадками юго-восточного конца Абаканского хребта, северной части Шапшальского хребта и северного массива Чулышманского нагорья, общая протяженность склонов которых составляет около 250 км. Это был один из крупнейших поздне-неоплейстоценовых ледников не только данного центра, но и Алтая в целом. Положение конца языка Чульчинского ледника фиксировано мореной на высоте 1050 м, в 2 км ниже устья р. Сургязи (правый приток Чульчи). Ниже по течению из левобережных крутопадающих долин спускались боковые ледники, от слияния которых образовывался поток, достигавший устья Чульчи и даже немного выдвигавшийся в долину Чулышмана.

Южнее располагается бассейн р. Шавлы, уступающий Чульчинскому бассейну по площади и по протяжен-

ности ограничивающих его высоких гребней. Однако последние существенно дополнялись системой крупных боковых отрогов и обеспечивали формирование дендритового ледника, выдвигавшегося в долину Чулышмана. По геолого-геоморфологическим признакам (петрографический состав обломочного материала морен, распространение озерно-ледниковых отложений, высота и направление береговых морен) Шавлинский ледник вторгся в долину Чулышмана и заполнил прилегающий участок ее раньше, чем сюда спустился собственно Чулышманский ледник, двигавшийся из Джулукульской котловины. Центростремительный тип долинной системы бассейна Шавлы благоприятствовал концентрации льда в узкой главной долине и опусканию языка до отметки всего в 800 м. В связи с этим длина Шавлинского ледника достигала 75 км.

На участке от устья р. Куркуре долина Чулышмана заполнялась льдом из правобережных боковых долин. С крутого юго-западного склона северного массива Чулышманского нагорья спускалось семь ледников, которые в узкой (1,5–2 км) и глубокой (600–800 м) долине Чулышмана сливались, образуя здесь сплошной ледяной поток, достигавший устья р. Чульчи. О мощности льда этого потока можно судить по высотному положению морен на противоположном (левобережном) борту долины Чулышмана, не имевшему собственных ледников. Наиболее хорошо моренные валы прослеживаются на участке против долин Куркуре и Карасу. Здесь они лежат на отметках около 1700 м, а дно долины имеет отметки около 700 м. Таким образом, мощность верхнего, наиболее подпруженного

участка ледникового потока достигала 1000 м. Вследствие сравнительно небольшого продольного уклона долины Чулышмана каждый выдвигавшийся сюда боковой ледник оказывал подпруживающее влияние на движение льда соседнего потока, выдвигавшегося выше по течению. Поэтому заполнявший долину Чулышмана лед, несмотря на большую мощность, был весьма пассивным, едва продвигался до слияния с Чульчинским потоком.

Наиболее сложный характер имело позднеплейстоценовое оледенение южной части Чулышман-Шапшальского центра. Здесь значительные межгорные участки поверхности подняты до отметок выше 2200 м, слабо расчленены и ограничены гребнями в 3000–3300 м. В верховьях рек Чулышмана, Богояша, Узун-оюка спускавшиеся со склонов гор ледники широко растекались, объединялись,

образуя так называемый ледоем. В максимум позднеплейстоценового оледенения они сливались в единый ледоем, известный в литературе под названием Джулукульского (рис. 127). По относительному превышению каменных террас на склонах останцовых возвышенностей на дне котловины мощность льда в Джулукульском ледоеме достигала в его центральных частях не менее 400 м. В результате этого поверхность льда в ледоеме поднималась до отметок 2600–2650 м и, как отмечают Е.В. Девяткин и др. (1963), питание ледоема в максимум оледенения могло дополняться твердыми атмосферными осадками, выпадавшими на его поверхность. Большую мощность льда имели и выводные потоки. Так, например, один из потоков направлялся на юго-восток по долине р. Могун-Бурени. Им подпруживался сток из озера Аккуль, уровень которо-

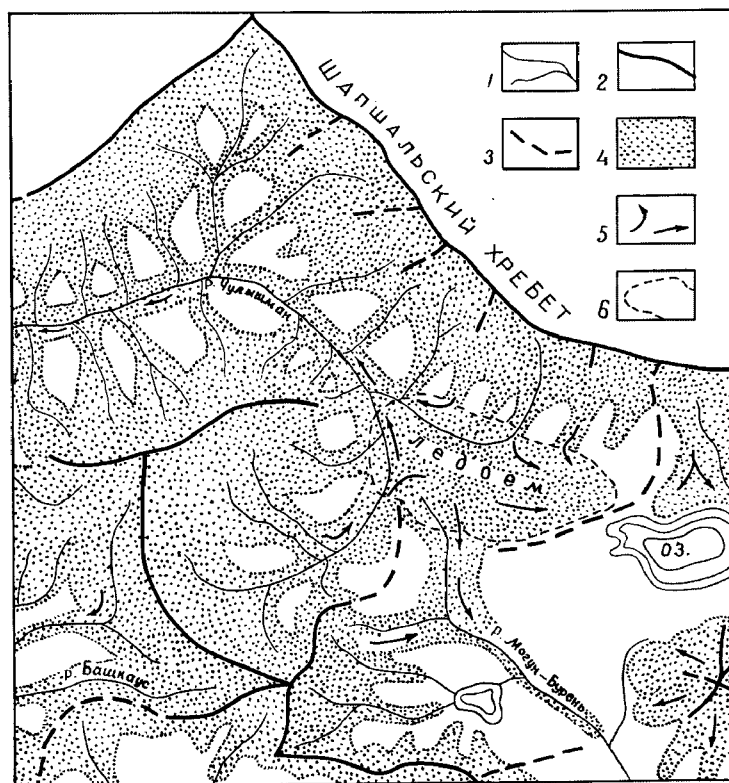


Рис. 127. Схема позднеплейстоценового оледенения в верхней части бассейна Чулышмана:

- 1 - современная гидрографическая сеть;
- 2 - линии основных хребтов;
- 3 - низкие отроги хребтов;
- 4 - площадь, охватываемая оледенением;
- 5 - направление движения льда;
- 6 - граница Джулукульского ледоема

го вследствие этого поднимался почти на 300 м. Спад уровня озера при деградации оледенения фиксирован серией абразионных уступов на северо-западном склоне вершины Биртаг.

Основной поток льда из Джулукульского ледоёма направлялся в долину Чулышмана, где дополнялся длинными ледниками, спускавшимися со склонов Чулышманского нагорья. Но последние, выдвигаясь из своих коротких долин в главную, в ряде случаев создавали преграды на пути продвигавшегося фронта Чулышманского потока. Об этом можно судить по наложенности в главной долине конечных морен некоторых боковых ледников на береговые морены Чулышманского ледника. Особенно выразительны морфологические признаки широкого распластывания в долине Чулышмана языков ледников, выдвигавшихся из правобережных долин Садеуртема, Верх. Кулаша и Бадыша. Последний препятствовал продвижению Верх. Кулашского ледника и тот вторгался в приустьевые участки долин левобережных притоков Чулышмана: Каракема, Верх. Тартагоя. Наиболее далеко, почти на 6 км, Верх. Кулашский ледник проникал в безымянную долину на междуречье Каракема и Верх. Тартагоя.

Рассмотренные признаки распластывания боковых ледников в долине Чулышмана относятся к эпохе деградации оледенения, но они могут быть использованы и для реконструкции особенностей развития оледенения в трансгрессивной фазе. Мы далеки от мысли отождествлять особенности процессов наступания и сокращения ледников, но без учета последних не

остается никаких данных для воссоздания картины домаксимального этапа развития оледенения. Мы принимаем во внимание возможность выхода в главную долину боковых ледников после ликвидации подпруды на данном участке, как это описано, например, Л.Г. Бондаревым (1963) в долинах массива Акшийряк. Однако только за счет исчезновения подпруды ледники продвигаются весьма незначительно, по существу лишь вываливаясь на дно более крупной долины. Здесь, на более низких гипсометрических отметках усиливается процесс абляции и конец такого ледника быстро сокращается. В характеризуемом районе, возможно, такой случай имел место у ледника долины Уанду, морена которого перегородивает долину Чулышмана.

Морены ледников Садеуртем и Верх. Кулаш занимают значительные участки долины Чулышмана, распространяясь в ней не только далеко вниз, но и вверх по течению Чулышмана. Такую активизацию этих ледников трудно объяснить освобождением долины Чулышманским ледником. Учитывая, что в ряде разрезов здесь прослеживаются два горизонта морен, разделенных гравийно-галечными отложениями [Раковец, Шмидт, 1963], которые фиксируют отсутствие льда, значительное наступание Садеуртемского и Верх. Кулашского ледников скорее было обусловлено климатическими причинами в максимум 2-го позднеплейстоценового мегастадияла. Но если в это время Чулышманский ледник сюда не спускался, мы вправе предположить, что нечто подобное могло иметь место и при формировании оледенения в 1-м, мак-

симальном позднеолейстоценовом мегастадиале.

Ниже устья р. Бабыдыша Чулышманский ледник принимал еще несколько относительно слабых боковых притоков и продвигался до устья долины Шавлы. Выдвинувшийся уже из последней мощный ледник преграждал путь Чулышманскому потоку. В результате этой подпруды мощность льда в долине Чулышмана выше устья Шавлы увеличивалась до тех пор, пока он наконец не получил возможность перетекания через сниженный левобережный борт в долины притоков р. Башкауса – Бол. и Мал. Улагана. По разнице отметок ледниковых форм на водоразделе и на дне прилегающего участка долины Чулышмана мощность льда в последней достигала 1000–1100 м. Конечные морены хорошей сохранности по Мал. Улагану опускаются до высоты 1500 м, а по Бол. Улагану – до 1300 м.

Длина Чулышманского ледника только по основному стволу достигала 100 км, а с учетом потока, переваливавшего в долину Бол. Улагана, доходила до 150 км. Это, несомненно, был крупнейший позднеолейстоценовый ледник Алтая.

Условно выделенные северная (Чульчинская), средняя (Шавлинская) и южная (собственно Чулышманская) части Чулышман-Шапшальского центра оледенения соединялись между собой через целый ряд перевальных седловин, формируя сетчатый тип оледенения. Более резко Шапшальским хребтом алтайская часть этого центра отделялась от тувинской. Однако между ними в ряде случаев трудно провести линию водораздела. Так, например, из бассейна р. Чульчи в верховьях Кумыя и Карасулука имело место

перетекание льда на восток в долины бассейна р. Алаша, а из бассейна Алаша в верховьях р. Позера лед перетекал в долину Сайгоньша (бассейн Чулышмана).

Различные по морфологии долинские ледники спускались с юго-западного склона Чулышманского хребта. В верховьях р. Башкауса – наиболее крупного притока Чулышмана – отдельные ледники Чулышманского хребта сливались с ледниками северного склона Курайского хребта.

VI.2.6. Чихачевский центр

На юге Чулышман-Шапшальский ледниковый центр переходил в Чихачевский (назван по одноименному хребту). Та часть хр. Чихачева, которая относится к бассейну р. Катунь, характеризуется весьма слабым вертикальным расчленением, массивностью. Поэтому формировавшиеся здесь ледники получали возможность широкого распластывания и, по-видимому, не отличались большой мощностью и рельефообразующей деятельностью. Ледовые верховья рек Юстыда и Барбургазы не обеспечивали сколь-нибудь значительных вывальных языков. Конечные морены максимума оледенения мало мощны, зачастую представлены лишь полосой валунно-глыбового материала («тень» морены), а в некоторых долинах постепенно снижающиеся береговые морены не замыкаются выраженными в рельефе конечно-моренными образованиями.

Ледники Чихачевского центра (см. рис. 124, в) оканчивались в долинах, не выходящих в прилегающую Чуйскую котловину. Даже Юстыдский ледник, длина которого по главному истоку

достигала 30 км, не спускался ниже 2100 м. На такой же высоте оканчивался ледник в долине Карагая (приток р. Бугузуна). Короткие языки остальных ледников ограничивались отметками 2200–2300 м. Лишь на северо-восточном склоне хребта с высокими боковыми отрогами и глубокими крутопадающими долинами бассейна р. Могун-Бурени ледники опускались до высоты 1900–2000 м.

При наличии в хребте вершин в 3500–3800 м столь высокое окончание ледников Чихачевского центра можно объяснить только неблагоприятными для оледенения климатическими условиями. Снеговая граница на современных ледниках хребта проходит на высоте 3200–3300 м, т.е. на 200–300 м выше, чем в ближайших к западу Южно-Чуйском или Курайском хребте. Это свидетельствует о господстве в данном районе сухих воздушных масс и существенном влиянии на него Сибирского антициклона.

VI.2.7. Курайский центр

Вдоль субширотно вытянутого Курайского хребта, образующего Чуе-Башкаусский водораздел, формировался Курайский центр оледенения (см. рис. 124, г). Как уже отмечалось выше, в верховьях Башкауса отдельные ледники Чулышманского хребта присоединялись к спускавшимся в долину Башкауса более мощным ледникам северного склона Курайского хребта. На западном конце хребта ледники его южного склона сливались в долине Чуи с ледниками Северо-Чуйского хребта.

Курайский хребет, как и ряд других хребтов Алтая, отличается ярко выраженной асимметричностью скло-

нов: южный склон короткий, крутой, не имеет значительных отрогов главного гребня; северный склон растянут, снижается медленно, осложнен разветвленной системой второстепенных гребней. Эти особенности элементов орографии обуславливали резкое различие в размерах и морфологии ледников. К югу от водораздела решительно преобладали небольшие простые долинные ледники. Только на участке между Чуйской и Курайской котловинами ледники из долин Куэхтанара, Саукпанды, Тьдтугема сливались в долине Чуи, образовывали поток, вторгавшийся в восточную часть Курайской котловины, да Таджикилу-Арталукский ледник подножия соединялся в долине Чуи с более обширным полем льда, сформированным ледниками Северо-Чуйского хребта. В результате этого в Курайской котловине возникало ледниково-подпрудное озеро, уровень которого фиксирован абразионными террасами на высоте около 2100 м. Заполнение льдом долины Чуи было причиной образования крупнейшего на Алтае пра-Чуйско-Курайского озера.

Что касается ледника, спускавшегося в долину Чуи из бассейна р. Чибитки, то он в значительной степени формировался на северо-западном склоне Курайского хребта, откуда лед по глубокому ущелью на стыке Курайского и Айгулакского хребтов двигался на юг [Окишев, 1978].

В долинах притоков Башкауса на северном склоне Курайского хребта существовали сложные долинные ледники более крупных размеров, чем на южной стороне. Так, ледник долины Мал. Кокури, дополненный Узун-оюкским, Солмекским и Ильдугемским потока-

ми, протягивался на 45 км. Ледники северо-западного конца Курайского хребта на слаборасчлененном участке Чуе-Башкаусского междуречья в верховьях р. Чибитки образовывали Сорлукульский ледоём.

Главные ледники северной части Курайского центра оканчивались на отметках 1300–1400 м. До такой же высоты спускались и ледники южного склона, подпруживавшие сток из Курайской и Чуйской котловин. Ниже, до отметки 1250 м, продвигался Чибитский ледник. К востоку на южном склоне размеры ледников сокращались, а предел их окончания поднимался до 2200–2400 м.

VI.2.8. Южно-Алтайский центр

Наиболее крупным по охватываемой территории и по суммарной площади ледников был Южно-Алтайский центр оледенения. Сюда мы включаем бывшее оледенение Катунского, Северо-

Чуйского, Южно-Чуйского хребтов, Караалахинских гор, хр. Южный Алтай и Сайлюгемского хребта. В максимум поздненеоплейстоценового оледенения ледники восточной части Катунского хребта сливались с ледниками Караалахинских гор, к юго-востоку ледники Караалахинских гор в верховьях р. Бухтармы сливались с ледниками хр. Южный Алтай. Оледенение последнего на плато Укок сменялось оледенением Сайлюгемского хребта. Тархаттинский ледоём на междуречье Тархатты и Джасатора питался ледниками Сайлюгемского и Южно-Чуйского хребтов. В долине Джасатора сливались ледники Южно-Чуйского хребта и плоскогорья Укок. В долинах Талдуры и Карагема объединялось значительное число ледников Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов. Наконец, в нижнем течении р. Аргута образовывался общий поток от слияния нескольких ледников Северо-Чуйского и Катунского хребтов.

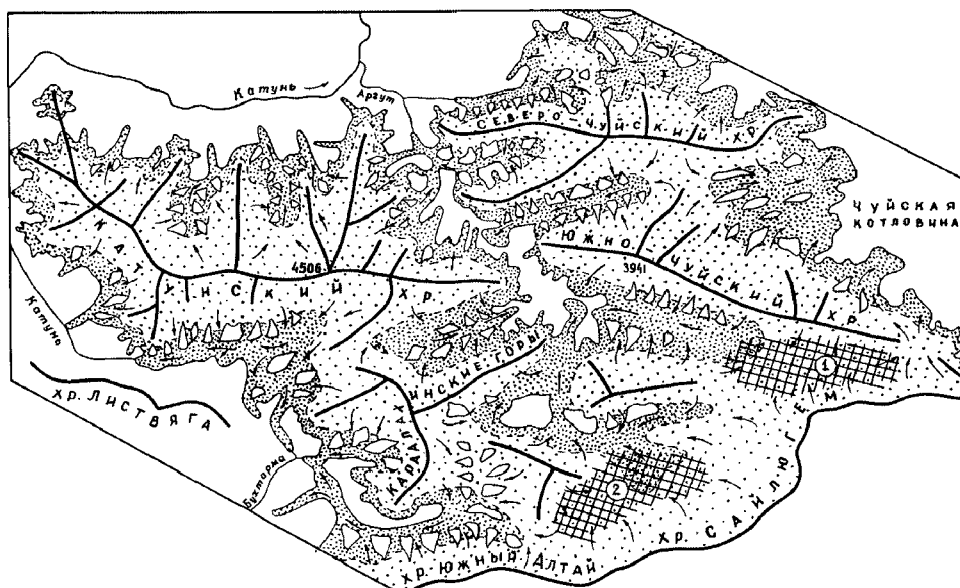


Рис. 128. Южно-Алтайский центр поздненеоплейстоценового оледенения.

Цифрами в кружках обозначены ледоёмы:

1 – Тархаттинский; 2 – Бертекский (условные обозначения см. рис. 126)

Таким образом, разобщенное ныне оледенение этих высочайших хребтов Алтая в позднем неоплейстоцене достигало таких размеров, что в долинах, разделяющих смежные хребты, возникали их общие значительные ледники, оледенение одного хребта без прерыва сменялось оледенением другого. Непрерывность распространения оледенения обуславливалась, прежде всего, особенностями плана элементов орогидрографии и близкими характеристиками ороклиматической базы. Существенное значение в объединении оледенения играло высокоподнятое плато Укок, не только обеспечивавшее широкое растекание ледников, спускавшихся с хр. Южный Алтай, но и имевшее собственное оледенение на наиболее повышенных участках.

Зарубежную часть Южно-Алтайского центра составляло оледенение хр. Монгольский Алтай. Южно-Алтайский центр (рис. 128) представлен самыми разнообразными формами горного оледенения. На плато Укок и в Тархаттинской котловине возникали ледоемы. Из первого основной поток льда двигался по долине Акалахи и достигал долины Джасатора. Второй поток направлялся в долину Бухтармы, дополняя ледники, выдвигавшиеся из долин ее притоков.

Тархаттинский ледоём разгружался тоже в двух направлениях: часть льда двигалась на запад в бассейн Джасатора, а другой поток по сквозной долине Тархатты пересекал Южно-Чуйский хребет и совместно с Казаньгирским ледником выдвигался в Чуйскую котловину. Основную часть Южно-Алтайского центра составляли различные морфологические типы долинных ледников.

Ледники северного склона в восточной части хр. Сайлюгем оканчивались на высоте 2300–2400 м, не достигая подножия гор. Иную картину представляло оледенение более высокого Южно-Чуйского хребта. С его северного склона ледники по долинам Тархатты, Кокузека, Ирбисту, Елангаша и Чаган-Узуна выдвигались на дно Чуйской котловины, распластываясь здесь в обширные ледяные поля (рис. 129). Они оканчивались на отметках от 1840 (Чаган-Узунский ледник) до 2130 м (Елангашский ледник). Наиболее крупным и сложным из них

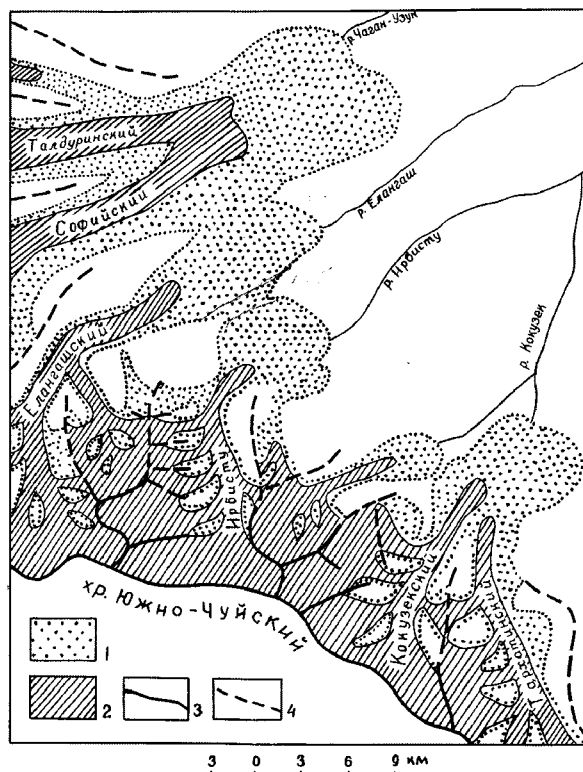


Рис. 129. Схема позднеоплейстоценового оледенения в бассейнах рек северного склона Южно-Чуйского хребта:

1 - ледники максимума 1-го позднеоплейстоценового мегастадиала; 2 - ледники максимума 2-го мегастадиала; 3 - гребни с современным оледенением; 4 - низкие отроги без ледников

был Чаган-Узунский ледник, объединявший ряд крупных потоков Южно-Чуйского и Северо-Чуйского хребтов.

С крутого короткого южного склона хребта ледники спускались в долину Джасатора, где сливались с ледниками Укокского плоскогорья и потоком из Тархаттинского ледоёма. В результате этого вся долина Джасатора была заполнена льдом. Язык сложного Джасаторского ледника опускался почти до устья р. Акалахи и оканчивался на высоте 1500 м. Ниже, до 1270 м, продвигался язык Карагемского ледника (рис. 130), образовавшегося от слияния многочисленных потоков, спускавшихся в долину Карагема с северного склона Южно-Чуйского и южного склона Северо-Чуйского хребтов.

С Северо-Чуйского хребта по долинам Тете, Актру, Корумду, Куркурака ледники выходили на дно Курайской котловины, распластывались, сливаясь между собой и образовывали в ее юго-западной части слабо дифференцированное пологонаклонное ледяное поле.

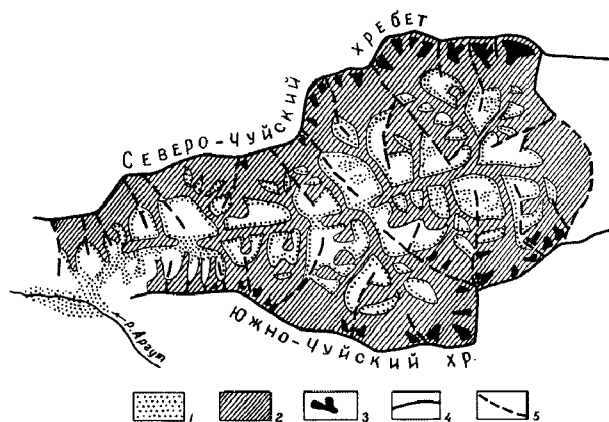


Рис. 130. Схема позднеплейстоценового оледенения бассейна р. Карагема: 1 - ледник максимума 1-го мегастадиала; 2 - ледники максимума 2-го мегастадиала; 3 - современные ледники; 4 - осевая линия хребтов; 5 - отроги и низкие водоразделы

Как уже отмечалось выше, от соединения его с Таджилу-Арталукским полем в долине Чуи возникала ледяная плотина, закрывавшая сток из Курайской котловины. Из долины Маашея ледник выходил в современную долину Чуи и объединялся с выдвигавшимся из долины Чибитки ледником с Курайского хребта. По высоте остатков береговых морен на склонах горы Белькенек, окружавшей этими ледниками, мощность льда здесь достигала 550 м. Далее вниз по Чуе в ее долину выдвигались ледники с Айгулакского хребта по долинам Сардымы, Бельгибаша, Бока и наращивали ледниковый язык до пос. Ярбалык.

В северо-западной части Северо-Чуйского хребта Шавлинский ледник на широтном участке долины дополнялся многочисленными боковыми потоками из левобережных долин и с Ештыккольского плато. В целом он достигал в длину 40 км и оканчивался на высоте около 1100 м.

В долине Юнгур концентрировался лед разветвленной системы его притоков, окруженных гребнями с высотами 3000–3500 м. При довольно небольших абсолютных отметках орографического окружения замкнутость бассейна обеспечивала выход Юнгурского ледника в долину Аргута. Здесь от слияния его с ледниками, выдвигавшимися из долин Иедыгема и Бартулдага с Катунского хребта, поток продолжался до устья руч. Мал. Арыюл и оканчивался на высоте около 900 м.

Катунский хребет является самым высоким сооружением Алтая. Вокруг массива Белуха, поднимающегося до 4500 м, сосредоточены достаточно крупные современные ледники. Казалось бы, что здесь следовало ожидать

и максимальных размеров позднео-плейстоценового оледенения. Однако изучение пределов распространения выраженных в рельефе моренных комплексов показывает, что позднео-плейстоценовые ледники Катунского хребта не выделялись ни площадью, ни длиной. Это были в основном заурядные ледниковые образования, каких много было не только в Южно-Алтайском центре оледенения, но и в ряде других центров Алтая, где современное оледенение представлено лишь малыми формами или даже полностью отсутствует.

Такой парадокс в соотношении размеров современного и позднео-плейстоценового оледенения Катунского хребта станет вполне понятным при учете особенностей элементов орографии хребта. Они заключаются в следующем:

1. Центральный массив (Белуха) сдвинут в восточную часть хребта. Отсюда с южного склона начинается долина Катунь, опоясывающая всю западную, большую часть хребта. Уже у подножия южного склона хребта дно долины опускается до 1200 м, а у подножия северного склона – до 850 м.

2. Субшироко вытянутый в этой катунской «петле» главный водораздел при удалении от Белухи к западу быстро теряет высоту. Западнее бассейна р. Кочурлы лишь отдельные вершины поднимаются до 3200 м, преобладают высоты до 2800 м.

3. При ограниченной ширине и крутом падении склонов хребта центробежная система долин правобережных притоков Катунь не сопровождается значительными по высоте и протяженности гребнями. В результате центробежного плана долин ледники

на большей части хребта от главного водораздела растекались в разные стороны, не получая «поддержки» друг от друга или с левобережной стороны Катунь. Исключение составляет только вершинная часть долины Катунь.

На северном склоне в долинах Аккема, Кочурлы, Курагана, Мульты формировались сложные долинные ледники. Аккемский ледник, начинаясь с северной стены Белухи, по главному стволу имел длину всего 21 км и оканчивался на высоте 1180 м. По долинам Кочурлы и Курагана, имеющим более сложные и крупные бассейны, даже при более низком орографическом обрамлении их, за счет боковых потоков оледенение опускалось до отметок почти 1000 м. Выше, на отметке 1070 м, оканчивался ледник в долине Мульты, бассейн которой ограничен еще более низкими гребнями. В долине Бол. Окола ледник имел длину не более 10 км. Такие же мелкие ледники существовали на западном склоне Катунского хребта в бассейнах Бол. Сугаша, Зайченка, Собачьей. Крупнее, длиной до 20 км, формировался ледник в долине р. Тихой. Все перечисленные ледники в позднем неоплейстоцене не достигали долины Катунь, оканчивались в своих долинах, где их максимальные размеры фиксированы достаточно четко выраженными в рельефе конечными моренами.

На южном склоне хребта целый ряд правобережных ледников спускался в долину Катунь, дополняя и усиливая ледниковый поток, двигавшийся по главной долине с Белухи.

Первая попытка реконструкции общей картины максимальных размеров позднео-плейстоценового оледенения Катунского хребта была пред-

принята Л.А. Варданянцем (1938) на основании опубликованных К.Г. Тюменцевым (1938) описаний местоположения морен в долинах бассейна Катуня. Совершенно неаргументированное отнесение К.Г. Тюменцевым к позднему неоплейстоцену морен в устье р. Мульты на дне Уймонской котловины, в устьях рек Курагана и Кочурлы, а также его предположение о принадлежности к Аккемскому леднику морены у устья р. Бер-ткемы в долине Катуня (позднее опровергнутое Л.Н. Ивановским, 1967) дезориентировали Л.А. Варданянца. Рассчитав депрессию снеговой линии (1100–1200 м) по этим моренам для ледников северного склона хребта, он реконструировал для такого же снижения снеговой границы размеры ледников и вышележащей части долины Катуня. В результате теоретических

расчетов Л.А. Варданянц (1938, с. 398) пришел к выводу, что «во время максимальной фазы вюрма вся долина Катуня была заполнена льдом грандиозного сложного ледника», игнорируя, таким образом, указания К.Г. Тюменцева об отсутствии на значительном участке долины Катуня выше Уймонской котловины признаков позднеплейстоценового оледенения.

Еще в 1954 г. М.В. Тронов простейшими балансовыми расчетами показал несостоятельность схемы Л.А. Варданянца. М.В. Тронов (1954, с. 183) пришел к заключению, что «при наличии депрессии снеговой линии в 1150 м Катунский ледник не мог иметь изображенные на схеме размеры. Одно из двух: или депрессия снеговой линии была намного меньшей, или ледник последней эпохи оледенения простирался гораздо дальше, чем принято в

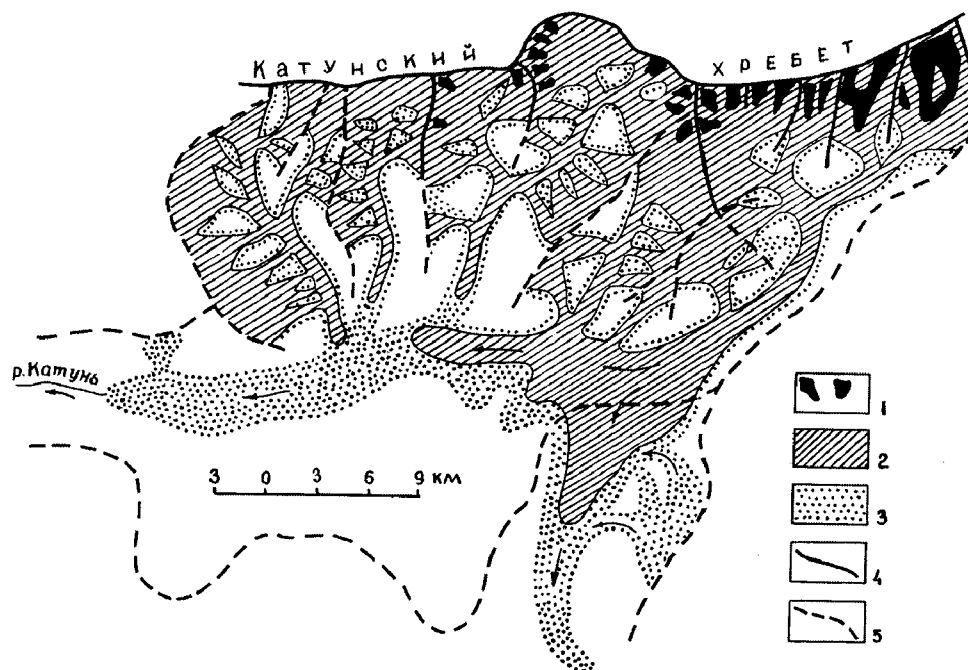


Рис. 131. Схема позднеплейстоценового оледенения в бассейне верхней Катуня: 1 - наиболее крупные современные ледники; 2 - ледники максимума 2-го мегастадияла; 3 - то же, 1-го мегастадияла; 4 - гребни с современным оледенением; 5 - то же, без ледников

схеме». Последнее явно отпадает из-за отсутствия соответствующих геолого-геоморфологических признаков. Следовательно, Л.А. Варданянцем преувеличена депрессия снеговой линии в максимум оледенения.

Достоверные следы заполнения единым сложным ледником долины Катуня в позднем неоплейстоцене прослеживаются на 56-м км от Белухи и оканчиваются на высоте 1400 м. Сравнительно небольшая длина и относительно высокое окончание Катунского ледника, принимавшего притоки с большого участка южного склона хребта, объясняются тем, что значительная часть льда через низкий левобережный борт перетекала в долину р. Язовой (бассейн р. Бухтармы). На бифуркацию Катунского ледника указывал еще К.Г. Тюменцев, но это важное его замечание не было учтено Л.А. Варданянцем при реконструкции поздненеоплейстоценового оледенения Катунского хребта. А между тем в долину Язовой уходил ледниковый поток (рис. 131), по размерам лишь немного уступавший потоку в долине Катуня ниже устья р. Узун-Карасу.

Ледники, спускавшиеся с восточной части Катунского хребта, в ряде долин объединялись с ледниками прилегающих гор. Так, Акбулакский, Кошбулакский, Орочеганский ледники Катунского хребта в долине Коксу сливались с ледниками Караалахинских гор. Формировавшийся таким образом ледниковый поток продвигался до Самахинской степи (на стрелке рек Коксу и Аргута). В долине Аргута на соединении с Карагемским ледником, объединявшим ледники противоположащих склонов Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов, спускались

ледники из долин Курасая и Куркуре. Ниже по течению Аргута мощный поток льда выдвигался из долины Кулагаша, дополнявший Иедыгемский ледник. Последний, как уже отмечалось, «наращивался» далее рядом ледников с Катунского и Северо-Чуйского хребтов.

На плато Укок с высокоподнятой и слаборасчлененной поверхностью ледники с окружающих гор широко распластывались, сливались между собой, образуя один из крупнейших ледоемов Алтая. Весьма незначительный послеледниковый эрозионный врез рек плато (не более 10–12 м) свидетельствует о сравнительно недавнем освобождении его от покрывавшего льда. Длительное сохранение льда было следствием большой высоты плато.

Как уже отмечалось, наиболее низко (до 1800 м над ур. м.) снеговая граница опускалась в максимум поздненеоплейстоценового оледенения в Прителецком районе. На отметках около 2000–2200 м она проходила в северной части Иолго-Сумульгинского и в Западно-Алтайском центре. В юго-восточном направлении уровень снеговой границы повышался. Несмотря на это, наиболее обширное и сложное оледенение существовало в южных и восточных районах Алтая, являясь следствием общего повышения к главному водоразделу бассейна верхней Оби не отдельных узких гребней, а обширных горных массивов, плато, плоскогорий (включая и высокоподнятые межгорные котловины).

При довольно низком положении снеговой границы в Западно-Алтайском, Теректинском, Иолго-Сумульгинском и Абаканском центрах преобладающие здесь абсолютные высоты хребтов (не

более 2500 м) ограничивали положительную разность оледенения, а относительно простой, линейно-вытянутый план хребтов, крутое падение их склонов и центробежный тип долинной сети не благоприятствовали концентрации льда и формированию крупных ледников. В более высоких хребтах положительная разность оледенения возрастала, увеличивалась площадь центров оледенения, увеличивались и размеры ледников. Однако необходимо подчеркнуть, что размеры оледенения в наибольшей степени определялись не величиной положительной разности оледенения, а суммарной площадью высокоподнятых поверхностей и плановым типом приуроченных к ним долинных систем.

Это положение может быть проиллюстрировано рядом примеров. Так, при переходе от Западно-Алтайского центра, где положительная разность оледенения достигала максимум 1000 м, к Катунскому хребту с максимальными значениями положительной разности оледенения до 2500 м размеры оледенения существенно возрастали, ледники опускались до более низких отметок. Далее к юго-востоку, в хребтах Южно-Чуйском и Сайлюгем, положительная разность оледенения уменьшалась до 1700–1800 м, но оледенение не ослабевало, все плато Укок и долина Джасатора были покрыты почти сплошным ледяным покровом, потому что спускавшиеся с окружающих склонов ледники объединялись здесь центростремительной системой долин. Еще более ярко роль высокоподнятых поверхностей с центростремительной системой долин выражена в Чулышман-Шапшальском центре, оледенение которого при значениях

положительной разности оледенения не более 1100–1200 м достигало сетчатого типа с длиной главных потоков до 70–100 км.

Оценка площади позднеплейстоценовых ледников сопряжена с рядом затруднений. Дело в том, что в некоторых случаях (долины Учала, Пыжы, Бол. Окола и др.) граница максимального продвижения ледников не фиксирована конечно-моренными валами и ее приходится ориентировочно проводить по окончанию береговых морен. Еще более сложным оказывается проведение границ оледенения в бассейнах питания, так как остается совершенно неясным, до какого уровня они заполнялись снежно-фирновыми массами и имели ли окружающие склоны сплошной снежно-фирновый покров. Согласно представлениям Е.М. Щербаковой (1974), позднеплейстоценовое оледенение характеризовалось формированием облакающих снежно-фирновых толщ на склонах выше снеговой границы. Против подобного допущения решительно высказывается И.С. Щукин (1971), который считает, что наиболее крутые склоны водоразделов не могли иметь сплошного оледенения.

Действительно, позднеплейстоценовое оледенение развивалось уже в условиях глубоко расчлененного рельефа, в большинстве случаев с резко выраженными крутосклонными водоразделами между вершинными частями бассейнов рек. Об этом можно составить вполне определенное представление по характеру рельефа перелюциальных частей горных стран. Наблюдения в современных ледниковых бассейнах разного типа свидетельствуют, что выше снеговой границы поверх-

ности склонов весьма неравномерно используются оледенением: лишены снежно-фирнового покрова скалистые участки, крутые склоны южной экспозиции. При большей мощности льда в бассейнах питания площадь свободных от снега склонов, несомненно, сокращалась, но насколько – неизвестно. Поэтому учет их при измерениях площади древних ледников остается недостаточно точным. По многочисленным измерениям в бассейнах современных, наиболее крупных ледников Алтая в среднем около 20 % площади бассейнов питания (выше фирновой линии на ледниках) лишено снежно-фирнового покрова. Для максимума позднео-плейстоценового оледенения, когда в зоне современных ледников мощность льда была значительно больше, мы в измеренные площади бассейнов питания вводили 10-процентную поправку.

Наконец, необходимо отметить затруднения в проведении границ бывшего оледенения на поверхности отрогов хребтов и уплощенных водоразделов по периферии ледниковых центров. Здесь оледенение возникало лишь в период максимума или близ максимума, существовало относительно недолго и было, по-видимому, крайне неустойчивым. П.А. Шумским (1955) отмечено, что при выходе из долин древнеледниковых областей на плато и широкие водораздельные пространства следы древнего оледенения теряются. То же самое подтверждено М.Г. Гросвальдом (1965) при изучении плейстоценового оледенения Саяно-Тувинского нагорья. Поэтому в краевых частях водоразделов границу распространения оледенения приходится проводить не только по прямым геолого-геоморфологическим призна-

кам, но и с учетом расчетных данных высоты снеговой границы.

Вычисленная нами по крупномасштабным картам общая площадь позднео-плейстоценового оледенения Алтая составляла около 35 тыс. км², т.е. более чем в 35 раз превосходила суммарную площадь современных ледников. Немного меньше, 32 тыс. км², занимало оледенение позднего плейстоцена, по измерениям Л.Н. Ивановского (1974). Это незначительное расхождение в оценке площади, вычислявшейся совершенно независимо, свидетельствует о ее приемлемости и возможном отклонении от истинных размеров не более ±10 %. Площадь оледенения по отдельным центрам с оговоренной выше некоторой условностью границ составляла (км²):

| | |
|--------------------------------|-------|
| Западно-Алтайский центр..... | 2000 |
| Теректинский центр..... | 1500 |
| Иолго-Сумультинский центр..... | 4500 |
| Абаканский центр..... | 1000 |
| Чульшман-Шапшальский центр.. | 9000 |
| Чихачевский центр..... | 1500 |
| Курайский центр..... | 3700 |
| Южно-Алтайский центр..... | 11900 |

Объем льда в максимум поздне-плейстоценового оледенения Алтая достигал, по Л.Н. Ивановскому (1974), 9500 км³. При площади оледенения почти в 35 тыс. км² такой объем льда представляется вполне реальным и соответствует средней принятой мощности ледников в 250–300 м. В отдельных случаях, как это отмечалось в долинах Чульшмана, Шавлы (Чульшманской), Джасатора, Чуи, мощность ледников достигала 500, 600 и даже 1000 м. Однако в большинстве долин и в ледоемах

верхний уровень ледникового заполнения прослеживается на относительной высоте около 300 м. Меньше была мощность в приконцевых частях языков крупных ледников и большого числа сравнительно мелких долинных ледников по периферии ледниковых центров.

VI.3. Оледенение и речной сток

VI.3.1. Оценка протяженности речной сети и режима речного стока в ледниковье

В большинстве долин Алтая, начинающихся в высокогорье, предел распространения поздненеоплейстоценовых ледников маркирован конечными или береговыми моренами, поэтому территория распространения оледенения картируется достаточно определенно.

Общая площадь поздненеоплейстоценового оледенения, как мы уже указывали, составляла около 35 000 км², т.е. более чем в 35 раз превосходила суммарную площадь современных ледников.

Широкое распространение поздненеоплейстоценового оледенения существенно ограничивало длину речной сети, вызывало образование в долинах и межгорных котловинах ледниково-подпрудных озер, обуславливало перестройку режима речного стока.

В максимум поздненеоплейстоценового оледенения (см. рис. 122) в бассейне р. Бии суммарная протяженность рек, впадающих в Телецкое озеро, сокращалась на 3/4 в сравнении с современной. Льдом были заняты долины бассейна верхнего течения р. Чулышмана, бассейнов Шавлы и Чульчи.

По долине Чулышмана речной сток сохранялся только от устья р. Чульчи. В долине Башкауса река функционировала только от устья р. Артлаша, выше бассейн был занят ледником, да и ниже по течению долины многих притоков в большей части были заполнены льдом.

Еще больше, почти на 95 %, сокращалась длина речной сети в бассейне р. Чуи. Только на 80-километровом отрезке нижнего течения долина Чуи была свободна от льда. Огромный бассейн выше пос. Чибит частью был занят ледниками, частью блокирован льдом. Выше уже отмечались мощные ледниковые преграды на выходе из Чуйской и Курайской межгорных котловин. Со времени образования ледниковых плотин сток из этих котловин прекратился. Возникновение здесь озер и высокое поднятие их уровня привели к тому, что на незанятых днищах котловин речная сеть все равно прекратила существование в результате трансгрессии озер.

Очень сильно, на 85–90 %, сокращалась длина речной сети в бассейне р. Аргута. Долины его основных составляющих – Акалахи и Джасатора, долины Юнгуга, Карагема, Коксы, Иедыгема были заняты ледниками. Выдвигавшиеся в главную долину ледниковые языки расчленяли ее на изолированные участки, в которых, судя по наличию алевритопелитовых озерно-ледниковых отложений, возникали слабопроточные озера. Свободным от оледенения оставался лишь участок нижнего течения Аргута.

В меньшей степени, на 12–15 %, сокращалась суммарная длина рек в бассейне р. Катунь выше впадения р. Аргута, что связано главным образом с

малыми размерами оледенения или полным отсутствием такового в верховьях левых притоков Катуня. Ниже устья Аргута, не включая бассейн р. Чуи, незначительно сокращалась длина водотоков, стекающих с северного склона Теректинского хребта (реки Мал. и Бол. Яломан, Бол. Ильгумень) и с западного склона Айгулакского хребта (реки Иня, Айгулаш). Затем далее к северу существенное уменьшение длины гидрографической сети происходило в бассейнах крупных правобережных притоков Катуня – Кадрина (на 75 %) и Сумульты (на 35 %).

В целом в бассейнах Катуня и Бии в максимум позднеоценового оледенения суммарная длина речной сети была на 20–22 % меньше современной.

Поскольку сокращение гидрографической сети происходило в результате отторжения ледниками вершинных частей речных бассейнов, функция последних в формировании речного стока существенно менялась в процессе эволюции оледенения и была иной, нежели в межледниковье.

Для оценки особенностей речного стока в разные фазы оледенения необходимо, прежде всего, выяснить, как изменялось в эти фазы количество атмосферных осадков.

По исследованиям Е.В. Девяткина, на смежной территории – в межгорных впадинах Монголии – «каждому ледниковому циклу в горах в общем соответствует трансгрессивный уровень озерной аккумуляции, а межледниковому – регрессивная фаза. Периоды плювиальности, отраженные в спорово-пыльцевых спектрах озерных отложений, отвечают самому концу межледниковья и началу оледенения,

несколько опережая максимум развития ледниковых процессов в горах» [Девяткин, 1978, с. 26]. Далее Е.В. Девяткин пишет (там же, с. 27), «что плювиальные периоды характеризовались увеличением осадков во впадинах до 300 мм, в предгорьях – не менее 500–600 мм и отличались меньшей континентальностью климата».

Палинологические исследования на Алтае, наоборот, свидетельствуют о континентальности и сухости климата эпохи позднеоценового оледенения. Так, в заключительной части раздела о Чаган-Узунском разрезе в книге «Разрез новейших отложений Алтая» (1978, с. 132) отмечается, что «в отложениях среди пыльцы и спор преобладают кустарниковая береза, эфедра и лебедовые, указывающие на холодные степные ландшафты того времени». Еще более определенно об этом пишут Т.Д. Боярская и А.В. Чернюк (1976, с. 134), которые указывают, что «палинологические материалы из ледниковых и водно-ледниковых отложений последнего оледенения, исключая заведомо переотложенные микрофоссилии, свидетельствуют о максимально суровом (сухом и холодном) климате».

Уменьшалось ли на Алтае количество атмосферных осадков в эпоху последнего оледенения – не совсем ясно, но и увеличения осадков по спорово-пыльцевым спектрам тоже не обнаружено. В современный период в Чуйской котловине, палеоклимат которой и охарактеризован по палинологическим материалам, «широко распространены опустыненные степи с участием ксерофильных полукустарничков (эфедры, прутняка, караганы) и дерновинных злаков» [Боярская, Чернюк, 1976, с. 135].

Отмеченные палеоклиматические заключения для Горного Алтая, основанные на палинологических данных, подтверждаются палеогеографическим анализом и некоторыми другими признаками, а именно:

1. В Чуйской и Курайской межгорных котловинах, сток из которых блокировался мощными ледяными запрудами, на конечной морене некоторых ледников (Тете, Чаган-Узуна, Кокузика) имеются ясно выраженные волноприбойные террасы [Попов, 1962; Окишев, 1978; Окишев и др., 1978]. Совершенно очевидно, что отмеченные морены к моменту начала их моделирования озерными волнами были не только отложены, но и слагающий их материал успел достаточно консолидироваться. Следовательно, пра-Чуйское и пра-Курайское озера образовались и достигли наибольших уровней лишь после начала деградации ледников и питались тальми ледниковыми водами.

2. Об этом же свидетельствует наличие флювиогляциальных галечников в основании ленточных озерноледниковых отложений, вложенных в долине Чаган-Узуна в моренные отложения позднего неоплейстоцена. Накопление галечников могло происходить только при свободном русловом стоке талых вод, когда озера в котловине не было или оно, если и существовало, имело очень ограниченные размеры, низкий уровень и не достигало краевой зоны оледенения.

По исследованиям М.В. Тронова (1964, с. 44) на Алтае «повышение или понижение летних температур на 1° влияет на снеговую границу так же, как уменьшение или увеличение количества осадков на 300 мм; ... 100 м

изменения высоты снеговой границы соответствуют изменению количества осадков на 180 мм».

Как отмечалось выше, максимальные размеры поздненеоплейстоценового оледенения в основных горных узлах обеспечивались депрессией снеговой границы на 800–850 м. Согласно процитированному выводу М.В. Тронова о характерных связях между высотой снеговой границы и основными элементами климата, такое опускание снеговой границы могло обеспечиваться или понижением летних температур на $4,8-5,1^{\circ}$ (при неизменном количестве осадков), или увеличением атмосферных осадков на 1440–1530 мм (при условии сохранения летних температур), или, наконец, некоторым (в указанных пределах величин) совместным изменением температуры и осадков.

В настоящее время в осевых частях хребтов с современным оледенением количество выпадающих атмосферных осадков весьма неравномерно. По данным снегомерных съемок и изучения разрезов снежных толщ в шурфах на ледниках, количество осадков в Катунском хребте достигает 1800–1850 мм, в хребте Южный Алтай – 800–1000 мм, в горном узле Биш-Иирду – 1000–1200 мм и в Южно-Чуйском хребте – 800–1000 мм [Каталог ледников СССР, т.15, вып. I, ч. 4–6].

Сравнение этих величин с тем количеством осадков, которое может обеспечить снижение снеговой границы на 800–850 м, показывает необходимость более чем двукратного (в среднем) увеличения осадков. Соответственно должна была бы увеличиться увлажненность и в других высотных поясах. Как следствие увеличения

осадков, должно было произойти заметное увеличение расходов рек, увеличение увлажненности грунтов и формирование более влаголюбивой растительности. Но, как уже указывалось, состав пыли из поздненеошлейстоценовой морены свидетельствует о холодных степных ландшафтах, а геолого-геоморфологические данные свидетельствуют о возникновении крупных водоемов в межгорных котловинах только после начала деградации ледников. Все это убеждает в том, что на Алтае ведущим фактором поздненеошлейстоценового оледенения было снижение температуры воздуха, а не увеличение атмосферных осадков. Данный вывод согласуется с палеоклиматическими реконструкциями для Полярного Урала [Троицкий, 1976], центральных и южных районов Западной Сибири [Волков, 1976], Восточного Памира [Величко, Лебедева, 1974], Кавказа [Ковалев, 1966], центрального

нагорья Мексики [Хайне, 1976], юго-западной части Северной Америки [Brakenridge, 1978], Египетской Сахары [Wendorf, 1977].

Как отмечает И.И. Борзенкова (1992, с. 130), «отличительной особенностью позднеюрмского оледенения является мощное развитие многолетнемерзлых грунтов... По-видимому, главной причиной развития столь мощных вечномерзлых грунтов в Азии является усиление континентальности климата при общем снижении количества атмосферных осадков» (выделено нами. - П.О.).

По Г. Флону (1977, с. 121), «во время максимума последнего оледенения (около 18 000 лет до н.э.) Северная Америка, Европа и часть Западной Сибири, а также многие горы на других широтах были покрыты мощным слоем льда. Понижение снеговой линии указывает на общее падение температуры в тропосфере на 5-6⁰С». На 4-5⁰С ниже современной средней глобаль-

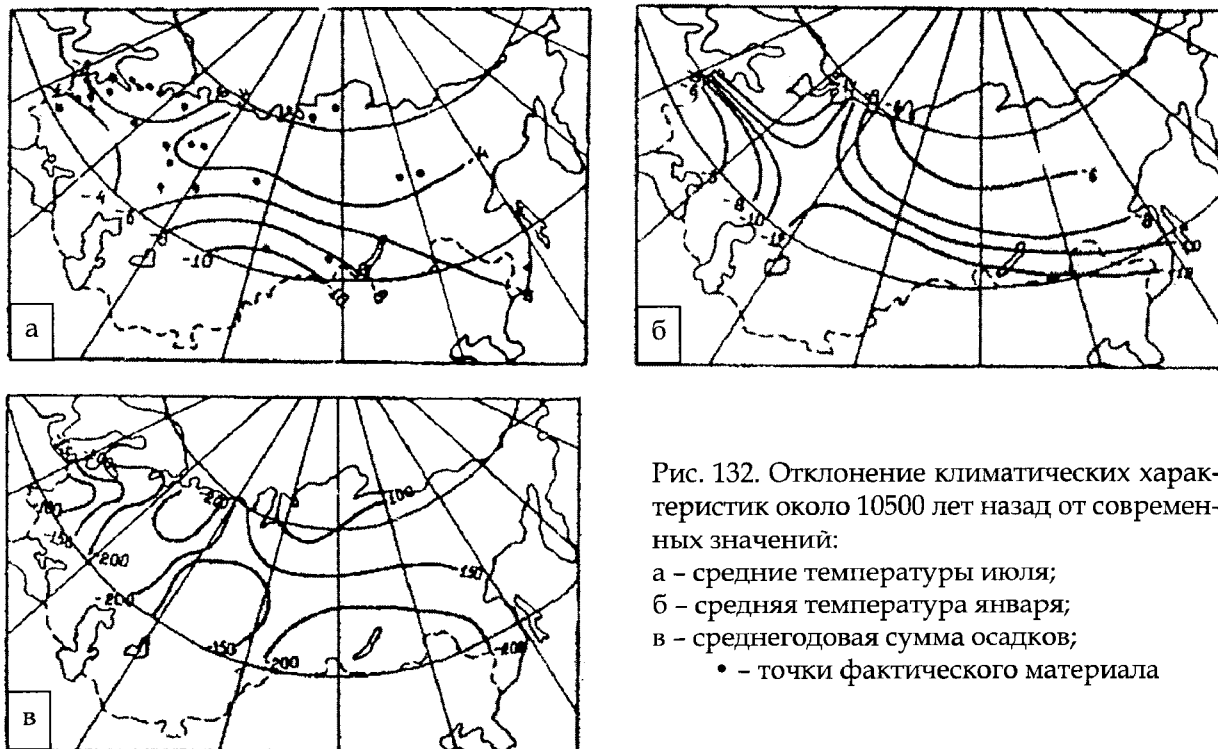


Рис. 132. Отклонение климатических характеристик около 10500 лет назад от современных значений:

- а - средние температуры июля;
- б - средняя температура января;
- в - среднегодовая сумма осадков;
- - точки фактического материала

ной приземной температуры 18 000 лет назад – считает Дж.Е. Кутцбах (1988, с. 192). Здесь же он отмечает, что «...вместе с уменьшением количества осадков над континентами происходит уменьшение речного стока».

С общим низкотемпературным фоном позднего неоплейстоцена связывают уменьшение испарения и сокращение выпадающих атмосферных осадков Ю.К. Васильчук и В.М. Котляков (2000, с. 341–342). В другой работе В.М. Котлякова (1992, с. 11) отмечается, что «количество воды (в атмосфере. – П.О.) контролируется... температурой воздушных масс... Это позволяет предположить 50%-ное уменьшение аккумуляции в последний ледниковый максимум по сравнению с современной величиной».

Характеристики климата около 10500 лет назад В.А. Климанов (1987) иллюстрирует картами (рис. 132) и подчеркивает, что «на юге Западной Сибири осадки были ниже современных на 150 мм» (с. 68).

По А.А. Величко (1973, с. 196), «в системе природного процесса Земли, в целом определявшегося прежде всего температурой и влажностью, изначально переменной величиной являлась температура, а не влажность... Иными словами, температурная составляющая в природном процессе Земли в целом является единственной независимой переменной величиной, влияющей на замкнутую природную систему оболочки Земли».

Снижение летних температур, обуславливавшее опускание снеговой границы и развитие позднеплейстоценового оледенения, несомненно, сопровождалось расширением зоны нивального климата, характеризующе-

гося преобладанием в годовом приходе влаги твердых атмосферных осадков. По мере снижения снеговой границы все большая часть этих твердых атмосферных осадков затрачивалась на формирование ледников. Без такого прогрессивно возраставшего объема осадков, затрачивавшихся на питание ледников, наступание последних и увеличение общих размеров оледенения было бы невозможно. Следовательно, одновременно с увеличением ледниковых масс происходило сокращение той части атмосферных осадков, которые участвовали в формировании речного стока. *Тогда представляется вполне правомочным заключение, что развитие и рост ледников сопровождаются прогрессивным уменьшением годового стока рек и минимальным годовым стоком характеризовался период, непосредственно предшествовавший максимуму оледенения.* С прекращением наступания ледников установилось на некоторое время более или менее сбалансированное соотношение между объемом атмосферных осадков, затрачивавшихся на питание ледников и высвобождавшихся из них за счет таяния.

По-видимому, приближенной микромоделью особенностей режима речного стока для некоторых этапов прогрессивного увеличения размеров оледенения может служить последовательный ряд горных водотоков разного порядка по высотным зонам при движении снизу вверх. В этом направлении меняется соотношение продолжительности теплой и холодной частей года, соотношение доли жидких и твердых атмосферных осадков, сумма летних положительных температур и величина стока. Предмаксимуму оледенения ближе всего будут соответствовать ха-

рактеристики режима современной речной сети приледниковой зоны в начале абляционного периода.

С наступлением ледникового пост-максимума началась отдача «излишков» законсервированной в ледниках влаги. По геоморфологическим признакам (крутой, дистальный склон морен позднеледниковой эпохи) на данном этапе в абляции наряду с таянием существенное значение имело испарение (возгонка) льда, особенно в юго-восточных районах Алтая. Известно (Гляциологический словарь, с. 158–159), что в континентальных высокогорных районах испарение льда соизмеримо с его таянием, причем последнее происходит лишь в полуденные часы. Возгонка льда – единственный вид фазовых переходов при отрицательных температурах и давлении, близком к атмосферному. Испарение льда увеличивается с ростом скорости ветра и дефицитом влажности. Позднее, при дальнейшем сокращении оледенения доля талых ледниковых вод в питании рек увеличилась, но была, вероятно, очень непостоянной, отражая флуктуации климата, и в среднем (по объему потерянного льда) для периода деградации позднеледниковой эпохи не превышала 10 % от современного годового стока рек Алтая.

VI.3.2. Ледниково-подпрудные водоемы: история формирования, продолжительность существования и спуск

В конце XIX – начале XX столетия было установлено, что во многих межгорных впадинах Алтая характерным

явлением плейстоцена было возникновение озер. Свидетельствами заполнения котловин водой в прошлом являются озерные осадки и абразионно-аккумулятивные формы рельефа (террасы, береговые валы). Вопрос о причинах и времени образования озер в Чуйской и Курайской котловинах с той или иной степенью детальности рассматривался в работах ряда авторов (А.В. Аксарин, Е.В. Девяткин, Л.Н. Ивановский, В.Е. Попов, А.А. Свиточ и др.). Многие из них причиной возникновения озер считают подпруживание р. Чуи Куэштанарским и Машейским ледниками. Относительно времени существования озер мнения исследователей расходятся. Так, например, Б.Ф. Сперанский (1937) возникновение озера в Чуйской котловине относит к чуйско-кокузекской эпохе (по его терминологии), т.е. к последнему межледниковью. Он пишет, что «...именно в эту эпоху Западная и Восточная Прачуя слились в единую реку с общим стоком на запад, оформив современную Чую. Этому оформлению предшествовала стадия превращения Чуйской степи в обширное озеро, перекрывшее своими отложениями моренные образования Чуйской эпохи. В свою очередь, моренные и флювиогляциальные отложения кокузекского оледенения частью залегают в формах, врезанных в эти озерные отложения, частью непосредственно их перекрывают, чем вполне точно фиксируют их возраст» [Сперанский, 1937, с. 61].

Менее определенно о времени существования озера в Чуйской котловине говорит А.В. Аксарин (1937), отмечая, что «...четвертичное озеро в нашем районе, занимавшее довольно обширное пространство, существова-

ло, судя по мощности его осадков, продолжительное время» (с. 74). Причину образования озера он видит в тектонических движениях: «...в силу ли поднятия восточной окраины Чуйской степи – Сайлюгемского хребта, или в силу ли нового опускания Чуйского хребта и западной его окраины, территория данного участка покрылась обширным озером» [Аксарин, 1937, с. 74]. Г.Ф. Лунгерсгаузен и О.А. Раковец (1961) считают, что в Чуйской и Курайской котловинах озера имели место в эпоху, предшествовавшую максимальному распространению льдов, и в последующую стадию их отступления. Это мнение разделяется Е.Н. Щукиной (1960). В статье Б.М. Богачкина и О.А. Раковец (1971) указывается, что можно наметить не менее двух периодов существования озерного бассейна в Курайской котловине в среднечетвертичное время. В совместной статье Е.В. Девяткина, Н.А. Ефимцева и др. (1963) образование озер в Чуйской и Курайской котловинах относится к эпохе максимального (среднечетвертичного) оледенения. Но в более поздней работе Е.В. Девяткин (1965) отнес возникновение приледниковых озер в вышеперечисленных котловинах к эпохе первого постмаксимального (позднеплейстоценового) оледенения. По мнению В.Е. Попова (1962), озера в Чуйской и Курайской котловинах возникли в постмаксимальное время последнего оледенения. На основании террасированности склонов конечно-моренных дуг максимальной фазы и первой стадии возникновение озера он связывает с подпруживанием стока Куэктанарским ледником и относит к первой стадии.

Донные отложения Чуйско-Курайского палеозера встречаются по-

всеместно на поверхности древней литорали в виде маломощных толщ, сложенных алевропелитами и песками. Отмеченные осадки не имеют характерной для озерных отложений ясно выраженной слоистости, поскольку при снижении уровня водоема они неоднократно вовлекались в зону воздействия волно-прибойных процессов, вдольбереговых течений, а при обсыхании подвергались интенсивному размыву и переотложению. Уникальными по сохранности являются отложения древнего Чаган-Узунского залива в силу его геоморфологических условий (глубокий врез долины). Осадки оказались защищенными от разрушающего воздействия волн и течений. Обнажения озерно-ледниковых осадков, занимающие наиболее высокое гипсометрическое положение, приурочены к долинному расширению р. Чаган-Узуна (рис. 133) в 2 км ниже пос. Бельтир. Ниже по течению реки озерные отложения различной степени сохранности и мощности вскрываются в прибортовых частях долины до устья р. Кызыл-Чина.

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 эрозионный размыв. В значительной части долины первая толща ленточных отложений была уничтожена. Остатки ее 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 горизонта из-

меняется 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. 134), которая тоже в значительной мере

(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 ее индикационным



Рис. 133. Озерно-ледниковые отложения в долине р. Чаган-Узуна:
А - разрез Чаган-Узун 1; В - Чаган-Узун 2

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-Узуна на две толщи подтверждается и некоторыми другими признаками. Уже при беглом осмотре долины видно, что у озерно-ледниковых отложений неодинаковый уровень поверхности: более молодая

признаком для отделения от более древней толщи, поверхность которой в большей или меньшей мере засорена грубообломочным материалом. Полевые наблюдения в долине Чаган-Узуна 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 на поверхность вершин моренных



Рис. 134. Сводный поперечный разрез долины р. Чаган-Узунa ниже пос. Кызыл-Мань: 1 – морена; 2 – флювиогляциальный галечник; 3 – ленточные отложения первой толщи; 4 – ленточные отложения второй толщи; 5 – плащ грубообломочного материала; 6 – аллювиальный галечник; 7 – коренные породы склонов долины

холмов. 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 гипсометри-

ческому положению и глубине следов промерзания отложений.

В верхнем конце ущелья вскрывается валунный суглинок, на котором отдельными пятнами сохранялись ленточные отложения небольшой мощности. По-видимому, это фрагменты второй толщи. Примерно в 1 км ниже по ущелью начинают появляться обнажения отложений до 20 м мощностью то с одной, то с другой стороны реки (рис. 135). 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 кото-



Рис. 135. Озерно-ледниковые отложения в ущелье Чаган-Узуна

рых 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 надежности выделения годичных лент в озерно-ледниковых отложениях. Поэтому нами значительное внимание уделено литологическим особенностям ленточных отложений второй, т.е. вложенной толщи в долине Чаган-Узуна.

Во всех многочисленных обнажениях толща имеет яснослоистое строение. Эта ее особенность обычно подчеркивается ветровой препарировкой, в результате чего стенки обнажений имеют ребристую поверхность. При этом надо отметить, что ветровой препарировкой подчеркиваются не только отдельные ленты осадка, но и пачки некоторого количества лент (рис. 136), отражающие, по-видимому, природные ритмы более высокого порядка.

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

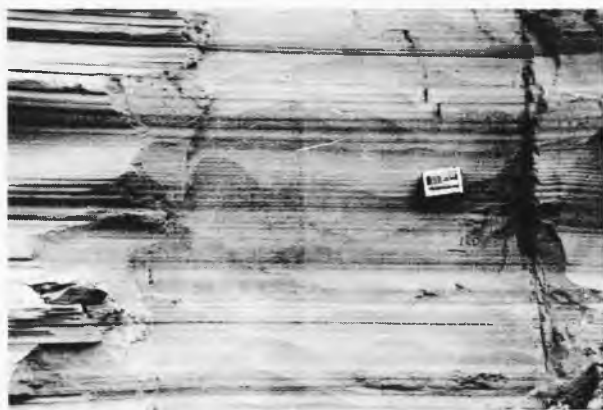


Рис. 136. Пачки годичных лент с ветровой препарировкой

Полевые исследования показали следующее. Толща состоит из последовательно чередующихся слоев темного и светлого тонов, сложенных соответственно алевритом 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



Рис. 137. Текстуры ряби течения в основании второй толщи озерно-ледниковых отложений

видимому основанию толщи (рис. 137). 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.

Необходимо 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 алеврита 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 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 горизонтам пачки толщина пар слоев увеличивается до



Рис. 138. Изменения годовичных лент в вертикальном разрезе толщи озерно-ледниковых отложений

10–15 мм. Изменение мощности пар слоев происходит в основном постепенно (рис. 138). 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. Этим и обусловлена дифференциация толщи на двухслойные 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.

В текстурном соотношении переход от темного слоя к светлому осуществляется через систему большего или меньшего количества чередующихся микрослойков. В этом случае, казалось бы, также скачкообразно в паре путем последовательного замещения относительно крупнозернистых микрослойков на относительно мелкозернистые (при общей тенденции к уменьшению диаметра частиц) должен был бы из-

меняться 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 микрослойков. 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.

Данные спорово-пыльцевых исследований свидетельствуют о развитии лесотундровых и тундростепных ландшафтов во время накопления озерно-ледниковых осадков. О бедности бассейнов седиментации органическим веществом свидетельствует отсутствие в ленточно-слоистых отложениях прослоев органогенного материала.

По ряду литологических признаков в пределах Чаган-Узунской толщи ранее нами [Окишев, Рудой, Герасимов и др., 1978] было установлено наличие 6 типов лент, мощность которых варьирует от 1 до 15 мм, в зависимости от гранулометрического состава компонентов, слагающих ленту:

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

2. Тонкие (1–2 мм) упрощенные четырехслойные, в которых в летнем слое наблюдается один тонкозернистый микрослой, обычно близ контакта с вышележащим зимним слоем.

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

4. Средние (2,5–4 мм) упрощенные четырехслойные.

5. Средние (3–5 мм) сложные, в которых летний слой состоит из серии микролент (в пределах первого десятка).

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

При проведении варвометрических исследований озерно-ледниковых отложений Чаган-Узуна мы взяли за основу приведенную выше классификацию. Используя метод поэтапных совмещений (коннексий) диаграмм удаленных друг от друга разрезов, локализованных в пределах речной долины, П.С. Бородавко составлена сводная гистограмма (рис. 139), которая дает наглядное представление о режиме осадконакопления в исследуемом объекте. Проведенный им анализ данных встречаемости лент разных типов в разрезе позволяет сделать заключение о том, что более молодая толща разреза Чаган-Узун сложена в основном лентами от 2 до 7 мм. Подобные показатели мощности варв отмечаются в большинстве древних

и современных приледниковых озер [Бородавко, 1999, табл. 1].

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

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

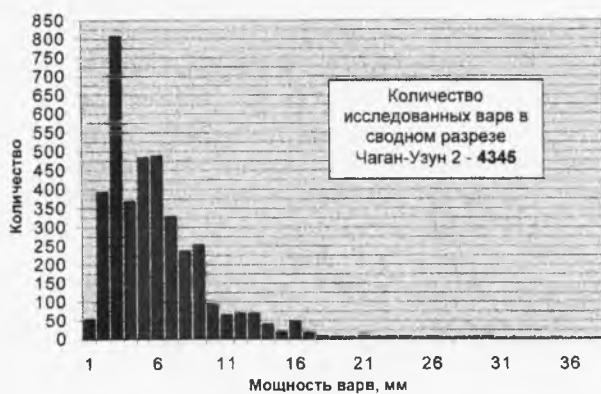


Рис. 139. Распределение показателя мощности вав Чаган-Узуна (по частоте встречаемости) (составлено П.С. Бородавко)

Поскольку седиментация высокодисперсных частиц связана преимущественно с холодными зимними условиями без дополнительного привноса обломочного материала, то, естественно, образование подобных микрослойков в летнем слое следует увязывать с периодами похолоданий, резким уменьшением расходов и мутности водотоков. В зависимости от количества таких микрослойков 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 микрослойком, приуроченным к верх-

ней части летнего слоя, мы рассматриваем как тип, отражающий в целом благоприятные 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 Чаган-Узунского ледника, оканчивавшегося в верхней части ущелья, но и ниже края ясно выражено-

го 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 показаны на схеме (рис. 140). Периоды относительной стабилизации уровня водоема зафиксировались в рельефе палеопобережий в виде комплекса береговых образований: террас,

береговых валов, баров, «сухих» дельт, причем их зрелость, различная степень выраженности свидетельствуют о неодинаковых по продолжительности периодах фиксации уровня древнего водоема. Приведенные ниже описания разрезов некоторых береговых форм, выполненных П.С. Бородавко (1999), позволяют восстановить обстановки их формирования.

Структура, гранулометрический состав отложений террас свидетельствуют о том, что их образование происходило в достаточно динамичной вол-

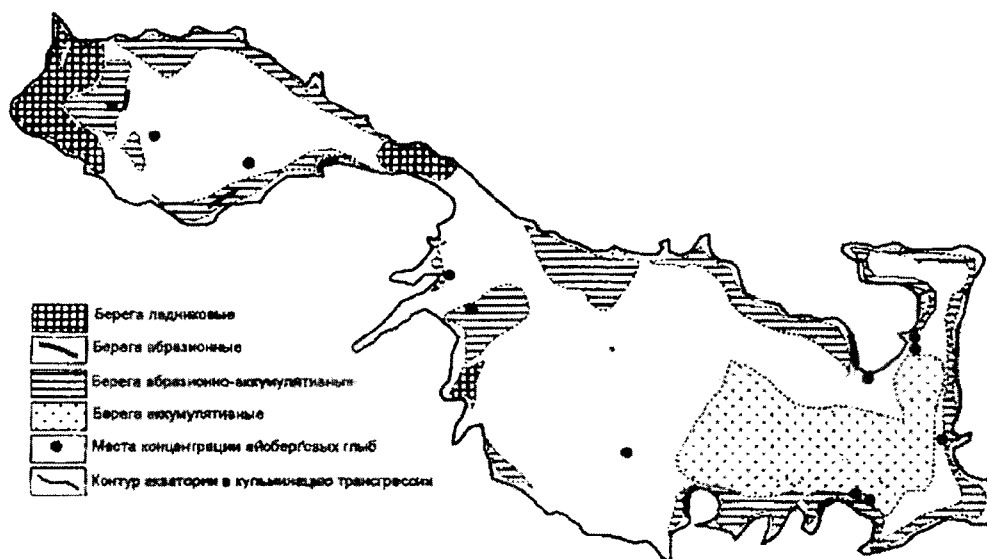


Рис. 140. Упрощенная схема типов берегов Чуйско-Курайской лимносистемы (по Бородавко П.С., 2003)

Разрез № 1. Правобережье р. Арыджана (Курайская котловина). Абсолютная отметка 1780 м. Шурф заложен в средней части площадки абразионно-аккумулятивной террасы, где сверху вниз обнажаются:

1. Почва бурая с включениями мелких валунов, гальки, дресвы, корневой системы растений
2. Валунно-галечниковый слой с супесчаным заполнителем, длинные оси обломков не имеют общего направления ориентировки, нижняя часть обломков покрыта карбонатным налетом
3. Дресвяно-галечниковый слой с заполнителем в виде крупного, хорошо промытого песка. Обломочный материал плотно уложен. Длинные оси галек ориентированы в юго-восточном направлении. Граница с предыдущим слоем отчетливо выражена и подчеркивается пропластком сизой глины мощностью 3 – 5 мм

Глубина, м

0 – 0,2

0,2 – 0,9

0,9 – 1,3

4. Галечниковый слой с заполнителем в виде среднезернистого, хорошо отсортированного песка. Обломки имеют общую ориентировку длинных осей в юго-восточном направлении, плотно уложены. Нижние части обломочного материала покрыты корочкой карбонатов

1,3 - 1,7

Разрез № 2. Правобережье руч. Арталук (Курайская котловина), 4 км к северу от пос. Курай. Абсолютная отметка 1860 м. Шурфом вскрыто строение абразионно-аккумулятивной озерной террасы. Сверху вниз послыно:

| | Глубина, м |
|--|-------------|
| 1. Почва бурого цвета с включениями мелких валунов, крупной и мелкой гальки | 0 - 0,12 |
| 2. Суглинок палево-бурый, карбонатизированный, с включениями мелких валунов, гальки, щебня | 0,12 - 0,45 |
| 3. Суглинок палевый с прослойками черно-бурого цвета, к подошве слоя постепенно замещаемый крупнозернистым песком. Зерна песка покрыты белесым карбонатным налетом | 0,45 - 0,8 |
| 4. Суглинок палевый с пятнами ожелезнения, к подошве замещаемый среднезернистым слоистым песком | 0,8 - 1,2 |
| 5. Суглинок палевого цвета с пятнами ожелезнения, к подошве слоя замещаемый среднезернистым слоистым песком | 1,2 - 1,5 |
| 6. Суглинок палевый с линзами растительных остатков | 1,5 - 1,7 |

новой (близкой к штормовой) среде на стадии регрессии водоема. Время формирования террасового уровня «1860» в Курайской котловине определяется датировкой 32190 ± 260 ВР (Beta 137035 UM993), взятой из основания разреза в правобережье руч. Арталук. Анализ материалов геолого-геоморфологических исследований в Чуйской и Курайской котловинах, а именно: пределов распространения ледниковых отложений 1-го и 2-го поздненеоплейстоценового мегастадиалов, соотношения леднико-

вых и озерно-ледниковых отложений, особенностей распространения озерных волно-прибойных террас, речных террас в долине Чуи на участке между котловинами и ниже Курайской котловины, а также имеющих датировок абсолютного возраста рыхлых отложений, позволяет в основных чертах реконструировать процесс заполнения водой этих межгорных котловин.

Как видно из рис. 141, пределы максимального продвижения наиболее крупных ледников в Чуйскую котлови-

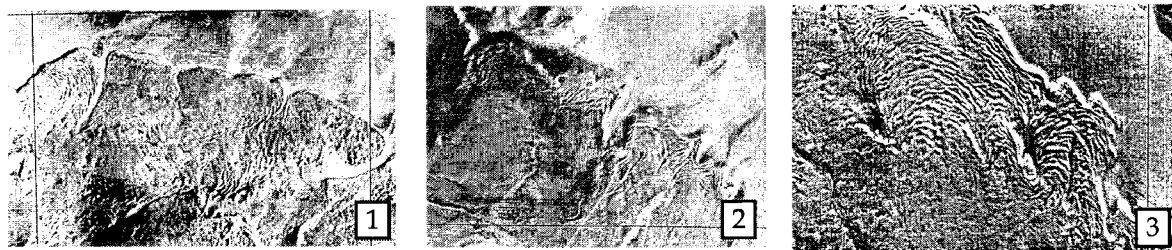


Рис. 141. Фронт морен поздненеоплейстоценового максимума ледников:
1 - Ирбисту; 2 - Тархатты; 3 - восточного края Елангашского ледника

ну маркированы обширными моренными покровами с четко выраженным крутым дистальным склоном. Ледники Тархаттинский и Ирбисту оканчивались на отметках около 2100 м, Чаган-Узунский ледник восточным крылом опускался до высоты около 1900 м.

Фронт морен Тархатты и Ирбисту имеет не очень выразительные признаки бывшего воздействия на них прачуйского озера (не более двух узких волно-прибойных террас в нижней части склона). Зато на морене Чаган-Узунского ледника волно-прибойные террасы представлены не только на отложениях позднеплейстоценового максимума оледенения, но и на первой постмаксимальной морене. В Курайской котловине серией волно-прибойных террас моделирован дистальный склон морены позднеплейстоценового максимума ледника Тете у подножия Северо-Чуйского хребта (рис. 142) и морены в устьях долин Таджикилу и Арталука на склоне Курайского хребта.



Рис. 142. Волно-прибойные террасы на моренах позднеплейстоценового максимума ледника Тете

Отмеченный факт относительно хорошей сохранности до настоящего времени следов волновой деятельности бывших водоемов свидетельствует о том, что во время выработки этих террас материал конечной морены был уже не только отложен, но и достаточно уплотнен. Это означает, что в период формирования конечных морен максимума позднеплейстоценового оледенения озер в котловинах не было или, по крайней мере, если таковые уже возникли, их уровень не достигал отметок окончания упомянутых ледников (в Чуйской котловине – 1900 м, в Курайской – 1650 м). Об этом свидетельствует и другой важный факт: в ущелье Чаган-Узуна за пределами фронта позднеплейстоценовых морен ленточные отложения, представленные двумя пачками, подстилаются флювиогляциальными галечниками, которые могли формироваться только в условиях свободного стока талых вод в начальный период деградации оледенения.

Почему же наполнение котловин водой отставало, запаздывало по сравнению с наступанием ледников и сток длительное время не блокировался ледниками, спускавшимися в долину Чуи? Как нам представляется, было две причины этого запаздывания, а именно:

1. Ледники, выдвинувшиеся в долину Чуи ниже котловин, в трансгрессивной фазе характеризовались интенсивным блоковым дроблением льда, трещиноватостью, что обеспечивало нахождение талыми водами достаточных каналов стока. В этом отношении некоторым примером может служить опускание в долину Чуи Маашейского и Куэхтанарского ледников в мак-

симум 2-го позднеоплейстоценового мегастадиала [Окишев, 1978], когда они не смогли плотно закрыть сток из котловин, о чем свидетельствует песчаный состав отложений проточных озер выше этих плотин.

2. В связи с прогрессивно возрастающими затратами атмосферных осадков на питание трансгрессировавшего оледенения общий объем стока в котловине неуклонно сокращался и своего минимума достиг накануне предельного развития позднеоплейстоценового оледенения. И это было главной причиной в запаздывании максимального уровня заполнения ледниково-подпрудного Чуйско-Курайского водоема по сравнению с максимумом наступания ледников.

Второй тезис требует, однако, дополнительных пояснений, потому что в некоторых публикациях по реконструкции ледникового стока Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного водоема [Рудой, Галахов, Данилин, 1989] сделаны прямо противоположные выводы. Так, например, в их статье (1989) утверждается, что «в ледниковый максимум вюрма объем стока с ледников был почти в 30 раз больше современного» (с. 238) и «межгорные котловины, имеющие по одному узкому и глубокому каналу стока, в ответ на ледниковое подпруживание немедленно отвечали концентрацией талых вод» (с. 239). Эти выводы предварены оценкой абляции на границе питания в максимум оледенения и расчетом объема ледникового стока по формуле

$$W=SA-F_{i+f} 0,55,$$

где S – площадь всего ледника в m^2 ; F_{i+f} – внутреннее питание ледника.

Внешне все выглядит вроде бы корректно, но так ли на самом деле?

Прежде всего, следует заметить, что при реконструкции бывшего пространственного положения границы питания надо учитывать мощность бывших ледников (в ледниковых языках около 300 м), особенно при пологих уклонах их поверхности, как это было при выходе ледников из горных долин в котловины. Вследствие этого положение реконструируемой границы питания должно быть смещено на реальной современной поверхности на величину толщины ледника (не менее 300 м). Некритичное, механическое использование теоретических разработок для иных условий, недоучет очевидных природных фактов привели к тому, что годовой объем только талого стока в створе р. Чаган-Узуна получился почти в 7 раз больше современного общегодового речного стока в том же створе! И, к сожалению, эту цифру ($8,8 \text{ км}^3$) один из авторов статьи – А.Н. Рудой – принимает как реальную в дальнейшем при реконструкциях времени (периода) заполнения котловин талыми водами и динамики водоема.

Как следует из формулы, авторами статьи принято допущение, что граница питания делит ледник на две равные части. В таком случае это означает, что ледник характеризуется нулевым балансом массы, независимо от величины F_{i+f} . По А.Н. Кренке (1982), даже в настоящее время на величину внутреннего питания деградирующего оледенения Алтая затрачивается до 14 % годовых сумм осадков. Но ведь та площадь оледенения, для которой произведен расчет ледникового стока (в 35 раз больше современной суммарной площади всех ледников бассейна верхней Чуи), не возникла внезапно,

на ее формирование прогрессивно затрачивалась какая-то часть атмосферных осадков, исключавшихся из годового влагооборота, что и оговорено А.Н. Кренке, предложившим формулу расчета абляции.

По мере снижения границы питания трансгрессировавшего оледенения перестраивалась структура зон льдообразования и их высотные границы, все большие площади оледенения сокращали ледниковый сток, а в зонах снежного и инфильтрационно-рекристаллизационного льдообразования он (сток) прекращался полностью [Нарожный, 2001]. Известно также [Куцбах, 1988; Борзенкова, 1992], что вторая половина ледниковых эпох характеризуется крайне сухими и холодными климатическими условиями (см. разд. VI.3.1). В Чуйской котловине об этом свидетельствует и микро-рельеф пластовых конечно-моренных комплексов максимума позднео-плейстоценовых ледников. В пределах пластовых морен нет форм эрозионного расчленения, синхронного времени отложения моренного материала. Прорезающие конечно-моренные комплексы эрозионные долинки приурочены только к ограниченной полосе моренного поля и в его пределах не имеют боковых (приточных) русловых форм. Нет и признаков концентрированно-подледного руслового стока. Предположения о местах выхода такового в «заливах» фестончатого края крутого фронта морены опровергаются повышенным, валлообразным рельефом дна этих заливчиков. Эти повышенные участки доледниковой поверхности обтекаются моренным фронтом, в результате чего и формируется его фестончатый плановый рисунок. Такой

рельеф поверхности пластовых морен указывает на интенсивное испарение льда, что, как известно, характерно только для континентального сухого холодного климата [Гляциологический словарь, 1984].

По исследованиям Ю.К. Нарожного (2001), в настоящее время на ледниках Центр. Алтая талый сток полностью прекращается с поверхностями, располагающихся на 250–300 м выше границы питания. Если примем такой же высотный интервал для позднео-плейстоценового оледенения, то окажется, что ледниковые площади выше 2450–2500 м над ур. м. не давали талого стока, а это составляет значительно больше половины общей площади бывшего оледенения рассматриваемой части бассейна р. Чуи.

Вернемся, однако, к процессу заполнения котловин водой. Как отмечено выше, в максимум оледенения уровень озера не поднимался в Чуйской котловине до 1900 м, а возможно и до 1800 м. На первой постмаксимальной конечной морене Чаган-Узунского ледника морфологическая выраженность волно-прибойных террас значительно хуже, чем на морене максимума. Косвенно это указывает на то, что терраски вырабатывались в отложениях недавно сформированной постмаксимальной морены.

О запаздывания заполнения котловины водой свидетельствует, наконец, такой важный факт, как песчаный состав и текстуры ряби течения в основании нижней толщи озерно-ледниковых отложений в цунговом бассейне Чаган-Узунского ледника (см. рис. 137).

Таким образом, начало быстрого поднятия уровня пра-Чуйского озера

совершенно определенно можно коррелировать с заключительным этапом регрессивной фазы первой постмаксимальной стадии 1-го мегастадияла, датированной [Свиточ, 1978] 32 тыс. лет назад (МГУ ТЛ-1).

Быстрое уменьшение толщины годичных лент вверх по разрезу в первой (нижней) толще озерно-ледниковых

по-видимому, произошло всплывание тонкого восточного края плотины, контактировавшего с Чуйским озером. На нижележащем участке долины прорвавшиеся воды хлынули по поверхности заполнявших ее ледников, смыли поверхностную и денудировали до наклонной равнины конечную морену в восточной части Курайской котловины

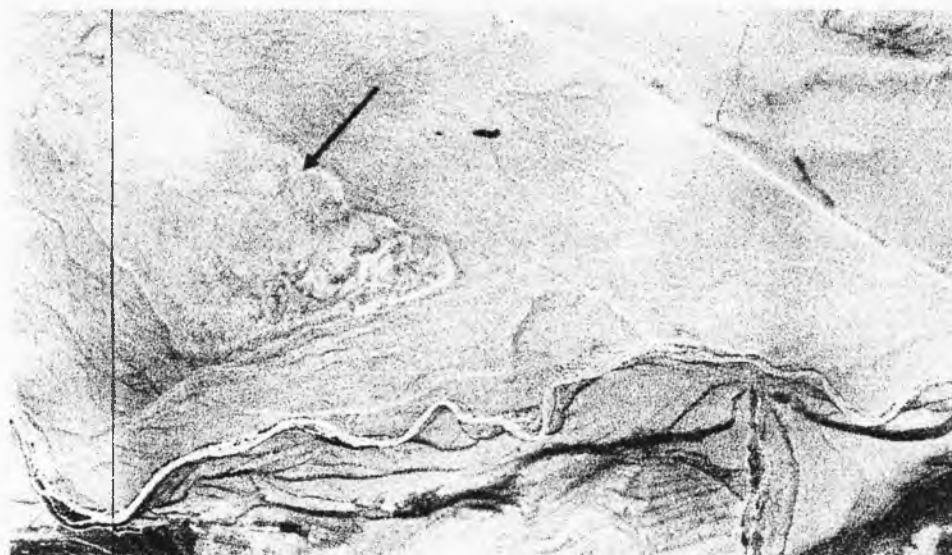


Рис. 143. Размытая конечная морена (показана стрелкой) на III надпойменной террасе р. Чуи в восточной части Курайской котловины

отложений свидетельствует о быстром увеличении глубины пра-Чуйского озера. По ориентировочным полевым подсчетам количества годичных лент, эта толща накапливалась в течение не менее 2 тыс. лет и ее формирование завершилось после 30 тыс. лет назад. Отсутствие следов перерывов в осадконакоплении указывает на непрерывность существования озера в течение всего периода накопления годичных лент. Однако чередование многочисленных тонких лент с пачками небольшого количества лент существенно большей толщины указывает, по-видимому, на колебания глубины озера.

По достижении уровня, близкого к высоте ледниковой плотины (около 1900 м) в долине Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами,

(рис. 143). Этим потоком были размыты в Курайской котловине конечные морены ледников подножия Курайского хребта и широко распластанного ледника Актру. Такое предположение основывается на отсутствии следов глубинной эрозии и сохранности донной морены позднеплейстоценового ледника на всем участке долины между котловинами.

Быстрое наполнение Курайской котловины водой, сброшенной из Чуйской котловины, привело к всплыванию остальных ледников в долине Чуи между котловинами и относительно тонкой восточной краевой частью мощной ледниковой плотины, подпруживавшей Курайскую котловину.

По разнице высотных отметок уровня ледниковой плотины на вы-

ходе из Чуйской котловины (1900 м) Курайский ледниково-подпрудный водоем и последующее повышение его уровня до максимальной отметки было общим по всей акватории. Исходя из указанной выше ТЛ-датировки отложений первой толщи и количества лент

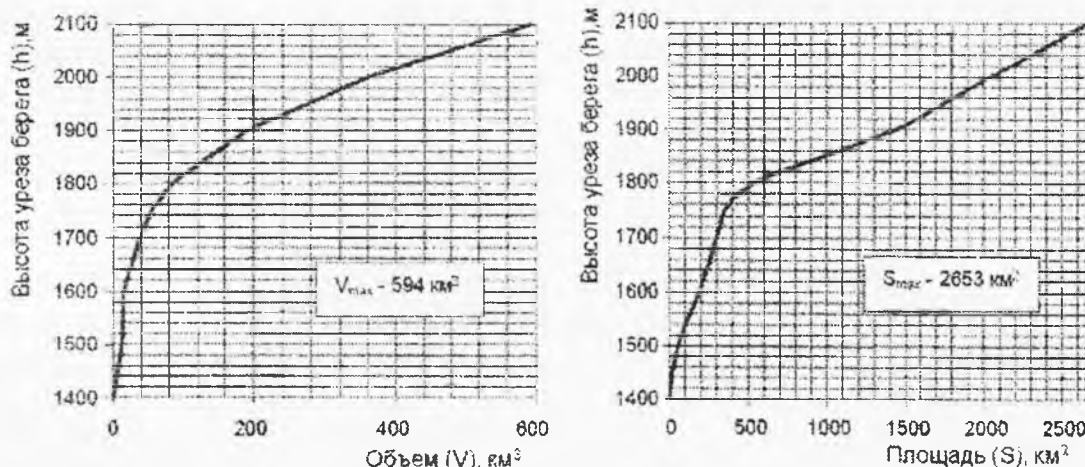


Рис. 144. Кривые зависимостей объема (V) и площади (S) Чуйско-Курайской лимносистемы от высоты уреза воды (по Бородавко П.С., 2003)

100 м. При акватории озера в 1000 км² в этом интервале высот (рис. 144) объемом сброшенной воды достигает 100 км³. Этого объема хватило для выравнивания зеркала озер в обеих котловинах на высоте около 1800 м над ур. м. Поэтому дальнейший врез Чаган-Узуна в отложения первой озерно-ледниковой толщи прекратился, постепенно восстановился ингрессионный залив в цунговом бассейне Чаган-Узунского ледника и началось формирование второй толщи ленточных отложений.

После выравнивания зеркала воды в котловинах возник единый Чуйско-

Курайское озеро достигло несколько раньше 30 тыс. лет назад. Образование единого Чуйско-Курайского озера и весь длительный период его наполнения однозначно указывают на превышение прихода воды в котловину над ее истечением отсюда. О верхнем пределе бывшего уровня озера аргументированно можно судить по высотной отметке верхней волноприбойной террасы (2100 м над ур. м.) на бортах Чуйской и Курайской котловин (рис. 145). Встречающиеся в некоторых публикациях [Бутвиловский,



Рис. 145. Волно-прибойные аккумулятивные террасы в юго-восточной части Чуйской котловины

1993; Рудой, 2003] упоминания о реконструкции спиллвеев на более высоких отметках (до 2500–2600 м) не могут приниматься всерьез, так как не имеют никакого фактического обоснования, являются всего лишь предположением в теоретических схемах их авторов.

Предел повышения зеркала озера контролировался ледниковой плотиной в долине Чуи ниже Курайской котловины. С высотной отметкой верхней волно-прибойной террасы произвольно ассоциируется и высота ледниковой плотины. Действительно, ниже этой отметки верхний уровень плотины в максимум ее развития быть не мог, иначе озеро не поднялось бы до указанной высоты. Данное утверждение, однако, вовсе не означает, что дальнейшее наполнение озера и повышение его уровня прекратились вследствие появления возможности перелива воды через поверхность плотины, хотя такое объяснение стабилизации параметров озера как бы напрашивается само собой и представляется наиболее простым и логичным. К сожалению, в данном случае далеко не все так просто, как первоначально кажется. А в то же время выяснение конкретных причин прекращения повышения зеркала озерных вод весьма важно как для реконструкции постмаксимальной динамики Чуйско-Курайского водоема, так и для оценки вероятных расходов Чуи ниже плотины в период опорожнения этого водоема. Поэтому данному вопросу следует уделить должное внимание.

Известно несколько возможных механизмов спуска подпрудных вод через ледниковые плотины: 1) всплывание плотины; 2) сток по маргинальным и субмаргинальным каналам; 3) перелив

воды через плотину и 4) возникновение подледниковых и внутриледниковых каналов стока.

Как считает М.Г. Гросвальд (1987), анализируя режим опорожнения Дархатского озера, «главной особенностью режима... озер ледниково-подпрудного типа были периодические прорывы воды через ледниковую плотину, *которые должны были приводить к быстрым осушениям озерной ванны*»... (подчеркнуто нами. – П.О.). Далее он поясняет, что «прорывы, или йокульлаупы, обычно происходят после того, как уровни подпрудных озер достигают некоторой критической высоты, при которой в ледяных плотинах начинаются подвижки. В результате этого озерная вода получает доступ во внутриледниковые и подледниковые полости, через которые она сначала просачивается, а затем, по мере их расширения и превращения в туннели, сбрасывается с большой скоростью» (там же, с. 166).

С таким представлением о механизме и особенностях режима сброса подпрудных вод можно было бы согласиться, если исключить допущение о полных и, следовательно, многократных осушениях озерной ванны. Для такого допущения М.Г. Гросвальд не приводит никаких убедительных аргументов по Дархатскому озеру, нет их и для Чуйско-Курайского озера. Напротив, в последнем ряд признаков свидетельствует лишь о частичном периодическом сбросе озерных вод. Всплывание плотины исключается, прежде всего, по наличию лестницы многочисленных (не менее 100) волно-прибойных уровней, спускающихся от 2100 м над ур. м. до самого дна Курайской котловины (1500 м над ур. м.)! Невозможно себе представить, чтобы

столь же многочисленные всплывания плотины завершались ее опусканием точно на то же место, чтобы основание плотины сохранило тот же микро рельеф, а дно долины в пределах канала стока воды не подверглось эрозионным процессам.



Рис. 146. Широкое аккумулятивное дно долины Чуи на участке от пос. Чибит до устья р. Бельгибаша:

1 - старая долина Чуи; 2 - современная долина Чуи. В обеих долинах и ниже их слияния в единую (3) дно загромождено ледниковыми отложениями

Нет следов катастрофических потоков и ниже бывшей плотины в долине Чуи (рис. 146). Наконец, надо учитывать, что и в строении толщи озерно-ледниковых отложений не обнаружено перерывов (кроме отмеченного и объясненного выше) в осадконакоплении, которые были бы неизбежны.

Сток по маргинальным и субмаргинальным каналам характерен для краевых участков ледниковых лопастей или ледниковых языков вдоль линии контакта льда с бортами вмещающей его долины. В рассматриваемом случае основная часть тела плотины была

сформирована ледниками, спускавшимися в долину навстречу друг другу с противоположных хребтов. Поэтому в пределах центральной части плотины поверхность льда повышалась к бортам долины, следовательно, не было необходимого условия для возникновения маргинальных каналов или субмаргинального стока.

Перелив подпруженных вод через понижения на поверхности плотины в принципе возможен, и некоторые исследователи, например Г.Н. Голубев (1974), считают этот механизм основным в процессе опорожнения ледниково-подпрудных озер. Однако для этого ледник должен быть загружен моренным материалом настолько, чтобы удельный вес единицы объема ледника был не меньше такого же объема воды и лед не всплыл бы при достижении некоторого критического уровня озера. В нашем случае такой плотины не могло быть, так как по выходе из коротких горных долин на слабоборасчлененные предгорные ступени ледники широко распластывались, материал поверхностной и внутренней морен рассредотачивался по большой площади. Это косвенно подтверждается многочисленными примерами айсбергового разноса моренного материала по акватории бывших Чуйского и Курайского озер.

Наиболее вероятно, частичный сброс воды Чуйско-Курайского озера периодически происходил через подледниковые и внутриледниковые каналы. Такой механизм аргументируется рядом признаков. Как уже отмечалось выше, на дне Курайской котловины в ее юго-восточной части прекрасно сформирован комплекс позднео-плейстоценового максимума ледни-

ка Тете. На дистальном склоне этого моренного комплекса вполне определено выделяются озерные линии (волно-прибойные террасы) (рис. 147).



Рис. 147. Волно-прибойные террасы на аккумулятивных грядах в юго-восточной части Курайской котловины. Алтай

Хорошая геоморфологическая выраженность конечной морены однозначно указывает на то, что ледник Тете достиг своих максимальных размеров и сформировал морену в субэаральных условиях. Если в котловине и было ограниченное по площади озеро, его уровень не поднимался выше отметки конца ледника (1600 м).

Закономерный вопрос: куда же девались талые воды начавшейся деградации ледников горного обрамления этой котловины и частичного стока вод из Чуйской котловины? Поскольку другие механизмы стока оказались неприемлемыми, остается один ответ: существовали подледниковые туннели и внутриледниковые каналы!

Что касается внутриледниковых каналов, то это не утверждение, а лишь предположение, хотя и небезосновательное. Еще в книге «Очерки гляциологии» С.В. Калесника (1963) отмечается широкое развитие подледниковых рек и внутриледниковых туннелей, по которым вода преодолевает большие



Рис. 148. Новая долина Чуи. На переднем плане – начало каньона, врезанного в морену и коренные породы. На дальнем плане – начало моренной толщи ниже устья р. Ороя, протягивающейся до конца современной долины у пос. Чибит

расстояния. Например, гляциологам известно ежегодно возникающее озеро Мерцбахера в боковой долине ледника Южный Иньльчек, которое опорожняется через подледные и внутриледниковые каналы протяженностью около 14 км. Как пишет Ю.Б. Виноградов (1977, с. 98) со ссылкой на зарубежные источники, «режим гидравлической деятельности дренажной системы ледника определяется прежде всего тремя основными факторами: способностью данной системы непрерывно приспосабливаться к изменениям в поступлении талой воды, управлением давлением и движением воды со стороны внешнего давления в окружающем льду и скорости таяния стенок туннелей и, самое главное, стремлением самой дренажной системы стать дендритовой вследствие дифференцированного роста более крупных притоков за счет мелких». В книге Ю.Б. Виноградова (1977) отдельный раздел посвящен сведениям о жизни подпруженных ледниками озер и механизму их прорыва.

Реальность же подледного стока подтверждается глубоким (до 50 м) эрозионным врезом в коренные породы на участке современной долины Чуи в пределах массива Белькенек от устья р. Маашея до Чибитского расширения долины (рис. 148). Нигде в других местах на всем протяжении долины от Чуйской котловины до устья река не прорезала всю толщу рыхлых отложений, вскрывая различные их литологические комплексы.

В районе массива Белькенек ледниковая плотина имела наибольшую мощность (см. рис. 121). По находкам эрратических обломков горных пород, поверхность плотины поднималась здесь до отметки 2200 м и имела мощность не менее 800 м. Питавшие эту часть плотины ледники, спускавшиеся с Северо-Чуйского (Маашейский) и Курайского (Чибитский) хребтов, не имели возможности широко распластываться в долине Чуи из-за занятости прилегающих участков долины другими ледниками (Таджилу, Артолуку, Сардыма, Бельгибаш – с Курайского хребта; Актру, Корумду, Куркурек,

Ештыкколь – с Северо-Чуйского хребта), были ими подпружены, и потому приток льда с хребтов реализовался здесь в увеличении мощности плотины (рис. 149).

Краевые части плотины, особенно восточная, образованная слиянием ледников противоположных хребтов (Таджилу, Артолуку, Актру, Корумду), широко распластывались на приподнятом дне западной половины Курайской котловины. После наполнения котловины водой, сброшенной из Чуйской котловины, сравнительно маломощные приконцевые части этих ледников всплыли и тем самым упростили возможность формирования подледникового туннеля под центральной частью плотины (в районе массива Белькенек). Ограниченность пропускной способности туннеля обуславливала постепенное наполнение котловин до общей отметки около 2100 м. На этом уровне толща воды на контакте с плотиной превысила 600 м и стала причиной такого гидростатического давления, которого оказалось достаточно для некоторых деформаций в ледяной



Рис. 149. Схема распространения следов существования основной ледниковой плотины:

1 – отложения основных морен; 2 – конечно-моренные комплексы максимума 1-го мегастадиала; 3 – конечно-моренные комплексы максимума 2-го мегастадиала; 4 – валы береговых морен; 5 – эрратические валуны и глыбы; 6 – современные реки; 7 – брошенная долина Чуи (составлена П.С. Бородавко)

преграде и увеличения стока. В результате этого дальнейшее поднятие уровня озера прекратилось, приток и отток воды в котловинах на какое-то время сбалансировались. Периодически такой баланс нарушался кратковременным превышением расходной части и уровень озера снижался. Лестница волно-прибойных террас свидетельствует о том, что последующего восстановления бывшего уровня озера не происходило и временный баланс притока и оттока воды устанавливался на более низких отметках зеркала озера, пока в плотине не возникали условия для очередного увеличения стока.

VI.3.3. Реконструкции «катастрофических суперпотоков» и геолого-геоморфологические реалии

Выше мы уже отмечали, что в последнее время процесс опорожнения плейстоценовых ледниково-подпрудных озер Алтая все более гипертрофируется и по параметрам периодически повторявшегося кратковременного сброса вод таких озер в долинах ниже ледниковых плотин реконструируется прохождение гигантских, катастрофических суперпотоков.

Для того чтобы понять, откуда появилось и «пошло гулять» в последующих реконструкциях представление о катастрофических суперпотоках, придется обратиться к тексту статьи В.В. Бутвиловского (1982). На с. 13 находим: «... в долине Башкауса нами обнаружены очень необычные формы рельефа, своей морфологией удивительно похожие на обычную мелкую рябь течения, косы-валы прибрежной аккумуляции, острова-осередки со значительными препятствиями,

холмисто-грядовые скопления, глыбовые шлейфы-валы в днище долины... Кроме аккумулятивных образований наблюдаются и настоящие эрозионные – полуразмытые, «разорванные» конечные моренные валы, моренные холмы-останцы каплевидной обтекаемой в плане формы, имеющей в проксимальной части останца вид правильной полудуги;... резковрезанные в коренные эрозионные рвы, уступы, ложбины; глубокие (до 60 м) «сухие» каньоны с переуглубленными котловинами и нишами эрозионного отторжения. Следы мощнейшей эрозии фиксируются на высоте до 100–105 м от уреза Башкауса». Далее (с. 15) следует вывод, «что данный эрозионно-аккумулятивный рельеф не мог бы возникнуть в условиях обычных аллювиальных и флювиогляциальных процессов. Только очень мощный, катастрофический паводок... в виде стремительно несущейся сверхгигантской реки мог создать эти уникальные формы рельефа» (выделено нами. – П.О.).

В цитированной статье по условиям издания нет ни схем, ни тем более фотоизображений объектов. Поэтому давайте пока поверим этой информации «на слово», считая, что это – слово молодого добросовестного исследователя. Но вот выходит его книга (1993), где для описанного участка долины Башкауса приведена крупномасштабная схема (с. 130, рис. 36), на которой отрисованы конечные и боковые морены в пределах бывшего русла «сверхгигантской реки» (рис. 150)! А на палеогеографической схеме (приложение в его книге) на участке от устья р. Саратана до устья р. Чебдара в долине Башкауса показано 7 стадийных конечных морен! В этом его описании морфологии

долины Башкауса видится стремление перечислить все аккумулятивные и эрозионные объекты, известные ему из учебников и научных публикаций

Вам, читатель, удалось по этой детальнейшей геоморфологической схеме (рис. 150) установить обоснованность проведения «палеоуровней катастро-

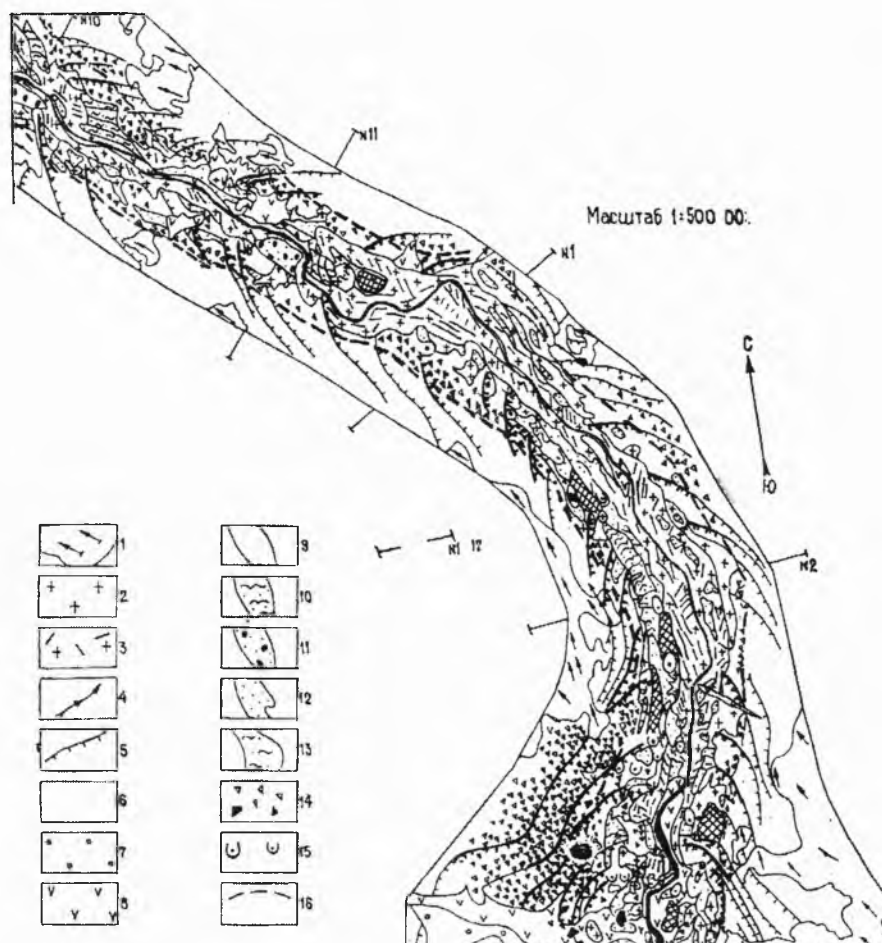


Рис. 150. Геоморфологическая схема долины р. Башкауса между устьями рек Аспатты и Каракудюра (по Бутвиловскому В.В., 1993, рис. 36):

1 - коренные выходы склонов, обработанные ледником, направления движения льда; 2 - отмытые от рыхлого чехла коренные выходы; 3 - скебленд; 4 - каналы стока талых вод; 5 - конечные и боковые морены; 6 - склоны и покровы моренных накоплений; 7 - озерно-ледниковые дельта-конусы; 8 - голоценовые аллювиальные и пролювиальные отложения; аккумулятивные формы, созданные катастрофическими потоками: 9 - косы-осередки, гигантские валы; 10 - гигантская рябь; 11 - глыбовые шлейфы; 12 - галечно-валунные шлейфы затухания потока; 13 - теневые террасы; 14 - глыбовые скопления выброса (а) и теневой аккумуляции (б); 15 - «обтекаемые» формы моренных останцов; 16 - палеоуровни катастрофических потоков; 17 - положение расчетных створов

Дж. Ричмонда и Р. Дж. Райса (1980) по другим территориям, причем, невзирая на то, что сохранность конечных и береговых морен в пределах функционирования «сверхгигантской реки» абсолютно противоестественна.

фических потоков» (условный знак № 16)? Нам это не удалось, хоть мы и знаем долину, неоднократно посещали ее. И конечные, и береговые морены, и «отмытые от рыхлого чехла коренные выходы», и «глыбовые шлейфы» в до-

лине действительно есть, поэтому для участка долины, показанного на рис. 36 в книге Бутвиловского, мы приво-



Рис. 151. Космоснимок участка долины р. Башкауса между устьями рек Аспатты и Каракудюра

дим в том же масштабе космоснимок (рис. 151), три поперечных профиля (рис. 152) с их краткими комментариями и наземные фотографии поверхности и обнажений (рис. 153, 154).

Сразу ниже пос. Каракудюор по левому берегу Башкауса на высоту до 120 м над урезом реки поднимаются моренные холмы (рис. 153), от которых вниз по долине почти 2 км тянется постепенно снижающийся моренный вал, который в устье р. Терехту прерывается мощной конечной мореной, запирающей устье этой долины. В полутора километрах ниже по Башкаусу с той же левой стороны впадает руч. Дебеаткан, в приустьевой части которого прослеживается по левому борту снижающаяся береговая морена. Через 2 км по левому берегу Башкауса (рис. 154) появляется мощный, до 100 м над урезом реки, вал береговой морены, поднимающийся в гребневой части до 20 м над присклоновым понижением. Через 1,5 км вал прерывается и далее, вплоть до устья р. Паспарту (правый

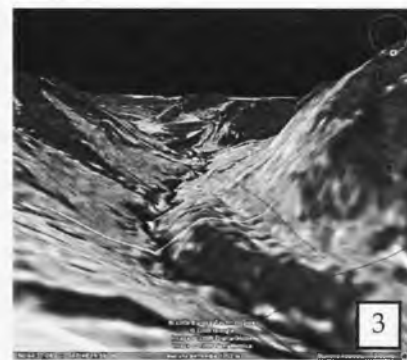
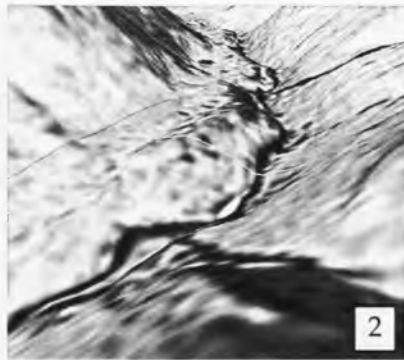


Рис. 152. Поперечные профили долины Башкауса:

1 – ниже пос. Каракудюор. Вдоль левого борта долины виден вал береговой морены высотой до 130 м над урезом реки, шириной до 400 м и протяженностью около 3,5 км; 2 – долина Башкауса ниже устья р. Терехту. Левобережная береговая морена в виде вала высотой до 90 м прослеживается до устья р. Орто-Кутбая. Этим валом подпружены 4 присклоновых озера, а в безымянной левобережной долинке напротив устья р. Паспарту подпружено озеро задвинутой туда мореной на высоте 360 м выше уреза Башкауса; 3 – долина Башкауса ниже устья р. Орто-Кутбая. Береговая морена высотой до 150 м прослеживается в основном по левому берегу. Но ниже р. Аспатты имеются фрагменты береговой морены и по правобережью. Ниже устья р. Джундука этим валом подпружено присклоновое озеро



Рис. 153. Холмы конечной морены близ устья р. Каракудюра:
а – общий вид поверхности; б – фрагмент обнажения холма

приток Башкауса), береговая морена имеет более уплощенную, холмисто-западинную поверхность, в понижениях которой сохранились озера. Все отмеченное однозначно свидетельствует о былом пребывании здесь ледников, а сброс ледниково-подпрудного водоема ограничивался V-образным врезом (каньоном), занимающим от 1/3 до 1/2 ширины придонной части долины ниже поверхности береговых морен, т.е. осуществлялся под ледником. Иначе как можно объяснить сохранность на дне долины (см. схему Бутвиловского) не только мелких аккумулятивных образований (косы-осередки, рябь течения, конечные и береговые морены и пр.), но и крупных береговых морен с их холмисто-западинным рельефом и моренно-подпрудными присклонными озерами (рис. 152)? Ведь все должно быть смыто, дно долины должно быть вычищено так же, как дно колумбийских кули, с потоками в которых Бутвиловский сопоставляет свою «сверхгигантскую реку». Кстати, его ссылка (1982, с. 15) на якобы подобный Башкаусскому комплекс эрозионно-аккумулятивных форм в работах Дж. Ричмонда и Р.Дж. Райса не корректна, ибо у них эти аккумулятивные формы

располагаются за пределами кули, в плоских ложбинах междуречий.

В дальнейшем такое вот произвольное и неадекватное генезису толкование аккумулятивного рельефа было Бутвиловским перенесено на долины Чуи и Катуня, усугублено неверным описанием строения высоких террас и подхвачено другими сторонниками катастрофизма уже для достижения своих целей – расчетов параметров виртуальных суперпотоков. Что еще важно отметить – ни в одной публикации Бутвиловского нет фотографий объектов как документального наглядного доказательства, а даются схемы и характеристики обнажений либо низких террас в главных долинах (1993, рис. 37, 41), либо отложений в долинах притоков (там же, рис. 39).

На с. 131–136 в книге Бутвиловского (1993) обсуждается возможность образования катастрофическими потоками «гигантских валов» (это нынешние высокие террасы в долинах Чуи и Катуня. – П.О.) «обычно за крутыми поворотами долин, за выступами струеотклоняющих перемычек либо за узкими, вытянутыми отдельными препятствиями» (с. 133). После многословных рассуждений о вероятных



Рис. 154. Ледниковые отложения в долине Башкауса:
 а – гребешок береговой морены вблизи профиля 1-1 (рис. 152, 2);
 б – фрагмент обнажения в нижней (прирусловой) части береговой морены

условиях формирования тех или иных особенностей рыхлых отложений без указания конкретного обнажения или участка (за исключением долины р. Бийки – небольшого правого притока Катуня ниже пос. Едиган) он заявляет (с. 136), что коль «гигантские валы» являются подводно-русловыми формами и оформлялись в виде валов обязательно под водой... то «необходимо признать, что и *толщина* формировавших их *потоков* (новое понятие в гидрологии! – П.О.) была не меньше, а потоки таких параметров должны быть катастрофическими»!!!

Вот так-то, уважаемые господа-геоморфологи! Знайте, что при объяснении условий формирования высоких террас не надо забивать голову изменениями живой силы (кинематической энергии) водотока по тем или иным причинам (тектоника, флуктуации климата и т.п.), а достаточно сказать, что «толщина формировавших их потоков «была не меньшей»!

По тексту абзаца эта фраза Бутвиловским не акцентирована, сказана как бы между прочим, но для некоторых реконструкторов «спуска вод Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного

озера» стала ключевой. Под эту «толщину потока» стали рассчитывать и скорости, и расходы, и «напряжения сдвига ложа», и мощность потока [Рудой, 2005, с. 118]. А как сказал в свое время поэт Н.А. Некрасов: «Мужик что бык: втемяшится в башку какая блажь, колом ее оттудова не выбьешь, упрутся». Вот и в данном случае втемяшилась эта мысль о «толстом катастрофическом потоке» и эксплуатируют ее, невзирая на то, что это противоречит современным научным представлениям о работе водотоков и самому строению долин Чуи и Катуня.

Да, есть аккумулятивные образования и за поворотами, и в распадках бортов долин, и в устьях некоторых долин притоков, но не они привлекают внимание (хотя безусловно заслуживают необходимости их изучения и учета в палеорекострукциях), а крупные (высотой до 150–200 м над Чуйским трактом, шириной в 300–900 м и протяженностью до 2–3 км) валы. И располагаются они не за крутыми поворотами долин, а на почти прямолинейных их участках (рис. 155).

Что касается идентификации высоких террас как прирусловых валов,

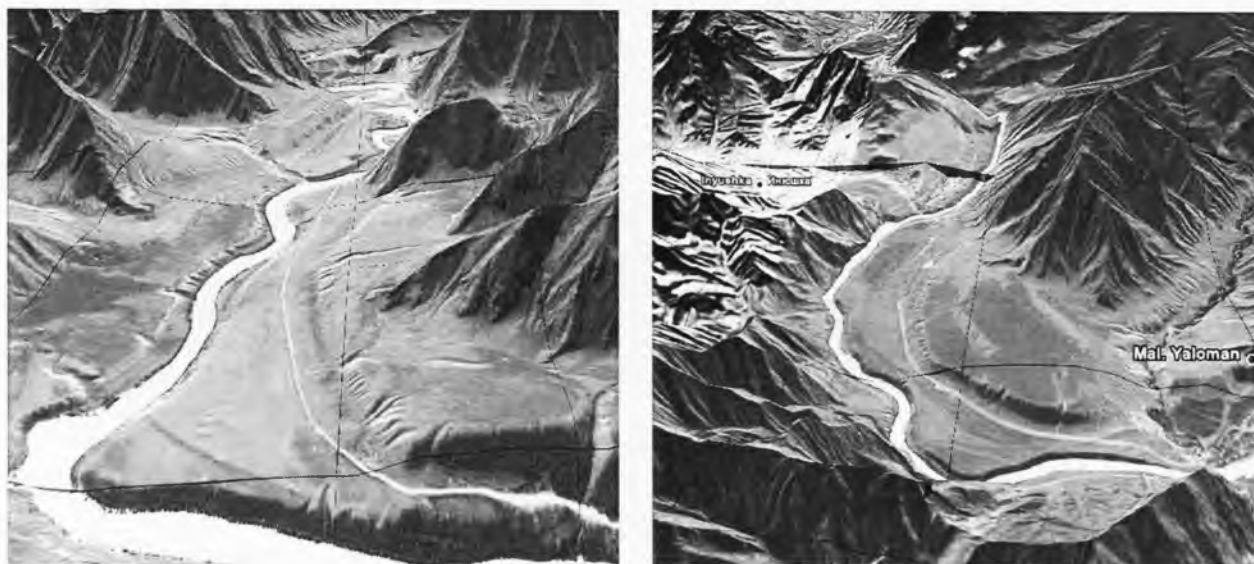


Рис. 155. Высокие (камовые) террасы в долине Катуня на участке от устья р. Чуи до устья р. Бол. Ильгумень

«диллювиальных аккумулятивных валов» суперпотоков, то для этого нет никаких фактических аргументов. Прирусловые валы есть следствие резкого падения скорости течения водотока на участке перехода от русла к пойме. Возможно ли такое, чтобы от 1/4 (в устье долины Чуи) до 2/3 (на Малояломанском участке долины Катуня) ширины долины занимал прирусловой вал высотой 200 м над урезом реки? А выше устья р. Чуи в долине Катуня толща такой же мощности – 200 м (о ней нет ни слова ни у Бутвиловского, ни у Рудого) занимает 3/4 ширины долины! Это тоже прирусловой вал, диллювиально-аккумулятивный вал? Науке пока неизвестен механизм формирования таких валов в потоках «толщиной в сотни метров»! И далее: откуда в поток поставлялось столько обломочного материала? Ведь, надо полагать, основная часть его вынесена в русловом потоке на предгорную равнину (по оценке Бутвиловского, не менее 70–75 км³!). В то же время присклоновые пониже-

ния валов и рыхлые образования в распадах бортов долин свидетельствуют против эрозии склонов.

Наконец, надо спуститься в низкогорья. Известный «майминский вал», с позиции сторонников «катастрофических диллювиальных суперпотоков», является прирусловым (или диллювиальным) образованием. Допустим, но как сформировались одноуровенная с ним валунно-галечная широкая терраса, на которой располагается не менее известное Айское озеро, и еще более высокий (80-метровый) валунно-галечный вал, запирающий здесь же долину руч. Пучина? (см.: Бутвиловский, 1993, рис. 40). Они накопились «в зоне завихрения, эрозионной тени»? До того как начался перелив через гребешок и возникли водопады с их кавитацией? Обозначены они ($fk_{III}4$) как синхронные с суперпотоком, из чего следует, что при высоте уреза потока не менее 80 м над современным урезом Катуня за гребешком происходила активная аккумуляция, а когда «толщина потока» уменьшилась

(перевальные седловинки в гребешке имеют высоту 65–70 м над урезом Катуня), он начал активно размывать эти толщи? Неисповедимы дела твои, Господи, и человеческие фантазии – тоже!

По расчетам Бутвиловского, глубина «сверхгигантской реки» – прабашкауса на разных участках долины изменялась от 85 до 106 м (и даже до 150 м, см.: Бутвиловский, 1985), скорость соответственно варьировала от 9 до 34 м/с (и даже до 150 м/с, см. там же), а среднее значение расхода составляло 880 тыс. м³/с. Позднее для Чуйско-Катунского суперпотока на разных участках долинной системы он приводит следующие цифры: в долине Чуи у устья Айгулака глубина потока достигала 350–400 м, скорость течения 30–45 м/с; ниже устья Чуи в так называемой Яломанской впадине долины Катуня «поток несколько гасил динамику и глубину» (с. 149), но даже в низкорье у пос. Майма глубина потока доходила до 150 м; «ниже Маймы поток начал широко распластываться...», однако у с. Сростки глубина потока оценивается им в 85–90 м, скорость – в 10–15 м/с, а расходы – до 20 млн м³/с.

При таких расходах, по расчетам Бутвиловского (1993, с. 151), весь Чуйско-Курайский ледниково-подпрудный водоем осушался за 15–20 часов! Всего в долине Катуня он находит признаки прохождения не менее 4–6 катастрофических потоков (с. 145). Далее он пишет, что его исследования в долине Чаган-Узуна «позволяют говорить о пятикратных катастрофических осушениях Курайско-Чуйской системы озер и проявлении их в долине Чуи и Катуня» (с. 147). При этом, заметьте, что пятикратные спуски «установле-

ны» им не по эрозионным признакам, а по строению аккумулятивных толщ, т.е. по признаку формирования констративного накопления в потоке с указанными скоростями!

Близкие количественные характеристики «дилювиальных потоков» приводит А.Н. Рудой (1995). «В соответствии с геометрией каналов стока глубины в долинах Катуня и Чуи могли превышать 400 м, скорости варьировали от 20 до 30 м/с, а расходы воды в горах везде превышали 1 млн м³/с» (с. 25). Он пишет, что «плейстоценовая система Чуйско-Курайских ледниково-подпрудных озер продуцировала йокульлаупы с расходами от 4 до 9×10⁵ м³/с» (с. 27). И здесь же: «... вычисленный расход для Чуйско-Курайского йокульлаупа оказался равен 18 млн м³/с», а страницей ниже читаем, что «дилювиальные потоки имели огромную мощность. Сдвигающее усилие в каньонообразных участках долины и в ее расширениях составляло от 5000 до 20 000 Н/м² соответственно, скорости потока варьировали от 20 до 45 м/с, а мощность потока равнялась от 10⁵ до 10⁶ Вт/м². Это были самые крупные известные потоки пресной воды на Земле». Последняя фраза особенно впечатляет!

При тех параметрах суперпотоков, которые даются цитированными авторами, с учетом перепада высоты в 1000 м от уровня водоема (2100 м над ур. м.) до дна долины Чуи за плотиной (1100 м над ур. м.), долины Чуи и Катуня на всем протяжении ниже ледниковой плотины должны были представлять собой *циклопические эрозионные формы*, известные в англоязычных публикациях под названием «кули». Однако даже сами приверженцы катастрофических суперпотоков не

рискнули привести в качестве примера «кули» глубиной до нескольких сот метров какой-либо участок долины Чуи или Катуня, а, напротив, в подтверждение своих реконструкций суперпотоков приводят аккумулятивные долинные образования – высокие террасы и рябь течения, не объясняя механизма формирования первых, апеллируя к их параметрам и местоположению в зонах эрозионной тени непосредственно ниже изгибов основной долины или в больших расширениях долин [Бутвиловский, 1993; Рудой, 1995].

По-видимому, в погоне за шокирующим эффектом, выбивающим из нормального восприятия сути сказанного, ими приведены «вычисленные» характеристики «суперпотоков», якобы полученные по неким новейшим программам с применением компьютерных технологий [Рудой, 2005]. Да, обмануть читателя, не знакомого с установленными закономерностями флювиального морфолитогенеза и строения конкретных объектов, о которых идет речь, оказалось несложно. В эти виртуальные научные игры по оценке параметров суперпотоков втягиваются все новые лица [Herget, 2007; Рудой, Земцов, 2009].

Давайте, однако, с заоблачных высот человеческой фантазии вернемся на реальную поверхность с реальными объектами и посмотрим, что же известно науке из натуральных наблюдений и экспериментальных исследований русловых процессов. Начнем с результатов опытных экспериментов, изложенных в «экспериментальной геоморфологии» [Маккавеев и др., 1961]. Опытом 3 (гл. II) установлено, что «увеличение неравномерности стока способствует, как известно, *увеличению транспортирующей и эрозионной силы потока. В общем, увеличи-*

вая неравномерность, мы получаем тот же результат, что и при возрастании величин стока» (с. 75). В разделе «Основные выводы» (с. 90) читаем: «Значительные врезания реки и изменения продольного профиля наблюдались нами при... возрастании величины стока и при смене равномерного стока неравномерным». Далее (там же): «... во всех случаях при врезании реки глубинной эрозии сопутствовала боковая эрозия».

Как говорится: «не в бровь, а в глаз!» (ведь сколько было сбросов суперпотока? По Бутвиловскому – 5–7, по Рудому – через каждые 100 лет). И где же эрозионный эффект в долинах Чуи и Катуня? Или следствием этой глубинной эрозии являются высокие террасы как сохранившиеся фрагменты былой мощной аллювиальной толщи? Тогда на каком основании эти террасы называются «гигантскими копиями речных прирусловых валов... гигантскими прирусловыми валами или короче – гигантскими валами» [Бутвиловский, 1993, с. 131], «диллювиально-аккумулятивными валами и террасами» [Рудой, 2005, с. 74]? Кстати, последний характеризует высокие террасы как «мощные, обычно около 240 м (до 340 м) над урезами рек, толщи яснослоистых чистопромытых гравийно-щебнисто-дресвяных отложений, включающих в себя как слои и линзы песков и супесей, так и угловатые валуны и глыбы весьма пестрого петрографического состава». «Толщи накапливались при резком падении энергии потоков или в условиях обратного течения в зонах эрозионной тени».

Хотелось бы посмотреть хоть одну террасу в долине Чуи или в долине Катуня целиком (а не ее дистальную часть и не в устье боковой долинки) из «чистопромытых гравийно-щебнисто-

дресвяных отложений». Эта характеристика высоких террас представляет собой образец беспардонного обмена читателя. Ссылки на схожесть в строении высоких террас с отложениями зон природных экранов, описанных А.А. Чистяковым (1978, с. 155-160) (рис. 156) в долинах рек Зеравшана, Карадарьи и Тара, по меньшей мере некорректны. Не станем приводить описания А.А. Чистякова, отсылаем читателя к оригиналу, а приведем лишь его иллюстрации [Чистяков, 1978, с. 157, рис. 51]. Еще один «шедевр» в характеристике террас Рудым (2005, с. 75): «Погружающиеся под углами $6-8^{\circ}$ под урез р. Мал. Яломан передовые слои свидетельствуют о заплесках воды из долины Чуи». Вот так-то, заплескивалась за 20 км! Ну, не шарлатанство ли это?!

Вернемся, однако, еще к книге А.А. Чистякова, на которую ссылаются Бутвиловский и Рудой. В ней, в разделе «Фация прирусловых валов», отмечается, что «прирусловые валы высотой до 1-1,7 м и длиной до 30-50 м, сложенные валунами и крупными галечниками без примесей песков и гравия», наблюдались автором как непосредственно вдоль берега современного русла, так и на внутренних участках поймы (1978, с. 125), «следует отметить, что прирусловые валы на горных реках в отличие от равнинных являются редкими образованиями» (1978, с. 126). И это обусловлено недостаточной разницей скорости потока в поперечном профиле русла.

Сторонники былых катастрофических сбросов ледниково-подпрудных вод скажут, что современные горные реки несравнимы по своим параметрам с суперпотоками. Конечно, это

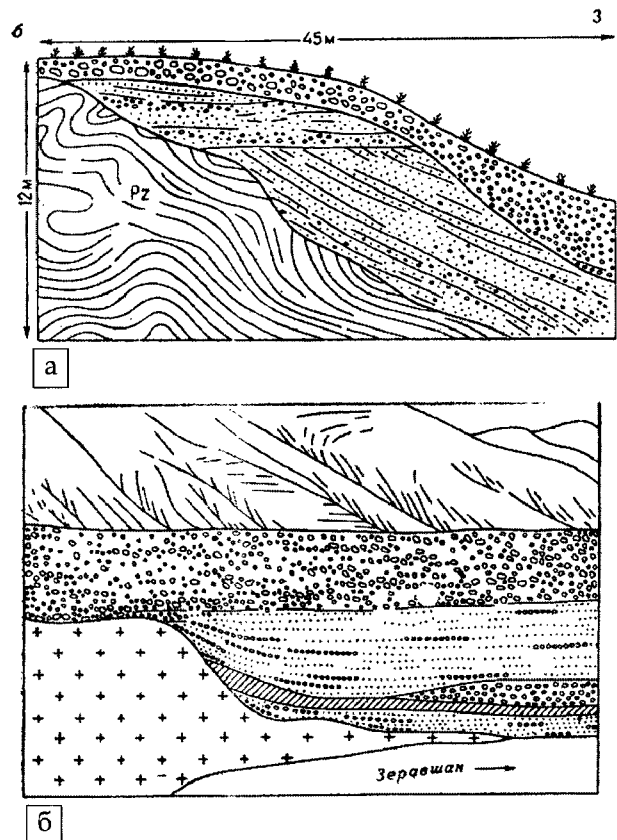


Рис. 156. Отложения фации природных экранов в разрезах верхнеплейстоценовых террас р. Зеравшана:

а - у селения Айни; б - в 1 км ниже селения Хуншикат (по Чистякову А.А., 1978)

так (если бы были пресловутые суперпотоки). Вопрос в том: а обладали бы эти суперпотоки аккумулятивной способностью? У того же А.А. Чистякова (с. 35) и ряда других специалистов в оценке возможных условий русловой аккумуляции приводится ссылка на известный закон Эри, согласно которому масса влекаемых частиц наносов пропорциональна скорости в шестой степени! Это означает, что даже при незначительных увеличениях скорости течения масса, а следовательно, и размеры частиц влекаемых наносов возрастают во много раз. Количественные

характеристики этой закономерности приводит В.Н. Гончаров (1938).

Как видно из табл. 3, для начала движения валуна размером в 20 см, превышающим размер гальки (10 см) в два раза, требуется увеличение скорости всего лишь на 20 % (2 и 2,4 м/с). Так, гранитная галька размером в 10 см начинает передвигаться потоком при скорости его 2 м/с (см. табл. 3). Она весит в среднем 2 кг. Вес валунов и глыб, передвигаемых потоком, может достигать, следовательно, при скорости 4 м/с - 128 кг, 6 м/с - 1458 кг, 8 м/с - 8192 кг, а объем соответственно 0,047; 0,54; 3,034 м³.

Показанные на палеогеографической схеме Бутвиловского (1993) и палеогляциогидрологической схеме Рудого (2005) спиллвеи не компенсируют отсутствия на схемах кулей, так как спиллвеи (если они есть) указывают на непосредственный сброс воды ледниково-подпрудных озер «через перевальные седловины» [Райс, 1980, с. 410] и «представляют собою неглубокие крутосклонные плоскодонные ложбины» (там же, с. 411). Ложбины, но не циклопические долины! Казалось бы резонным возражение, что Чуйско-Курайским суперпотокам не нужно было вырабатывать «циклопическую

долину». Природой им был уготован долинный канал стока, который они использовали. Но при подобных расходах сброса вод из озера Мизула (Миссула) и дроблении их при переливе из долины р. Спокана на Колумбийское плато на участке протяженностью более 100 км (от г. Спокана до Оканоганской ледниковой лопасти в долине р. Колумбии) была выработана сложная система глубоких кулей длиной в многие десятки километров! (рис. 157). По описанию Ф. Махачека (1961, с. 119), «прорыв озера Мизула был грандиозным. Озерные воды вырвались в нескольких местах из-под кромки ледяного щита и широкими потоками ринулись в долину Колумбии и оттуда на плато. Вся северная часть Колумбийского плато в пределах Биг-Бенда («Большой дуги» Колумбии) оказалась покрытой сложной сетью глубоких рвов, по которым сброшенные из озера воды достигали рек Колумбия и Снейк. Наиболее крупным и известным эрозионным рвом в пределах этого комплекса долин и каналов (Channeled scabland) является Гранд-Кули (Большой Поток), который достигает в длину 80 км и в глубину 450 м».

Не менее выразительна характеристика следов сброса паводковых вод на плато в изложении Дж. Ричмонда и др.

Таблица 3

Величина минимальной скорости, необходимой для начала движения частиц однородного осадка при глубине потока в 1 м (по Гончарову В.Н., 1938)

| Размер зерен, мм | Скорость, м/с | Размер зерен, мм | Скорость, м/с |
|------------------|---------------|------------------|---------------|
| 0,55 | 0,35 | 15 | 1,10 |
| 0,25 | 0,50 | 25 | 1,20 |
| 1,00 | 0,60 | 40 | 1,50 |
| 2,50 | 0,70 | 75 | 1,70 |
| 5,00 | 0,85 | 100 | 2,00 |
| 10,00 | 1,00 | 150 | 2,20 |
| | | 200 | 2,40 |

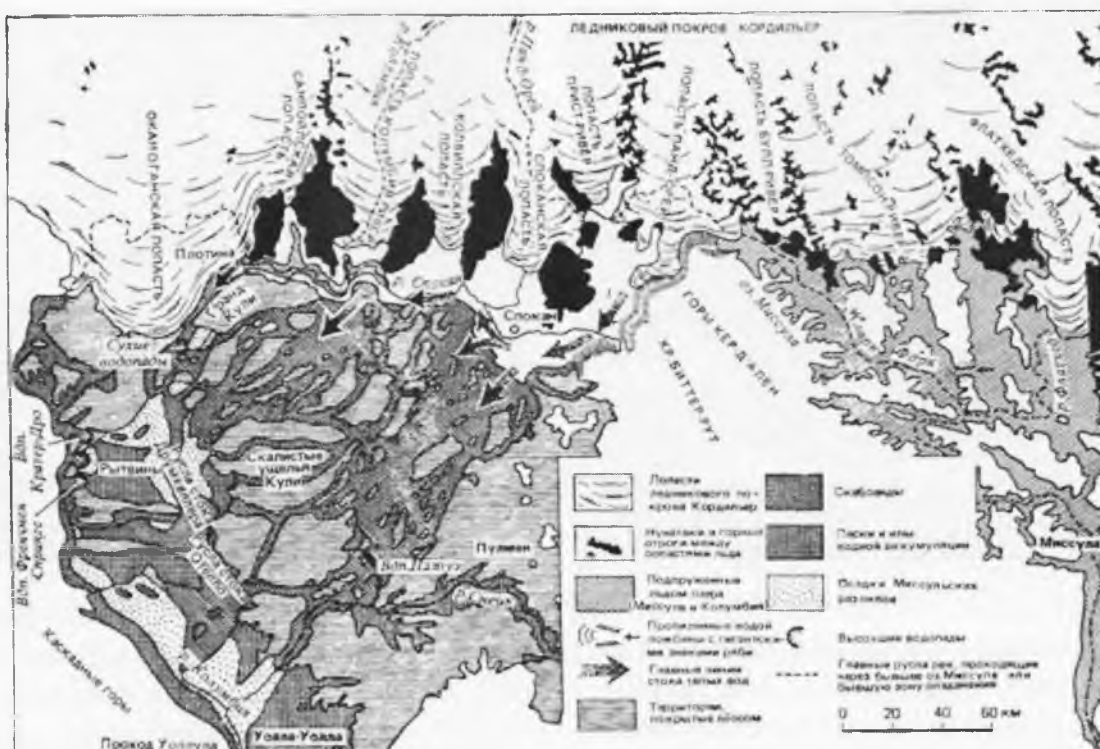


Рис. 157. Озеро Мизула и рельеф «изрезанных земель» на северо-западе США (по Райс Р. Дж., 1980, рис. 13,6)

(1968, с. 299–300). «Паводковые воды, пересекавшие Колумбийское плато, образовали две широкие полосы, в пределах которых формация палуз смыта, а краевые части усеяны рыхлым материалом. На обнаженных базальтах возникли каналы размыва и водопады... Вдоль трещин отдельности базальтов водные потоки, обладавшие большой глубиной и высокой скоростью, выпаживали полосы шириной местами до 30 км, которые в настоящее время можно наблюдать на водоразделах, поднятых на 300–400 футов (90–120 м) над днищами смежных долин. На гребнях таких водоразделов в коренных породах встречаются впадины глубиной 30 м или более, а замкнутые депрессии в пределах днищ узких ущелий достигают вдвое большей глубины». Более подробно морфология аквато-

рии оз. Мизула и Колумбийского плато ниже ледниковой плотины описана Р.Дж. Райсом (1980, с. 413–415).

А где же следы эрозионной работы алтайских «самых крупных потоков на Земле»? Их нет ни в горной части долин, ни на предгорной равнине.

Рассмотрим морфологию долины Чуи в пределах распространения поздне-неоплейстоценового оледенения, подпруживавшего сток из Чуйской и Курайской межгорных котловин. Чуйская межгорная впадина в общем морфологическом плане представляет собой гигантский пологосклонный лоток, наклоненный к северо-западу. В этом направлении отметки высоты днища впадины понижаются от 2200 м у Ташанты на востоке до 1725 м на входе в долину Чуи у Чаган-Узуна. От подножия северного и южного бортов к

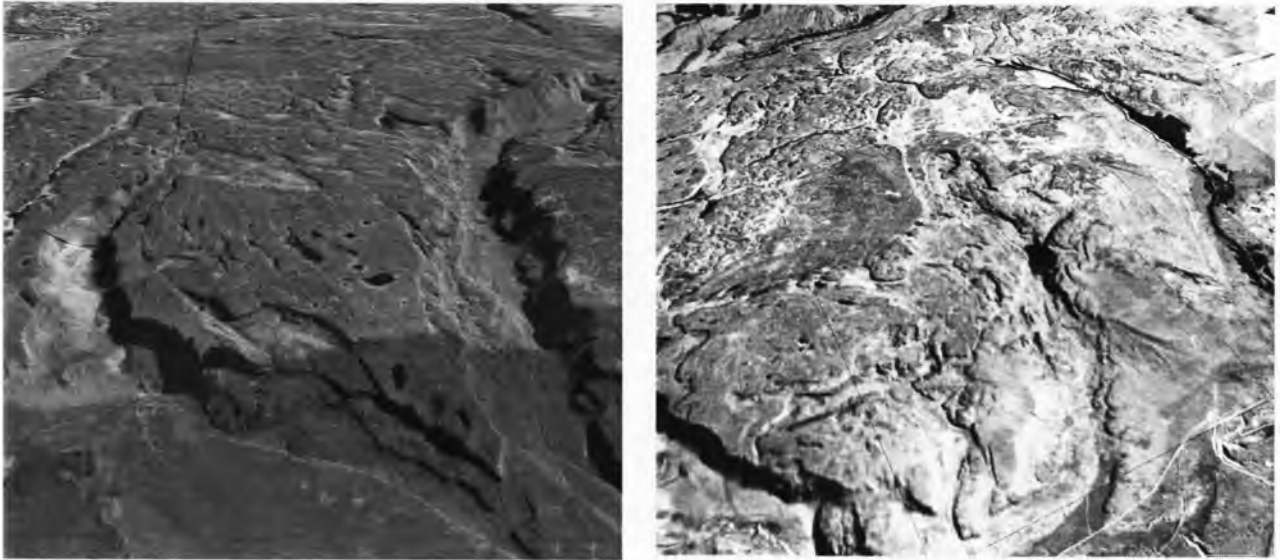


Рис. 158. Интенсивность эрозионной расчлененности Колумбийского базальтового плато

осевой части котловины отметки высот тоже падают на 400–500 м, т. е. в субмеридиональном направлении уклоны несколько больше. До отметки 2100 м над ур. м. на склонах горного обрамления котловины и на аккумулятивных образованиях (конечные морены, пролювиальные конусы и т.п.) прослеживается «лестница» многочисленных (не менее 50) волно-прибойных террас

былого ледниково-подпрудного водоема. Только в диапазоне высот от 1980 до 1800 м насчитывается 34 террасы (табл. 4).

Ниже пос. Чаган-Узун р. Чуя входит в узкую горную долину с высокими крутыми бортами, расчлененными глубокими узкими долинами притоков. Сразу ниже пос. Чаган-Узун ширина плоского дна долины Чуи не пре-

Таблица 4

Альтиметрия площадок абразионно-аккумулятивных террас междуречья Чичкетерек–Балахан (по Бородавко П.С., 2003)

| № террасы | Абс. высота, м | № террасы | Абс. высота, м |
|-----------|----------------|-----------|----------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| 1 | 1802 | 18 | 1910 |
| 2 | 1845* | 19 | 1915* |
| 3 | 1856 | 20 | 1919 |
| 4 | 1860 | 21 | 1921 |
| 5 | 1866 | 22 | 1925 |
| 6 | 1870* | 23 | 1928 |
| 7 | 1875 | 24 | 1932 |
| 8 | 1880 | 25 | 1936 |
| 9 | 1881 | 26 | 1940 |
| 10 | 1884 | 27 | 1942 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|----|-------|----|-------|
| 11 | 1889 | 28 | 1947* |
| 12 | 1891 | 29 | 1950 |
| 13 | 1894* | 30 | 1953 |
| 14 | 1897 | 31 | 1957 |
| 15 | 1900 | 32 | 1962 |
| 16 | 1901 | 33 | 1975* |
| 17 | 1906* | 34 | 1980 |

* Измерения производились приемником GARMIN GPS 45 19.08.1999 г. Точность до 0,5 м, данные в таблице округлены до целых метров.

вышает 0,8 км, к устью р. Куэختанара расширяется до 1,5–2 км, ниже устья р. Саукпанды снова сужается и на входе в Курайскую котловину (рис. 159) дно долины имеет ширину около 1 км. На этом 26-километровом участке между котловинами общее падение продольного профиля реки составляет около 200 м, т.е. в среднем 10 м на 1 км. Однако на разных отрезках долины этот показатель несколько меняется.

До восточного края Куэختанарского моренного поля река интенсивно меандрирует, бифурцирует в низких берегах I надпойменной террасы, падение продольного профиля составляет 1,5 м/км. На входе в пределы моренного поля река быстро врывается в ледниковые отложения и близ устья Куэختанара углубляется на 40 м. Уклон русла резко возрастает до 11 м/км и с этим показателем сохраняется до устья руч. Сухой. Ниже, вплоть до выхода реки в Курайскую котловину, ее профиль постепенно выполаживается и уклон составляет на данном отрезке в среднем 8–9 м/км.

К западу от Куэختанарского моренного поля представлены три надпойменные террасы. Верхняя (40-метровая)

отделена от моренного поля сухой эрозивной ложбиной, открывающейся на поверхность II террасы. На последней эта ложбина не прослеживается, что свидетельствует о положении русла Чуи в период формирования морены на уровне II террасы и наложенности морены на III террасу. Отсюда вплоть до центральной части Курайской котловины прослеживаются фрагменты всех трех надпойменных террас.



Рис. 159. Долина Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами

Близ устья р. Тыдтугема над III террасой поднимается аккумулятивная гряда, северный конец которой подходит к устью долины Тыдтугема, а южный – уступом опускается к площадке III террасы. Эта гряда заслуживает особого внимания потому, что на ее западном склоне сохранились волно-прибойные терраски (рис. 160) бывшего Курайского озера, и это обстоятельство важно для последующего анализа динамики Чуйско-Курайского водоема. В восточном конце Курайской котловины аналогичное, но более обширное аккумулятивное образование с волно-прибойными террасами и эрозионным уступом к поверхности III террасы Чуи представлено напротив устья р. Арыджана.

Дно Курайской котловины в значительной части, особенно в восточной ее половине, представляет собой поверхность III террасы Чуи. Над этой террасой здесь поднимается крупный останец морены со следами эрозионной и волно-прибойной денудации (см. рис. 143). Его поверхность изоби-

лует валунно-глыбовым материалом; отдельные глыбы имеют объем более 100 м³. Много валунно-глыбового материала и на поверхности прилегающих террас. Этот останец морены со всех сторон ограничен эрозионным уступом от 3 до 5 м высоты. С запада, севера и востока он сопряжен с поверхностью III террасы, а с юга – II террасы. На поверхности обеих террас прекрасно выражена ветвистая система сухих русел распластанного водотока (см. рис. 143).

В прибортовых частях котловины на различных генетических формах рельефа в диапазоне высот от 2100 до 1550 м над ур. м. выработаны многочисленные (по Попову В.Е., 1962) волно-прибойные терраски (рис. 161). К западу отметки дна котловины падают, и у входа Чуи в узкую долину между палеозойскими останцовыми массивами близ устья р. Актру урез реки равен 1470 м, т.е. в пределах плоскодонной части котловины общее падение продольного профиля Чуи составляет 80 м со средним уклоном 4,5 м/км. Однако надо отметить, что еще в сред-



Рис. 160. Волно-прибойные террасы в северо-восточной части Курайской котловины

ней части котловины река начинает меандрировать и делиться на протоки аккумулятивными островами. Первая надпойменная терраса сильно заболочена, местами незаметно сливается с поймой.

Медленное течение реки, ее интенсивное меандрирование в низких берегах и исключительно малые уклоны плоского дна долины сохраняются до поворота Чуи в ее новую долину

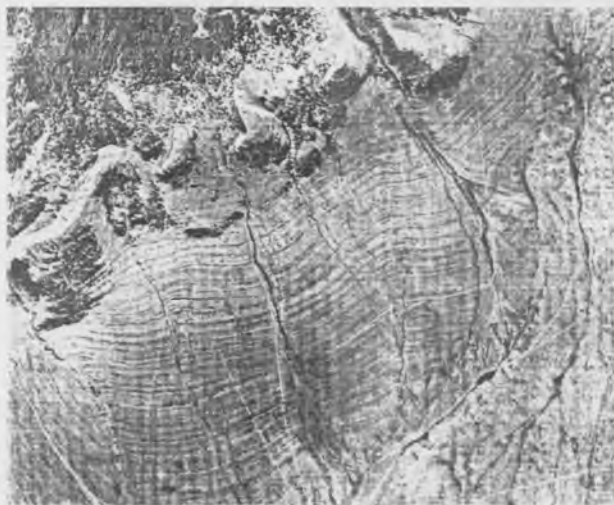


Рис. 161. Волно-прибойные террасы на аккумулятивных отложениях в левобережье р. Балтыргана

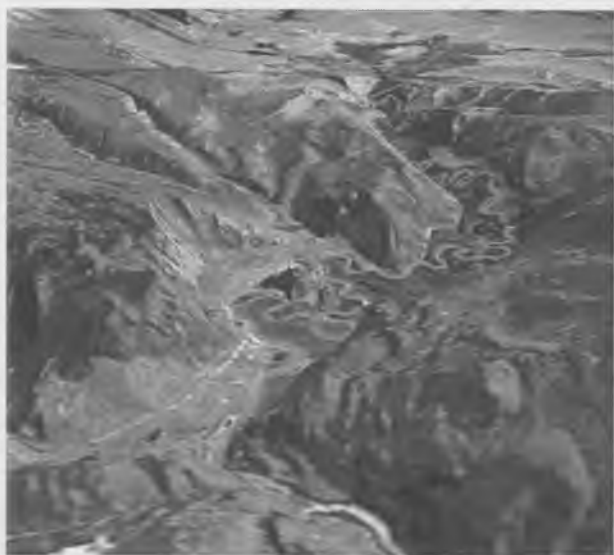


Рис. 162. Долина Чуи на участке от Курайской котловины до поворота в новую долину (в нижней части снимка)

(рис. 162). Вместе с тем оба борта долины крутые, скалистые, в верхней части имеют следы бывшего пребывания ледника (моренные отложения, экзарационная обработка скал). Дно долины Чуи на этом участке сложено супесью и пылеватым песком. Местами пески имеют мощность 15–20 м и встречаются на бортах долины до 100 м над урезом реки.

Старая долина Чуи на повороте от урочища Боротал к Менам заполнена ледниковыми и флювиогляциальными отложениями (рис. 163). Эрозионная ложбина в средней части дна долины на этом участке наклонена к югу, т.е. в обратном направлении. От Мен уклон дна долины приобретает нормальное падение. До Кошкина бома падение дна долины составляет в среднем 16 м/км, ниже долина быстро выполаживается, расширяется и выше Акташа заболочена. Далее уклон снова возрастает и сохраняется значительным вплоть до выхода в Чибитское расширение. В этой долине, дренируемой ныне Чибиткой и ее притоком Менкой, до пос. Акташ морены представлены цепочкой холмов у бортов. Более свежие, интенсивно расчлененные морены появляются от устья долины Чибитки. Они заполняют дно старой долины во всю его ширину и прослеживаются до Чибита (рис. 164). Здесь фронтальная часть ледниковых отложений резко обрывается, и только у подножия склонов долины прослеживается их продолжение до устья р. Сардымы. Отсюда до устья Бельгибаша дно долины в правобережье Чуи сложено мореной, оставленной Бельгибашским ледником (рис. 165).

В Чибитском расширении долины Чуи на месте размытых ледниковых



Рис. 163. Менский моренный комплекс в старой долине Чуи

отложений сформированы три надпойменные террасы (рис. 166). Первая терраса представлена небольшими по площади сегментами. Наиболее обширной является II (10–12-метровая) терраса, сложенная валунным галечником. Третья (15–16-метровая) терраса прослеживается только в прибортовых частях долины до р. Сардымы. От устья Бельгибаша до урочища Бока в долине Чуи представлена только низкая I надпойменная терраса. Дно долины здесь несколько сужается по сравнению с Чибитским расширением, но остается все же достаточно широким.

Река делает крупные излучины, огибая обширные скопления рыхлых отложений с холмисто-западинной поверхностью, возвышающиеся над урезом на 25–30 м напротив устьев левобережных висячих долин Верх. и Ниж. Карасу. Эти аккумулятивные образования залесены, не имеют обнажений, но морфологические признаки поверхности, присутствие окатанных валунов наряду с крупными угловатыми глыбами, а также их положение в приустьевой части боковых долин убеждают в их ледниковом происхождении. Это убеждение усиливается поперечно-грядовым



Рис. 164. Моренные гряды в старой долине Чуи на участке между Менами и Акташом

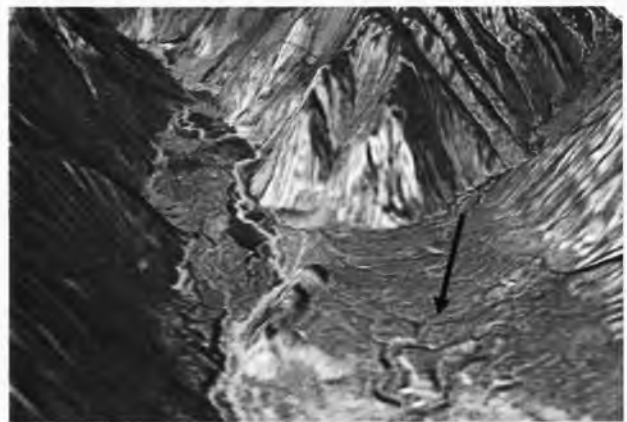


Рис. 165. Конечно-моренные отложения (показано стрелкой) на дне долины Чуи близ устья р. Бельгибаша

валунно-глыбовым моренным рельефом правобережного участка дна долины выше устья р. Бока (рис. 167). Былое пребывание здесь ледника подтверждается и заглаженностью скалистого борта долины Чуи над этим участком на высоте около 120 м.

Ниже устья р. Бока Чуя снова прижимается к левому борту долины, огибая мощную аккумулятивную толщу с поперечно-грядовой поверхностью (рис. 168). В отличие от предыдущего участка выше р. Бока гряды здесь крупнее, поднимаются до 25 м над урезом реки, но имеют мягкие очертания профиля и сложены суглинистым валунным галечником (рис. 169). На участке от устья Бельгибаша до устья Бока

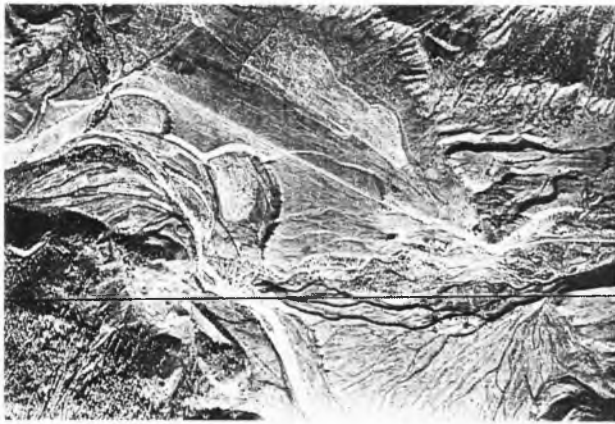


Рис. 166. Плоское аккумулятивное террасированное дно долины Чуи у пос. Чибит

меандрирование и фуркация Чуи, малые уклоны ее продольного профиля и развитие только одной низкой надпойменной террасы свидетельствуют о продолжительном подпруживании реки. Ниже устья Бока уклон русла заметно возрастает и к урочищу Ярбалык Чуя врезается уже на 40 м. Здесь заканчиваются явные, морфологически выраженные на дне долины признаки поздненеоплейстоценового оле-

денения. Ниже по течению строение долины резко меняется: она приобретает форму трога, дно которого сложено террасированными ледниковыми и аллювиальными отложениями.

Приведенная выше геолого-геоморфологическая характеристика долины Чуи на всем протяжении от западного края Чуйской котловины не подтверждает реконструкцию прохождения по ней катастрофических суперпотоков. Наиболее существенным аргументом не в пользу катастрофического спуска Чуйского озера являются, бесспорно, ледниковые отложения в старой и современной долинах Чуи в районе массива Белькенек и далее вниз по течению до Ярбалыка. Но, мо-



Рис. 167. Крупно-глыбовые моренные гряды в долине Чуи выше устья р. Бока

жет быть, эти морены отложены после озера? Ведь есть же в Курайской котловине конечно-моренные комплексы на отметках ниже 2100 м, не имеющие следов воздействия прибойных волн, например, в устьях долин Таджикилу, Артолуку, Курайка, Актру, Корумду! То есть они сформированы в послеозерный период!

Действительно, эти ледники выдвигались в котловину тогда, когда она



Рис. 168. Морены максимума позднеплейстоценового оледенения в долине р. Чуи вблизи урочища Ярбалык



Рис. 169. Обнажение морены в долине Чуи ниже устья р. Бока

уже не заполнялась водой до этих отметок, и отнесены нами [Окишев, 1982] ко 2-му позднеплейстоценовому мегастадиалу, обеспечивавшемуся депрессией снеговой линии не более 650 м.

В настоящее время в ближайшем от рассматриваемого участка долины горном обрамлении (бассейны рек Маашея и Шавлы) снеговая линия находится на высоте 3100 м [Каталог ледников СССР]. В верховьях долин Орой, Верх. и Ниж. Карасу нет отметок более 2650 м, а на ближайших вершинах с отметками до 3100 м нет современных ледников. Следовательно, в максимум 2-го мегастадиала позднеплейстоценового оледенения если снеговая линия и опускалась до орографического обрамления этих долин, то ограниченная положительная разность оледенения не могла обеспечить формирование ледников столь большого вертикального протяжения (напомним, что дно долины Чуи на этом участке не превышает 1200 м над ур. м.). Вывод: либо развитие оледенения в этом районе не подчинялось общей закономерности, и это надо доказать, либо эти морены в долине Чуи оставлены ледниками 1-го мегастадиала. Коль есть общие регио-

нальные гляциологические закономерности [Тронов, 1956], то первое предположение недоказуемо, должно быть отвергнуто. Остается второе – *это морены начального этапа деградации сложнодолинного ледника 1-го мегастадиала.*

Второй постмаксимальный моренный комплекс в современной долине Чуи представлен фрагментами правой береговой морены примерно на половине этого участка долины между устьями Маашея и Ороя. Конечная морена, как и многих других ледников Алтая, не сохранилась или не была сформирована. В старой долине Чуи вторая постмаксимальная стадия маркирована серией диагональных к оси долины моренных валов, разделенных глубокими эрозионными ложбинами у восточной окраины пос. Чибит.

Получается вроде бы парадоксальная картина: было огромное позднеплейстоценовое ледниково-подпрудное озеро, а следов катастрофических суперпотоков с параметрами, приведенными в начале раздела, нет! Отрицать озеро невозможно, его многочисленные волно-прибойные террасы опускаются до самого дна Курайской котловины и наложены на позднеплейстоце-

новые морены Чаган-Узуна, Ирбисту, Тете. Выходит, что подпруживавшая сток из котловин ледниковая плотина не разрушалась и не всплывала, не было и кратковременного катастрофического сброса озера!

Фантастическим мифам о суперпотоках в позднем неоплейстоцене противоречит целый комплекс природных фактов, а именно: текстуры многотысячных годичных лент озерно-ледниковых отложений в Чуйской котловине, многочисленные (не менее 30) крупные бары в восточной половине Чуйской котловины в диапазоне высот от 2000 до 1850 м над ур. м., лестница (не менее 50) волно-прибойных террас в высотном диапазоне от 2100 до 1850 м в Чуйской котловине и еще более 60 террас в более низком высотном диапазоне (от 1800 до 1550 м) в Курайской котловине (всего в Чуйско-Курайской лимносистеме – более 100!), сохранность ледниковых отложений в пределах бывшей ледниковой плотины, отсутствие эрозионного вреза, соответствующего таким эрозионным потокам (исключая каньон в пределах центральной части плотины на участке от устья р. Маашея до устья р. Чибитки), наконец, сохранность заведомо допоздненеоплейстоценовых отложений высоких камовых террас (см. разд. V.1) в долинах Чуи и Катуня.

Но, может быть, для доказательства суперпотоков достаточно наличия «гигантской ряби течения»? Как заявляет А.Н. Рудой (1995, с. 19), именно «гигантские знаки ряби течения являются исключительными доказательствами катастрофических прорывов огромных ледниково-подпрудных озер». В подтверждение своей оценки именно катастрофических потоков он приводит для участка грядового рельефа на

поверхности 12–14-метровой террасы Катуня в районе Подгорное – Платово «скорости потока около 16 м/с, глубины потока около 60 м» [Рудой, 2005, с. 113]. В.В. Бутвиловский даже на створе у с. Сростки приводит такие параметры потока в долине Катуня: «...толщина воды (то бишь глубина. – П.О.) 85–90 м, скорость – 10–15 м/с» (1993, с. 149).

Однако давайте повременим с доверием к этим откровенным мифам и попытаемся подойти к оценке условий формирования ряби течения в следующем разделе с позиции известных науке закономерностей развития русловых процессов.

VI.3.4. Оценка параметров потоков

Для расчета параметров «суперпотока» А.Н. Рудым были выбраны «17 поперечных профилей через долину р. Чуи на участке длиной около 18 км приблизительно между «Золотаревской будкой» и пос. Чибит по «новой долине Чуи». Детальные геометрические данные канала стока по семи профилям были получены из топографических карт масштаба 1:25 000» (2005, с. 115).

Мы тоже сделали ряд профилей на участке новой долины Чуи в том же масштабе и убедились, что ничего, кроме параметров поперечного сечения долины, из этих профилей получить нельзя, они никак, ни по каким признакам не отражают глубину заполнения долины «суперпотоком». Более того, каждый специалист, кто бывал в этих местах, знает, что на этом участке на всем протяжении от устья Маашея до Чибита в придонной части

долины и на ее бортах распространены ледниковые отложения. На правобережье Чуи сразу ниже устья Маашея сохранились холмы конечной морены, а ниже по течению отчетливо прослеживаются уровни стадияльных береговых морен (рис. 170). На выходе к Чибиту дно долины почти на всю ширину забито мощной толщей ледниковых отложений. Лишь в осевой части долины выработан каньон (шириной до 100 м и глубиной до 50 м), который прорезал не только ледниковые отложения, но и врезался в коренное ложе (см. рис. 19).



Рис. 170. Холмы конечной морены (показано стрелкой) в долине Чуи в 2 км ниже устья

Возникает вопрос: по каким природным признакам реконструировано Рудым поперечное сечение «суперпотока»? Выше бортов каньона этому противоречит сохранность ледниковых отложений, а сечение каньона не способно пропустить объемы суперпотока даже со скоростями в два раза меньше приведенных Бутвиловским и Рудым. Тогда для чего же последним вычерчивались поперечные профили долины? Для декорации якобы проведенных исследований, придания им наукообразности?

Еще в учебном курсе «Общая геоморфология» студентам приводится

формула «живой силы» или энергии водотока

$$F = mv^2/2,$$

где m – масса воды; v – скорость течения. Масса воды пропорциональна расходу потока, а скорость течения выражается формулой Шези:

$$v = c \sqrt{Ri},$$

где c – коэффициент, зависящий от шероховатости русла; R – гидравлический радиус и i – уклон. Из этой формулы энергии потока следует, что чем многоводнее поток и больше его скорость, тем большей эродирующей способностью он обладает (если не вся энергия текучей воды расходуется на перенос твердого материала).

Из этого же учебного курса известны четыре динамические фации аллювия: констративная (настиление), перстративная (перестилание), субстративная (подстиление), инстративная (выстиление). Известно и понятие «нормальная мощность аллювия», к чему мы обратимся несколько позднее.

В настоящее время реки Катунь и Чуя, для которых реконструируются параметры суперпотоков, протекают в руслах, на ту или иную глубину врезаемых в основном в собственные при-



Рис. 171. Склон правобережного борта долины Чуи с фрагментами береговых морен ниже устья Маашея

донные аккумулятивные отложения. В обнажениях террас, ограничивающих современные русла, решительно преобладает грубообломочный материал (за исключением редких небольших фрагментов мелкообломочного материала в местах сохранившейся донной средненеоплейстоценовой морены). Этим грубообломочным материалом представлена и поверхность террас, на которых имеются участки **грядового микрорельефа**. Мы считаем необходимым подчеркнуть, что по принятым отечественным таксономическим морфометрическим параметрам – это именно *формы микрорельефа* (иначе всем остальным формам рельефа с близкими к ним параметрами надо было бы менять вошедшие в отечественную геоморфологию термины, например, вместо оврага – долина временного водотока и т.п.). Вошедший в употребление термин «гигантская рябь течения» является «гигантской» только в сравнении с аналогичными по генези-

су наноформами рельефа – песчаными рифелями. Например, по признанию Рудого (2005, с. 51), «высота гребней ряби участка Платово-Подгорное составляет 230-290 см... Современное превышение гряд на Яломанском участке относительно межгрядовых понижений составляет около 1,5 м... истинная высота дюн и антидюн здесь составляет более 2,5 м».

Прежде чем перейти к оценке условий формирования «ряби» на террасах Катуня, приведем таблицу реконструкции глубин палеопотоков над межгрядовыми понижениями.

Как видно из приведенной табл. 5, реконструированные по формуле П. Карлинга [Carling, 1996] средние глубины палеопотока над межгрядовыми понижениями получаются в 4–5 раз меньше, чем это декларируется Рудым и Бутвиловским. Мы не случайно подчеркнули, что глубины получены над межгрядовыми понижениями, причем на участке, естественно, наиболее

Таблица 5

Реконструкция средних глубин палеопотоков (по Парначеву С.В., 1999)

| Местоположение поля и морфологический тип гигантской ряби | Количество и ср. длина равновесных гряд, м | α | Глубина потока, м |
|--|--|----------|-------------------|
| 1 | 2 | 3 | 4 |
| Поверхность 11+13-м террасы в левобережье р. Катуня непосредственно ниже с. Платово (предгорья Алтай), 2-D | n=6 65 | 0,7 | 14,8 |
| Поверхность 60-м террасы в левобережье р. Катуня на участке сс. Иня – М. Яломан (Центральный Алтай), 3-D | n=5 45,8 | 0,7 | 10,4 |
| Левобережье р. Актру (Курайская котловина, Юго-Восточный Алтай), 2-D | n=9 54,6 | 0,7 | 12,4 |

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|--|--------------|-----|-----|
| Депрессия оз. Караколь (Курайская котловина, Юго-Восточный Алтай), 3-D | n=11 38,6 | 0,7 | 8,6 |
| Устье Курайской котловины, маргинальный канал сброса вод палеоозера (поле «Нижнее Караколь-1», Юго-Восточный Алтай), 2-3-D | n=3 38,7 | 0,7 | 8,8 |
| Устье Курайской котловины, маргинальный канал сброса вод палеоозера (поле «Нижнее Караколь-2», Юго-Восточный Алтай), 2-3-D | n=6 33,8 | 0,7 | 7,7 |

глубоких межрядовых понижений, увеличенных наложенными эрозионными процессами. Для предотвращения развивавшегося в этих понижениях оврагообразования территория с ложбинно-рядовым микрорельефом севернее пос. Платово (рис. 172) еще в середине XX в. была засажена сосняком.

По С.В. Парначеву (1999, с. 101), диагностическими признаками отложений рядовой фации являются:

- 1) плащевидная морфология тел;
- 2) пространственное положение в стречневых и пристречневых участках русел палеопаводков;
- 3) венчающее стратиграфическое положение в разрезе паводковых циклитов;



Рис. 172. Рябь течения на 14-метровой террасе Катуня в районе пос. Платово (в центре внизу снимка)

4) градационная структура косых слоев;

5) мелковалунно-галечный состав с преобладающей хорошей окатанностью и высокой степенью сортировки отдельных слоев (вплоть до «ажурных» текстур).

Из этого неполного перечня выделенных С.В. Парначевым признаков особого внимания в аспекте оценки параметров палеопотока заслуживают третий и пятый признаки. Действительно, в зачистках торцов гряд в береговом обрыве террасы видно, что косая слоистость прослеживается на глубину не более 3 м от вершины гряд и сложены они мелковалунно-галечным обломочным материалом. Ниже в обнажении тела террасы лежат неслоистые и менее сортированные по гранулометрическому составу отложения (рис. 173, 174).

Местами в основании уступа террасы в пределах развития рядового микрорельефа у северной окраины пос. Платово выступают очень крупные гранитные валуны (рис. 175).

Крупные гранитные валуны и остроугольные глыбы известняка часто встречаются и на поверхности 14-метровой террасы на участке между

Платово и Подгорным (рис. 176, 177). Именно из-за их обилия площадка террасы обрабатывается в сельскохозяйственных целях только на небольших участках, с которых крупнообломоч-



Рис. 173. Отложения террасы в левобережном обрыве выше пос. Платово



Рис. 174. Отложения террасы в овраге в средней части пос. Платово

ный материал удален и сосредоточен на границах полей.

Гранулометрический состав гряд свидетельствует о том, что срыву и переотложению подвергались обломки не крупнее мелких (до 20 см) валунов и более мелкая фракция. Здесь необходимо отметить, что, по исследованиям В.Н. Гончарова (1962), для осадков смешанного гранулометрического состава неразмывающие скорости оказываются значительно меньшими по сравнению с теми, которые характерны для однородных по гранулометрии осадков (состоящих из обломков максимального диаметра смешанного осадка). По данным В.Н. Гончарова, для совершенно однородного осадка с диаметром обломков, например, в 40 мм неразмывающая скорость составляет 1,5 м/с; для смешанного осадка, содержащего равное количество обломков в 40 мм и более мелких, со средним диаметром зерен в смеси в 20 мм, неразмывающая скорость составляет только 1 м/с. Выше была приведена табл. 3, из которой видно, что для начала движения валуна размером в 20 см (в грядах Подгорнинско-Платовского участка более крупные валунчики встречаются крайне редко), превышающего размер гальки (10 см) в два раза, требуется увеличение скорости потока всего лишь на 20 % (2 и 2,4 м/с). Эти расчеты подтверждаются законом Эри.

Интересным представляется рассмотрение причин локального и очень удаленного друг от друга местоположения участков с грядовым русловым микрорельефом. Если бы «гигантская рябь течения» была обусловлена только параметрами потока, как утверждает Рудой, то следовало ожидать развития таковой на всем протяжении



Рис. 175. Глыбы известняков и гранитов в основании 14-метровой террасы севернее пос. Платово



Рис. 176. Остроугольная глыба известняка на поверхности 14-метровой террасы южнее пос. Платово



Рис. 177. Сгружения валунно-глыбового материала на 14-метровой террасе на участке между Платово и Подгорным

долины Чуи ниже ледниковой плотины и в долине Катуня от устья Чуи до р. Оби. Но таковых в долине Чуи ниже плотины вообще нет, а упоминание (без указания места) В.В. Бутвиловского о наличии двух десятков мест грядового рельефа на террасах Катуня выше устья Чуи ошибочно. Возможно, с русловым процессом в долине Катуня связаны грядки, сложенные мелким галечником, на правобережной террасе на участке между устьями рек Акчана и Курагана. Другие поля с более крупными грядами (приустьевая часть Мульти и Акчана) нами рассмотрены в разд. IV.2.2.4 и представляют собой микро-рельеф донной морены. И уж совсем некорректно упоминание Рудым (2005, с. 54) гряд севернее Чуйского тракта в районе пос. Чуйский. Это не русловые, а эоловые образования (дюны), о чем свидетельствует гранулометрический состав (разнозернистые пески) и характер слоистости (рис. 178).

По Н.И. Маккавееву, Р.С. Чалову (1986), наносы, которые непосредственно участвуют в образовании форм русла, называются руслоформирующими. «При массовом перемещении русло-



Рис. 178. Песчано-гравийные диагонально- и перекрестно-слоистые отложения эоловых гряд в районе пос. Чуйский

образующих наносов возникает особая форма их перемещения – в виде гряд на дне потока. В спокойном потоке продольный профиль каждой гряды асимметричен: обращенный навстречу течению потока верховой (напорный) склон отлогий, обращенный вниз по течению (низовой откос) – крутой» (1986, с. 64).

Именно такие асимметричные гряды представлены на Малоляломанском и Подгорнинско-Платовском участках террас Катуня.

Из ряда гипотез о происхождении гряд наиболее широким признанием пользуется гипотеза, предложенная М.А. Великановым (1955). Причину формирования грядового рельефа на первоначально ровной поверхности он связывает с наличием в потоке макромасштабной турбулентности. Его предположение экспериментально подтверждено Н.А. Михайловой (1966), причем последняя установила корреляционную связь между размерами гряд и размерами турбулентных вихрей.

В работе К.В. Гришанина (1974) подробно описан процесс перемещения обломочного материала в турбулентном потоке и смещения самих гряд (с. 69, рис. 2.10).

Перемещение потоком крупно-обломочного материала происходит преимущественно во время паводков, особенно экстремальных паводков. Сдвиг каждого крупного обломка влечет за собой движение более мелкого обломочного материала, накопившегося возле этого обломка, т.е. начинается движение сразу большого количества аллювия. Это приводит к быстрому распространению волны регрессивной эрозии на некотором участке русла и

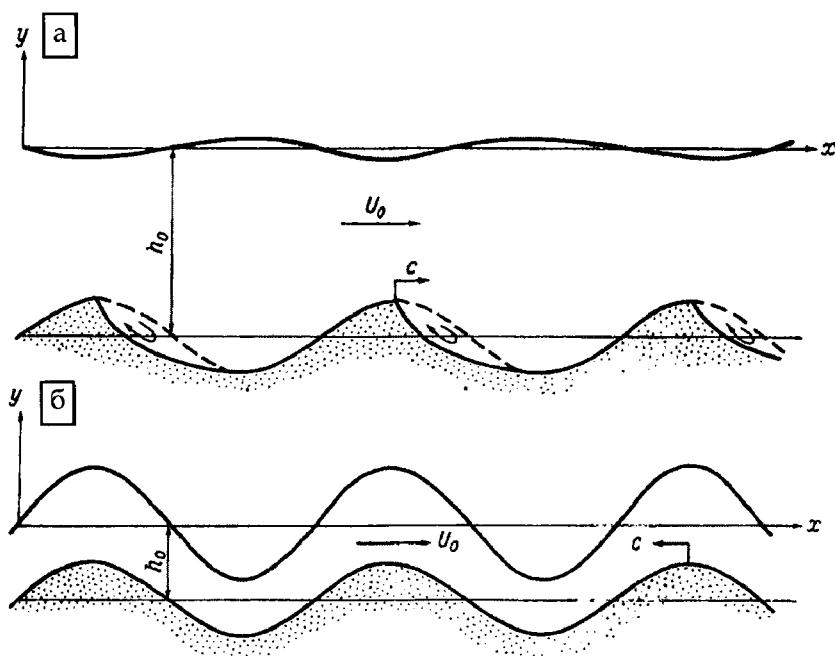


Рис. 179. Гряды (а), антидюны,двигающиеся против течения (б) (по Гришанину К.В., 1974)

возникновению аблювиального эффекта, смещению лежащих выше по течению крупных обломков.

В бурном турбулентном потоке возникают так называемые стоячие волны, в результате чего вся свободная поверхность на некотором участке потока принимает волнистый характер, внешне аналогичный рисунку грядовой ряби течения. Причиной возникновения повышенной турбулентности являются либо крупные неровности на дне водотока, либо выступы коренных горных пород в пристрежневой части водотока.

Анализ распространения речных террас с гигантской рябью течения в долинах Мал. Енисея и Колумбии (США) показал, что в абсолютном большинстве они находятся сразу ниже прирусловых «приторгов» – выступов коренных берегов. Не обнаружено такой связи в долине Катуня. Но здесь как на Малояломанском, так и на Подгорнинско-Платовском участке

рябь развита ниже валунно-глыбовых развалов, обуславливавших возникновение интенсивной турбулентности потока. Эта связь вполне очевидна на первом из отмеченных участков. На втором, скорее всего, было дополнительно и влияние левобережных выступов коренного борта долины, так называемых «петушков». Здесь уместно отметить, что гигантская рябь течения приурочена к крупным продольным линейным грядам – побочням, слагающим приповерхностные горизонты отложений аккумулятивных валунно-галечных террас. Мощность этих отложений линейных гряд (побочней) сопоставима с высотой крупных поперечных гряд течения, достигает 3–5 м. Это иногда можно наблюдать в обнажениях уступов террас (по мощности слоя существенно промытых отложений), но еще надежнее определяется по высоте уступа побочня над ложбиной, отделяющей его от коренного склона долины.

Кстати, на Енисее нигде на всем протяжении от Дархатской котловины, которая так же, как и Чуйская и Курайская котловины на Алтае, подпруживалась ледниками в позднем неоплейстоцене, нет высоких террас. Зато глубокие каньоны (рис. 180), врезанные не только в морены, оставленные ледниками боковых долин, но и в четвертичные базальты на глубину до 60 м, прослеживаются от устья р. Белина вниз по течению до устья р. Шуи (на расстоянии около 200 км), а террасы с

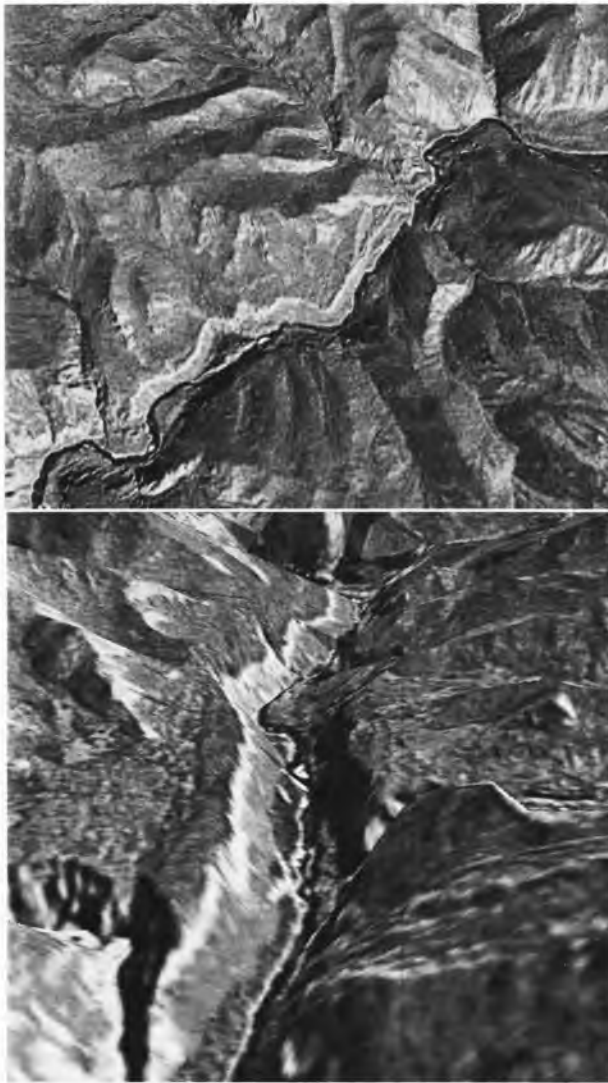


Рис. 180. Эрозионный врез в долине Енисея на участке ниже устья р. Белина

гигантской рябью течения начинаются только значительно ниже по течению, от пос. Усть-Бурен (на 25-метровой террасе по обе стороны реки) и далее прерывистыми участками то с одной, то с другой стороны реки ниже приторов коренных бортов долины прослеживаются до пос. Усть-Элегеста и километров 20 еще ниже по Енисею (в целом тоже почти 200 км).

В долине Енисея на некоторых участках, в частности сразу выше слияния Бий-Хема и Ка-Хема, на правобережной 25-метровой террасе последнего представлено обширное поле асимметричных пологовыпуклых вверх по течению многочисленных гряд-антидюн (рис. 181). Согласно современным представлениям [Маккавеев, Чалов, 1986; Гришанин, 1974], антидюны формируются в более бурных и быстрых потоках по сравнению с теми, в которых образуются другие гряды (с пологим лобовым и крутым подвальным склонами). Совершенно нет террас с грядовыми образованиями в пределах эрозионных участков долины Ка-Хема, как нет таких и в эрозионных кули на Колумбий-

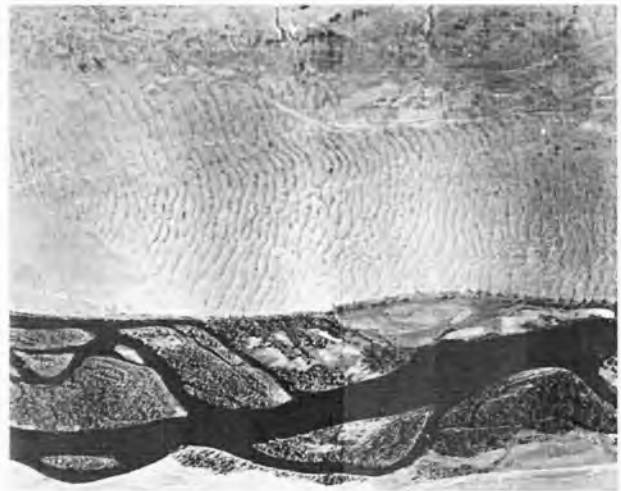


Рис. 181. Антидюнная рябь течения на 20-метровой правобережной террасе Мал. Енисея близ г. Кызыла

ском плато. Нет в кули и высоких аккумулятивных террас (см. рис. 95). Все это еще раз указывает на абсурдность утверждения наших катастрофистов о генетической связи алтайских высоких аккумулятивных террас и грядового микрорельефа (ряби) в долинах Чуи и Катуня с катастрофическими сбросами Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера и гигантскими суперпотоками – «самыми крупными потоками пресной воды на Земле».

В связи с этим будет уместным вернуться к схеме В.В. Бутвиловского (1993, рис. 36), якобы отражающей прохождение суперпотока с глубинами до 105 м и скоростями до 34 м/с в долине Башкауса. При внимательном рассмотрении этой схемы оказывается, что в границах реконструированного им потока с указанными выше параметрами благополучно сохранились конечные и боковые морены, «обтекаемые» формы моренных останцов, покровы моренных накоплений. Возникает вопрос: когда же функционировал суперпоток? Еще когда долина была заполнена ледником, мощность которого (по положению береговых морен) была больше глубины потока (см. схему)? Значит, сток осуществлялся вдоль края ледника и показанные гигантские валы (под № 9 подрисуночной подписи) являются камовыми террасами! Если же суперпоток проходил по освобожденной от ледника долине, тогда как могли сохраниться от размыва суперпотоком конечные морены на дне долины? Крупная неувязочка получается!

В палеогеографических реконструкциях В.В. Бутвиловского вообще много странного, в том числе и по долине Башкауса, кроме отмеченного. По его представлениям (1993, с. 103–105),

деградация оледенения стала следствием резкого поднятия хионосферы «выше уровня гор» из-за «мощного теплового воздействия». Такой сценарий подтверждается якобы возникновением многочисленных водоемов «в начальную фазу деградации на высокогорных уровнях». Иными словами, по Бутвиловскому, деградация оледенения началась с уничтожения областей питания ледников. По-видимому, по этим соображениям он показал на своей палеогеографической схеме канал стока из Чуйского палеозера через водораздел выше 2350 м (со следами оледенения!) в верховьях Башкауса. И в то же время в долине Башкауса им показаны 6 конечно-моренных комплексов, фиксирующих стадийный характер сокращения ледника, хотя после разрушения области питания последний должен был превратиться в массу мертвого льда.

Таким образом, ни высокие террасы долин Чуи и Катуня, ни грядовый микрорельеф на аккумулятивных террасах (пресловутая гигантская рябь течения) никоим образом не подтверждают реконструкцию суперпотоков, а следовательно, не подтверждают и катастрофический сброс вод Чуйско-Курайской лимносистемы. Все эти реконструкции не просто непрофессиональное недоразумение, а элементарное надувательство, шарлатанство с весьма определенными целями.

Анализ строения толщ озерно-ледниковых отложений в долине Чаган-Узуна позволяет сделать вывод о том, что в основном снижение уровня озера происходило при нарастающих объемах годовых расходов в каналах стока, а установление зеркала воды на более низком уровне происходило по-

сле некоторого периода последовательно сокращавшихся годовых расходов (рис. 182). Только таким механизмом спуска Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера объясняется лестница многочисленных террас, прослеживающихся от 2100 м над ур. м. до самых нижних отметок (1500 м) дна бывшего водоема, непрерывность аккумуляции ленточных отложений второй (вложенной) толщи и отсутствие следов катастрофических суперпотоков в долине Чуи ниже ледниковой плотины.

В связи с отсутствием реальных признаков катастрофических спусков озерных вод весьма важной представляется хотя бы приближенная оценка объемов периодически сбрасывавшей-

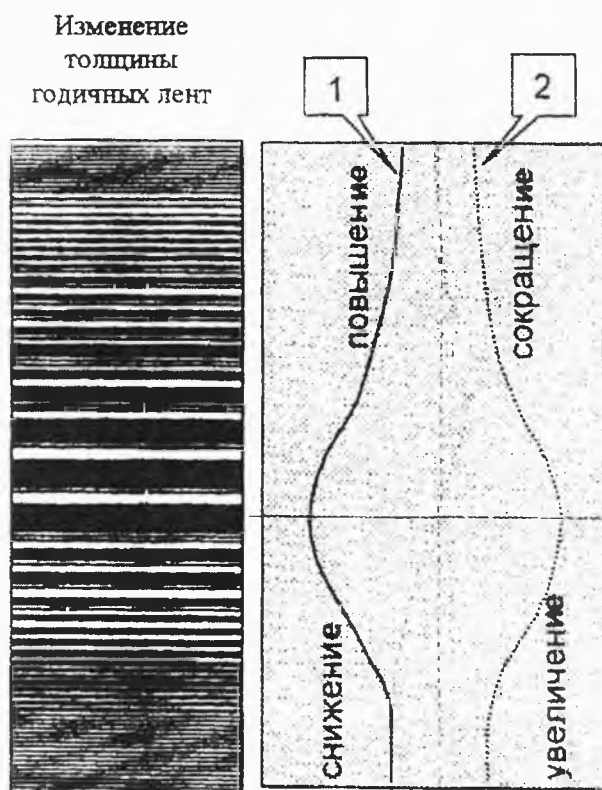


Рис. 182. Интерпретация изменения толщины годичных лент в колебаниях уровней и расходов воды лимносистемы:

- 1 – динамика уровня лимносистемы;
- 2 – динамика расходов воды

ся воды, а также вероятных средних максимальных расходов реки ниже плотины. Критерием для количественной оценки таких периодических спусков части озерных вод является высота уступа волно-прибойных террас и площадь акватории для каждого диапазона высотных отметок зеркала воды.

Этих параметров было бы вполне достаточно при условии, что уровень озера каждый раз снижался только на величину уступа террасы. Однако такой расчет нам представляется не вполне корректным, так как нет убедительных аргументов о сбросе слоя воды только до площадки нижележащей террасы. Напротив, строение пачек годовых лент изменчивой толщины (рис. 183), маркирующих периоды наибольшей динамики уровня озера, косвенно указывает на то, что сбрасывавшийся слой воды превосходил высоту соответствующего этому периоду уступа террасы и зеркало озера устанавливалось на уровне площадки нижележащей террасы только после нескольких (5–7 лет) его последующих повышений [Окишев, Бородавко, 2001]. Поскольку этот новый более низ-



Рис. 183. Отражение динамики глубины озера в изменениях толщины годичных лент

кий уровень не достигал высоты его бывшего положения всего на несколько метров, слой сброшенной воды превосходил соответствующий ему уступ террасы, по-видимому, не более чем в полтора раза (исходя из объемов талых ледниковых вод и стока всех рек, питавших ледниково-подпрудный водоем). Вот эту полторную величину уступа террасы мы считаем наиболее приемлемой для оценки объемов периодически сбрасывавшейся воды. При оценке объемов сбрасывавшейся воды учитывалось, что в диапазоне высот от 2100 м (верхний уровень) до 1725 м это был единый Чуйско-Курайский бассейн, ниже – акватория только пра-Курайского озера (рис. 184), а в Чуйской котловине, дно которой лежит в основном выше 1720 м, озеро уже исчезло.

При уровне стояния Чуйско-Курайского озера на отметке 2100 м его акватория составляла 2650 км², на уровне 2000 м – 2100 км². По ходу кривой изменений площади праязера в этом высотном диапазоне (см. рис. 144) можно принять среднюю для этого интервала площадь в 2325 км² и ее использовать для расчета объема сбрасывавшейся воды за каждый из 16 основных эпизодов (по количеству террас). Для этого, как уже было отмечено, мы должны увеличить высотный диапазон в 1,5 раза. Тогда получаем, что за каждый эпизод сбрасывался слой воды в 9,4 м (100 м × 1,5 : 16 террас), а ее объем составлял около 22 км³ (2325 км² × 9,4 м).

Теперь возникает вопрос о продолжительности этих эпизодов снижения

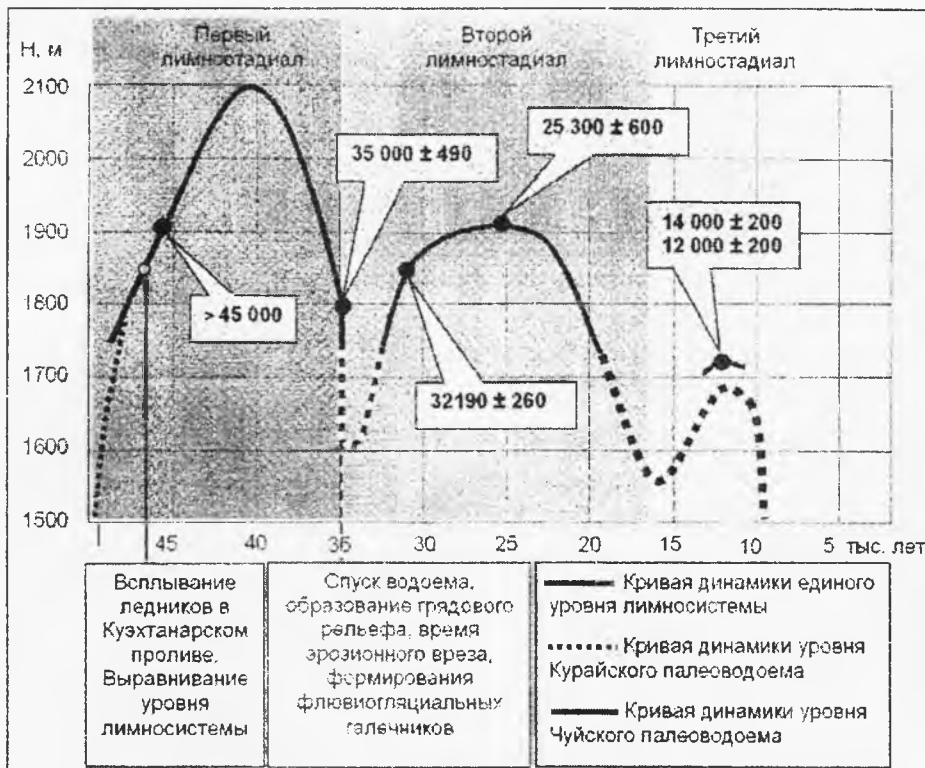


Рис. 184. Основные этапы эволюции Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене (по Бородавко П.С., 2003)

уровня прaoзера. В пачках озерно-ледниковых отложений, отражающих динамические изменения уровня озера, количество лент, соответствующее снижению уровня водоема, неодинаково и составляет от 4 до 7, но всегда меньше количества лент, соответствующих последующему повышению зеркала воды. Это указывает, во-первых, на то, что годовые объемы сброса воды были несколько больше, чем годовые объемы последующего наполнения, и, во-вторых, что через несколько лет (6-10) достигался баланс между поступающим в озеро и истекающим из него объемом воды.

Без учета объемов стока в период устойчивого уровня воды годовые повышенные расходы, таким образом, составляли от 3 до 5,5 км³ в год, т.е. в 2,5-4 раза больше современного годового стока Чуи на створе Белый бoм. В дальнейшем при снижении уровня озера в диапазоне высот от 2000 до 1720 м годовые расходы превышали современные в 4-5 раз.

Как распределялся сток в течение года за эти периоды повышенного

сброса воды - аргументированно реконструировать гидрограф пока не удалось, но в принципе возможно при дальнейших более детальных исследованиях озерно-ледниковых отложений. На качественном уровне представляется вполне логичным предположение, что в эти годы, как, впрочем, и в целом в период существования ледниково-подпрудной лимносистемы, гидрограф стока пра-Чуи не имел резко выраженного кратковременного пика, потому что возникший в ледяной плотине канал стока мог сравнительно длительное время сохраняться за счет термоабразии льда озерными водами даже в зимнее время. Если это соответствовало действительности, то без большой погрешности можно принять среднесуточные расходы как частное от деления годового объема стока на годовое количество суток. По полученным таким образом величинам среднесуточных расходов пра-Чую можно сравнить с современной Катунью на створе у с. Усть-Кокса в Уймонской котловине.

VII. ДИНАМИКА ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ. ПЕРВЫЙ МЕГАСТАДИАЛ

VII.1. О времени максимума оледенения

Хронологический рубеж перехода от экспансии поздненеоплейстоценовых ледников к их деградации остается одним из актуальных вопросов палеогляциологии Алтая, как, впрочем, и других горных стран. Интенсивный поиск материала для датирования морен, маркирующих максимальные размеры поздненеоплейстоценовых ледников, пока не увенчался успехом. Для решения этого вопроса на данном этапе приходится опираться на единичные термолюминесцентные датировки, и поэтому соображения относительно времени прекращения наступания ледников – начала деградации оледенения носят предварительный характер.

Сотрудниками географического факультета МГУ [Разрез..., 1978] получена термолюминесцентная дата $58 \pm 8,7$ тыс. лет (МГУ-КТЛ-93) для морены, подстилающей ленточные озерно-ледниковые осадки в долине р. Чаган-Узуна. Хотя место отбора образца находится почти в 10 км выше конеч-

ной морены поздненеоплейстоценового максимума, приведенная дата может быть принята в качестве первого хронологического репера.

Из нижней части упомянутых озерно-ледниковых отложений по ТЛ (термолюминесцентный метод) получена дата 32 ± 4 тыс. лет (МГУ-КТЛ-93). Как уже отмечалось выше, накопление озерно-ледниковых осадков началось лишь после образования первой постмаксимальной конечной морены. До этого талые ледниковые воды имели свободный сток из цунгового бассейна в Чуйскую котловину, о чем свидетельствует наличие в осевой части долины Чаган-Узуна под ленточными отложениями промытого валунного галечника (рис. 185). Учитывая это, для оценки времени максимума оледенения дата в 32 ± 4 тыс. лет должна быть увеличена, по крайней мере на продолжительность того периода времени, в течение которого ледник сократился до положения первой постмаксимальной морены.

Приведенными датами, по-видимому, ограничивается вероятное



Рис. 185. Долина р. Чаган-Узуна. Две толщи озерно-ледниковых отложений, подстилаемых флювиогляциальными валунными галечниками

время максимума позднеплейстоценового оледенения, т.е. максимальных размеров Чаган-Узунский ледник достиг не ранее $58 \pm 6,7$ тыс. лет назад и не позднее 32 ± 4 тыс. лет назад. Такое заключение согласуется с выводами о времени позднеплейстоценового максимума и по другим территориям. Так, например, ко времени более 44 тыс. лет назад относят максимум позднеплейстоценового оледенения на Памире А.А. Никонов и М.М. Пахомов (1976), к раннему вюрму – во французских Альпах и на территории Русской равнины – относит Л.Р. Серебрянный (1978). По заключению Н.В. Кинд (1975), в западном Верхоянье первая зырянская

морена имеет возраст более 33–40 тыс. лет. В.В. Заморуев (1971) считает, что в Алдах-Юньском районе (южное Верхоянье) максимум четвертичного оледенения был не ранее 40,3 тыс. лет назад. По исследованию К. Хайне (1978), в Неовулканической области Кордильер в Мексике наиболее низко позднеплейстоценовые ледники спускались 32–34 тыс. лет назад. Конечные морены последнего крупного наступания ледника Лаго Ранко (Чили) датируются по C^{14} в 36 тыс. лет [Mercer, Laugenie, 1973], а в Андах Южной Америки максимального распространения позднеплейстоценовые ледники достигли ранее 56 тыс. лет назад [Mercer, 1976].

VII.2. Основные гляциальные циклы позднего неоплейстоцена

Закономерности экспансии горных ледников до сих пор остаются не раскрытыми. Каких-либо бесспорных признаков периодических колебаний скорости наступания ледников, их остановок или временной смены наступания сокращением на этом этапе их эволюции не сохранилось. Даже в зоне бывшего максимального положения поверхности льда или концов ледников рельеф и образующие его отложения формировались в процессе квазистационарирования и деградации оледенения. Не составляют исключение и так называемые напорные конечные морены, текстуры смятия в которых отражают квазистационарность конца ледника. Геолого-геоморфологические признаки подвижек на фоне дегляциации и современные пульсации некоторых ледников только весьма условно могут быть использованы для гипотетических схем прогрессивного развития

оледенения. Более или менее полно представленные в долинах конечно-моренные комплексы (валы и гряды активного состояния конца ледника, сопряженные с ними береговые морены, моренные холмы таяния участков пассивного льда) отражают последовательные этапы дегляциации. Поэтому, рассматривая динамику оледенения, т.е. его пространственно-временные изменения, мы имеем в виду выяснение основных закономерностей и ко-

личественных показателей постмаксимальной эволюции ледников.

Существуют мнения об однократном и двукратном позднеплейстоценовом оледенении Алтая (табл. 6). Наличие в каждой более или менее значительной долине целого ряда конечно-моренных комплексов действительно свидетельствует о сложном прерывистом характере постмаксимального сокращения ледников. Однако для отнесения этих морен к двум

Таблица 6

Схема сопоставления основных гляциальных циклов Алтая по данным разных авторов

| Подразделения четверичной системы | | Индекс | И.Г. Гранэ, 1914 | В.А. Обручев, 1914 | А.М. Кузьмин, 1929 | В.П. Нехорошев, 1932 | К.Г. Тюменцев, 1936 |
|-----------------------------------|---------|---------|---------------------|--------------------------------|-------------------------|---------------------------------|---------------------------|
| Плейстоцен | Поздний | Q_3^4 | Арты-башская стадия | | | II оледенение | IV оледенение |
| | | Q_3^3 | | | | | |
| | | Q_3^2 | Вюрмское оледенение | II эпоха продвижения ледников | IV оледенение – вюрм | | |
| | Средний | Q_3^1 | | | | | |
| | | Q_2^4 | Рисское оледенение | Эпоха максимального оледенения | III оледенение | Древнее максимальное оледенение | III рисское оледенение |
| | | Q_2^3 | | | | | |
| | | Q_2^2 | | | | | |
| | Q_2^1 | | | | | | |
| | Ранний | Q_1 | | | II оледенение – миндель | | II миндельское оледенение |

Продолжение табл. 6

| Подразделения четвертичной системы | | Индекс | Б.Ф. Сперанский, 1937 | Л.А. Рагозин, 1942 | Ю.П. Селиверстов, 1956 | Е.Н. Щукина, 1960 | Н.А. Ефимцев, 1961 |
|------------------------------------|---------|--------------------------|-----------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------|------------------------------|
| Голоцен | | | | Стадии распада вюрмского оледенения | | Менский стадиал | Стадии последнего оледенения |
| Плейстоцен | Поздний | Q_3^4 | Кокузекское оледенение | | Катонское оледенение | | |
| | | Q_3^3 | | | | | |
| | | Q_3^2 | Чуйское оледенение | IV вюрмское оледенение | | | |
| | | Q_3^1 | | | | | |
| | Средний | Q_2^4 | Ештыккольское оледенение | III рисское оледенение | Урьльское оледенение | Майминское оледенение | Предпоследнее оледенение |
| | | Q_2^3 | | | | Катунское оледенение | |
| | | Q_2^2 | | | | | |
| | | Q_2^1 | | | | | |
| Ранний | Q_1 | I материковое оледенение | II (миндельское) оледенение | | Башкаусское оледенение | | |

| Подразделения четвертичной системы | | Индекс | О.А. Раковец, Г.А. Шмидт, 1963 | Е.В. Девяткин, 1965 | Е.М. Шербакова, 1974 | А.А. Свиточ, В.С. Хорев, 1978 | П.А. Окишев, 1980 | |
|------------------------------------|---------|-----------------------------|--------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|---|------------------------------------|
| Голоцен | | | | Стадии деградации | Стадии деградации | | Стадии деградации | |
| Плейстоцен | Поздний | Q ₃ ⁴ | Стадии постмаксимального оледенения | Второе постмаксимальное оледенение | Второе постмаксимальное оледенение | Стадии деградации оледенения | Второй позднеплейстоценовый метастадиал | |
| | | Q ₃ ³ | | | | | | |
| | | Q ₃ ² | Постмаксимальное оледенение | Первое постмаксимальное оледенение | Первое постмаксимальное оледенение | Позднеплейстоценовое оледенение | Первый позднеплейстоценовый метастадиал | |
| | | Q ₃ ¹ | | | | | | |
| | Средний | Q ₂ ⁴ | Максимальное оледенение, II стадия | Максимальное оледенение | Максимальное оледенение | Среднеплейстоценовое оледенение | | Постмаксимальные подвижки ледников |
| | | Q ₂ ³ | | | | | | |
| | | Q ₂ ² | Максимальное оледенение, I стадия | | | | | |
| | | Q ₂ ¹ | | | | | | |
| | Ранний | Q ₁ | Башкауское оледенение | | | Раннеплейстоценовое оледенение | Локальное оледенение | |

самостоятельным ледниковым эпохам нет достаточных оснований. Ниже свежих морен стадии XVII–XIX вв. конечно-моренные комплексы на всем протяжении долин вплоть до максимального распространения позднеплейстоценовых ледников имеют сходную морфологию. Более того, в ряде случаев микрорельеф постмаксимальных морен выражен хуже, моренные формы в целом менее выразительны.

Не обнаружено пока на Алтае и отложений, которые однозначно свидетельствовали бы о межледниковых климатических условиях. Как отмечает по этому поводу один из сторонников двукратного позднеплейстоценового оледенения Е.В. Девяткин (1965, с. 162), «вопрос о межледниковых отложениях... решается в высокогорных районах достаточно сложно, поскольку характер климатических колебаний

в ледниковье и межледниковое время был не столь резок, как на равнине». Кстати сказать, попытка обоснования поздненеоплейстоценового межледниковья предпринималась только Е.В. Девяткиным, по мнению которого в трех пунктах Юго-Восточного Алтая можно выделить межледниковые отложения. По его описанию, в долине р. Буйлюкема внутри края конечных морен первого постмаксимального (поздненеоплейстоценового) оледенения вскрывается следующий разрез 5–6-метровой террасы (сверху вниз):

- | | |
|---|--------------------|
| 1. Почва слабообразованная | 0,1 м |
| 2. Пески с гравием и галькой, содержащие крупные (до 0,6 м) валуны гранитов и метаморфических сланцев. В слое отмечаются криогенные (?) деформации слоистости | 0,4 м |
| 3. Глины торфянистые, зеленовато-темно-серые и коричневатые, содержащие крупные (до 0,7 м) обломки древесины лиственницы | 3–3,5 м |
| 4. Пески светло-серые, ниже постепенно переходящие в серые алевролиты ленточного типа, которые ниже уреза воды залегают на морене | 1,5 м (видимая) |

В этом разрезе слой 2 Е.В. Девяткин относит ко второму постмаксимальному оледенению, а торфянистые глины с древесиной (слой 3) считает межледниковыми. По нашим сборам древесины из нижней части этого слоя по C^{14} получена дата 7915 ± 45 лет (СОАН-1901). Возраст древесины голоценовый,

и датируемые по ней вмещающие осадки, очевидно, не могут быть отнесены к поздненеоплейстоценовому межледниковью. Вместе с тем следует заметить, что с этой датой нельзя коррелировать и время отложения морены, ограничивающей цунговый бассейн. Как видно из приведенного выше описания разреза, до захоронения древесины здесь после отложения основной морены накопился более чем двухметровый слой озерно-ледниковых и озерно-аллювиальных осадков.

Три моренных вала, закупоривающих отмерший участок долины Буйлюкема, являются осцилляционными образованиями одной стадии. Такой вывод напрашивается при анализе величины депрессии снеговой границы для каждого из этих валов. По оценке Л.Н. Ивановского (1965), депрессия снеговой границы для самой древней в долине Буйлюкема конечной морены (рис. 186) составляет 700 м. По нашим расчетам, для этой же морены получается депрессия в 635–640 м, т.е. результат оказывается довольно близким, хотя и получен разными методами.

Разница депрессии для внешнего, наиболее древнего, и внутреннего валов составляет всего 30–35 м, а между каждой смежной парой валов – наполовину меньше. Столь малые изменения депрессии снеговой границы нельзя принять в качестве стадийных. И даже разница депрессии для крайних валов минимум в два раза меньше таковой для любой смежной пары стадийных морен выше по долине. Поэтому все три вала мы относим к одной стадии, максимум которой маркирован внешним моренным валом. По величине депрессии снеговой границы этот конечно-моренный комплекс следует

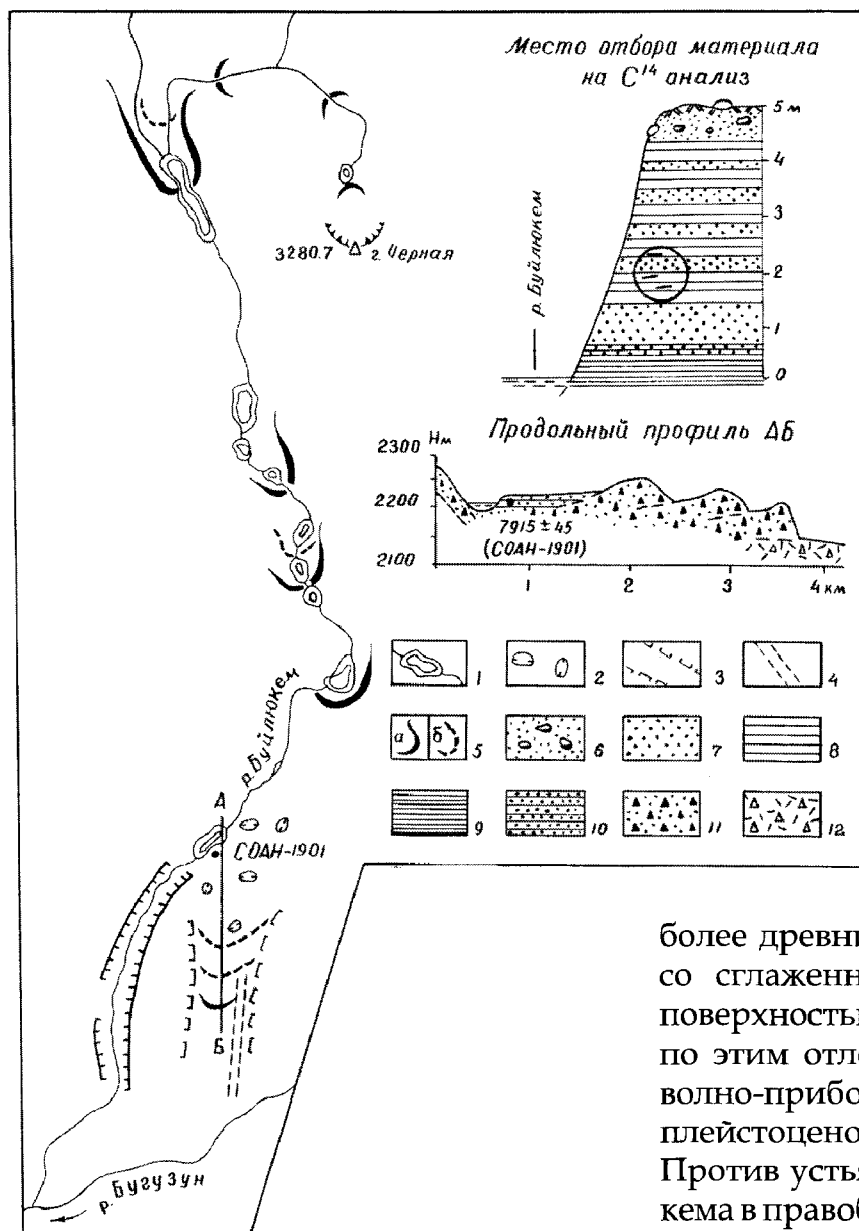


Рис. 186. Схема стадийных этапов деградации Буйлюкемского ледника: 1 – моренно-подпрудные озера; 2 – термокарстовые озера; 3 – участок древней долины Буйлюкема; 4 – ложбины стока талых ледниковых вод; 5 – конечные морены (а – стадийные, б – осцилляционные); 6 – песчаные отложения с валунами; 7 – разноразмерные пески; 8 – алевриты; 9 – тонкослойные глины; 10 – переслаивание песка и глины; 11 – моренные отложения 2-го позднеплейстоценового мегастадия; 12 – то же, 1-го мегастадия

относить не к первому, а ко второму постмаксимальному (по Е.В. Девяткину) оледенению, т.е. к концу позднего неоплейстоцена. Такой вывод подтверждается датой СОАН-1901, если учесть, что до появления древесной растительности здесь существовало моренно-подпрудное озеро.

Ниже по долине Буйлюкема и далее в долине Бугузун до выхода ее в Чуйскую котловину распространены

более древние ледниковые отложения со сглаженной холмисто-западной поверхностью. До отметок около 2100 м по этим отложениям прослеживаются волно-прибойные террасы позднеплейстоценового пра-Чуйского озера. Против устья мертвой долины Буйлюкема в правобережье р. Бугузун вскрываются отложения, выполняющие этот участок долины Бугузун (рис. 187). В двух километрах выше по течению в обнажениях террас Бугузун ледниковых отложений уже нет, весь разрез над цоколем выветрелых коренных пород представлен переслаивающимися буровато-серыми песчано-гравийными и гравийно-галечными осадками. Сохранность местами на коренном цоколе коры выветривания свидетельствует, по-видимому, о том, что не только в

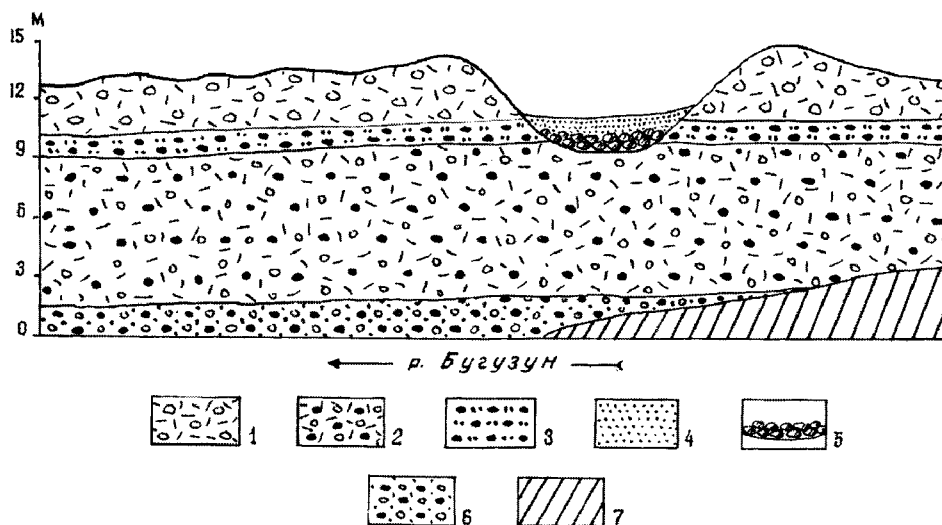


Рис. 187. Разрез рыхлых отложений в долине Бугузуна:

- 1 – пепельно-серая валунно-галечная морена 1-го поздненеоплейстоценового мегастадиала; 2 – буровато-серая валунно-галечная среднеоплейстоценовая морена; 3 – промытый флювиогляциальный валунный галечник эпохи межледниковья; 4 – поздненеоплейстоценовые аллювиальные песчано-галечные отложения; 5 – валунный перлювий; 6 – бурые доледниковые песчано-галечные отложения; 7 – коренные породы

позднем, но и в среднем неоплейстоцене ледник по долине Бугузуна не спустился до устья Буйлюкема.

В двух других пунктах (на левобережье р. Богояша в западной части Джулукульской котловины и в дорожном карьере в Курайской котловине) Е.В. Девяткиным межледниковые осадки выделяются на основании изменений в разрезе процентного содержания пыльцы древесных в спорово-пыльцевом спектре. Но по тем же самым палинологическим материалам Н.А. Ефимцев (1961) пришел к заключению о концентрации пыльцы за счет ее переотложения. Этот пример показывает, что приведенный Е.В. Девяткиным материал для обоснования межледниковья может интерпретироваться неоднозначно. Следует добавить, что не исключен занос пыльцы и из других районов Алтае-Саянской горной области. По выполненным палинологическим исследованиям на архипелаге

Северная Земля вблизи ледникового купола Вавилова [Калугина и др., 1979] установлен занос туда пыльцы сосны, ели, ольхи, березы и даже липы, причем в разных местоположениях современных осадков отмечено разное количественное содержание пыльцы древесных в образце.

Сложность палеогеографической интерпретации пыльцевых диаграмм отложений горных долин показана в книге «Разрез новейших отложений Алтая» (1978) на примере изучения осадков разного генезиса в бассейне р. Чаган-Узуна. Отмечая существенную примесь переотложенной пыльцы экзотических хвойных и широколиственных пород (*Tsuga*, *Podocarpus*, *Cedrus*, *Keteleeria*, *Corulus*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Tilia*) в пробах современного аллювия, в образцах из ленточных глин и в некоторых образцах морены поздненеоплейстоценового ледника, авторы [Разрез..., 1978, с. 131] признают, что «чрезвычай-

но высокий процент переотложенных пыльцы и спор разреза Чаган-Узун не позволил провести их полное разделение, поэтому пыльцевая диаграмма не может считаться вполне достоверной и не приводится».

Предостерегая о недостаточности современной палинологической изученности отложений для аргументации позднеплейстоценового межледниковья, нельзя все же игнорировать факт глубокой постмаксимальной регрессии и последующего значительного наступания ледников Алтая.

При крайней ограниченности абсолютных датировок конечно-моренных комплексов для решения вопроса об основных чертах постмаксимальной эволюции позднеплейстоценового оледенения наиболее информативной представляется долина р. Чаган-Узуна в западной части Чуйской котловины. Как уже отмечалось, в этой долине ниже пос. Бельтир сохранились ленточные озерно-ледниковые отложения. Они распространены не только в пределах цунгового бассейна, но и ниже по течению, за границей фронта морен максимума позднеплейстоценового оледенения в так называемом «эпигенетическом ущелье». Продолжение озерно-ледниковых отложений за пределы цунгового бассейна свидетельствует о том, что озеро, в котором накапливались ленточные осадки, не было локальным Чаган-Узунским моренно-подпрудным. Озеро в долине Чаган-Узуна являлось частью, заливом крупного пра-Чуйского озера, следы существования которого в обширной межгорной Чуйской котловине подробно описаны Е.В. Десяткиным (1965) и В.Е. Поповым (1962). Образование позднеплейстоцено-

вого пра-Чуйского озера можно объяснить только заполненностью льдом долины Чуи ниже Чуйской котловины. Это было ледниково-подпрудное озеро, и следовательно, весь период его существования связан с ледниковьем, а не с межледниковьем. Серией абразионных озерных террас в высотном интервале от 2100 до 1850 м фиксировано прерывистое снижение уровня озера, что могло обеспечиваться только динамичностью «плотины», роль которой выполняли активные ледники, спускавшиеся в долину Чуи с Курайского хребта.

Вверх по долине Чаган-Узуна распространение ленточных озерно-ледниковых отложений ограничивается конечной мореной в 2,5 км ниже пос. Бельтир (см. рис. 133). Гипсометрическое положение кровли ленточных отложений, их значительная мощность (до 10 м) на контакте с ограничивающей конечной мореной, частичное налегание последней на эти ленточные отложения свидетельствуют о том, что ледник, оставивший здесь конечную морену, при наступании уничтожил озерно-ледниковые отложения, распространявшиеся ранее и выше по долине. Таким образом, озерно-ледниковые отложения у верхнего края своего распространения в долине Чаган-Узуна имеют вполне определенное стратиграфическое положение между двумя моренными толщами: доозерной подстилающей и послеозерной налегающей (или перекрывающей).

Озерно-ледниковые отложения представлены двумя толщами, разделенными слоем флювиогляциального галечника. Из верхней 10-метровой толщи с глубины 9,5 м, т.е. ее основания, имеется C^{14} -датировка 25300 ± 600 лет

(МГУ-ИОАН-65). При учете количества годичных лент в толще выше по разрезу накопление озерно-ледниковых осадков закончилось около 22 тыс. лет назад.

Надвинутая на эту озерно-ледниковую толщу конечная морена является восьмой от современных ледников в верховьях рек Талдуры и Аккола – главных составляющих р. Чаган-Узуна. В долине Аккола из осадков бывшего озера, подпруживавшегося четвертой от Софийского ледника конечной мореной кочурлинской (по местным названиям) стадии, получена C^{14} - датировка 3200 ± 600 лет (МГУ-ИОАН-137). Согласно расчетам А.А. Свиточа и др. (1972), формирование толщи озерно-ледниковых отложений продолжалось здесь около 1500 лет, а началось их накопление около 5 тыс. лет назад. Местовзятия образца МГУ-ИОАН-137 располагается почти в 3 км выше кочурлинской морены. Следовательно, для определения времени образования кочурлинской морены нужно учесть время, необходимое для формирования самой морены и последующего сокращения ледника не менее чем на 3 км, т.е. до того пункта, где взята органика из озерно-ледниковых осадков. В результате получается возраст четвертой стадияльной конечной морены несколько больше 5 тыс. лет, что вполне согласуется с хронологией поствюрмских стадияльных морен, рассчитанной А.В. Шнитниковым (1957) по продолжительности установленных им многовековых климатических ритмов. Согласно А.В. Шнитникову, время формирования морен четвертой (от ледников) стадии оценивается в 3700–3800 лет до н.э., или 5600–5700 лет назад. Близкий возраст четвертой ста-

альной конечной морены – 6060 ± 60 лет (ТА-859) – получен по нашим сборам древесных остатков из ледниковых отложений в долине Ян-Карасу на северном склоне горного узла Виш-Иирду (Северо-Чуйский хребет).

Подтверждающееся, таким образом, проявление 1800–1900-летней ритмичности в поствюрмской стадияльной динамике алтайских ледников позволяет рассчитать время образования восьмой (от ледников) конечной морены, надвинутой на озерно-ледниковые отложения в долине Чаган-Узуна в 2,5 км ниже пос. Бельтир ($5600-5700$ лет + $1850 * 4 =$ около 13 тыс. лет назад). Сопоставляя теперь время окончания накопления озерно-ледниковых осадков (около 22 тыс. лет назад) и время образования надвинутой на них морены (около 13 тыс. лет назад), получаем, что у подножия Южно-Чуйского хребта, в 35 км от Софийского и в 40 км от Талдуринского ледников или в 9 км от границы их максимального опускания в позднем неоплейстоцене, разница в возрасте двух толщ отложений (озерно-ледниковых и налегающей морены) составляет не более 9 тыс. лет.

Конечно, период времени в 9 тыс. лет не укладывается в ранг обычного межстадиала (принимая установленную А.В. Шнитниковым продолжительность стадияльных ритмов в 1800–1900 лет), но это, несомненно, и не межледниковый период. Надо учитывать, что ледник, надвинувший морену на озерно-ледниковые отложения около 13 тыс. лет назад, начал наступать еще раньше. Следовательно, период потепления, сопровождавшийся сокращением ледника после прекращения седиментации ленточных осадков, составляет не 9 тыс. лет, а значительно

меньше. Сейчас трудно утверждать, где оканчивался Чаган-Узунский ледник во время спуска пра-Чуйского озера и насколько затем он еще сократился до начала последней крупной трансгрессии. Однако некоторые ориентировочные оценки в этом плане могут быть сделаны путем анализа ряда выясненных теперь фактов. Около 22 тыс. лет назад, когда формировались верхние ленты озерно-ледниковых осадков в долине Чаган-Узуна, высокий (до 1950 м абс. высоты) уровень пра-Чуйского озера обеспечивался наличием мощной (не менее 250 м) ледниковой плотины в долине Чуи на выходе из Чуйской котловины (здесь отметка дна долины Чуи около 1700 м). В долине Чаган-Узуна в то время ледник оканчивался, как уже отмечено ранее, где-то выше морены, позднее надвинутой на уцелевшие от размыва в прибортовых частях остатки озерно-ледниковых отложений (в осевой части долины эта морена вложена в эрозионный врез в озерных осадках). Значит, при опускании сюда Чаган-Узунского ледника около 13 тыс. лет назад озера с теми же отметками уровня, как в период формирования озерно-ледниковых отложений, не возникало, хотя в долину Чуи на выходе ее из Чуйской котловины в это время выдвигался Куэختанарский ледник с Курайского хребта. Широко распластавшись в долине Чуи, Куэختанарский ледник лишь частично затруднял сток из котловины [Окишев, 1972].

Несоответствие в размерах Чаган-Узунского ледника и массы льда в долине Чуи в озерный (до 22 тыс. лет назад) и послеозерный (при надвигании ледника на озерно-ледниковые отложения) периоды объясняется, по-видимому, проявлением эффекта подпруживания:

в максимум позднеплейстоценового оледенения в долину Чуи спускался не только Куэختанарский ледник, но выходили также ледники из долин Саукпанды, Верх. и Ниж. Тыдтугема; они заполняли весь 25-километровый участок долины Чуи между Чуйской и Курайской котловинами, причем каждый ледник нижележащего участка долины подпруживал соседний сверху. Подпруживание, которому большое значение в динамике ледников придавал М.В. Тронов (1954), обуславливало здесь более медленную по сравнению с долиной Чаган-Узуна деградацию ледников, пока они не всплыли и не втянулись в свои долины.

Вместе с тем есть некоторые основания полагать, что к моменту прекращения седиментации озерно-ледниковых осадков Чаган-Узунский ледник был все же немного короче, чем 13 тыс. лет назад. В частности, в пользу такого предположения свидетельствуют геоморфологические наблюдения. При изучении морфологии конечно-моренного комплекса, надвинутого на озерно-ледниковые отложения (назовем его кызылманинским), было установлено, что от водораздельного плато Чаган-Узуна с Елангашем, сложенного ледниковыми отложениями, в северо-западном направлении опускается моренный вал, сопровождающийся с дистальной стороны маргинальным каналом. Не доходя примерно 1 км до фронта кызылманинской морены, этот вал и маргинальный канал скрываются под отложениями Кызылманинского комплекса (рис. 188). Далее в дистальном направлении от нерасчлененного фронта кызылманинской морены продолжается только маргинальный канал, прорезающий озерно-ледниковые от-

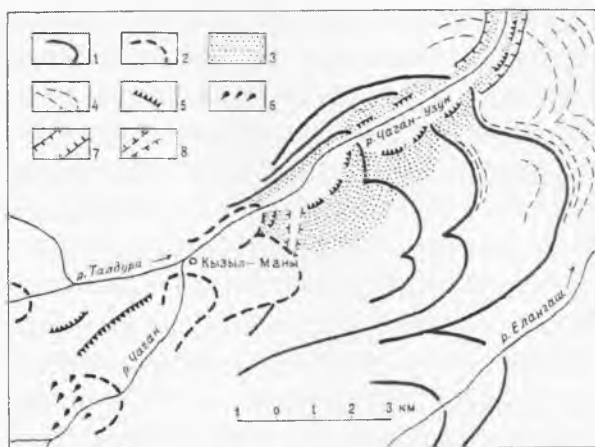


Рис. 188. Схема деградации позднеплейстоценового ледника в долине Чаган-Узуна:

- 1 - конечно-моренные комплексы 1-го мегастадиала;
- 2 - стадийные морены начала деградации ледников 2-го мегастадиала;
- 3 - распространение озерно-ледниковых отложений 1-го мегастадиала;
- 4 - озерные террасы пра-Чуйского ледниково-подпрудного озера;
- 5 - обнажения ленточных отложений;
- 6 - курчавые скалы;
- 7 - эпигенетическое ущелье;
- 8 - ложбина стока талых ледниковых вод

ложения, а вал исчез. Данный вал явно не согласуется с Кызылманинским моренным комплексом, древнее его, как и отмеченный маргинальный канал. Врез последнего в озерно-ледниковые отложения второй, более молодой толщи указывает, что к этому времени озера здесь не было.

Для оценки положения или размера ледников в долинах бассейна Чаган-Узуна перед последней крупной трансгрессией и опусканием их ниже пос. Бельтир можно воспользоваться темпами сокращения ледников в период до завершения аккумуляции озерно-ледниковых осадков или в период после образования морены, надвинутой на эти отложения (рис. 189).

По суммарному количеству годовых лент в озерно-ледниковых отложениях сокращение ледника на участке от морены позднеплейстоценового максимума до верхнего края распространения ленточных отложений, составляющем около 9 км, продолжалось не менее 4,5-5 тыс. лет [Окишев и др., 1978]. При учете перерыва в озерном осадконакоплении, нашедшем выражение в эрозионном врезе и формировании флювиогляциальных галечников, продолжительность времени сокращения ледника на этом участке следует несколько увеличить. К тому же результату приводит и геоморфологический анализ конечно-коренных образований. Еще В.Е. Поповым (1962a) ниже морены, надвинутой на озерно-ледниковые отложения, были выделены три позднеплейстоценовые ко-



Рис. 189. Зона надвига морены 2-го мегастадиала на озерно-ледниковые отложения 1-го мегастадиала в долине Чаган-Узуна в 2 км ниже пос. Бельтир

нечные морены, что подтверждается и нашими наблюдениями. Если принять, что они отражают 1800–1900-летние стадийные ритмы деградации, то общая продолжительность сокращения льда на рассматриваемом участке долины Чаган-Узуна составит около 5500 лет. Средние темпы сокращения ледника в этот период можно оценить, таким образом, в 1,6 км за тысячелетие. Если в дальнейшем сохранились примерно такие же темпы деградации, то к началу последующего продолжительного наступания ледники в долинах бассейна Чаган-Узуна за отрезок времени менее 9 тыс. лет (как мы установили ранее) могли сократиться на 13–14 км и, следовательно, имели еще длину на 20–25 км (или в 3,5 раза) больше, чем у современных Талдуринского и Софийского ледников.

После образования 13 тыс. лет назад кызылманинской морены (здесь же у верхнего края озерно-ледниковых отложений) за 7–7,5 тыс. лет ледники отступили до морены кочурлинской стадии (что подтверждается приведенным выше расчетом ее возраста), т.е. сократились на 20 (Софийский) – 25 км (Талдуринский). Если принять данную величину сокращения ледников за соответствующий отрезок времени предшествующего этапа деградации оледенения, то и в этом случае длина Талдуринского и Софийского ледников оставалась на 15–20 км (или почти в 3 раза) больше их современной длины.

Приведенные расчеты продолжительности деградации ледников бассейна Чаган-Узуна от окончания накопления озерно-ледниковых осадков до начала последующей трансгрессии оледенения, вероятных размеров лед-

ников перед этой трансгрессией, а также отсутствие сколь-нибудь заметных различий в степени сохранности береговых и конечных морен, отложенных выше и ниже края распространения озерно-ледниковых отложений, не позволяют согласиться со схемой двукратного позднеплейстоценового оледенения Алтая, разделенного межледниковьем. Но учитывая, что морена, сформированная около 13 тыс. лет назад, надвинута на озерно-ледниковые отложения после перерыва длительностью в 9 тыс. лет и фиксирует максимальную границу, откуда началось ритмично-стадийное сокращение ледников, продолжающееся в долинах с современным оледенением до настоящего времени, в постмаксимальной эволюции позднеплейстоценового оледенения можно выделить два крупных этапа, которые представляется более целесообразно называть мегастадиалами.

По вопросу о ранге основных флуктуаций позднеплейстоценовых гляциальных процессов в других регионах тоже много еще неясных моментов и существуют разные представления. При оценке глубины гляциальных циклов, т.е. обосновании межледниковья или межстадиала, исходят прежде всего из сравнения климатических условий рассматриваемого интервала прошлого и современного климата на той же территории. Общепринято, что к межледниковью относят те интервалы, в течение которых климат был близок к современному или теплее; межстадиалами считают интервалы с более прохладным климатом.

В одной из работ И.П. Герасимова (1979) отмечается, что последнее глобальное теплое межледниковье, по

климатическим условиям занимающее промежуточное положение между доледниковыми (мио-плиоцен) и современными ледниковыми условиями, датируется интервалом 120–75 тыс. лет назад.

Совместная работа А. Дрейманиса и А. Раукаса (1975) посвящена оценке ранга средневислинского, средневисконсинского интервала и их эквивалентов в Северном полушарии. В этом плане ими проанализированы имеющиеся данные по Сев. Америке (р-н Великих озер, Скалистые горы, провинция бассейнов и хребтов), Сев. и Центр. Европе (Кольский полуостров, западная часть Русской равнины), неледниковому Средиземноморью, Сибири, Тайваню, Японии, а также результаты изучения эвстатических изменений уровня океана и стратиграфии глубоководных осадков. По различным палеоклиматическим признакам (палеоботаническим, палеогеоморфологическим, литологическим, педологическим и др.) они делают вывод, что во всем Северном полушарии интервал между 65 тыс. и 23 тыс. лет назад представлял ряд межстадиалов, разделенных ледниковыми стадиями.

В то же время существуют соответственно аргументированные заключения о межледниковом ранге среднего вюрма (и его местных эквивалентов) непосредственно в области распространения позднеоплейстоценовых льдов. Обзор и анализ материалов, которые могут быть интерпретированы в пользу межледниковья, даны Л.Р. Серебрянным (1978).

Остановимся кратко на имеющихся представлениях о главных этапах истории позднеоплейстоценового

оледенения в горах умеренных широт Евразии.

Как упомянуто выше, по А. Дрейманису и А. Раукасу, средний вюрм в Альпах характеризовался межстадиальными климатическими условиями. Л.Р. Серебрянный (1978) дает следующую схему развития позднеоплейстоценового оледенения в разных частях Альп (табл. 7). Он отмечает, что максимум развития оледенения, вероятно, приходился на раннюю часть вюрма, средний вюрм характеризовался значительным сокращением долинных ледников. Последующее неовюрмское наступление ледников имело более скромные масштабы, чем в раннем вюрме.

На Кавказе Г.К. Тушинский (1949) выделял по геоморфологическим различиям морен в бассейне р. Теберды два оледенения – Тебердинское (более крупное) и Каракельское. Однако в ряде более поздних работ других исследователей древнего оледенения Кавказа выделяются уже не ледниковья, а фазы. Двухфазной считает позднеоплейстоценовую ледниковую эпоху П.В. Ковалев (1966). Две крупные фазы оледенения, разделенные фазой отступления ледников Бол. Кавказа, отмечаются Н.В. Думитрашко и Е.Е. Милановским (1966). По палеогеографическим исследованиям Д.В. Церетели и Г.М. Майсурадзе (1976), в Грузии выделяются две стадии похолодания, соответствующие раннему и позднему вюрму, которые разделены средневюрмским интерстадиалом продолжительностью в 12–15 тыс. лет. На две фазы, разделенные актопракским этапом сокращения ледников в течение 10–15 тыс. лет, расчленяет позднеоплейстоценовое оледе-

нение Кавказа Е.Е. Милановский (1966) Этот актопракский период накопления ленточных осадков Л.Р. Серебрянный (1978, с. 210) сопоставляет с межледниковьем в Альпах, подчеркивая, что «в обоих районах установлены признаки двух относительно непродолжительных трансгрессий долинных ледников с промежуточным более длительным

денения Тянь-Шаня. Так, например, В.А. Герасимов (1961), выделяя «три главных этапа (стадии)» последнего оледенения, оговаривает, что первый этап, может быть, целесообразнее считать самостоятельным предпоследним оледенением. Если к тому же добавить, что под третьим этапом он подразумевает гляциальные события историче-

Таблица 7

**Развитие позднечетвертичного оледенения в Альпах
(по Серебрянному Л.Р., 1978)**

| Западные Альпы | Центральные и Северные Альпы | Южные Альпы | Восточные Альпы |
|---|---|--|---|
| Вюрм III | Поздний вюрм | Поздний вюрм | Поздний вюрм |
| | Шпицкое отступление ледников 29000 л.н. (Мюнзиген) | Сокращение оледенения 29000 л.н. (Кальта) | Сокращение оледенения 31000–26000 л.н. (Баумкирхен) |
| | Похолодание и наступание ледников 33000–30000 л.н. | Похолодание 31000 л.н. | Похолодание |
| Вюрм II–III Потепление и деградация оледенения 35000–37000 л.н. (Эйбан, Воглан, Да-Флашер и др.) | Межледниковые условия около 45000 л.н. (Херма-тинг) | Низелакское межледниковье 44000–39000 л.н. | Потепление и деградация оледенения 36000 л.н. (Инсбрук) |
| Вюрм III | Ранний вюрм | Ранний вюрм | Ранний вюрм |

этапом резкого сокращения масштабов горного оледенения...».

На Памире в районе высокогорного озера Каракуль, по данным А.А. Никонова и др. (1979), средний вюрм был межледниковым, из чего следует, что авторы этой работы являются сторонниками двух позднеплейстоценовых оледенений.

Много неясного в истории развития позднеплейстоценового оле-

ского прошлого, в моренах которого «был обнаружен погребенный лед» с признаками движения [Герасимов, 1961, с. 166], то остается лишь один этап собственно последнего оледенения. В более поздней работе [Герасимов, 1964] он указывает две фазы позднеплейстоценового оледенения, разделявшиеся межледниковьем. По древнему оледенению Джунгарского Алатау Л.К. Диденко-Кислицына (1965) упо-

минает одно горно-долинное поздне-неоплейстоценовое оледенение.

В высокогорье Монгольского Алтая Е.В. Девяткин (1978) считает возможным выделение двух поздненеоплейстоценовых ледниковых образований, соответствующих зырянскому и сартанскому горизонтам Сибири, т.е. дает такую же схему двух поздненеоплейстоценовых оледенений, как и для Южного Алтая.

В Зап. Туве, по Н.А. Ефимцеву (1961, с. 64), было одно поздненеоплейстоценовое оледенение, в пределах которого «в верховьях долин, особенно на крайнем юго-западе Тувы и к западу от Шапшальского хребта, прослеживается еще одна конечная морена», существенно не отличающаяся от конечных морен у границ поздненеоплейстоценового оледенения. Он считает эту морену стадияльной. Ту же самую морену у подножия Шапшальского хребта Е.В. Девяткин (1965) приводит в качестве примера проявления второго поздненеоплейстоценового оледенения на том основании, что она частично перекрывает отложения камовой террасы, сформированной в период деградации льда в Джулукульском ледоомере. Конечно, такая аргументация недостаточна для выделения ледниковой эпохи. По нашим наблюдениям, этой мореной отмечен максимум 2-го мегастадиала. Рассчитанная для нее депрессия снеговой границы (650 м) соответствует таковой в других районах Алтая. Выше этой морены в долине р. Каргы вполне ясно выделяются 7 более молодых конечно-моренных комплексов.

На территории северо-восточной Тувы М.Г. Гросвальд выделяет одно поздненеоплейстоценовое оледенение. Он

подчеркивает [Гросвальд, 1965, с. 63], что «убывание последнего оледенения нагорья было «одноактным» процессом: отступление краев ледникового покрова, его утоньшение, омертвление и таяние ни разу не сменялись стадиями наступаний». В бассейнах противоположного склона Восточного Саяна, по данным В.Н. Олюнина (1965), тоже было одно поздненеоплейстоценовое оледенение. Но в отличие от заключения М.Г. Гросвальда об «одноактном процессе» дегляциации к западу от водораздела Восточного Саяна В.Н. Олюнин (там же, с. 111) считает, что «все следы ледниковой деятельности, обнаруженные в описываемой части Восточного Саяна, относятся ко времени максимального продвижения ледников верхнеплейстоценового оледенения, более молодой постмаксимальной фазе их наступания и двум стадиям сокращения».

Приведенный краткий обзор схем реконструкции поздненеоплейстоценового оледенения горных областей умеренных широт Евразии позволяет сделать следующие выводы:

1) в большинстве рассмотренных горных областей в настоящее время выделяются два основных гляциальных цикла (оледенения, фазы), реже – один;

2) во всех горных областях, в которых выделяются два цикла, максимальных размеров поздненеоплейстоценовые ледники достигали в первом цикле;

3) определенные различия в оценке ранга гляциальных циклов, их количества и хронологических рубежей отражают не столько региональную трансформацию общепланетарных причин гляциальных флуктуаций, сколько разный уровень их изученности.

VII.3. Стадиальное сокращение ледников 1-го мегастадиала

При оценке размеров ледников бассейна Чаган-Узуна перед последней трансгрессией отмечалось, что кроме конечной морены максимума позднего плейстоценового оледенения до морены максимума 2-го мегастадиала (или Кызылманинской морены) выделяются еще два конечно-моренных комплекса (см. рис. 188). Они отражают прерывистый характер процесса дегляциации на этом этапе и маркируют размеры ледника при некоторых относительно устойчивых высотных положениях снеговой линии. Значения депрессии снеговой линии для этих морен являются определенными палеоклиматическими реперами, обеспечивающими возможность сравнительного анализа постмаксимальной динамики ледников других долин Алтая.

Для выявления основных общих закономерностей, а также индивидуальных особенностей процесса сокращения ледников в 1-м мегастадиале ниже рассматриваются конечно-моренные комплексы различных древних ледников (табл. 8), наиболее типичных для Алтая. Выбор долин сделан с условием возможности расчета депрессии снеговой линии, т.е. с учетом наличия в долинах современных ледников или морен стадии XVII–XIX вв. и данных о местоположении постмаксимальных конечных морен.

Долина Чаган-Узуна. Конечно-моренные комплексы в долине Чаган-Узуна подробно описаны В.Е. Поповым (1962). Уточним лишь данные о гипсометрических отметках и удалении конечных морен мегастадиала от морены максимума 2-го мегастадиала.

Морена максимума позднего плейстоценового оледенения (1-го мегастадиала) лежит на разных отметках: в долине ее основание имеет отметку 1840 м, а на междуречье с Елангашем поднимается до высоты 1920 м. Поверхность конечно-моренного вала поднимается до 1930 м. По разнице отметок между основанием морены в долине у верхнего конца эпигенетического ущелья и ее поверхностью на междуречье получаем минимальную величину мощности льда на конце Чаган-Узунского ледника в долине – 90 м. На междуречье мощность льда была существенно меньше, здесь разница отметок вершины вала и днищ западин в цунговом бассейне не превышает 50 м. Конечно, эти оценки мощности льда весьма ориентировочны, так как не известно гипсометрическое положение основания ледниковых отложений и отметки поверхности моренных образований могут быть значительно ниже былой поверхности льда. Фронт морены максимума 1-го мегастадиала находится на удалении 12 км от слияния Чагана с Талдурой или в 9 км от фронта морены максимума 2-го мегастадиала.

Первая постмаксимальная конечная морена более извилиста в плане (см. рис. 188) и на разных участках находится на неодинаковом расстоянии от предыдущей. На междуречье, где морена максимума выдвинута наиболее далеко, это расстояние достигает 4–4,5 км, а вблизи оси долины сокращается до 2 км. Как и у морены максимума, дистальный склон этой морены крутой, террасирован прибойными волнами пра-Чуйского озера. С проксимальной стороны вал менее выразителен на фоне большого скопления

Морены 1-го позднеоплейстоценового мегастадиала в долинах Алтая

| Хребет и склон | Долина | Морена максимума 1-го мегастадиала | | Первая постмакси- мальная морена | | Вторая постмакси- мальная морена | |
|---|--------------------|--|-------------------------------|--|-------------------------------|--|-------------------------------|
| | | абсол. отмет- ка, м | депрес- сия сн. лин., м | абсол. отмет- ка, м | депрес- сия сн. лин., м | абсол. отметка, м | депрес- сия сн. лин., м |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| Южно- Чуйский: северный | Чаган- Узуна | 1840 | 805 | 1860 | 775 | 1900 | 710 |
| | Елангаша | 2130 | 835 | 2200 | 770 | 2260 | 705 |
| | Ирбисту | 2120 | 800 | ? | ? | 2270 | 700 |
| | южный Бара | 1630 | 860 | 1680 | 780 | 1760 | 705 |
| Северо- Чуйский: северный | Актру | 1520 | 830 | 1530 | 775 | 1560 | 720 |
| | Тете | 1600 | 820 | 1650 | 760 | 1720 | 710 |
| | Маашея | 1300 | 850 | 1350 | 765 | 1370 | 710 |
| Катунский: южный | Верх. Ка- туни | 1400 | 850 | 1440 | 775 | 1480 | 715 |
| | северный Мульты | 1200 | 860 | 1300 | 775 | 1380 | 710 |
| | Акчана | 1280 | 815 | ? | ? | 1470 | 700 |
| | Курагана | 1350 | 825 | ? | ? | 1420 | 725 |
| | Кочурлы | 1260 | 840 | 1310 | 780 | 1380 | 720 |
| | Аккема | 1180 | 850 | 1280 | 775 | 1380 | 710 |
| | Иедыгема | 1100 | 840 | 1200 | 765 | 1250 | 715 |
| Курай- ский: северный | Кубадру | 1650 | 855 | 1700 | 780 | 1760 | 725 |
| | южный Курайки | 1500 | 835 | 1600 | 765 | 1640 | 705 |
| Чулыш- манское нагорье: северный | Узун- оюка | 1870 | 840 | 1930 | 775 | 1970 | 715 |
| | Уанду | 1660 | 850 | 1685 | 780 | 1760 | 705 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|-------------------------------|----------|------|-----|------|-----|---|---|
| Северо-Чуйский и Южно-Чуйский | Карагема | 1270 | 850 | 1320 | 770 | ? | ? |

холмов и мелких грядок. На этом этапе эволюции ледника в восточной части языка обособилась узкая лопасть, продвигавшаяся несколько дальше основного потока. В долинной части ледник оканчивался на отметке около 1860 м.

Второй постмаксимальный конечно-моренный комплекс в средней части моренного поля удален от предыдущего до 4,5 км или находится в 2,5 км от морены максимума 2-го мегастадиала. Его фронт в целом не так четко выражен в рельефе, как у предыдущих, местами теряется среди неровностей цунгового бассейна первого постмаксимального конечно-моренного комплекса, как бы размазан. В правобережье Чаган-Узуна в пределах долинной, а не водораздельной части фронта морены прослеживается напользование ледника на озерно-ледниковые отложения (см. рис. 189), что указывает на существование последних к моменту данной подвижки ледника. Оканчивался ледник на высоте 1900 м.

Следует подчеркнуть, что при малых уклонах ледникового ложа выявленные небольшие изменения в отметках края деградирующего ледника сопровождались большим сокращением площади. Например, к моменту формирования первой постмаксимальной морены было потеряно около 20 км² льда в языковой части; между первой и второй постмаксимальными моренами площадь составляет около 35 км², а в

максимум 2-го мегастадиала площадь ледника была почти на 125 км² меньше по сравнению с его площадью в максимум 1-го мегастадиала.

Долина Елангаша. Некоторые особенности морфологии ледниковых отложений в среднем течении р. Елангаша у подножия Южно-Чуйского хребта описаны В.Е. Поповым (1962), который отметил, что в отличие от долины Чаган-Узуна здесь нет фронтального вала, соответствующего максимальному положению конца ледника в позднем неоплейстоцене.

При движении вверх по течению реки на слаборасчлененной галечной поверхности дна Чуйской котловины сначала начинают встречаться отдельные валуны, далее их количество быстро увеличивается и они образуют уже разобщенные изометричные валунные участки на той же галечной поверхности. Плотность сгущения валунов постепенно увеличивается и, наконец, появляется типичный холмисто-западинный рельеф, сложенный валунным суглинком неравномерной мощности. Линейно-вытянутые субпараллельно реке массивы морены разделяются широкими плоскодонными ложбинами.

Следует отметить, что на выходе из пределов моренного рельефа эти ложбины не продолжают, их днища сливаются с поверхностью примыкающей части дна котловины. По-видимому,

точнее было бы сказать, что поверхность дна котловины по этим ложбинам прослеживается в пределах моренного поля. Аналогичная картина наблюдается и вдоль современной долины Елангаша: галечная поверхность дна котловины, являющаяся вторым надпойменным уровнем за пределами бывшего ледника, вдоль реки продолжается на 2 км в глубь морены. Все это указывает на то, что конец Елангашского ледника был крайне маломощным, не способным производить экзарационную работу и по достижении максимального предела быстро омертвел. Отсутствие эрозионных врезов, кроме современной долины, может быть объяснено рассредоточенностью стока талых ледниковых вод и малыми уклоном поверхности.

Первая постмаксимальная подвижка ледника, достигавшего в длину 25 км, маркирована достаточно четко выраженным фронтальным уступом моренных отложений, особенно в краевых частях. Наличие такого уступа у правого (северо-восточного) края было уже отмечено при морфологической характеристике елангашского участка ребристой морены. Надо согласиться с В.Е. Поповым (1962, с. 207), что «фронтальные моренные отложения залегают чешуйчато с некоторым надвиганием верхнего по течению вала на нижерасположенный». На этом этапе признаки активизации ледника прослеживаются по всей ширине моренного языка.

Второй постмаксимальный конечно-моренный комплекс, оканчивающийся в 3 км выше по течению реки, представляет собой сравнительно узкий язык гофрированной морены в осевой части долины, отделенный от

более ранних отложений маргинальным каналом. К этому времени ледник еще заполнял свою долину, но уже имел мощность, недостаточную для распластывания на водораздельное плато.

Следующая конечная морена крутым уступом в 10–12 м поднимается в 3,5 км выше по долине. Ее проксимальный склон положе, но опускается гипсометрически ниже, и поэтому высота морены с этой стороны достигает 25–30 м. В пределах пологовогнутого цунгового бассейна выделяется серия более мелких плосковершинных моренных холмов, к которым с левого склона опускаются узкие валики береговых морен, сливающиеся наверху в общую береговую морену. Этот моренный комплекс отвечает леднику, обеспечивавшемуся депрессией снеговой линии в 650 м. Выше выделяется еще 7 стадийных морен. По аналогии с долиной Чаган-Узуна данную морену мы относим к максимуму 2-го мегастадиала.

Морены ледника Актру. В предыдущей главе отмечалось, что в южной части Курайской котловины в разных местах сохранился своеобразный грядово-ложбинный микрорельеф, оставленный древним ледником Актру. Как показало изучение морен максимума 2-го мегастадиала (рис. 190), при депрессии снеговой линии в 600–650 м вход в долину Актру на участке слияния рек Актру и Корумду (южный фас палеозойских останцов на дне котловины) первым занял ледник Корумду. Таким образом, движение ледника Актру по своей долине на север было блокировано, с запада он ограничивался массами льда из долины Ян-Карасу и поэтому распластывался в восточном направлении.

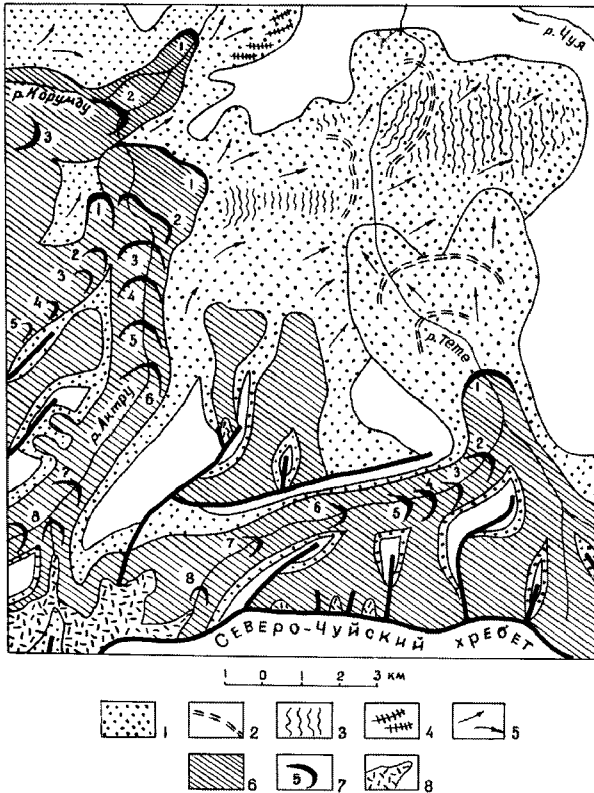


Рис. 190. Схема позднеплейстоценовых ледников и их постмаксимальной эволюции в бассейнах рек Актру и Тете:

- 1 - пределы распространения ледников в 1-м мегастадиале; 2 - постмаксимальные стадийные положения ледников 1-го мегастадиала; 3 - участки ребристой морены; 4 - озы; 5 - направление движения льда; 6 - ледники 2-го мегастадиала; 7 - стадийные морены 2-го мегастадиала; 8 - современные ледники

В предшествующем мегастадиале уже при снижении снеговой линии на 600–650 м, вероятно, возникла описанная выше обстановка подпруживания, в результате чего при дальнейшем снижении снеговой линии ледник вынужден был двигаться на восток по плоскому дну котловины, принимая по пути потоки льда из каров северного склона Биш-Иирду.

По полевым исследованиям распространения отложений с грядово-ложбинным микрорельефом границу максимума ледника Актру мы проводим в юго-восточной части Курайской котловины в 13 км от устья горного участка долины Актру (рис. 191). В краевой восточной и северо-восточной части мощность ледника была, по видимому, весьма незначительной и после предела растекания лед здесь быстро омертвел. На запад, ближе к устью горной части долины, мощность льда возрастала и в максимум 1-го мегастадиала составляла не менее 100 м. Об этом свидетельствуют следы проникновения льда через седловины такой высоты в гряде палеозойских останцов (в междуречье Актру–Тете) на их северный склон. Еще западнее, в котловине

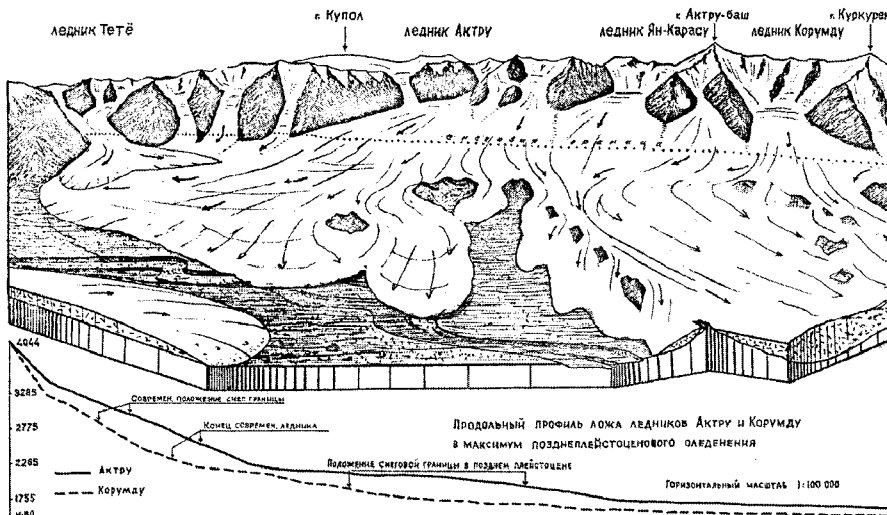


Рис. 191. Блок-диаграмма северо-восточной части горного узла Биш-Иирду. Реконструкция некоторых ледников в максимум позднеплейстоценового оледенения (стрелками показано преобладающее направление движения льда) (составлена автором)

урочища Ештыкколь, где сливались все ледники северного склона Передового хребта Биш-Иирду, седловины на высоте до 200 м над дном котловины служили путями стока льда на север к долине Чуи. О большой мощности льда здесь, как уже отмечалось, свидетельствует и высота озерных террас на бортах Курайской котловины.

Несогласие в направлении гряд ребристой морены вблизи современной долины Тете указывает, по-видимому, на активизацию ледника Актру на фоне еще незакончившейся деградации омертвевшего льда восточнее. Была ли эта активизация сопоставимой по времени и рангу с постмаксимальными подвижками других ледников, однозначно ответить трудно. Как будто бы в пользу возможности сопоставления свидетельствует величина депрессии снеговой линии для этого положения ледника.

Лучше отбивается восточная граница 2-го постмаксимального положения ледника. Вдоль нее в настоящее время проложено русло руч. Чичке (левый приток Тете). В левобережье этого ручья крутым уступом высотой до 12–15 м поднимается неровная, крупногрядовая поверхность, сложенная валунным

галечником с супесчаным заполнителем (рис. 192). К западу превышение гряд над разделяющими их ложбинами постепенно уменьшается и сходит на нет. По-видимому, эти субширотные ложбины выработаны в валунно-галечной основной морене тальными ледниковыми водами.

Уже здесь на вершинах гряд прослеживаются поперечные к направлению крупных гряд мелкие валики до 1 м высоты. Их морфологическая выраженность усиливается к юго-западу. Примерно в 1,5 км от морены максимума 2-го мегастадиала размеры валиков быстро увеличиваются и приобретают в плане форму пологих дуг выпуклостью к востоку, т.е. в направлении бывшего движения льда. Отдельные дуги имеют протяженность до 1 км и высоту до 10 м. Далее к западу их размеры снова уменьшаются, и вскоре они совсем исчезают. Все крупные дуги с поверхности сложены галечно-валунным материалом. Описанным рельефом здесь представлена упомянутая в IV гл. ребристая морена. Отдельные фрагменты ребристой морены приурочены к склонам гряды палеозойских останцов в междуречье Тете и Актру (см. рис. 77).



Рис. 192. Моренные гряды 2-го постмаксимального положения ледника Актру: слева – общий вид моренной гряды; справа – строение отложений гряды

Восточная граница максимума 2-го мегастадиала ледника Актру представлена широким валом высотой до 25 м вблизи брода через арык.

Долина Тете. Предел опускания в котловину ледника Тете в позднем неоплейстоцене маркирован прекрасно сохранившимся конечно-моренным комплексом, представленным двумя лопастями (см. рис. 190). Причина раздвоения бывшего языка при выходе на плоское дно котловины не совсем ясна. Существование потоков льда с разным режимом движения в общем ледниковом потоке широко известно и, в частности, отражено в морфологии ледниковых отложений у северного подножия Южно-Чуйского хребта (моренные поля Чаган-Узуна и Ирбисту). Но такая обособленность потоков на выходе из долины – уникальное явление на Алтае.

Впрочем, морена ледника Тете уникальна еще и в другом отношении: она в значительной мере наложена на одновозрастную ей морену ледника Актру. Причина этого явления более понятна и заключается в том, что ледник Актру вместе с дополнявшими его ледниковыми потоками раньше достиг этого участка котловины. Но при широком растекании его мощность здесь была невелика и запоздавший несколько ледник Тете надвинулся на мало-мощную ледяную поверхность. Кроме геолого-геоморфологических признаков правомерность реконструкции такой схемы неодновременного выхода в котловину двух соседних ледников может быть обоснована сравнением размеров современного оледенения в бассейнах Тете (8 ледничков с общей площадью 6 км²) и Актру (8 ледников с общей площадью 17 км²).

Правая (восточная) лопасть морены разделена вдоль на две части широкой сухой ложбиной и состоит из трех сближенных поперечных валов. Левая лопасть тоже вдоль разделена эрозионным врезом, используемым современной речкой. На слабозалесенных дистальных склонах восточной лопасти давно уже были обнаружены волноприбойные террасы пра-Курайского озера, наличие которых приводилось в качестве аргумента более древнего возраста этой лопасти по сравнению с залесенной западной [Девяткин, 1965]. Позднее и на последней были обнаружены одноуровневые озерные террасы [Окишев, 1976], особенно хорошо выраженные в левобережье р. Тете. Тем самым было доказано, что обе лопасти сформировались до заполнения котловины водой. Кстати, озерная террасированность установлена также на грядах ребристой морены Актру севернее морены Тете и даже на уступе III надпойменной террасы Чуи в районе моста.

Изучение распространения волноприбойных террас имеет большое значение в двух аспектах:

- 1) для расчленения моренных комплексов, сформированных в доозерный и послеозерный периоды;
- 2) для корреляции основных позднеледниковых гляциальных циклов в Курайской и Чуйской котловинах.

Как было отмечено при рассмотрении конечно-моренных комплексов долины Чаган-Узуна и возраста озерно-ледниковых отложений ниже пос. Бельтир, в Чуйской котловине позднеледниковый озерный бассейн возник несколько раньше – 32±4 тыс. лет назад после первой пост-

максимальной подвижки ледника 1-го мегастадиала. Причиной возникновения озера в котловине была ледниковая «плотина». Сток талых ледниковых вод из Курайской котловины тоже преграждался ледниками. Серии снижающихся террасовых уровней свидетельствуют о том, что это не были массы пассивного льда, «плотины» были динамичными, т.е. ледники, создававшие подпруживание, реагировали на колебания климатических условий. Идентичность причины возникновения пра-Чуйского и пра-Курайского озер, близкие значения депрессии снеговой линии для ледников, оставивших морены, позднее моделированные озерными волнами, и для ледников, морены которых уже не абрадированы, позволяют в общем синхронизировать эти события в Чуйской и Курайской котловинах.

Первая постмаксимальная морена ледника Тете широким фронтом над-

винута на предшествующую. В это время ледниковый язык в приконцевой части значительно расширился, но признаков его разделения нет. Северным краем эта морена перекрывает и, таким образом, маскирует стык лопастей морены максимума. Здесь она моделирована волно-прибойными террасами. В других частях террас на ней не обнаружено.

Второе постмаксимальное положение ледника Тете отмечено береговыми моренами, оканчивающимися на высоте около 1720 м. Замыкающей их морены нет. На данном этапе ледник лишь немного выдвигался из горной долины и имел узкий язык. По сравнению с ним ширина ледникового языка в максимум 2-го мегастадиала при еще меньшей длине была несколько шире.

Курайская котловина. Позднелепистоценовая граница других ледников в котловине выражена не всегда ясно. На рис. 193 она реконструирована

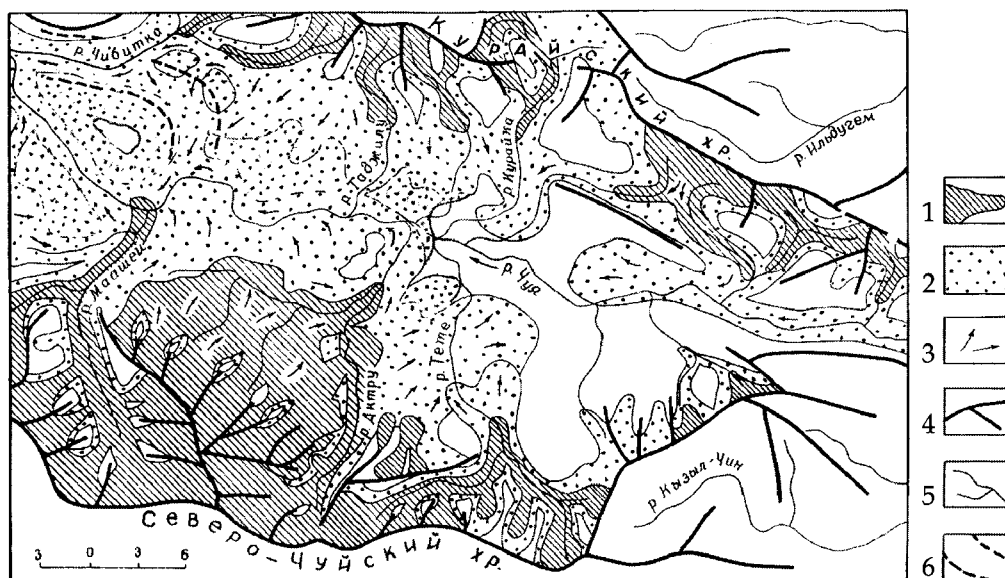


Рис. 193. Схема позднеплейстоценового оледенения бассейна р. Чуи в пределах Курайской котловины:

1 - ледники максимума 2-го мегастадиала; 2 - то же, максимума 1-го мегастадиала; 3 - направление движения льда; 4 - хребты и их отроги; 5 - современная речная сеть; 6 - участок древней долины Чуи

на основе изучения имеющихся обнажений, шурфов, фрагментов выраженных в рельефе моренных отложений (см. рис. 192) флювиогляциальных образований (озов, камов), распространения следов озерной деятельности, речных террас.

Основной причиной недостаточной морфологической оформленности границ бывших ледников в западной половине котловины является то, что по выходе из коротких горных участков долин ледники получали возможность широко распластываться на слабо расчлененной предгорной ступени, теряли экзарационную способность, в связи с чем уменьшалась концентрация моренного материала на единицу площади льда.

Далее, на дне котловины, движение этих распластанных маломощных ледников преграждалось останцовыми возвышенностями, сопровождающими здесь долину Чуи. В результате подпруживания движение льда в придонной части на значительных участках площади почти прекратилось, а его мощность нарастала за счет притока слабозасоренных мореной поверхностных горизонтов. Эти верхние горизонты льда, по-видимому, не успевали существенно обогатиться обломочным материалом и в пределах останцовых гряд. Поэтому краевые формы в западной половине Курайской котловины маломощны, сложены почти целиком местным обломочным материалом и встречаются отдельными разрозненными фрагментами.

Большая мощность льда в западной части Курайской котловины реконструируется по высоте следов ледниковой деятельности на останцовых возвышенностях и верхнему

уровню волно-прибойных террас пра-Курайского озера на междолинных участках южного склона Курайского хребта, не закрывавшихся льдом в позднем неоплейстоцене (междуречья Таджилу-Арталук, Арталук-Курайка, Курайка-Кызылташка, Тыдтугем-Сухой Тыдтугем), и на склоне северо-восточного отрога Северо-Чуйского хребта вблизи долины Араджана. В качестве конкретных примеров местоположения ледниковых отложений могут быть отмечены валы береговых морен вдоль субмеридиональной ложбины восточнее озера Джангысколь, поднимающиеся до отметки 1950 м, основная морена с холмисто-западинным рельефом на северном склоне останцовой гряды на участке между озерами Джангысколь и Караколь, фрагменты ребристой основной морены на придолинных останцовых возвышенностях с отметками до 2000 м в правобережье Чуи ниже устья р. Таджилу.

Отмеченными особенностями рельефа западной половины котловины, по-видимому, был нарушен «нормальный» ход дегляциации и постмаксимальные колебания ледника не получили выражения в рельефе.

Более определенно реконструируются этапы деградации в 1-м мегастадиале для Курайского ледника. Мы уже отмечали, что в районе пос. Курай моренные отложения, частью выраженные в рельефе, по величине депрессии снеговой линии для ледника таких размеров должны быть отнесены к поздне-неоплейстоценовому максимуму. Валы первого постмаксимального конечно-моренного комплекса представлены в междуречье Курайки и Арталука на поверхности останца вулканогенных пород девона. Граница второго пост-

максимального конечно-моренного комплекса, отмечавшаяся ранее Е.В. Девяткиным (1965) как результат разрыва и взброса морены, приурочена к северному фасу этого останца.

В восточную часть Курайской котловины вторгался ледник, заполнявший долину Чуи ниже Чуйской котловины и подпруживавший сток из нее. При деградации оледенения и опорожении пра-Чуйского озера ледниковые отложения подверглись размыву. Позднее в них были вырезаны речные террасы. Граница максимального продвижения ледника устанавливается по западному краю денудированного моренного массива на дне котловины. Каких-либо надежных признаков постмаксимальных подвижек этого ледника пока не обнаружено.

Долина Чуи ниже урочища Боротал. Ниже урочища Боротал долина Чуи раздваивается: более древняя, оставленная рекой ветвь круто поворачивает вправо, на северо-восток, а через 3 км принимает западное направление; молодая долина с современным руслом также круто поворачивает влево на юг до устья р. Маашея, откуда резко отклоняется тоже на запад. У устья р. Чибитки, частично использующей древнюю долину Чуи, ветви сливаются. Между ними располагается останцовый средневысотный массив, известный под названием горы Белькенек.

Перед слиянием обе ветви долины закупорены конечно-моренными отложениями, в которых выработаны эрозионные врезы. Моренный рельеф настолько контрастирует с ровным террасированным участком долины ниже по течению, что ни у кого из исследователей не оставил сомнения в его ледниковом генезисе. Долгое время

бытовало представление, что не только современную, но частично и древнюю долину Чуи заполнял Маашейский ледник. Ошибочность такого представления доказана нами в результате изучения петрографического состава обломочного материала в моренных отложениях [Окишев, 1978]. Установлено, что древнюю долину заполняли ледники бассейна Чибитки, спускавшиеся с Курайского хребта, а современную долину занимал Маашейский ледник.

Часть льда, переваливавшего через низкий водораздел из долины Ярлуамры (левый приток Чибитки), двигалась на юг и дополняла пра-Чуйский ледник, отклонявшийся ниже урочища Боротал в современную долину Чуи. Другая часть льда бассейна Чибитки продвигалась вниз по древней долине Чуи до слияния с ледниками, спускавшимися по долинам Сардымы и Бельгибаша с Айгулакского хребта.

С наступлением регрессивной фазы в древней долине Чуи на участке между Акташом и Менами значительные массы льда омертвели. При последующих постмаксимальных подвижках ледниковые потоки из бассейна р. Чибитки надвигались и перекрывали этот «мертвый» лед. По гипсометрическому положению моренных форм на прилегающем склоне горы Белькенек, не имевшей своего оледенения, установлено, что общая мощность льда на данном участке древней долины Чуи достигала не менее 550 м. По-видимому, его медленным таянием, длительной сохранностью значительной мощности объясняется отсутствие признаков стока по древней долине при опорожении Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера.

Субмеридиональный участок долины Чуи, где она раздваивается, в плане является прямолинейным продолжением долины Маашея, что и приводилось ранее в качестве единственного аргумента для отнесения менской морены к Маашейскому леднику. Изучение состава моренных отложений показало, что он под влиянием отмеченного выше встречного движения льда круто поворачивал в современную долину Чуи и опускался в максимум 1-го мегастадиала ниже устья р. Ороя, где дополнялся ледником, спускавшимся с Ештыккольского плато.

В километре выше пос. Чибит террасированное дно современной долины Чуи резко сменяется крутым уступом высотой в 120 м. Река здесь протекает в узком каньоне (рис. 194) и имеет большое падение. Поверхность выше уступа выровнена, сложена валунным галечником. В обнажениях по обе стороны реки видно, что валунно-галечные отложения образуют лишь маломощную (0,5–1,5 м) покрывку. Под ней вскрывается плотный палево-серый валунный суглинок мощностью до 60 м, который лежит на коренных породах. Выше устья Ороя моренные отложения имеют пепельно-серую окраску. Здесь, у устья Ороя, опускается ко дну долины прослеживающаяся на большом протяжении по правобережью Чуи верхняя береговая морена Маашейского ледника. По этим признакам вполне определенно выделяется граница первой постмаксимальной стадии 1-го мегастадиала.

Вторая постмаксимальная подвижка Маашейского ледника отмечена фрагментами береговой морены на склоне правого борта долины Чуи в 3 км выше устья Ороя. Причина отсут-



Рис. 194. Чибитский участок долины Чуи: 1 – морены в старой долине Чуи; 2 – морены в нижнем конце современной долины; 3 – комплекс низких террас, выработанных в ледниковых отложениях, ниже слияния долин

ствия соответствующей конечной морены не выяснена.

Третье постмаксимальное положение конца ледника фиксировано тоже крутым спуском береговой морены у подножия правого склона долины Чуи в 8 км ниже устья Маашея. Резкий подъем береговой морены на склон долины указывает на большую мощность льда в приконцевой части ледника. Конечные морены максимума 1-го мегастадиала в долине Чуи представлены на участке между устьями притоков Чуи-Бока и Ярбалыка (урочище Бока).

Заканчивая рассмотрение следов оледенения 1-го позднелепистоценового мегастадиала в долине Чуи на участке между урочищем Боротал и пос. Чибит, следует подчеркнуть их основные различия в бывшей и современной долинах. В большей части прежней долины моренный рельеф представлен крупными, хорошо выраженными ко-

нечными и береговыми формами. Признаков послеледникового использования Чуей этой долины нет. Более того, от так называемой менской морены ложбина стока падает вверх по долине, что было подмечено еще В.А. Обручевым (1914). В современной долине при значительной мощности ледниковых отложений конечные морены или сильно денудированы (ниже Ороя), или вообще отсутствуют, не замыкают валы береговых морен. Как нам представляется, эти различия связаны с тем, что в старой долине между Менами и Акташом долгое время сохранялся мощный массив омертвевшего льда, блокировавшего сток. Вода из Курайской котловины устремлялась по современной долине Чуи и препятствовала формированию здесь конечных морен.

Долина верхней Катунь. Следы позднеплейстоценового оледенения верхней Катунь изучались К.Г. Тюменцевым, В.Е. Поповым и В.В. Заморуевым. По К.Г. Тюменцеву (1936, с. 81), «ледниковый комплекс и конечную морену, принадлежащую максимуму развития оледенения последней эпохи (вюрма), мы встречаем в 10 км ниже устья р. Огневки (левого притока р. Катунь)». В.Е. Поповым (1962) здесь морены не отмечено, но зато описаны моренные холмы в 4 км выше устья р. Огневки. В.В. Заморуев (1962, с. 72) считает, что «под долиной р. Катунь во время последнего оледенения ледник доходил до устья р. Зайчихи». Выше устья р. Зайчихи по правобережью Катунь им отмечена флювиогляциальная терраса высотой 55–60 м. Следующую «задержку конца ледника» В.В. Заморуев указывает ниже устья р. Быстрой, т.е. в том же месте, где она описана В.Е. Поповым (4 км выше устья р. Огневки).

Признаки более поздней подвижки Катунского ледника отмечены В.В. Заморуевым вблизи устья р. Верх. Курагана. По К.Г. Тюменцеву, эта морена принадлежит к леднику, выдвигавшемуся из долины Верх. Курагана, когда Катунский ледник уже освободил данный участок своей долины. Однако его указания о наличии поперечных береговых валов и оттеснении Катунь к левому берегу под влиянием Верх. Кураганского ледника не соответствуют действительности. Ниже устья р. Ускучевки Катунь довольно круто поворачивает к устью долины Верх. Курагана и прижимается к правому, а не «противоположному левому склону», как пишет К.Г. Тюменцев. Валы береговых морен на высоте около 150 м над рекой появляются на склонах долины Катунь выше устья Верх. Курагана и поворачивают к оси долины в 2 км ниже его. Особенно хорошо сформирован вал береговой морены на более пологом левом склоне долины. Он пересекает поперек приустьевую часть долины Ускучевки, и речка в поисках прохода примерно 0,5 км течет вдоль внешнего склона берегового моренного вала.

Данный конечно-моренный комплекс, замыкающийся в 2 км ниже устья р. Верх. Курагана на высоте 1520 м, является восьмым от ледника Геблера (Катунского), сформировался при депрессии снеговой линии в 650 м, и поэтому мы относим его к максимуму 2-го мегастадиала.

По нашим полевым наблюдениям, в максимум 1-го мегастадиала одна ветвь сложного Катунского ледника, образовавшегося от слияния ряда потоков, спускавшихся с Катунского хребта, оканчивалась в 3,5 км ниже устья

р. Огневки, а другая ветвь выше устья р. Узун-Карасу через низкий левобережный водораздел уходила на юг в долину р. Язовой (приток Белой Берели, бассейн р. Бухтармы). В долине Катунь ледник оканчивался на высоте 1400 м, где у устья небольшого левого притока Катунь на дно долины опускаются береговые морены, прослеживающиеся от устья р. Огневки. На склоне правого борта вал береговой морены во многих местах прерывается эрозионными ложбинами, кое-где прикрыт осыпями, но до устья р. Огневки все же прослеживается. Здесь его высота над урезом реки составляет около 120 м. Выше по долине на крутом осыпном склоне морена теряется. Лучше сохранилась левая береговая морена. Она перегораживает устьевую часть долины Огневки, и речка 1,5 км течет вдоль внешнего склона этой широкой береговой морены.

Первый постмаксимальный конечно-моренный комплекс, отмеченный В.В. Поповым и В.В. Заморуевым в 4 км выше устья р. Огневки, оканчивается на высоте 1440 м. Опускание сюда ледника обеспечивалось депрессией снеговой линии в 775 м.

Вторая постмаксимальная подвижка ледника фиксирована остатками конечной морены в правобережье Катунь и береговых морен вблизи устья р. Суетки (левый приток Катунь) на высоте 1480 м. В это время ледник из долины р. Быстрой, по-видимому, еще соединялся с Катунским ледником, на что указывает поворот правобережной береговой морены в долину этого притока.

По долине р. Язовой вторая ветвь ледника продвигалась на 6 км ниже озера Язовый и оканчивалась тоже на высоте около 1400 м в максимум позд-

ненеоплейстоценового оледенения. Еще две морены 1-го мегастадиала в этой долине лежат на отметках 1520 и 1640 м. Озеро занимает цунговый бассейн, ограниченный мореной максимума 2-го мегастадиала.

В.Е. Попов и В.В. Заморуев справедливо отмечают признаки бывшего оледенения и ниже по долине Катунь. В частности, сохранились остатки конечной морены около устья р. Зайчихи, ниже устья р. Озерной, около устья р. Зеленки. Но эти морены оставлены местными ледниками, которых ледник верхней Катунь в позднем плейстоцене не достигал.

Долина Мульты. Максимальное положение конца позднеплейстоценового ледника маркировано языковидным моренным образованием, оканчивающимся и сменяющимся двумя надпойменными террасами р. Мульты ниже мараловодческого совхоза «Ниж. Уймонский» на отметке около 1200 м. В осевой части дна долины конечная морена размыта, а у борта береговые валы поднимаются уступом высотой 5–8 м и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. В левобережье четко выделяется крупная продольная гряда с неровной холмисто-западинной поверхностью, оставленная, по-видимому, на месте бывшей срединной морены. Ложбиной в 20–25 м глубины эта гряда отделяется от левосторонней береговой морены.

В 2 км выше по течению долина перегораживается вторым конечно-моренным валом, прорванным рекой примерно в средней части. В обнажениях вала вскрывается пепельно-серый суглинок, «нашпигованный» хорошо окатанными валунами и галькой. У правого борта долины субпараллель-

но протягиваются более чем на 2 км две береговые морены. Внешняя, более высокая, отвечает времени формирования конечной морены максимума оледенения, а вторая, распластываясь, соединяется с первой постмаксимальной конечной мореной. У левого борта более низкая береговая морена выражена хуже и быстро теряется, сливаясь с более древней береговой мореной.

Следующая конечная морена гипсометрически лежит на 100 м выше, она является восьмой от ледников в верховьях р. Мульты, характеризуется депрессией снеговой линии в 630 м, что позволяет, по аналогии с бассейном Чаган-Узуна, отнести ее к максимуму 2-го мегастадиала.

Долина Акчана. Морена максимума 1-го мегастадиала в долине Акчана представлена в виде узкого языка моренного материала, загромождающего дно долины. Фронт морены поднимается крутым уступом в 25–30 м примерно в 1 км ниже устья правого притока – р. Плоской. Большая мощность ледниковых отложений по всей ширине долины затрудняет выделение внутренних склонов береговых морен, но от коренных бортов долины моренный язык отделяется резко ложбинами глубиной до 45–50 м. В поперечном профиле моренного языка близ устья р. Плоской прослеживаются внутренние продольные валы, ограничивающие центральное продольное понижение, к которому приурочено русло Акчана.

Приблизительно на равном расстоянии от устьев Песчаной и Лукова Лога (левый приток Акчана) на высоте около 1470 м на описанную моренную толщу наложен второй конечно-моренный комплекс. Он отличается прекрасно сформированными высоки-

ми и прослеживающимися на большом протяжении валами береговых морен, которые, однако, не замыкаются из-за отсутствия фронтальной морены. Загибаясь к руслу Акчана навстречу друг другу, береговые валы резко обрываются и разделяются плоским понижением со следами блуждания русла реки.

От устья Лукова Лога долина Акчана сильно расширяется. Здесь, в начале расширенного участка долины на высоте 1580 м, оканчивается третий конечно-моренный комплекс, который по величине депрессии снеговой линии (620 м) мы относим к максимуму 2-го мегастадиала. Таким образом, в данной долине уверенно выделяются лишь две морены 1-го мегастадиала. Возможно, промежуточное между ними положение следует связывать с окончанием упоминавшихся выше продольных валов близ устья р. Плоской, но нам не удалось установить признаков их бывшего замыкания и поэтому вопрос о промежуточном моренном комплексе остается открытым.

Долина Курагана. От устья вверх по широкой долине Курагана террасированное днище прерывается извилистым конечно-моренным валом на высоте всего 1050 м. Выше вала поверхность дна долины приобретает холмисто-западинный характер. В отдельных западинах еще сохранились озера. Такой рельеф дна прослеживается до устья р. Громатуки (левый приток Курагана). Преодолевая этот участок долины, река отклоняется к правому борту и особенно близко прижимается к скалистому склону на участке фронтальных нагромождений морены. Однако эту морену не следует связывать с ледником главной долины. Выше по течению борта главной и боковых долин на значительных участках сложены ин-

трузивными породами, а в обломочном материале этой морены представлены только песчаники, сланцы и алевролиты. Учитывая петрографический состав материала, слагающего морену, резкое отклонение русла Курагана вправо, чрезмерно большую депрессию снеговой линии (около 1200 м) по ледникам верховьев Курагана, мы связываем образование этой морены с опусканием сюда древнего ледника из долины Громатуки, бассейн которой целиком сложен осадочными породами, перечисленными выше. Наконец, следует заметить, что выше устья Громатуки дно долины Курагана на протяжении почти 3 км сложено слоистыми гравийно-галечными отложениями, в которых фуркирует и меандрирует Кураган. Малые уклоны поверхности дна и строение осадков террас указывают на бывшее подпруживание стока на этом участке долины.

Следующая морена в виде отдельных изометричных массивов, между которыми блуждает речка, сменяет плоское дно долины в 1 км ниже устья р. Ермолая (правый приток Курагана) на отметке около 1100 м. Сразу выше устья Ермолая прослеживается поворот береговой морены в его долину, а по долине Курагана сюда спускается свой конечно-моренный комплекс. Его самостоятельность подчеркивается меньшей высотой береговых морен и их переходом в свою конечную морену. По расчетам депрессии снеговой линии эти морены оставлены ледниками, спускавшимися сюда из долин Ермолая и Авьяка (правый приток Курагана) в максимум 1-го мегастадиала.

До устья Авьяка в долине Курагана хорошо выражены еще три конечно-моренных комплекса: у устья р. Кыргыза, ниже устья р. Ешту (оба являются левыми притоками Курагана) и в 1 км

ниже устья Авьяка. По морфологическим признакам последняя морена выдвинута из долины Авьяка. Далее вверх по Курагану выделяется конечная морена на участке между устьями Карайры и Хазинихи. Морену в 1 км выше устья Хазинихи, оканчивающуюся на отметке 1580 м, по величине депрессии снеговой линии (625 м) мы относим к максимуму 2-го мегастадиала Кураганского ледника.

Таким образом, в максимум 1-го мегастадиала долина Курагана была заполнена льдом на протяжении 32 км. Но это был составной ледник, в котором поток льда главной долины наращивался последовательно ледниками, выдвигавшимися из боковых долин Кара-оюка, Авьяка, Кыргыза и Ермолая. Этот пример показывает, что в сложных дендритовых горно-долинных бассейнах, ограничивающихся высокими гребнями с альпийским рельефом, при реконструкции древнего оледенения, и в частности определении депрессии снеговой линии, следует учитывать активную роль боковых долин в формировании ледника в главной долине. При этом роль боковых отрогов хребтов и ограничивающихся ими боковых долин в заполнении льдом главной долины усиливалась по мере снижения границы питания ледников.

Долина Кочурлы. Как и в долине Курагана, здесь первый конечно-моренный комплекс, ограничивающий в 12 км от устья реки террасированный участок дна, принадлежит к леднику не главной долины, а к древнему леднику открывающейся слева долины Бол. Колагаша. Фронтальная часть морены поднимается сравнительно некруто и высота поверхности в сторону долины Бол. Колагаша возрастает постепенно. Река Кочурла в обход этой морены при-

жимается к правому борту долины, на склоне которого ниже устья руч. Куילו сохранился продольный моренный вал, отмечающий бытую мощность ледника. Морена сложена обломочным материалом разнообразного петрографического состава, но характерно, что в ней не представлены обломки габбро, крупный массив которых слагает оба борта долины Кочурлы выше Кочурлинского озера. Вверх от устья Бол. Колагаша на протяжении около 2 км дно долины Кочурлы плоское, с очень малым уклоном, с поверхности сложено речными отложениями. Русло реки здесь разбивается на многочисленные протоки и слабо врезано. Формирование этого участка происходило в условиях подпруживания стока Бол. Колагашским ледником и оставленной им мореной.

У устья Тикоюка (тоже левый приток Кочурлы) лежит следующая конечная морена. По комплексу признаков, аналогичных с предыдущим участком, морена образована спускавшимся сюда в максимум 1-го мегастадиала Тикоюкским ледником.

Морена максимума 1-го мегастадиала Кочурлинского ледника лежит в 2 км выше устья Тикоюка. Фронт морены сильно размыт и представлен несколькими диагональными по отношению к направлению оси долины грядами в 50–60 м высоты и до 300 м длины. В левобережье контакт морены с коренным склоном замаскирован обвальными осыпными образованиями. На более пологом незалесенном правобережном склоне вполне отчетливо реконструируется береговая морена по цепочке коротких моренных грядок, наложенных на коренные породы и постепенно поднимающихся над дном долины вверх по течению.

В 1 км выше устья Тикоюка к реке спускается другой, более массивный вал береговой морены. Он доходит до русла, но не завершается конечной мореной. На противоположной (левобережной) стороне долины граница этого конечно-моренного комплекса отмечена концентрацией сравнительно небольших холмов, сложенных валунно-глыбовым материалом разнообразного петрографического состава. Береговая морена не выражена, возможно, из-за активных склоновых процессов и оползания обломочного материала на очень крутой скалистой придонной части этого борта долины. По сравнению с предыдущим участком здесь долина приобретает очень отчетливо выраженную форму трога.

Через 2 км еще выше на дне долины, во всю его ширину, лежит уплощенный массив морены, огибая который, река круто поворачивает вправо. Соответствующие этой конечной морене береговые валы прослеживаются по обоим склонам на протяжении почти 2 км, постепенно поднимаясь над дном долины от 50 до 150 м.

Следы бывшего оледенения на всем рассмотренном участке долины Кочурлы были отмечены К.Г. Тюменцевым еще в 1936 г. Он первым пришел к заключению об образовании морены близ устья Бол. Колагаша ледником этой боковой долины, а не Кочурлинским ледником. Однако следует заметить, что по схеме К.Г. Тюменцева позднеоплейстоценовый ледник спускался до устья Кочурлы и выходил в долину Катуня. Ледник такого размера мог обеспечиваться только при депрессии снеговой линии в бассейне Кочурлы не менее 1200 м, что явно не согласуется с другими долинами (на-

пример, Акчава или Мульты), где граница поздненеоплейстоценового оледенения представлена исключительно четко и не вызывает сомнения. Мы не отрицаем ледниковое происхождение мощной толщи валунного суглинка в устье Кочурлы, но эти отложения, как и в устьевых частях долин Акчана и Мульты, относятся к этапу деградации средне-неоплейстоценового оледенения.

Морена максимума 2-го мегастадиала располагается в 1,5 км ниже устья Тегеека (левый приток Кочурлы). Она отличается от предыдущих большой мощностью отложений на дне долины, но береговые морены тоже существенно разрушены склоновыми процессами.

Долина Аккема. Следы древнего оледенения в долине Аккема отмечались в работах ряда исследователей [Мягков, 1936; Рагозин, 1942; Тюменцев, 1936]. Попытка выделения стадильных конечно-моренных комплексов была предпринята К.Г. Тюменцевым (1936), по представлению которого в максимум последнего оледенения Аккемский ледник выходил в долину Катунь и по ней спускался еще на 10 км. Выполненные Л.А. Варданянцем (1938) расчеты показали, что для формирования такого ледника необходима депрессия снеговой линии в 1150–1200 м. Как уже указывалось при оценке возраста ледниковых отложений в устье долины Кочурлы, принять такую депрессию для позднего неоплейстоцена нельзя. Не увязывается с представлением К.Г. Тюменцева о таких размерах поздне-неоплейстоценового ледника и морфология нижней части долины Аккема. Она, подобно нижним участкам долин Кочурлы, Курагана и Мульты, отличается распространением хорошо

сформированных террас нескольких уровней. Л.А. Рагозин (1942) выделяет здесь до восьми надпойменных террас, верхняя из которых имеет высоту 70 м. Нигде в долинах Алтая в пределах границ поздне-неоплейстоценового оледенения такого количества и такой высоты террас нет.

Конечно-моренный комплекс максимума поздне-неоплейстоценового оледенения оканчивается немногим более 1 км выше устья Араскана (правый приток Аккема) на высоте 1180 м. Здесь от левого борта долины в виде полудуги подходит к руслу высокий узкий вал, сложенный грубообломочным материалом осадочных и интрузивных пород. Соответствующая этому валу береговая морена уже через 0,5 км теряется на крутом осыпном склоне. На противоположном склоне долины постепенно поднимается прерывистый приступок ледниковых отложений, прослеживающийся несколько дальше. На дне долины на этом расстоянии с обеих сторон от русла распространены короткие поперечные грядки, холмы. Их небольшая высота свидетельствует, по-видимому, о сравнительно малой мощности ледниковых отложений.

Первый постмаксимальный комплекс оканчивается в 1,5 км выше по течению. Он представлен двумя сближенными конечными моренами, от каждой из которых отходят свои береговые морены, быстро теряющиеся на склонах.

Наиболее выразительной является следующая морена, маркирующая остановку ледника в 4 м ниже устья Тегеека. Фронтальный вал высотой в 40–45 м крутым уступом перегораживает долину с обеих сторон реки. В левобережье продолжающая его береговая морена через 0,5 км расчленяется попе-

речными ложбинами и вскоре вообще теряется на крутом сильно расчлененном склоне. Правая береговая морена круто поднимается по склону и на удалении 1 км от фронтальной оказывается на высоте 200 м над дном долины. О значительной мощности отложений этого берегового вала можно судить по большой высоте его дистального склона, заставившего полноводный ручей почти под прямым углом изменить направление русла и течь вдоль вала до его окончания.

Далее вверх по долине Аккема, в 1,5 км ниже Текелпо, ледниковые отложения были описаны Л.А. Рагозиным (1942). Этот моренный комплекс, характеризующийся депрессией снеговой линии в 63 м и являющийся восьмым от ледника Родзевича, мы относим к максимуму 2-го мегастадиала.

Долина Карагема. Формирование древнего оледенения бассейна р. Карагема обеспечивалось склонами двух равных по высоте хребтов – Северо-Чуйского и Южно-Чуйского, которые на всем протяжении долины не опускаются ниже 3000 м. Поэтому уже при депрессии снеговой линии в 500 м с обоих хребтов в эту продольную долину в разных ее частях спускался целый ряд ледников. При депрессии в 640–650 м многие ледники сливались в главной долине (см. рис. 130), образуя разобщенные ледниковые тела почти вплоть до устья Карагема.

В максимум 1-го мегастадиала сложный Карагемский ледник выдвигался в долину Аргута и здесь распластывался в обе стороны. Его продвижение вниз по Аргутской долине ограничивалось ранее спустившимися сюда с Катунского хребта и занявшими долину ледниками Курасай и Куркуре.

Такая схема последовательности заполнения льдом данного участка долины Аргута аргументируется следующим. В настоящее время в истоках р. Курасая располагаются три ледника, два из которых долинные, имеют длину свыше 3 км и оканчиваются на высоте около 2600 м. Фирновая линия на этих ледниках проходит на уровне 3000–3050 м. Протяженность долины от концов ледников до выхода к Аргуту составляла всего 5 км. По геоморфологическим исследованиям морен установлено, что в аккемскую стадию, при депрессии снеговой линии в 280 м, язык слившихся потоков льда оканчивался у крутого спуска в долину Аргута. При депрессии в 650 м Курасайский ледник выходил на дно долины Аргута и оставил прекрасно выраженную морену по обе стороны реки на высоте 1270 м. В это время в долине Карагема ближайший ледник оканчивался в 5 км от Аргута, а от устья Курасая – даже в 11 км. Естественно, что в 1-м мегастадиале к моменту вторжения Карагемского ледника в долину Аргута Курасайский ледник и дополнявший его ледник Куркуре заняли нижележащий участок Аргутского ущелья, ограничив, таким образом, предел продвижения вниз по Аргуту Карагемскому леднику. Последний, имея достаточную мощность (250 м на выходе в долину Аргута), дал лопасть и вверх по Аргуту.

Граница между отложениями Курасайского и Карагемского ледников в рельефе выражена неясно, но легко устанавливается по различиям петрографического состава обломочного материала, слагающего морены: у устья Курасая и ниже по Аргуту в морене очень много обломков габбро,

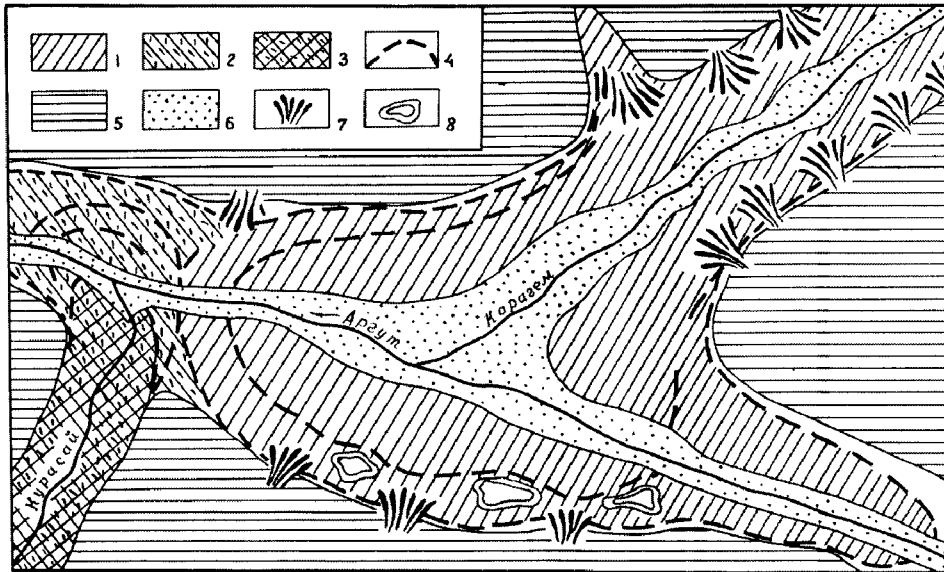


Рис. 195. Схема соотношения морен в долине Аргута близ устья Карагема:
 1 - морены 1-го мегастадиала Карагемского ледника; 2 - то же, ледника Курасай;
 3 - морены 2-го мегастадиала ледника Курасай; 4 - стadiaльные границы ледников;
 5 - коренные склоны долин; 6 - террасы, выработанные в ледниковых отложениях;
 7 - конусы выноса; 8 - моренно-подпрудные озера

выше устья Курасая и в долине Карагема габбро отсутствует, в морене большой процент составляют обломки известняков.

Морена позднеплейстоценового максимума Карагемского ледника занимает, таким образом, значительный участок долины Аргута (рис. 195). Здесь же в нее вложена первая постмаксимальная морена, имеющая более скромные размеры (в это время ледник был почти на 100 м тоньше и вверх по Аргуту лопасть не образовывалась). Крупные валы обеих морен наиболее хорошо сохранились в левобережье Аргута. Мощность соответствующих

им ледников на выходе из долины Карагема маркирована двумя уступами с моренным материалом на склоне в левобережье Карагема.

Второй постмаксимальный комплекс в долине Карагема установить не удалось. Почти до устья Чибита (правый приток) придонная часть склонов долины занята непрерывными конусами выноса, между вершинами которых лишь кое-где прослеживаются продольные грядки береговых морен. Но конечной морены на дне долины нет, и поэтому нет уверенности в том, где замыкались береговые валы.

VIII. ВТОРОЙ ПОЗДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ МЕГАСТАДИАЛ

По сравнению с 1-м мегастадиалом, пределы максимального распространения ледников которого в большинстве долин достаточно четко выражены первыми снизу конечно-моренными образованиями и, таким образом, вполне надежно устанавливаются по геоморфологическим признакам, выделение границ максимума 2-го мегастадиала существенно сложнее.

VIII.1. О границах ледников 2-го мегастадиала

Морены максимума 2-го мегастадиала входят в число постмаксимальных поздненеоплейстоценовых конечно-моренных образований, часто не отличаются от предшествующих и последующих конечных морен морфометрическими показателями, общим морфологическим обликом или литологией отложений. В многочисленных обнажениях постмаксимальных конечных морен вскрываются несортированные неслоистые валунные суглинки или валунные супеси. Подстилающих морены водно-ледниковых

осадков, которые можно было бы рассматривать в качестве признака более или менее продолжительной предшествующей флювиальной аккумуляции и использовать для расчленения морен мегастадиалов, в разрезах не обнаружено. Исключение составляют только рассмотренный выше разрез в долине Чаган-Узуна и обнажение в долине Чуи в пределах морены максимума 2-го мегастадиала бывшего ледника, двигавшегося из долины Куэхтанара.

В долине Чуи у устья р. Куэхтанара слоем промывтого валунного галечника неравномерной мощности разделяются моренные отложения 1-го мегастадиала, претерпевшие размыв во время спуска вод ледниково-подпрудного пра-Чуйского озера, и выраженные в рельефе отложения морены максимума 2-го мегастадиала (см. рис. 54). За пределами последней межморенный горизонт валунного галечника прослеживается в кровле отложений III надпойменной (40–42-метровой) террасы, основная часть разреза которой в долине Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами сложена мо-

реной. Таким образом, данный разрез показывает, что куэхтанарская морена максимума 2-го мегастадиала наложена на III надпойменную террасу Чуи, выработанную в моренных отложениях после освобождения долины от ледниковых масс 1-го мегастадиала.

Максимум 2-го мегастадиала здесь соответствует времени формирования поверхности II надпойменной (25-метровой) террасы, на которую открывается маргинальный канал стока талых ледниковых вод вдоль западного края морены [Окишев, 1972]. В восточной (верхней по долине Чуи) части отложения морены максимума 2-го мегастадиала и III надпойменной террасы прикрыты слоем хорошо промытого среднезернистого озерно-аллювиального песка. Накопление песка указывает на кратковременное затруднение стока Чуи в связи с ледниковой подпрудой. Характер осадков (относительная крупность, отсутствие алеврито-пелитовой фракции) и пределы их распространения позволяют реконструировать небольшое мелководное проточное озеро в долине Чуи выше морены. В Чуйскую котловину озеро в это время (13–14 тыс. л.н.) [Шейнкман, 2002] не вторгалось.

Тонкие линзы плотносцементированного мелкого песка в основании морены 1-го мегастадиала (см. рис. 55), постепенно снижаясь над урезом реки, прослеживаются вниз по Чуе до выхода ее в Курайскую котловину, где оканчивался позднеплейстоценовый ледник. Этими песчаными линзами маркирована 7-я граница между двумя моренными толщами. В верхней, позднеплейстоценовой толще пепельно-серого цвета вблизи окончания бывшего ледника в Курайской котловине ясно

выделяется горизонт безвалунной галечно-щебнистой донной морены и горизонт абляционной морены с большим количеством крупных валунов и глыб. Нижняя моренная толща имеет буровато-серую окраску из-за значительного содержания выветрелых обломков. В обнажениях левобережных террас Чуи она прослеживается за пределы позднеплейстоценового оледенения и поэтому относится нами к среднему неоплейстоцену.

Как было показано в предыдущей главе, морены максимума 2-го мегастадиала не везде имеют одинаковый порядковый номер в ряду постмаксимальных позднеплейстоценовых конечно-моренных образований даже в относительно простых бассейнах. В сложных бассейнах с высоким боковым горным обрамлением дополнительное осложнение при установлении размеров бывших ледников вносят морены, оставленные выдвигавшимися в главную долину боковыми ледниками ниже места окончания ледника, спускавшегося из главных истоков. Не облегчает решение этого вопроса и анализ речных террас. Количество и высота последних часто обусловлены местными причинами как в разных долинах, так и на разных участках одной и той же долины.

В предложенных ранее схемах позднеплейстоценового оледенения, авторы которых признают повторное наступание ледников после значительного этапа постмаксимальной деградации, или вовсе нет какого-либо обоснования показанных границ этой второй трансгрессии оледенения, или в качестве критерия для проведения границы принимаются наиболее крупные постмаксимальные конечные морены

[Девяткин, 1965]. В ряде случаев такие морены действительно соответствуют максимальному положению ледников 2-го мегастадиала. В частности, это характерно для ледников, заполнявших долины, открывающиеся в межгорные котловины. В 1-м мегастадиале ледники выходили на дно котловин, широко распластывались (в Чуйской и Курайской котловинах) или даже заполняли котловины, образуя ледоемы (Бертекская, Тархатгинская, Джулукульская котловины). В максимум 2-го мегастадиала более скромные по размерам ледники локализовались в пределах горных долин или только немного выдвигались из них. Оставленные здесь морены более компактны и морфологически более выразительны по сравнению с постмаксимальными моренами 1-го мегастадиала (долины рек Таджикилу, Арталука, Курайки, Актру в Курайской котловине; Кокори, Буйлюкема, Елангаша в Чуйской котловине; долины западного склона Шапшальского хребта в Джулукульской котловине).

Однако в большинстве долин Алтая такой критерий для выделения границы 2-го мегастадиала не приемлем, так как в разных (и даже в соседних) долинах наибольшими размерами отличаются конечные морены с различным порядковым номером от ледника и, следовательно, с большими различиями показателя характеризующей их депрессии снеговой линии. Так, например, в долинах Корумду и Тете – это шестая от ледника конечная морена (депрессия снеговой линии 480 и 475 м соответственно), а в соседних долинах Ян-Карасу и Актру – седьмая (депрессия снеговой линии – 555 и 540 м); в долинах Маашея, Кочур-

лы, Иедыгема – пятая от ледника (депрессия снеговой линии 420–425 м), а в долине Аккема – даже третья от ледника (депрессия снеговой линии 255 м). Учитывая, что в перечисленных долинах, как и во всех других долинах с современным оледенением, сформированы моренные комплексы стадии XVII–XIX вв., т.е. ледники испытали общую стадиальную подвижку, трудно представить, что в их предшествующей динамике не было подобной стадиальной общности.

Как было отмечено в гл. VII (табл. 8), морены максимума 1-го позднеплейстоценового мегастадиала в разных хребтах Алтая характеризуются достаточно близкими значениями депрессии снеговой линии (в пределах от 800 до 850 м), что отражает равномерность изменений климатических условий и общность реакции на них ледников. Поэтому постмаксимальные морены, маркирующие ледники, обеспечивавшие существенно отличающейся величиной депрессии снеговой линии, не могут быть одновозрастными. Вопрос о границах ледников 2-го мегастадиала, следовательно, требует другой аргументации.

VIII.2. Термическая обусловленность стадиальной динамики снеговой границы

При крайней ограниченности радиологических данных о возрасте конечных морен, слабой обнаженности последних, разнообразии морфометрических показателей и сходстве морфологической сохранности морен разных генераций в основу реконструкции границ ледников в максимум 2-го мегастадиала и их постмаксимальных изме-

нений может быть положен анализ показателей депрессии снеговой линии для конечно-моренных комплексов. Теоретической предпосылкой правомерности применения такого анализа для выявления определенных закономерностей в динамике ледников является климатическая обусловленность существования оледенения.

Индикатором климата служит высотный уровень снеговой границы. Изменения снеговой границы во времени в одинаковой степени могут быть следствием как периодических колебаний количества атмосферных осадков, так и изменений термического фона или, другими словами, чередования похолоданий и потеплений климата. Как было показано при анализе речного стока (гл. VI), основным фактором развития позднеплейстоценового оледенения Алтая являлось похолодание климата. По данным П.С. Воронова (1968), количественный показатель плейстоценового похолодания в Северном полушарии изменялся в зависимости от широты, увеличиваясь от экватора в сторону полюса (рис. 196). На такой территории, как Горный Алтай, протяженность которого по широте не пре-



Рис. 196. График изменения среднегодовых температур приповерхностного слоя воздуха в зависимости от широты места для современной эпохи (1) и эпохи максимального четвертичного оледенения (2) (по Воронову П.С., 1968)

вышает 30, похолодание практически было одинаковым в разных его частях. Это подтверждается и близкими значениями депрессии снеговой линии для максимума позднеплейстоценового оледенения (см. табл. 9).

Руководящая роль температурной составляющей климата в развитии природного процесса плейстоцена, в частности в проявлении гляциальных циклов высшего ранга – ледниковый, общепризнана, многократно доказана различными материалами палеоклиматических исследований. Направленность и ритмичность, пульсационность климатических изменений, происходящих в результате колебаний прихода тепла к земной поверхности на фоне последовательного похолодания, отмечают К.К. Марковым (1951) как главные черты развития природы в плейстоцене.

Последним гляциальным циклом высшего ранга было позднеплейстоценовое оледенение. В объеме позднеплейстоценового ледниковья выделяются два гляциальных цикла более низкого порядка – мегастадиалы (или фазы, по терминологии других авторов). Хотя в этом вопросе еще существуют противоречивые мнения, в последнее время у двухфазной схемы позднеплейстоценового оледенения появляется все больше сторонников.

Выводы, полученные в результате выполнения международного проекта «КЛИМАП», говорят о том, что на протяжении плейстоцена происходили колебания климата различных масштабов, причем на фоне сравнительно крупномасштабных изменений, обусловливавших чередование ледниковый и межледниковый, проявлялись и

**Изменение высоты границы леса и снеговой линии вдоль
Катунско-Чуйской горной цепи**

| Название хребтов, их участки | Абс. высота, м | |
|------------------------------|----------------|----------------|
| | границы леса | снеговой линии |
| Холзун, запад | 1900 | 2230 |
| Холзун, восток | 1900 | 2300 |
| Катунский, запад | 2000 | 2600 |
| Катунский, массив Белуха | 2250 | 2900 |
| Катунский, восток | 2300 | 3000 |
| Южно-Чуйский, запад | 2300 | 3000 |
| Южно-Чуйский, восток | 2400 | 3150 |
| Чихачева, западный склон | 2400 | 3250 |
| Разница высот, м | 500 | 1000 |

менее значительные по продолжительности и амплитуде изменения климата, определявшие, в частности, стадиальную динамику постмаксимальной эволюции оледенения.

Стадиальная изменчивость горного оледенения, выражающаяся в периодических наступаниях и отступаниях ледников на фоне общего сокращения оледенения в поствюрмский период, увязывается А.В. Шнитниковым (1957) с многовековым ритмом изменчивости общей увлажненности материков Северного полушария. Установленная им средняя продолжительность этих ритмов составляет около 1850 лет. Схема хронологической последовательности максимумов стадиальных подвижек горных ледников, созданная на основе продолжительности многовекового ритма увлажненности, находит подтверждение и радиологическими датировками, о чем подробнее будет сказано при рассмотрении стадиальной динамики оледенения 2-го мегастадиала.

Выводы А.В. Шнитникова о количестве поствюрмских стадиальных ритмов деградации оледенения базируются в значительной мере на алтайских материалах, полученных в начале 1930-х гг. К.Г. Тюменцевым и И.М. Мягковым и обобщенных Л.А. Варданянцем (1938). Эти материалы, как и последующие более детальные исследования размещения конечных морен стадий деградации ледников и соответствующей им депрессии снеговой линии на территории Горного Алтая, не дают, однако, оснований для определенного заключения о роли того или иного климатического фактора в колебаниях высотного положения снеговой границы.

Ведущая роль температуры, а не осадков в стадиальной динамике ледников может быть показана на примере анализа установленных изменений размеров ледников и высоты границы леса. Как отмечает М.В. Тронов (1964, с. 33), «граница леса, расположена ли она выше или ниже, как и вообще на-

личие леса на горном склоне, не указывает определенным образом на степень его увлажненности. Можно только говорить о некотором достаточном количестве годовых осадков, но это может быть и 500 и 1000 мм. Температура воздуха у верхнего предела леса в зимнее время тоже может быть весьма различной. Однако летние температуры воздуха у границы леса, даже взятые в разных странах, обладают значительной устойчивостью».

На Алтае граница леса повышается от северо-западной его периферии на юго-восток. В этом же направлении поднимается уровень современной снеговой границы. Количественные показатели этих изменений вдоль северных склонов Катунско-Чуйской горной цепи приведены в табл. 9. Как видно из таблицы, от крайнего северо-запада Алтая до границы с Монголией граница леса повышается на 500 м, а снеговая линия – на 1000 м. Увеличение разницы высот между этими ландшафтно-климатическими уровнями происходит за счет более быстрого поднятия снеговой линии и указывает на усиление континентальности климата в юго-восточном направлении.

Согласно М.В. Тронову (1964, с. 39), «вполне можно принять, что усиление континентальности климата, выраженное в повышении летних температур, в одинаковой мере повышает как границу леса, так и снеговую линию». Следовательно, из тех 1000 м, на которые поднялась снеговая линия вдоль Катунско-Чуйской горной цепи, 500 м ее поднятия обусловлено повышением к юго-востоку летних температур (как и повышение границы леса), а другие 500 м – уменьшением количества осадков.

На дне Чуйской котловины, получающей не более 200 мм осадков в год, нет древесной растительности на междуречных пространствах из-за явного дефицита влаги. Лишены лесного пояса и южные склоны окружающих гор, но на теневых склонах горных долин лиственный лес находит благоприятные условия и поднимается до уровней со средней температурой июля 8,5°. Летние температуры на границе леса в горах несколько ниже по сравнению с летними температурами у северного предела леса в Сибири. М.В. Тронов (1964, с. 34) объясняет это более интенсивной инсоляцией в горах, что «позволяет деревьям «забираться» на большую высоту и довольствоваться сниженными температурами воздуха».

На северном склоне горного узла Биш-Иирду, в том числе и в бассейне р. Актру, установлено, что на высоте 2280–2300 м оканчивается старый лес, возраст деревьев которого не менее 250 лет. Выше по склону, до высоты 2380 м, поднимаются молодые деревья возрастом не более 90 лет. На 50–60 м еще выше встречаются остатки стволов и пни погибших деревьев. Таким образом, прослеживаются три границы леса: бывшего, современного молодого и современного старого. В этом диапазоне высот выпадает, по Н.И. Иванову (1965), около 700 мм осадков, больше половины которых приходится на лето (табл. 10). Еще больше осадков выпадает выше по склону, так что осадки не лимитируют верхний предел леса. Граница леса контролируется летней температурой воздуха, и поэтому ее динамика, естественно, отражает изменения термических условий.

Остатки погибшего леса свидетельствуют, что в относительно недавнем

**Распределение осадков по высотным уровням на северном склоне
горного узла Биш-Иирду (по Иванову Н.И., 1965)**

| Пункт наблюдения | Высота пунктов наблюдений, м | Градиент осадков, мм/100 м | Годовое кол-во осадков, мм | Кол-во твердых осадков, % от годового | Кол-во осадков за холодный период, мм |
|----------------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| Пос. Курай | 1550 | | 200 | 28 | 56 |
| | 1650 | 75 | 275 | 29 | 78 |
| | 1750 | 75 | 350 | 30 | 105 |
| | 1850 | 75 | 425 | 31 | 130 |
| | 1950 | 75 | 500 | 32 | 160 |
| | 2050 | 76 | 575 | 33 | 188 |
| ГМС Нижняя Актру | 2150 | 75 | 650 | 34 | 219 |
| | 2250 | 31 | 681 | 37 | 252 |
| | 2350 | 31 | 868 | 73 | 305 |
| | 2450 | 31 | 743 | 49 | 386 |
| | 2550 | 31 | 774 | 55 | 43 |
| | 2650 | 31 | 805 | 61 | 488 |
| | 2750 | 31 | 837 | 67 | 563 |
| | 2850 | 31 | 868 | 73 | 635 |
| | 2950 | 31 | 900 | 79 | 711 |
| Бассейн ледника Бол. Актру | 3050 | 20 | 920 | 83 | 764 |
| | 3150 | 20 | 940 | 87 | 818 |
| | 3250 | 20 | 960 | 91 | 874 |
| | 3350 | 20 | 980 | 95 | 931 |
| | 3450 | 20 | 1000 | 100 | 1000 |

прошлом летние температуры воздуха были выше современных и обеспечивали более высокий уровень границы леса на склоне. Последующее похолодание сопровождалось гибелью деревьев на верхнем пределе, опусканием границы леса и стабилизацией ее на высоте 2280–2300 м. Начавшееся затем потепление стимулировало продвижение вверх молодого поколения деревьев, которые достигли теперь уровня 2380 м.

Сходная динамика леса прослеживается и на дне долин. Например, из существующих в долине Актру в настоящее время трех ледников один – Мал. Актру – опускается ниже границы леса, до высоты 2250 м, два других оканчиваются выше 2400 м. Положение концов ледников в стадию XVII–XIX вв. маркировано четкими конечно-моренными комплексами, фронт которых надвинут на старый лес. На дистальном склоне в морен-

ных отложениях встречаются остатки крупных деревьев, механически уничтоженных наступавшими ледниками. В результате этого граница старого леса, возраст отдельных деревьев которого до 400–500 лет, на дне долины ограничивается конечными моренами стадии XVII–XIX вв. Былое распространение леса выше по долине прослеживается по остаткам погибших деревьев (при поднятии вдоль внешнего склона береговых морен) до высоты 2350 м. На так называемой «кедровой площадке» – участке морены исторической стадии под вершиной Караташ, остававшейся не занятой льдом при наступании ледников в XVII–XIX вв., на высоте 2300 м произрастают 300–400-летние кедры. Вблизи береговой морены стадии XVII–XIX вв. часть не старых еще деревьев погибла, у других отмерла вершинная часть.

По моренам стадии XVII–XIX вв. расселяется молодая поросль деревьев. На конечно-моренных валах наиболее крупные деревья имеют возраст 85–90 лет, а в цунговых бассейнах возраст деревьев уменьшается по мере приближения к ледникам. Под защитой крупных глыб горных пород и моренных холмов дерева в бассейне Мал. Актру отстают от сокращающегося ледника всего на 250–300 м. Интересно то, что здесь кроме лиственницы и кедра, образующих верхнюю границу леса на Алтае, встречены ель, несколько тополей и белоствольных берез. Нигде больше в долине Актру до выхода ее в Курайскую котловину ели и березы нет.

Таким образом, в долине тоже выделяются три границы: верхний уровень погибшего леса, граница старого леса у подножия морен стадии XVII–XIX вв.

и современный уровень распространения молодых деревьев. Образование этих границ здесь самым непосредственным образом увязывается с динамикой ледников: граница старого леса является следствием наступания ледников и механического уничтожения деревьев на дне долины; гибель деревьев или отмирание их вершин вдоль краев наступавших ледников обусловлены влиянием холодного ледникового ветра; продвижение молодого леса вверх связано с сокращением ледников. Несколько меньший возраст молодых деревьев на моренах по сравнению с деревьями на склонах ниже по долинам и на междуречьях вполне объясним необходимостью определенной подготовки моренного субстрата для освоения его растительностью.

Общие черты динамики границы леса на междуречьях в удалении от ледников и в вершинах долин, где ледники опускаются ниже границы леса или оканчиваются вблизи нее (а такими кроме Актру являются долины Корумду, Маашея, Карагема, Кочурлы, Иедыгема, Катунь и ряда других рек), указывают на общность причины, обусловливавшей изменения высоты границы леса и размеров ледников.

Вертикальный диапазон между верхней границей погибшего леса (2440 м) и границей старого леса (2300 м) составляет 140 м, что соответствует понижению летних температур на $0,84^\circ$. По расчетам для морен стадии XVII–XIX вв., депрессия снеговой линии составляла лишь около 70 м, т.е. диапазон ее колебаний меньше в два раза. В сравнении с разницей высоты границ старого леса и молодой древесной поросли (90 м) показатель депрессии снеговой линии меньше на

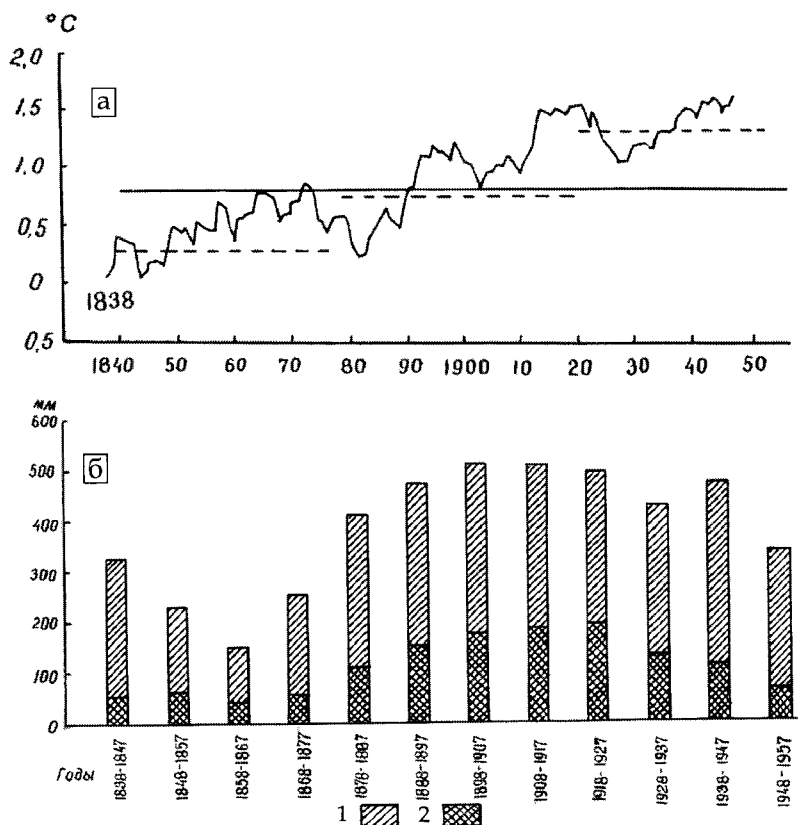


Рис. 197. Характеристика температуры и осадков по ГМС Барнаул:

а - скользящие десятилетние среднегодовые температуры. Горизонтальные линии: пунктиром - среднегодовые температуры по сорокалетиям; сплошная - средняя за 120 лет (по Архангельскому В.Л., 1963); б - вековой ход осадков по десятилетиям: 1 - летние; 2 - зимние (по Шульгину А.М., 1963)

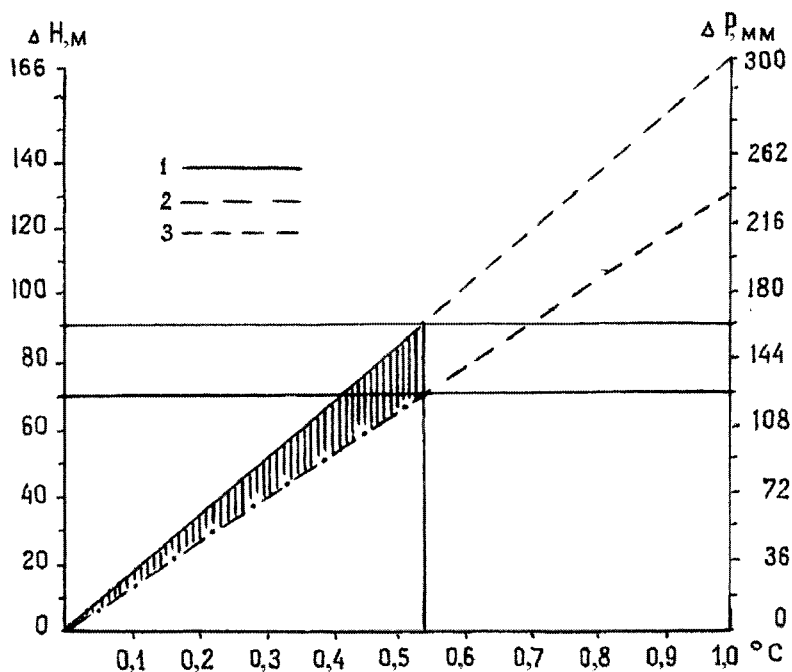


Рис. 198. Изменение высоты границы леса и снеговой линии в зависимости от изменения летних температур воздуха:

1 - поднятие границы леса за время регрессивной фазы стадии XVII-XIX вв.; 2 - то же, снеговой линии; 3 - предполагаемое поднятие границы леса и снеговой линии при условии дальнейшего повышения температур; Н - относительное изменение высоты; Р - количество атмосферных осадков, эквивалентное изменению высоты

23 %, т.е. тоже не совпадает. Выявленные изменения высоты границы леса и сравнение их с расчетной величиной депрессии снеговой линии, подтвержда-

дающей балансовыми оценками, позволяют сделать следующие выводы:

1. Период, непосредственно предшествовавший наступанию ледников в

стадию XVII–XIX вв., характеризовался летними температурами воздуха примерно на $0,3^{\circ}$ выше, чем в настоящее время.

2. Опускание границы леса и наступание ледников были обусловлены похолоданием климата, прежде всего понижением летних температур воздуха. К моменту окончания похолодания летняя температура снизилась на $0,8–0,9^{\circ}$.

3. Различия в величине вертикального диапазона поднятия границы леса и снеговой линии с начала последующего потепления связаны, по видимому, с некоторым увеличением осадков, обусловившим более медленное повышение снеговой линии. Этот вывод подтверждается данными ГСМ Барнаул (рис. 197). При современной разнице в величине изменений границы леса и снеговой линии (около 20 м) увеличение осадков может быть оценено в 36 мм (рис. 198).

VIII.3. Депрессия снеговой линии стадии XVII–XIX вв.

Руководящая роль температурной составляющей в динамике оледенения и практически равный количественный показатель ее изменений в разных частях Алтая для одинаковых хронологических рубежей позволяют ожидать и достаточно близкие значения синхронных изменений снеговой линии, независимо от экспозиции и высотных интервалов расположения ледников. Фактическим подтверждением правомерности такой предпосылки в анализе крупных гляциальных циклов (ледниковий) являются результаты расчета депрессии снеговой линии по моренам максимума позднеплей-

стоценового оледенения (табл. 11). Для проверки принципиальной возможности использования ее в анализе стадийных изменений и их корреляции по территории Алтая была сделана оценка депрессии снеговой линии по морене стадии XVII–XIX вв. в тех долинах, на которые имеется достаточно крупная топооснова (масштаба 1:50000 – 1:25000) и аэроснимки, обеспечивающие получение необходимых исходных данных.

Расчет депрессии снеговой линии был произведен для ледников разных хребтов, различного морфологического типа и разной экспозиции (см. табл. 11). Отклонения численных значений депрессии снеговой линии отдельных ледников от среднего не превышают 7 %, что вполне определенно указывает на общность причины изменений снеговой линии, синхронность ее проявления и достаточно близкий количественный показатель для разных склонов и хребтов Алтая.

На примере стадии XVII–XIX вв. подтверждается, таким образом, возможность пространственной корреляции стадийных изменений ледников по величинам депрессии снеговой линии. В качестве эталона для определения стадийных депрессий снеговой линии в фазу деградации оледенения 2-го мегастадиала был принят ледник Талдуринский, для которого известно местоположение морены максимума 2-го мегастадиала и в долинах хорошо выражены стадийные конечно-моренные комплексы.

В долине Чаган-Узуна в 2,5 км ниже пос. Бельтир конечно-моренный комплекс, надвинутый на озерно-ледниковые отложения около 13 тыс. лет назад, является восьмым стадий-

Депрессия снеговой линии для стадии XVII-XIX вв.

| Хребет, склон | Название ледника | Экспозиция ледника | Морфологический тип | Депрессия снеговой линии, м | |
|----------------|------------------|--------------------|---------------------|-----------------------------|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | |
| Южно-Чуйский | С | Талдуринский | С | Котловинный | 75 |
| | С | Софийский | С | Долинный | 70 |
| | С | Елангаши | СВ | Кар.-долинный | 65 |
| | С | Ирбисту | В | "- | 65 |
| | С | Иолдо | СВ | "- | 70 |
| | С | Атбажи | СВ | "- | 65 |
| | С | Кок-узек | СВ | "- | 70 |
| | С | Карайры | СЗ | Долинный | 65 |
| | Ю | Тюнь | Ю | "- | 75 |
| Северо-Чуйский | С | Актру | В | Долинный | 70 |
| | С | Шавлинский | С | "- | 65 |
| | С | Корумду | С | "- | 65 |
| | С | Бол. Маашей | С | "- | 65 |
| | С | Тете | СВ | Кар.-долинный | 70 |
| | С | Ян-Карасу | СВ | Долинный | 65 |
| | Ю | Джело | ЮВ | "- | 65 |
| | Ю | Прав. Карагемский | ЮВ | "- | 70 |
| | Ю | Лев. Карагемский | Ю | Котловинный | 70 |
| Ю | Бол. Абылюкский | ЮВ | Долинный | 70 | |
| Катунский | С | Томич | В | Каровый | 75 |
| | С | Сапожникова | СВ | Долинный | 75 |
| | С | Родзевича | С | Долинный | 75 |
| | С | Кулагаш | В | "- | 70 |
| | С | Акчан | СВ | Кар. - долинный | 70 |
| | С | Куйчук | С | "- | 70 |
| | С | Крепкий | С | "- | 75 |
| | С | Курасай | С | Долинный | 70 |
| | С | Нехорошева | СВ | "- | 75 |
| | С | Бол. Колагаш | С | "- | 70 |
| | С | Мал. Колагаш | СЗ | "- | 70 |
| | В | Дирентай | ЮВ | Кар. - долинный | 65 |
| | В | Кошбулак | Ю | Долинный | 75 |
| | В | Акбулак | ЮВ | "- | 60 |
| | Ю | Бол. Берельский | Ю | "- | 75 |
| | Ю | Геблера | ЮЗ | "- | 70 |
| | З | Братьев Троновых | З | "- | 75 |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|-----------|--------------------|----|----------------|----|
| Курайский | | | | |
| С | Прав. Кубадринский | С | Кар. -долинный | 65 |
| СВ | Ср. Кубадринский | СВ | — | 60 |
| СВ | Лев. Кубадринский | В | Каровый | 60 |
| СВ | Безымянный | В | — | 70 |
| СВ | Кара-озек | В | — | 75 |

ным от ледников (рис. 199). Вверх по долинам Талдуры и Чагана – составляющих Чаган-Узуна и сливающихся сразу выше пос. Бельгир – вполне определенно выделяются более молодые стадияльные комплексы [Окишев, 1978]. Последний, наиболее молодой из них, как уже отмечалось, сформирован (по ландшафтным признакам) в XVII–XIX вв. Он характеризуется у Софийского ледника, крупнейшего не только в Южно-Чуйском хребте, но и на Алтае в целом, наличием двух сближенных

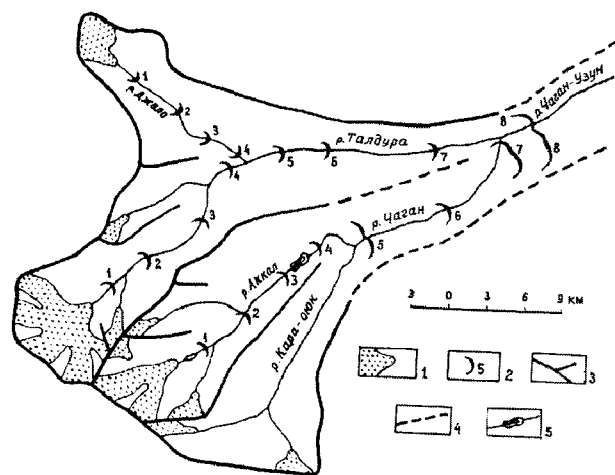


Рис. 199. Схема стадияльной деградации Талдуриинского и Софийского ледников в постмаксимум 2-го позднеплейстоценового мегастадиала:

- 1 – основные современные ледники;
- 2 – стадияльные конечные морены и их номер от современного ледника;
- 3 – линии горного обрамления бассейнов рек;
- 4 – низкие междуречья;
- 5 – озеро Ак-Куль

конечно-моренных валов. Внешний вал уже задернован, валуны в значительной степени покрыты накипными лишайниками (ризокарпон, аспидиция), на валу встречаются лиственницы возрастом в 200–250 лет.

Надвинутый на него внутренний вал отличается свежестью поверхности обломочного материала, фрагментарным распространением травянистых и кустарниковых растений, более молодым (не старше 80–90 лет) возрастом древесных пород.

Стадияльный комплекс XVII–XIX вв. (рис. 200) выражен и у других ледников Алтая, хотя в каждой конкретной до-

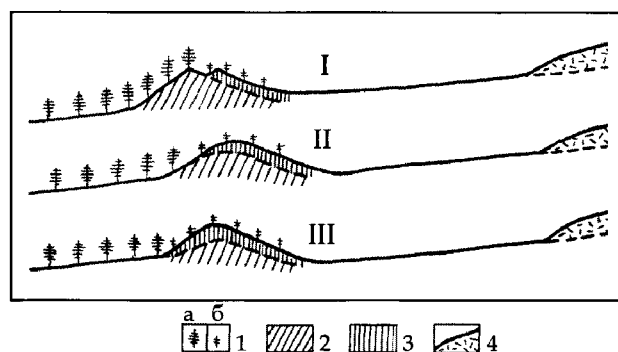


Рис. 200. Типы строения конечно-моренного комплекса стадии XVII–XIX вв. Основные типы соотношения морен XIX и XVII вв.:

- I – прислонение; II – надвигание; III – перекрытие.
- 1 – кедрово-лиственничный лес на моренных отложениях (а – деревья не моложе 150 лет, б – то же, не старше 60–70 лет);
- 2 – отложения морены XVII в.;
- 3 – отложения морены первой половины XIX в.;
- 4 – современный ледник

лине, у каждого конкретного ледника он обладает некоторыми своими особенностями (не везде представлен двумя валами, отличаются морфометрические показатели конечной морены, в высокоподнятых долинах отсутствует на морене древесная растительность). Все это, однако, не затрудняет выделение последнего стадияльного комплекса.

VIII.4. Стадияльная общность деградации позднеоплейстоценовых ледников

В горных странах (да и в одной и той же горной области) разными исследователями выделяется неодинаковое количество стадияльных морен. Например, в долинах главных рек Бол. Кавказа П.В. Ковалев (1966) выделяет: в долине Теберды – семь верхнечетвертично-голоценовых морен, в долине Кубани – восемь, в долине Баксана – шесть, в долине Ардона – восемь, в долине Судака – пять, в долине Ингури – десять, в долине Риони – девять морен. В той же долине Теберды И.Н. Сафронов (1964) выделяет пять стадияльных морен, причем ко 2-й (каракольской) фазе относит лишь три из них. В долине Баксана И.Н. Коротун (1974) выделяет только четыре стадияльные морены, три из которых относит ко 2-й фазе.

В Центральных и Северных Альпах выделяется пять постмаксимальных подвижек ледников, а в Восточных Альпах – шесть (табл. 12). По исследованиям Д.В. Севастьянова (1977), в хр. Атбаши (горная система Кокшаал-Тау) деградация последнего оледенения (максимум которого был 13–14 тыс. лет назад) прошла через восемь стадий.

Восемь стадияльных конечных морен распада позднеоплейстоцено-

вого оледенения в долинах хребта Кунгей-Алатау отмечает О.А. Поморцев (1977). Несколько раньше В.А. Герасимов (1964) в Заилийском Алатау отмечал лишь пять стадий деградации позднеоплейстоценового оледенения.

На Алтае К.Г. Тюменцев (1936) считал возможным выделение восьми стадияльных конечных морен, хотя ни в одной из долин он не показал их полного ряда, т.е. стадияльные морены разных генераций им показаны на примере разных долин. Л.Н. Ивановский (1967, 1972) отстаивает схему семифазного процесса распада древнего оледенения Алтая. Все семь фаз им выделены в двух долинах – Актру и Корумду; в других долинах, по Л.И. Ивановскому (1967), отсутствует одна или несколько фазовых морен.

Непродолжая подобных примеров, обратим внимание на то, что перечисленные схемы стадияльного распада оледенения в ряде случаев не конгруэнтны по объему характеризуемого ими периода ледниковой истории. Так, в долине Теберды в число семи стадияльных морен «верхнечетвертично-голоценового оледенения» П.В. Ковалев включает морены с отметками высот 1200, 1270, 1320, 1450, 1560, 1887 и 2075 м. Он не выделяет морены 1-й и 2-й фаз, как, впрочем, и в других отмеченных выше долинах. По схеме И.Н. Сафронова, морены с отметками основания от 1200 до 1320 м принадлежат к 1-й фазе; следовательно, только вышерасположенные морены должны быть отнесены ко 2-й фазе. В долине Баксана из морен с отметками высот в диапазоне от 1200 до 2400 м ко 2-й фазе, по И.Н. Коротуну, должны быть отнесены только те, которые лежат выше 1500 м.

**Развитие позднечетвертичного оледенения в Альпах
(по Серебрянному Л.Р., 1978)**

| Западные Альпы | Центральные и Северные Альпы | Южные Альпы | Восточные Альпы |
|-----------------------------------|--|---|--|
| | Подвижка Алечского ледника в X в. Подвижки ларстиг моложе 6850 л.н. Подвижки эгесен Подвижки даун | | Подвижки фернау: максимум 1600-1850 гт., начало XII в. Перерыв с VI до XII в. Подвижки зимминг: окончание VI в., начало 3500-3000 л.н. (леббен) Подвижки ларстиг 6400-6200 л.н. (фросниц) Подвижки эгесен 8700-8000 л.н. (венедиг) Подвижки даун Потепление ленгхолъц 9700-9000 л.н. Подвижки гшниц |
| Потепление моложе 9800 л.н. | Подвижки гшниц | Похолодание пиоттино 10100-9700 л.н. | |
| Потепление около 11000-12000 л.н. | | Субарктические условия около 12500 л.н. | Потепление около 11000 л.н. |
| Вюрм III | Поздний вюрм | Поздний вюрм | Поздний вюрм |

К.Г. Тюменцев (1936) не выделял двух поздненеоплейстоценовых оледенений или двух фаз «вюрмского оледенения» Алтая. К последнему он относил все ясно выраженные в рельефе ледниково-аккумулятивные образования. Л.Н. Ивановский (1967) морены всех семи фаз связывал с «последним» оледенением, но позднее две наиболее древние морены он отнес к средне-неоплейстоценовому оледенению, оставив в позднем неоплейстоцене морены, от-

вечающие депрессии снеговой линии не более 650 м.

Таким образом, обзор лишь некоторой части схем постмаксимального распада поздненеоплейстоценового оледенения показывает, что существующие несогласия при оценке закономерностей хода деградации оледенения являются следствием не только естественной сложности и определенного своеобразия природного процесса в конкретных физико-географических

Стадиальные конечные морены 2-го мегастадиала

| Номер морены от ледника | Название морены | Хронология максимума стадий (по Шнитникову А.В., 1957) |
|-------------------------|-----------------|--|
| 1 | XVII–XIX вв. | Около начала н.э. |
| 2 | Историческая | Около 1900 лет до н.э. |
| 3 | Аккемская | 3700–3800 лет до н.э. |
| 4 | Кочурлинская | 5600–5800 лет до н.э. |
| 5 | Мультинская | 7400–7600 лет до н.э. |
| 6 | Огневская | 9200–9400 лет до н.э. |
| 7 | Первая | 11000–11300 лет до н.э. |
| 8 | Вюрм | |

условиях, но и разного понимания продолжительности характеризуемого интервала времени.

Стадиальным конечным моренам алтайских ледников Л.А. Варданянцем (1938) были даны местные названия, приведенные в табл. 13. Они прочно закрепились в последующих палеогляциологических публикациях по Алтаю, вошли в традицию, поэтому в дальнейшем мы также будем пользоваться

ими. Вместе с тем следует оговорить, что использование нами названий соответствующих номеров стадиальных морен не означает полного согласия с Л.А. Варданянцем о их местоположении и величине характеризующей их депрессии снеговой линии.

Ниже морен стадии XVII–XIX вв. в крупных долинах Алтая с ранней степенью отчетливости выделяется серия более древних моренных комплексов.

Таблица 14

Стадиальные конечные морены 2-го мегастадиала (числитель – удаление от конца современного ледника, км; знаменатель – абсолютная высота подножия морены, м)

| Долина | Стадиальные морены | | | | | | | |
|--------------------|--------------------|--------------|-----------|--------------|-------------|-----------|-----------|-----------------|
| | XVII–XIX вв. | Историческая | Аккемская | Кочурлинская | Мультинская | Огневская | Первая | Вюрм (максимум) |
| Талдура-Чаган-Узун | 1,7/2400 | 5,5/2330 | 12,0/2220 | 15,0/160 | 20,0/2100 | 24,0/2070 | 29,0/2000 | 40,0/1950 |
| Аккол-Чаган-Узун | 2,0/2380 | 5,5/2320 | 14,5/240 | 18,0/2160 | 21,5/2100 | 26,5/2060 | 32,5/2020 | 37,0/1950 |
| Елангаш | 0,5/2900 | 2,0/2760 | 4,0/2670 | 5,5/2570 | 8,5/2490 | 11,5/2450 | 15,0/2400 | 19,0/2320 |
| Ирбисту | 0,5/2900 | 2,0/2730 | 4,0/2600 | 5,0/2500 | 6,5/2400 | 9,5/2390 | 11,0/2350 | 17,0/2280 |

| Долина | Стадиальные морены | | | | | | | |
|-----------------|--------------------|--------------|-----------|--------------|----------------------|-----------|-----------|-----------------|
| | XVII-XIX вв. | Историческая | Аккемская | Кочурлинская | Мультигинская | Огневская | Первая | Бюрм (максимум) |
| Иолдо | 0,8/2700 | 2,0/2520 | 3,0/2400 | 4, /2240 | 5,5/2140 | 7,4/2080 | 9,0/2000 | ? |
| Атбажи | 1,0/2680 | 2,5/2560 | 4,1/2400 | 6,2/2300 | 8,0/2200 | 9,0/2120 | 10,5/1980 | ? |
| Кокузек | 0,5/2740 | 2,0/2650 | 4,5/2520 | 5,5/2400 | 7,0/2280 | 10,5/2250 | 13,0/2200 | 15,0/2100 |
| Караайры | 0,8/2320 | 1,7/2180 | 4,0/2020 | 6,0/1900 | 7,5/1800 | 9,0/1760 | 10,0/1680 | 14,5/1620 |
| Тюнь | 0,7/2600 | 2,0/2400 | 3,0/2300 | 4,5/2140 | 6,5/2070 | 8,0/2020 | 11,0/2010 | 12,5/1900 |
| Актру | 0,7/2300 | 2,5/2160 | 6,0/2060 | 7,5/1970 | 9,0/1870 | 11,0/1820 | 1,0/1740 | 14,0/1640 |
| Шавла | 1,0/2100 | 3,0/1960 | 7,0/1880 | 11,0/1820 | 1,5/1740 | 14,5/1680 | 16,0/1620 | 18,0/1520 |
| Корумду | 1,0/2240 | 2,5/2100 | 4,5/1950 | 6,0/1800 | 7,4/1700 | 8,5/1640 | 10,5/1560 | 14,0/1500 |
| Маашей | 1,2/2130 | 4,5/1990 | 7,0/1900 | 10,5/1820 | 1,5/1740 | 13,5/1660 | 15,0/1600 | 17,0/1430 |
| Тете | 0,8/2650 | 3, /2550 | 5,5/2450 | 6,0/2260 | 7,5/2180 | 8,5/2120 | 9,5/2000 | 11,5/1850 |
| Ян-Карасу | 0,5/2600 | 2,2/2440 | 3,5/2330 | 5,0/2160 | 5,5/2000 | 6,0/1900 | 7,0/1800 | 8,2/1700 |
| Джело | 1,0/2500 | 4,5/2400 | 8,5/2270 | 12,0/2120 | Далее долина Талдуры | | | |
| Карагем | 0,9/2280 | 3,2/2160 | 6,0/2020 | 8,0/1960 | 10,5/1880 | 12,5/1840 | 15,5/1780 | 19,0/1670 |
| Абылююк-Карагем | 0,9/2380 | 2,0/2200 | 3,0/2020 | 5,5/1650 | 8,0/1880 | 10,0/1840 | 13,0/1780 | 15,5/1670 |
| Мульта | 0,5/2000 | 1, /1780 | 3,0/1700 | 5,5/1960 | 8,8/1630 | 12, /1620 | 14,5/1560 | 18,0/1480 |
| Иедыгем | 1,5/2020 | 3,5/1900 | 6,0/1800 | 9,5/1690 | 11,5/1630 | 13,5/1580 | 16,0/1500 | 18,0/1340 |
| Аккем | 1,8/2120 | 3,5/2020 | 7,0/1920 | 9,0/1820 | 10,5/1700 | 12,0/1640 | 13,5/1560 | 16,5/1460 |
| Кулагаш | 1,0/2090 | 2,0/1960 | 4,5/1780 | 6,0/1720 | 7,5/1600 | 8,5/1520 | 10,0/1440 | 11,5/1280 |
| Акчан | 0,6/2320 | 1,2/2160 | 4,2/2020 | 5,7/1950 | 7,2/1860 | 9,0/1820 | 10,0/1700 | 11,0/1580 |
| Текелю | 1,2/2620 | 3,0/2480 | 4,7/2320 | 6,3/2260 | 7,0/2120 | 7,6/2020 | 9,0/1960 | 11,0/1760 |
| Крепкая | 0,7/2280 | 1,5/2040 | 3,2/1940 | 5,8/1880 | 6,8/1800 | 8,0/1720 | 10,0/1690 | 14,0/1600 |
| Мал. Колагаш | 0,6/2450 | 2,0/2320 | 3,2/2160 | 5,0/2100 | 7,2/2000 | 8,5/1960 | 11,0/1870 | 13,0/1750 |
| Кочурла | 1,5/2100 | 2,8/1900 | 6,5/1830 | 10,0/1790 | 1,0/1720 | 13,5/1640 | 15,0/1550 | 17,5/1480 |
| Белая Берель | 1,5/2000 | 3,0/1800 | 6,0/1720 | 9,0/1650 | 13,0/1610 | 16,5/1600 | 22,0/1560 | 6,5/1480 |
| Кагунь | 1,4/1940 | 3,2/1840 | 8,0/1750 | 11,5/1640 | 19,5/1635 | 24,0/1625 | 30,5/1600 | 38,0/1520 |
| Акбулак | 0,7/2280 | 2,0/2660 | 3,0/2500 | 3,8/2360 | 5,0/2220 | 6,0/2120 | 6,6/2030 | 3,2/1900 |
| Кошбулак | 0,7/2510 | 1,8/2360 | 4,0/2240 | 5,0/2200 | 7,0/2090 | 8,0/2020 | 10,0/1970 | 12,0/1880 |
| Караозек | 0,4/2580 | 1,6/2420 | 3,0/2300 | 4,0/2180 | 5,5/2050 | 6,0/1920 | 7,0/1800 | 8,5/1670 |
| Прав. Кубадру | 0,5/2730 | 1,5/2550 | 3,5/2450 | 4,0/2250 | 5,2/2130 | 6,2/2040 | 8,0/1960 | 11,0/1830 |

Продолжение табл. 14

| Долина | Стадиальные морены | | | | | | | |
|---|--------------------|--------------|-----------|--------------|---------------|-----------|-----------|-----------------|
| | XVII-XIX вв. | Историческая | Аккемская | Кочурлинская | Мультигинская | Огневская | Первая | Вюрм (максимум) |
| Пределы высотного размещения морен (от-до, м) | 1940-2900 | 1780-2760 | 1700-2600 | 1640-2500 | 1600-2490 | 1520-2450 | 1440-2400 | 1280-2320 |

Таблица 15

Стадиальные депрессии снеговой линии ранее стадии XVII-XIX вв.

| Ледник | Историческая | Аккемская | Кочурлинская | Мультигинская | Огневская | Первая | Вюрм (максимум) |
|-----------------------|--------------|-----------|--------------|----------------------|-----------|--------|-----------------|
| Южно-Чуйский хребет | | | | | | | |
| Талдуринский | 180 | 295 | 360 | 440 | 495 | 550 | 655 |
| Софийский | 155 | 280 | 350 | 420 | 485 | 555 | 630 |
| Елангашский | 175 | 250 | 325 | 420 | 480 | 530 | 640 |
| Ирбисту | 175 | 280 | 345 | 420 | 475 | 530 | 650 |
| Иолдо | 175 | 250 | 345 | 415 | 485 | 545 | ? |
| Атбажи | 150 | 250 | 340 | 415 | 475 | 555 | ? |
| Кокузек | 150 | 260 | 335 | 415 | 490 | 555 | 640 |
| Караайры | 145 | 265 | 360 | 435 | 480 | 540 | 640 |
| Тюнь | 190 | 255 | 355 | 430 | 485 | 545 | 625 |
| Северо-Чуйский хребет | | | | | | | |
| Прав. Актру | 175 | 285 | 355 | 430 | 485 | 540 | 625 |
| Шавлинский | 170 | 275 | 355 | 420 | 480 | 530 | 615 |
| Корумду | 160 | 245 | 360 | 430 | 480 | 550 | 640 |
| Бол. Маашей | 185 | 270 | 355 | 425 | 485 | 535 | 660 |
| Тете | 175 | 265 | 360 | 425 | 475 | 525 | 630 |
| Ян-Карасу | 180 | 255 | 360 | 440 | 490 | 555 | 625 |
| Джело | 170 | 290 | 360 | Далее долина Талдуры | | | |
| Прав. Карагем | 170 | 285 | 345 | 425 | 470 | 545 | 650 |
| Бол. Абылюкский | 160 | 255 | 340 | 425 | 480 | 555 | 635 |
| Катунский хребет | | | | | | | |
| Томич | 180 | 270 | 355 | 425 | 480 | 545 | 630 |
| Сапожникова | 165 | 255 | 360 | 420 | 475 | 550 | 660 |
| Родзевича | 155 | 255 | 340 | 425 | 480 | 540 | 635 |
| Кулагаш | 145 | 275 | 335 | 415 | 475 | 540 | 640 |
| Акчан | 150 | 280 | 350 | 420 | 470 | 545 | 620 |

| Ледник | Историческая | Аккемская | Кочурлинская | Мультигинская | Огневская | Первая | Вюрм (максимум) |
|--------------------|--------------|-----------|--------------|---------------|-------------------------------------|--------|-----------------|
| Кайчук | 175 | 275 | 360 | 425 | 475 | 540 | 615 |
| Крепкий | 185 | 280 | 365 | 420 | 480 | 535 | 645 |
| Курасай | 150 | 285 | 330 | 420 | 475 | 550 | 655 |
| Нехорошева | 170 | 280 | 350 | 420 | 475 | 555 | 650 |
| Бол. Колагаш | 175 | 270 | 335 | 410 | 465 | 530 | 620 |
| Мал. Колагаш | 160 | 255 | 325 | 415 | 455 | 540 | 635 |
| Дирентай | 165 | 290 | 340 | 425 | 470 | 540 | 630 |
| Кошбулак | 185 | 290 | 330 | 420 | 475 | 535 | 610 |
| Акбулак | 165 | 255 | 330 | 415 | 480 | 535 | 625 |
| Бол. Берельский | 190 | 285 | 365 | 445 | 480 | 555 | 650 |
| Геблера | 150 | 260 | 360 | 440 | 480 | 540 | 650 |
| Братьев Троновых | 190 | 290 | 355 | 420 | 485 | 555 | 625 |
| Курайский хребет | | | | | | | |
| Прав. Кубадринский | 155 | 290 | 350 | 435 | Далее морены, общие с Сред. Кубадру | | |
| Ср. Кубадринский | 155 | 245 | 340 | 415 | 480 | 555 | 660 |
| Лев. Кубадринский | 150 | 290 | 365 | 440 | 480 | 525 | 635 |
| Безымянный | 180 | 265 | 335 | 425 | 480 | 535 | 630 |
| Кара-озек | 170 | 255 | 330 | 420 | 480 | 555 | 645 |
| Среднее по стадиям | 170 | 270 | 350 | 425 | 480 | 540 | 635 |

В каждой долине морены лежат на разном удалении друг от друга, морены с одинаковым порядковым номером располагаются на разных гипсометрических отметках и на разном расстоянии от концов ледников (табл. 14). Но важно то, что морены одного порядкового номера характеризуются близкими значениями депрессии снеговой линии (табл. 15).

Наибольшим разбросом показателя депрессии (до 14 % от среднего) характеризуется историческая стадия. Для аккемской и кочурлинской стадий разброс составляет соответственно 9 и 6,2 % (от среднего), а для более ранних стадий он не превышает 4 %.

Увеличение отклонений от среднего экстремальных значений депрессии

снеговой линии в поздние стадии (аккемскую, историческую, XVII–XIX вв.) не сопровождается существенным изменением величины разброса показателей, т.е. имеет относительный характер.

Приведенные в табл. 15 величины депрессий снеговой линии получены по формуле Л.А. Варданянца (1938):

$$Y = \frac{D}{300^3 \sqrt{x^2}},$$

где D – депрессия снеговой линии, м; Y – соответствующее данной депрессии приращение длины ледника; x – средний уклон долины на участке от современного конца ледника до его бывшего положения.

Как видим, расчетная оценка депрессии снеговой линии зависит от точности исходных данных (отметок высоты конца современного ледника и при формировании стадияльных морен, соответствующего приращения длины), получение которых по картографическим материалам связано с определенными погрешностями, поэтому численные показатели стадияльных депрессий того или иного ледника нельзя считать абсолютно точными. Однако незначительный разброс полученных величин депрессии для большинства стадий свидетельствует о приемлемой надежности этих оценок.

Учитывая некоторые неточности полученных значений депрессии по отмеченным выше причинам, не следует вместе с тем забывать и о морфологических различиях долин, оказывающих влияние на формирование и динамику горных ледников. Так, например, вюрмская морена максимума 2-го мегастадиала Талдуринского и Софийского ледников характеризуется депрессией снеговой линии соответственно 655 и 630 м (табл. 15). Разница показателей депрессии невелика, но она получается для одного и того же конечно-моренного комплекса в долине Чаган-Узуна и поэтому требует объяснения. В процессе полевых исследований было выяснено, что этот конечно-моренный комплекс с проксимальной стороны разделяется срединной мореной на две неравные части: слева моренами оконтуривается более узкий и более длинный язык, чем справа, т.е. при слиянии в долине Чаган-Узуна Талдуринский ледник занимал левую часть долины между ее высоким бортом и краем Софийского ледника, а последний широко распластывался вправо на низком междуречье

с Елангашем. В результате этого приращение длины Софийского ледника было несколько меньше, что и нашло отражение в показателе депрессии снеговой линии.

Для морен, сформированных ранее стадии XV–XIX вв., пока получены лишь единичные радиоуглеродные даты. Тем не менее эти датировки имеют большое значение в связи с тем, что они подтверждают хронологическую схему стадияльного процесса деградации поствюрмского оледенения (см. табл. 13), разработанного А.В. Шнитниковым (1957).

Дата 3200 ± 600 лет (МГУ-ИОАН-137) получена по растительным остаткам из осадков древнего моренно-подпрудного Ак-Кульского озера в бассейне р. Чаган-Узуна [Свиточ и др., 1972]. Морена, подпруживавшая бывшее озеро Ак-Куль, является четвертым (от ледника) стадияльным образованием и по алтайской схеме (см. табл. 13) относится к кочурлинской стадии 2-го мегастадиала. Рассчитанная по ней депрессия снеговой линии в то время составляла 350 м. Согласно данным А.А. Свиточа и др. (1972), накопление толщи озерно-ледниковых осадков здесь продолжалось около 1500 лет, а началось их отложение около 5000 лет назад. Пункт датированных по этому образцу осадков располагается на расстоянии около 3 км выше конечно-моренного вала. Следовательно, для определения времени стадияльной подвижки ледника нужно учесть период, необходимый для освобождения от льда этого участка долины, а также для формирования самой конечной морены. В итоге получается, что максимум кочурлинской стадии был более 5000 лет назад. Согласно хронологической

схеме А.В. Шнитникова (1957), время формирования морен четвертой (от ледников) стадии оценивается в 3700–3800 лет до н.э., или 5600–5700 лет назад. Как видим, полученное расчетное время образования морены кочурлинской стадии в долине Аккола вполне сопоставимо со схемой А.В. Шнитникова.

Другая датировка (ТА-859, 6060 ± 60 лет) получена в лаборатории Института зоологии и ботаники АН ЭССР по древесине, извлеченной нами из четвертой от ледника конечной морены в долине Ян-Карасу на северном склоне Северо-Чуйского хребта. Возраст этого образца несколько больше того хронологического предела, какой дается для морены стадии в схеме А.В. Шнитникова. Однако он значительно меньше возраста ближайшей (мультиинской) морены (см. табл. 13). Причина этого немного большего возраста кочурлинской стадии по образцу ТА-859 может быть связана с тем, что дерево погибло не от непосредственного воздействия наступавшего ледника в кочурлинскую стадию, а несколько раньше из-за ухудшившихся климатических условий, а уже потом погибшее дерево было захвачено и включено в морену надвинувшимся ледником. В общем эта дата вполне соответствует кочурлинской стадии и подтверждает 1800-1900-летнюю ритмичность стадий деградации ледников.

Большое значение для реконструкции былых размеров во 2-м мегастадиале и начальных этапов постмаксимальной эволюции ледника Корумду (северный склон Северо-Чуйского хребта) имеет датировка (СОАН-1665, 10960 ± 550 лет), полученная В.А. Панычевым по древесине из озерных отложений в районе озера Джангысколь

(урочище Ештгыкколь). Современное небольшое озеро Джангысколь образовалось в результате термокарстового процесса в озерных отложениях. Неясно слоистые озерные осадки, частично сохранившиеся по южной периферии озера, имеют мощность до 5 м. Их поверхность сильно расчленена мелкими формами термокарста. Уже на глубине 1–1,5 м озерные осадки скованы мерзлотой, а в основании встречаются линзы инъекционного льда. Озерные осадки лежат на грубообломочной морене, свидетельствующей о распространении прежде сюда краевой части ледникового языка Корумду, отклонявшегося к востоку и вторгавшегося ниже в долину Актру.

Отсутствие выраженной в рельефе моренной преграды на пути стока талых ледниковых и снеговых вод из бассейна речки Ештгыкколь (левый приток р. Корумду) указывает на то, что причиной образования и длительного существования озера, осадки которого охарактеризованы датой 10960 ± 550 лет (СОАН-1665), был лед, заполнивший долину Корумду ниже устья Ештгыкколя.

По-видимому, озеро возникло еще в начале 1-й постмаксимальной фазы деградации оледенения 1-го мегастадиала (около 11 тыс. лет назад). Спуск озера, обсыхание его дна и появление на озерных отложениях растительности могли произойти к концу этой фазы. Последующая постмаксимальная подвижка ледника снова привела к прекращению стока из бассейна Ештгыкколя, обусловила повторное возникновение озера, гибель и захоронение под новым слоем озерных осадков древесной растительности. Время гибели дерева по образцу СОАН-1665 очень хорошо со-

впадает с временем первой постмаксимальной стадии (9200–9400 лет до н.э.) по схеме А.В. Шнитникова.

Таким образом, имеющиеся радиоуглеродные данные вполне определенно подтверждают хронологию стадий деградации, основанную на проявлении 1800–1900-летней ритмичности климатических изменений. Однако этих радиологических данных недостаточно для реконструкции характера гляциального процесса в течение всего постмаксимального периода 2-го мегастадиала и пространственной корреляции стадийных изменений ледников. Более того, сами датировки возраста морен (даже при условии массового количества их) недостаточны для оценки масштаба стадийных изменений климатических условий и разработки общей схемы постмаксимальной динамики ледников.

Как следует из сформулированного М.В. Троновым (1949) «принципа соответствия», любому комплексу форм рельефа соответствуют те или иные размеры оледенения лишь при определенных климатических условиях или при определенных пределах их изменений. Показателем климатических условий существования ледников является высотное положение снеговой линии. Стадийными конечными моренами маркировано некоторое устойчивое состояние ледников, соответствующее определенным климатическим условиям, которые количественно могут быть выражены величиной депрессии снеговой линии. Последняя может быть рассчитана для каждого конечно-моренного комплекса в долинах с современным оледенением.

Каждая стадия характеризуется вполне сопоставимыми показателями

депрессии исследованных ледников. Даже в случае наибольших различий показателей депрессии, как, например, для исторической и аккемской стадий, эти различия все же меньше межстадийных. Тем самым выявляется достаточно определенная закономерность в расположении морен, отражающая общность и ритмичность климатических флуктуаций, с которыми связано изменение размеров постмаксимального оледенения.

В результате анализа депрессий снеговой линии вполне удовлетворительно решается вопрос о границе 2-го поздненеоплейстоценового мегастадиала и стадийной динамике в долинах с современным оледенением. Но в большинстве долин периферийных частей основных горных массивов и в более низких хребтах в настоящее время нет ледников. В частности, это относится к западному склону Шапшальского хребта, Чульшманскому нагорью, большей части Сумульгинского хребта и т.д. В некоторых таких долинах, начинающихся от каров под наиболее высокими вершинами, по ландшафтным признакам и высоте снеговой границы на близлежащих ледниках удается выделить конечную морену, сопоставимую по времени со стадией XVII–XIX вв. Рассчитанные от нее величины депрессии снеговой линии для других, более древних конечных морен характеризуются весьма близкими значениями с депрессией для однопорядковых морен в долинах с современными ледниками. Таким способом, например, была определена депрессия снеговой линии для морен, перегораживающих мертвую долину Буйлюкема. Именно величина депрессии снеговой линии в совокупности с геоморфологическими

Депрессия снеговой линии (м) в долинах без современного оледенения

| Долина реки | Отметка морены стадии XVII-XIX вв. | Стадии | | | | | | | |
|-----------------------|------------------------------------|--------------|--------------|-----------|--------------|-------------|-----------|--------|-----------------|
| | | XVII-XIX вв. | Историческая | Аккемская | Кочурлинская | Мультинская | Огневская | Первая | Вюрм (максимум) |
| Ярлуамры | 2800 | 70+) | 175 | 255 | 365 | 440 | 480 | 535 | 640 |
| Таджилу | 2840 | 70+) | 170 | 260 | 350 | 430 | 475 | 535 | 610 |
| Арталук | 2920 | 70+) | 150 | 245 | 340 | 430 | 485 | 545 | 615 |
| Курайка | 2750 | 70+) | 175 | 275 | 340 | 420 | 490 | 550 | 645 |
| Правый приток Курайки | 2760 | 70+) | 175 | 275 | 355 | 435 | 480 | 550 | 620 |
| Чибитка | 2700 | 70+) | ? | ? | 360 | 425 | 470 | 550 | 635 |
| Рахомысты | 2800 | 70+) | 160 | 260 | 360 | 435 | 485 | 535 | 635 |
| Буйлюкем | 2640 | 70+) | 170 | 275 | 355 | 440 | 475 | 535 | 635 |
| Быструха | 2040 | 70+) | 175 | 275 | 355 | 410 | 460 | 540 | 625 |

Примечание. +) – для морены стадии XVII-XIX вв. принята средняя величина депрессии снеговой линии в долинах с современными ледниками (см. табл. 15).

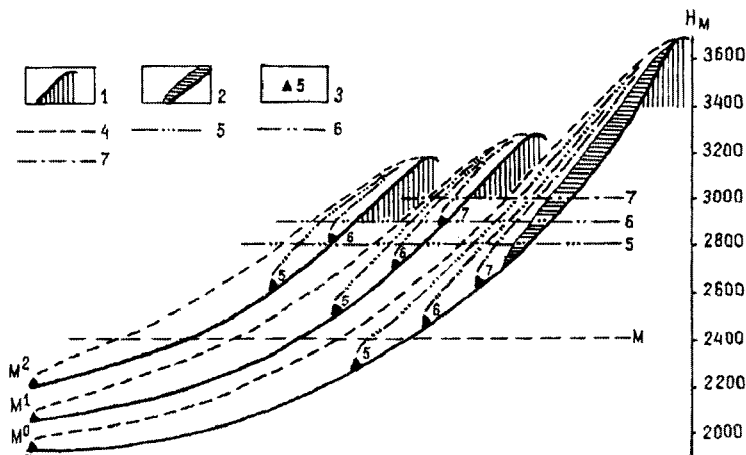


Рис. 201. Схема зависимости положения и количества конечных морен от деградации ледников в равновысотных хребтах:

1 – минимальная положительная разность оледенения, необходимая для сохранения ледника; 2 – ледник при положительной разности оледенения, превышающей минимальную; 3 – стадийные конечные морены и их номер; 4 – размеры ледников при положении снеговой линии на уровне М (2400 м); 5 – размеры ледников при поднятии снеговой линии до стадийного положения 5 (2800 м); 6 – то же, при поднятии снеговой линии до стадийного положения 6 (2900 м); 7 – то же, при поднятии снеговой линии до стадийного положения 7 (3000 м); при поднятии снеговой линии до уровня 7 ледник М² исчез, ледник М¹ находится на пределе существования, ледник М⁰ сократился, но положительная разность оледенения достаточна для его длительного сохранения

наблюдениями заставила усомниться в отнесении этих морен к 1-му мегастадиалу (первому постмаксимальному оледенению Е.В. Девяткина). Необходимость корректировки палеогляциологической схемы долины Буйлюкема подтвердилась и возрастом отложений с захороненной древесины (СОАН-1901, 7915±45 лет).

В безледниковых ныне долинах, в которых с определенной уверенностью устанавливается положение морены стадии XVII–XIX вв., всегда насчитывается более восьми конечных морен. Восьмой (сверху вниз по долине) конечно-моренный комплекс по значению депрессии снеговой линии близок к гомотаксальным конечным моренам ледниковых долин (табл. 16). Такая закономерность является существенным аргументом для реконструкции границ максимума 2-го мегастадиала в подобных долинах. Однако для этой цели привлечено пока небольшое число долин. Ограниченность использования их объясняется тем, что в большинстве сложноразветвленных долин уже ниже первых крупных притоков становится недостаточно ясным, ледником какой долины оставлена морена, а возможность контроля сведена до минимума из-за неопределенности стадияльной принадлежности морен в боковых долинах.

В периферийных частях бывших центров оледенения по мере снижения высоты гребней сокращается количество конечно-моренных комплексов, что отражает ухудшение орочиматической базы оледенения и, соответственно, уменьшение продолжительности гляциальных условий. Принципиальная схема главной причины сокращения числа стадияльных

морен при снижении высоты хребтов показана на рис. 201.

VIII.5. Балансовая оценка голоценового оледенения

В соответствии с хронологической схемой стадий распада поствюрмского оледенения А.В. Шнитникова (1957), подтверждающейся радиоуглеродными данными, к началу голоцена относится огневская стадия оледенения Алтая (около 9500 лет назад).

Для оценки величины составляющих вещественного баланса в максимум голоценового оледенения нами были взяты долины Актру, Ян-Карасу, Корумду на северном склоне горного узла Биш-Иирду (Северо-Чуйский хребет). Такой выбор был сделан потому, что здесь геоморфологически хорошо выражены пределы заполнения долин льдом: от подножия короткого крутого склона гребня борта этих долин сопровождаются валами береговых морен, переходящих на выходе в Курайскую котловину в конечные морены огневской стадии. Долины от верхнего конца береговых валов до огневской морены имеют одинаковую ширину, лишены боковых притоков и отличаются сравнительно равномерным углом наклона продольного профиля. Все это обеспечивает возможность достаточно надежного расчета скорости движения льда в максимум огневской стадии (или в начале голоцена).

По приведенным выше расчетам (см. табл. 16), депрессия снеговой линии в огневскую стадию достигала для рассматриваемых ледников 480–490 м. Современная снеговая граница на ледниках Актру, Ян-Карасу и Корумду колеблется от 2950 до 3050 м и в сред-

нем может быть принята на уровне 3000 м. Значит, в начале голоцена она располагалась на высоте около 2500 м и проходила вблизи начала береговых валов огневской стадии. Эти береговые валы, таким образом, могут быть приняты в качестве реперов для определения мощности голоценовых ледников вблизи границы питания, располагавшейся в продольном профиле долин на выходе их из высокогорья.

Хорошая морфологическая выраженность береговых морен огневской стадии вдоль бортов долин дает возможность определения уклона поверхности бывших ледниковых языков и использования формулы Лагалли для расчета поверхностной скорости движения льда. Эта формула имеет следующий вид:

$$H=8,4 \sqrt{\frac{v}{\sin \alpha}},$$

где H – максимальная мощность ледника, м, на данном поперечном профиле; v – средняя годовая скорость движения льда, м; α – угол наклона поверхности ледника, град.

Две величины этого выражения – H и α – нам известны: H – по превышению береговых валов над дном долины на профиле начала береговых морен (вблизи положения снеговой линии в огневскую стадию), α – по углу наклона продольного профиля тех же береговых морен. Искомый член выражения v необходим для оценки величины абляции ниже профиля снеговой линии.

По измеренным превышениям береговых валов над дном долины на профиле у снеговой границы огневской стадии мощность ледников здесь достигала в долине Актру – 280 м, Ян-Карасу – 200 м, Корумду – 250 м. Угол

наклона поверхности ледниковых языков составлял (по наклону продольного профиля береговых морен) соответственно 3, 4 и 5°. Вводя полученные показатели H и α в вышеприведенную формулу, проверенную на примере современных ледников [Окишев, 1967; Пальгов, 1962], получаем поверхностные скорости движения льда: для ледника Актру – 58 м/год, для Ян-Карасу – 60 м/год, для Корумду – 63 м/год.

Определение скорости движения льда нам необходимо, как отмечено выше, для расчета средней величины абляции в огневскую стадию. Мы исходили из предпосылки, что стадияльное стационарирование ледников обеспечивалось приходом в область абляции объема льда, равного объему его расхода ниже снеговой линии в результате поверхностной абляции (значение донного таяния, по-видимому, невелико и в расчет не принималось). Но расчет объема прихода льда через весь поперечный профиль ледника невозможен из-за того, что неизвестна и не поддается расчету эпюра скоростей в поперечном профиле долины (ледника). В то же время мы вправе допустить, что нулевой баланс прихода-расхода льда, соответствующий стационарному состоянию края ледника, обеспечивается суммой объемов льда, проходящего через такую же сумму соответствующих частей поперечного сечения ледника. Поэтому для облегчения расчетов мы взяли только часть площади поперечного сечения – вертикальную полосу в 1 м шириной в осевой части ледника, для которой и была рассчитана скорость движения льда у поверхности. Поскольку вниз по разрезу (к ложу ледника) скорости умень-

шаются, то необходимо ввести поправку для получения средней скорости по вертикальному сечению ледника. Для этого в полученные поверхностные скорости был введен коэффициент 0,64 [Калесник, 1963]. В результате средняя по вертикали скорость в полосе шириной 1 м в центральной части ледниковых языков составила для ледника Актру 37 м/год, для ледника Ян-Карасу – 38 м/год и для ледника Корумду – 40 м/год.

При таких средних скоростях и при известной уже мощности льда через створ шириной в 1 м в осевой части ледников в год проходил объем льда, составлявший (м³):

- у ледника Актру $37 \times 28 = 10360$,
- у ледника Ян-Карасу $38 \times 200 = 7600$,
- у ледника Корумду $40 \times 250 = 10000$.

Ниже профиля снеговой линии такой объем стаивал в полосе шириной 1 м на протяжении всего ледникового языка при условии, если ширина языка остается равной ширине на профиле измерения прихода льда. Долины Актру, Ян-Карасу и Корумду отвечают данному условию. Поэтому полученный объем прихода льда мы делим на длину ледниковых языков огневской стадии в полосе 1 м и получаем среднюю величину абляции за год:

- Актру 1,24 м (в слое воды),
- Ян-Карасу 1,35 м (в слое воды),
- Корумду 1,39 м (в слое воды).

При площади абляции соответственно 12,0; 3,6 и 7,2 км² (измерено по крупномасштабным картам) расход составлял:

- у ледника Актру $14,88 \times 10^6$ м³ (воды),
- у ледника Ян-Карасу $4,82 \times 10^6$ м³ (воды),
- у ледника Корумду $9,91 \times 10^6$ м³ (воды).

Стационарное положение края ледника в период формирования конечной морены огневской стадии могло обеспечиваться таким же приходом (аккумуляцией) осадков в бассейне питания. Следовательно, зная площадь бассейна выше снеговой линии, можно рассчитать количество атмосферных осадков, выпадавших в то время.

По исследованиям Н.Н. Пальгова (1962), не все осадки, выпавшие в бассейне питания, участвуют в натуральном стоке, т.е. льдообразовании. Примерно с 1/3 бассейна питания половина выпавших осадков стекает в жидком виде. По данным М.А. Душкина (1978), сток с фирнового поля ледника Мал. Актру за период 1959–1975 гг. составил в среднем 19 % от общего объема стока воды с ледника. Поэтому площадь аккумуляции (измеренной по крупномасштабным картам) сократим на 1/5, т.е. возьмем площадь только полной аккумуляции, составлявшей у ледника Актру 23 км², Ян-Карасу – 7,3 км², Корумду – 13,2 км². Тогда годовая сумма осадков (аккумуляция) получается (мм):

- по леднику Актру 640,
- по леднику Ян-Карасу 660,
- по леднику Корумду 750.

По наблюдениям в бассейне ледника Мал. Актру годовая аккумуляция за период 1958–1975 гг. составила в среднем 874 мм [Душкин, 1978], что существенно превышает величины рассчитанных сумм атмосферных осадков для начала голоцена.

Для сглаживания возможных ошибок в расчете абляции по каждому леднику в отдельности примем среднее из показателей рассчитанного слоя абляции, что составит 1,33 м. Расход для всех трех ледников, суммарная площадь абляции которых равна 22,8 км²,

составит $30,32 \times 10^6 \text{ м}^3$ (воды). При суммарной площади питания всех трех ледников в $43,5 \text{ км}^2$ такой расход мог уравниваться средней величиной осадков около 700 мм ($30,32 \times 10^6 \text{ м}^3$ воды: $43,5 \times 10^6 \text{ м}^2$).

Как видим, и в этом случае получается, что в начале голоцена на ледниках осадков выпадало, по крайней мере, не больше, чем в настоящее время. Следовательно, опускание снеговой линии было обусловлено не осадками, а снижением летних температур, более прохладным и, по-видимому, более коротким абляционным периодом. По величине депрессии снеговой линии (около 500 м) среднелетние температуры в начале голоцена были ниже примерно на $3 \text{ }^\circ\text{C}$ (при градиенте температуры $0,6^\circ/100 \text{ м}$ высоты).

VIII.6. Динамика ледников Белухи в XVII–XIX вв.

Ледник Геблера. Ясно выраженным геоморфологическим свидетельством последнего значительного наступания ледника Геблера (Катунского) является моренный комплекс, замыкающий верхнюю приледниковую часть долины на высоте 1940 м .

Начинающиеся далеко выше современного окончания ледника береговые морены в верхней (по долине) части представляют собой островершинные валы с высоким внешним склоном. Ниже, особенно вблизи конца ледника, они как бы распластываются, опрокидываются на склоны бортов долины, отделяясь от них ложбиной всего в $1\text{--}2 \text{ м}$ глубиной. В продольном профиле гребня береговых морен спокойное в верхней части снижение высот по мере приближения к бывшему оконча-

нию ледника нарушается появлением волнообразных повышений и понижений (ундуляций), особенно у правой береговой морены, надвинутой на сплошной шлейф конусов осыпей. В таком виде они доходят до замыкания с конечными моренами.

Несколько сложнее выглядят конечно-моренные образования. Они не представляют собой единой моренной дуги, а образуют группу холмов и коротких поперечных гряд, разделенных промоинами и понижениями, что, однако, не затрудняет реконструкцию первоначальной формы моренного вала. По среднему прорыву в настоящее время протекает Катунь, другие тоже имеют явные следы эрозионного происхождения. У бортов эрозионными ложбинами прерывается непосредственный переход конечной морены в береговые, хотя их бывшая связь и взаимное продолжение не вызывают никаких сомнений. Поэтому мы считаем возможным назвать этот моренный комплекс главным для последней стадии.

По данным Ф. Геблера (1836, с. 420), во время посещения им ледника в 1835 г., «в нескольких шагах от нижней стенки (ледника. – П.О.) находилась осыпь, состоявшая из преждеописанных (по петрографическому составу. – П.О.) каменных обломков, между которыми льда не замечено; она возвышалась от 4 до 6 локтей, а иногда меньше, и простиралась до обоих родников Катунь».

Судя по описанию Геблера, он видел в 1835 г. «в нескольких шагах от ледника» ту морену, которая в настоящее время лежит у подножия более молодой высокой конечной морены и на которую последняя частично над-

винута. Сопоставление современного положения низкого валика, обломочный материал которого покрыт накипным лишайником, и указаний Геблера о его положении перед крутым фронтом ледника свидетельствует о том, что в 1835 г. ледник еще не прекратил наступания. После 1835 г. он продвинулся вперед непосредственно до ранее отложенного валика. Учитывая, что во время посещения ледника Геблером расстояние от края ледника до этого валика составляло всего несколько шагов, можно сделать заключение о прекращении наступания буквально в ближайшие годы, т.е. во второй половине 1830-х гг. Следовательно, с этого времени и начал формироваться главный конечно-моренный комплекс.

Теперь рассмотрим вопрос о времени образования морены, отмеченной Ф. Геблером. Уже один тот факт, что слагающий его материал отличается от надвинутой на него морены значительным покрытием лишайником, указывает на существенное различие во времени их отложения. На основании измерений максимального диаметра

слоевища лишайников *Rhizocarpon geographicum*, достигающего 4,5–5,0 см, можно оценить это различие во времени образования морен в 2–2,5 столетия [Серебрянный, 1978].

Для оценки возраста морены, покрытой лишайником, есть и другой путь. В морене 1830-х гг. вблизи правого борта долины нами найдено погибшее дерево, диаметр ствола которого в основании был равен 0,3 м [Окишев, Ревякин, 1974]. Точное количество годовичных колец не установлено, так как наружный слой древесины уже значительно обопрел. По аналогии с современными деревьями такого же диаметра ему можно дать 140–160 лет. По склону долины древесная растительность сюда не заходит и не обнаружено признаков залесения склона в прошлом. Значит, с борта долины это дерево не могло быть снесено, а произрастало на дне долины, затем было уничтожено и включено в морену при наступании ледника в 1830-х гг. Произрастающие на этой конечной морене наиболее крупные деревья сейчас имеют возраст 90–95 лет, т.е. появились

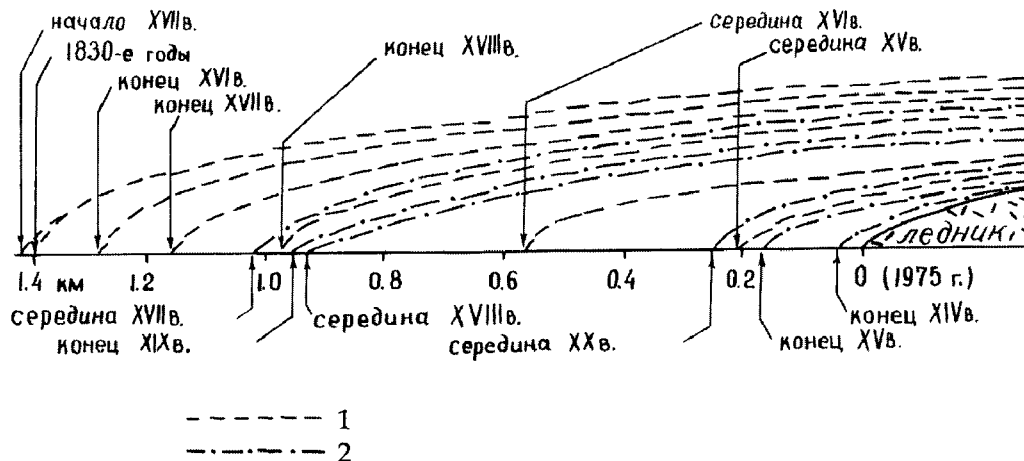


Рис. 202. Схема динамики ледника Геблера в XIV–XX вв.:

1 – вероятные положения ледника при наступании; 2 – то же, в регрессивной фазе

через 105–110 лет после начала отступления ледника. Вероятно, примерно такое же время требовалось для появления на морене древесной растительности и раньше. Следовательно, зная возраст включенного в морену 1830-х гг. дерева, время его гибели и период времени, необходимый для появления первых древесных поселенцев на освободившихся от льда участках дна долины, не трудно подсчитать, что лежащий у подножия морены 1830-х гг. валик отложен в начале XVII в. Это же самое дерево служит указанием и на то, что после отложения морен ледник сократился, обеспечив возможность появления на морене деревьев.

Таким образом, здесь, как и в долине Актру в Северо-Чуйском хребте, за период с XIV в. произошли две значительные подвижки ледника, разделенные довольно продолжительным, но относительно медленным и потому незначительным по масштабу сокращением. Реконструированная на

основе эталонной дендрошкалы схема основных этапов динамики ледника в XIV–XX вв. показана на рис. 202.

Необходимо отметить, что наряду с определенными признаками общности в динамике ледников Мал. Актру и Геблера имелись и некоторые различия. Основным из них является то, что максимальных размеров в рассматриваемой стадии ледник Геблера достигал не в XIX, а в XVII в. После подвижки в XIX в. темпы его сокращения почти в три раза выше, чем у Мал. Актру, но, судя по ландшафтным признакам, после максимума в XVII в. он отступал гораздо медленней. Все это отражает влияние морфологической индивидуальности ледников.

Бол. Берельский ледник. Наиболее молодой, хорошо выраженный в рельефе стадияльный моренный комплекс Бол. Берельского ледника бросается в глаза сразу, как только взгляду открывается головной участок долины. Он представляет собой классический при-

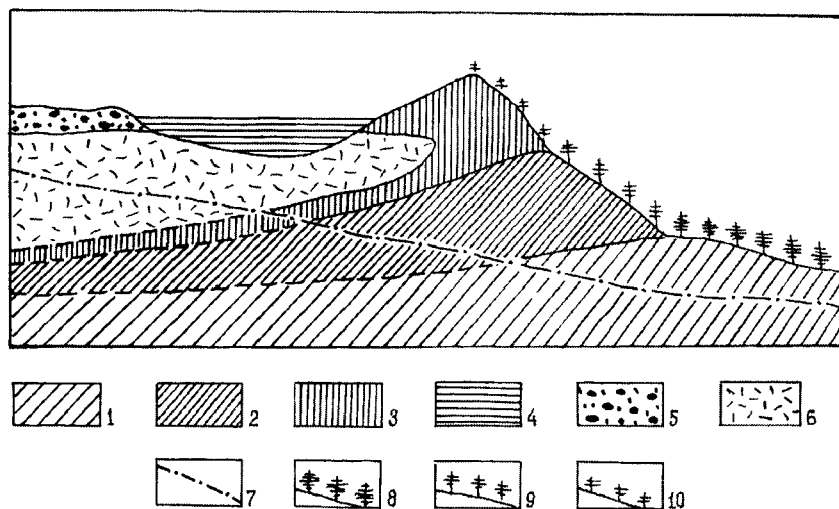


Рис. 203. Разрез конечно-моренного комплекса стадии XVII–XIX вв. Бол. Берельского ледника: 1 – отложения морены исторической стадии; 2 – моренные отложения XVII в.; 3 – моренные отложения первой половины XIX в.; 4 – озерно-ледниковые отложения XX в.; 5 – морена на поверхности мертвого льда; 6 – погребенный лед; 7 – продольный профиль эрозионного вреза; 8 – старый лес на морене исторической стадии; 9 – зрелый лес на морене XVII в.; 10 – молодая поросль леса на морене XIX в.

мер единой замкнутой системы высоких береговых валов с конечной мореной, прорванной рекой лишь в одном месте. Эрозионным врезом вскрывается строение мощной толщи конечно-моренных отложений, что позволило проследить границы разновозрастных моренных горизонтов на дистальном склоне этого стадияльного комплекса (рис. 203).

В основании разреза ледниковых отложений лежит буровато-серая валунно-супесчаная морена. Она выходит на дневную поверхность у подножия дистального склона стадияльного моренного комплекса. Здесь на ней произрастает густой старый кедрово-лиственничный лес с большим количеством остатков уже погибших деревьев. Выше по разрезу (и соответственно по склону) лежит горизонт светлого пепельно-серого щебнистого суглинка мощностью до 40 м. Он образует среднюю часть дистального склона стадияльного комплекса. За пределами эрозионного вреза на склонах этого моренного горизонта произрастают разреженные лиственницы возрастом до 260 лет. Верхнюю часть разреза образует валунно-галечная морена, по склону которой до самой вершины вала под-

нимаются молодые деревья лиственницы (возрастом не более 85–90 лет).

На основании изложенных особенностей в строении последнего замыкающего долину моренного комплекса, различий в степени выветрелости и покрытия камней лишайником, разной степени задернованности и резко различающегося возраста деревьев по склону нами выделяются следующие морены:

1. Первой половины XIX в., располагается в верхней части разреза.

2. Морена XVII в., слагающая среднюю часть разреза, частично перекрытая отложениями морены XIX в.

3. Морена древнее XVII в. в основании склона, которую можно синхронизировать с так называемой «горкой Геблера» у Катунского ледника, т.е. рассматривать как осцилляцию исторической стадии.

Более точная датировка даже наиболее поздних морен Бол. Берельского ледника затруднительна, поскольку первое описание их дано лишь в 1895 г. То, что верхняя часть этого моренного комплекса относится к XIX в., не вызывает сомнений. Однако полная синхронизация ее маловероятна даже с мореной соседнего ледника Геблера. Эти



Рис. 204. Конечно-моренный комплекс стадии XVII–XIX вв., замыкающий приледниковое зандровое поле ледника Родзевича. На дальнем плане – известное Аккемское озеро (вид вниз по долине)

два ледника имеют большие различия в морфологии. Они не одновременно, с разными темпами и неодинаково реагируют на короткопериодические колебания климата в последнем столетии. Достаточно отметить, что к 1895 г. ледник Геблера отступил от своей морены 1830-х гг. на 384 м [Сапожников, 1901], а Бол. Берельский ледник, по существу, не начал линейно сокращаться. По данным К.Г. Тюменцева (1938), он еще в 1917 г. упирался своим концом в конечную морену. Поэтому достаточно достоверную датировку отложения морены XIX в. у ледника Геблера переносить на Бол. Берельский ледник будет неверно. Эта синхронизация может быть лишь приближенной.

Вместе с тем основные внутростадиальные этапы динамики Бол. Берельского ледника вполне сопоставимы с таковыми не только у ледника Геблера, но и у более удаленного ледника Мал. Актру.

Ледник Родзевича. При осмотре долины с ледника взору представляется пологонаклонная вниз по течению аккумулятивная площадка около 2 км длиной, в нижней части занятая озером. С обеих сторон от этой площадки поднимаются высокие валы береговых морен, начинающиеся далеко выше современного конца ледника и замыкающиеся конечной мореной сразу ниже озера (рис. 204). Широкий вал конечной морены глубоко прорезан вытекающей из озера речкой Аккем, но хороших обнажений морены нет. Весь этот моренный комплекс сложен свежим обломочным материалом и выделяется на фоне прилегающих склонов долины общим светлым тоном поверхности. По конечной морене и на прилегающих участках береговых валов

произрастают отдельные молодые деревца лиственницы.

Сразу ниже этой конечной морены, которая по ландшафтным признакам должна быть отнесена к XIX в., располагаются нагромождения ряда сомкнутых моренных холмов с хорошо задернованной поверхностью. Здесь в елово-кедровом редколесье встречаются полусгнившие стволы крупных погибших деревьев, что совершенно однозначно указывает на весьма древний возраст моренных холмов, не укладывающийся в пределы стадии XVII–XIX вв.

В моренном комплексе последней стадии ледника Родзевича, таким образом, не выделяется морена XVII в. Однако это не означает, что у него вообще не было подвижки в XVII в. Скорее из-за недостаточной изученности долины признаки такой подвижки пока не найдены. По-видимому, его реакция на климатические изменения последних веков была в общем такой же, как у ледников южного склона Белухи, но максимальных размеров он достигал в XIX в., что по режиму динамики его больше сближает с ледником Мал. Актру.

Ледник Братьев Троновых. Этот ледник, названный в честь первых покорителей Белухи (Б.В. и М.В. Троновых), лежит в верховье речки Мюшту-айры (правый исток р. Кочурлы) на западном склоне Белухи. Он скрывается за высоким моренным валом, перегораживающим долину на высоте 2100 м.

Моренное поле, окаймляющее ледниковый язык и заполняющее долину ниже его конца (см. рис. 204), имеет сложный рельеф. В его краевых частях можно проследить кулисообразно расположенные гряды, в целом субпараллельные бортам долины. Во внутренней части моренного поля самые

разнообразные по форме и размерам понижения, провалы чередуются со столь же хаотично расположенными повышениями. Вся эта совокупность микрорельефа морены является следствием разрушения мертвого льда. Еще до настоящего времени в ряде термокарстовых провалов можно наблюдать обнажающийся лед.

В пределах данного моренного поля выделяются две разновозрастные генерации. Более молодая из них занимает внутреннюю часть моренного поля и имеет непосредственным продолжением современные поверхностные морены ледника. Сложена она исключительно крупнообломочным материалом, имеет совершенно свежий вид. На редких участках из мелкозема можно встретить угнетенную травянисто-кустарниковую растительность. Из древесных представителей найдена всего одна маленькая лиственница (высота около 4 м, диаметр ствола в основании 12 см). Точный возраст ее неизвестен. По аналогии с деревцами такой же толщины на окружающих пространствах и на моренах соседних ледников ориентировочно ей можно дать 65–70 лет.

Ниже по долине и по краям этой свежей морены располагаются отложения более старого облика. Обломочный материал более уплотнен, покрыт накипным лишайником *Rhizocarpon*. Здесь встречаются отдельные взрослые представители лиственницы и кедра. У одной из спиленных нами в 1966 г. лиственниц насчитано 222 годичных кольца. На спиле четко выделяется резко сниженный прирост годичных колец в 1842–1880 гг. Индексы прироста за этот период почти на 30 % меньше, чем в предшествующий период роста дерева, и в два раза меньше по сравнению с

индексами XX в. Возраст дерева свидетельствует о том, что эта внешняя часть моренного поля сформирована значительно раньше, чем внутренняя. Граница между ними в осевой части долины выражена поперечной ложбиной.

Понятно, что внешнюю часть моренного поля нельзя отнести к XIX в. Этим временем может быть датирован более молодой комплекс, очень схожий по внешнему виду с мореной 1830-х гг. у ледника Геблера. При учете возраста наиболее крупных деревьев по периферии моренного поля и времени, необходимого для появления условий для первых древесных поселенцев, получаем, что внешняя часть моренного поля сформировалась не позднее середины XVII в.

У ледника Братьев Троновых вполне определенно выделяются две основные подвижки, с которыми связано образование последнего стадийного моренного комплекса. Стадийный максимум ледника бесспорно относится к XVII в. Но в отличие от ледников Геблера и Бол. Берельского, которые в максимум XIX в. достигали, по существу, тех же размеров, что и в XVII в. (разница измеряется первыми десятками метров), ледник Братьев Троновых в XIX в. почти на 0,5 км не доходил до края морены XVII в. Большая мощность последней (80–90 м), по-видимому, является следствием продолжительного квазистационарирования ледника. Не исключено, что мощные нагромождения морены XVII в. являлись определенным препятствием на пути наступавшего фронта ледника в XIX в., т.е. меньшие масштабы этой подвижки связаны не столько с особенностью реакции ледника на похолодание в конце XVIII – первой половине XIX в., сколько с морфологически-

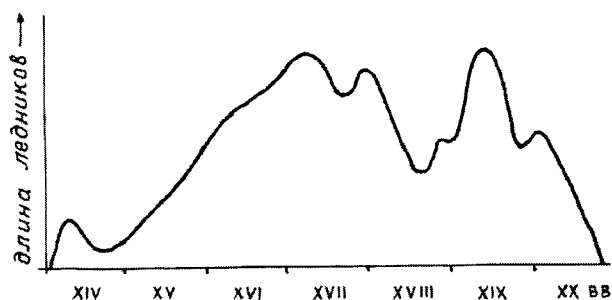


Рис. 205. Относительные изменения длины ледников за период XIV–XX вв.

ми особенностями данного участка дна долины. Косвенным признаком подпруживающего влияния морены XVII в. является то, что немного выше края конечной морены XIX в. береговые морены XVII в. скрываются под валами более молодых морен, непосредственно контактирующих с задернованными склонами долины.

Суммируя изложенное, следует подчеркнуть, что последний стадийный гляциальный цикл у каждого из рассмотренных ледников и вообще у каждого конкретного ледника развивался с некоторыми отличиями от других, т.е. полного подобия в деталях процесса не было. Отличались темпы наступания и сокращения, отличалась продолжительность экстремальных внутростадиальных положений ледникового языка, не было полной синхронности начала или окончания однонаправленного процесса и т.п. Ярким свидетельством этой индивидуальности является различная морфология стадийного моренного комплекса и различные соотношения постмаксимального изменения ледниковых языков. Однако более важным и заслуживающим большего внимания является то общее, что позволяет выделить главное, характерное для всех ледников. В данном случае этими главными

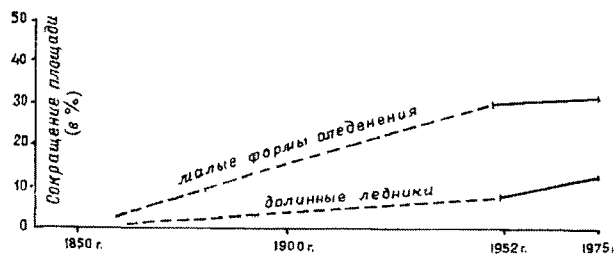


Рис. 206. Темпы сокращения ледников Алтая

чертами являются всеобщность стадии XVII–XIX вв. и двукратная, в общем равномасштабная внутростадиальная подвижка ледников (рис. 205, 206).

Наличие стадийного комплекса XVII–XIX вв. во всех долинах с современным оледенением отражает общность динамики ледников в стадийном масштабе и пространственно-временное единство причины, обуславливавшей стадийную динамику оледенения. Определенные различия в деталях развития стадийного процесса у разных ледников (не полная синхронность стадийных максимумов, различия в морфологии и морфометрии конечных морен, темпах сокращения и осцилляционных колебаниях) не опровергают общности динамики ледников, а лишь показывают разнообразие форм (вариантов) ее проявления в зависимости от морфологических особенностей каждого конкретного ледника (вертикальной протяженности, характера продольного профиля, наличия или отсутствия притоков, ширины ледникового языка). Более того, различия в морфологии морен стадии XVII–XIX вв. показывают возможные и вероятные морфологические различия и морен более ранних стадий.

IX. МЕРИДИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ И ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ГОРНЫХ И РАВНИННЫХ РЕГИОНОВ (на примере Западной Сибири)

В горах Алтая берут начало главные истоки Оби – Катунь и Бия. Их водность и режим стока существенно зависели от динамики горного оледенения и, в свою очередь, влияли на формирование стока Оби. Вместе с тем русловая деятельность в долине Оби зависела от динамики ледникового щита на севере Западной Сибири, в результате чего складывались сложные пространственно-временные соотношения ледниковых и флювиальных процессов в одном из крупнейших речных бассейнов мира.

В настоящей главе предпринята первая попытка наметить вероятную схему соотношения этих процессов во второй половине позднего неоплейстоцена и их роль в развитии внеледниковой части долины Оби.

IX.1. Общий обзор постмаксимальной динамики поздненеоплейстоценового оледенения Алтая

Время завершения трансгрессии поздненеоплейстоценового оледенения пока недостаточно ясно. По име-

ющимся термолюминесцентным данным, оледенение достигло максимума не позднее 32 ± 4 тыс. лет и не ранее $58 \pm 6,7$ тыс. лет назад.

Границы максимального распространения оледенения в большинстве случаев представлены выраженными в рельефе конечно-моренными образованиями, сопряженными с дистальной стороны с низкими (вторыми надпойменными) террасами. Максимальное развитие поздненеоплейстоценового оледенения обеспечивалось депрессией снеговой линии в 800–850 м, что соответствует снижению летних температур в сравнении с современными примерно на 5° при условии неизменного количества выпадающих в настоящее время атмосферных осадков. Признаков увеличения осадков в период наступания ледников не установлено. Более того, спорово-пыльцевые спектры из ледниковых отложений указывают на более сухой климат. Анализ истории развития ледниково-подпрудных озер в межгорных котловинах также свидетельствует о сокращении влагооборота в перигляциальной зоне, что в общем

представляется вполне естественным в связи с затратами значительных масс атмосферных осадков на питание ледников.

Постмаксимальная эволюция позднеплейстоценового оледенения характеризуется ясно выраженной ритмичностью сокращения, нашедшей отражение в формировании серии постмаксимальных конечно-моренных комплексов. Пространственно-временная

общность ритмов постмаксимальной динамики ледников в разных частях Алтая находит подтверждение в хронологических материалах (радиоуглеродные даты, дендрохронологические исследования) и большом сходстве количественных показателей депрессии снеговой линии для однопорядковых конечных морен. Это позволяет наметить общую схему процесса дегляциации (рис. 207).

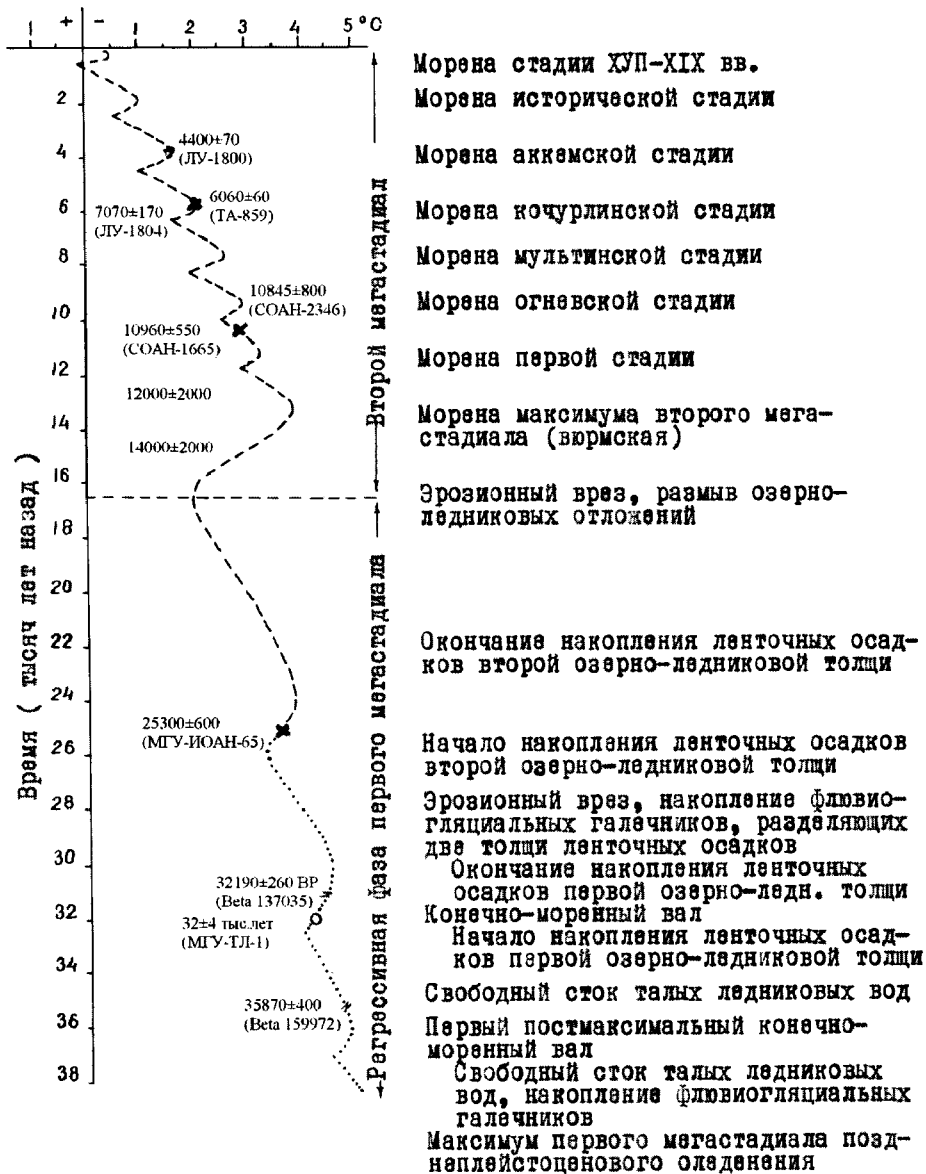


Рис. 207. Схематическая кривая постмаксимальной динамики позднеплейстоценового оледенения Алтая

Первой постмаксимальной мореной маркированы размеры ледников, обеспечивавшиеся депрессией снеговой линии в 765–780 м или среднелетними температурами на 4,5° ниже современных. В долине Чаган-Узуна эта морена отложена до начала накопления озерно-ледниковых осадков, для нижних горизонтов которых получена дата 32±4 тыс. лет (МГУ-ТЛ-1). С учетом продолжительности накопления ленточных осадков первой озерно-ледниковой толщи, их последующего размыва и даты начала накопления вложенной в эрозионный размыв второй толщи озерно-ледниковых отложений (25300±600 лет назад) представляется более вероятным время формирования морены около 36 тыс. лет назад.

Начало формирования ленточных осадков первой толщи в долине Чаган-Узуна совпадает по времени с окончанием первой постмаксимальной подвижки ледников. Ледники долин Куэхтанара, Саукпанды и Тьдтугема, спускавшиеся с Курайского хребта и заполнявшие долину Чуи на участке между Курайской и Чуйской котловинами, закрывали сток воды из последней, обуславливали повышение уровня наполнявшегося талыми водами пра-Чуйского озера и проникновение в конце первой постмаксимальной подвижки ледников озерных вод в цунговый бассейн Чаган-Узунского ледника. По количеству годичных лент формирование первой озерно-ледниковой толщи продолжалось 2,5–3 тыс. лет и прекратилось с окончанием второй постмаксимальной подвижки ледников около 30 тыс. лет назад. Маркированные второй постмаксимальной мореной размеры ледников обеспечивались депрессией снеговой линии в 700–730 м

или среднелетними температурами на 4,2–4,3° ниже современных.

После второй подвижки произошло значительное сокращение ледников. В долине Чуи ниже Чуйской котловины сократилась высота «ледниковой плотины», в результате чего уровень пра-Чуйского озера упал настолько, что его залив в долине Чаган-Узуна исчез. Накопленные озерно-ледниковые отложения подверглись размыву, и на дне эрозионного вреза сформировался горизонт флювиогляциальных галечников. По положению в разрезе этих галечников, отвечающих условиям руслового стока талых ледниковых вод в пределах распространения в долине озерно-ледниковых отложений, глубина эрозионного вреза достигла 15 м.

Размыв озерно-ледниковых отложений прекратился в связи с повторным повышением уровня и вторжением вод пра-Чуйского озера в долину Чаган-Узуна около 25 тыс. лет назад. Увеличение глубины озерного залива в долине происходило постепенно, о чем свидетельствует постепенное затухание признаков ряби течения вверх по разрезу ленточных осадков второй, вложенной в эрозионный врез озерно-ледниковой толщи. По количеству годичных лент ее накопление продолжалось около 3 тыс. лет и прекратилось со спадом уровня озера около 22 тыс. лет назад. Подвижка ледников, обуславливавшая этот второй подъем воды в пра-Чуйском озере, не отражена в ледниково-аккумулятивном рельефе долин. Исследованиями в бассейне Чаган-Узуна установлено, что соответствовавшая ей длина ледника немного уступала более позднему оледенению, уничтожившему следы довольно длительного этапа эволюции ледников по-

сле отложения второй постмаксимальной морены.

Третья постмаксимальная конечная морена в долине Чаган-Узуна надвинута на озерно-ледниковые отложения. Здесь и в других долинах с современным оледенением третьей постмаксимальной мореной маркированы размеры ледников, обеспечивавшиеся депрессией снеговой линии в 610–660 м.

После окончания седиментации ленточных осадков около 22 тыс. лет назад и до начала подвижки, закончившейся надвиганием ледника на эти ленточные осадки, оледенение Алтая продолжало сокращаться. Об этом свидетельствует постепенно-прерывистый спад уровня ледниково-подпрудных озер в Чуйской и Курайской котловинах, нашедший отражение в образовании серии волно-прибойных террас на придонных частях бортов котловин и аккумулятивных образованиях. Продолжительность отдельных этапов спада уровня озер и общего периода их опорожнения не установлена. В Курайской котловине в диапазоне высот от 1550 до 1700 м насчитывается до 60 волно-прибойных террасок с различными морфометрическими показателями и различной морфологической выраженностью. Само наличие этой серии снижающихся террасовых уровней однозначно указывает на прерывистый характер деградации ледников, подпруживавших сток из котловин. По-видимому, колебания были свойственны и другим ледникам Алтая.

За период от начала регрессивной фазы 1-го мегастадиала до образования третьей постмаксимальной морены (около 5,5 тыс. лет) Чаган-Узунский ледник отступил на 9 км, т.е. темпы его

отступления составляли не более 1,6 км за тысячелетие. Если принять, что подобные темпы отступления сохранялись и после отложения третьей постмаксимальной морены, то получается, что к началу последующей крупной подвижки, завершившейся в долине Чаган-Узуна надвиганием ледника на озерно-ледниковые отложения, длина ледников оставалась почти в 3 раза больше современной. Это значит, что климатические условия в то время были более суровыми в сравнении с современными. Поэтому нет оснований для выделения позднеплейстоценового межледниковья.

В то же время нельзя игнорировать тот продолжительный интервал времени, которым разделяются окончание накопления ленточных осадков (около 22 тыс. лет назад) и формирование надвинутой на них морены (около 13 тыс. лет назад). В эволюции позднеплейстоценового оледенения вполне определенно выделяются два крупных, основных гляциальных цикла, которые нами названы мегастадиалами. Максимум 1-го мегастадиала в пространственно-временном отношении соответствует максимуму позднеплейстоценового оледенения Алтая. Ледники 2-го мегастадиала имели меньшие размеры.

Продолжительность постмаксимальных подвижек ледников 1-го мегастадиала недостаточно изучена. По количеству годичных лент в разделенных эрозионным врезом озерно-ледниковых толщах долины Чаган-Узуна подвижки ледников, закрывавших сток из Чуйской котловины, происходили не менее чем через 3 тыс. лет. Но динамика этих ледников, сливавшихся в долине Чуи, могла быть су-

щественно искажена проявлением эффекта подпруживания и по режиму не репрезентативна для других ледников. В строении толщ озерно-ледниковых отложений не удалось обнаружить каких-либо надежных признаков для понимания динамики Чаган-Узунского ледника, поставившего обломочный материал в озерный бассейн. Выделяющиеся пачки годичных лент отражают короткопериодические изменения условий озерной седиментации типа 11-летних циклов.

Постмаксимальная деградация оледенения 2-го мегастадиала носила стадийный характер, т.е. процесс сокращения прерывался некоторой подвижкой ледников, каждая из которых была меньше предыдущей. Максимумы таких последовательно уменьшающихся подвижек отмечены конечно-моренными комплексами. Общность изменений тенденции эволюции ледников наиболее определенно выявлена на примере последней стадии. В разных частях Алтая, на склонах разной экспозиции хребтов ледники почти всех морфологических типов (за исключением висячих и плоско-вершинных) сформировали конечную морену, по ряду признаков относящуюся к XVII-XIX вв.

Маркированные этой мореной размеры ледников обеспечивались депрессией снеговой линии в 70 ± 5 м. По другим однопорядковым моренам 2-го мегастадиала разных долин получены близкие значения депрессии снеговой линии, что указывает на общность стадийной динамики и ранее XVII-XIX вв.

Общность ледниковой динамики не означает полного совпадения хронологических рубежей в эволюции

различных ледников. В зависимости от особенностей морфологии ледников реакция их на равнозначные по масштабу и направленности климатические изменения отличалась некоторыми чертами индивидуальности, имеющими подчиненное значение на фоне общей тенденции развития гляциального процесса.

Отражением общности постмаксимального гляциального процесса являются стадийные конечно-моренные комплексы, а особенности морфологии и некоторые возрастные различия этих конечно-моренных комплексов являются отражением индивидуальных особенностей морфологии ледников и их внутростадиальной динамики. Морфологические особенности ледников не оставались постоянными в процессе эволюции оледенения, поэтому не могло быть и полного повторения относительных различий в формировании стадийных конечно-моренных комплексов. Имеющимся радиоуглеродными датами подтверждается выявленная А.В. Шнитниковым (1957) продолжительность стадийных ритмов (1800-1900 лет) и основанная на ней хронология стадийных максимумов.

Постмаксимальные стадийные размеры ледников характеризуются депрессией снеговой линии, соответственно 540 ± 20 , 480 ± 20 , 425 ± 15 , 350 ± 20 , 270 ± 25 , 170 ± 25 и 70 ± 5 м. Глубина межстадийных изменений климатических условий не установлена и на рис. 207 показана условно.

Анализ величин депрессии снеговой линии позволяет отметить, что стадийная динамика регрессивной фазы 2-го мегастадиала отражает направленные климатические флуктуации неравномерной амплитуды, т.е.

шаг стадильной депрессии снеговой линии не был одинаковым. От максимума 2-го мегастадияла к первой стадии депрессия снеговой линии сократилась в среднем на 95 м, от первой к огневской стадии – на 65 м, от огневской к мультинской стадии – на 55 м, от мультинской к кочурлинской стадии – на 75 м, от кочурлинской к аккемской стадии – на 80 м, от аккемской к исторической стадии – на 100 м и от исторической стадии к стадии XVII–XIX вв. – на 100 м. По изменениям депрессии снеговой линии на Алтае не выделяется широко известный в областях материкового оледенения голоценовый климатический оптимум. Нет пока и других данных для его выделения на исследованной территории.

Оценка составляющих вещественного баланса ледников в начале голоцена и анализ причин различной величины изменения высот границы леса и снеговой линии с максимума последней стадии убеждают, что основную роль в развитии позднеплейстоценового оледенения Алтая и его стадильной постмаксимальной динамики играли температурные условия и прежде всего изменения среднелетних температур. В максимум 2-го мегастадияла среднелетние температуры были на 3,8° ниже современных. Близкие значения снижения летних температур в других регионах земного шара приводят Дж.Е. Кутцбах (1988), Г. Флон (1977), В.А. Климанов (1987) и др. Для последующих стадий регрессивной фазы эволюции оледенения эти различия составляют (°С): первая – 3,3; огневская – 2,9; мультинская – 2,6; кочурлинская – 2,1; аккемская – 1,6; историческая – 1,0; XVII–XIX вв. – 0,4.

К началу последней стадии (XVII–XIX вв.) оледенение Алтая имело размеры, близкие к современным. По имеющимся дендрологическим данным, отражающим термические условия у верхней границы леса, можно предполагать, что устойчивый процесс наступания ледников относится к концу XV – началу XVI в. Об этом, по некоторым радиоуглеродным датировкам, свидетельствует и время гибели деревьев. На фоне общей трансгрессии, вероятно, имело место некоторое непродолжительное сокращение ледников, особенно в середине XVII и середине XVIII в.

Общий процесс сокращения ледников современной регрессивной фазы начался в первой половине XIX в. Он характеризуется неравномерностью темпов отступления, в периоды замедления которых и, возможно, даже кратковременных стационарных состояний у ряда ледников сформировались осцилляционные конечные морены.

IX.2. Постмаксимальная динамика позднеплейстоценового оледенения севера Западно-Сибирской равнины

В последние годы XX в. интенсивно продолжалось изучение рыхлых отложений и геоморфологии в разных частях Западно-Сибирской равнины. Широкое применение дистанционных методов исследования рельефа, радиоуглеродное датирование отложений и более детальное изучение строения террас, изменения их уровней вдоль долины Оби дали дополнительную информацию для уточнения истории развития позднеплейстоценового оледенения севера Сибири. Новейшие

материалы, касающиеся динамики последнего ледникового покрова и сопряженных с ним процессов на территории Западно-Сибирской равнины, обобщены С.А. Архиповым, В.И. Астаховым и др. [Палеогеография..., 1980].

Весьма примечательно, что эти исследователи обосновывают принципиально новую схему позднеплейстоценового оледенения на севере Сибири. «Сейчас вполне очевидно, что это оледенение развивалось в две фазы, из которых ранняя – в интервале 90(100) – 50(55) и поздняя – 22–10 тыс. лет назад. Разделяющий их среднезырянский сложный межстадиал... охватывает отрезок времени от 50(55) до 22 тыс. лет» [Палеогеография..., 1980, с. 7].

Раннезырянский период не обеспечен хронологическими данными, и ранняя фаза позднезырянского оледенения пока не подразделена на стадии и межстадии. Южная граница максимального распространения раннезырянского ледника (надымская стадия) проводится примерно по 64° с.ш. [Палеогеография..., 1980, рис. 1]. Субширотный пояс краевых образований, маркирующий южную границу раннезырянского ледника, сформировался не позднее 50 тыс. лет назад. «Из самых верхов нижнезырянского горизонта (пос. Унтыль-Горт) и межморенных песков на Сыне получены запредельные даты – более 50 тыс. лет (СОАН-636, 649)» [Последнее оледенение в Нижнем Приобье, 1977, с. 197].

Этим поясом краевых образований ограничивается распространение на север озерно-ледниковых осадков верхнего (пятого) уровня приледникового водоема, что использовано В.И. Астаховым [Палеогеография..., 1980] для пространственно-хронологической

корреляции ледниковых и озерно-ледниковых отложений. Для озерных песков на 105–125-метровой (над ур. м.) поверхности в пределах Белогорья на правом берегу Оби в 5 км выше дер. Мал. Алтым термомюминесцентным методом получена дата 70 – II тыс. лет. «На Енисее в основании перигляциальных слоев V террасы («алинской толщи», по В.А. Зубакову) имеется радиоуглеродная дата 53 тыс. лет... Таким образом, надымская стадия как будто достаточно определено датируется ранним вюрмом» (там же, с. 30).

С.Л. Троицкий (1979) по Приенисейскому северу выделяет крупное похолодание с несколькими потеплениями разного масштаба в период 70–50 тыс. лет назад.

В постмаксимальное (среднезырянское) время, характеризовавшееся, по С.Л. Троицкому (1979), неустойчивым холодным климатом, для Приенисейского севера отмечаются три неглубоких потепления (рис. 208, Б): 50–45, 42–37 и 30–24 тыс. лет назад. В этих же интервалах времени выделяются потепления и по Приобскому северу (рис. 208, А). Разделявшие их похолодания сопровождались в Нижнем Приобье сменой ландшафта северо-таежных лесов тундровым ландшафтом.

В поздней фазе оледенения Западно-Сибирской равнины С.А. Архипов выделяет на Енисейском севере три стадии: караульскую, или гыданскую (22–16 тыс. лет назад), ньяпанскую (15–13 тыс. лет назад) и норильскую, бывшую сартанскую (примерно 11,4–10,3 тыс. лет назад). На Обском севере он сопоставляет их соответственно с салехардо-увальским, сопкейским и полярноуральским стадийными краевыми образованиями [Палеогео-

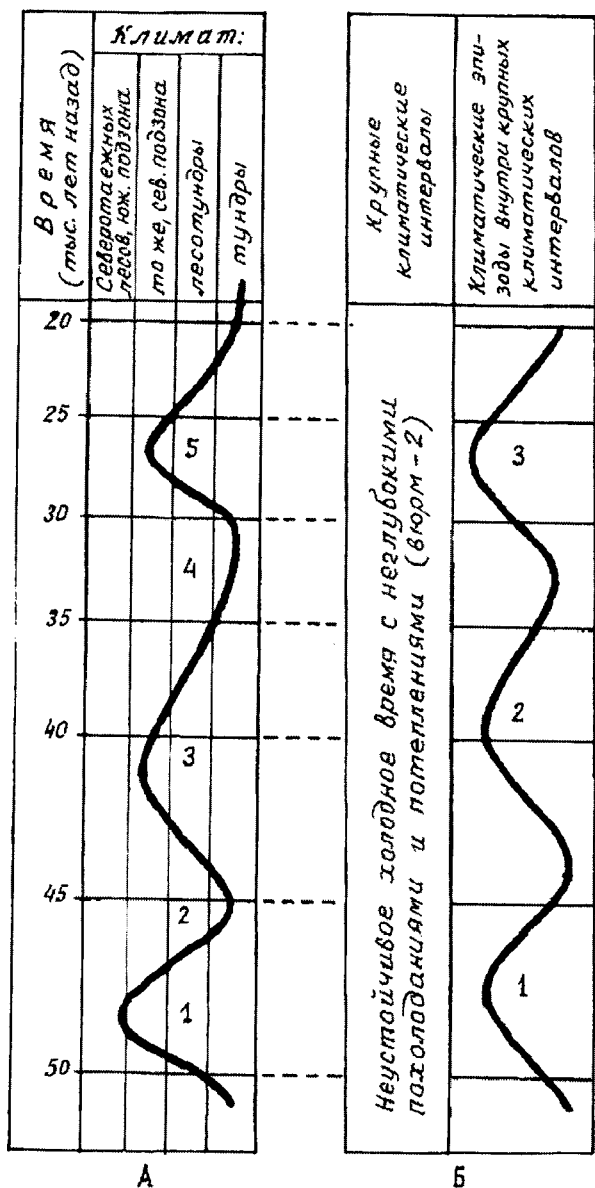


Рис. 208. Схема колебаний климата в среднезырянское время на севере Западной Сибири: А - по Архипову С.А. и др., 1977; Б - по Троицкому С.Л., 1979

графия..., 1980, с. 8]. Несколько отличается представление В.И. Астахова (там же, с. 30-31) о хронологии формирования субширотных поясов краевых ледниковых форм поздней фазы оледенения. Пояс краевых образований, увязывающийся с моренами салехардских увалов (хадуттэйская стадия), В.И. Астахов считает не моложе 25 тыс.

лет. Следующий к северу пояс краевых образований (танамская стадия), по В.И. Астахову, скорее всего древнее 16-15 тыс. лет. Еще более северный краевой пояс, прослеживающийся от озера Нейто на Ямале вдоль Гыданской гряды и далее на Дорофеевском полуострове (ямало-гыданская стадия), В.И. Астахов сопоставляет по времени с лужской стадией скандинавского оледенения (около 13 тыс. лет назад). Западно-Таймырские морены, обращенные фронтом на восток, он считает еще более молодыми, сформированными в период отступления края Центрально-Карского ледникового щита в пределы современной акватории.

Сопоставление этих схем хронологии позднезырянских стадий показывает, что имеющиеся в настоящее время материалы пока недостаточны для уверенного датирования краевых ледниковых образований севера Западно-Сибирской равнины. Поэтому предлагаемая ниже схема меридиональной корреляции ледниковых и флювиальных процессов имеет предварительный характер и, по-видимому, потребует определенной корректировки по мере накопления новых данных.

Накопленным радиоуглеродным датировкам больше соответствует их палеогеографическая интерпретация С.А. Архиповым, поэтому в дальнейшем мы принимаем его хронологическую схему.

IX.3. Схема корреляции динамики оледенения гор и равнины и флювиальных процессов во внеледниковой части бассейна Оби

В горах Алтая и на севере Западно-Сибирской равнины в динамике по-

следнего (поздненеоплейстоценового) оледенения выделяются два главных цикла (две фазы, или мегастадиала) – ранне- и позднезырянский (сартанский), между которыми оледенение продолжительное время деградировало. Вполне определенно установлено, что как на юге, так и на севере Западно-Сибирского региона максимальных размеров поздненеоплейстоценовое оледенение достигало в раннезырянской фазе (1-м мегастадиале). По имеющимся в настоящее время хронологическим данным, экспансия раннезырянского ледника на севере достигла максимума не позднее 50(55) тыс. лет назад. На Алтае максимум 1-го мегастадиала приходится на период между $58 \pm 6,7$ и 32 ± 4 тыс. лет назад.

В горах в максимум 1-го мегастадиала (раннезырянская фаза) среднелетние температуры воздуха были примерно на 5° ниже современных. Атмосферных осадков выпадало, вероятнее всего, несколько меньше, чем в настоящее время. Для равнины В.С. Волкова (1977) оценивает смещение в это время ландшафтных зон к югу на 700–800 км, а В.А. Зубаков (1975) допускает сдвиг растительных зон даже на 1200 км.

По гляциоморфологическим признакам (конечно-моренным комплексам) на Алтае в поздненеоплейстоценовом мегаинтерстадиале выделяются три постмаксимальные подвижки ледников (около 36, 30 и 25 тыс. лет назад). Размеры маркированных этими моренами ледников свидетельствуют, что в рассматриваемом интервале времени климатические условия в горах были в целом более благоприятны для оледенения по сравнению с современными. Даже в конце мегаин-

терстадиала среднелетние температуры были в среднем на 2° ниже.

Выделяющиеся на равнине по палинологическим данным раннее, пока безымянное, (45–43 тыс. лет назад) и лохподгортское (33–30 тыс. лет назад) похолодания, по-видимому, тоже сопровождались подвижками края Карского ледникового щита. Границы этих подвижек не установлены. Согласно В.С. Волковой (1977, с. 165), на равнине «климатические условия среднего вюрма были не теплее современных, а может быть несколько прохладнее».

Для оценки сокращения ледникового щита в межстадиалы необходим анализ колебаний уровня и размеров акватории внутриконтинентального Мансийского озера. Возникновение и динамика последнего генетически связаны с динамикой Карского ледникового щита, блокировавшего сток вод бассейнов Оби и Енисея на север [Астахов, 1979; Волков, 1979; Волков, Гросвальд, Троицкий, 1978; Гросвальд, 1977; и др.]. Максимальный уровень этого ледниково-подпрудного бассейна контролировался не ледником, реконструируемая мощность которого [Гросвальд, 1977] была достаточна и для более значительного подъема воды, а гипсометрическими отметками дна Убаган-Тургайской долины (126–130 м над ур. м.). Колебания уровня озера ниже этих отметок, и в частности опускания его уровня, следует связывать прежде всего с динамикой ледника, т.е. периодическим сокращением его размеров и мощности. Поэтому представляется правомерным перерывы в накоплении озерных осадков синхронизировать с периодами сокращения ледникового покрова. Конечно, эта

зависимость осложнялась гляциоизостазией и изменениями объема талых вод. Однако пространственная связь снижающихся озерных уровней с крайними образованиями сокращающегося ледника [Палеогеография..., 1980, рис. 1] свидетельствует о том, что с определенным положением края ледникового покрова можно коррелировать определенный уровень приледникового бассейна.

В приледниковой части подпрудного бассейна, где отметки поверхности Западно-Сибирской равнины в настоящее время меньше, чем в ее южной полосе, и были еще меньше в период существования нагрузки ледникового покрова, седиментация озерных осадков могла не прекращаться даже при значительных колебаниях размеров Мансийского бассейна. В ингрессионных заливах на юге равнины опускания уровня бассейна должны были вызывать осушение соответствующих участков долин, где в это время формировался почвенно-растительный покров. При последующих поднятиях уровня бассейна и восстановлении ингрессионных заливов происходило захоронение органического материала, который фиксирует перерывы озерного осадконакопления и обеспечивает датировку периодов падения уровня приледникового водоема. Как отмечает М.Г. Гросвальд (1977), прорыв озерных вод на север и спад уровня озера были возможны при снижении ледниковой перемычки, соединявшей Путоранский и Карский покровы.

В среднем течении Оби (Каргинский Яр) по древесине из пня, сохранившегося в прижизненном положении под озерными глинами, получена дата 44940 ± 2000 (СОАН-1233). С этой

датой здесь же, в Среднем Приобье, согласуются датировки погребенного торфа в низовьях Куль-Егана (> 45 тыс., СОАН-1235, 1236), древесины по протоке Кирьяс (44750 ± 2100 , СОАН-326) и в Чагином Яре (> 45 тыс., СОАН-1231). Формирование отложений, характеризующихся этими датами, происходило во время шурышкарского потепления (рис. 209), когда приледникового бассейна не существовало или, по крайней мере, он имел очень низкий уровень и не распространялся до среднего течения Оби. Из этого следует, что Карский ледниковый щит в то время не создавал существенной преграды для стока вод бассейнов Оби и Енисея. Край льда в максимум потепления отступил, по видимому, на 600–700 км к северу, примерно до 70-й параллели.

На Алтае в период 50–45 тыс. лет назад, вероятно, закончилось формирование морены, маркирующей пределы распространения поздненеоплейстоценового оледенения, и начался процесс дегляциации. С конечной мореной максимума поздненеоплейстоценового оледенения сопряжена II надпойменная терраса, образующая верхний аккумулятивный уровень на дне Уймонской, Чуйской и Курайской межгорных котловин. Во внеледниковой части горных долин с увеличением стока талых ледниковых вод началось формирование уступа II террасы. Продукты речной эрозии выносились в предгорья и накладывались в виде специфического просхозо-гляциального аллювия.

В долине верхней Оби наиболее детально изучен разрез отложений Красный Яр [Волков, Архипов, 1978; Панычев, 1979]. В обнажении Красного Яра к этому времени можно отнести пески

IX. МЕРИДИОНАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ И ФЛЮВИАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ ГОРНЫХ И РАВНИННЫХ РЕГИОНОВ (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

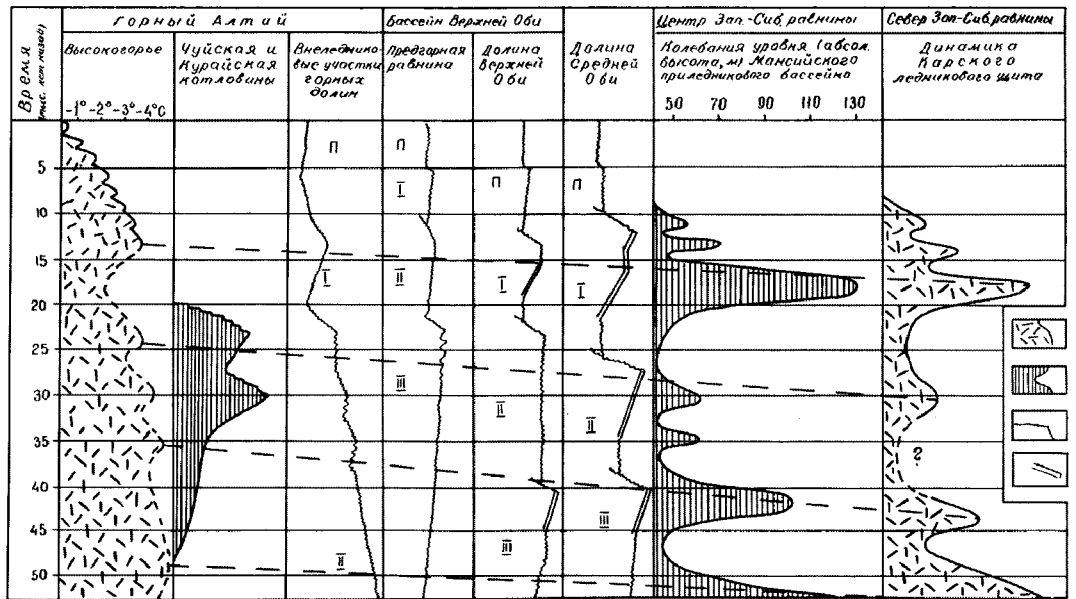


Рис. 209. Схема меридиональной корреляции позднеплейстоценовых ледниковых и флювиальных процессов в Западной Сибири:

1 - динамика ледников; 2 - динамика ледниково-подпрудных бассейнов; 3 - эрозионно-аккумулятивные процессы; 4 - аккумуляция озерных осадков.

Римскими цифрами обозначены надпойменные террасы. Прямыми пунктирными линиями показана корреляция ледниковых эпизодов

с крупной косо́й слоистостью (слой б) в основании разреза. С ними, по В.А. Паньгчеву (1979), связаны находки древесины в виде целых стволов и даже древесные завалы. Однако слой до сих пор не получил надежного возрастного обоснования.

Криогенные нарушения в отложениях, к которым приурочены линзы торфа и древесина, охарактеризованные датировками около 45 тыс. лет в разрезах Кирьяс, Куль-Егал, Чагин Яр, соответствуют выделяющемуся на равнине раннему похолоданию (45–43 тыс. лет назад). Маломощный слой мучнистых белесых алевроитов, перекрывающих криотурбированный горизонт [Палеогеография..., 1980, рис. 13, 14], указывает на распространение ледниково-подпрудного бассейна до Среднего Приобья. В это относительно кратковременное похолодание

стадиальная подвижка края ледника, по-видимому, не достигала широты полярного круга и быстро сменилась его отступанием.

Уже в начале малохетского потепления (43 – 33(35) тыс. лет назад) подпрудный бассейн исчез не только в Среднем Приобье, о чем свидетельствует накопление торфа у Чагина Яра (СОАН-363, 42430±1800; СОАН-1165 Д, 42450±2120), Куль-Егана (СОАН-1238, 41660±1380), но и в Нижнем Приобье (протока Лапорская, СОАН-971, 42500±1600). По-видимому, Карский ледниковый покров сократился больше, чем в 1-м межстадиале.

На Алтае первая постмаксимальная стадиальная подвижка завершилась до 32±4 тыс. лет назад (вероятно, около 36 тыс. лет назад). В период стадиального похолодания сток талых вод сократился. Врезание рек во внеледниковой

части горных долин почти прекратилось. Но до этого стадияльного похолодания продолжительное сокращение горных ледников обеспечивало сезонную многоводность рек и вынос продуктов размыва за пределы гор. Долина Оби постепенно заполнялась русловыми осадками (слой 5 в разрезе Красный Яр). По мере накопления аллювия все шире были паводковые разливы Оби. Русло становилось неустойчивым, свободно меандрировало на обширных пространствах. В периоды особо высоких паводков переполнявшие долину Оби воды могли устремляться по понижениям Обь-Иртышского междуречья на юго-запад к долине Иртыша [Николаев, Пилькевич, Пучкова, 1979].

По намывным торфяникам и обломкам древесины из мелкозернистых песков в разрезе Красный Яр (слой 5) на высоте от 9,5 до 11,0 м над уровнем реки получены даты в диапазоне от 37,5 тыс. (СОАН-1063) до > 50 тыс. лет (СОАН-1062 Д, 1062 Г, 1063 А). Как отмечает В.А. Паньчев (1979, с. 27), «анализ полученных дат показал, что они не удовлетворяют ни одному из рассмотренных ранее критериев достоверности...», поэтому для решения вопроса о хронологическом интервале накопления песков слоя 5 требуются дополнительные исследования.

В период 40–37 тыс. лет назад в долине Оби аккумуляция сменилась донной эрозией. Неровная кровля слоя 5 в разрезе Красный Яр перекрыта суглинками с характерным болотным запахом (слой 4). Мощность суглинков не превышает 3,5 м. В средней и нижней частях суглинков выделяется до трех гумусированных горизонтов [Волков, Архипов, 1978, рис. 6]. С верхним гумусированным горизонтом связаны находки

пней, захороненных в прижизненном положении. Ископаемые почвы слоя 4 считают автоморфными лесостепного или степного типа. По древесине из слоя 4 получена серия радиоуглеродных дат от 33 тыс. лет (СОАН-1458) до 27,5 тыс. лет (СОАН-14). Наличие гумусированных горизонтов с пнями указывает на субэральные условия формирования данного слоя суглинков.

В Колпашевско-Сургутском Приобье датой 33100±2300 лет (МГУ, ИОАН-132) охарактеризованы глины с прослоями торфа в цоколе 12–15-метровой террасы по протоке Мега. У с. Каргасок древесина из аллювиальных осадков 12–14-метрового надпойменного уровня датирована в 28480±350 лет (СОАН-359). По древесине из глин с псевдоморфозами по ледяным клиньям получена дата 34975±1510 лет (СОАН-358) для нижней части 15–16-метровой террасы у дер. Локосово. В обнажениях по протоке Кирьяс для толщи глин и алевроитов с прослоями торфа имеются даты 36300±870 (СОАН-326) и 29980±360 лет (СОАН-352). По торфу из глинисто-алевритовых отложений в средней части разреза 25–26-метровой террасы в Каргинском Яре получены даты 32240±560 (СОАН-360) и 32960±450 лет (СОАН-1166).

По торфу в основании отложений 18-метрового надпойменного уровня получены даты 29810±700 (СОАН-970) и 34600±920 (СОАН-969) так же и в Нижнем Приобье (левый берег Мал. Оби). В описаниях разрезов отмечается [Палеогеография..., 1980, с. 42–66], что отложения с датами 33–27 тыс. лет повсеместно характеризуются наличием псевдоморфоза по ледяным клиньям. Образование криогенных текстур С.А. Архипов и В.А. Паньчев [Палео-

география..., 1980] связывают с лохподгорским похолоданием (33–30 тыс. лет назад). Это похолодание, по-видимому, не вызвало существенного увеличения Карского ледникового щита и продолжительного подпруживания речного стока.

На Алтае в период от 36 до 25–24 тыс. лет назад сформировались еще две конечные морены. В Чуйской межгорной котловине за это время дважды поднимался уровень ледниково-подпрудного озера. Маркированные конечными моренами размеры ледников были больше, чем в последующем 2-м мегастадиале. Динамика ледников и Чуйского ледниково-подпрудного озера указывает, что в среднезырянское время потепление климата прерывалось похолоданиями и в целом климатические условия оставались суровыми (гляциальными). Во внеледниковой части горных долин преобладал эрозионный врез. Около 20 тыс. лет назад завершилось формирование уступа I надпойменной террасы. Немного раньше, во время опорожнения горных ледниково-подпрудных озер, оформился уступ I надпойменной террасы на предгорной равнине. Со спадом озерных вод можно связать в долине среднего и нижнего течения Катунь образование на поверхности II террасы специфичного поперечно-рядового рельефа (макрорифелей), который Б.А. Борисов и Е.А. Минина (1979) ошибочно считают гляцигенным (ребристыми моренами).

Сокращение Карского ледникового щита после ранней стадияльной подвижки уже в начале малохетского потепления обеспечило быстрое падение уровня приледникового бассейна на равнине. Со спадом уровня бассейна,

служившего базисом эрозии для рек юга Западной Сибири, начался эрозионный врез в долине верхней Оби (следы размыва в кровле слоя 5 в разрезе Красный Яр), постепенно распространившийся вниз по течению. Во время формирования слоя 4 в долине верхней Оби в эрозионно-аккумулятивном процессе преобладал медленный донный врез, который активизировался и привел к образованию уступа II надпойменной террасы после постмаксимальной подвижки ледников в горах, около 22 тыс. лет назад.

В долине средней Оби на это время падает формирование аллювиальной части отложений I надпойменной террасы.

На рубеже около 23–22 тыс. лет назад началась позднезырянская фаза (2-й мегастадиал) оледенения. На севере ледниковый щит прогрессировал интенсивно и 20–18 тыс. лет назад уже достиг максимума для данной фазы. На Алтае увеличение размеров ледников следовало за похолоданием и прекратилось около 13 тыс. лет назад.

В связи с позднезырянской активизацией оледенения и увеличившейся консервацией атмосферных осадков в ледниках сток горных рек сократился. Во внеледниковой части горных долин донная эрозия сменилась медленным накоплением аллювия I надпойменной террасы. Одновременно процесс речной аккумуляции начался на предгорной равнине и в долине верхнего течения Оби. Однако в последней на отметках ниже 130 м над ур. м. русловые процессы скоро сменились седиментацией осадков в условиях ингрессировавшего сюда залива Мансийского приледникового бассейна. Еще раньше его возникновение

нашло отражение в формировании отложений I надпойменной террасы в среднем течении Оби.

В горах и на предгорной равнине накопление русловых отложений продолжалось до 13–12 тыс. лет назад и сменилось врезом рек с началом деградации горных ледников. В долине верхнего течения Оби 18–17 тыс. лет назад ингрессионный залив стал сокращаться и одновременно с этим в формировании долины все большее значение приобретали русловые процессы. В период максимального уровня Мансийского бассейна из долины верхней Оби возобновился периодический сброс воды через Обь-Иртышское междуречье на юго-запад к долине Иртыша. По-видимому, в это время закончилась флювиальная фаза в формировании гривного рельефа Барабы и Кулунды.

В среднем течении Оби процесс накопления аллювия сменился седиментацией озерных осадков около 22 тыс. лет назад. Их накопление продолжалось до 15–14 тыс. лет назад, когда в связи с деградацией оледенения и спуском вод Мансийского озера по всему бассейну Оби началась фаза донного вреза.

Интенсивность донного вреза во внеледниковой части горных долин постепенно затухала по мере сокращения ледников и около 5 тыс. лет назад сменилась боковым размывом с незначительной аккумуляцией аллювия. На предгорной равнине врез прекратился уже около 11 тыс. лет назад. Одновременно с донным размывом в горах здесь в период 11–5 тыс. лет назад формировались отложения I надпойменной террасы. Ниже по течению Оби после окончания вреза около 12 тыс. лет назад началось формирование

поймы. Выделение верхнего пойменного уровня, а также I надпойменной террасы на предгорной равнине, вероятнее всего, является следствием боковой миграции русла.

IX.4. Метахронность (местная индивидуальность) в развитии горного и материкового позднеплейстоценового оледенения

В изложенной схеме корреляции обращает на себя внимание и требует объяснения вполне определенно выявляющееся несоответствие времени максимума гляциальных циклов в динамике Карского ледникового щита и ледников Алтая.

Хронологический рубеж максимума экспансии позднеплейстоценовых ледников недостаточно выяснен ни на севере, ни на юге Западной Сибири. Тем не менее сопряженность крупных периодов активизации оледенения (главных ледниковых циклов) в горах и на равнине не вызывает сомнения. В северной и южной частях региона Обского бассейна установлены две ледниковые фазы (два мегастадиала), разделяющиеся продолжительным среднезырянским периодом сокращения оледенения. Как на Алтае, так и на севере Западно-Сибирского региона этот период характеризовался колебаниями климатических условий, нашедшими отражение в различных природных процессах, в том числе и в состоянии ледников.

Как видно на рис. 209, в среднезырянское время первое похолодание, первая постмаксимальная ледниковая подвижка на севере выделяется 45–43 тыс. лет назад. Образование первой постмаксимальной стадийальной

конечной морены на Алтае завершилось не ранее 36 тыс. лет назад. Таким образом, на фоне однонаправленного процесса эволюции ледников этот эпизод оказывается смещенным по фазе не менее чем на 7 тыс. лет с запаздыванием его в динамике горного оледенения.

До 2-й (позднезырянской) ледниковой фазы на севере произошло похолодание 33(35) – 30 тыс. лет назад, после которого выделяется продолжительное устойчивое потепление. На Алтае за это время произошли две стадийные подвижки ледников: около 30 и 25 тыс. лет назад. Первая из них хронологически ближе к подвижке на севере, однако более продолжительный период деградации оледенения Алтая наступил после второй подвижки. Учитывая также особенности развития сопряженных с динамикой оледенения флювиальных процессов и террасообразования, представляется более правильным сопоставление второй среднезырянской подвижки Карского ледникового щита с третьей постмаксимальной подвижкой ледников Алтая (от 25 тыс. лет назад). В таком случае опять получается запаздывание в динамике горного оледенения по сравнению с северным ледниковым щитом на 6–7 тыс. лет. Аналогичный фазовый сдвиг (на 5–7 тыс. лет) обнаруживается и при сопоставлении времени максимума позднезырянской ледниковой фазы (2-го мегастадиала).

Дегляциация позднезырянского ледника отмечена на севере Западной Сибири двумя стадийными подвижками. Сопоставление времени их образования (15–13 и 11,3–10,4 тыс. лет назад) с таковыми для первых двух постмаксимальных морен 2-го мега-

стадиала на Алтае показывает запаздывание первой стадии горных ледников на 2–4 тыс. лет, а второй – на 1–2 тыс. лет.

Теоретическое обоснование различной динамики горных ледников (ледников стока) и ледниковых щитов (ледников растекания) как закономерного явления, обусловленного реологическими свойствами льда, дано П.А. Шумским. Он отмечает, что «несмотря на общность внутренних законов развития ледниковых явлений, морфология и динамика ледников стока определяется преимущественно рельефом, тогда как ледникам растекания свойственна полная независимость от рельефа и подчинение только климатическим условиям, точнее условиям энергомассообмена с окружающей средой» [Шумский, 1962, с. 40].

Хронологическими исследованиями изменений климата и динамики материкового оледенения в позднем неоплейстоцене установлено несоответствие во времени максимумов оледенения и наибольших похолоданий. Так, например, В.П. Гричук (1965, с. 175) указывает, что в эпоху позднего дриаса, когда европейский ледниковый покров уже отступил до широты южной Швеции, «произошло значительное расширение области тундр и перигляциального редколесья». Согласно А.А. Величко (1973, с. 55), «изучение стратиграфического положения палеокриогенных (так называемых перигляциальных) структур и следов морозной десквамации, изучение реликтового криогенного рельефа показало, что мощное разрастание области многолетней мерзлоты вплоть до южных районов Европы происходило в послебрыанский период, т.е. в самом

конце плейстоцена, даже в то время, когда последний небольшой валдайский ледник находился в стадии отступления и распада». Он же отмечает, что по разнообразным палеогеографическим данным в период, когда последний ледниковый покров уже находился в фазе активной деградации, похолодание продолжало прогрессировать.

«Максимальное распространение последнего ледникового покрова на равнинах средней полосы Европы было относительно непродолжительным, кульминация была достигнута около 16-17 тыс. л.н.» [Серебрянный, 1978, с. 244]. К этому же времени (18–16 тыс. лет назад) относят начало деградации Валдайского ледника О.П. Чижов (1976), М.Г. Гросвальд (1977), В.П. Гричук, Н.С. Чеботарева, М.А. Фаустова (1976) и др. Похолодание же прекратилось лишь 15–14 тыс. лет назад [Величко, 1973, рис. 6; Чижов, 1976, с. 186].

Таким образом, максимум развития оледенения опережал климатический минимум на 2–3–4 тыс. лет. Это подтверждается и результатом моделирования на ЭВМ [Сергин В., Сергин С., 1978, с. 188].

Нет оснований считать, что хронологическое соотношение в изменении климата и ледникового щита в Западной Сибири могло быть принципиально иным, хотя количественное выражение его могло быть и другим.

Физическая сущность отмеченного опережающего сдвига по фазе в развитии оледенения по сравнению с кризой изменений климата заключается в реологических свойствах льда и может быть объяснена серджами – резкими подвижками льда, присущими ледниковым щитам. Механизм, условия

развития серджей и их роль в динамике регрессирующего ледникового покрова рассмотрены М.Г. Гросвальдом, Т. Хьюзом и Дж.Х. Дентоном (1978). Геолого-геоморфологические признаки серджей на равнинах средней полосы Европы отмечены Л.Р. Серебрянным (1974), на северо-востоке Русской равнины – М.Г. Гросвальдом, А.С. Лавровым, Л.М. Потапенко (1974). М.Г. Гросвальд (1974) отмечает вероятность возникновения серджей и в прогрессивной стадии развития оледенения. «На прогрессивной стадии развития оледенения... серджи и вызванное ими распластывание ледниковых щитов ведут к скачкообразному увеличению площадей аккумуляции (без непременно роста площадей абляции), дальнейшему охлаждению климата и ускоренной экспансии ледников» [Гросвальд, 1974, с. 164]. В результате серджей, таким образом, экспансия ледниковых щитов опережала ход изменения климатических условий и прекратилась тогда, когда ледник достиг размеров, дальнейшее увеличение которых уже не обеспечивалось прогрессивно сокращавшимися из-за похолодания осадками.

Разрыв во времени наибольшего похолодания и максимума оледенения в Западной Сибири должен быть несколько больше, чем в Европе. Такой вывод напрашивается из анализа установленных соотношений в изменениях температуры и атмосферных осадков на протяжении ледниковых эпох (рис. 210). Многочисленными исследованиями доказано, что прогрессивное похолодание, вызывавшее оледенение, сопровождалось сокращением осадков, иссушением климата. Согласно Дж. и Кет. Имбри (1988, с. 175), «при наступле-

ниях ледниковых покровов Центральной Европа становилась полярной пустыней – холодной, сухой и безлесной». Максимум покровного оледенения опережал время наибольшего похолодания и максимального иссушения, т.е. наиболее благоприятные для оледенения соотношения между температурой и осадками складывались до наступления климатического минимума. В последующий период на прогрессирующее похолодание оледенение не реагировало из-за дефицита осадков. Значит, время наступания максимума оледенения зависит от исходных величин осадков в начале оледенения в данной климатической области и при прочих равных условиях максимум оледенения наступает раньше в менее увлажненных областях, т.е. в областях с более континентальным климатом. Действительно, как указывалось выше, максимум позднезырянской фазы Карского ледникового щита наступил 20–18 тыс. лет назад, т.е. раньше, чем максимум поздневалдайского ледника на Русской равнине.

Похолодание, как следствие уменьшения теплоприхода к земной поверхности, носило общепланетарный характер и независимо от амплитуды изменений в разных климатических областях кульминировало одновременно. Вследствие этого разрыв во времени между максимумом позднезырянского оледенения на севере Западно-Сибирской равнины и климатическим минимумом составлял 5–6 тыс. лет.

В горах средних широт позднеплейстоценовое похолодание установлено по палинологическим данным [Боярская, Свиточ, 1973; Боярская, Чернюк, 1978, с. 130–136 и др.]. Экстремальных значений похолодание здесь достигало в то же время, что и в перигляциальной зоне северного покровного оледенения (15–14 тыс. лет назад). Под влиянием последнего траектории циклонов смещались к югу, что способствовало некоторому увеличению увлажнения более низкого широтного пояса [Лэмб, 1968; Сергин, 1974 и др.] и

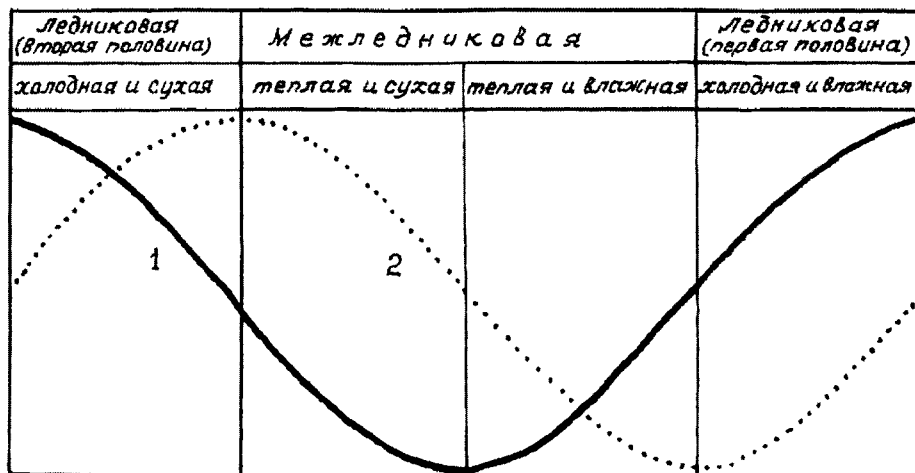


Рис. 210. Схема климатических стадий плейстоценового ритма (по Гричуку В.П., 1965):

1 – кривая хода температуры; 2 – кривая хода осадков

меньшей аридизации в период похолодания. По расчетам В.Г. Ходакова (1978), на Северном Кавказе в максимум позднеюрмского оледенения, когда летние температуры были ниже на 5°, осадков выпадало только на 20 % меньше современных.

По величине депрессии снеговой границы на Алтае в максимум 2-го мегастадиала (позднезырянской фазы) летние температуры были примерно на 4° ниже современных. Связанное с таким похолоданием уменьшение осадков, по-видимому, не превосходило 20 % от их современного количества. Осадков оставалось еще достаточно для питания ледников, поэтому ведущая роль в динамике горных ледников принадлежала температуре. Снижение снеговой границы, обусловленное температурой, продолжалось до окончания похолодания. Параллельно снижению снеговой границы, но с некоторым запозданием [Шумский, 1962; Най, 1964; Мейер, 1968] увеличивались размеры горных ледников. Поэтому максимальных размеров горные ледники (ледники стока) достигали позже прекращения похолодания.

Отсюда вытекает, что время максимума покровных и горных ледников в истории не могло совпадать, горные ледники кульминировали позднее покровных. В Западно-Сибирском регионе фазовый сдвиг максимума ледников Алтая по сравнению с максимумом Карского ледникового щита в позднезырянское время достигал 6–7 тыс. лет, что подтверждает правомерность той корреляции, которая намечена на рис. 209.

Таким образом, сопоставление хронологии основных эпизодов в позднеплейстоценовой динамике Карского ледникового щита и ледников Алтая подтверждает концепцию метахронности оледенений [Герасимов, Марков, 1939] или местной индивидуальности (в более поздней трактовке метахронности К.К. Марковым, 1955). Наиболее определенно местная индивидуальность проявилась в соотношении между покровным и горным оледенением, как следствие различной динамики ледников растекания и ледников стока. Покровное оледенение кульминировало раньше горного.

В Западно-Сибирском регионе основные эпизоды в эволюции Карского ледникового щита опережали ход ледниковых процессов на Алтае. Это отражалось на развитии флювиальных процессов во внеледниковой зоне Западной Сибири. Формирование террас во внеледниковой части горных долин и на предгорной равнине зависело от динамики горных ледников. В долине верхней Оби процесс террасообразования осложнялся из-за двукратного вторжения сюда ингрессионного залива Мансийского приледникового бассейна. В среднем и нижнем течении Оби флювиальные процессы испытывали влияние динамики Карского ледникового щита и развивались сопряженно с ней. В связи с этими особенностями формирование в долине Оби гомотаксальных террас происходило гетерохронно.

Х. ЛЕДНИКИ АЛТАЯ В РЕГРЕССИВНОЙ ФАЗЕ СТАДИИ XVII–XIX вв.

Х.1. Колебания темпов отступления ледников

Конечно-моренный комплекс стадии XVII–XIX вв. является надежным репером для общей оценки сокращения размеров ледников в области абляции за истекший период современной регрессивной фазы. Но отступление ледников происходило неравномерно. На примере ряда наиболее крупных долинных ледников выявлены колебания темпов отступления, кратковременные остановки и даже некоторые подвижки концов ледников.

В 1880 г. Н.М. Ядринцевым обнаружено, что Катунский ледник со времени посещения его Ф. Геблером в 1835 г. отступил от своей конечной морены. С 1895 г. В.В. Сапожниковым положено начало маркированию местоположения концов ледников. Позднее маркировку и подробное описание ледников продолжил М.В. Тронов. С 1952 г. произведена неоднократная аэрофотосъемка горно-ледниковых узлов Алтая,

а в последние годы выполнена фототеодолитная съемка некоторых ледников.

Благодаря датированным меткам В.В. Сапожникова и М.В. Тронова можно оценить величину и средние темпы сокращения целого ряда ледников за период от образования последней стадальной морены до первых посещений ледников этими исследователями. Повторные эпизодические измерения удаленности концов ледников от известных реперов и анализ имеющихся аэрофотосъемочных материалов позволяют проследить изменения темпов линейного сокращения части долинных ледников по более коротким последующим отрезкам времени и выявить некоторые особенности их отступления на фоне общего процесса деградации (табл. 17).

В большинстве случаев довольно продолжительные перерывы в посещении ледников и вообще неодинаковая периодичность в проведении наблюдений дают труднодоступные материалы среднегодового отступления. Более

того, некоторые особенности процесса деградации не могут быть представлены в табличной форме и требуют дополнительных пояснений. Остановимся на отдельных ледниках.

Ледник Геблера (Катунский). В 1895–1898 гг., по свидетельству В.В. Сапожникова (1901), линейного сокращения ледника не отмечено, однако в это время произошло заметное уменьшение мощности и выполаживание приконцевой части ледникового языка. Это привело к тому, что в последующий период (1898–1911 гг.) среднегодовые темпы сокращения составили 18,7 м. При посещении ледника в 1935 г. на-

учным отрядом Западно-Сибирской альпиниады было установлено, что с 1933 по 1935 г. средняя и восточная части ледникового языка сократились (см. табл. 17), а его западный край за те же два года продвинулся на 29 м. Эта подвижка была связана, по-видимому, с динамикой ледника Западного.

По данным К.Г. Тюменцева (1936), в 1917 г. он еще соединялся с ледником Геблера, но к 1933 г. полностью отделился. На аэроснимках 1952 г. видно, что ледник Западный снова является притоком ледника Геблера, однако при нашем посещении верховьев Катунки в 1966 г. было обнаружено, что ледник

Таблица 17

Темпы отступления некоторых долинных ледников Алтая по отдельным периодам

| Ледник | Период, годы | Отступление языка, м | |
|-----------|-------------------------------|----------------------|----------------|
| | | Общее за период | Среднее за год |
| Геблера | 1835–1895 | 384 | 6,4 |
| | 1895–1911 | 243 | 17,4 |
| | 1911–1926 | 202 | 13,5 |
| | 1926–1933 | 27 | 4,5 |
| | 1933–1935 | 42 | 21,0 |
| | 1935–1937 | 24 | 12,0 |
| | 1937–1952 | 108 | 7,2 |
| | 1952–1965 | 120 | 9,2 |
| | 1965–1966 | 9 | 9,0 |
| | 1966–1972 | 106 | 17,6 |
| | 1972–1974 | 20 | 10,0 |
| Родзевича | Первая половина XIX в. – 1897 | 256 | 5,5 |
| | 1897–1927 | 350 | 5,0 |
| | 1927–1932 | 49 | 9,8 |
| | 1932–1952 | 986 | 49,3 |
| | 1952–1962 | 96 | 9,6 |
| | 1962–1965 | 25 | 8,3 |
| | 1965–1974 | 159 | 17,6 |

Продолжение табл. 17

| Ледник | Период, годы | Отступление языка, м | |
|-----------------------|---------------------------------------|----------------------|----------------|
| | | Общее за период | Среднее за год |
| Сапожни- кова | Первая половина XIX в. - 1897-1911 | 231 | 16,5 |
| | 1911-1929 | 340 | 19,0 |
| | 1929-1934 | 37 | 5,4 |
| | 1934-1952 | 265 | 14,7 |
| | 1952-1965 | 55 | 4,2 |
| | 1965-1974 | 70 | 7,7 |
| Алахин- ский | Первая половина XIX в. - 1916 | 350 | 5,0 |
| | 1916-1950 | 1725 | 51,0 |
| | 1950-1964 | 225 | 16,0 |
| | 1917-1933 | 360 | 22,0 |
| Бол. Бе- рельский | 1933-1952 | 594 | 31,2 |
| | 1952-1962 | 156 | 15,6 |
| | 1962-1966 | 70 | 17,5 |
| Бол. Маа- шейский | Первая половина XIX в. - 1924 | 900 | 11,0 |
| | 1924-1932 | 49 | 16,0 |
| | 1932-1937 | 35 | 7,0 |
| | 1937-1952 | 75 | 5,0 |
| | 1952-1962 | 85 | 8,5 |
| | 1962-1975 | 50 | 4,0 |
| Корумду | Первая половина XIX в. - 1936 | 320 | 3,0 |
| | 1936-1937 | 2 | 2,0 |
| | 1937-1952 | 85 | 5,6 |
| | 1952-1962 | 78 | 7,8 |
| | 1962-1975 | 17 | 1,3 |
| Джелло | Первая половина XIX в. - 1936 | 745 | 8,5 |
| | 1936-1952 | 108 | 6,7 |
| | 1952-1962 | 65 | 6,5 |
| | 1962-1975 | 135 | 10,4 |
| Лев. Кара- гемский | Первая половина XIX в. - 1938 | 375 | 4,0 |
| | 1938-1954 | 75 | 4,9 |
| | 1954-1962 | 140 | 17,5 |
| | 1962-1975 | 202 | 15,4 |

| Ледник | Период, годы | Отступление языка, м | |
|-------------------|-------------------------------|----------------------|----------------|
| | | Общее за период | Среднее за год |
| Прав. Карагемский | Первая половина XIX в. - 1952 | 570 | 8,5 |
| | 1952-1962 | 80 | 8,0 |
| | 1962-1975 | 45 | 3,3 |
| Бол. Абылюкский | Первая половина XIX в. - 1954 | 545 | 5,0 |
| | 1954-1962 | 68 | 8,5 |
| | 1962-1975 | 88 | 6,7 |
| Университетский | Первая половина XIX в. - 1952 | 560 | 5,5 |
| | 1952-1962 | 90 | 9,0 |
| | 1962-1975 | 90 | 6,8 |
| Куркурек | Первая половина XIX в. - 1952 | 260 | 2,5 |
| | 1952-1962 | 20 | 2,0 |
| | 1962-1975 | 42 | 3,2 |
| Мал. Актру | Первая половина XIX в. - 1911 | 277 | 3,7 |
| | 1911-1936 | 90 | 3,6 |
| | 1936-1937 | Не отступал | |
| | 1937-1939 | 11 | 5,5 |
| | 1939-1949 | 22 | 2,2 |
| | 1949-1952 | 26 | 8,7 |
| | 1952-1957 | 45 | 10,1 |
| | 1957-1962 | 29 | 5,8 |
| | 1962-1967 | 18 | 3,6 |
| | 1967-1973 | 20 | 3,3 |
| | 1973-1974 | 7,5 | 7,5 |
| | 1974-1975 | 5 | 5,0 |
| | 1975-1976 | 1 | 1,0 |
| | 1976-1977 | 3,5 | 3,5 |
| 1977-1978 | 10,5 | 10,5 | |
| 1978-1979 | 1 | 1,0 | |

Западный вновь отделился от ледника Геблера и сократился на 85–90 м, сформировав небольшую конечную морену в 20 м от своего конца.

Ниже конца ледника Геблера в 1974 г. имелось четыре осцилляционные конечные морены. В результате

анализа среднегодовых скоростей отступления и удаления морен от ледника образование этих морен может быть отнесено: первой (в 150 м) – к 1962–1963 гг., второй (в 207 м) – к 1957–1958 гг., третьей (в 275 м) – к 1948–1950 гг. и четвертой (в 325 м) – к 1927–1931 гг.

Ледник Родзевича. На удалении 124 и 220 м от конца ледника (на 1974 г.) располагаются крупновалунные осцилляционные моренные валы высотой до 5–7 м, которые по среднегодовым темпам отступления можно датировать соответственно 1948–1950 и 1962–1963 гг. Обращает на себя внимание максимальная скорость сокращения в 1932–1952 гг. Геоморфологическими исследованиями в цунговом бассейне установлено, что в 1930–1940-х гг. ледник оканчивался на пологой площадке под крутым уступом ложа долины. По-видимому, за счет быстрого уменьшения мощности льда на уступе большой приконцевой участок ледника омертвел и его разрушение произошло почти одновременно.

Бол. Берельский ледник. В 1917 г. ледниковый язык оканчивался еще непосредственно у проксимального склона вала стадияльной морены [Тюменцев, 1936]. Отступал ли он прежде – неизвестно. К 1933 г. отступление составило 360 м и обособился его наиболее крупный левый приток. Одновременно с отступанием наблюдалось интенсивное засорение и погребение под моренным материалом конца Бол. Берельского ледника. Отделение ряда притоков привело к омертвлению приконцевой части ледника, в результате чего по темпам отступления резко выделяется период 1933–1952 гг.

Ледник Бол. Актру. Под таким названием до 1965 г. обозначалось оледенение главного истока р. Актру. Впервые положение конца ледника Бол. Актру было отмечено М.В. Троновым в 1936-м. До этого времени ледник отступил от своей стадияльной морены на 230–240 м, т.е. сокращался довольно медленно. Отсутствию на этом пространстве конечно-моренных образований

позволяет предполагать постепенное сокращение ледника без остановок или подвижек.

С 1936 по 1939 г. «ледник отступил с левой стороны метров на 40–45, но правый край отошел гораздо меньше, на 6–12 м, а в 1940 г. даже чуть продвинулся вперед» [Тронов, 1949, с. 136].

В период с 1940 по 1952 г. сокращение составляло в среднем около 5 м в год. В 1952–1958 гг. темпы отступления увеличились до 7,5 м, а за следующие два года ледник сократился еще на 46 м. В 1961 и 1962 гг. величина годового отступления снова сократилась до 7 м. При этом следует отметить, что за весь период наблюдения более равномерно и медленно отступала правая половина ледникового языка, а слева от срединной морены темпы отступления резко колебались. Здесь периодически возникали термокарстовые провалы, гроты, с разрушением которых край льда значительно отступал не только вверх по долине, но и сбоку. К 1962 г. левый поток Бол. Актру присоединился к правому лишь узкой краевой полосой и в следующие два года полностью отделился, получив название Лев. Актру.

Ледник Куркурек оканчивается на высоте около 2600 м и отличается сравнительно небольшим общим отступанием. В 1937 г. удаление конца ледника от стадияльной морены составляло 200 м [Тронов, 1949]. Перед ледником располагался небольшой осцилляционный моренный вал, образование которого по средним темпам отступления за предыдущий период можно отнести к концу 1920-х – началу 1930-х гг. За 1937–1952 гг. отступление увеличилось до 5 м / год и совпало по времени с отделением его притока. На аэроснимках 1962 г. видно, что приток

уже не достигает главного ледника, но интересно, что в 1952–1962 гг. темпы отступления ледника Куркурек уменьшились, несмотря на явное отделение притока. В 1975 г. удаление бывшего притока от края ледника Куркурек составляло 25–30 м.

Разное количество осцилляционных морен и разброс времени их формирования (табл. 18) свидетельствуют о различном режиме внутривековых колебаний ледников. Имеющиеся ряды метеорологических наблюдений недо-

Таблица 18

Осцилляционные морены современной регрессивной фазы оледенения Алтая

| Ледник | Время отложения морен, годы | | | | | | |
|------------------|-----------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 1962-1963 | 1957-1958 | 1948-1950 | 1940-1943 | 1925-1931 | 1909-1914 | 1873-1875 |
| Гейлера | + | + | + | | + | | + |
| Родзевича | + | | + | | | | |
| Софийский | | | + | + | | | |
| Сапожникова | | | | | + | | |
| Алахинский | | | | | + | | |
| Джело | | + | | + | | | |
| Лев. Карагемский | | | + | | + | + | |
| Университетский | | | | | | + | |
| Бол. Абылюкский | | | | + | + | | + |
| Бол. Маашейский | | | | + | + | | |
| Корумду | | | | | + | + | |
| Мал. Актру | | | | | | + | |
| Мал. Берельский | | + | | | | | |
| Караайры | | | | + | | | |
| Куркурек | | | | | + | | |
| | | | | | | | |

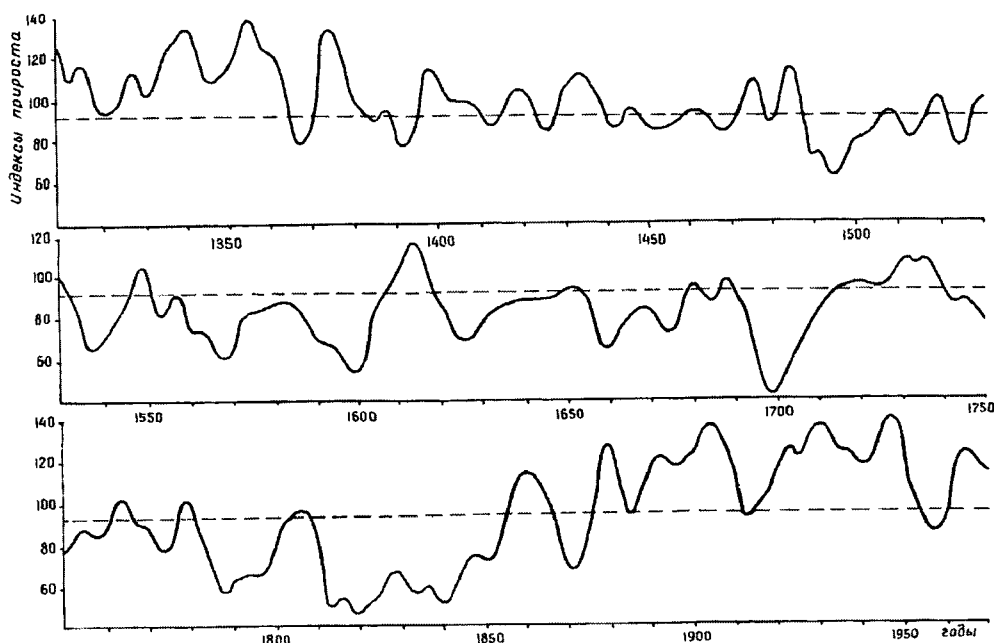


Рис. 211. Эталонная дендрошкала (пятилетние скользящие средние)
(составлена М.Ф. Адаменко)

статочны для анализа характера реакции ледников на климатические флуктуации современной регрессивной фазы.

По эталонной дендрошкале (рис. 211), отражающей ход летних температур, намечается соответствие образования морен периодам наиболее значительного снижения температуры. Однако эта связь прослеживается далеко не у всех ледников и, по-видимому, трансформируется их морфологическими особенностями.

Х.2. Особенности сокращения ледников разных морфологических типов

Анализ изменений ледников разных морфологических типов (табл. 19, 20) показывает, что величина относительных сокращений площади за период современной регрессивной фазы возрастает от 8,6 % (в среднем) у долинных

ледников до 20,6 % у карово-долинных и достигает максимума (34,4 %) у малых ледниковых форм. Но при сравнении темпов сокращения площади до 1952 г. (время первой аэрофотосъемки) и в последующий период вполне определенно выявляется некоторое увеличение их после 1952 г. у низкопускаяющихся долинных ледников и, наоборот, замедление у малых ледниковых форм (см. рис. 206).

Поскольку малые формы оледенения (висячие, висяче-каровые и каровые леднички) на Алтае не только преобладают по количеству, но имеют и более широкое территориальное распространение, чем долинные ледники, необходимо сделать ряд дополнительных замечаний о их изменении за период современной регрессивной фазы.

Малые ледники существуют на Алтае в самых разнообразных физико-географических условиях, но приурочены главным образом к склонам

северной, восточной и западной экспозиций. Очень мало таких ледников на склонах южной экспозиции. Концы малых ледников лежат близко к уровню снеговой линии, средней для данного участка хребта.

Сокращение малых ледников сопровождается их качественными изменениями, переходом из одного типа в другой. По последнему стадийному конечно-моренному комплексу установлено, что

около 23 % ледников, в XIX в. еще принадлежавших к типу висяче-каровых, теперь сохранилось частично только на крутых затененных стенках. Часть небольших каровых ледничков превратилась в массы пассивного льда, погребенного под слоем обломочного материала. Около 13 % современных каровых ледников в максимум стадии XVII–XIX вв. имели хорошо выраженные языки и были долинно-каровыми.

Таблица 19

Сокращение некоторых долинных ледников Алтая

| Ледник | Экспозиция | Площадь ледников в первой половине XIX в., км ² | Сокращение с начала современной регрессивной фазы | | |
|--------------------|------------|--|---|-----------------|------|
| | | | длины, км | площади | |
| | | | | км ² | % |
| Геблера | ЮЗ | 10,6 | 1,4 | 1,0 | 9,4 |
| Сапожникова | СВ | 13,9 | 1,5 | 0,7 | 5,0 |
| Родзевича | С | 11,7 | 1,8 | 1,3 | 11,1 |
| Алахинский | С | 21,5 | 23 | 2,3 | 10,7 |
| Бол. Талдуринский | СВ | 30,6 | 1,7 | 2,4 | 7,8 |
| Братьев Троновых | З | 10,6 | 1,5 | 0,9 | 8,5 |
| Бол. Берельский | Ю | 11,3 | 1,5 | 1,2 | 10,6 |
| Софийский | СВ | 19,2 | 2,0 | 1,6 | 8,3 |
| Корумду | СВ | 5,6 | 1,0 | 0,4 | 7,1 |
| Лев. Карагемский | Ю | 7,0 | 0,8 | 0,6 | 8,6 |
| Бол. Маашейский | С | 17,0 | 1,2 | 1,0 | 5,9 |
| Бол. Абылюкский | ЮВ | 5,4 | 0,9 | 0,4 | 7,4 |
| Джело | ЮВ | 9,2 | 1,0 | 0,7 | 7,6 |
| Прав. Карагемский | ЮВ | 3,3 | 0,7 | 0,4 | 12,5 |
| Университетский | Ю | 3,2 | 0,7 | 0,4 | 12,5 |
| Прав. Абылюк | ЮВ | 2,6 | 0,7 | 0,3 | 11,5 |
| Мал. Актру | С | 4,1 | 0,6 | 0,3 | 7,3 |
| Бол. Актру | В | 11,9 | 0,7 | 0,6 | 5,0 |
| Ян-Карасу | СВ | 2,6 | 0,5 | 0,3 | 11,5 |
| Куркурек | С | 3,4 | 0,3 | 0,2 | 5,9 |
| Лев. Маашей | СВ | 6,5 | 0,7 | 0,4 | 6,2 |
| Мал. Корумду | СВ | 0,7 | 0,3 | 0,1 | 14,3 |
| Среднее по площади | | | | 8,6 | |

Сокращение карово-долинных ледников

| № ледника по каталогу | Площадь в первой половине XIX в., км ² | Сокращение с начала современной регрессивной фазы | | |
|---------------------------|---|---|----------------------------|------|
| | | длины, км | площади км ² | % |
| Бассейн р. верхней Катунь | | | | |
| 15 | 0,6 | 0,4 | 0,1 | 16,7 |
| 18 | 1,4 | 0,5 | 0,2 | 14,3 |
| 20 | 1,6 | 0,4 | 0,3 | 18,7 |
| 24 | 3,0 | 0,5 | 0,2 | 6,6 |
| 159 | 1,7 | 1,1 | 0,6 | 35,0 |
| 162 | 2,1 | 0,6 | 0,3 | 14,5 |
| 167 | 1,2 | 0,7 | 0,3 | 25,0 |
| 168 | 1,2 | 0,7 | 0,2 | 16,6 |
| 170 | 1,4 | 0,7 | 0,3 | 21,4 |
| 175 | 2,1 | 0,8 | 0,2 | 9,5 |
| 177 | 4,3 | 0,3 | 0,2 | 4,6 |
| 186 | 0,8 | 0,3 | 0,2 | 25,0 |
| 187 | 0,9 | 0,3 | 0,3 | 33,3 |
| 191 | 2,7 | 0,6 | 0,4 | 14,8 |
| 193 | 2,9 | 0,6 | 0,4 | 13,8 |
| 195 | 0,7 | 0,2 | 0,2 | 28,5 |
| 202 | 0,9 | 0,7 | 0,2 | 22,2 |
| 203 | 0,9 | 0,3 | 0,2 | 22,2 |
| 206 | 0,4 | 0,4 | 0,1 | 25,0 |
| 207 | 0,7 | 0,7 | 0,1 | 14,3 |
| 208 | 0,5 | 0,4 | 0,1 | 20,0 |
| 212 | 1,6 | 0,5 | 0,4 | 25,0 |
| Бассейн р. Аргута | | | | |
| 378 | 1,7 | 0,7 | 0,3 | 17,6 |
| 379 | 0,5 | 0,4 | 0,1 | 20,0 |
| 382 | 1,8 | 0,6 | 0,5 | 27,8 |
| 383 | 3,8 | 1,2 | 0,8 | 21,0 |
| 387 | 1,3 | 0,4 | 0,2 | 15,4 |
| 388 | 0,6 | 0,5 | 0,2 | 33,3 |
| 390 | 0,6 | 0,4 | 0,1 | 16,7 |
| 392 | 1,0 | 0,8 | 0,3 | 33,3 |
| 393 | 1,5 | 0,8 | 0,4 | 26,7 |
| Среднее из 31 | | | 20,6 | |

Изменение ледниковой системы Купол за период 1952–1980 гг.

| Экспозиция лопастей ледниковой системы Купол | Площадь, км ² | | Уменьшение площади за 28 лет, % |
|--|--------------------------|-----------|---------------------------------|
| | В 1952 г. | В 1980 г. | |
| Северная | 2,88 | 2,79 | 3,2 |
| Северо-восточная | 0,88 | 0,87 | 1,1 |
| Юго-восточная | 0,38 | 0,15 | 60,6 |
| Южная | 1,42 | 1,14 | 19,8 |
| Юго-западная | 0,28 | 0,24 | 14,3 |
| В целом | 5,84 | 5,19 | 11,1 |

Сокращение малых форм оледенения Алтая

| № ледника по каталогу | Тип ледника | Площадь в первой половине XIX в., км ² | Сокращение с начала современной регрессивной фазы | |
|-----------------------------|--------------|---|---|------|
| | | | км ² | % |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
| Бассейн р. в верхней Катунь | | | | |
| 11 | Каровый | 0,5 | 0,1 | 20,0 |
| 12 | -»- | 0,7 | 0,2 | 28,5 |
| 17 | -»- | 0,5 | 0,2 | 40,0 |
| 21 | -»- | 0,9 | 0,2 | 22,2 |
| 25 | -»- | 0,4 | 0,2 | 50,0 |
| 26 | -»- | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 154 | -»- | 1,1 | 0,2 | 18,2 |
| 163 | Вис.-каровый | 0,8 | 0,5 | 62,5 |
| 169 | Каровый | 0,4 | 0,2 | 50,0 |
| 171 | -»- | 0,3 | 0,1 | 33,3 |
| 172 | -»- | 0,6 | 0,3 | 50,0 |
| 176 | -»- | 1,2 | 0,4 | 33,3 |
| 178 | Висячий | 0,2 | | 10,0 |
| 183 | Каровый | 0,5 | 0,1 | 20,0 |
| 185 | -»- | 0,6 | 0,2 | 33,3 |
| 188 | -»- | 0,3 | | 10,0 |
| 194 | -»- | 0,5 | 0,1 | 20,0 |
| 200 | Висячий | 0,3 | 0,1 | 33,3 |
| 201 | -»- | 0,5 | 0,2 | 40,0 |
| 204 | Вис.-каровый | 0,5 | 0,1 | 20,0 |
| 213 | Каровый | 0,4 | 0,1 | 25,0 |

Продолжение табл. 22

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------------|---------------|-----|-----|-------------|
| Бассейн р. Чуи | | | | |
| 8 | Каровый | 0,3 | 0,1 | 33,3 |
| 9 | Висячий | 0,1 | | 20,0 |
| 10 | ->- | 0,3 | 0,1 | 33,3 |
| 14 | Пл.-вершинный | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 16 | Вис.-каровый | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 17 | ->- | 0,4 | 0,1 | 25,0 |
| 18 | Каровый | 0,9 | 0,2 | 22,2 |
| 19 | Висячий | 0,3 | 0,1 | 33,3 |
| 20 | ->- | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 21 | ->- | 0,4 | 0,1 | 25,0 |
| 22 | Каровый | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 28 | ->- | 0,5 | 0,3 | 60,0 |
| 31 | ->- | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 32 | Каровый | 0,2 | | 30,0 |
| 36 | ->- | 0,4 | 0,1 | 25,0 |
| 37 | Висячий | 0,5 | 0,1 | 20,0 |
| 43 | Каровый | 0,4 | 0,1 | 25,0 |
| 81 | ->- | 0,5 | 0,2 | 40,0 |
| 83 | Вис.-каровый | 0,9 | 0,3 | 33,3 |
| 84 | Висячий | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 86 | ->- | 0,2 | 0,1 | 50,0 |
| 96 | Каровый | 0,3 | 0,1 | 33,3 |
| Среднее из 43 | | | | 34,4 |

О возможном исчезновении некоторых малых ледников Алтая со времени последнего максимума писал еще М.В. Тронов (1949). Действительно, облик многих каров, теперь уже не содержащих ледников, свидетельствует, что еще совсем недавно они были заняты хотя бы небольшими ледничками. В процессе дешифрирования аэроснимков залета 1952 г. обнаружено исчезновение в горном узле Биш-Иирду 2,8 % малых ледников, отмеченных в каталоге М.В. Тронова (1949).

Характерно, что наибольшее относительное сокращение претерпели

ледники (табл. 22), имевшие площадь в 0,5 км и менее. Среди них наиболее значительно изменились ледники склонов южной экспозиции. Например, в результате картометрических работ установлено, что с 1952 по 1980 г. площадь ледниковой системы Купол (горный узел Биш-Иирду) сократилась с 5,84 до 5,19 км², т. е. на 11,1 %, при этом 90 % сократившейся площади приходится на лопасти южной экспозиции (табл. 21). За период 1952-1978 гг. на лопастях Купола южной и юго-западной экспозиций поверхность снизилась от 6 до 34 м, в то время как на лопастях противополож-

ных склонов снижение поверхности не превышает 3–5 м. В этом наглядно проявляется влияние прямой солнечной радиации и метелевого переноса осадков на существование и режим колебаний малых ледников на склонах разной экспозиции. В целом для современной регрессивной фазы оледенения Алтая можно отметить ряд характерных признаков, которые, несомненно, были присущи в определенной мере и более ранним стадиям постмаксимальной эволюции позднелепистоценового оледенения:

- сокращение крупных долинных ледников сопровождается отделением притоков и превращением их в самостоятельные ледники со своим режимом колебаний;

- изменение морфологического типа ледников от более сложного к более простому;

- по мере сокращения фирновых полей усиливается засорение ледников моренным материалом, что приводит к погребению под мореной значительных приконцевых участков долинных, но особенно долинно-каровых и каровых ледников;

- усиление асимметричности области питания ледников за счет более интенсивного сокращения фирновых полей на склонах южных румбов, особенно у малых ледников в карах;

- изменение в общем типе оледенения хребтов и горных узлов, дробление и нарушение целостности ледниковых систем.

По степени дробности или обособленности ледников на Алтае можно выделить:

1. Районы малого оледенения, где дробление и обособление ледников достигло максимума. Оледенение пред-

ставлено формами висячего и главным образом карового типов, приуроченными к затененным подветренным склонам гребней. Ледники еще целиком или уже лишь частично заполняют собой вместилища, более или менее удалены друг от друга. Продолжение процесса деградации приведет здесь не только к дальнейшему сокращению площади оледенения, но и к уменьшению количества самих ледников. Сюда следует отнести хребты Ивановский, Холзун, Коргонский, Теректинский, Курайский, Сумультинский, Сайлюгем.

2. Районы среднего оледенения (хребты или участки хребтов), где наряду с простыми по типу (каровыми и висячими) ледниками развиты также сложные долинные ледники. Здесь отмечается, с одной стороны, дробление наиболее крупных из них и появление «новых» самостоятельных ледников, а с другой – исчезновение отдельных малых ледничков. Процесс дробления сложных ледников в районах среднего оледенения еще не закончился. Поэтому на фоне общего сокращения площади оледенения количество ледников остается приблизительно тем же или даже немного увеличивается.

3. Центры большого оледенения, представляющие участки хребтов, где крупные ледники составляют основной фон и определяют характер оледенения. В настоящее время на Алтае имеется три центра, где крупные ледники в одинаковой степени занимают склоны разной экспозиции. Сюда относятся Белуха, центральная зона Биш-Иирду и Табын-Богдо-Ола. В двух других центрах большого оледенения (Чаган-Узунском и Алахинском) наиболее значительные ледники приурочены к северным склонам хребтов. Во всех от-

**Изменения количества ледников и площади оледенения
горного узла Белухи**

| Бассейн реки | Первая половина XIX в. (по Ревякину В.С.,1968) | | 1980 г. | |
|--------------|--|--------------------------|---------------------|--------------------------|
| | Количество ледников | Площадь, км ² | Количество ледников | Площадь, км ² |
| Аккем | 19 | 20,0 | 24 | 25,5 |
| Иедыгем | 18 | 33,8 | 21 | 29,1 |
| Белая Берель | 22 | 27,0 | 31 | 23,6 |
| Верх. Катунь | 13 | 28,0 | 20 | 26,1 |
| Кочурла | 48 | 60,2 | 52 | 55,5 |
| Всего | 120 | 169,0 | 148 | 159,8 |

меченных центрах большого оледенения деградация приводит к дроблению ледников, обособлению их боковых потоков и увеличению числа ледников на фоне сокращения площади оледенения (табл. 23).

Дробность или тенденция к дроблению оледенения заключается не только в распаде наиболее крупных сложных ледников на ряд более простых, но и в устойчивом сохранении малых ледников. Устойчивость этих малых форм оледенения может быть подразделена на два типа:

а) устойчивость, связанную с большими абсолютными высотами, куда еще не распространился процесс деградаций;

б) устойчивость, обусловленную связью ледников с благоприятными местоположениями в виде хорошо затененных и подветренных каров.

Такие малые формы рельефа, обладающие определенной ограниченной емкостью, с одной стороны, фиксируют или определяют размеры ледника, а с другой – в той или иной степени ослабляют непосредственное влияние изменений климата. В таких карах существенное значение приобретает питание ледников за счет навешивающегося снега. Можно даже сказать, что при современной климатической обстановке фактор навешивания снега играет определяющую роль в существовании и устойчивом сохранении малых ледников.

XI. СОВРЕМЕННОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ РУССКОГО АЛТАЯ *

Для обоснования некоторых прогностических оценок изменения параметров ледников представляется важным рассмотрение картины распределения запасов льда (воды) по основным высотным зонам залегания ледников. Лишь небольшая часть ледников Русского Алтая (присклоновые, куполовидные, плоских вершин) располагается в малом высотном диапазоне (200–250 м). Средние по площади ледники (карово-долинные, каровые, карово-висячие) занимают существенно больший высотный диапазон (от 500 до 1000 м) и связаны с более сложным строением своих вместилищ. Самый большой вертикальный диапазон (до 2500 м) характерен для долинных ледников, концы которых опускаются практически до верхней границы леса в долинах, а начало этих ледников связано с наиболее высокими вершинами (ледники массива Белуха, горного узла Биш-Иирду и Южно-Чуйского центра).

XI.1. Распределение и морфологические типы современных ледников

В бассейнах рек Катунь и Бий, где насчитывается 998 ледников общей площадью 762 км², основное их количество (843, или 84%) сосредоточено в наиболее высоких хребтах – Катунском (394, или 40%), Южно-Чуйском (268, или 27%) и Северо-Чуйском (181, или 18%). Из остальных 155 ледников большинство представлено малыми формами оледенения, приуроченными к подветренным карам в хребтах Холзун, Листвяга, Теректинский, Сумультинский, Курайский, Сайлюгем, Чихачева и Караалахинские горы. Распределение оледенения по бассейнам рек показано в табл. 24.

Большинство современных ледников приурочено к склонам северных румбов (табл. 25).

На Алтае количественно преобладают малые ледниковые формы (каровые, висячие и переходные между

* Данная глава составлена по материалам, любезно предоставленным Ю.К. Нарожным (XI.1) и С.А. Никитиным (XI.2, XI.3), которым автор выражает искреннюю благодарность.

Таблица 24

Распределение оледенения по бассейнам рек

| Параметр | Бассейн рек | | | | | | |
|--|----------------|-------|-------|--------|-------|------|-------|
| | Верхняя Катунь | Аргут | Чуя | Яломан | Чарыш | Бия | Всего |
| Количество ледников | 175 | 469 | 175 | 7 | 3 | 62 | 998 |
| Суммарная площадь оледенения, м ² | 232,2 | 343,7 | 232,2 | 0,7 | 0,2 | 12,5 | 761,7 |

ними), составляющие свыше 72 % (табл. 26). Однако их суммарная площадь (185,2 км²) не достигает и 25 % от общей площади современного оледенения. По площади основное оледенение Алтая приходится на долинные, карово-долинные и котловинные ледники. Последние занимают обширные сложные цирки в верховьях долин и к настоящему времени почти полностью утратили ледниковые языки, ранее далеко спускавшиеся по долинам.

Все крупные ледники связаны с наиболее высокими участками горных хребтов. В высоких горных узлах (Белуха, Биш-Иирду) долинные и карово-долинные ледники занимают склоны разной экспозиции. Малые формы оледенения также тяготеют к более высоким частям хребтов, однако их зависимость от абсолютных от-

меток вершин менее очевидна. В их существовании в большой степени сказывается влияние условий концентрации осадков за счет метелевого переноса и затененности.

На Алтае влияние теневой (северной) экспозиции склонов благоприятно дополняется направлением ветрового переноса влаги, т.е. склоны северной и северо-восточной экспозиций являются подветренными. Поэтому преобладающее большинство каровых, висячих и карово-висячих ледничков располагается на северных склонах хребтов или занимает на склонах другой экспозиции наиболее затененные и подветренные стенки каров. В результате этого с удалением от горных узлов к краевым частям хребтов все сильнее проявляется асимметричность в оледенении их склонов,

Таблица 25

Распределение количества ледников (1) и площади (2) оледенения (ледники > 0,1 км²) по экспозиции

| Бассейн рек | Экспозиция | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|------------|-------|-----|-------|----|------|----|------|----|------|----|------|----|------|-----|------|
| | С | | СВ | | В | | ЮВ | | Ю | | ЮЗ | | З | | СЗ | |
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Верхняя Катунь | 106 | 59,0 | 46 | 29,0 | 12 | 10,0 | 9 | 7,1 | 9 | 11,3 | 11 | 18,4 | 10 | 17,7 | 21 | 18,7 |
| Аргут | 152 | 129,9 | 70 | 58,8 | 32 | 18,9 | 39 | 36,8 | 27 | 30,6 | 10 | 9,1 | 19 | 11,2 | 59 | 45,8 |
| Чуя | 52 | 53,4 | 50 | 116,4 | 21 | 22,0 | 8 | 20,0 | - | - | 1 | 0,5 | 4 | 8,1 | 19 | 10,7 |
| Бия | 12 | 4,8 | 12 | 5,2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 3 | 0,7 |
| Всего | 322 | 247,1 | 178 | 209,4 | 65 | 50,9 | 56 | 63,9 | 36 | 41,9 | 22 | 28,0 | 33 | 37,0 | 102 | 75,9 |

Морфологические типы ледников
(1 - количество ледников, 2 - площадь оледенения, км², по бассейнам)

| Типы ледников | Верхняя Катунь | | Аргут | | Чуя | | Бия | |
|-----------------|----------------|------|-------|------|-----|-------|-----|-----|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Долинные | 21 | 66,3 | 47 | 126 | 26 | 107,9 | - | - |
| Карово-долинные | 51 | 53,4 | 71 | 69,4 | 24 | 37,4 | 2 | 2,2 |
| Котловинные | 2 | 7,6 | 2 | 25,6 | 3 | 44,7 | - | - |
| Плосковершинные | - | - | 8 | 2,5 | 14 | 7,4 | - | - |
| Куполовидные | - | - | 2 | 25,2 | - | - | - | - |
| Каровые | 101 | 33,7 | 124 | 53,1 | 28 | 16,4 | 6 | 2,2 |
| Висячие и др. | 107 | 11,2 | 215 | 41,9 | 80 | 18,4 | 54 | 8,1 |

В разных частях Алтая ороклиматическая база современного оледенения различна. В северных и северо-западных хребтах в подветренных карах северной и северо-восточной экспозиций фирновая граница располагается на отметках 2200–2300 м. В Центральном Алтае уровень фирновой границы поднимается до 2900–3100 м, а к юго-востоку повышается до 3200–3300 м.

Самым крупным на Алтае является Талдуринский ледник (табл. 27), располагающийся в верховьях одноименной долины (один из истоков р. Чаган-Узуна) на северном склоне Южно-Чуйского хребта. Несмотря на сравнительно небольшую длину (7,5 км), площадь Талдуринского ледника достигает 28,2 км². Этот ледник, формирующийся из четырех основных потоков, в настоящее время почти полностью залегает в обширном глубоком цирке, лишь незначительно вторгаясь в долину. Ледник оканчивается на высоте 2450 м.

Второй по площади ледник (№ 253) занимает слаборасчлененный северный склон горного узла Табын-Богдо-Ола. Здесь фирново-ледяные массы бо-

лее или менее равномерным плащом покрывают куполовидное поднятие с отметками до 4130 м. Только у подножия купола по долинам обособляются короткие ледниковые языки в бассейне р. Аргамджи. Оледенение такого типа известно в гляциологической литературе под названием куполовидного.

Близким по морфологии к Талдуринскому и третьим по площади (19,2 км²) является Алахинский ледник на северном склоне хр. Южный Алтай. Он в настоящее время совсем освободил долину р. Алахи и ограничивается обширным двухкамерным цирком.

Эти три ледника, составляющие всего около 0,3 % от общего количества ледников Алтая, занимают площадь примерно 70 км², т.е. свыше 9 % общей площади оледенения. Остальные куполовидные и котловинные ледники значительно уступают по площади отмеченным выше.

Из ледников долинного типа наибольшим (площадь 17,3 км²) является Софийский, расположенный в верховье р. Аккола на северном склоне Южно-Чуйского хребта по соседству с Талдуринским ледником. Он тоже имеет сравнительно короткий язык в

Морфометрические характеристики наиболее крупных ледников бассейна Катуня

| Ледник | Экспозиция | Длина, км | Площадь, км ² | Высота, м | | |
|------------------------------------|------------|-----------|--------------------------|---------------|----------------|--------------|
| | | | | конца ледника | фирновой линии | высшей точки |
| Катунский хребет | | | | | | |
| Родзевича | С | 7,5 | 13,5 | 2260 | 3000 | 4500 |
| Сапожникова | СВ | 10,5 | 21,1 | 2120 | 2800 | 4500 |
| Геблера | Ю | 7,1 | 11,5 | 1970 | 2800 | 4440 |
| Северо-Чуйский хребет | | | | | | |
| Бол. Абылюкский | ЮВ | 5,4 | 5,0 | 2460 | 3100 | 3940 |
| Лев. Карагемский | Ю | 3,7 | 6,4 | 2280 | 3100 | 3750 |
| Бол. Маашейский | С | 8,2 | 16,0 | 2210 | 2990 | 4180 |
| Лев. Маашей | СВ | 3,8 | 6,1 | 2600 | 2970 | 4110 |
| Лев. Актру | ЮВ | 5,9 | 6,5 | 2520 | 3050 | 4040 |
| Корумду | СВ | 4,7 | 5,2 | 2230 | 2950 | 4040 |
| Джело | ЮВ | 5,6 | 8,5 | 2580 | 3120 | 3780 |
| Южно-Чуйский хребет | | | | | | |
| Ядринцева | С | 4,8 | 8,0 | 2630 | 3100 | 3750 |
| Софийский | СВ | 7,9 | 17,3 | 2450 | 2950 | 3870 |
| Талдуринский | СВ | 7,5 | 28,2 | 2450 | 2950 | 3940 |
| Хребет Южный Алтай | | | | | | |
| Канасский | СВ | 5,0 | 7,1 | 2400 | 2850 | 3460 |
| Алахинский | С | 5,0 | 19,2 | 2400 | 3000 | 3650 |
| Укокский | С | 4,2 | 7,1 | 2610 | 3000 | 3600 |
| Горный узел Табын-Богдо-Ола | | | | | | |
| № 253 (Аргамджи) | С | 5,5 | 22,5 | 3000 | 3200 | 4230 |
| № 254 | С | 3,5 | 5,8 | 2920 | 3100 | 3760 |

долине, но целиком заполняет обширный цирк, ограниченный вершинами с отметками до 3870 м.

Второй по площади долинный ледник Бол. Маашейский располагается на северном склоне Северо-Чуйского хребта. В отличие от Софийского ледника, формирующегося от слияния ряда потоков на дне цирка, ледник Бол. Маашейский имеет высокоподнятую

область питания в виде пологовогнутой мульды на отметках более 3500 м. Отсюда по узкому кулуару в скалах спускается крутой ледопад почти километровой вертикального протяжения, от основания которого на высоте около 2600 м и начинается пологий ледниковый язык. Под ледопадом справа от основного потока лежит крупный боковой ледник, в настоящее время уже

отделившийся от основного Маашейского ледника. Ледник Бол. Маашейский оканчивается ниже границы леса, чему способствует значительная глубина долины (до 1 км), ее затененность, небольшая ширина ледникового языка (600–800 м), слабая засоренность средней части ледникового языка мореным материалом и большое альbedo белого пузырчатого льда.

Особую группу составляют ледники Белухи – высшей точки Алтая. По склонам разной экспозиции с Белухи спускаются пять крупных долинных ледников. На юг, в верховья р. Катунь, спускается ледник Геблера, образующийся из двух основных потоков. На юго-восток, в долину р. Белая Берель, спускается Бол. Берельский ледник (площадь около 12 км²). На северо-восточном склоне в верховьях р. Иедыгема лежит ледник Сапожникова с прекрасно выраженным языком длиной около 6 км и шириной до 1 км. Под крутой северной стеной Белухи, недоступной для гляциологических работ, начинается ледник Родзевича, дающий начало р. Аккем. На запад в бассейн р. Кочурлы спускается ледник Братьев Троновых. По своей морфологии он очень похож на ледник Бол. Маашейский, т.е. тоже имеет высоко расположенное фирновое поле, которое высоким крутым узким ледопадом соединяется с длинным пологим ледниковым языком.

Остальные долинные ледники Алтая характеризуются меньшими размерами (площадь от 2 до 6 км², длина 3–5 км). Переходный тип составляют карово-долинные ледники, т.е. ледники с коротким языком, выдвинутым из кара в долину. В среднем эти образования имеют площадь от 1 до 3 км².

Каровые ледники ограничиваются размерами вмещающих форм рельефа. В большинстве случаев такие ледники заполняют все днище каров, реже они занимают часть днища и, по существу, могут быть отнесены к типу висяче-каровых ледников, область питания которых приурочена к подветренной стенке кара, а область абляции располагается на дне кара. В редких случаях площадь типичных каровых ледников превосходит 1 км², размеры подавляющего большинства их составляют от 0,1 до 1 км².

Наконец, висячие ледники связаны с крутыми склонами преимущественно на подветренных стенках каров. Эти ледники являются самыми мелкими формами современного оледенения Алтая, размером не более 0,1–0,3 км.

XI.2. Оценки запасов льда по хребтам и высотам

В основу оценки распределения запасов льда были положены значения объемов ледников, полученные методами радиолокационного зондирования и расчетным. В период с 1988 по 2001 г. в трех основных хребтах Центрального Алтая был прозондирован 91 ледник: в Катунском хребте – 41, в Северо-Чуйском хребте – 3 и в Южно-Чуйском хребте – 47. Общая площадь прозондированных ледников составляет 30,6 % от всей рассматриваемой площади оледенения.

При расчете объемов незондированной части оледенения использовались корреляционные зависимости объемов ледников различных морфологических типов от их площади. В связи с полученными новыми данными эти зависимости уточнены и незначи-

тельно отличаются от опубликованных ранее. Они аппроксимированы соотношениями в виде степенной функции:

$$V = 0,0435 F^{1,165} \quad (r = 0,94) \quad \text{– для долинных ледников;} \quad (1)$$

$$V = 0,0464 F^{1,088} \quad (r = 0,89) \quad \text{– для карово-долинных;} \quad (2)$$

$$V = 0,0487 F^{1,244} \quad (r = 0,91) \quad \text{– для каровых и карово-висячих,} \quad (3)$$

где V – объем ледника; F – площадь ледника; r – коэффициент корреляции. Для этого использовались данные зондирования 46 долинных, 36 – карово-долинных и 29 – каровых и карово-висячих ледников. Кроме того, такая же зависимость была получена для всех прозондированных ледников:

$$V = 0,0451 F^{1,139} \quad (r = 0,95). \quad (4)$$

Высокая степень корреляции фактических и расчетных данных позволила не только оценить запасы льда в ледниках Алтая, помещенных в каталог, но и детализировать их распределение по отдельным хребтам, экспозициям, морфологическим типам и высоте. Были определены запасы льда в ледниках на три временных среза: 1 – середина XIX в; 2 – 1952 г. (полная аэрофотосъемка всего оледенения Алтая); 3 – 2003 г. Для этого были использованы площади ледников, помещенных в каталог, которые откорректированы по данным проведенных исследований. При расчете объемов ледников по полученным зависимостям использовались площади из каталога, которые были откорректированы с учетом темпов и величин деградации ледников за период с 1952 по 2003 г. Значения относительных величин деградации были взяты из работы, где они получены для периода с 1952 по 1995 г. С учетом продолжающейся деградации оледенения и при допущении линей-

ности этого процесса после 1995 г. эти значения были экстраполированы до 2003 г. По этим данным, к 2003 г. среди всех типов наименьшее относительное сокращение площади (4,7 %) получено у долинных ледников. Котловинные и сложно-долинные сократились на 9 и 6,1 % соответственно. Далее по степени величины сокращения идут висячие, карово-долинные, карово-висячие и каровые ледники (8,2; 8,6; 10,5 и 11,2 % соответственно). Максимально сократили свою площадь присклонные ледники (на 15,3 %) и ледники плоских вершин (19,1 %).

Объем всех ледников Русского Алтая, полученный методами радиозондирования и расчетным, составляет 40,83 км³ при средней толщине оледенения 50,1 м. По хребтам объемы ледникового льда распределены следующим образом. Из всего объема в 40,83 км³, аккумулярованного в Русском Алтае, наибольшая часть в 33,4 % (13,6 км³) находится в Катунском хребте. В ледниках Южно-Чуйского хребта содержится 26,9 % (10,97 км³) от общих запасов льда. Немного меньше – 20,7% (8,43 км³) – сосредоточено в ледниках Северо-Чуйского хребта. Далее по убыванию величины запасов льда следуют хребты Южный Алтай, Монгун-Тайга, Табын-Богдо-Ола, Саур и Караалахинские горы, в которых находится 16,9 % от общего объема. И, наконец, на остальные рассматриваемые хребты – Сайлюгем, Сарымсакты, Чихачева, Куркуре-Баши, Курайский, Сумультинский, Листвяга, Холзун и Ивановский – приходится всего 2,2 % запасов льда (табл. 28).

При рассмотрении распределения запасов льда на всей территории Русского Алтая в зависимости от экс-

позиции ледников наблюдается четко выраженная приуроченность максимальных значений объемов льда к двум румбам – северному и северо-восточному (рис. 212). В ледниках северной и северо-восточной экспозиций сконцентрировано около 60 % всех запасов льда. Наименьшее значение объемов льда находится в ледниках южной и юго-западной экспозиций. При этом можно отметить, что в трех основных хребтах Центрального Алтая наблюдается подобная всему Алтаю картина распределения запасов льда. В ледниках северной и северо-восточной экспозиций в Южно-Чуйском хребте сконцентрировано около 70 % объема льда, в Северо-Чуйском хребте – 50 %, а в Катунском – 47 %. На склонах южных и юго-западных румбов здесь так же, как и на Алтае в целом, находятся минимальные запасы льда.

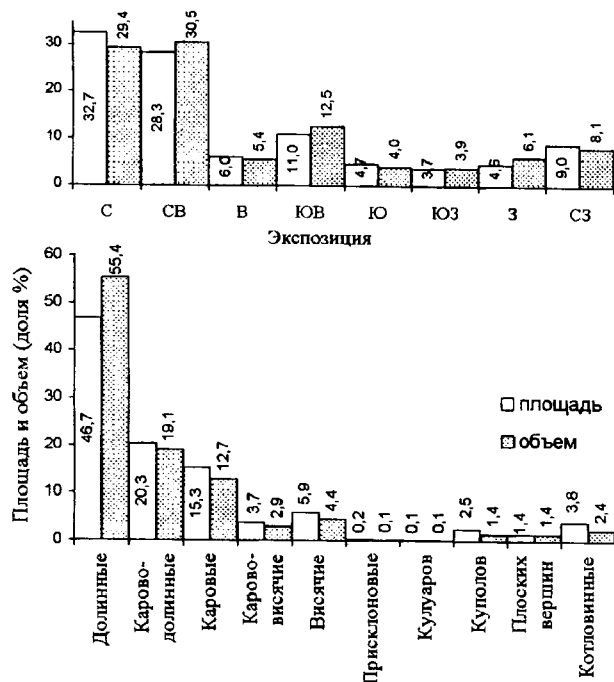


Рис. 212. Диаграммы распределения площадей и объемов ледников по экспозициям (вверху) и морфологическим типам (внизу)

Основная масса ледников представлена каровыми, карово-висячими и висячими типами (около 68,5 % от общего числа). Они аккумулируют 20 % всего объема льда. Долинные ледники составляют лишь 10,7 % от общего числа, но содержат в себе 55,4 % объема льда. В 16,4 % ледников, относящихся к карово-долинному типу, законсервировано 19,1 % объема льда. Ледники куполов, плоских вершин и котловинные, составляющие лишь 3,3 %, содержат 5,2 % льда (см. рис. 212).

Высотный диапазон залегания оледенения в Русском Алтае, составляющий 2536 м, простирается от 1970 м (конец языка ледника Геблера) до 4506 м (вершина горы Белуха) над ур. м. В этом высотном диапазоне запасы льда распределены весьма неравномерно в связи с различными климатическими и геоморфологическими условиями существования ледников (рис. 213).

Максимальные запасы льда (площадь 553,7 км², объем 29,8 км³) располагаются в высотном диапазоне от 2500 до 3500 м над ур. м. (см. рис. 213). Резко сокращается оледенение в верхней высотной зоне, что вполне объяснимо столь же резким уменьшением поверхностей, удобных для аккумуляции снежно-фирновых масс: склоны цирков и вершин над основными вместилищами льда при большой высоте настолько круты, что снежно-фирновые скопления в большей части периодически срываются с них в виде лавин.

XI.3. Динамика запасов льда за период 1850–1952–2003 гг.

Современное оледенение Алтая является остаточным (как природный феномен) по отношению к существовавшему позднеплейстоценово-

Таблица 28

Площадь и объем оледенения хребтов Алтая и их изменение за 1850-1952-2003 гг.

| Хребты | Хребты | | | | | | | | | | | | | | | Алтай в целом | | | |
|-----------|-------------------------|--------------|----------------|-------------|-----------------|--------------|------|--------------------|------------|-----------|----------|----------|------------|--------|--------------|---------------|--------------|----------|--------|
| | Катунский | Южно-Чуйский | Северо-Чуйский | Южный Алтай | Табын-Болдо-Ола | Мунгун-Тайга | Саур | Каралахинские горы | Сарысагаты | Курайский | Чихачева | Сайногем | Ивановский | Холзун | Куркунребажи | | Сумлытинский | Листвяга | |
| 1850 | Кол-во ледников | 338 | 211 | 181 | 115 | 6 | 36 | 18 | 27 | 49 | 17 | 8 | 9 | 11 | 6 | 4 | 3 | 3 | 1039 |
| | Площадь км ² | 328,7 | 262,3 | 208,2 | 96,7 | 39,9 | 34,0 | 20,1 | 16,8 | 12,9 | 9,2 | 4,8 | 2,3 | 2,2 | 1,2 | 0,7 | 0,5 | 0,5 | 1041,1 |
| 1850 | Площадь % | 31,6 | 25,2 | 20,0 | 9,3 | 3,8 | 3,3 | 1,9 | 1,6 | 1,2 | 0,9 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 100 |
| | Объем км ³ | 16,84 | 14,50 | 10,62 | 4,30 | 1,35 | 1,88 | 0,96 | 0,76 | 0,50 | 0,40 | 0,22 | 0,10 | 0,08 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 52,6 |
| 1952 | Площадь км ² | 32,0 | 27,6 | 20,2 | 8,2 | 2,6 | 3,6 | 1,8 | 1,4 | 1,0 | 0,8 | 0,4 | 0,2 | 0,1 | 0,08 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 100 |
| | Площадь % | 281,5 | 220,7 | 177,0 | 82,7 | 33,4 | 27,8 | 16,6 | 13,5 | 10,3 | 7,0 | 4,0 | 1,8 | 1,7 | 0,9 | 0,5 | 0,4 | 0,4 | 880,3 |
| 1952 | Площадь км ² | 32,0 | 25,1 | 20,1 | 9,4 | 3,8 | 3,2 | 1,9 | 1,5 | 1,2 | 0,8 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,06 | 0,05 | 0,05 | 100 |
| | Объем км ³ | 14,85 | 11,91 | 9,13 | 3,59 | 1,15 | 1,46 | 0,78 | 0,59 | 0,37 | 0,30 | 0,17 | 0,07 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 44,5 |
| 2003 | Площадь км ² | 33,4 | 26,8 | 20,5 | 8,1 | 2,6 | 3,3 | 1,8 | 1,3 | 0,8 | 0,7 | 0,4 | 0,16 | 0,12 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 100 |
| | Площадь % | 266,9 | 201,8 | 164,2 | 77,1 | 28,1 | 25,5 | 15,2 | 12,2 | 9,3 | 6,4 | 3,7 | 1,6 | 1,5 | 0,8 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 815,7 |
| 2003 | Площадь км ² | 32,7 | 24,8 | 20,2 | 9,5 | 3,4 | 3,1 | 1,9 | 1,5 | 1,1 | 0,8 | 0,5 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 100 |
| | Объем км ³ | 13,63 | 10,97 | 8,43 | 3,32 | 1,00 | 1,32 | 0,71 | 0,52 | 0,33 | 0,26 | 0,16 | 0,06 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 40,8 |
| 1850-2003 | Площадь км ² | 33,4 | 26,9 | 20,7 | 8,1 | 2,5 | 3,2 | 1,7 | 1,3 | 0,8 | 0,6 | 0,4 | 0,2 | 0,1 | 0,06 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 100 |
| | Площадь % | 59,5 | 64,6 | 40,8 | 19,5 | 11,8 | 8,7 | 4,9 | 4,6 | 4,1 | 3,6 | 1,1 | 0,7 | 0,8 | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 225,7 |
| 1850-2003 | Площадь км ² | 18,8 | 23,0 | 21,1 | 20,3 | 29,6 | 25,0 | 24,1 | 27,2 | 28,3 | 30,3 | 23,2 | 29,1 | 31,7 | 31,9 | 30,9 | 31,7 | 31,7 | 21,7 |
| | Объем км ³ | 3,21 | 3,53 | 2,18 | 0,97 | 0,34 | 0,56 | 0,25 | 0,23 | 0,18 | 0,14 | 0,06 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 11,8 |
| 1850-1952 | Площадь км ² | 19,0 | 24,3 | 20,6 | 22,6 | 25,4 | 30,0 | 26,3 | 30,5 | 35,6 | 35,0 | 27,0 | 36,3 | 39,4 | 39,7 | 37,8 | 39,5 | 38,4 | 22,4 |
| | Площадь % | 47,2 | 41,6 | 31,2 | 14,0 | 6,5 | 6,2 | 3,5 | 3,3 | 2,6 | 2,2 | 0,8 | 0,5 | 0,5 | 0,3 | 0,15 | 0,12 | 0,12 | 160,8 |
| 1850-1952 | Площадь км ² | 14,4 | 15,9 | 15,0 | 14,5 | 16,2 | 18,2 | 17,3 | 19,6 | 20,4 | 23,9 | 17,0 | 22,5 | 23,3 | 23,4 | 23,2 | 23,4 | 23,4 | 15,4 |
| | Объем км ³ | 1,99 | 2,58 | 1,49 | 0,71 | 0,20 | 0,42 | 0,18 | 0,17 | 0,14 | 0,10 | 0,04 | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 8,10 |
| 1952-2003 | Площадь км ² | 11,8 | 17,8 | 14,0 | 16,4 | 14,9 | 22,3 | 19,1 | 22,2 | 26,9 | 25,6 | 20,2 | 28,9 | 30,1 | 30,1 | 29,0 | 30,1 | 29,0 | 15,4 |
| | Площадь % | 14,6 | 18,9 | 12,8 | 5,6 | 5,3 | 2,3 | 1,4 | 1,3 | 1,0 | 0,6 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,04 | 0,04 | 64,6 |
| 1952-2003 | Площадь км ² | 4,4 | 7,2 | 6,1 | 5,8 | 13,4 | 6,8 | 6,8 | 7,6 | 7,8 | 6,4 | 6,1 | 6,6 | 8,3 | 8,5 | 7,7 | 8,3 | 8,3 | 6,2 |
| | Объем км ³ | 1,22 | 0,94 | 0,69 | 0,27 | 0,14 | 0,14 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 3,7 |
| 1952-2003 | Площадь км ² | 7,2 | 6,5 | 6,5 | 6,2 | 10,5 | 7,7 | 7,2 | 8,3 | 8,7 | 9,4 | 6,9 | 7,4 | 9,3 | 9,5 | 8,8 | 9,3 | 9,5 | 7,0 |
| | Объем км ³ | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

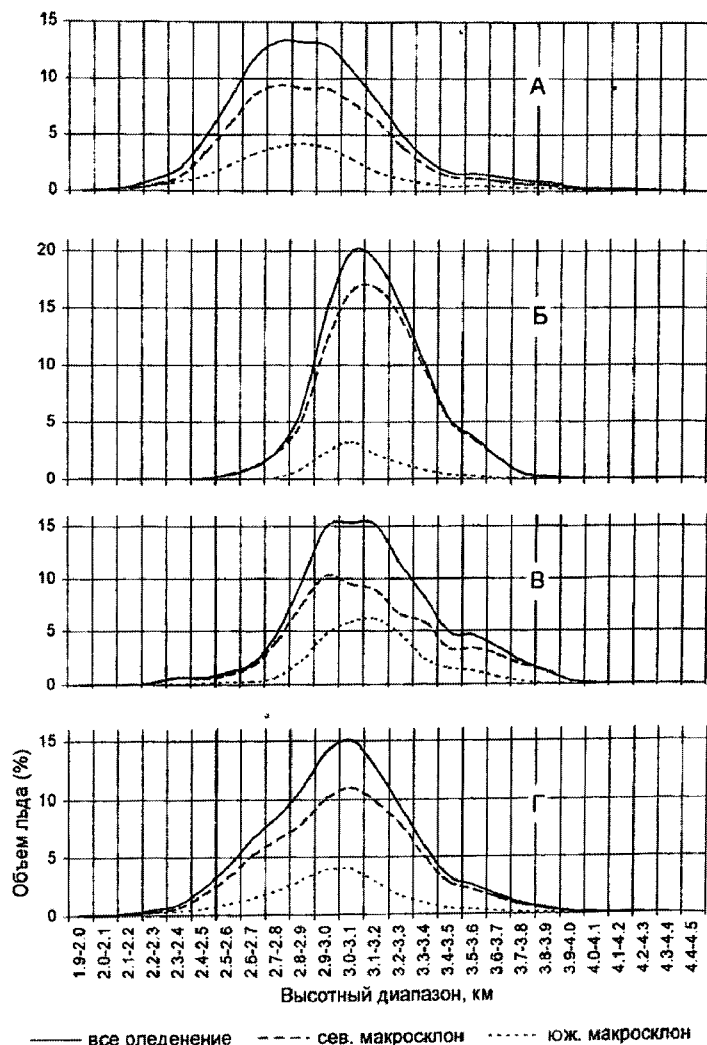


Рис. 213. Высотные распределения объемов льда в ледниках Центрального Алтая (Г) и его главных хребтах: А - Катунский; Б - Южно-Чуйский; В - Северо-Чуйский

му оледенению. Постмаксимальная эволюция позднеплейстоценового оледенения выражается в ритмичном его сокращении и запечатлена в серии конечно-моренных комплексов. В ряду восьми стадийных конечных морен, выделяемых на Алтае, наибольшее распространение нашли морены последней стадии, названные моренами XVII-XIX вв. Морены этой стадии отмечены у ледников практически всех морфологических типов (за исключением висячих и плосковершинных), на склонах разной экспозиции на всей территории Алтая.

Эти морены сформированы во время последнего значительного похолодания в Северном полушарии, называемого Малой ледниковой эпохой или Малым ледниковым периодом. Внутри Малого ледникового периода выделяют несколько пиков похолодания - осцилляций второй половины XVII, второй половины XVIII в., начала, середины и конца XIX в.

Наибольшей общности современный процесс деградации затронул ледники Алтая в начале 1850-х гг. Этот рубеж и принят в качестве перехода ледников к общему процессу сокраще-

ния. Размеры ледников в этот период зафиксированы хорошо выраженной в ландшафте и на АФС конечной моренной, что и позволило по аэроснимкам уверенно оценить бывшие размеры большинства ледников Алтая. По этой оценке общая площадь оледенения Центрального Алтая в середине XIX в. составляла 824 км².

Проблема климатических изменений приобрела глобальный характер в семидесятых годах прошлого века. Прогностические оценки этих изменений и их вероятностные последствия для жизни на Земле характеризуются как неутешительные. Предполагается, что к концу текущего столетия концентрация парниковых газов в атмосфере увеличится вдвое, обусловив темпы повышения температуры в 0,2–0,4 °С в десятилетие. Согласно этим климатическим моделям, к 2100 г. глобальная температура повысится на 1,4–5,8 °С.

На основе полученных зависимостей (1) – (4) по реконструированной площади оледенения рассчитаны запасы льда в середине XIX в. Так же были вычислены объемы льда, аккумулярованного в ледниках на начало 50-х гг. XX в. (см. табл. 28). По оценкам С.А. Никитина, площадь оледенения Русского Алтая в середине XIX в. составляла 1041,1 км², в ледниках было законсервировано 52,59 км³ льда. К 2003 г. оледенение сократилось на 21,7 %, ледники потеряли 22,4 % объема. Среднегодовое сокращение площади составляет 1,62 км², а убыль объема льда – 0,077 км³. Анализ относительных потерь площади и объема оледенения разных хребтов показал, что в хребтах с большей долей долинных и карово-долинных ледников изменения параметров оледенения меньше, чем в

периферийных хребтах с преобладающими малыми формами – каровыми, карово-висячими и висячими.

Предполагаемые изменения климатических параметров имеют широкий диапазон значений, но во всех сценариях прогнозируется рост температуры воздуха. При расчете возможных изменений оледенения Алтая С.А. Никитиным рассмотрены гипотетические изменения климата в виде 16 сочетаний температур и осадков. При этом им предполагались изменения температуры на 0, 1, 2 и 3 °С и осадков на –50, 0, 50 и 100 %. Время приспособления оледенения к измененным климатическим условиям не анализировалось.

Суммарные результаты расчетов для трех рассмотренных бассейнов и горного узла Белухи представлены в табл. 29. Наиболее благоприятным для существования оледенения является вариант при неизменной температуре и увеличении осадков вдвое. При этом в бассейне верхней Катунь граница питания опустится на 890 м, что приведет почти к двукратному увеличению площади ледников. Принадлежащие к этому бассейну ледники западной части Катунского хребта увеличат свой объем в 2,1 раза, а ледники центральной части – в 2,25 раза.

В самом неблагоприятном варианте (температура возрастает на 3 °С, а осадки уменьшаются вдвое) в бассейне верхней Катунь граница питания поднимется на 950 м, в разных хребтах бассейна Аргута – на 710–950 м, а в бассейне Чуи – на 710–850 м. При этом максимально (на 98,2 %) сократятся объемы льда в бассейне Аргута. Почти такому же (на 97,8 %) сокращению подвергнется оледенение бассейна Чуи. В бассейне верхней Катунь объемы

**Относительные изменения объемов оледенения (%) при разных сочетаниях
средней летней температуры воздуха и годовых сумм осадков**

| Район | Изменение температуры, °С | Изменение осадков | | | |
|------------------------|---------------------------|-------------------|-------|-------|-------|
| | | - 50 % | 0 % | 50 % | 100 % |
| Изменение объемов, % | | | | | |
| Центр. Алтай | 0 | 38,8 | 100,0 | 163,2 | 207,4 |
| | + 1 | 19,8 | 57,9 | 129,3 | 183,4 |
| | +2 | 8,9 | 31,6 | 87,1 | 149,1 |
| | +3 | 3,8 | 17,0 | 57,6 | 118,9 |
| Бассейн Чуи | 0 | 50,9 | 100,0 | 142,1 | 176,4 |
| | + 1 | 24,9 | 62,1 | 109,0 | 151,7 |
| | +2 | 9,7 | 31,3 | 69,6 | 115,2 |
| | +3 | 2,2 | 15,2 | 43,9 | 87,5 |
| Бассейн Аргута | 0 | 32,7 | 100,0 | 182,9 | 234,2 |
| | + 1 | 14,2 | 53,8 | 139,4 | 204,8 |
| | +2 | 4,6 | 27,7 | 88,8 | 167,9 |
| | +3 | 1,8 | 13,2 | 55,2 | 123,5 |
| Бассейн верхней Катунь | 0 | 28,7 | 100,0 | 169,0 | 218,9 |
| | + 1 | 19,8 | 57,3 | 147,0 | 203,2 |
| | + 2 | 13,6 | 37,5 | 112,0 | 176,0 |
| | +3 | 8,9 | 25,2 | 82,2 | 161,6 |
| Ледники Белухи | 0 | 48,7 | 100,0 | 161,2 | 212,8 |
| | + 1 | 36,7 | 77,2 | 136,1 | 196,7 |
| | +2 | 25,9 | 56,9 | 111,5 | 176,3 |
| | +3 | 17,7 | 44,8 | 93,0 | 152,2 |

уменьшатся на 91 %. При этом полностью исчезнет оледенение западной части Катунского хребта. Оставшиеся ледники будут принадлежать склонам массива Белуха. В семи самых крупных ледниках этого ледникового центра останется 17,7 % первоначального объема льда.

В целом при самом благоприятном варианте (увеличение осадков вдвое при неизменной температуре) оледене-

ние Центрального Алтая может увеличить свой объем на 207 %. При худшем варианте в ледниках Центрального Алтая остается всего 3,8 % от нынешнего объема. Судя по существующему в настоящее время распределению запасов льда, наибольший из оставшегося объема льда будет содержаться в самых высоких частях трех ледниковых центров: Белухи, Биш-Иирду и Талдуринско-Аккольского.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В общей проблеме древнего горного оледенения вполне определенно выделяются две части, каждая из которых охватывает особый комплекс вопросов и может иметь значение самостоятельного направления научного исследования: 1) реконструкция масштабов бывшего оледенения с целью выявления роли ледников и взаимосвязанных с ними процессов в формировании морфоскульптуры горной страны; 2) изучение закономерностей динамики оледенения, в особенности позднеплейстоцен-голоценового, с целью выявления связей современного состояния природной среды с ее прошлым и прогноза возможных природных обстановок в будущем.

По первой части проблемы, нашедшей наиболее полное отражение в предыдущих палеогляциологических исследованиях Алтая, автором рассмотрены главным образом те вопросы, которые не затрагивались предшественниками (гляциодинамическая информативность следов древнего оледенения) или не получили удовлетворительной разработки (происхождение высоких аккумулятивных террас в горных долинах Алтая, формирование и распространение флювиогляциальных террас, размеры и морфология среднеплейстоценовых ледниковых систем, критерии реконструкции позднеплейстоценового оледенения). Решение этих вопросов опирается на материалы многолетних исследований ледниково-аккумулятивных форм (их строение, сохранность, территориальное размещение и соотношение с флювиогляциальными образованиями) в различных районах Алтае-Саянской горной области, в том числе в поясе современного оледенения и ледникового предполья. Этот высотный пояс обеспечивает выявление основных закономерностей гляциального морфолитогенеза на примере деятельности разных типов современных горных ледников в широком спектре условий их существования, а предполье ледников является своеобразным эталоном гляцигенной морфоскульптуры при ретроспективном анализе гляциоморфологических процессов.

Вторая часть проблемы в исследованиях предшественников ограничивалась в основном выделением границ максимума для наиболее крупных гляциальных циклов, и лишь в отдельных работах [Варданянц, 1938; Ивановский, 1967, 1972] даны схемы регрессивной фазы последнего оледенения. Однако эти схемы лишены критериев пространственной корреляции стадий деградации ледников и, таким образом, не отражают общих закономерностей постмаксимального этапа гляциального процесса. Этим кардинальным вопросам второй части проблемы древнего горного оледенения уделяется особое внимание в исследованиях автора. Наиболее полно разработана схема постмаксимальной эволюции поздне-неоплейстоценового оледенения. В результате анализа синхронных климато-обусловленных изменений высоты верхней границы леса и колебаний размеров ледников в XVII–XX вв. выявлена определяющая роль термической составляющей климата в стадийной депрессии снеговой границы и установлена количественная общность стадийных изменений последней на территории Алтая. Для пространственно-хронологических корреляций стадийных конечно-моренных комплексов привлечены количественные характеристики депрессии снеговой границы – основного палеогляциоклиматического показателя. Реконструкции размеров ряда опорных ледников для раннеголоценового времени контролируются балансовыми расчетами.

При недостатке данных аналитических методов такой подход к изучению древнего оледенения обеспечивает удовлетворительное решение проблемы динамики горных ледников и применим не только для Алтая, а приобретает значение общей методологической основы палеогляциологических исследований для внутриконтинентальных горно-ледниковых областей умеренного пояса Евразии.

Основные выводы работы:

1. Максимальных размеров оледенение Алтая достигало в среднем неоплейстоцене и обеспечивалось депрессией снеговой границы не менее 1200 м. Движение льда контролировалось долинами. В межгорных котловинах формировались мощные ледоемы; они связывали смежные центры оледенения и усложняли морфологию горно-долинных ледниковых систем.

Пространственные различия морфологии оледенения определялись интенсивностью расчленения территории. В бассейне Катунь сочетание высоких хребтов с разделяющими их глубокими долинами определяло преобладание сложных горно-долинных ледников с четкими границами бассейнов. Только на плато Укок можно реконструировать для максимума оледенения ледниковую шапку с выводными ледниками в нескольких направлениях. В бассейне Бии, особенно в верховьях Чулышмана и его правых притоков, менее расчлененный рельеф основных горных массивов обеспечивал развитие ледниковых шапок, ледоемов, перетекание льда из одного горно-долинного бассейна в другой, широкое растекание льда на уплощенных междуречьях и большую заснеженность склонов водоразделов, т.е. формирование в целом оледенения типа ледникового чехла [Герасимов, 1964].

По долинам Бии и Катуня в среднем неоплейстоцене ледники выходили к подножию гор. В постмаксимальной эволюции их установлены признаки неравномерных темпов сокращения и неоднократных подвижек, отраженных, в частности, в морфологии камовых террас.

Имеющиеся в настоящее время материалы не позволяют дать определенного заключения о том, сохранялись ли ледники в конце среднего – первой половине позднего неоплейстоцена хотя бы в наиболее высоких хребтах Алтая. Вместе с тем по геоморфологическим признакам даже в высокогорье вполне определенно выявляется продолжительный период флювиальной переработки средне-неоплейстоценовых ледниковых отложений.

2. Поздненеоплейстоценовое оледенение, в максимум которого депрессия снеговой границы составляла 800–850 м, значительно уступало средне-неоплейстоценовому по площади, отличалось от него меньшей сложностью ледниковых систем и большей дифференцированностью центров оледенения.

Установлено, что на сниженных периферийных хребтах северо-западной половины Алтая формировались локальные центры, в которых преобладали простые формы оледенения. В более высокой юго-восточной половине Алтая в продольных долинах и межгорных котловинах происходило слияние части ледников смежных хребтов, в связи с чем выделение здесь некоторых центров возможно лишь условно. В наиболее крупных из них – Южно-Алтайском и Чулышманском – оледенение достигало сетчатого типа.

3. В эволюции поздненеоплейстоценового оледенения выделены два основных цикла – мегастадиала. В конце разделяющего их интермегастадиала климатические условия были более суровыми, чем в настоящее время, а длина ледников в 2–3 раза превышала современную.

Наибольших размеров поздненеоплейстоценовое оледенение достигало в 1-м мегастадиале. Его максимум завершился не позднее 32 ± 4 тыс. лет назад. По геоморфологическим признакам (конечно-моренным комплексам) в регрессивной фазе оледенения 1-го мегастадиала выделяются две постмаксимальные подвижки ледников (около 36 и 30 тыс. лет назад). В долине Чаган-Узуна реконструируется еще одна подвижка около 26 тыс. лет назад. Пространственная корреляция ледниковых подвижек, фиксированных гомотаксальными конечными моренами, обоснована расчетами депрессии снеговой границы. Разброс полученных значений последней в пределах 10 % от среднего свидетельствует, что изменения размеров ледников были обусловлены единой климатической причиной, в разных частях Алтая климатические флуктуации были близкими по амплитуде и, вероятно, синхронными.

4. По расчетам для основных центров современного оледенения в максимум 2-го поздненеоплейстоценового мегастадиала депрессия снеговой границы составляла 610–660 м. Этой величине депрессии соответствует восьмой (от ледников) конечно-моренный комплекс. Имеющимися радиоуглеродными датами подтверждается установленная А.В. Шнитниковым (1957) продолжительность стадийных ритмов (1800–1900 лет) регрессивной фазы 2-го мегастадиала и его

максимум около 13 тыс. лет назад. Выявлено, что основной причиной снижения высоты снеговой границы и обусловленного этим увеличения оледенения было понижение летних температур воздуха; количество атмосферных осадков оставалось примерно равным современному или было даже несколько меньше, но понижение температуры воздуха сопровождалось увеличением в годовых суммах доли твердых атмосферных осадков на тех же высотных уровнях.

5. В долинах с современным оледенением установлено семь постмаксимальных стадияльных конечно-моренных комплексов. Близкие значения депрессии снеговой границы для гомотаксальных стадий ледников различных морфологических типов, различной экспозиции и в разных частях Алтая свидетельствуют об общности и сравнимых масштабах стадияльных климатических изменений в пределах всей горной области. Общность стадияльной динамики наиболее убедительно подтверждается наличием у подавляющего большинства ледников (за исключением висячих и плосковершинных) конечно-моренного комплекса, датированного XVII–XIX вв.

6. Современная регрессивная фаза оледенения Алтая началась в первой половине XIX в. Деградация ледников характеризуется неравномерными темпами отступления, осложнена кратковременными остановками и осцилляционными подвижками. У разных ледников количество осцилляционных морен не одинаково, что свидетельствует об индивидуальных особенностях реакции ледников на кратковременные флуктуации климата. Средние темпы отступления и сокращения ледников уменьшаются с увеличением абсолютных высот поверхности. За период современной регрессивной фазы площадь оледенения уменьшилась почти на 226 км², а объем потерянного льда составляет около 12 км³.

7. Сделана первая попытка сопоставления хронологии некоторых эпизодов в постмаксимальной динамике позднеплейстоценового оледенения Алтая и Карского ледникового щита, в результате чего подтверждена концепция метакронности [Герасимов, Марков, 1939], или местной индивидуальности [Марков, 1955], оледенений. Согласно современным схемам регрессивной фазы позднеплейстоценового оледенения основные эпизоды в эволюции Карского ледникового щита опережали ход ледниковых процессов на Алтае на 5–7 тыс. лет. С учетом такого фазового сдвига в постмаксимальной динамике оледенения гор и равнины рассмотрено развитие флювиальных процессов во внеледниковой части Западной Сибири.

Автор не претендует на исчерпывающее решение поднятых вопросов. Необходимы дальнейшие радиологические исследования для уточнения времени максимумов позднеплейстоценовых мегастадиалов и хронологии стадияльных изменений оледенения в регрессивной фазе. С накоплением новых хронологических данных появится возможность уточнения схемы меридиональной корреляции ледниковых и флювиальных процессов в Западной Сибири. Необходимо продолжение исследований с целью получения количественных характеристик климатических условий для различных этапов эволюции позднеплейстоценового оледенения. В связи с интенсификацией промышленного и сельскохозяйственного освоения горных территорий все очевиднее становится необходимость расширения на Алтае наблюдений за колебаниями ледников.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.В.* Исследование настоящих и древних ледников Кавказа // Сб. сведений о Кавказе. – Тифлис, 1871. – Т. I. С. 85–126.
- Адаменко О.М.* Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь // Тр./ Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1963. – Т. 22. – С. 150–164.
- Адаменко О.М., Девяткин Е.В., Стрелков С.А.* Алтай // Алтае-Саянская горная область. – М., 1969. – С. 54–120.
- Адаменко О.М.* Мезозой и кайнозой степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 167 с.
- Адаменко М.Ф., Сюбаев А.А.* Динамика климата на территории Горного Алтая в XX–XV вв. // Вопросы горной гляциологии. – Томск, 1977. – С. 196–202.
- Аксарин А.В.* О четвертичных отложениях Чуйской степи в Юго-Восточном Алтае // Вестн./ Зап.-Сиб. геол. трест. – 1937. – № 5. – С. 71–81.
- Ананьев Г.С.* О четвертичном оледенении Центрального Забайкалья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. – 1962. – № 4. – С. 27–33.
- Аполлов Б.А.* Учение о реках. – М.: Изд-во МГУ, 1963. – 423 с.
- Архангельский В.Л.* О вековом ходе температуры воздуха в Барнауле и в Нерчинском заводе // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. – 1963. – № 6. – С. 117–123.
- Архипов С.А.* Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. – М., 1973. – С. 7–20.
- Архипов С.А., Вотах М.Р.* История растительности в среднем и позднем вюрме и голоцене в долине Верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. – М., 1973. – С. 130–142.
- Архипов С.А., Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А.* Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. – М., 1973. – С. 21–33.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Гольберт А.В. и др.* Последнее оледенение в Нижнем Приобье. – Новосибирск: Наука, 1977. – 213 с.
- Астахов В.И.* Геологические доказательства центра плейстоценового оледенения на Карском шельфе // Докл. АН СССР. – 1976. – Т. 231, № 5. – С. 1178–1181.
- Астахов В.И.* Реконструкция Карского центра плейстоценового оледенения по древним моренам Западной Сибири // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1977. – Вып. 30. – С. 60–69.
- Астахов В.И.* Карский ледниковый центр в системе стока Западной Сибири // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. – Новосибирск, 1979. – С. 77–81.
- Баженов И.К.* Отчет о геологических исследованиях в районе Маинского медного месторождения // Изв./ Сиб. отд. Геол. комитета. – 1924. – Т. 4, вып. 1. – С. 3–23.
- Барышников Г.Я.* Морфология и рыхлые отложения долины реки Бия // Вопросы геоморфологии Алтайского края. – Л., 1976. – С. 14–17.
- Барышников Г.Я.* Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1992. – 180 с.
- Башенина Н.В.* О понятии «ледниковая экзарация» // Вести./ Мос. ун-т. – 1965. – № 1. – С. 58–62.

Башенина Н.В. Формирование современного рельефа земной поверхности. – М.: Высшая школа, 1967. – 388 с.

Богачкин Б.М. Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения Яломанской впадины (Горный Алтай) // Бюл./ МОИП. Отд. геол. – 1967. – Т. 42, № 4. – С. 95–110.

Богачкин Б.М., Раковец О.А. К вопросу о следах древнего оледенения в Курайской впадине (Горный Алтай) // Геоморфология. – 1971. – № 2. – С. 50–57.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. – М., 1980. – 20 с.

Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 132 с.

Бондарев Л.Г. Очерки по оледенению массива Ак-Шийряк. – Фрунзе, 1963. – 202 с.

Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. – СПб.: Гидрометиздат, 1992. – 248 с.

Борисов Б.А. Аллювиальные образования нижнего и среднего течения р. Бухтарма // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. – Л., 1960. – Вып. 33. – С. 199–206.

Борисов Б.А., Миляева А.С. О древних оледенениях в западной части Восточного Саяна // Изв./ Новосибир. отд. ГО СССР. – 1973. – Вып. 6. – С. 64–75.

Борисов Б.А., Минина Е.А. Ледниковые отложения Алтае-Саянской горной области // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. – Л., 1973. – С. 240–251.

Борисов Б.А., Минина Е.А. Ребристые и сетчато-ячеистые основные морены Восточного Памира и Горного Алтая // Геоморфология. – М., 1979. – № 2. – С. 69–74.

Борисов Б.А., Минина Е.А. Ребристые основные морены гор Южной Сибири и их значение для стратиграфии и палеогеографии плейстоцена // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. – М., 1980. – С. 21–24.

Бородавко П.С. Позднеплейстоценовые бассейны озерно-ледникового осадконакопления на территории Юго-Восточного Алтая // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1999. – Вып. 23. – С. 87–93.

Бородавко П.С. Эволюция Чуйско-Курайской лимносистемы в позднем неоплейстоцене.: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – Томск, 2003. – 22 с.

Боярская Т.Д., Хорев В.С. Климатические особенности плейстоцена Восточной Сибири // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М., 1969. – Сб. 1. – С. 80–89.

Боярская Т.Д., Свиточ А.А. Материалы к палеогеографии ледниковых эпох Горного Алтая // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М., 1973. – Сб. 4. – С. 92–99.

Боярская Т.Д., Чернюк А.В. Сопоставление растительности Приобского плато, предгорий и гор Юго-Восточного Алтая в позднем кайнозое // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М., 1976. – Сб. 6. – С. 130–136.

Бубличенко Н.Л. Происхождение Телецкого озера // Вестн./ Зап.-Сиб. геол. упр. – 1939. № 3. – С. 42–58.

Бульникова А.Я. Геологические исследования в Нижне-Казырском районе Минусинского округа в 1926 г. // Изв./ Сиб. отд. Геол. комитета. – 1929. – Т. 9, вып. 2. – С. 3–29.

Бурашников Т.А., Муратова М.В., Суетова Н.А. Палеотемпературы в эпоху максимума последнего оледенения на территории СССР // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 244, № 3. – С. 723–727.

Бутвиловский В.В. О следах катастрофических сбросов ледниково-подпрудных озер Восточного Алтая // Эволюция речных систем Алтайского края и вопросы практики: Тез. докл. к конф.– Барнаул, 1982. – С. 12–16.

Бутвиловский В.В. Катастрофические сбросы вод ледниково-подпрудных озер Юго-Восточного Алтая и их следы в рельефе // Геоморфология. – 1985. – № 1. – С. 65–74.

Бутвиловский В.В. Катастрофические прорывы и стоки приледниковых озер Юго-Восточного Алтая // Геология и геофизика. – 1986. – № 4. – С. 27–36.

Бутвиловский В.В. Доказательства катастрофических прорывов и стоков вод позднеледниковых озер Горного Алтая // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. – Вып. 17. – С. 21–32.

Бутвиловский В.В. Последнее оледенение Горного Алтая и обусловленные им катастрофические рельефообразующие процессы // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 154–160.

Бутвиловский В.В. Катастрофические и экстремальные природные явления и процессы в позднем плейстоцене и голоцене (на примере Горного Алтая) // Вопросы географии Сибири. – Томск: Изд-во Том ун-та, 1989. – Вып. 18. – С. 6–14.

Бутвиловский В.В. Озерные бассейны последней ледниковой эпохи. Диалектика развития и палеогеографические эффекты (на примере Алтая) // Природа и экономика Кузбасса. – Новокузнецк, 1989. – С. 66–70.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1993. – 253 с.

Варданянц Л.А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа // Изв. / ВГО. – 1938. – Т. 70, вып.3. – С. 386–406.

Варданянц Л.А. Вариационный закон отступления ледников // Изв./ ВГО. – 1945. – Т. 77, вып. 1. – С. 65–69.

Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геохронологии и гляциологии. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 614 с.

Великанов М.А. Динамика русловых потоков. – М.: ГИТТЛ, 1955. – Т. 2. – 323 с.

Великанов М.А. Русловой процесс. – М., 1958. – 104 с.

Величко А.А. Широтная асимметрия в состоянии природных компонентов ледниковых эпох в северном полушарии. - Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1960. – №5. – С. 5–23.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене – М.: Наука, 1973. – 254 с.

Величко А.А., Лебедева И.М. Опыт палеогляциологической реконструкции для Восточного Памира // Материалы гляциол. исслед.: Хронология, обсуждения. – М., 1974. – Вып. 23. – С. 109–116.

Величко А.А. Парагенезис криогенной (перигляциальной) зоны // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. – М., 1975. – С. 89–100.

Верещагин В.И. По Восточному Алтаю // Алтайский сб. – Барнаул, 1907. – Т. 6. – С. 1–101.

Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. – М.: Наука, 1987. – 248 с.

Виноградов Ю.Б. Гляциальные прорывные паводки и селевые потоки. – Л.: Гидрометиздат, 1977. – 156 с.

Виноградов Ю.Б. Этюды о селевых потоках. – Л.: Гидрометиздат, 1980. – 144 с.

Волков И.А. О субэаральных процессах в перигляциальной зоне Западной Сибири // V Все-союз. совещ. по изуч. краев. образований материков. оледенений. – Киев, 1976. – С. 73–74.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. – М.: Наука, 1977. – 236 с.

Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска (оперативно-информационный материал). – Новосибирск, 1978. – 89 с.

- Волков И.А., Гросвадъд М.Г., Троицкий С.Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1978. – № 4. – С. 25–35.
- Волков И.А. Климатические колебания четвертичного периода и этапность эволюции долин в южной части Западно-Сибирской равнины // История развития речных долин и проблемы мелиорации земель. – Новосибирск: Наука, 1979. – С. 55–60.
- Воронов П.С. Методика составления карт палеокриоизогипс и палеоизотерм Арктики и Антарктики для эпохи максимального четвертичного оледенения // Чтения памяти Л.С. Берга, VIII-XIV. – Л., 1968. – С. 81–92.
- Воскресенский С.С. Основные черты четвертичной истории юго-западного Прибайкалья // Ледниковый период на территории европейской части СССР и Сибири. – М., 1959. – С. 422–441.
- Воскресенский С.С., Воскресенский И.С. Максимальное оледенение горных сооружений Северо-Востока СССР // Рельеф и ландшафты. – М., 1977. – С. 73–85.
- Гапеева М.М. К вопросу о проявлении древней ледниковой деятельности на территории Байкало-Витимского нагорья // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия. – 1956. – Вып. I. – С. 129–145.
- Гейблер Ф.В. Замечания о Катунских горах, составляющих высочайший хребет в Русском Алтае: Пер. Моисеева // Горн. журнал. – 1836. – Ч. 2, кн. 6. – С. 408–439.
- Гельмерсен Г.П. Телецкое озеро и телеуты Восточного Алтая // Горн. журнал. – 1840. – Ч. I, кн. 1–3. – С. 41–61.
- Герасимов В.А. О следах древнего оледенения в Заилийском Алатау // Гляциол. исслед. в период МГГ. Заилийский и Джунгарский Алатау. – Алма-Ата, 1961. – С. 150–167.
- Герасимов В.А. Динамика ледников Заилийского Алатау в дочетвертичное время // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – 1964. – Вып. 9. – С. 102–106.
- Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология. – М.: Учпедгиз, 1939. – 364 с.
- Герасимов И.П. Палеогеографический парадокс Памира // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1964. – № 3. – С. 4–13.
- Герасимов И.П. Современное состояние учения о ледниковом периоде и его роль в исследованиях четвертичного периода (антропогена) на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1961. – № 4. – С. 3–9.
- Глазовский А.Ф., Епифанов В.П., Юрьев Р.В. Реологические характеристики льда и их влияние на динамику Антарктического ледникового покрова // Материалы МГИ. – М., 2008. – Вып. 105. – С. 17–28.
- Глазырин Г.Е., Ступин В.В. Сопоставление верхней границы леса и фирновой линии в горах юго-западного Таджикистана // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1977. – Вып. 30. – С. 193–198.
- Гляциологический словарь. – Л.: Гидрометиздат, 1984. – 528 с.
- Голубев Г.Н. Особенности прорывов ледниково-подпрудных озер равнинных типов. – М.: МГИ, 1974. – Вып. 24. – С. 155–163.
- Гончаров В.Н. Движение наносов в равномерном потоке. – Л.;М.: ОНТП, 1938. – 174 с.
- Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. – Л.: Гидрометиздат, 1962. – 374 с.
- Гранэ И.Г. О ледниковом периоде в Русском Алтае // Изв./ Зап.-Сиб. отд. РГО. – 1915. – Т. 3, вып. 1–2. – С. 1–59.
- Гричук В.П. Палеогеография Северной Европы в позднем плейстоцене // Последний европейский ледниковый покров. – М., 1965. – С. 166–175.

Гричук В.П., Чеботарева Н.С., Фаустова М.А. Реконструкция ледникового покрова и растительности Европы в позднем плейстоцене (20000-10000 лет назад) // XXIII Междунар. геогр. конгресс. Секц. 1: Геоморфология и палеогеография. – М., 1976. – С. 318–322.

Гришанин К.В. Устойчивость русел рек и каналов. – Л.: Гидрометиздат, 1974. – 144 с.

Гросвальд М.Г. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. – М.: Наука, 1965. – 166 с.

Гросвальд М.Г., Серебрянный Л.Р. География материкового оледенения севера Европы в верхнем плейстоцене // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1970. – Вып. 17. – С. 223–231.

Гросвальд М.Г., Чернова Л.П. О движении границ питания ледников Европейской Арктики в плейстоцене // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1972. – Вып. 19. – С. 112–117.

Гросвальд М.Г. О вероятной роли катастрофических разливов ледников (серджей) в разрастании и деградации ледниковых покровов прошлого // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1974. – Вып. 24. – С. 164–169.

Гросвальд М.Г., Лавров А.С., Потапенко Л.М. Ледниковая стадия мархида-вельт: двойной сердж Баренцова ледникового щита? // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1974. – Вып. 24. – С. 173–191.

Гросвальд М.Г. Последний Евроазиатский ледниковый покров // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1977. – Вып. 30. – С. 45–60.

Гросвальд М.Г., Хьюз Т., Дентон Дж.Х. Серджи древнеледниковых покровов: их механизм и воздействие на природную среду // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1978. – Вып. 2. – С. 170–184.

Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. – М., 1987. – С. 152–170.

Гурулев С.А. О возрасте четвертичного оледенения в Северном Прибайкалье // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол. – 1959. – Вып. 2. – С. 175–186.

Дайсон Джеймс Л. В мире льда. – Л.: Гидрометиздат, 1966. – 232 с.

Девяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П., Чумаков И.С. О так называемых ледомах Алтая // Бюл./ МОИП Отд. геол. – 1961. – Вып. 3. – С. 132–135.

Девяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П., Чумаков И.С. Еще о ледомах Алтая // Тр. / Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1963. – Т. 22. – С. 64–75.

Девяткин Е.В. Эоплейстоцен Юго-Восточного Алтая // Тр. / Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1963. – Т. 22. – С. 32–63.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция): Автореф. дис. ... д-ра. геол.-минерал. наук. – М., 1978. – 34 с.

Девяткин Е.В. Проблема аридов и плювиалов Внутренней Азии // Четвертичная геология и геоморфология. Дистанционное зондирование. – М., 1980. – С. 35–39.

Девяткин Е.В. Кайнозой Внутренней Азии. – М.: Наука, 1981. – 196 с.

Де-Геннинг-Михелис Е. В северной Монголии // Изв. / Вост.-Сиб. отд. РГО. – 1898. – Т. 29, № 3. – С. 151–190.

Дж. и К. Имбри. Тайны ледниковых эпох: Пер. с англ. – М.: Прогресс, 1988. – 264 с.

Дж. Ричмонд и др. Кордильерский ледниковый период северных Скалистых гор и четвертичная история Колумбийского плато // Науки о Земле. Четвертичный период в США. – М.: Мир, 1968. – Т. 1. – С. 286-304.

Диденко-Кислицына Л.К. О количестве и возрасте оледенений Джунгарского Алатау // Гляциол. исслед. в Казахстане. – Алма-Ата, 1965. – Вып. 5. – С. 137-158.

Донченко Е.Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время // Гляциология Алтая. – 1962. – Вып. 2. – С. 146-172.

Дубинкин С.Ф. Новые данные о майминской «морене» Горного Алтая // Сов. геология. – 1961. – № 4. – С. 133-137.

Дубинкин С.Ф., Адаменко О.М. Спускались ли четвертичные ледники Горного Алтая в районы его предгорий? // Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск, 1968. – С. 65-72.

Думитрашко Н.В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области // Тр. / Ин-т геогр. АН СССР. – 1952. – Т. 55. – 190 с.

Думитрашко Н.В., Милановский Б.Е. Древнее оледенение (Кавказа) // Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. – М., 1977. – С. 26-34.

Душкин М.А. Аккумуляция, абляция и баланс массы льда и снега ледника Малый Актру // Гляциология Алтая. – 1978. – Вып. 12. – С. 59-68.

Душкин М.А. Вещественный баланс ледника Малый Актру // Гляциология Алтая. – 1978. – Вып. 14. – С. 91-101.

Егоров А.С. Геологическое строение Уймонского района в Центральном Алтае // Материалы по геол. Зап.-Сиб. края. – Томск, 1937. – Вып. 40. – С. 1-41.

Емельянов Н.Д. Верхнечикойский район Забайкальской области: Предварит. отчет об организации и исполн. работ по исслед. почв России. – СПб., 1914. – С. 57-58.

Епифанов В.П. Реологические особенности антарктического льда // МГИ. – 2007. – Вып. 103. – С. 96-106.

Ерофеев В.С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. – Алма-Ата: Наука, 1969. – 167 с.

Ефимцев Н.А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая // Тр./ ГИН АН СССР. – 1961. – Вып. 6. – 164 с.

Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюл./ Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1964. – № 29. – С. 115-131.

Ефимцев Н.А. О новейших региональных прогибаниях горных областей (на примере Горного Алтая) // Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1968. – С. 54-64.

Живаго А.В. Опыт применения шлихового метода при геоморфологическом анализе долины р.Бии (Алтай) // Тр./ Ин-т географии АН СССР. – 1948. – Вып. 39. – С. 82-110.

Забиров Р.Д. Оледенение Памира. – М.: Географиздат, 1955. – 372 с.

Закржевский Р.М. Краткое топографическое описание пути между Катон-Карагем и Кош-Агачем через Алтайские горы // Зап./ Зап.-Сиб. отд. РГО. – 1894. – Кн. 17, вып. I. – С. 1-20.

Заморуев В.В. О последнем оледенении верховьев рек Катунь и Белой Берели (Центральный Алтай) // Информ. сб. ВСЕГЕИ. – 1962. – № 52. – С. 69-83.

Заморуев В.В. Основные проблемы древнего оледенения Забайкалья // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. – Чита, 1966. – Вып. 1 (3). – С. 163-165.

Заморуев В.В. Некоторые вопросы палеогляциологии Забайкалья в эпоху позднечетвертичного оледенения // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1967. – № 6. – С. 76-82.

- Заморцев В.В.* О характере и возрасте четвертичного оледенения гор Южного Забайкалья и Прибайкалья // Хронология ледникового века. – Л., 1971. – С. 92–101.
- Захаров А.К.* Айское озеро, его происхождение и возможные источники питания // Вопросы геоморфологии Алтайского края. – Л., 1976. – С. 34–37.
- Земцов А.А.* Ледниковый рельеф области зырянского оледенения на северо-востоке Западной Сибири // Гляциология Алтая. – 1964. – Вып. 3. – С. 182–206.
- Земцов А.А.* Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная части). – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1976. – 344 с.
- Зимы нашей планеты* / Под ред. Г. Джона. – М.: Мир, 1982. – 334 с.
- Золотарев А.Г.* Следы древнего оледенения в бассейнах рек Малая Кункудери и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья) // Материалы по геол. и полезн. ископаемым Восточной Сибири. – Иркутск, 1958. – Вып. 3 (24). – С. 30–41.
- Зольников И.Д., Мистрюков А.А.* Четвертичные отложения и рельеф долины Чуи и Катуня. – Новосибирск, 2008. – 181 с.
- Зубаков В.А.* Хронология климатических колебаний плейстоцена в Западной Сибири // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. – М., 1975. – С. 101–113.
- Зубаков В.А., Борзенкова И.И.* Палеоклиматы позднего кайнозоя. – Л.: Гидрометиздат, 1983. – 216 с.
- Иванов Н.И.* Некоторые особенности распределения снежного покрова на северном склоне горного узла Биш-Иирду // Гляциология Алтая. – 1965. – Вып. 4. – С. 199–224.
- Ивановский Л.Н.* Ступенчатые кары и их значение для расчленения верхнечетвертичных отложений на Алтае // Вопросы географии Сибири. – 1962а. – Вып. 4. – С. 41–49.
- Ивановский Л.Н.* Материалы по геоморфологии ступенчатых каров Юго-Восточного Алтая // Гляциология Алтая. – 1962б. – Вып. 1. – С. 111–133.
- Ивановский Л.Н.* О морфологии конечно-моренных образований Алтая // Гляциология Алтая. – 1962в. – Вып. 2. – С. 37–58.
- Ивановский Л.Н.* О сопоставлении конечных морен последнего оледенения на Алтае // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1965. – Вып. 11. – С. 66–70.
- Ивановский Л.Н.* Распространение, морфология и происхождение каров Алтая // Сибирский геогр. сборник. – Л., 1965. – Вып. 4. – С. 152–198.
- Ивановский Л.Н.* Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. – Л.: Наука, 1967. – 262 с.
- Ивановский Л.Н., Тимофеев Д.А.* Основные черты строения и развития рельефа и древнего оледенения гор Сибири и Дальнего Востока // Докл./ Ин-т геогр. Сибири и Дальнего Востока. – 1969. – Вып. 22. – С. 3–14.
- Ивановский Л.Н., Панычев В.А.* Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников Актуру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. – Иркутск, 1978. – С. 127–138.
- Игнатов П.Г.* Исследование Телецкого озера на Алтае летом 1901 г. // Изв./ РГО. – 1902. – Вып. 2. – С. 171–205.
- Ильичев В.А., Куликов О.А., Фаустов С.С.* Новые данные палеомагнитных и термомлюминесцентных исследований отложений разреза Чаган (Горный Алтай) // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. – Л., 1973. – С. 252–257.
- Калугина Л.В., Рюмин А.К.* Палинологические исследования на ледниках Парах и Абрамова // Метод. вопросы палинологии. – М., 1973. – С. 94–100.

- Калугина Л.В., Малаховский Д.Б., Макеев В.М., Сафронова И.Н.* Некоторые результаты палинологических исследований на архипелаге Северная Земля в связи с вопросом о переносе пыльцы и спор в высокоширотной Арктике // Изв. / ВГО. – 1979. – Т. 3, вып. 4. – С. 330–333.
- Калесник С.В.* Очерки гляциологии. – М.: Географгиз, 1963. – 550 с.
- Калецкая М.С.* Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая // Тр./ Ин-т географии АН СССР. – 1948. – Вып. 39. – С. 71–81.
- Каплин П.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А. и др.* Некоторые результаты изучения и корреляции плейстоценовых отложений с привлечением палеомагнитных данных и радиоуглеродных датировок // Хронология ледникового века. – Л., 1971. – С. 101.
- Карташова Г.Г., Трошкина Е.С.* Результаты палинологического изучения ледников Кавказа // Метод. вопросы палинологии. – М., 1973. – С. 101–105.
- Каталог ледников СССР.* – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – Т. 15, вып. 1, ч. 6 – 60 с.; 1977. – Т.15, вып. 1, ч. 5. – 46 с.; 1978. – Т. 15, вып. 1, ч. 4. – 80 с.
- Кинд Н.В.* Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена. – М., 1975. – С. 124–132.
- Кирова Т.В.* О четвертичных тектонических разрывах в Рудном Алтае // Материалы ВСЕГЕИ. – 1956. – Вып. 8. – С. 300–304.
- Клеменц Д.А.* Сведения об экспедиции Д.А. Клеменца по Монголии 1894 г. // Изв. / Вост. отдел РГО. – 1894. – Вып. 25, № 2-3. – 134 с.
- Климанов В.А.* Характеристики климата на территории СССР около 10500 лет назад // Ледники и климат. – Томск, 1987. – 192 с.
- Ковалев П.В.* Основные вопросы древнего оледенения Кавказа // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1965. Вып. 11. – С. 71–75.
- Ковалев П.В.* Закономерности развития оледенения на территории Большого Кавказа. – М., 1966. – 92 с.
- Кожевников А.В., Савин В.В., Уфлянд А.К.* История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое // Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. – М., 1970. – С. 151–169.
- Комаров В.Д.* Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол // Изв. /РГО. – 1906. – Т. 41, вып. 1. – С. 23–154.
- Коржуев С.С., Корина Н.А.* Последнее оледенение Западного Хангая (МНР) и особенности его дегляциации // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1982. – № 2. – С. 106–114.
- Корина Н.А., Мальгина Е.А., Чичагов В.П.* К вопросу о количестве оледенений Хангайских гор в Монголии // Докл. АН СССР. – 1974. – Т. 218, № 3. – С. 661–664.
- Корнутова Е.И.* О древнем оледенении гор юга Забайкалья // Проблемы четвертичного оледенения Сибири и Дальнего Востока // Тр./ ВСЕГЕИ. Нов. серия. – 1961. – Т. 64. – С. 37–42.
- Коротун И.Н.* Реконструкция позднеплейстоценовых и голоценовых ледников в бассейне реки Баксан (Кавказ) // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1974. – Вып. 23. – С. 123–130.
- Котляков В.М.* Мы живем в ледниковый период? – Л.: Гидрометиздат, 1966. – 234 с.
- Котляков В.М., Лориус К.* Глобальные изменения за последний ледниково–межледниковый цикл // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1992. – №1.
- Котульский В.К.* Геологические исследования в Баргузинском округе // Геологические исслед. в золотоносн. обл. Сибири. Ленский район. – 1915. – Вып. 2. – С. 20–59.

- Кренке А.Н., Федорова Р.В.* Пыльца и споры на поверхности ледников Земли Франца Иосифа // *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения.* – М., 1961. – Вып. 2. – С. 57–60.
- Кренке А.Н., Чернова Л.Л.* Ледниковые системы Северо-Востока СССР // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* – 1980. – № 1. – С. 17–33.
- Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. – Л.: Гидрометиздат, 1982. – 288 с.
- Кривчиков А.В., Барышников Г.Я.* Роль ледниковой деятельности в формировании редкометалльных и золотоносных россыпей в бассейне р. Клык (Горный Алтай) // *Вопросы геоморфологии Алтайского края.* – Л., 1976. – С. 18–19.
- Кропоткин П.А.* Общий очерк орографии Восточной Сибири // *Зап./ РГО по общей геогр.* – 1875. – Т. 5. – С. 1–91.
- Кузнецов Ю.А.* Геологическое строение центральной части Горного Алтая. – Томск: Изд-во Зап.-Сиб. геол. упр., 1939. – 92 с. (Материалы по геол. Зап. Сибири. № 41).
- Кузьмин А.М.* Материалы к расчленению ледникового периода в Кузнецко-Алтайской области. – Томск, 1929. – 62 с. (Изв. / Зап.-Сиб. отдел геол. ком. Т. 8, вып. 2).
- Куцбах Дж.Е.* Климат. Моделирование палеоклиматов // *Динамика климата.* – Л., 1988.
- Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. – М.: Наука, 1976. – 234 с.
- Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К.* Ледовый тип седименто- и литогенеза. – М.: Прогресс, 1980. – 274 с.
- Ладохин Н.П.* К вопросу о древнем оледенении Прибайкалья // *Тр./ Вост.-Сиб. геол. ин-т. Сер. геол.* – 1959. – Вып. 2. – С. 153–173.
- Ламакин В.В.* Прошлое рельефообразование в Тункинском Прибайкалье // *Землеведение.* – 1935. – Т. 37, вып. 1. – С. 1–26.
- Лебедева И.М.* Роль испарения в деградации последнего древнего оледенения Памира // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* – 1977. – № 1. – С. 71–79.
- Лискун И.Г.* Вещественный состав и условия образования отложений башкаусской свиты долины р. Кубадру // *Тр./ Комис. по изуч. четвертич. периода.* – 1963. – Т. 22. – С. 16–87.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // *Тр./ Всесоюз. аэрогеол. трест.* – 1958. – Вып. 4. – С. 79–91.
- Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А.* О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае // *Материалы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода.* – М., 1961. – Т. 3. – С. 229–237.
- Лэмб Г.Г.* Влияние атмосферы и океанов на изменения климата и развитие материкового оледенения: Пер. В.Я.Барласа // *Проблемы палеоклиматологии.* – М., 1968. – С. 200–215.
- Макарова Н.В., Суханова Т.В.* Геоморфология: Учеб. пособие. – М.: КДУ, 2007. – 414 с.
- Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В.* Экспериментальная геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, 1961. – 196 с.
- Маккавеев Н.И., Чалов Р.С.* Русловые процессы. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 264 с.
- Максимов Е.В.* Проблемы оледенения Земли и ритмы в природе. – Л.: Наука, 1972. – 296 с.
- Малолетко А.М., Сеньков Б.А., Чеха В.П.* Происхождение Айского озера (Алтай) // *Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса.* – Бийск, 1970. – С. 43–47.
- Малолетко А.М.* Некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений верхнего Приобья в свете «абсолютных» датировок // *Хронология ледникового века.* – Л., 1971. – С. 113–117.
- Малолетко А.М.* О происхождении Майминского вала (Алтай). – *Вопросы географии Сибири.* – Томск, 1980. – Вып. 13. – С. 92–98.

- Малолетко А.М.* Озеро Ая и его окрестности. – Томск, 2008. – 103 с.
- Маринов Н.А.* Древнее оледенение Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1954. – № 6. – С. 28–40.
- Марков К.К.* Палеогеография. – М.: Географгиз, 1951. – 276 с.
- Марков К.К.* Очерки по географии четвертичного периода. – М.: Географгиз, 1955. – 346 с.
- Махачек Ф.* Рельеф Земли. – М.: Изд-во иностр. лит., 1961. – Т. 2. – 703 с.
- Мейер М.* Ледники и климат // Четвертичный период в США. – М., 1968. – Т. 1. – С. 560–576.
- Милановский Е.Е.* Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа // Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. – М., 1966. – С. 5–49.
- Минина Е.А.* О ореднеплейстоценовых оледенениях Южного Алтая // Вестн./ Ленингр. ун-т. Геология, география. – 1971. – № 6, вып. 1. – С. 115–125.
- Михайлова Н.А.* Перенос твердых частиц турбулентными потоками воды. – Л.: Гидрометиздат, 1966. – 232 с.
- Миханков Ю.М.* Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеографические условия юго-восточной части Западно-Сибирской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Л., 1961. – 220 с.
- Молчанов И.А.* Материалы к вопросу о древнем оледенении северо-восточной Монголии // Изв./ РГО. – 1927. – Т. 54, вып. 1. – С. 57–100.
- Москвитин А.И.* Алтайские ледоемы // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1946. – № 5. – С. 143–156.
- Музис А.И.* Палеогеографическая реконструкция плейстоценовых оледенений Кодаро-Удоканского района (Северное Забайкалье) // Геоморфология. Материалы Моск. фил. ГО СССР. – 1969. – Вып. 2. – С. 39–47.
- Мягков И.М.* Морены ледников Белухи // Вестн./ Зап.-Сиб. геол. трест. – 1936. – Вып. 1. – С. 85–106.
- Най Дж.* Влияние изменений климата на ледники: Пер. А.Н. Кренке // Вопросы динамики и современной эволюции ледников. – М., 1964. – С. 105–113.
- Нарожный Ю.К., Окишев П.А.* Динамика ледников Алтая в региональную фазу малого ледникового периода // МГИ. – 1999. – Вып. 87. – С. 119–123.
- Нарожный Ю.К.* Зоны льдообразования и особенности строения снежно-фирновых отложений ледника Актру // Вестн. Том. ун-та. – Томск, 2001. – № 274. – С. 40–50.
- Нехорошев В.П.* Современное и древнее оледенение Алтая // Тр. III съезда геологов. – Ташкент, 1930. – Вып. 2. – С. 371–389.
- Никитин С.А.* Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамика // МГИ. – 2009. – Вып. 107. – С. 87–97.
- Николаев В.А., Пилькевич И.В., Пучкова Д.В.* Природа гривного рельефа южных равнин Западной Сибири // История развития речных долин и проблема мелиорации земель. Западная Сибирь и Средняя Азия. – Новосибирск, 1979. – С. 166–178.
- Николаева Т.В., Шувалов В.Ф.* Новые данные о плейстоценовом оледенении Хангая и Гобийского Алтая // Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. и география. – 1967. – Вып. I. – С. 130–139.
- Никонов А.А., Пахомов М.М.* Основные черты тенденции развития природы Памира // XXIII Междунар. геогр. конгресс. Секц. I: Геоморфол. и палеогеография. – М., 1976. – С. 344–345.
- Никонов А.А., Пахомов М.М., Шумова Г.М.* К палеогеографии высокогорного озера Каракуль на Памире // История озер СССР в позднем кайнозое. – Иркутск, 1979. – Ч. I. – С. 141–144.
- Обручев В.А.* Алтайские этюды. Т. 1.: Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае // Землеведение. – 1914. – Кн. 4. – С. 50–93.

- Обручев В.А. Признака ледникового периода в Северной и Центральной Азии // Бюл./ Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1931. – № 3. – С. 43–120.
- Обручев С.В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время // Изв./ ВГО. – 1953. – Т. 85, вып. 5. – С. 533–546.
- Обстановки осадконакопления и фации. – М.: Мир, 1990. – Т. 2. – 382 с.
- Окишев П.А. Новые данные о динамике ледников горного узла Биш-Иирду // Гляциология Алтая. – 1962. – Вып. 2. – С. 217–232.
- Окишев П.А. Некоторые данные о вещественном балансе и динамике ледников Актру // Гляциология Алтая. – 1964. – Вып. 3. – С. 142–155.
- Окишев П.А. Численные характеристики отступления ледников горного узла Биш-Иирду // Гляциология Алтая. – 1965. – Вып. 4. – С. 117–145.
- Окишев П.А. Об общности процесса сокращения ледников на Алтае // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1966. – Вып. 6. – С. 127–134.
- Окишев П.А. Вещественный баланс некоторых ледников Биш-Иирду // Гляциология Алтая. – 1967а. – Вып. 5. – С. 16–21.
- Окишев П.А. Современное оледенение Северо-Чуйских гор на Алтае // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1967б. – Вып. 12. – С. 190–194.
- Окишев П.А. Основные черты эволюции оледенения Алтая в современной регрессивной фазе // Итоги исслед. по геологии и географ. за 50 лет. – Томск, 1968. – С. 197–201.
- Окишев П.А., Ревякин В.С. Тенденция эволюции современного оледенения Алтая // Успехи советской гляциологии: Материалы III Всесоюз. гляциол. симпозиума. – Фрунзе, 1968. – С. 251–255.
- Окишев П.А. Относительно достоверности двукратного наступания ледников Алтая в первой половине XIX века // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1969. – Вып. 15. – С. 199–203.
- Окишев П.А. Некоторые новые данные о древнем оледенении Алтая // Докл./ Том. отд. ГО СССР. – Л., 1970. – С. 44–60.
- Окишев П.А. Рыхлые отложения в долине Чуи на участке между Чуйской и Курайской котловинами // Вопросы геологии и географии. – Томск, 1972. – С. 202–204.
- Окишев П.А. Верхнеплейстоценовое оледенение бассейна р. Чаган-Узуна // Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая». – Томск, 1973. – С. 52–62.
- Окишев П.А. Некоторые вопросы реконструкции древнего оледенения Алтая // Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая». – Томск, 1973. – С. 37–51.
- Окишев П.А. Следы древнего оледенения в Уймонской котловине // Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая». – Томск, 1973. – С. 63–71.
- Окишев П.А. К вопросу о возможности синхронизации поствюрмского этапа эволюции оледенения Алтая, Кавказа и Альп // Гляциология Алтая. – 1974. – Вып. 8. – С. 8–27.
- Окишев П.А. О генезисе террас в среднем течении р. Катунь // Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая». – Томск, 1974. – Вып. 2. – С. 46–73.
- Окишев П.А., Ревякин В.С. Морены наиболее крупных ледников Белухи // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1974. – Вып. 8. – С. 42–71.
- Окишев П.А. К вопросу об интерпретации радиоуглеродных датировок озерно-ледниковых отложений в Горном Алтае // Гляциоклиматология Западной Сибири. – Л., 1975. – С. 21–29.
- Окишев П.А. Древние приледниковые озера Чуйской и Курайской котловин // Гляциология Алтая. – 1976. – Вып. 11. – С. 3–8.

- Окишев П.А. Состояние изученности древнего оледенения Алтая // Гляциология Алтая. – 1976. – Вып. 9. – С. 19–27.
- Окишев П.А. Стадиальный характер деградации доюрмских ледников Алтая // Гляциология Алтая. – 1976а. – Вып. 10. – С. 38–43.
- Окишев П.А. Являлась ли Курайская котловина ледоёмом? // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1976б. – Вып. 9. – С. 64–69.
- Окишев П.А. Размеры и особенности позднеплейстоценового оледенения Горного Алтая // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1977. – Вып. 29. – С. 203–210.
- Окишев П.А. Позднеплейстоценовое оледенение бассейна р. Чуи // Гляциология Алтая. – 1978. – Вып. 12. – С. 22–35.
- Окишев П.А. Некоторые особенности древнего оледенения в бассейне р. Чибитки // Гляциология Алтая. – 1978б. – Вып. 13. – С. 25–35.
- Окишев П.А., Рудой А.Н., Герасимов Н.Г. Леночные отложения Чаган-Узуна и их палеогляциологическое значение // Гляциология Алтая. – 1978. – Вып. 14. – С. 43–65.
- Окишев П.А. Признаки древнего оледенения и их палеогляциологическая информативность // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1980. – Вып. 13. – С. 60–87.
- Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1982. – 208 с.
- Окишев П.А. Некоторые нерешенные вопросы проблемы происхождения высоких алтайских террас // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1997. – Вып. 22. – С. 9–18.
- Окишев П.А. Реконструкции «катастрофических потоков» и геолого-геоморфологические условия // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1999. – Вып. 23. – С. 75–94.
- Окишев П.А., Нарожный Ю.К., Адаменко М.Ф. Динамика ледников и климата в горах Южной Сибири // Региональный мониторинг атмосферы. Ч. 4: Природно-климатические изменения. – Томск: МГП «Раско», 2000. – С. 164–199.
- Окишев П.А., Бородавко П.С. Новые материалы к истории Чуйско-Курайской лимносистемы // Вопросы географии Сибири. – Томск, 2001. – Вып. 24. – С. 18–27.
- Окишев П.А. Горный Алтай – арена научного поиска и мифотворчества // Геоморфология гор и предгорий. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2002. – С. 223–228.
- Окишев П.А., Нарожный Ю.К. Рельеф и оледенение Русского Алтая // Вопросы географии Сибири – Томск, 2006. – Вып. 26. – С. 39–54.
- Олюнин В.Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. – М.: Наука, 1965. – 126 с.
- Олюнин В.Н. Древнее оледенение Хамар-Дабана // География и геоморфология Азии. – М., 1969. – С. 174–191.
- Павловский Е.В. О четвертичном оледенении Южного Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1948. – № 5. – С. 156–160.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. – Новосибирск: Наука, 1980. – 108 с.
- Пальгов Н.Н. Сток ледников Казахстана // Гляциологические исслед. в период МГТ. Заилийский и Джунгарский Алатау. – Алма-Ата, 1962. – Вып. 2. – С. 5–23.
- Панычев В.А. Стратиграфия и геохронология позднеплейстоценовых аллювиальных отложений долин рек верхнего Приобья (по данным радиоуглеродного метода): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Новосибирск, 1975. – 24 с.
- Панычев В.А. Радиоуглеродная хронология выделения отложений Предалтайской равнины. – Новосибирск: Наука, 1979. – 102 с.

- Парначев С.В.* Геология высоких алтайских террас (Яломано-Катунская зона). – Томск: Изд-во ИПФ ТПУ, 1999. – 137 с.
- Перетолчин С.П.* Ледники хребта Мунку-сардык // Изв./ Том. технол. ин-т. – Томск, 1908. – № 1. – 47 с.
- Петров Б.Ф.* Древняя кора выветривания и послетретичные отложения западной части Кузнецкого Алатау // Тр./ Почв. ин-т АН СССР. – 1939. – Т. 19, вып. 2. – С. 3–38.
- Пилипенко П.П.* К вопросу о ледниковом периоде на Алтае // Ежегодник по геологии и минералогии России. – 1910. – Т. 12, вып. 1-2. – С. 1–7.
- Подрезов О.А.* Особенности режима температуры близ конца ледника Малый Актру // Гляциология Алтая. – 1962. – Вып. 2. – С. 127–131.
- Поздняков А.В., Тимофеев Д.А.* Происхождение гляциального рельефа Курайской котловины Горного Алтая // Геоморфология. – М., 2007. – № 2. – С. 78–88.
- Поморцев О.А.* О числе стадий распада верхнеплейстоценового оледенения в хребте Кунгей-Алатау // Динамика природных процессов горных стран. – Л., 1977. – С. 58–59.
- Попов В.Е.* Данные механического анализа отложений террас долины р. Катунь от Катандинской степи до устья р. Чуи // Тр./ Том. ун-т. – 1954. – Т. 132. – С. 301–308.
- Попов В.Е.* Схема соотношения речных террас и геологических структур долины Катунь между устьями рек Аккема и Чуи // Тр./ Том. ун-т. – 1956. – Т. 133. – С. 179–192.
- Попов В.Е.* О замкнутых системах краевых ледниковых образований в долинах юго-западной части Чуйской степи Горного Алтая // Гляциология Алтая. – 1962. – Вып. 1. – С. 188–221.
- Попов В.Е.* Результаты сопоставления данных изучения террасовых отложений долины среднего течения р. Катунь, полученных различными методами // Гляциология Алтая. – 1962. – Вып. 2. – С. 180–198.
- Попов В.Е.* О нахождении предсказанных стадияльных морен Тальменского ледника // Вопросы географии Сибири. – Томск, 1962. – № 4. – С. 62–66.
- Попов И.В.* Загадки речного русла. – Л.: Гидрометиздат, 1977. – 168 с.
- Последнее оледенение в Нижнем Приобье /С.А. Архипов, М.Р. Вотях, А.В. Гольберг и др. – Новосибирск: Наука, 1977. – 214 с.*
- Прасолов Д.Н.* Южное Забайкалье: Почвенно-географический очерк // Материалы особой комиссии по изуч. союз. и автоном. республик при Академии наук. – 1927. – Вып. 12. – С. 205–210.
- Рагозин Л.А.* Террасы среднего течения реки Катунь // Научн. конф. по изуч. и освоен. производит. сил Сибири. – Томск, 1942. – Т. 3. – С. 36–107.
- Рагозин Л.А.* О соотношении террас Центрального Алтая и предгорий в системе р. Катунь // Тр. II Всесоюз. геогр. съезда. – М., 1948. – Т. 2. – С. 188–192.
- Разрез новейших отложений Алтая // Под ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 208 с.*
- Райс Р.Дж.* Основы геоморфологии. – М.: Прогресс, 1980. – 574 с.
- Раковец О.А., Шмидт Г.А.* О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Тр./ Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1963. – Т. 22. – С. 5–31.
- Раковец О.А.* Морфоструктуры Горного Алтая // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. – М.: Недра, 1967. – С. 363–372.
- Раковец О.А., Богачкин Б.М.* Признаки древних оледенений в долинах Чуи и Катунь // Бюл./ Комис. по изуч. четвертич. периода. – 1974. – № 41. – С. 75–81.

Ревякин В.С. Отступление ледников центральной части Катунского хребта с середины XIX в. // *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения.* – М., 1968. – Вып. 14. – С. 140–147.

Ревякин В.С., Окишев П.А. Современное оледенение Катунского хребта // *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения.* – М., 1968. – Вып. 14. – С. 147–151.

Ревякин В.С., Окишев П.А., Кревский Ю.Г. Таяние ледников Белухи летом 1966 г. // *Гляциология Алтая.* – 1972. – Вып. 7. – С. 165–168.

Ревякин В.С. Структура гляциального периода на Алтае // *Материалы науч. конф. «Проблемы гляциологии Алтая».* – Томск, 1974. – Вып. 2. – С. 89–101.

Ревякин В.С., Галахов В.П. Вещественный баланс ледников Алтая // *Вопросы горн. гляциологии.* – Томск, 1977. – С. 116–130.

Ревякин В.С. Нивально-гляциальный комплекс Алтае-Саянской горной страны: Автореф. дис. ... д-ра. геогр. наук. – М., 1978. – 27 с.

Резниченко В.В. Южный Алтай и его оледенение // *Изв./ РГО.* – 1914. – Вып. 1-2. – С. 1–68.

Рейснер Г.Н. Ранние стадии развития современного рельефа Юго-Восточного Алтая // *Изв. АН СССР. Сер. геогр.* – 1971. – № 1.

Рудой А.Н., Галахов В.П., Данилин А.Л. Реконструкция ледникового стока верхней Чуи и питание ледниково-подпрудных озер в позднем плейстоцене // *Изв. / ВГО.* – 1989. – Т. 121, вып. 3. – С. 236–244.

Рудой А.Н. Геоморфологический эффект и гидравлика позднеплейстоценовых йокульлаупов ледниково-подпрудных озер Южной Сибири // *Геоморфология.* – 1995. – Вып. 4. – С. 61–76.

Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. – Томск, 1995. – 35 с.

Рудой А.Н., Бейкер В.Р. Палеогидрология скейбленда Центральной Азии // *Материалы гляциологических исследований.* – 1996. – Вып. 80. – С. 103–115.

Рудой А.Н. Основы теории дилювиального морфолитогенеза // *Изв. Русского географического общества.* – 1997. – Вып. 1. – С. 12–22.

Рудой А.Н. О связи гляциальных и дилювиальных процессов рельефообразования // *Изв. Русского географического общества.* – 1997. – Т. 129, вып. 2. – С. 13–21.

Рудой А.Н. Гидравлические характеристики и возможная геохронология четвертичных гляциальных суперпаводков на Алтае // *Изв. Русского географического общества.* – 2001. – Т. 133, вып. 5. – С. 30–41.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения. – Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. – 223 с.

Рудой А.Н., Земцов В.А. Моделирование гидравлических характеристик дилювиальных потоков из позднечетвертичного Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера // *Материалы Всерос. науч.-практ. конф. «Теоретические и прикладные вопросы современной географии».* – Томск, 2009. – С. 274–276.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. – Л.: Недра, 1973. – 176 с.

Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. – Томск, 1911. – 408 с.

Сапожников В.В. Алтайские ледники // *Изв./ РГО.* – 1897. – Т. 33, вып. 4. – С. 356–360.

Сапожников В.В. Новые ледники Чуйских белков // *Изв./ РГО.* – 1899. – Т. 35. – С. 516–520.

Сапожников В.В. Катунь и ее истоки. – Томск, 1901. – 271 с.

Сапожников В.В. Пути по Русскому Алтаю. – Томск: Сибкрайиздат, 1926. – 166 с.

Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. – М.: Географгиз, 1949. – 579 с.

Сафронов И.Н. Опыт изучения коррелятивных связей элементов гляциального рельефа и речных террас Северо-Западного Кавказа // Информ. сб. о работах по МГТ. – 1964. – № 10. – С. 82–95.

Свиточ А.А., Хорев В.С., Парунин О.Б. О скорости отступления ледников Южно-Чуйских белков Горного Алтая // Вестн. / Моск. ун-т. География. – 1972. – № 5. – С. 103–106.

Свиточ А.А. О строении террас реки Бии // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М., 1973. – № 4. – С. 100–108.

Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Глушанкова Н.И., Формозова Л.Б. Условия формирования ленточных глин разреза Чеган (Горный Алтай) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. – М., 1973. – № 5. – С. 283–293.

Свиточ А.А., Ильичев В.А., Фаустов С.С. Корреляция разрезов Приобского плато и Горного Алтая // Хронология плейстоцена и климатич. стратиграфия. – Л., 1973. – С. 258–261.

Свиточ А.А., Хорев В.С. Древние ледниковые отложения и оледенения Горного Алтая // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1975. – № 4. – С. 101–108.

Свиточ А.А., Парунин О.В., Ильичев В.А. О возрасте конечной морены в долине р. Чаган-Узуна (Горный Алтай) // Гляциология Алтая. – Томск, 1976. – Вып. 10. – С. 102–103.

Свиточ А.А. О возрасте ледниковых и водно-ледниковых образований бассейна р. Чаган-Узун (Горный Алтай). – Вестн./ Моск. ун-т. Сер. геогр. – 1978. – № 4. – С. 114–116.

Севастьянов Д.В. Современное и древнее оледенение хребта Атбаши // Изв. / РГО. – 1976. – Т. 108, № 6. – С. 554–562.

Севастьянов Д.В. История последнего оледенения в бассейне озера Чатыркель (Тянь-Шань) // Динамика природных процессов горных стран. – Л., 1977. – С. 47–57.

Седельников А.Н. Предварительный отчет о поездке в юго-западный Алтай и в долину р. Терехты в горах Саур // Зап./ Семипалат. подотдел РГО. – 1908. – Вып. 4. – С. 2–9.

Селевые потоки и меры борьбы с ними: Сборник статей. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – 260 с.

Селедцов Н.Г. Айское, Манжерокское и Теньгинское озера Горного Алтая // Изв./ Алт. отд. РГО. – 1963. – Вып. 2. – С. 54–73.

Селиванов Е.И. Корреляция морен некоторых горных районов Альп, Кавказа и Центральной Азии // Изв./ РГО. – 1976. – Т. 108, вып. 3. – С. 243–248.

Селиверстов Ю.П. О соотношении аллювиальных и ледниковых образований в горах Южного Алтая // Вестн./ Моск. ун-т. – 1957. – № 6. – С. 80–86.

Селиверстов Ю.П. Четвертичные оледенения Южного Алтая // Материалы ВСЕГЕИ. Нов. серия. – 1959. – Вып. 2. – С. 147–160.

Семихатова Л.И. Сайлюгем: Географический очерк // Тр./ Об-во изуч. Урала, Сибири и Дальнего Востока. – 1928. – Т. 1, вып. 2. – С. 1–39.

Семихатова Л.И. Государственный Алтайский заповедник // Землеведение. – 1934. – Т. 35, вып. 2. – С. 113–158.

Сергин В.Я., Сергин С.Я. Причины и характер ледниковых колебаний в плейстоцене по данным моделирования на ЭВМ // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1978. – Вып. 32. – С. 184–190.

Сергин С.Я. Некоторые оценки температуры земной поверхности и характеристик оледенения в верхнечетвертичное время // Исслед. системы «ледник – океан – атмосфера». – Владивосток, 1974. – С. 112–134.

Серебрянный Л.Р. Вероятные следы ледниковых пульсаций на равнинах средней полосы Европы в позднем плейстоцене // *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения.* – М., 1974. – Вып. 24. – С. 169–173.

Серебрянный Л.Р., Голодковская Н.А., Гей Н.А. и др. Палеогляциологические исследования на высокогорном Кавказе // *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения.* – М., 1977. – № 29. – С. 221–232.

Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. – М.: Наука, 1978. – 270 с.

Серебрянный Л.Р. и др. Морены – источник гляциологической информации. – М.: Наука, 1984. – 236 с.

Серебрянный Л.Р. и др. Колебания ледников и процессы моренонакопления на Центральном Кавказе. – М.: Наука, 1984. – 216 с.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В. Ледники в горах. – М.: Наука, 1985. – 158 с.

Серебрянный Л.Р., Орлов А.В. Тань-Шань глазами гляциолога. – М.: Наука, 1988. – 144 с.

Симонов Ю.Г. К вопросу формирования трогов // *Информ. сб. о работах по МГГ.* – 1962. – № 9. – С. 40–47.

Сладкопевцев С.А. Развитие речных долин и неотектоника. – М.: Недра, 1973. – 182 с.

Соболев Н.М. Русский Алтай (из путешествия в 1895 г.) // *Землеведение.* – 1896. – Кн. 3-4. – С. 51–110.

Соколов Н.А. Сообщение о ледниковых отложениях Алтая // *Тр./ СПб. о-во естеств. (протоколы).* – 1883. – Т. 14. – С. 47.

Сперанский Б.Ф. Основные моменты кайнозойской истории Юго-Восточного Алтая // *Вестн./ Зап.-Сиб. геол. трест.* – 1937. – Вып. 5. – С. 50–66.

Толмачев И.П. К вопросу о ледниковом периоде в Сибири // *Тр./ СПб. об-во естеств.* – 1899. – Т. 30, вып. 1. – С. 1–6.

Толмачев И.П. О следах ледникового периода в Кузнецком Алатау // *Тр./ СПб. об-во естеств.* – 1900. – Т. 33, вып. 1. – С. 200–202.

Троицкий Л.С. Гляциальный морфогенез // *Оледенение Шпицбергена (Свальбарда).* – М., 1975. – С. 187–225.

Троицкий Л.С. Гляциальный морфогенез и история оледенения Полярного Урала в позднем плейстоцене и голоцене // *Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения.* – 1976. – № 28. – С. 39–53.

Троицкий С.Л. Морской плейстоцен Сибирских равнин. – Новосибирск: Наука, 1979. – 294 с.

Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. – М.: Географгиз, 1949. – 375 с.

Тронов М.В. Вопросы горной гляциологии. – М.: Географгиз, 1954. – 276 с.

Тронов М.В. Вопросы связи между климатом и оледенением. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1956. – 202 с.

Тронов М.В. О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // *Гляциология Алтая.* – 1964. – Вып.3. – С. 12–52.

Тронов М.В. Ледники и климат. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 408 с.

Тронов М.В., Окишев П.А. Новые оценки взаимодействия факторов оледенения и его эволюция на Алтае // *Тезисы докл. на XV Генерал. ассамблее МГГС.* – М., 1971. – С. 57.

Тронов М.В. Факторы оледенения и развитие ледников. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1972. – 234 с.

Тронов М.В. Проблема гляциоклиматических показателей. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1978. – 168 с.

Тушинский Г.К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района // Победенные вершины. – М., 1949. – С. 315–316.

Тюменцев К.Г. Отчет геолого-гляциологической части Алтайской ледниковой экспедиции 1933 г. // Тр. ледн. экспед. 2 МГГ. – 1936. – Вып. 6. – С. 37–94.

Тюменцев К.Г. Путешествие по Алтаю в 1915 г. // Землеведение. – 1916. – Кн. 3-4. – С. 187–190.

Учайкин В.Л. Предварительный отчет Зеравшанской высокогорной комплексной экспедиции 1932 г. // Тр. ледн. экспед. 2 МГГ. – 1936. – Вып. 6. – С. 122–191.

Фаустов С.С., Куликов О.А., Свиточ А.А. Палеомагнитные исследования новейших отложений долины р. Чеган // Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. – Л., 1971. – С. 74–77.

Фащевский Б.В. О внутригодовой зарегулированности стока рек Горного Алтая // Гляциология Алтая. – 1965. – Вып. 4. – С. 286–289.

Федорович В.А. Нерешенные вопросы древних оледенений гор // Рельеф горных стран. – М., 1968. – С. 21–33.

Флейшман С.М. Сели. – Л.: Гидрометиздат, 1970. – 352 с.

Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. – М.: Изд-во иностр. лит., 1963. – 576 с.

Флон Г. История и интразитивность климата // Физические основы теории климата... – Л.: Гидрометиздат, 1997. – 271 с.

Хайне К. Изменение климата в области центрального нагорья Мексики в течение верхнего плейстоцена и голоцене (на основании ледниковой морфологии и тефрохронологии) // XXIII Междунар. геогр. конгресс (Москва, 1976). Секц. 1: Геоморфология и палеогеография. – М., 1976. – С. 281–284.

Ходаков В.Г. Водно-ледовый баланс районов современного и древнего оледенения СССР. – М.: Наука, 1978. – 194 с.

Хотинский Н.А. Голоцен северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.

Церетели Д.В., Майсурадзе Г.М. Основные черты палеогеографии Грузии в верхнем плейстоцене // XXIII Междунар. геогр. конгресс (Москва, 1976). Секц. 1: Геоморфология и палеогеография. – М., 1976. – С. 355.

Чекановский А.Л. Геологические исследования в Иркутской губернии // Зап.-Сиб. отд. РГО. – 1874. – Кн. 2. – С. 368–384.

Чернова Л.П. Оледенение как фактор преобразования рельефа // МГИ. – 1976. – Вып. 27. – С. 56–63.

Чернышова М.Б. Палинологическая характеристика антропогенных отложений Горного Алтая // Вестн./ Моск. ун-т. Сер. геол. – 1971. – № 2. – С. 81–86.

Чернышова М.В., Попов П.Л., Рыбакова Н.О. Новые данные о флоре четвертичных отложений Горного Алтая // Вести./ Моск. ун-т. Сер. геол. – 1972. – № 2. – С. 106–108.

Чернюк Н.А. К вопросу о древнем оледенении Забайкалья // Уч. зап./ Читинский пед. ин-т. – 1952. – Вып. 4. – С. 352–365.

Чижев О.П. Оледенение северной полярной области. – М.: Наука, 1976. – 240 с.

Чистяков А.А. Горный аллювий. – М.: Наука, 1978. – 260 с.

Чистяков А.А., Макарова Н.В., Макаров В.И. Четвертичная геология. – М.: ГЕОС, 2000. – 303 с.

- Чичагов В.П.* Ледниковые и нивальные формы рельефа гольцового массива Цаган-Ула в Хэн-тэйской горной стране // Исслед. ледников и ледник. районов. – М., 1963. – Вып. 3. – С. 159–167.
- Чичагов В.П.* О следах древнего оледенения на гольце Сохондо в Борщовочном хребте // Бюл./ МОИП. Отд. геол. – 1959. – Вып. 3. – С. 158–159.
- Чумаков И.С.* Кайнозой Рудного Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1965. – 222 с. (Тр./ ГИН АН СССР. Вып. 138).
- Чураков А.Н.* Геологическая съемка в центральной части Кузнецкого Алатау // Изв./ Геол. комитет. – 1921. – № 7. – С. 7–42.
- Чураков А.Н.* Геологическое строение восточной части Айгулакского и западной окраины Курайского хребтов // Горный Алтай. – М.;Л., 1941. – Т. 1. – С. 97–169.
- Шаницер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – М.: Изд-во АН СССР, 1966. – 239 с. (Тр./ ГИН АН СССР. Вып. 161).
- Шарков В.В. и Дибнер В.Д.* Отчет о маршрутных исследованиях в нижнем и среднем течении р. Катунь летом 1946 г. [Рукопись]. – Л., 1947.
- Шейнкман В.С.* Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // МГИ. – 2002. – Вып. 93. – С. 41–55.
- Шербакова Е.М.* Рельефообразующая деятельность плейстоценового оледенения на Алтае // Вестн./ Моск. ун-т. География. – 1974. – № 5. – С. 18–25.
- Шербакова Е.М.* Климат как важнейший фактор рельефообразования // Вестн./ Моск. ун-т. География. – 1976. – № 1. – С. 17–24.
- Шнитников А.В.* Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. – М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1957. – 338 с. (Зап./ ГО СССР. Нов. серия. Т.16).
- Шнитников А.В.* О единстве общих условий распада вюрмских оледенений горных сооружений Евразии // Гляциол. исслед. – 1963а. – Вып. 9. – С. 145–154.
- Шмидт Г.А.* О новейших тектонических движениях в Юго-Восточном Алтае // Вест. МГУ. Сер. IV: Геология. – 1964. – № 5. – С. 81–84.
- Шорыгина Л.Д.* Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы // Стратиграфия четвертичных (антропоген.) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими. – М., 1960. – С. 165–203.
- Шукин И.С.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Тр./ Ин-т геологии АН СССР. – 1960. – Вып. 26. – С. 127–164.
- Шукин И.С.* Общая геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, 1960. – Т. 1. – 615 с.
- Шукин И.С.* Было ли покровное четвертичное оледенение в горных странах умеренных широт? // Вестн./ Моск. ун-т. География. – 1971. – № 3. – С. 19–34.
- Шукин И.С.* Располагаются ли ледниковые цирки горных стран на определенных высотных уровнях, и если да, то чем определяются эти уровни? // Вестн./ Моск. ун-т. География. – 1976. – № 2. – С. 57–63.
- Шукин И.С.* О роли хионосферы в четвертичных оледенениях горных стран // Вестн./ Моск. ун-т. География. – 1977. – № 1. – С. 32–36.
- Шульгин А.М.* Еще об изменении климата Западной Сибири // Изв./ ВГО. – 1963. – Т. 95, вып. 2. – С. 168–173.
- Шумский П.А.* Основы структурного ледоведения. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 492 с.
- Шумский П.А.* К теории движения и колебаний ледников // Материалы гляциол. исслед.: Хроника, обсуждения. – М., 1962. – Вып. 6. – С. 31–41.

- Щукина Е.Н.* Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа // *Кора выветривания.* – М., 1956. – Вып. 2. – С. 259–271.
- Щукина Е.Н.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // *Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими.* – М., 1960. – С. 127–165.
- Щуровский Г.Е.* Геологическое путешествие по Алтаю со статистическими сведениями о Кольвано-Воскресенских заводах. – М., 1846. – 426 с.
- Эмилиани К.* Палеотемпература в плейстоцене // *Четвертичное оледенение Земли.* – М., 1974. – С. 28–38.
- Ядринцев Н.М.* Отчет о поездке в Горный Алтай, к Телецкому озеру и в вершину Катунь // *Зап./ Зап.-Сиб.отд. РГО.* – 1882. – Кн. 4. – С. 1–46.
- Яковлев С.А.* К вопросу о ледниковом периоде на Алтае // *Тр./ СПб. о-во естеств.* – 1909. – Т. 10, вып. 1. – С. 27–36.
- Яковлев С.А.* К вопросу о происхождении Телецкого озера // *Бюл./ МОИП. Нов. сер.* – 1939. – Т. 47. – С. 431–457
- Янишевский М.Э.* Отчет о геологических исследованиях в восточной части Семипалатинской области в 1913 г. // *Изв./ Геол. комитет.* – 1914. – Т. 33, – № 5. – С. 457–464.
- Яценко А.А.* Об оледенении Байкальской горной области // *Вопросы географии.* – 1950. – Сб. 21. – С. 179–188.
- Ячевский Л.А.* Краткий предварительный отчет о геологической части экспедиции Н.П. Бобыря // *Изв./ Вост.-Сиб. отд. РГО.* 1888. – Т. 19, – №1. – С. 1–17.
- Brakenridge Robert G.* Evidence for a Gold, Dry Full-Glacial Climate in the American Southwest // *Quatern. Res.* – 1978 vol. – 9, № 1. – P. 22–40.
- Bunge A.* Reise in den östlichen Teil des Altai-Gebirges. – Berlin, 1830. – 170 S.
- Carling P.A.* A preliminary palaeohydraulic model applied to late Quaternary gravel dunes: Altai Mountains, Siberia // *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology.* Geol. Soc. Spec. Public. 1996. – Vol. 115. – P. 165–179.
- Dreimanis A., Raukas A.* Did Middle Wisconsin, Middle Weichselian, and their equivalents represent an interglacial or an interstadial complex in the Northern hemisphere? // *Bull. Roy. Soc. N.Z.* – 1975. – Vol. 13. – P. 109–120.
- Glen J.W.* The flow of ice. A discussion of the assumptions made in glaciers theory, their experimental foundations and consequences // *Intern. Assoc. Sci. Hydrol.* – 1958. – Vol. 47. – P. 171–183.
- Hammond Allen L.* Paleoclimate: ice age earth and cool and dry // *Science.* – 1976. – Vol. 191, N4226. – P. 455.
- Herget J.* New approaches on the reconstruction of ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains (Siberia). – М.: МГИ, 2007. – Вып.102. – С. 141–146.
- Lundqvist Jan.* New information about early and middle weichselian interstadials in northern Sweden // *Sver. geol. unders.* – 1978. – С 72, N752–31 p.
- Mercer J.H., Laugenie C.A.* Glacier in Chile ended a major readvance about 36 000 years ago: some global comparisons // *Science.* – 1973. – Vol. 182, N4116. – P. 1017–1019.
- Mercer J.H.* Glacial history of southernmost South America // *6-Quatern. Res.* – 1976. – Vol. 6. – P. 125–166.
- Wendorf Fred.* Late Pleistocene and recent climatic changes in the Egyptian Sahara. – *Geogr. J.* – 1977. – Vol. 143, N2. – P. 11–234.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| I. Становление ороклиматической базы оледенения Алтая | 5 |
| I.1. Ранний этап орогенеза | 5 |
| I.2. Этап активного воздымания и дробления рельефа | 8 |
| I.3. Этап дальнейшего тектонического расчленения рельефа и начального воздействия оледенения (конец эоплейстоцена – середина неоплейстоцена) | 13 |
| I.4. Активное преобразование рельефа оледенением (средний – поздний неоплейстоцен) | 21 |
| II. Основные черты современной орографии и наложенных экзогенных форм рельефа | 24 |
| II.1. Общая характеристика основных орографических частей Алтая | 24 |
| II.2. Кары, их морфология и пространственное распределение | 31 |
| II.3. Долины высокогорных территорий | 33 |
| III. Алтай в аспекте изучения древнего оледенения гор Южной Сибири | 41 |
| III.1. Краткий обзор исследований и развития палеогляциологической концепции | 41 |
| III.2. Основные проблемы древнего оледенения | 49 |
| III.3. Алтай как опорный регион для изучения древнего оледенения гор Южной Сибири | 52 |
| IV. Признаки древнего оледенения и их информативность | 55 |
| IV.1. Ледниково-экзарационные формы | 55 |
| IV.2. Ледниково-аккумулятивные образования | 61 |
| IV.2.1. Конечные и береговые морены | 61 |
| IV.2.2. Основная морена | 68 |
| IV.2.2.1. Структура и текстура основных морен | 69 |
| IV.2.2.2. Основная морена современных и позднеоплейстоценовых ледников | 75 |
| IV.2.2.3. Обнажения основной морены среднеоплейстоценового оледенения | 81 |
| IV.2.2.4. Ребристые основные морены | 91 |
| IV.3. Флювиогляциальные образования | 102 |
| IV.3.1. Озы и камы | 102 |
| IV.3.2. Камовые террасы | 104 |
| IV.3.3. Флювиогляциальные террасы | 130 |
| IV.3.4. Маргинальные каналы | 137 |
| V. Реконструкция допозднеоплейстоценовых оледенений | 139 |
| V.1. О выделении позднеплиоценового и раннеоплейстоценового оледенения | 139 |

| | |
|--|-----|
| V.2. Обзор и анализ данных о средненеоплейстоценовом оледенении | 142 |
| V.3. Формирование и размеры средненеоплейстоценовых ледников | 153 |
| VI. Поздненеоплейстоценовое оледенение | 166 |
| VI.1. Геоморфологические признаки распространения ледников.. | 166 |
| VI.2. Размеры и особенности оледенения | 170 |
| VI.2.1. Западно-Алтайский центр | 171 |
| VI.2.2. Теректинский центр | 173 |
| VI.2.3. Иолго-Сумульгинский центр | 174 |
| VI.2.4. Абаканский центр..... | 175 |
| VI.2.5. Чулышман-Шапшалский центр..... | 176 |
| VI.2.6. Чихачевский центр | 180 |
| VI.2.7. Курайский центр..... | 181 |
| VI.2.8. Южно-Алтайский центр | 182 |
| VI.3. Оледенение и речной сток | 190 |
| VI.3.1. Оценка протяженности речной сети и режима речного стока в ледниковье | 190 |
| VI.3.2. Ледниково-подпрудные водоемы: история формирования, продолжительность существования и спуск..... | 195 |
| VI.3.3. Реконструкции «катастрофических суперпотоков» и геолого-геоморфологические реалии | 215 |
| VI.3.4. Оценка параметров потоков..... | 233 |
| VII. Динамика поздненеоплейстоценового оледенения. | |
| Первый мегастадиал..... | 246 |
| VII.1. О времени максимума оледенения | 246 |
| VII.2. Основные гляциальные циклы позднего неоплейстоцена | 247 |
| VII.3. Стадиальное сокращение ледников 1-го мегастадиала | 262 |
| VIII. Второй поздненеоплейстоценовый мегастадиал | 281 |
| VIII.1. О границах ледников 2-го мегастадиала | 281 |
| VIII.2. Термическая обусловленность стадийной динамики снеговой границы..... | 283 |
| VIII.3. Депрессия снеговой линии стадии XVII–XIX вв. | 290 |
| VIII.4. Стадиальная общность деградации поздненеоплейстоценовых ледников | 293 |
| VIII.5. Балансовая оценка голоценового оледенения | 303 |
| VIII.6. Динамика ледников Белухи в XVII–XIX вв..... | 306 |
| IX. Меридиональная корреляция ледниковых и флювиальных процессов горных и равнинных регионов (на примере Западной Сибири)..... | 313 |
| IX.1. Общий обзор постмаксимальной динамики поздненеоплейстоценового оледенения Алтая..... | 313 |

| | |
|--|-----|
| IX.2. Постмаксимальная динамика позднеплейстоценового оледенения севера Западно-Сибирской равнины..... | 318 |
| IX.3. Схема корреляции динамики оледенения гор и равнины и флювиальных процессов во внеледниковой части бассейна Оби | 320 |
| IX.4. Метахронность (местная индивидуальность) в развитии горного и материкового позднеплейстоценового оледенения..... | 326 |
| X. Ледники Алтая в регрессивной фазе стадии XVII–XIX вв..... | 331 |
| X.1. Колебания темпов отступления ледников | 331 |
| X.2. Особенности сокращения ледников разных морфологических типов..... | 337 |
| XI. Современное оледенение Русского Алтая | 344 |
| XI.1. Распределение и морфологические типы современных ледников | 344 |
| XI.2. Оценка запасов льда по хребтам и высотам | 348 |
| XI.3. Динамика запасов льда за период 1850–1952–2003 гг..... | 350 |
| Заключение | 355 |
| Литература..... | 359 |

Научное издание

ОКИШЕВ Петр Андреевич

РЕЛЬЕФ И ОЛЕДЕНЕНИЕ РУССКОГО АЛТАЯ

Редактор – *Е.В. Лукина*
Верстка – *А.С. Маркушенко*

Подписано в печать 20.06.2011 г.

Формат 84x108 ¹/₁₆.

Печ. л. 24,0; усл. печ. л. 44,4; уч.-изд. л. 50,0+1,5 л.вкл.

Тираж 300 экз. Заказ №

ООО «Издательство ТГУ», 634029, г. Томск, ул. Никитина, 4
ООО «Интегральный переплет», 634040, г. Томск, ул. Высоцкого, 48

ЛЕДНИКИ РУССКОГО АЛТАЯ



Малые формы оледенения. На переднем плане горное озеро



Северный макросклон Северо-Чуйского хребта в начале зимы.
Левая вершина - Актру-Баш (4044 м), правая - Куркурек (3982 м)



Снеговая граница на правом борту долины р. Талдуры



Горный узел Биш-Иирду. Вид с озера Жангызколь



Ледники в верховьях р. Карагема



Оледенение северной стены горы Белуха



Слоистость на конце Бол. Маашейского ледника



Грядово-ложбинная поверхность Бол. Маашейского ледника



Бассейн питания Бол. Маашейского ледника



Язык Бол. Маашейского ледника



Софийский ледник и моренно-подпрудное озеро



Потоки Талдурина ледника



Восхождение на снежно-ледниковую вершину



Конец ледника Корумду и его моренное обрамление



Оледенение горного узла Биш-Иирду в летний период



Горный узел Биш-Иирду в зимний период



Трог (корытообразная долина) на выходе из гор



Долинный зандр (аккумулятивная равнина)



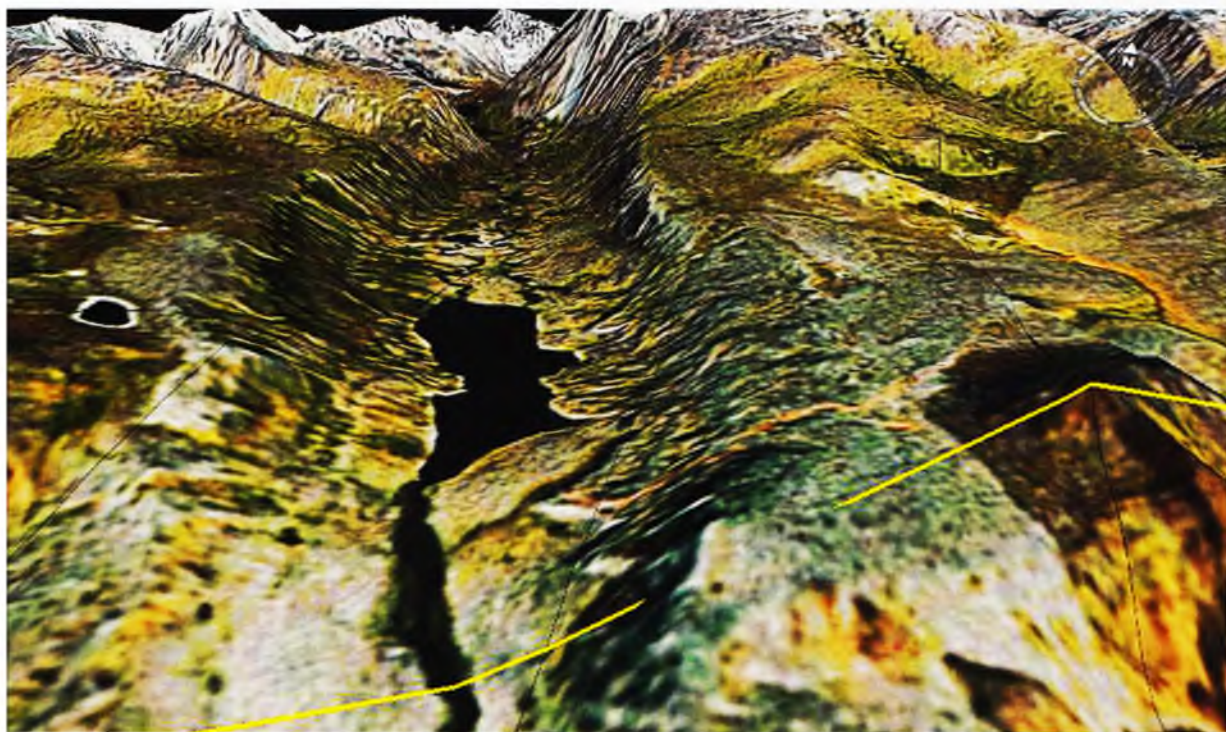
Долина р. Шавлы выше Верхне-Шавлинского озера



Типичный трог. Вид сверху вниз по долине



Трог Тархатты



Трог на южном склоне Монгун-Тайги

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И ФОРМЫ РЕЛЬЕФА



Среднеплейстоценовая морена в юго-восточной части Чуйской котловины.
На верхнем снимке - глинистый окатыш с сорванной ледником вершиной,
на нижнем - линзы будинажа



Озерно-ледниковые отложения в долине Чаган-Узуна.
На верхнем снимке – общий вид обнажения, на нижнем – фрагмент годичных лент



Дропстоун (глыба, принесенная айсбергом) в центре Курайской котловины



Дропстоун вблизи пос. Кокоря (Чуйская котловина)



Донная морена ледника Мал. Актру



Глыбы на 200-метровой террасе р. Катунь выше пос. Мал. Яломан



Оз в междуречье Тете-Актру. У подошвы оза – автомобиль



Чаганское обнажение среднеплейстоценовых ледниковых и озерных отложений

ПРОЧИЕ ВИДЫ РУССКОГО АЛТАЯ



«Бараний лоб» (заглаженный ледником выступ) в долине Чагана



Грот на конце Софийского ледника



Гребень затонувшего в Катунь «динозавра»



Верблюды в Чуйской котловине



Каменный глетчер в долине р. Кызыл-Таша



Язык каменного глетчера



Неожиданная встреча с земляками



**Окишев
Петр Андреевич.**

Доктор географических наук, профессор.

Действительный член Национальной академии туризма.

Почетный работник высшего профессионального образования РФ.

Председатель Томского отделения Русского географического общества.

Заведующий кафедрой краеведения и туризма Томского государственного университета.

Автор ряда монографий и учебных пособий по экзогенным процессам рельефообразования.

ISBN 978-5-7511-1993-5



9 785751 119935