

РЕКОНСТРУКЦИИ «ФЛЮВИАЛЬНЫХ КАТАСТРОФ» В ГОРАХ ЮЖНОЙ СИБИРИ И ИХ ПАРАМЕТРЫ

П.А. Окишев, П.С. Бородавко

В статье рассматриваются геолого-геоморфологические признаки акватории Чуйско-Курайской палеолимносистемы, механизм и режим её опорожнения, сделана оценка вероятных объемов эпизодических сбросов воды через ледниковую плотину и среднесуточных расходов р. Чуи в период снижения уровня лимносистемы

Ледниковые эпохи Земли сопровождались регрессией уровня Мирового океана, так как огромные массы атмосферной влаги концентрировались в ледниках и практически исключались из годового влагооборота. Как отмечается многими исследователями, ледниковья характеризовались не только понижением летних температур, но и сокращением количества выпадавших атмосферных осадков, что объясняется уменьшением испарения с более холодной поверхности океанов. В связи с расширением площадей оледенения в высоких широтах и образованием ледниковых барьеров на пути высокоширотных влагонесущих воздушных масс последние смещались в более низкие широты. Поэтому в горах Южной Сибири, вероятно, не уменьшались годовые суммы атмосферных осадков, хотя происходило существенное изменение соотношения доли жидких и твердых осадков в пользу последних. Совместно с более холодным температурным фоном абляционного периода твердые атмосферные осадки обеспечивали увеличение размеров горного оледенения. По мере расширения площади оледенения Алтай все больше сокращалась не занятая ледниками поверхность бассейнов водосбора рек, сокращалась длина гидрографической сети [10]. Менялось соотношение составляющих питания рек, а следовательно перестраивался и режим речного стока.

Сокращение гидросети происходило в результате отторжения ледниками вершинных частей речных бассейнов. Поэтому именно функция последних в формировании речного стока менялась наиболее существенно как в процессе эволюции оледенения, так и по сравнению с межледниковым периодом. Анализ материалов геолого-геоморфологических исследований в Чуйской и Курайской котловинах, а именно: пределов распространения ледниковых отложений 1-го и 2-го позднеплейстоценовых мегастадиалов, соотношения ледниковых и озерно-ледниковых отложений, особенностей распространения озерных волноприбойных террас, речных террас в долине Чуи на участке между котловинами и ниже Курайской котловины, местоположения грядового рельефа («ряби течения»), а также имеющихся датировок абсолютного возраста рыхлых отложений позволяют в основных чертах реконструировать процесс заполнения водой этих межгорных котловин.

Как видно из рис. 1 и 2, пределы максимального продвижения наиболее крупных ледников в Чуйскую котловину маркированы обширными моренными покровами с четко выраженным крутым дистальным склоном. Ледники Тархаттинский и Ирбисту оканчивались на отметках около 2100 м, Чаганузунский ледник восточным крылом опускался до высоты

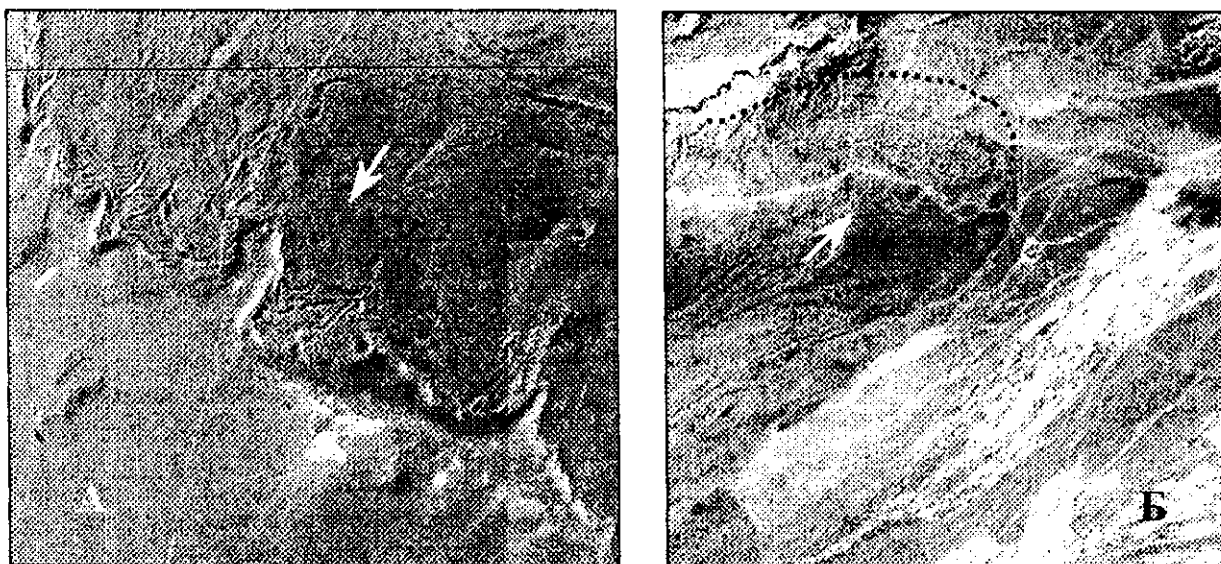


Рис. 1. Конечно-моренный комплекс ледников: А – Тархаттинского, Б – Чаган-Узунского в максимум позднеплейстоценового оледенения. Фрагменты снимков SPOT (1996 г.)

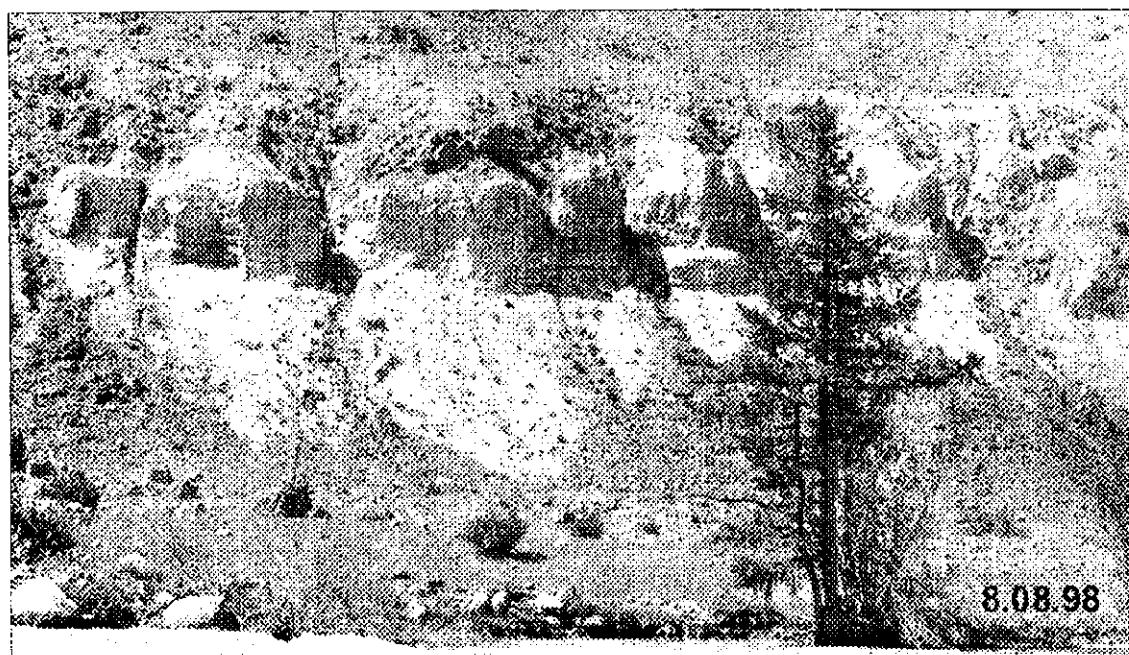


Рис. 2. Обнажение озерно-ледниковых алевропелитовых осадков в конце эпигенетического участка долины р. Чаган-Узун

около 1900 м. Фронт морен Тархатты и Ирбисту имеет не очень выразительные признаки бывшего воздействия на них пра-Чуйского озера (не более двух узких волноприбойных террас в нижней части склона). Зато на морене Чаган-узунского ледника волноприбойные террасы представлены не только на отложениях позднеплейстоценового максимума оледенения, но и на первой постмаксимальной морене. В Курайской котловине серией волноприбойных террас моделирован дистальный склон морены позднеплейстоценового максимума ледника Теге у подножья Северо-Чуйского хребта и морены в устьях долин Таджикилу и Артодук на склоне Курайского хребта.

Отмеченный факт относительно хорошей сохранности следов волновой деятельности бывших водоемов до настоящего времени 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-Узун 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. Этот контакт ленточных и флювиогляциальных отложений представлен на отметках ниже 1800 м, что также подтверждает сценарий существенного запазды-

вания формирования озера в сравнении с ледниковым максимумом.

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 тальными водами достаточных каналов стока. В этом отношении некоторым примером может служить опускание в долину Чуи Маашейского и Кузхтанарского ледников в максимум 2-го позднеплейстоценового мегастадияла [9, 10].

2. В связи с прогрессивно возрастающими затратами атмосферных осадков на питание трансгрессировавшего оледенения общий объем стока в котловины нисколько не сокращался и своего минимума достиг накануне предельного развития позднеплейстоценового 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 и динамики Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного водоема [1, 13] сделаны прямо противоположные данному тезису выводы. Так, например, в статье [13] утверждается, что «в ледниковый максимум вюрма объем талого 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 $W = SA - F_{\text{вн}} 0,55$, где S – площадь всего ледника в м^2 , $F_{\text{вн}}$ – внутреннее питание ледника.

Внешне все вроде бы корректно, но так ли на самом деле? Прежде всего следует заметить, что при реконструкции бывшего пространственного положения границы питания надо учитывать мощность ледников, особенно при пологих уклонах их поверхности, как это было при выходе ледников из горных долин в котловины. Некритичное, механическое использование теоретических разработок для иных условий, недоучет очевидных природных фактов привели к тому, что годовой объем стока по [13] получился почти в 7 раз больше современного общего годового речного стока! И, к сожалению, эту цифру (8,8 куб. км) один из авторов статьи принимает как реальную в дальнейшем при реконструкциях времени (периода) заполнения котловин талыми водами и динамики водоема. Как видно 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 $F_{\text{вн}}$. По А.Н. Кренке [6], 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 Верх. Чуи), не возникла внезапно, на ее формирование прогрессивно затрачивалась какая-то часть атмосферных осадков, исключавшихся из годового влагооборота, что и оговорено А.Н. Кренке [6], предложившего 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 [5]. Известно также [4], что вторая половина ледниковых эпох характеризуется крайне сухими и холодными климатическими условиями.

По исследованиям Ю.К. Нарожного [7], 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 позднелед-

стоцевого оледенения, то окажется, что ледниковые площади выше 2450–2500 м над уровнем моря не давали талого стока, а это составляет более 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 волноприбойных террас значительно хуже, чем на морене максимума. Косвенно это указывает на то, что терраски вырабатывались в отложениях недавно сформированной морены.

О запаздывании наполнения 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 (рис. 3).

Таким образом, начало быстрого поднятия уровня Чуйского пр.-озера совершенно определенно можно коррелировать с заключительным этапом регрессивной фазы первой постмаксимальной стадии 1-го мегадиаля, датируемой [10], около 32 тыс. лет т.н. (МГУ-ТЛ-1).

Быстрое уменьшение толщины годовых лент вверх по разрезу в первой (нижней) толще озерно-ледниковых отложений свидетельствует о быстром увеличении глубины пр.-Чуйского озера. По ориентировочным подсчетам количества годовых лент эта толща накапливалась в течение не менее 2-х тыс. лет и ее формирование завершилось после 30 тыс. лет т.н. Отсутствия следов перерывов в осадконакоплении указывает на непрерывность существования озера в течение всего периода накопления годовых 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, по-видимому, произошло всплывание 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 [12, рис. 7]. Этим потоком были размыты в Курайской котловине конечные морены ледников подножья Курайского хребта и широко распластанного ледника Актру. Такое предположение основывается на отсутствии следов глубинной эрозии и сохранности донной морены позднеледстоцевого ледника на всем участке долины между котловинами.

Быстрое наполнение Курайской котловины водой, сброшенной из Чуйской котловины, привело к всплы-

* Примечание авторов статьи о том, что доля ледникового стока ими принята за 80 % от общего объема годового стока не аргументирует полученную ими цифру, а усугубляет абсурдность сделанной оценки. Общий годовой сток составлял, следовательно, 11 куб. км, т.е. слой стока достигал более 1000 мм по всей площади бассейна Верхней Чуи.

ванию остальных ледников в долине Чуи между котловинами и относительно тонкой восточной краевой части мощной ледниковой плотины, подпружинивавшей Курайскую котловину.

По разнице высотных отметок уровня ледниковой плотины на выходе из Чуйской котловины (1900 м) и уровня эрозионного вреза в озерно-ледниковые отложения первой (нижней) толщи (около 1800 м) в долине Чаган-Узуна получаем слой воды, сброшенной из Чуйской котловины – около 100 м. При акватории озера в 1000 кв. км в этом интервале высот (рис. 4) объем сброшенной воды достигает 100 куб. км. Этого объема хватило для выравнивания зеркала озера в обеих котловинах на высоте около 1800 м над ур. моря. 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.

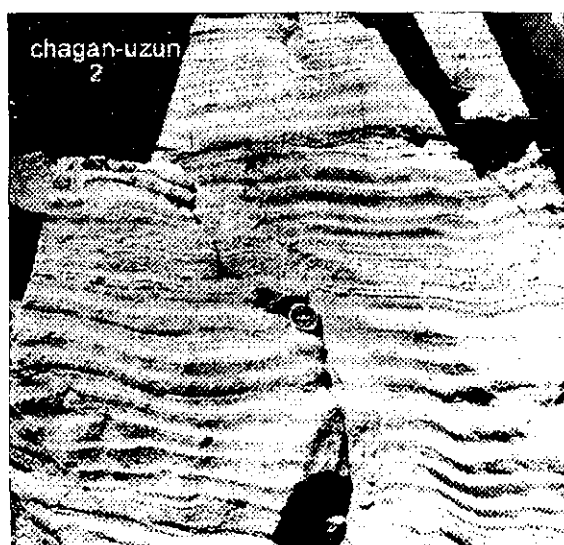


Рис. 3. Текстура ряби течения в песчаных лентах основания нижней толщи озерно-ледниковых осадков долины Чаган-Узуна

Как и в первой толще нижние ленты здесь сложены разнозернистыми песками с текстурами ряби течения (рис. 3). Выше пески сменяются алевропелитовыми осадками с нормальной параллельной слоистостью. В целом толщина годовых лент здесь меньше, чем в первой. Выборочные полевые подсчеты количества лент позволяют оценить продолжительность накопления второй толщи в 2–2,5 тыс. лет. Обоснование выделения годовых лент и анализ их микротекстуры рассмотрены нами в 1978 г. [9].

Таким образом, процесс заполнения тальми водами Чуйской и Курайской котловин до образования единого зеркала существенно отличался. По мере поднятия зеркала озера в Курайской котловине ледники, занимавшие долину Чуи между котловинами, всплыли и в дальнейшем не преграждали сток из Чуйской котловины. После выравнивания зеркала воды в котловинах возник единый Чуйско-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 в ней, максимального уровня (2100 м) Чуйско-Курайское озеро достигло несколько позже 30 тыс. лет назад. Образование единого Чуйско-Курайского озера и весь период его наполнения однозначно указывают на превышение прихода воды в котловины над ее истечением отсюда. О верхнем пределе бывшего уровня озера аргументировано можно судить по высотной отметке верхней волноприбойной террасы (2100 м над ур. моря) на бортах Чуйской и Курайской котловин (рис. 5). Встречающиеся в некоторых публикациях [1, 14] 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 Курайс-

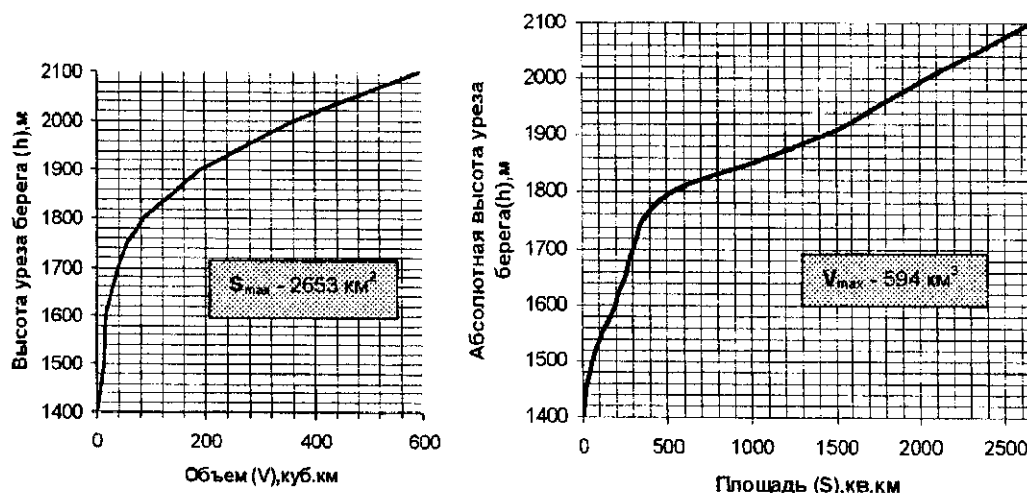


Рис. 4. Кривые зависимостей площади (S) и объема (V) Чуйско-Курайской лимносистемы от высоты уреза воды

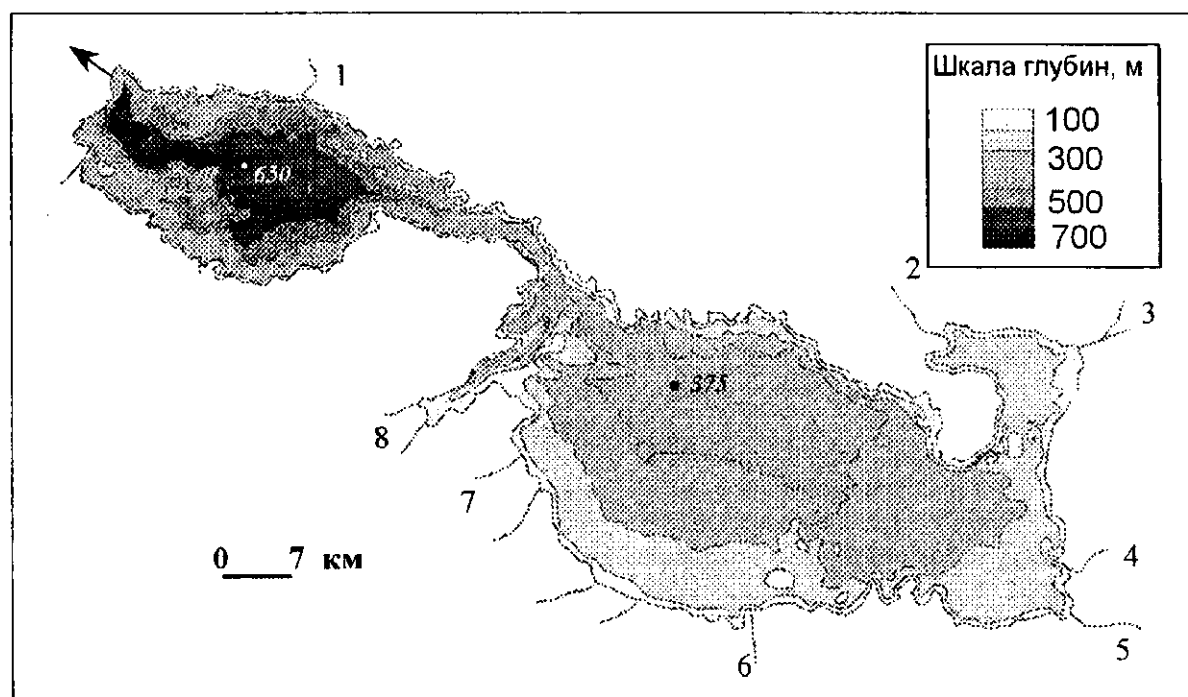


Рис. 5. Батиметрическая карта Чуйско-Курайской лимносистемы в максимум наполнения. Цифрами указаны впадающие реки: 1 – Курайка; 2 – Кокоря; 3 – Бугузун; 4 – Бар-Бургазы; 5 – Юстыд; 6 – Чаган-Бургазы; 7 – Ирбисту; 8 – Талдура и Чаган

кой котловины. С высотной отметкой верхней волноприбойной 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 прекратилось 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) всплытие 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 [3], анализируя режим опорожнения Дархатского озера, «главной особенностью режима... озер ледниково-подпрудного типа были периодические прорывы воды через ледниковую плотину, которые должны были приводить к быст-

рым осушениям озерной ванны»... (подчеркнуто нами). Далее он поясняет, что «Такие прорывы, или йокульлаулы, 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 согласиться, если исключить допущение о быстрых 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, ряд признаков свидетельствует лишь о частичном периодическом сбросе озерных вод. Всплытие плотины исключается, прежде всего, по наличию лестницы многочисленных волноприбойных уровней, спускающихся до самого дна Курайской котловины! Невозможно себе представить, чтобы столь же многочисленные всплытия плотины завершались ее опусканием точно на то же место, чтобы основание плотины сохранило тот же микрорельеф, а дно долины в пределах канала стока воды не подверглось эрозионным процессам.

Нет следов катастрофических потоков и ниже былой плотины в долине Чуи. Наконец, надо учитывать, что и в строении толщ озерно-ледниковых отложений

не обнаружено перерывов в осадконакоплении, которые были бы неизбежны при полных спусках озера.

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, а следовательно, не было необходимого условия для возникновения маргинального или субмаргинального стока.

Перелив подпруженных вод через понижения на поверхности плотины в принципе возможен и некоторые исследователи, например Г.Н. Голубев [2], 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 заморененности плотины не могло быть, так как по выходе из коротких горных долин на слабо расчлененные предгорные ступени ледники широко распластывались, материал поверхностной и внутренней морены рассредоточивался 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 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 конечно-моренный комплекс позднеплейстоценового максимума ледника Тете. На дистальном склоне этого моренного комплекса вполне определенно выделяются озерные линии (волноприбойные террасы) (рис. 6). Хорошая геоморфологическая выраженность конечной морены однозначно указывает на то, что ледник Тете достиг своих максимальных размеров и сформировал море-

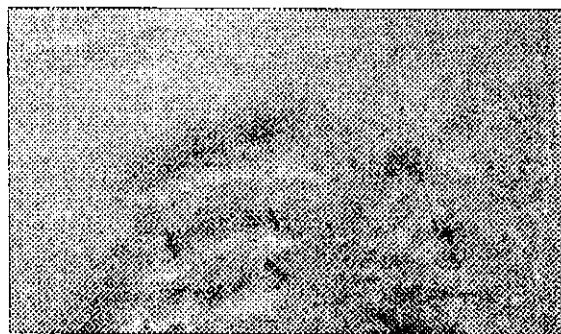


Рис. 6. Озерные террасы на дистальном склоне конечно-моренного комплекса ледника Тете времени позднеплейстоценового максимума

ну в субэвральных условиях. Если в котловине и было ограниченное по площади озеро, его уровень не поднимался выше отметки конца ледника (1600 м).

Закономерен вопрос: куда же девались талые воды начавшейся деградации ледников горного обрамления этой котловины и воды частичного стока из Чуйской котловины? Поскольку другие механизмы стока оказались неприемлемыми, остается один ответ: существовали подледниковые туннели и внутриледниковые каналы!

Что касается существования внутриледниковых каналов, то это не утверждение, а лишь предположение, хотя и небезосновательное. Реальность же подледного стока подтверждается глубоким (до 50 м) эрозионным врезом в коренные породы на участке современной долины Чуи в пределах массива Белькенёк от устья р. Маашей до Чибитского расширения долины. 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 Белькенёк ледниковая плотина имела наибольшую мощность. 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, Артолу, 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.

Краевые части плотины, особенно восточная, образованная слиянием ледников противоположных хребтов (Таджилу, Артолу, Актру, Корумду), широко распластывалась на приподнятом дне западной половины Курайской котловины. По мере 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 Белькенёк). Ограниченность пропускной способности туннеля обуславливала постепенное наполнение котловин до 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 преграде и увеличения стока. В результате этого дальнейшее поднятие уровня озера прекратилось, приток и отток воды в котловинах на какое-то время сбалансировался. Периодически такой баланс нарушался кратковременным превышением расходной части и уровень озера снижался. Лестница волноприбойных террас свидетельствует о том, что последую-



Рис. 7. Десушированная поверхность конечной морены в восточной части Курайской котловины

щего 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.

Анализ строения толщи озерно-ледниковых отложений 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 после некоторого периода последовательно сокращавшихся годовых расходов (рис. 10). Только таким механизмом спуска Чуйско-Курайского ледниково-подпрудного озера объясняется лестница многочисленных террас, прослеживающихся до самых нижних отметок дна бывшего водоема, непрерывность аккумуляции ленточных отложений и отсутствие следов катастрофических суперпотоков в долине Чуи ниже ледниковой плотины.

В связи с отсутствием признаков разрушения бывшей ледниковой плотины и, соответственно, отсутствием реальных признаков катастрофических спусков озерных вод весьма важной представляется хотя бы приближенная оценка объемов периодически сбрасывавшейся воды, а также вероятных средних и максимальных расходов реки ниже плотины. Критерием для количественной оценки таких кратковременных спусков части озерных вод является высота уступа волноприбойных террас и площадь акватории для каждого диапазона высотных отметок зеркала воды.

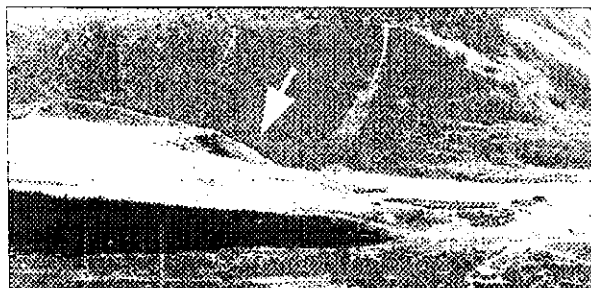


Рис. 8. Позднеплейстоценовая конечная морена в старой долине Чуи в районе пос. Чибит

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 годичных лент изменчивой толщины (рис. 9), маркирующих периоды наибольшей динамики уровня озера, указывают 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 лет его последующего повышения [12]. Поскольку этот уровень не достигал высоты его предыдущего положения всего на несколько метров, слой сброшенной воды превосходил соответствующий ему уступ террасы, по-видимому, не более чем в полтора раза. Вот эту полуторную величину уступа террасы мы счита-

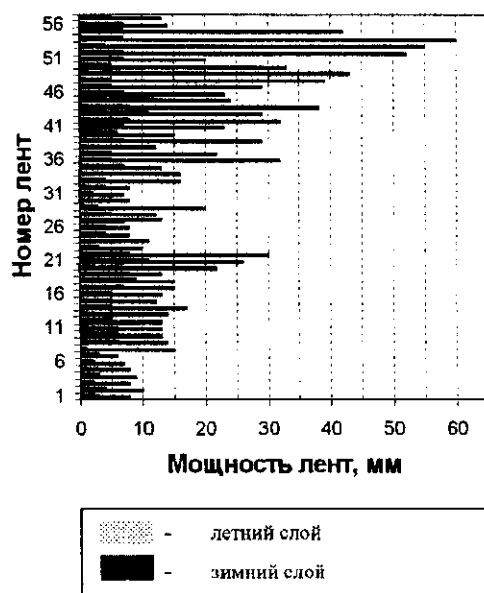


Рис. 9. Диаграмма изменения мощности и строения годичных лент озерно-ледниковых отложений в эпигенетической долине р. Чаган-Узун

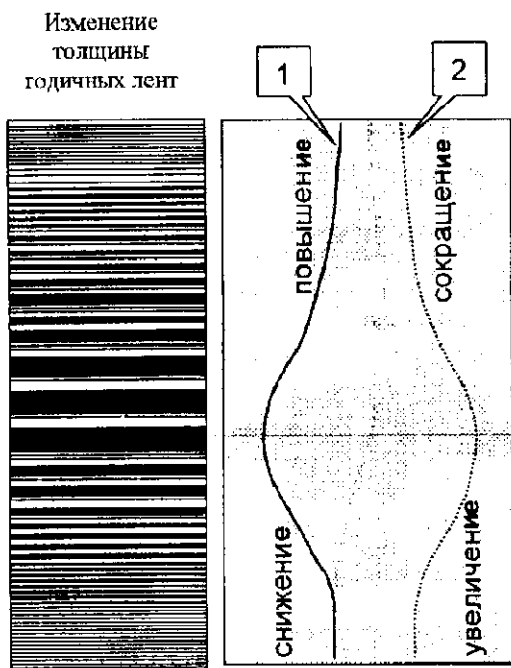


Рис. 10. Интерпретация изменения толщины годовых лент в колебаниях уровней и расходов воды лимносистемы. 1 – динамика уровня лимносистемы; 2 – динамика расходов воды

ем 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. 5), в Чуйской котловине, дно которой в основном лежит выше 1720 м, озеро уже исчезло. На южном склоне Курайского хребта в районе бугров Бигдон в диапазоне высотных отметок 2100–2000 м над уровнем моря наиболее отчетливо выделяется 16 террас, а между ними имеются и менее выраженные террасы. Здесь же на склоне холма, несколько южнее, в диапазоне высот от 1980 до 1802 м выделяется еще 34 террасы (табл. 1). Восточнее бугров Бигдон в междуречье Чичкетерека и безымянного ручья в диапазоне высот от 2100 до 1860 м нами насчитано 22 террасы. Террасы имеются и в других местах бывлой акватории Чуйской котловины, но они менее выразительны или представлены только в небольшом вертикальном диапазоне.

При уровне стояния Чуйско-Курайского озера на отметке 2100 м его акватория составляла 2650 кв. км, на уровне 2000 м – 2100 кв. км. По ходу кривой изменений площади пра-озера в этом высотном диапазоне можно принять среднюю для этого интервала площадь в 2325 кв. км и ее использовать для расчета объема сбрасывавшейся воды за каждый из 16 основных эпизодов. 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 ($100 \times 1,5 : 16$), а ее объем составлял около 22 куб. км ($2325 \text{ кв. км} \times 9,4 \text{ м}$).

Теперь возникает вопрос о продолжительности этих эпизодов снижения уровня пра-озера. 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 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 повышенные расходы, таким образом, составляли от 3 до 5,5 куб. км в год, т.е. в 2,5–4 раза больше современного годового стока Чуи на створе Белый бом. 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 – аргументировано 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 озерных вод даже в зимнее время. Если это соответствовало действительности, то без большой погрешности можно принять среднесуточные расходы как частное от деления годового объема стока на

Таблица 1
Альтиметрия площадок абразионно-аккумулятивных террас междуречья Чичкетерек – Балахан

№ террасы	Абс. высота, м	№ террасы	Абс. высота, м
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
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

годовое количество суток. По полученным таким образом величинам среднесуточных расходов пра-Чуи можно сравнить с современной Катунью на створе у с. Усть-Кокса в Уймонской котловине.

Сделанные оценки объемов периодического сброса подпружных вод и осредненных расходов пра-Чуи позволяют перейти к анализу их возможного геоморфологического эффекта в долинах Чуи и Катунь.

В долине Чуи на участке от выхода реки из Курайской котловины и до урочища Верх. Мены (протяженность – 16 км) плоское дно долины представляет собой заболоченную пойму с многочисленными старичными озерами. Река здесь до сих пор интенсивно меандрирует в низких берегах. Сложена пойма слоистой супесью. Фрагменты сохранившихся надпойменных террас сложены разнозернистыми слоистыми песками, которые прослеживаются до 100 м над дном долины по обоим бортам в урочище Боротал. Вместе с тем, следует отметить наличие на пойме отдельных крупных эрратических глыб (рис. 12), что может быть связано с бывшим заполнением этого участка долины ледником, транспортировавшим эти глыбы с прилегающих гор. Ледниковые отложения встречаются только выше на склонах горного обрамления долины. Отдельные эрратические валуны и галька отмечены на останцах обтекания в урочище Боротал и в двух километрах выше по течению Чуи. Значительный участок, сложенный валунным галечником, имеется в ложбине по левобережью Чуи на высоте 1560–1600 м (140–160 м над урезом реки) напротив урочища Боротал. По этим галечникам сформирована «рябь течения» с относительными превышениями гряд над разделяющими их ложбинами до 3 м. По-видимому, здесь раньше всего ослабла связь между ледниками противоположных хребтов и по этой ложбине начался сток воды из котловины.

В бывшей долине Чуи, как уже отмечалось ранее [12], на всем ее протяжении от пос. Верх. Мены до пос. Чибит сохранился моренный рельеф (рис. 8). Существенное воздействие водной эрозии он претерпел только ниже устья долины Чибитки и поэтому вполне логично эрозионное расчленение морен связывать с этим притоком р. Чуи. Выше по долине нет следов водной эрозии, тем более следов катастрофических потоков. Более того, надо отметить, что южнее пос. Верх. Мены на дне старой долины Чуи пески, вложенные в ледниковые отложения, имеют падение не вниз, а вверх по долине (рис. 11), что указывает на сток талых ледниковых вод именно в этом направлении.

Сток из Чуйско-Курайского водоема локализовался, по-видимому, в пределах современной долины Чуи. Здесь донной эрозией прорезаны не только ледниковые отложения на всю их мощность, но и подстилающие морену коренные породы. Отсутствие аллювия и речных террас свидетельствует о том, что этот глубинный врез в коренные породы сформировался еще тогда, когда долина была заполнена льдом и, таким образом, указывает местоположение и параметры основного, устойчивого канала сброса подпружных



Рис. 11. Параллельно-слоистые пески приледниковой дельты в урочище В. Мёны

вод. Этот врез может быть отнесен к категории типичных «кули», но его морфометрические характеристики (ширина поверху до 50 м и максимальная глубина до 50 м) не позволяют реконструировать те расходы, которые допускаются сторонниками катастрофических суперпотоков. Можно предполагать эпизодическое возникновение в плотине и внутриледниковых каналов, но их параметры не реконструируемы.

Как уже отмечалось ранее [10, 12], следы позднеплейстоценового ледника в долине Чуи прослеживаются до урочища Бока. Ниже по течению еще на протяжении 2–3 км в долине нет речных террас выше 12–15 м. Существенно меняется строение придонной части долины Чуи от устья р. Айгулак. Здесь и далее вниз по течению вплоть до устья Чуи вполне определенно выделяется два разновысотных комплекса террас, на что еще в 1914 г. обратил внимание В.А. Обручев [8]. В нижнем комплексе на различных участках представлено от 3 до 7 террас в 50-метровом высотном диапазоне. Террасы верхнего комплекса местами поднимаются до 250 м над нижними.

Общей особенностью высоких террас и двух-трех верхних террас из нижнего комплекса является то, что плановый рисунок их уступа существенно менее извилист по сравнению с таковым у нижних террас или у современного русла реки. Известно, что радиус кривизны меандр или интенсивности меандрирования зависит от водности реки. Таким образом, этот геоморфологический признак так же свидетельствует о бывшей большей полноводности пра-Чуи, но отнюдь не о катастрофических потоках, которые не оставили бы этих многочисленных террас.



Рис. 12. Эрратические валуны на дне долины Чуи в пределах бывшей ледниковой плотины

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 01-05-65151).

Литература

1. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: Событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд. Том. ун-та, 1993. 250 с.
2. Голубев Г.И. Особенности прорывов ледниково-подпрудных озер различных типов. М.: МГИ, 1974. Вып. 24. С. 155–163.
3. Гросвальд М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. С. 152–170.
4. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 212 с.
5. Котляков В.М. Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
6. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.
7. Нарожный Ю.К. Особенности формирования жидкого стока с областей питания ледников Алтая // Гляциология Сибири. Вып. 4 (19). Томск: Изд. Том. ун-та, 1993. С. 103–119.
8. Обручев В.А. Алтайские этюды. Т. 1. Заметки о следах древнего оледенения в Русском Алтае. Землеведение, 1914. кн. 4. С. 50–93.
9. Окишев П.А., Рудой А.Н., Герасимов Н.Г. Ленточные отложения Чаган-Узуна и их палеогляциологическое значение. Гляциология Алтая, Томск, 1978. Вып. 14. С. 43–65.
10. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Изд. Том. ун-та, 1982. 209 с.
11. Окишев П.А. Некоторые нерешенные вопросы проблемы происхождения высоких алтайских террас // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд. Том. ун-та, 1997. Вып. 22. С. 9–17.
12. Окишев П.А. Реконструкции "катастрофических суперпотоков" и геолого-геоморфологические реалии // Вопросы географии Сибири. Томск: Изд. Том. ун-та, 1999. Вып. 23. С. 75–86.
13. Рудой А.Н., Галахов В.П., Данилин А.Л. Реконструкция ледникового стока верхней Чуи и питание ледниково-подпрудных озер в позднем плейстоцене // Изв. ВГО. Л.: Наука, 1989. Т. 121. Вып. 3. С. 236–244.
14. Рудой А.Н. Четвертичная гляциология гор Центральной Азии: автореф. дис... докт. геогр. наук. Томск, 1995. 35 с.