

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.4(235.222)

© 2010 г. А.Р. АГАТОВА, Р.К. НЕПОП

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛЕЙСТОЦЕНОВОМ ОЛЕДЕНЕНИИ ГОРНОГО
ОБРАМЛЕНИЯ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)¹****Введение**

Количество, масштабы и характер оледенений горных стран определяются сочетанием таких факторов, как изменения климата и эволюция новейших тектонических движений. В свою очередь, анализ изменения во времени положения и размеров горных ледников позволяет уточнить и дополнить реконструкции климатических и тектонических колебаний в четвертичном периоде, полученные другими методами, тогда как игнорирование данных палеогляциологических исследований может приводить к серьезным ошибкам в подобных реконструкциях.

Таким образом, восстановление эволюции оледенения необходимо для всестороннего комплексного исследования горных территорий. Однако, несмотря на длительное изучение, история плейстоценовых оледенений гор юга Сибири до сих пор воссоздана не в полной мере. Открытым остается вопрос и о количестве, и о масштабах оледенений ряда районов этого горного пояса. Определение абсолютного возраста морен является отдельной проблемой. Особо остро она стоит для районов амагматичного кайнозойского орогенеза, например, таких как Алтай, на территории которых в отличие от Восточно-Тувинского плоскогорья и Кавказа в четвертичных отложениях отсутствуют хорошо датируемые пепловые либо эффузивные прослойки-маркеры, а возрастной диапазон морен зачастую лежит за пределами возможностей радиоуглеродного метода.

Так как изученность ледниковых отложений и форм рельефа, нередко находящихся в труднодоступных местах, еще далека от идеальной, сбор и анализ информации о распространении следов четвертичных оледенений, также как и последующий синтез в виде палеогеографических реконструкций на эту огромную территорию по-прежнему актуальны.

В настоящей статье приводятся новые данные по оледенению Чаган-Узунского массива – низкогорной перемычки, разделяющей Чуйскую и Курайскую впадины в юго-восточной части Горного Алтая. В отличие от Северо- и Южно-Чуйского хребтов, обрамляющих впадины с юга и непосредственно граничащих с массивом, на его уплощенной вершине и в верховьях дренирующих его макросклоны долин современные ледники отсутствуют. Кроме того, этот массив, согласно Геологической карте, и в плейстоцене был затронут процессами оледенения незначительно (при этом местоположение следов оледенения и их возраст на геологической карте и на схеме Е.В. Девяткина различаются) [1, 2]. Тип и параметры ледника в Ыылдыскельской котловине

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64920).

на вершине Чаган-Узунского массива и наличие выводного ледника по долине Кызылчина в публикациях исследователей этого района никогда не обсуждались, хотя тема ледоёмов на Алтае в свое время было посвящено большое количество работ [3–13].

Детальные геоморфологические исследования, проведенные нами на этой территории, показали, что в начале позднего плейстоцена поверхность западной части Чаган-Узунского горного выступа покрывалась обширным ледником. Помимо геоморфологических методов для реконструкции площадных параметров возникшего здесь ледоёма были использованы расчеты толщины льда выводного ледника, конечная морена которого была закартирована нами в ходе полевых работ.

Новая информация, полученная об оледенении низкогорного Чаган-Узунского массива, позволила дополнить имеющиеся представления о характере позднеплейстоценовых оледенений Юго-Восточного Алтая в пределах горного обрамления Курайско-Чуйской системы впадин и о соотношении тектонических и климатических факторов образования ледников на протяжении плейстоцена в этой аридной зоне Алтайского поднятия.

Ороклиматическая характеристика района исследований

Вытянутая в ЗСЗ направлении Курайско-Чуйская система впадин и хребты ее обрамления входят в наиболее высокую и расчлененную юго-восточную часть Горного Алтая (рис. 1). Абсолютные отметки центральной части днища Чуйской впадины составляют 1750–1850 м, днище Курайской впадины расположено на высоте 1500–1700 м. С севера впадины ограничиваются Курайским хребтом с абс. высотами водоразделов 3200–3400 м. Южным обрамлением впадин являются плато Сайлюгем (2900–3000 м) и Северо- и Южно-Чуйский хребты (3100–3700 м), отдельные вершины последних достигают 4177 и 4056 м (горный узел Биш-Иирду). Для приосевых частей хребтов характерен альпинотипный рельеф с острыми пилообразными водоразделами, сформировавшийся в плейстоцене в результате ледниковой экзарации, а в карах и цирках Северо- и Южно-Чуйского хребтов сохраняются современные ледники, одни из крупнейших на Алтае. Долины хребтов представляют собой системы вложенных трогов – до трех генераций [14]. В пределах слаборасчлененного валлообразного плато Сайлюгем, дренируемого широкими пологосклонными долинами, современное оледенение отсутствует. Низкогорный Чаган-Узунский выступ – самостоятельный тектонический блок, разделяющий Чуйскую и Курайскую впадины, имеет общий уклон вершинной поверхности на восток: от 2860 м в западной до 2600 м в его восточной части. Максимальные высоты – до 2920 м (г. Сукор) – зафиксированы на северной границе выступа. Его крутой западный макросклон рассечен глубокими короткими долинами, сохраняющими яркие следы древнего оледенения. Продольные профили долин восточного макросклона более пологие. Следы бывшего долинного оледенения заретушированы наложенными склоновыми процессами, однако и здесь в днищах долин Аккай и Талдыдюргуна залегают конечно-моренные образования. На поверхности выступа, вблизи его границы с Северо-Чуйским хребтом, расположена Г-образная тектогенно-денудационная котловина, по имени урочища называемая далее Йылдыскельской. Плоское днище котловины находится на абс. высотах 2390–2420 м, а обрамляющие ее реликты поверхности выравнивания залегают в интервале 2600–2800 м. В субмеридиональной части котловины выполнена глинистыми осадками, аналогичными осадкам туерыкской свиты (N_1^{2-3tr}) в Чуйской впадине, перекрытыми ярко-бурыми отложениями эоплейстоцена [2]. Вероятно, эти же отложения, скрытые под солифлюкционным чехлом, прислонены к пологим склонам котловины СВ простирания, образуя террасу до 50–100 м шириной на высоте около 2540–2570 м. Короткая субмеридиональная часть котловины, сужаясь, переходит в ущельеобразную долину реки Акайры. При ее слиянии с Караайры образуется Кызылчин – наиболее протяженный водоток Чаган-Узунского выступа, относящийся к бассейну реки Чаган-Узун. Как и плато Сайлюгем, Чаган-Узунский выступ лишен современного оледенения.

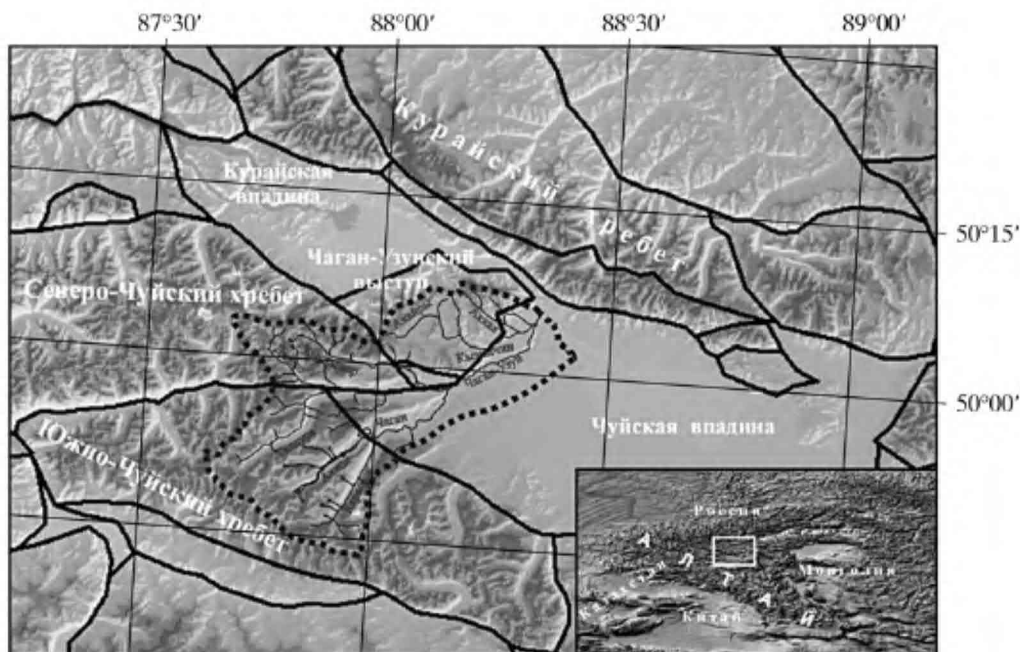


Рис. 1. Положение района исследования в структуре Юго-Восточного Алтая
 Линии на рисунке: сплошные – разломные границы морфоструктур, пунктирная – граница бассейна р. Чаган-Узун. На врезке – положение Юго-Восточного Алтая в структуре Алтайского горного поднятия

Рассматриваемая в данной статье юго-восточная часть Алтая характеризуется более аридным климатом по сравнению с увлажненным Северо-Восточным Алтаем, на большей части территории которого выпадает до 1000 мм осадков в год [15]. Как следствие, в пределах хребтов, к гребням которых количество осадков по сравнению с днищем впадин резко увеличивается (от 100–200 мм/год в Чуйской впадине до 800–1000 мм/год в приосевых частях Северо- и Южно-Чуйского хребтов [16]), четко прослеживается высотная климатическая поясность. На их склонах пустынно-степные комплексы днищ впадин сменяются участками лиственных лесов, которые выше замещаются растительными ассоциациями альпийских лугов и высокогорных тундр.

Существование меридиональной зональности в распределении осадков приводит к повышению границы леса и снеговой линии в восточном направлении. Количество осадков на высоте фирновой границы убывает с запада на восток с 2000 до 500 мм и менее [17]. Как следствие, высота снеговой линии возрастает от западной части Катунского хребта до границы с Монголией с 2400 до 3350 м, а граница леса в том же направлении повышается от 2000 до 2400–2450 м [18].

Однотипность распределения современных и значительно превосходивших их по размерам древних ледников говорит о существовании этой зональности и устойчивом дефиците осадков в юго-восточной части Алтая уже с позднего плейстоцена [14]. В подобных аридных условиях на формирование ледников в периоды глобальных похолоданий первостепенное влияние начинает оказывать характер рельефа – абсолютные высоты тектонических поднятий, их расчлененность, ориентировка хребтов, определяющая степень инсоляции макросклонов и их положение относительно влагонесущих атмосферных потоков, протяженность макросклонов, влияющая на площадь ледосборных бассейнов, уклоны днищ долин и другие более локальные ороклиматические факторы.

Методы исследования

Изучение следов оледенений Чаган-Узунского массива было проведено геолого-геоморфологическими методами. Выполнены картирование и петрографический анализ состава конечной морены выводного ледника, спускавшегося из Йылдыскельской котловины по долине Кызылчина; дешифрирование аэрофотоснимков м-ба 1:30000 и полевое обследование вершинной котловины и долины Кызылчина с целью обнаружения следов оледенения; анализ морфологии котловины и выводных долин на основе их продольного и поперечного профилирования; анализ поля абсолютных высот массива на предмет наличия и расположения седловин, контролировавших мощность льда в котловине.

Для реконструкции максимальных площадных параметров ледоёма нами были привлечены расчеты мощности выводного ледника, ставшие возможными благодаря обнаружению и картированию в ходе полевых исследований конечной морены Кызылчинского ледника. В основу расчетов легла простейшая модель движения ледника, рассмотренная Патерсоном [19], и параметризационная схема Хеберли и Хельцле [20], основанная на статистическом анализе физических параметров ледников, которые, в свою очередь, представлены в кадастре ледников земного шара – Всемирной базе топографических данных о ледниках [21]. Корреляционная зависимость касательного напряжения вдоль центральной линии тока ледника от перепада высот его верхней и нижней точки, предложенная Хеберли и Хельцле, была использована нами для расчета толщины льда в выводном Кызылчинском леднике.

Кроме того, нами была проверена правомерность использования простейшей модели, предложенной Патерсоном, в соответствии с результатами, полученными в [22], где исследуется вопрос о характерных продольных размерах ледника, по которым следует проводить усреднение различных физических параметров, описывающих его движение. В рассматриваемом нами случае длина выводного ледника более чем в 20 раз превосходит расчетную толщину льда ($L \approx 50 \cdot h$), что подтверждает правомерность полученных оценок.

Характерная толщина льда выводного ледника в долине Акайры в месте его выхода из Йылдыскельского ледоёма составила приблизительно 160 м, а уровень максимального заполнения ледниковой чаши – 2520 м над у. м.

Значения толщины льда и абсолютной высоты заполнения котловины, полученные нами в результате численных расчетов, совпали с результатами геоморфологических наблюдений (см. ниже). Таким образом, в рассматриваемом нами случае два независимых метода реконструкции мощности ледника привели к одному результату, что подтверждает корректность проведенной нами реконструкции.

Фактический материал и результаты реконструкции

Полевое обследование вершинной котловины Чаган-Узунского массива показало, что выраженных в рельефе днища котловины морен заполнявший ее ледник не оставил: в обрамлении Йылдыскельской котловины отсутствуют высокие горные вершины – потенциальные источники обломочного материала и долинных ледников – агентов его сноса. Кроме того, отсутствие ярких проявлений ледникового морфолитогенеза в котловине может быть объяснено слабой экзарационной деятельностью ледника вследствие малого уклона ее днища, заполнением котловины рыхлыми неогеновыми и эоплейстоценовыми породами, а также сильно развитым мерзлотным оплыванием склонового чехла после деградации ледоёма. Средней степени окатанности гальки и мелкие валуны мраморизованных известняков баратальской свиты (R_3br), в которых, в основном, выработана котловина, встречаются лишь в ее субмеридиональной части на поверхности эоплейстоценовых отложений, так как именно в этой части котловины лед контактировал с коренными породами. Главным фактом, свидетельствующим о былом существовании здесь ледоёма, является наличие конечной морены ледника,

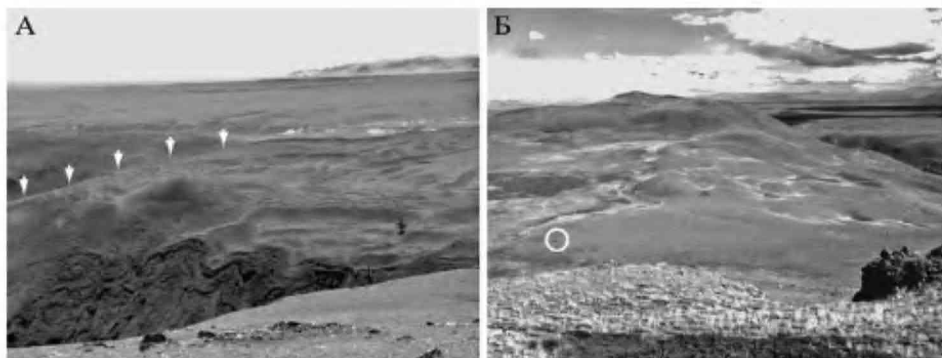


Рис. 2. Конечная морена выводного Кызылчинского ледника на правом (А) и левом (Б) водоразделах. Стрелками показан контакт с Чаган-Узунским долинным ледником, берущим начало в Южно- и Северо-Чуйском хребтах. Для масштаба в круге – один из авторов во время GPS-картирования

выходившего из котловины по долине Кызылчина и спускавшегося до абс. высоты 2080 м. Закартированная нами конечная морена этого выводного ледника залегает на уплощенной части водораздела Чаган-Узуна и Кызылчина, в месте выхода последнего из мелкосопочного обрамления котловины. Морена представлена чешуйчатыми дугообразно изогнутыми в плане валами, вытянутыми вниз по течению (рис. 2А). В понижениях между ними еще недавно сохранялись небольшие озерца. Валы сложены глыбами, валунами и гальками массивных темно-серых известняков баратальской свиты, на территории Чаган-Узунского бассейна выходящих на поверхность исключительно в пределах Чаган-Узунского выступа. Цементирующий мелкозем имеет бурый и малиновый оттенки за счет ассимиляции развитой по красноцветным девонским морским отложениям коры выветривания (P_3^1el), продуктов ее переотложения – пород карачумской свиты ($P_3^{2-3}kch$), сохранившихся преимущественно в пределах слаборасчлененного Чаган-Узунского выступа, а также заполняющих Йылдыскельскую котловину озерных неогеновых отложений ($N_1^{2-3}tr$). На склонах хребтов эти отложения практически везде уничтожены, а во впадинах погребены под более поздними отложениями. Исключительно однородный петрографический состав обломков этой конечной морены и малиновый цвет цемента резко отличают ее от сероцветных боковых морен Чаган-Узунского ледника, также залегающих на этом водоразделе. В разнообразной по составу морене ледника, спускавшегося в Чуйскую впадину по долине Чаган-Узуна, около трети обломков составляют валуны гнейсов и гранитов из осевой части Южно-Чуйского хребта. Слюда, попадающая в цемент при разрушении этих пород, придает характерный серый цвет ледниковым отложениям из этой области сноса.

Особо отметим, что конечная морена Кызылчинского выводного ледника и боковые морены Чаган-Узунского ледника имеют плотный контакт и при этом конформны, ни одна из них не деформирует и не налегает на другую, что позволяет говорить об их синхронности. В рельефе граница этих морен подчеркивается узкой тектогенной долиной реки Дая, в период оледенения служившей маргинальным каналом стока талых вод. В целом на поверхности морены Кызылчинского ледника выделяются частые узкие, гребенчато изогнутые в плане валы, которые находятся примерно на одном гипсометрическом уровне, что, возможно, связано с отложением обломочного материала в сильно обводненных условиях. Во фронте красноцветной морены отмечено ее налегание на тонкий чехол сероцветных отложений, что, на наш взгляд, связано с постледниковым оползанием и надвиганием морены Кызылчинского ледника на флювиогляциальный шлейф Чаган-Узунского.

В строении красноцветного конечно-моренного поля по морфологическим признакам можно выделить два комплекса валов, отвечающих стадияльным подвижкам

ледника. Левые боковые морены этих комплексов были закартированы нами на противоположном водоразделе вдоль Кызылчинского ущелья (рис. 2Б). Ущелье заложено по линии разлома, активного и в голоцене, и левые боковые морены в настоящее время залегают на 60 м выше правых – на абс. высоте 2180 м. Сбросы гравитационного характера, произошедшие в результате Чуйского землетрясения 2003 г., отмечены нами также вдоль левого борта этого ущелья. Выше по течению в месте пересечения ущельем холмистого обрамления Йылдыскельской котловины левая боковая морена проксимального комплекса резко отворачивает от ущелья и далее прослеживается по гребню, разделяющему долину Кызылчина и небольшую долину временного водотока, в которой ледниковые отложения уже отсутствуют. Вдоль правого склона ущелья Кызылчина крупные моренные холмы фиксируются от места слияния Акайры и Караайры вплоть до границы мелкосопочного обрамления котловины.

Из этих фактов следует ряд выводов: 1) положение морен на водоразделе Кызылчина и безымянного водотока маркирует границу ледоёма с максимальной мощностью льда; 2) в максимум заполнения котловины долина Караайры попадала в область оледенения, образуя с котловиной единый ледоём; 3) значительная ширина выводного ледника, формировавшегося в это время в месте слияния Акайры и Караайры, была обусловлена подпруживанием ледовой массы на границе мелкосопочного рельефа. За пределы этой границы спускался лишь короткий язык ледника, который собственно и оставил конечные морены на уплощенной части водораздела Чаган-Узуна и Кызылчина.

В то же время можно утверждать, что основной сток из ледоёма происходил по воронкообразной долине Акайры, берущей начало непосредственно из котловины. Ледник долины Караайры сообщался с ледоёмом как через седловину в её верховье (2470 м), так и через водораздел с Акайры (около 2510 м), о чём свидетельствует его сглаженная форма и необычно сильное развитие карста в слагающих его известняках. При опускании поверхности ледоёма ниже этого водораздела и до 2470 м сообщение происходило только через седловину, а при дальнейшем снижении небольшой ледник долины Караайры оказался полностью отрезанным от области питания. Возникший при его деградации эрозионный врез значительно уступает по глубине ущелью в долине Акайры.

Проведенный нами анализ показал, что уровень льда в Г-образной котловине на вершине массива находился несколько выше трех седловин с высотами 2480–2500 м на водоразделе котловины с Кускуннуром. Вдоль этого участка водораздела левый склон долины Кускуннура террасирован моренами от подошвы до бровки тектогенного уступа, тогда как выше по долине уровень боковых морен Кускуннурского ледника заметно ниже. Это означает, что через данные седловины лед из Йылдыскельского ледоёма перетекал по пологонаклонной поверхности тектогенной ступени в долину Кускуннура. На поверхности ступени до сих пор сохраняются небольшие западинные озера, хотя выраженные в рельефе морены, как и в самой котловине, отсутствуют.

Таким образом, максимальный уровень ледоёма должен был превышать высоту седловин на водоразделе с Кускуннуром (2480–2500 м) и водораздела с Караайры (около 2510 м). Данные геоморфологических наблюдений были подкреплены физическими расчетами (см. раздел “Методы исследования”). Согласно этим расчетам, мощность выводного ледника, спускавшегося по долине Акайры и затем Кызылчина и достигавшего 7800 м в длину, на выходе из ледоёма составила 160 м. Так как верхний край трога Акайры находится на абсолютной высоте около 2360 м, то поверхность ледоёма по расчетной толщине льда реконструируется на высоте 2520 м, что вполне согласуется с геоморфологическими данными.

Так как днище основной части впадины расположено на высоте 2390–2420 м, то в период максимума оледенения основная часть впадины заполнялась льдом мощностью до 100 м. Большая мощность льда на выходе из ледоёма (160 м) была обусловлена глубоким врезом трога Акайры в днище котловины.

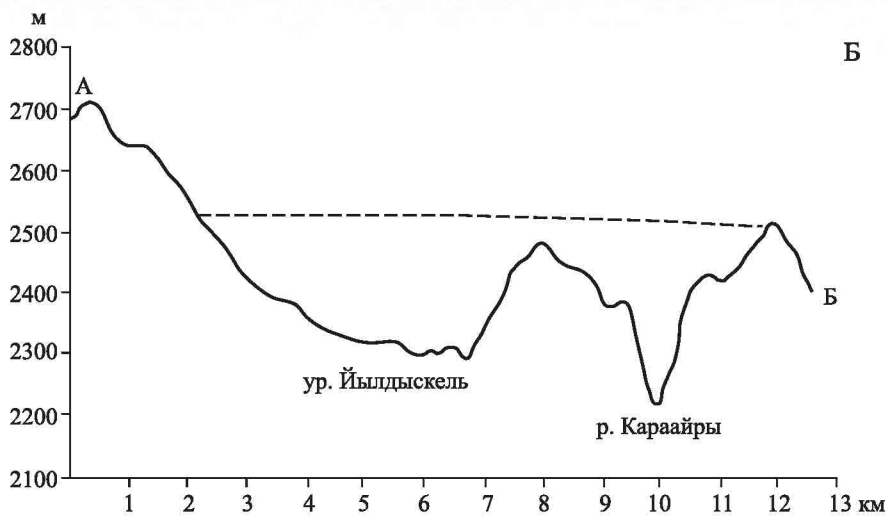
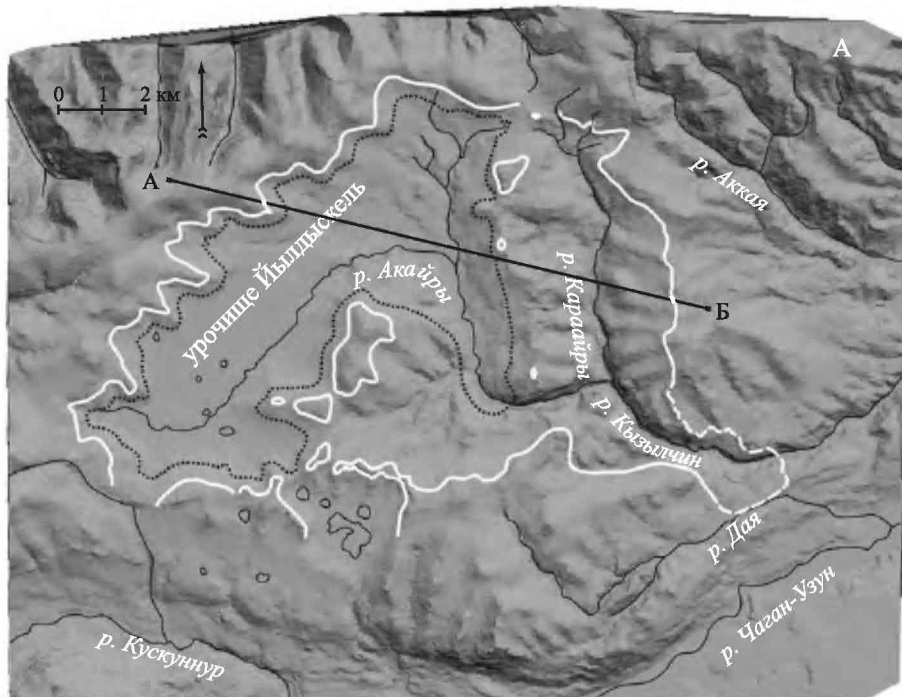


Рис. 3. Результаты реконструкции параметров Йылдыскельского ледоема

А – площадная реконструкция. Белая сплошная линия – граница ледоема в максимум его развития (уровень льда в котловине – 2520 м над у. м., мощность льда – 100 м), белая пунктирная линия – закартированные в ходе полевых исследований границы конечных и боковых морен Кызылчынского выводного ледника. Черная пунктирная линия – граница “остаточного” ледоема (уровень льда в котловине – 2460 м, мощность льда – 40 м). Черные тонкие линии – реки и озера. Линия АБ – положение профиля.

Б – поперечный профиль через Йылдыскельскую котловину и долину Караайры. Пунктирная линия – максимальный уровень ледоема (2520 м над у. м.). В юго-восточном направлении уровень льда снижается согласно общему уклону рельефа

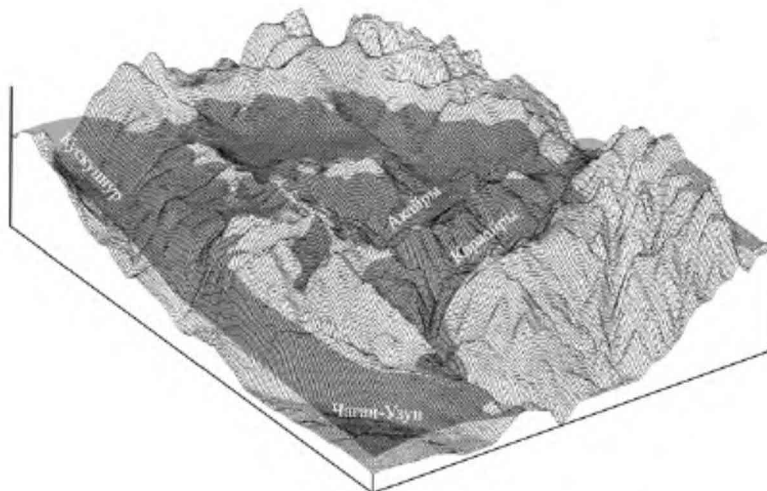


Рис. 4. Объемная реконструкция позднеплейстоценового оледенения западной части Чаган-Узунского массива в максимум его развития (оледенение восточной части не показано)

Данные о мощности льда и положении боковых и конечных морен выводного ледника позволили очертить контуры этого ледоёма (рис. 3, 4) и оценить его площадь – около 80 км². При снижении уровня льда до 2460 м (т. е. после отделения ледника долины Караайры) в котловине продолжительное время существовал “остаточный” ледоём мощностью до 40–60 м, оставивший конечные морены в долине Акайры выше места ее слияния.

Интересен тот факт, что именно на абс. высоте 2520 м сливались Талдуринский и Чаганский палеоледники, боковые морены которых были закартированы нами с помощью GPS-приемника (высота определена после привязки места слияния к топографической карте м-ба 1:25000). Таким образом, в начале позднего плейстоцена у подножия Южно-Чуйского хребта ниже абс. отметки 2520 м располагалось обширное ледяное поле, соединявшееся с ледоём Чаган-Узунского массива через седловины на водоразделе с Кускуннуром. Сплошная поверхность этого поля нарушалась лишь выступающими невысокими вершинами в обрамлении ледоёма.

Подчеркнем, что проблема определения абсолютного возраста морен до сих пор не решена. Противоречивость существующих термолюминесцентных (ТЛ) датировок не позволяет использовать их для возрастного расчленения аккумулятивных форм ледникового рельефа и напластований моренных отложений в разрезах [23]. В данном случае мы придерживаемся возрастной трактовки, предложенной в [2], как наиболее отвечающей нашим собственным наблюдениям [14], и долинное оледенение Южно- и Северо-Чуйского хребтов, оставившее в Чуйской впадине наиболее выдвинутые хорошо выраженные в рельефе конечные морены, называем первым позднеплейстоценовым (первым постмаксимальным). Соответственно, к началу позднего плейстоцена мы относим и синхронный этому оледенению ледоём на вершине Чаган-Узунского массива.

По всей видимости, ледоём возник здесь лишь единожды – в ходе полевых исследований мы не выявили следов ни более древних, ни более молодых подобных форм оледенения вершинной части массива. “Остаточный” ледоём в котловине, по нашему мнению, представлял собой промежуточную стадию деградации максимального и не может быть выделен в качестве самостоятельного оледенения.

Заключение

Проведенные нами исследования позволили сделать ряд интересных выводов.

Небольшой ледоём с площадью около 80 км² и мощностью до 100–160 м, возникший в начале позднего плейстоцена на поверхности низкогорного Чаган-Узунского массива, представлял собой совершенно особую разновидность котловинных ледников. Его основным отличием от “классических” Алтайских ледоёмов, существовавших в крупных межгорных впадинах (Джулукульской, Сайгонышской, Улаганской, Сарулукульской и др.) и оставивших яркие следы в виде основной морены, камовых террас, камов и озёр [3, 4], является отсутствие выраженных в рельефе моренных отложений на днище Ыылдыскельской котловины. Эта особенность является следствием того, что в обрамлении котловины отсутствуют высокие хребты, ледники которых накапливали бы в данном понижении обломочный материал. Этой же причиной объясняется и другая важная особенность Ыылдыскельского ледоёма – его развитие происходило без “предварительной” фазы аккумуляции льда за счёт его притока из высокогорных хребтов.

Очевидно, что возникновение и развитие данного ледника стало возможным лишь при опускании снеговой линии в тот период до уровня днища Ыылдыскельской котловины. Таким образом, мы можем утверждать, что в районе Чаган-Узунского массива в начале позднего плейстоцена снеговая линия проходила на высоте около 2400 м (в действительности она могла опускаться и ниже, так как в данном случае не учитывается величина тектонического поднятия Чаган-Узунского блока в постледниковый период).

Отсутствие в позднем плейстоцене ледникового покрова на сопредельных с ледоёмом низких боковых водоразделах Южно-Чуйского хребта являлось как следствием различного положения снеговой границы на каменных и ледниковых поверхностях (эта разница на Алтае может достигать 400 м по высоте [24]), так и влиянием рельефа. Это влияние, по мнению М.В. Тронова, заключается в ускорении ветровых потоков над плоскими водоразделами в зависимости от расположения долин, хребтов, отдельных вершин, что определяет небольшое количество выпадающих на водоразделы осадков и последующее сдувание уже выпавшего снега [24]. При этом к деградации ледника в более укрытой от ветров Ыылдыскельской котловине могло привести лишь долговременное поднятие снеговой линии выше 2520 м – максимального уровня ледоёма.

Так как следы последующих котловинных оледенений на территории Чаган-Узунского горного массива отсутствуют, можно утверждать, что похолодание, приведшее к значительному опусканию снеговой линии и возникновению здесь ледоёма в начале позднего плейстоцена, было сильнейшим за весь поздний плейстоцен.

С другой стороны, существование ледоёма на низкогорной перемычке Курайской и Чуйской впадин указывает на то, что абсолютная высота Чаган-Узунского тектонического блока, в нижнем неогене представлявшего собой фрагмент днища Чуйской впадины [2], к началу позднего плейстоцена была уже достаточной для развития на его поверхности оледенения в условиях начавшегося похолодания.

Таким образом, возникновение и развитие Ыылдыскельского ледоёма в начале позднего плейстоцена явилось следствием как опускания снеговой линии в ходе продолжительного похолодания, так и значительного тектонического поднятия к этому времени Чаган-Узунского межвпадинного блока.

Реконструированные площадные параметры ледоёма, а также конформность морен Кызылчинского и Чаган-Узунского ледников дают нам основание говорить о том, что Ыылдыскельская котловина, граничащая с ней долина Караайры и ступень на левом склоне долины Кускуннура, также как и подножье Южно-Чуйского хребта являлись областью одного оледенения (первого позднеплейстоценового, или первого пост-максимального [2]). Наличие фрагментов более древнего денудированного моренного чехла за его пределами – как в днище Чуйской впадины, так и на высоких боковых водоразделах Южно-Чуйского хребта [2, 14] – не позволяет согласиться с отнесением его к среднеплейстоценовому максимальному оледенению [1].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР. М-6 1:200000 (серия Алтайская). Объяснит. зап. Лист М-45-ХVII / И.И. Белостоцкий. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 104 с.
2. *Девяткин Е.В.* Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
3. *Девяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П. и др.* О так называемых ледомах Алтая // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1961. Т. 36. Вып. 3. С. 134–135.
4. *Девяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П. и др.* Еще о ледомах Алтая // Тр. ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1963. Т. 22. С. 64–75.
5. *Лунгерсаузен Г.Ф., Раковец О.А.* Некоторые новые данные о стратиграфии третичных отложений Горного Алтая // Тр. ВАГТ. 1958. Вып. 4. С. 79–91.
6. *Лунгерсаузен Г.Ф., Раковец О.А.* О границе третичной и четвертичной систем на Горном Алтае // М-лы Всесоюзн. совещ. по изуч. четвертич. периода. 1961. № 3. С. 229–237.
7. *Москвитин А.И.* Алтайские ледомы (критический разбор взглядов на четвертичный возраст Алтайских гор) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 143–156.
8. *Нехорошев В.П.* Древнее оледенение Алтая // Тр. ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1932. Т. 1. С. 23–29.
9. *Раковец О.А., Шмидт Г.А.* О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Тр. ком. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1963. Т. 22. С. 5–31.
10. *Рудой А.Н.* Ледомы и ледниково-подпрудные озера Алтая в плейстоцене // Изв. ВГО. 1990. Т. 122. Вып. 1. С. 43–52.
11. *Сперанский Б.Ф.* Основные моменты кайнозойской истории юго-восточного Алтая // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста. 1937. № 5. С. 50–66.
12. *Шукина Е.Н.* Геология отложений кайнозоя и геоморфология Горного Алтая и его предгорий. М.: Библиот. Отд. наук о Земле, 1953. Т. 2. 118 с.
13. *Шукина Е.Н.* Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфия их на территории Алтая // Стратиграфия четвертич. (антропогенных) отложений азиатской части СССР и их сопоставление с европейскими. Вып. 26. 1960. М.: Изд-во АН СССР, С. 127–165.
14. *Агатова А.Р.* Геоморфологическое картирование бассейна реки Чаган-Узун – ключ к реконструкции истории оледенений Юго-Восточного Алтая // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 13. № 6. С. 101–112.
15. *Селегей В.В., Селегей Т.С.* Телецкое озеро. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 142 с.
16. *Русанов В.И.* Распределение среднего годового количества осадков в Центральном Алтае // Изв. ВГО. 1961. Т. 93. Вып. 6. С. 272–283.
17. *Нарожный Ю.К., Оситов А.В.* Ороклиматические условия оледенения Центрального Алтая // Изв. ВГО. 1999. Т. 131. Вып. 3. С. 49–57.
18. *Тронов М.В.* О некоторых географических признаках климата в высокогорной местности // Гляциология Алтая. 1964. Вып. 3. С. 12–51.
19. *Патерсон У.С.Б.* Физика ледников. М.: Мир, 1984. 472 с.
20. *Хеберли В., Хельде М.* Опыт использования кадастровых данных для оценки основных гляциологических характеристик и воздействия региональных изменений климата на горные ледники (на примере Альп) // М-лы гляциол. исслед. 1997. Вып. 82. С. 116–124.
21. *Hoelzle M., Haeblerle W.* World glacier inventory. Boulder, CO, National Snow and Ice Data Center. World Data Center for Glaciology; World Glacier Monitoring Service. (http://nsidc.org/data/glacier_inventory/index.html)
22. *Budd W.F.* Ice flow over bedrock perturbations // J. Glaciol. 1970. № 9. P. 29–48.
23. *Агатова А.Р., Девяткин Е.В., Высоцкий Е.М. и др.* Результаты применения ТЛ-метода для датирования ледниковых отложений разреза Чаган (Юго-Восточный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исслед. / М-лы XXVIII Пленума Геоморф. комиссии РАН. Новосибирск: Изд. ИГ СО РАН, 2004. С. 9–11.
24. *Тронов М.В.* Некоторые принципиальные вопросы в учении о снеговой границе // Гляциология Алтая. 1962. Вып. 2. С. 3–36.

NEW DATA ON THE PLEISTOCENE GLACIATION OF THE CHUISKAYA BASIN MOUNTAIN FRAMING (SOUTH-WESTERN ALTAI)

A.R. AGATOVA, R.K. NEPOP

Summary

Paleogeographical reconstructions of the late Pleistocene glaciation of the Chagan-Uzun massif, which separate Chuya and Kurai intermountain depressions, are represented. The ice basin in the Jeldyskel depression on the top of the Chagan-Uzun massif had the maximum square about 80 km² and ice thickness about 100 m. The generation of this glacier happened without preliminary stage of mountain glaciers accumulation and its development proceeded with the weak morpholithogenesis in the depression, partly due to low-grade of its slopes. The conformity of the Kyzylchin outlet and the Chagan-Uzun glaciers moraines allows considering the Chagan-Uzun massif and the foot of the South-Chuya ridge as an area of the same glaciation – the first of the Late Pleistocene glaciations. The generation and evolution of the Jeldyskel ice basin is the result of both the depression of snow-line in the cold epoch in the beginning of the Late Pleistocene and considerable tectonic uplift of the Chagan-Uzun massif by this time.

УДК 551.435.24(–925.16)

© 2010 г. Н.И. ДЕМЬЯНОВИЧ

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛОНОВ, ВРЕЗАННЫХ В ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДНЕВЕРХНЕКЕМБРИЙСКОЙ ТЕРРИГЕННОЙ КРАСНОЦВЕТНОЙ ФОРМАЦИИ НА ЮГЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

История изучения

Отложения терригенной красноцветной формации верхоленской свиты средневерхнего кембрия являются региональным оползнеформирующим горизонтом на юге Сибирской платформы. С породами этой формации связано наибольшее количество оползней в долинах Ангары, Илима и их притоков. Здесь они хорошо изучены в процессе изысканий для подготовки к заполнению Братского и Усть-Илимского водохранилищ [1–3]. В этих районах смещения захватывают породы ордовика, обводненные на контакте с подстилающими глинистыми разновидностями красноцветной формации. В долине р. Лены специализированного изучения склонов не выполнялось. Имеющиеся указания на наличие оползней касаются также смещений доломито-песчаниковой толщи ордовика по кровле глинистых пород средневерхнего кембрия [4]. Смещения пород ордовика по глинистым отложениям верхоленской свиты, отнесенные к оползням выдавливания, отмечены на верхнем отрезке долины р. Лены в пределах Прибайкальского инженерно-геологического региона второго порядка [5], выделяемого в контурах Предбайкальского краевого прогиба [6]. Однако южная граница распространения отложений ордовика проходит севернее пос. Качуг [7], за пределами Прибайкальского региона, причем здесь они образуют разобщенные поля на водораздельных поверхностях. В сложении склонов породы ордовика принимают участие ниже пос. Жигалово при постепенном погружении под них отложений красноцветной формации.

Таким образом, на протяжении более 200 км (юго-восточная окраина Ангаро-Ленского и западная часть Прибайкальского инженерно-геологических регионов второго порядка) р. Лена врезана в отложения терригенной красноцветной формации. Впервые изучение таких склонов началось в 1987 г. при подготовке археологического памятника “Шишкинская писаница” к музеефикации. Скальный массив памятника гене-