

ПОСЛЕДНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ И ЛЕДНИКОВО-ПОДПРУДНЫЕ ОЗЕРА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

© 2023 г. И. Д. Зольников^{1,2,*}, И. С. Новиков¹, Е. В. Деев^{2,3},
А. В. Панин⁴, Р. Н. Курбанов^{4,5}

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

*e-mail: zol@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 08.06.2023 г.

После доработки 04.09.2023 г.

Принята к публикации 02.10.2023 г.

Составлена палеогеографическая схема распространения ледников и ледниково-подпрудных озёр времени последнего глобального похолодания (МИС-2) на основе детальной геоморфологической съёмки крупного масштаба. Реконструированы уровни и объёмы ледниково-подпрудных озёр во время первого и второго позднеплейстоценового оледенения, а также завально-подпрудного озера, формирование которого не связано с ледниками эпохи МИС-2.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, оледенения, ледниково-подпрудные озера, геоморфологическое картирование, Горный Алтай, МИС-2

DOI: 10.31857/S207667342304018X, **EDN:** FQEXLX

ВВЕДЕНИЕ

Исследована территория юго-восточной высокогорной части Горного Алтая (рис. 1). Вопросы количества оледенений, их размеров и возраста в пределах этой области до сих пор дискуссионны. До недавнего времени в стратиграфической схеме Горного Алтая значилось семь ледниковых горизонтов (Стратиграфия..., 1984), что обосновывалось термолюминесцентными данными первого поколения, которые впоследствии были признаны некондиционными (Зольников и др., 2021а). Гораздо более обоснована схема Е.В. Девяткина, согласно которой на этой территории присутствуют геолого-геоморфологические свидетельства только трёх оледенений (Девяткин, 1965): одного среднечетвертичного и двух позднечетвертичных (в соответствии с современной стратиграфической шкалой). Е.В. Девяткин считал последнее оледенение, которое по современным представлениям соответствует МИС-2, наименее значительным из трёх. При этом, по его представлениям куэктанарский ледник соответствовал первому поздненеоплейстоценовому оледенению, а Машейский выдвигался в долину р. Чуи в оба верхнеолейстоценовые оледенения (Девяткин, 1965). Позднее рядом авторов (Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005; Агатова и др., 2022) стали развиваться представления о том,

что на Горном Алтае большая часть ледниковых и водноледниковых отложений имеет возраст именно последнего ледникового максимума. Альтернативно отстаивалась точка зрения Е.В. Девяткина о том, что последнее оледенение верхнего неоплейстоцена было меньше по площади, нежели два предыдущих (Зольников, Мистрюков, 2008; Зольников и др., 2016; Зольников и др., 2021в).

В этой статье рассмотрена территория Чуйской и Курайской межгорных впадин с прилегающими хребтами как наиболее представительная в плане четвертичной геологии и палеогеографии (см. рис. 1). Неотектоническая активизация на территории Горного Алтая, главная фаза которой приходится на четвертичное время (Deev et al., 2019) привела к формированию чередующихся высоких хребтов и обширных впадин с узкими выходами из них (Новиков, 1998; Новиков и др., 2014). Во время оледенений с территории обрамляющих хребтов во впадины выдвигались ледники, перегораживавшие выходы из впадин и оставившие морены, сохранившиеся до настоящего времени. На стадиях деградации оледенений во впадинах формировались ледниково-подпрудные озера, следы которых также сохранились в рельефе и отложениях. Прорывы этих озёр носили катастрофический характер, формируя экстремальные по расходам воды, глубинам и скоро-

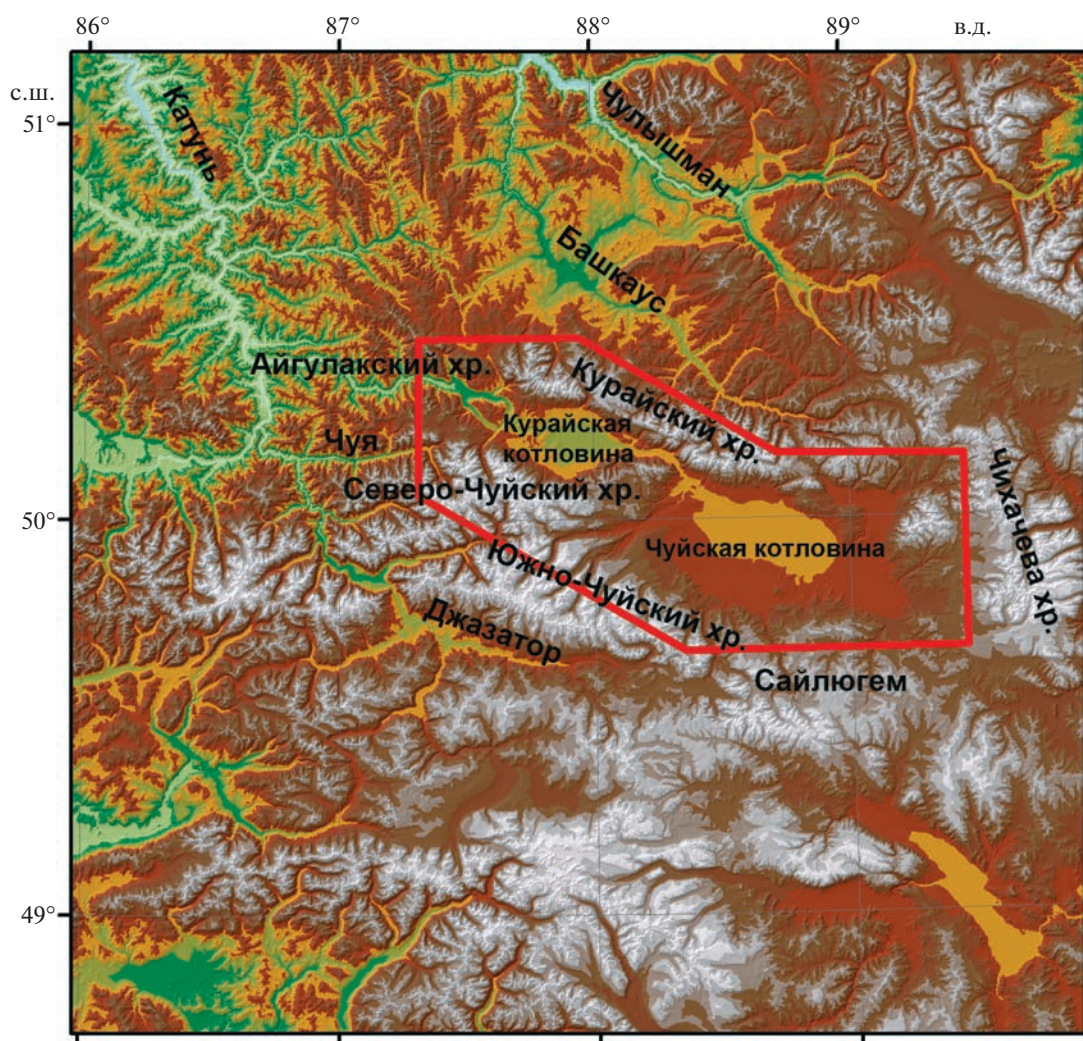


Рис. 1. Район исследований.

Fig. 1. The study area.

стям течения паводки в магистральных речных долинах — суперпаводки, или мегапаводки по терминологии В. Бейкера (Baker, 1997, 2002).

На Предалтайской равнине суперпаводковые отложения первого верхнечетвертичного оледенения нередко превышают по мощности 50 м и облекают борта долины Верхней Оби, воздымаясь на высоту более 80 м над урезом реки (Зольников, 2009). Эти отложения перекрыты субэральным покровом более 25 м толщиной, который сложен навесными лёссами, перевесными песками, делювием и палеопочвами. При этом возраст суперпаводков, завершавших первое позднеплейстоценовое оледенение, определён около 90 тыс. лет по ОСЛ-датам из отложений, перекрывающих суперпаводковые образования (Зольников и др., 2016; Svistunov et al., 2022). Что же касается второго верхнечетвертичного оледенения (МИС-2), то соответствующий ему суперпаводок не сформировал отложения сравнимой

мощности, что может указывать на меньшие размеры этого оледенения, а также связанных с ним ледниковых озёр и суперпаводков по сравнению с предшествовавшим. Непосредственно на Горном Алтае вопрос о размерах ледников, об уровнях ледниково-подпрудных озёр разного возраста, а, следовательно, и об объёме их суперпаводков до сих пор остаётся дискуссионным.

Для выявления пространственных взаимоотношений отложений первого и второго верхнечетвертичных оледенений перспективно изучение гляциокомплексов в районах ледниковых плотин. Особую роль для стратиграфической диагностики здесь играют водно-ледниковые, прежде всего озёрно-ледниковые отложения. Кроме того, важными для решения этого вопроса представляются данные о рельефе горного обрамления Чуйской и Курайской котловин. Ранее для изучаемой территории публиковались упрощённые генерализованные схемы разновозрастных оледенений и леднико-

во-подпрудных озёр (Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Рудой, 2005). В данной работе впервые все геоморфологические данные по указанной проблематике сведены на единой картографической основе крупного масштаба.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В настоящей работе фокус сделан на геоморфологическом картографировании следов оледенений и ледниково-подпрудных озёр. Основными элементами рельефа земной поверхности при изучении его в крупном масштабе являются “генетически однородные поверхности” (Ермолов, 1964). Геоморфологическая карта, построенная по этому принципу, является эффективным инструментом исследования. Она позволяет сопоставлять на больших площадях элементы рельефа, их размеры, форму, положение в пространстве. Анализируя при помощи карты пространственные соотношения элементов, можно установить генетические связи между отдельными элементами, которые могут формироваться одновременно разными процессами (холмисто-грядовое моренное поле и обрамляющая его водно-ледниковая равнина). Легко устанавливается связь между элементами, формирующимися под воздействием денудации и аккумуляции в рамках одного процесса. Такие элементы образуют устойчивые парагенезисы (например, эрозионная ложбина и пролювиальный конус выноса). Такая геоморфологическая карта позволяет делать заключения о формировании одних поверхностей за счёт разрушения других и приводит к выявлению последовательности событий в ходе развития рельефа показанной на ней территории с той же определённой, с какой анализ геологической карты позволяет определить последовательность формирования показанных на ней геологических тел.

Поскольку каждая элементарная поверхность рельефа формируется в промежуток времени под воздействием определённого процесса, её форма не может быть сложной, а угол наклона должен быть характерным. Каждый резкий перегиб склона может быть вызван только сменой формирующей поверхность процесса или его направленности и служит границей между элементарными поверхностями. Перегиб склона может разделять либо поверхности разного генезиса, имеющие неодинаковые углы наклона, либо поверхности одного генезиса, имеющие один угол наклона, но по-разному ориентированные в пространстве. Картирование генетически однородных поверхностей рельефа реализуется при наличии представлений об основных закономерностях рельефообразования, крупномасштабной топографической основы (не менее 1:50 000), а также аэрофотоснимков близкого масштаба или приближающихся к ним по разрешающей способности современных космических снимков. Работу

исследователя на этом этапе облегчает также то, что каждый тип генетически однородных поверхностей рельефа образуется характерным комплексом процессов и имеет характерный микро-рельеф, а также состав приповерхностных отложений, которые хорошо распознаются на дистанционных материалах по фототону.

На каждый выдержанный в геоморфологическом и геологическом отношении регион создаётся легенда геоморфологической карты, сопровождаемая набором эталонов, отражающих вид каждого элемента легенды на аэрокосмоснимках. Хотя основу геоморфологической карты легко построить без проведения полевых исследований, определить возраст и генезис выделенных на ней элементов невозможно без изучения на месте ключевых участков. Нет необходимости исследовать каждый выделенный элемент, но каждый выделенный морфогенетический тип элементарных поверхностей рельефа должен быть изучен. При этом выясняют, выработана ли поверхность в древних породах или образована аккумуляцией. Изучают запечатлённые в поверхностных отложениях и микро-рельефе характеристики процессов, сформировавших каждый тип поверхностей рельефа. Помимо геологического строения поверхностных отложений о генезисе поверхностей свидетельствуют углы наклона (например, образованные комплексной денудацией поверхности выравнивания редко имеют углы наклона поверхности более 2°, а склоны эрозионных долин и тектоногенных уступов имеют уклон 30°).

Содержание геоморфологических карт отражает структуру рельефа, образованную закономерным сочетанием генетически однородных поверхностей. Их анализ позволяет восстановить историю развития рельефа отображённой на них территории и выявить характер и роль тектонических движений в формировании рельефа. Одним из наиболее заметных событий в истории развития рельефа юго-востока Алтая стали четвертичные оледенения, проявившиеся почти на всей его территории. Характер оледенения в решающей степени определялся геоморфологическим фактором. В высоких горных хребтах и массивах, образовавшихся на месте приподнятых неотектонических блоков, развилось мощное горно-долинное оледенение, сопровождавшееся образованием глубоких U-образных долин. Горно-долинные ледники из-за больших продольных уклонов активно двигались по долинам и, хотя они почти их не углубили, придали им волнистый продольный профиль и расширили их. Судя по распределению ледниковых отложений ледники последнего оледенения заканчивались на периферии впадин типа Курайской и Чуйской. Диагностическим отличием более древних моренных комплексов стало наличие многочисленных близкорасположенных озёрных террас срабатывания на внешних склонах моренных полей.

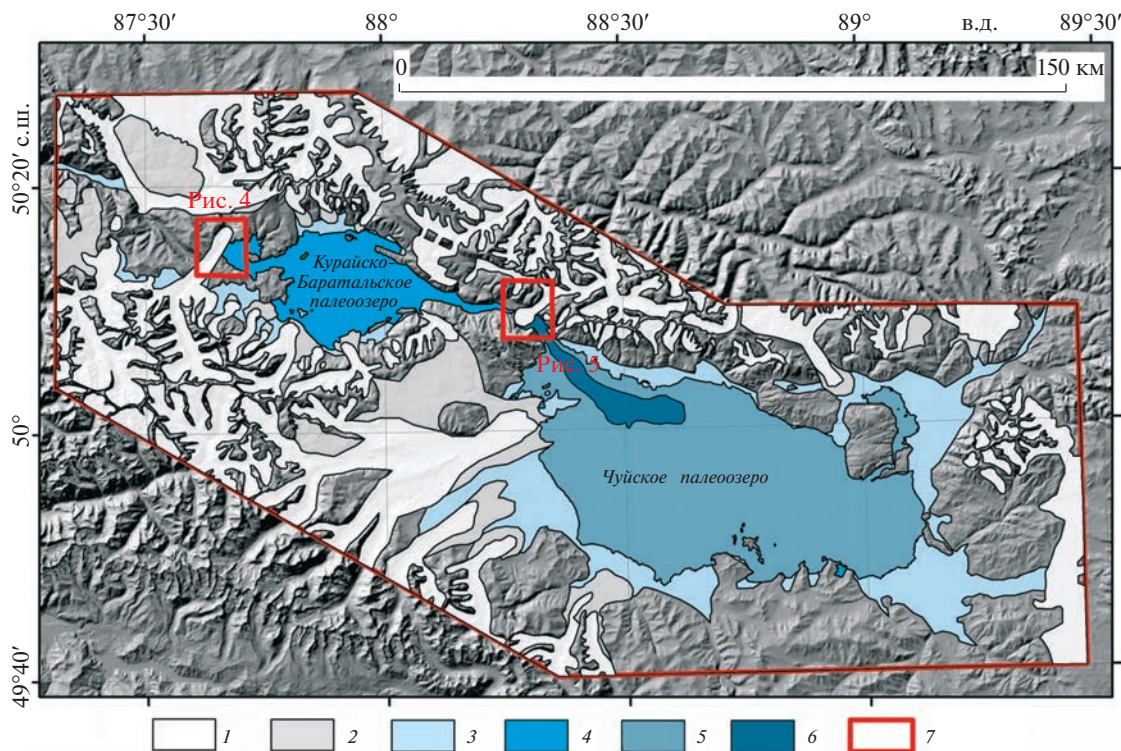


Рис. 2. Палеогеографическая схема Курайско-Чуйской системы межгорных котловин на момент максимального наполнения озёр, подпруженных ледниками второго позднеплейстоценового оледенения (LGM): 1 – ледники второго позднеплейстоценового оледенения (МИС-2); 2 – следы первого позднеплейстоценового оледенения (морены и экзарационные поверхности); 3 – цокольные наклонные флювиогляциальные равнины первого и второго позднеплейстоценовых оледенений объединённые; 4 – Курайско-Баратальское ледниково-подпрудное озеро (21–14 тыс. лет назад уровень 1700 м абс.); 5 – последнее ледниково-подпрудное озеро в Чуйской котловине (возраст ранее 24 тыс. лет назад уровень 1950 м абс.); 6 – Сукорское обвально-подпрудное озеро (16–11 тыс. лет назад; уровень 1750 м абс.); 7 – участки ледниковых плотин на которые приведены фрагменты геоморфологических карт (см. рис. 3 и 4).

Fig. 2. Paleogeographic scheme of the Kurai-Chuya system of intermountain basins during maximum filling of glaciers-dammed lakes in the second Late Pleistocene glaciation (LGM): 1 – glaciers of the second Late Pleistocene glaciation (MIS-2); 2 – traces of the first Late Pleistocene glaciation (moraines and exaration surfaces); 3 – basement inclined fluvio-glacial plains of the first and second Late Pleistocene glaciations combined; 4 – Baratal-Kurai glaciers-dammed lake (21–14 thousands years ago; level 1700 m); 5 – the last glaciers-dammed lake in the Chuya Basin (earlier than 24 thousand years ago; level 1950 m); 6 – Sukor landslide-dammed lake (16–11 thousand years ago; level 1750 m); 7 – sections of glacial dams on which fragments of geomorphological maps are shown (see Fig. 3 and Fig. 4).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Следы позднеплейстоценовых оледенений в Чуйской и Курайской котловинах в их горном обрамлении. На рис. 2 показана палеогеографическая схема, построенная на основе детальной геоморфологической карты. Фрагменты этой карты для участков ледниковых плотин приведены ниже. Контуры фрагментов показаны красными прямоугольниками на палеогеографической схеме. Палеогеографическая схема упрощена по сравнению с геоморфологической картой.

Моренные диамиктоны позднего плейстоцена известны только на периферии Чуйской и Курайской котловин, а также в двух районах ледниковых плотин: Куэктанарский участок, расположенный в сужении между этими котловинами ниже по течению от Чуйской котловины; Машейский участок, расположенный ниже по течению Чуи от Курайской котловины (см. рис. 2). Опор-

ным разрезом для выделения разновозрастных морен на Горном Алтае традиционно считалась серия обнажений длиной около 3.5 км и высотой более 200 м на правом борту левого притока Чуи – реки Чаган на юго-восточной окраине Чуйской котловины (Стратиграфия..., 1984). Детально история изучения этого разреза рассмотрена в (Русанов, Важов, 2014). Можно считать достоверно установленным, что здесь в доледниковую толщу толщиной свыше 120 м, представленную буровыми нижнечетвертичными отложениями, врезана древняя долина. В эрозионном врезе фрагментарно залегает среднечетвертичный моренный диамиктон мощностью до 5 м. Он перекрыт флювиогляциальными галечниками мощностью до 0.5 м. Ещё выше наблюдается переслаивание песков, гравийников и алевритов, которые вверх фациально замещаются на параллельно-слоистые алевриты, алевропески, пески

чаганской свиты, толща которой достигает 50 м. Эти варвы представляют собой отложения цунгового моренно-подпрудного бассейна позднечетвертичного возраста. В кровле чаганских алевроитов обнаружен сильно повреждённый фрагмент верхнего зуба лошади *Equus* sp. предположительно поздненеоплейстоценового возраста (Русанов, Важов, 2014). Выше с несогласием залегает сероцветная толща моренных диамиктонов общей мощностью около 100 м. Внутри диамиктоновой толщи зафиксированы прослои и линзы водно-ледниковых валунно-галечников, песков, алевроитов, не выдержанные вдоль разреза. Расчленение этих отложений на разновозрастные генерации дискуссионно из-за отсутствия внутри сероцветной толщи достоверных межледниковых отложений и геологических реперов.

Очевидно, что на бортах долины р. Чаган вряд ли можно ожидать формирования ярко литологически выделяющихся межледниковых отложений. Это связано с тем, что межледниковый коллювий не будет контрастно отличаться от подстилающей гляциогенной толщи, так как он сформировался в результате её переотложения. Поэтому, если в верхней части сероцветной толщи присутствует морена последнего ледникового максимума, как считали многие исследователи этого разреза (Русанов, Важов, 2014), то не исключено, что здесь вскрыты отложения трёх оледенений. Однако до получения представительной серии ОСЛ-дат по прослоям водно-ледниковых песков и алевроитов в Чаганском разрезе можно считать установленными отложения только среднечетвертичного и верхнечетвертичного оледенений, разделённые врезом, который выполнен чаганскими озёрными (цунговыми) алевроитами и песками. Расчленение верхнечетвертичной толщи морен и водно-ледниковых отложений в опорном Чаганском разрезе представляется на данном уровне исследований трудновыполнимым. Соответственно о взаимоотношениях двух верхнечетвертичных оледенений по чаганскому разрезу вряд ли можно сказать что-либо определённое.

Проведённое геоморфологическое картирование показывает, что из крупных долин Курайского, Северо-Чуйского и Южно-Чуйского хребтов в позднем неоплейстоцене во впадины выдвигались ледники, оставившие моренные поля с характерным холмисто-грядовым рельефом. По морфологии ледникового рельефа моренные поля МИС-2 и эпохи первого верхнеплейстоценового оледенения не отличаются. Морены последнего оледенения несколько меньше по площади и наложены на моренные комплексы предыдущего оледенения. В позднем неоплейстоцене ледники с Курайского хребта не выдвигались в Чуйскую впадину, оставаясь в верховьях долин, судя по характерным малоизменённым каровым формам в их верховьях и фрагментарно сохранившимся моренным отложениям на днищах.

Геоморфологическую позицию между моренными комплексами по периферии Чуйской и Курайской впадин и озёрно-аллювиальными равнинами в их центральных частях занимают наклонные цокольные флювиогляциальные равнины (Новиков и др., 1995). В цоколях северных частей впадин и в бортах эрозионных врезов вскрываются неогеновые озёрные отложения, а также ранне-среднечетвертичные пролювиальные валунно-галечники. В южных частях впадин в цоколях преобладают моренные диамиктоны предположительно среднечетвертичного возраста.

В эпоху МИС-2 в Чуйской и Курайской котловинах не существовало общего палеозера (см. рис. 2). Рассмотрим более подробно геологическое строение двух участков ледниковых плотин: Куэختанарского и Машейского.

Геолого-геоморфологическое строение участков позднеплейстоценовых ледниковых плотин. Рельеф Куэختанарского участка. Куэختанарский гляциокомплекс расположен в районе перемычки между Чуйской и Курайской котловинами (рис. 3).

В месте впадения в Чую её небольшого правого притока Куэختанар долина Чуи имеет ящикообразную форму и ширину по бровкам бортов 3.2 км, по тыловым швам днища 1.7 км. Борта крутые, образованы тектоногенными уступами. С северо-востока в долину Чуи раскрывается долина Куэختанара. Её ширина по бровкам бортов 2.4 км, по тыловым швам днища 700–750 м. Северо-восточное обрамление долины Чуи относится к Курайскому хребту. Его водоразделы образованы реликтами мел-палеогеновой поверхности выравнивания с отметками 2700–2800 м. Хребет расчленён ледниковыми долинами глубиной 600–700 м. В позднем неоплейстоцене по долине Куэختанара в долину Чуи выдвигался ледник. Здесь, он упирался в правый борт Чуи, относящийся к Северо-Чуйскому хребту. Ледник распластался, и его ширина увеличилась с 1400–1600 м до 3.6 км, что отчётливо фиксируется по сохранившемуся на дне долины полю моренных отложений с характерным холмисто-грядовым рельефом. Голоценовый врез Чуи в моренные отложения составляет 20–25 м. В голоцене территория подверглась интенсивному сейсмическому воздействию, в результате которого с бортов Куэختанара и Чуи сошли крупные обвалы. Днище Чуи оказалось на какое-то время запружено крупным обвалом, сошедшим со склона Северо-Чуйского хребта с образованием обвально-подпрудного озера, пески которого в настоящее время примыкают к телу обвала и моренному полю с востока. Долина Куэختанара оказалась полностью завалена обвальными массами и в настоящее время лишена поверхностного стока. Река Куэختанар протекает под обвалами и вырывается из-под них только в 1.8 км до впадения в Чую.

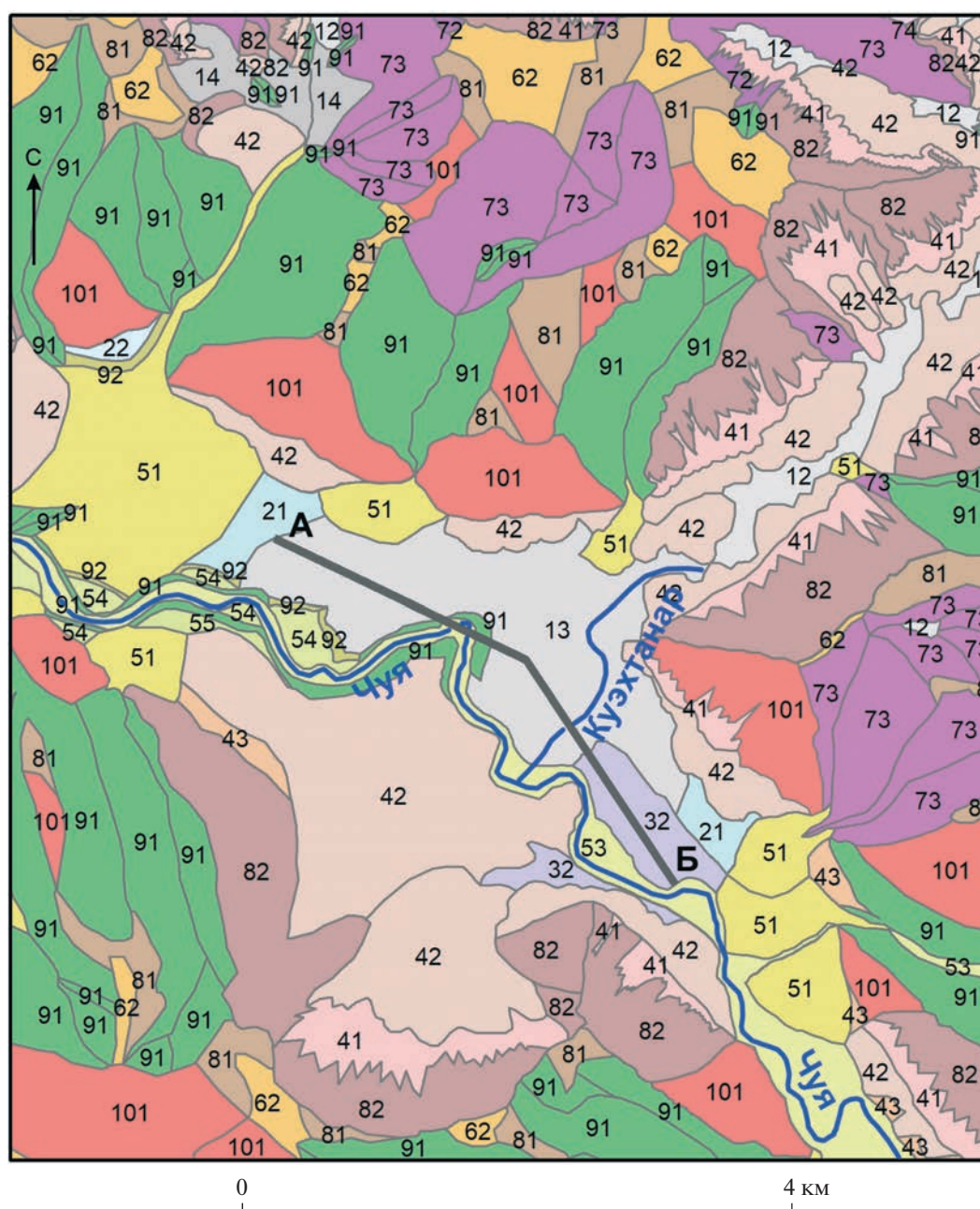


Рис. 3. Фрагмент геоморфологической карты на участок подпруживания Чуйского палеоозера Куэхтанарским ледником, выдвигавшимся с Курайского хребта. А–А1 – линия профиля, показанная на рис. 5. Числами обозначены генетически однородные поверхности: 12 – холмисто-грядовые морены; 13 – грядовые конечные морены; 14 – морены на склонах трогов; 21 – флювиогляциальные равнины; 22 – флювиогляциальные террасы; 51 – пролювиальные конусы выноса; 32 – озёрные равнины; 41 – осыпи; 42 – обвалы; 53 – аллювиальные поймы и первая надпойменная терраса; 54 – цокольные аллювиальные террасы; 62 – фрагменты поверхности выравнивания на склонах хребтов; 57 – катафлювиальные аккумулятивные равнины; 58 – катафлювиальные аккумулятивные равнины с гигантской рябью течения; 72 – крутые склоны трогов; 73 – склоны трогов средней крутизны; 82 – стенки отрыва обвалов; 91 – крутые склоны эрозионных долин; 92 – склоны эрозионных долин средней крутизны; 101 – крутые тектоногенные уступы; 111 – скэблэнд на бортах трогов; 112 – скэблэнд на делювиальных склонах; 114 – скэблэнд на фрагментах поверхности выравнивания; 115 – скэблэнд на скальных выступах неустоенного генезиса; 116 – крутые катафлювиальные склоны.

Fig. 3. A fragment of the geomorphological map of the Chui lake dammed by Kuekhtanar Glacier. A–A1 is the profile line shown in Fig. 5. The numbers indicate genetically homogeneous surfaces (land units): 12 – hilly ridge moraines; 13 – ridge terminal moraines; fans; 32 – lake plains; 41 – scree; 42 – landslides; 53 – alluvial floodplain and the first floodplain terrace; 54 – basement alluvial terraces; 62 – fragments of the alignment surface on the slopes of ridges; 57 – catafluvial accumulative plains; 58 – catafluvial accumulative plains with giant ripples of the current; 72 – steep slopes of throgs; 73 – slopes of throgs of medium steepness; 82 – walls of breakaway collapses; 91 – steep slopes of erosion valleys; 92 – slopes of erosion valleys of medium steepness; 101 – steep tectonic ledges; 111 – skabland on the sides of throgs; 112 – skabland on deluvial slopes; 114 – skabland on fragments of the leveling surface; 115 – skabland on rocky ledges of unknown genesis; 116 – steep catafluvial slopes.

Машейский участок. Рассмотрено геоморфологическое строение района Машейской ледниковой плотины, которая подпруживала ледниковое озеро в эпоху МИС-2 в Баратальском урочище и Курайской котловине (рис. 4). Недалеко от впадения в Чую её левого притока Машей долина Чуи раздваивается. Правая ветвь в настоящее время Чуйей не используется. Она заполнена верхне-четвертичными моренными и катафлювиальными отложениями. По ней протекает небольшая р. Менка, берущая начало из высокодебитного карстового источника. Сама Чуя устремляется в левую ветвь, имеющую ущелистый характер. Старая и новая долины Чуи и долина Машея в месте слияния Машея с Чуйей врезаны в среднегорное плато, разделяющее Северо-Чуйский и Курайский хребты, образуя нижние их ступени. Вершинная поверхность плато является реликтом мел-палеогеновой поверхности выравнивания. Её абсолютные высотные отметки в районе впадения Машея в Чую 1800–2200 м. Плоское днище долины Чуи, имеющей до места раздвоения ящикообразный характер, лежит на высоте около 1450 м. Долина врезана в обрамляющее плато на 250 м. Современное русло врезано на ящикообразном участке в плоское дно на 5–6 м. Старая и новая долины Чуи от места раздвоения имеют троговый поперечный профиль. Ледник эпохи МИС-2, выдвигавшийся из Северо-Чуйского хребта по долине Машея, не помещался в нижней части долины и распластывался на прилегающих участках плато, где сохранились его боковые морены. Ширина его достигала 2,2 км, а толщина превышала 250 м. Поскольку начальный участок старой долины Чуи находится на одной линии с долиной Машея, выдвигавшийся по ней ледник не поворачивал под углом 90° в новую долину, а заходил в старую. Судя по сохранившейся конечной морене, он заходил в неё на 3 км.

При спуске совместного Курайско-Чуйского палеозера первого позднеплейстоценового оледенения прорывной поток не помещался в ящикообразной долине и выплёскивался на прилегающие поверхности плато, где оставил покров дресвяников, местами с гигантской рябью течения, и преобразовал скальные выступы в скэблэнд. Он уничтожил моренные отложения на участке между устьем Машея и началом старой долины Чуи. Основной поток мегапаводка устремился по новой долине Чуи, прорезав в её днище ущелье глубиной от 40 м в восточной части до 80 м в западной части. Он также преобразовал склоны новой долины, содрав с неё чехол склоновых отложений и трещиноватую часть коренных пород, придав бортам вид скэблэнда. Его сила оказалась недостаточной для полного уничтожения морены, которая прослеживается вдоль вреза на протяжении нижней части новой долины. Частично сохранились и преобразованные делювиальными процессами озёрные алевриты с ОСЛ

возрастами 62.5 ± 6.8 , 69.7 ± 4.4 и 73.3 ± 4.9 т.л.н. (Панин и др., 2021). Они отлагались в приледниковом озере в новой долине Чуи при подпруживании его ледниками предшествующего оледенения. Частично поток мегапаводка проник и в старую долину Чуи, оставив в её днище врез глубиной 20–40 м и вложенные в него катафлювиальные отложения небольшой мощности (см. рис. 4, разрез D–D1). Более серьёзных следов он не оставил.

Спуск Баратальско-Курайского озера эпохи МИС-2 в старую долину Чуи через канал прорыва, выработанный в морене, был существенно менее полноводным и не производил аккумулятивно-эрозионной деятельности, сравнимой по интенсивности с предшествующими суперпаводками, оставившими после себя элементы скэблэнда, а также ининскую и сальджарскую толщи.

Геолого-геоморфологические профили районов ледниковых плотин. Как уже было сказано ранее, абляционные морены с прослоями флювиогляциальных отложений слагают серию гряд, подковообразно изогнутых выпуклой стороной, обращённой из куэктанарского трога в долину Чуи. На рис. 5 на профиле А–А1 показана схема взаимоотношений четвертичных отложений на фрагменте куэктанарского участка. Справа на рисунке отмечены валунно-галечные отложения прорыва, вложенные в куэктанарский диамиктон, а на нём пески более позднего озера, сформировавшегося за счёт Сукорского обвала.

На рис. 5 показаны линии трёх профилей, отражающих геологическое строение района. Профиль В1–В2 (см. рис. 5) иллюстрирует сочленение диамиктона машейского ледника с песками и алевритами Баратальско-Курайского ледниково-подпрудного озера. На профиле С1–С2 показан собственно диамиктон плотины Машейского ледника. На профиле D1–D2 иллюстрируются валунники с глыбами, которые сформировались при прорыве машейской ледниковой плотины. Ниже по течению (за пределами фрагмента карты) расположены морены Акташского и Чибитского ледников, одновозрастных Машейскому. Однако именно Машейский ледник был “запирающим” для ледниково-подпрудного озера, террасы которого фиксируются на высоте 1700 м по бортам Курайской котловины (Zolnikov et al, 2022).

Следы подпрудных озёр в рельефе Чуйской и Курайской котловин. Рассмотрены следы деятельности ледниковых озёр (см. рис. 2). На бортах и днищах Курайской и Чуйской межгорных котловин присутствуют две системы береговых образований озёр верхнего неоплейстоцена: эпохи МИС 2 и времени первого позднеплейстоценового оледенения с возрастом около 90 тыс. лет (Зольников и др., 2016). Обе включают абразионные и аккумулятивные террасы, нагонные донные и береговые валы. Характерной формой озёрного рельефа первого позднеплейстоценового оледе-

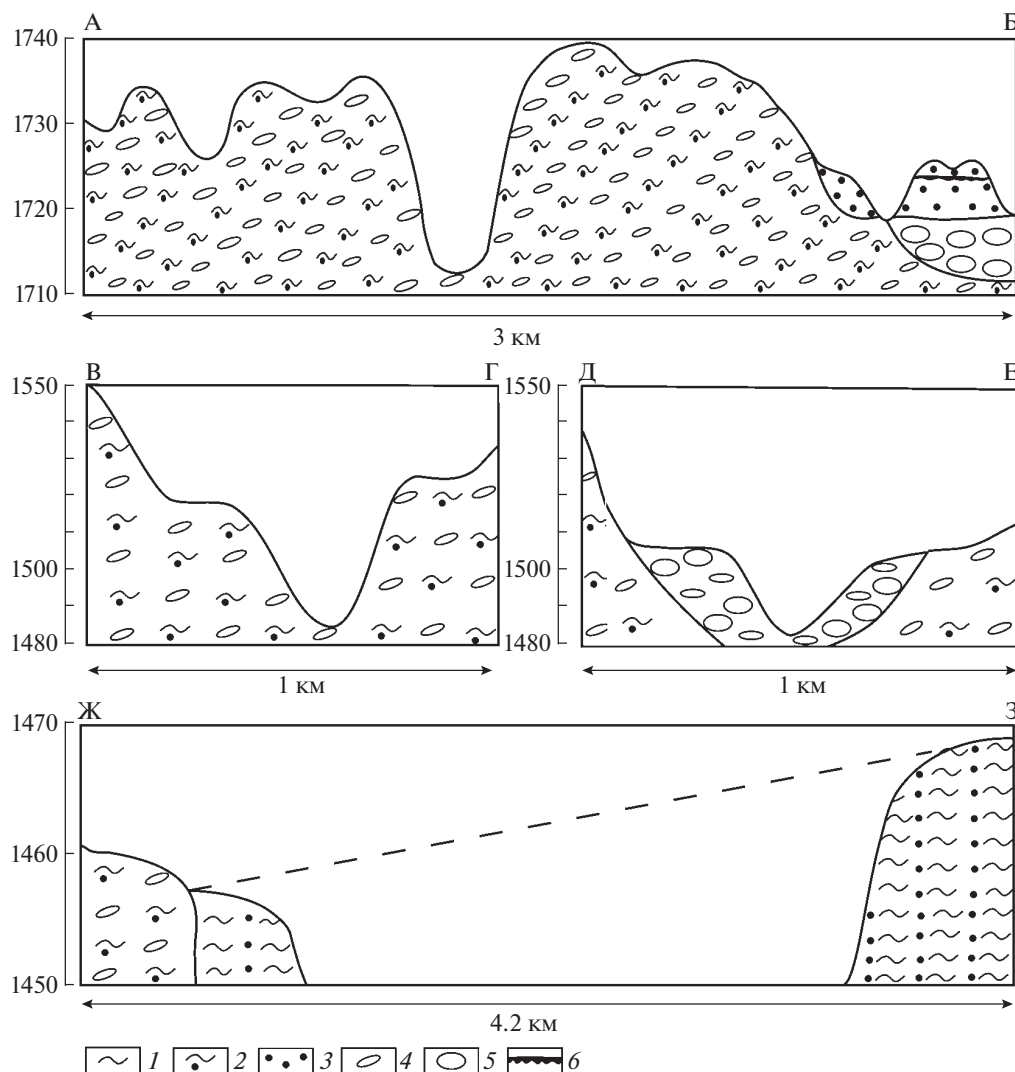


Рис. 5. Схематичные разрезы четвертичных отложений в местах подпруживания палеоозёр ледниками: 1 – алеврит; 2 – алевропесок; 3 – песок; 4 – галька; 5 – валуны; 6 – палеопочвы.

Fig. 5. Schematic sections of Quaternary sediments of glacier-dammed lakes. 1 – silt; 2 – silty sand; 3 – sand; 4 – pebbles; 5 – cobble and boulders, 6 – fossil soil.

ствовавшего ему оледенения. Протяжённость площадок террас обычно больше 500 м и местами достигает 2–3 км. На флювиогляциальных равнинах с уклоном 3–4° их ширина обычно 50–60 м, на выположенных денудационных склонах с уклонами 15–17° ширина площадок сокращается до 20–30 м. На абсолютных отметках в диапазоне 1700–2270 м на предгорных флювиогляциальных и пролювиальных равнинах сохранность террас существенно хуже. При углах наклона 3–5° их ширина составляет 40–50 м, протяжённость обычно меньше 500 м из-за наложенных мелких эрозионных рытвин. На флювиогляциальных равнинах, обрамляющих моренные комплексы второго позднеплейстоценового оледенения, террасы не наблюдаются. Это свидетельствует о том, что формирование флювиогляциальных равнин

продолжалось после спуска связанных с этим оледенением ледниково-подпрудных озёр на фоне дальнейшей деградации ледников.

Озёрные донные бары широко развиты в мелководной части палеоозёр в восточной части Чуйской котловины, где флювиогляциальная равнина очень полого, с уклоном менее 1°, повышается на восток в сторону хребта Чихачева. Бары хорошей сохранности наблюдаются до абсолютных отметок 1950 м. Их ширина составляет 60–100 м, над равниной они возвышаются на 2–3 м. Протяжённость баров обычно более 2–3 км, а у отдельных баров достигает 5–6 км. Выше абсолютных отметок 1950 м протяжённость сохранившихся фрагментов баров обычно менее 1 км. Они имеют менее отчётливые очертания и возвышаются над равниной на 1–2 м при ширине 70–80 м. Отдель-

ный класс форм рельефа, сформированных палеоозёрами, представляют аккумулятивные террасы, которые приурочены к участкам волновой тени за вытянутыми скальными холмами, обрамляющими с запада предгорья хребта Чихачева и с севера плоскогорье Сайлюгем. Абсолютная высота подножий холмов обычно около 1950 м, а вершин — 2000–2020 м. Обращённые к впадине склоны имеют наклон 12–18° и покрыты многочисленными террасами шириной 20–30 м. С обратной стороны к холмам прислонены аккумулятивные террасы протяжённостью до 1–2 км и шириной до 100–150 и высотой 10–15 м. Иногда они образуют серии по 2–3 террасы. Впервые эти образования описаны Е.В. Девяткиным (Девяткин, 1965). Так же как и он, мы полагаем, что их формирование связано с волновым нагоном, пережлестывавшим через невысокие скальные препятствия по краям хребтов.

Возраст времени МИС-2 достоверно установлен для палеоозера в урочище Баратал и в Курайской впадине, которые подпруживались Машейским ледником. Из алевропесков палеоозера, подпруживавшегося Машейским ледником, получено три даты: 14.4 ± 1.4 , 18.3 ± 1.2 , 21.0 ± 1.9 тыс. лет назад (Зольников и др., 2021). Уровень этого палеоозера достигал 1700 м, а абсолютная высота ложа ледника в месте запруживания — 1450 м. Мощность ледника, судя по высоте распространения морен на бортах, достигала 350 м, а абсолютная высота ледниковой плотины составляла 1800 м. Ширина ледника, исходя из положения краевых морен на плато выше бровки бортов Машейского трога, составляла 2.3 км. Объём подпруженного Машейским ледником палеоозера составлял 45 км³.

Время последнего ледникового подпруживания Чуйской котловины до конца не установлен. Наиболее вероятное место последней ледниковой плотины для Чуйского палеоозера — Куэхтанарское моренное поле с комплексом дугообразных гряд. Из флювиогляциальных прослоев в абляционных моренах куэхтанарского гляциокомплекса получены ОСЛ даты: 24.3 ± 2.5 , 30.9 ± 2.9 , 26.7 ± 2.0 тыс. лет назад (Зольников и др., 2021). При этом более древние даты остаются проблемными, так как фиксируется недостаточная засвеченность материала при контроле по полевым шпатам. Если считать наиболее достоверной дату 24.3 ± 2.5 тыс. лет назад, то именно в это время завершилась дегляциация куэхтанарского ледника. Вместе с тем, из озёрных песков, залегающих поверх верхнего гляциокомплекса и сформировавшихся за счёт перегораживания Чуйской долины Сукорским оползнем-обвалом, по 8 ОСЛ-датам получен возраст, который укладывается в интервал от 15.7 ± 1.2 до 11.8 ± 0.7 тыс. лет назад (Деев и др., 2022). Следовательно, если в эпоху МИС-2 (29–11.7 тыс. лет на-

зад) ледниково-подпрудное озеро существовало в Чуйской котловине, то время его существования должно было уложиться в интервал от 29 до 24 тыс. лет назад. Уровень ложа в месте подпруживания — 1700 м. Толщину ледника оценить сложно из-за того, что склоны долины нарушены обвальными процессами и следы воздействия ледника на борта трога не сохранились. Ширина ледника, судя по сохранившемуся моренному полю в устье Куэхтанара, составляла 3.6 км. Исходя из площади и абсолютных высот ледосборного бассейна, по аналогии с современными ледниками нивальной зоны толщина ледника, вероятно, составляла 300–350 м. Соответственно максимальный уровень подпруженного этой ледниковой плотиной палеоозера в Чуйской котловине находился на высоте 1950 м, а объём составлял около 140 км³. Если считать возраст этого палеоозера соответствующим МИС-2, то суммарно с Курайским они составляют около 16% объёма объединённого Чуйско-Курайского озера первого поздненеоплейстоценового оледенения. Это, наряду с неодновременностью существования и спуска, объясняет намного меньшие геолого-геоморфологические эффекты, которые возникали при его прорыве.

Изложенным здесь представлениям противостоят данные по датированию бериллиевым методом поверхности валунов и глыб на поверхности Чаган-Узунского моренного поля (Gribenski et al., 2016). Вдоль всей поверхности Чаган-Узунской лопасти было получено полтора десятка дат с средним возрастом 19–20 тыс. лет. На основе этих данных вся поверхность моренного поля считается соответствующей единому леднику. Однако внешняя (восточная) часть Чаган-Узунского поля шириной около 5 км представляет собой более сглаженную поверхность, на холмистогрядовом рельефе которой фиксируются наложенные озёрные террасы. Это позволяет предположить, что периферийная часть Чаган-Узунского поля представляет собой морену предыдущего (вероятнее всего первого верхнеплейстоценового) оледенения, которая переработана ледниково-подпрудным озером времени МИС-2, тогда как западная часть моренного поля представляет собой морены эпохи МИС-2. Если принять такую интерпретацию, то возраст не только ледниково-подпрудного озера времени МИС-2, но и его куэхтанарской ледниковой плотины составит около 20 тыс. лет. Это не соответствует более древним датам в флювиогляциальных отложениях оплывневых куэхтанарских морен, согласно которым куэхтанарский ледник деградировал до 24 тыс. лет назад. Таким образом, окончательное решение проблемы возраста последней ледниковой подпруды Чуйского палеоозера остаётся пока открытым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подводя итог вышеизложенному следует отметить несколько принципиальных положений. Прежде всего, учитывая новые геохронометрические и геолого-геоморфологические данные, можно сделать вывод о том, что площадь распространения последнего оледенения (МИС-2) на данной территории была меньше первого позднечетвертичного оледенения, уступая ему в местах выхода ледников из гор в межгорные котловины. Вследствие этого в долинах высокогорных хребтов разделение моренных полей по возрасту затруднительно. Однако на участках выхода из гор в межгорные котловины морены МИС-2 занимают меньшую площадь. Вследствие этого за их внешним краем нередко развиты предыдущие морены, простирающиеся далее во впадины. Следует отметить, что на моренах МИС-2 отсутствуют озёрные террасы. При этом на моренах предшествующих оледенений (среднечетвертичное и первое верхнечетвертичное) и на связанных с ними флювиогляциальных шлейфах широко развиты террасы. Это служит важным геоморфологическим признаком разновозрастности ледниковых образований.

В отличие от единого Курайско-Чуйского палеозера на высоте 2250 м, связанного с первым позднечетвертичным оледенением, во время МИС-2 существовало автономное палеозеро в Курайской котловине с уровнем 1700 м. Палеозеро в Чуйской котловине с уровнем 1950 м пока не имеет однозначно установленного возраста. Однако если считать его возраст МИС-2, то очевидно, что уровни и площади палеоозёр этой эпохи были гораздо меньше, чем у единого палеозера времени первого позднечетвертичного оледенения, максимально наполнявшегося до уровня 2250 м. В таком случае объём озёр МИС-2 составлял не более 16% от озера первого позднеплейстоценового оледенения. Этим обстоятельством объясняется разница в эрозионно-аккумулятивной деятельности мегапаводков, формировавшихся при прорыве этих озёр. Изложенное выше позволяет предположить, что толщина ледников последнего оледенения была гораздо меньше.

Благодарности. Исследования финансово поддержаны проектом РНФ 22-17-00140.

Acknowledgments. The research was supported by RSF 22-17-00140.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агатова А.Р., Ненон Р.К., Моска П., Никитенко Б.Л. К вопросу о возрасте террасовых комплексов рек Чуя и Катунь, Русский Алтай: исключать ли сартанский криохрон из эпох ледниково-подпрудных озёр и катастрофических паводков? // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 6. С. 87–108.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1993. 252 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 126. 1965. 243 с.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Мюррей А., Корженков А.М., Турова И.В., Позднякова Н.И., Васильев А.В. Возраст Сукорского сейсмогенного оползня по данным осл-датирования: значение для палеосейсмологии и палеогеографии Горного Алтая // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 6. С. 898–912.

Ермолов В.В. Генетически однородные поверхности в геоморфологическом картировании. Новосибирск: Наука, 1964. 42 с.

Зольников И.Д. Гляциогенно обусловленные суперпаводки неоплейстоцена Горного Алтая и их связь с историей формирования отложений и рельефа Западно-Сибирской равнины // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2009. № 69. С. 58–70.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Котлер С.А., Русанов Г.Г., Назаров Д.В. Новые результаты OSL-датирования четвертичных отложений долины верхней Катунь (Горный Алтай) и прилегающей территории // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1184–1197.

Зольников И.Д., Деев Е.В., Курбанов Р.Н., Панин А.В., Васильев А.В., Позднякова Н.И., Турова И.В. О возрасте Чибитского оледенения Горного Алтая // Доклады Академии наук. 2021в. Т. 496. № 2. С. 204–210.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А. Четвертичные отложения и рельеф долин Чуи и Катунь. Новосибирск: Параллель, 2008. 180 с.

Зольников И.Д., Шпанский А.В., Михаревич М.В. Проблемы четвертичной стратиграфии Сибирского региона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2021а. № 10. С. 3–6.

Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. 1998. № 1. С. 82–91.

Новиков И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., Мамедов Г.М., Михеева А.В., Черкас О.В. Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 12. С. 1802–1814.

Новиков И.С., Мистрюков А.А., Трефуа Ф. Геоморфологическое строение района Чуйской межгорной впадины (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1995. № 10. Т. 36. С. 64–74.

Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Украинцев В.Ю. Вклад талых ледниковых вод в формирование стока Волги в последнюю ледниковую эпоху // Водные ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 656–663.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Изд-во ТГПУ, 2005. 224 с.

Русанов Г.Г., Вазов С.В. Опорные разрезы четвертичных отложений Горного Алтая (Беле, Кубадру, Чаган). Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2014. 163 с.

- Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1984. 556 с.
- Baker V.R. Megafloods and glaciations. In: Late Glacial and Postglacial environmental change. New-York: Oxford Univ. Press, Oxford, 1997. P. 98–108.
- Baker V.R. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. In: Martini I.P., Baker V.R., Garzon G. (Eds.). Flood and megaflood deposits: recent and ancient examples. International Association of Sedimentologists Special Publication 32, 2002. P. 3–15.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnaykova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gorny Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence // Quaternary Science Reviews. 2019. V. 203. P. 68–89. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Gribenski N., Jansson K.N., Lukas S., Stroeve A.P., Harbor J.M., Blomdin R., Ivanov M.N., Heyman J., Petrakov D.A., Rudoy A., Clifton T., Lifton N.A., Caffee M.W. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai // Quaternary Science Reviews. 2016. V. 1149. P. 288–305. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.032>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Novikov I.S. Age of Glacial and Fluvio-glacial Deposits of the Chibit Glaciocomplex in Gornyi Altai // Doklady Earth Sciences. 2022. V. 507. Suppl. 1. P. S23–S28. <https://doi.org/10.1134/S1028334X22601481>
- Svistunov M.I., Kurbanov R.N., Murray A.S., Taratunina N.A., Semikolennykh D.V., Entin A.L., Deev Ye.V., Zolnikov I.D., Panin A.V. Constraining the age of Quaternary megafloods in the Altai Mountains (Russia) using luminescence // Quaternary Geochronology. 2022. V. 73. P. 101399.

Citation: Zolnikov I.D., Novikov I.C., Deev E.V., Panin A.V., Kurbanov R.N. The last glaciation and glacier-dammed lakes in the southeastern part of the Gorny Altai. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2023, 63 (4): 639–651 [In Russian]. doi 10.31857/S207667342304018X

The Last Glaciation and Ice-Dammed Lakes in the South-East Altai

I. D. Zolnikov^{a,b,#}, I. C. Novikov^a, E. V. Deev^{b,c}, A. V. Panin^d, and R. N. Kurbanov^{d,e}

^aV.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^bNovosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

^cA.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia

^dInstitute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

^eLomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

[#]e-mail: zol@igm.nsc.ru

Received June 8, 2023; revised September 4, 2023; accepted October 2, 2023

The palaeogeographic scheme of the distribution of glaciers and ice-dammed lakes in the Altai during the last global glaciation (MIS-2) was compiled based on a detailed large-scale geomorphological survey. Analysis of geomorphological traces of glaciers of this time indicates that they occupied smaller areas than those of the first Late Pleistocene glaciation. By this means, the ice dams created by them were smaller that resulted in small sizes of ice-dammed lakes. The preserved levels of terraces indicate that during the first Late Pleistocene glaciation in the Kurai-Chuya depression system the ancient lake was the only one with a level of 2250 m and a total volume of 1.70 km³. During the second Late Pleistocene glaciation in the south-east Gorny Altai, another separate lake existed which was the Bartal-Kurai Lake with a level of 1700 m and a volume of 45 km³. This lake was dammed by the Mashey Glacier, which descended from the northern slopes of the North Chuaya Range. In the Chuya Depression, the existence of a landslide-dammed lake with a volume of 0.7 km³ and a level 1.750 m has been found. Its formation was not associated with glaciers of the MIS-2 stage. Direct dating of the last ice-dammed lake in the Chuya Depression with a level of 1950 m and a volume of 140 km³ has not yet been determined. This lake was dammed by the Kuehtanar Glacier, which descended from the southern slope of the Kurai ridge. The volume of ice-dammed waters of the MIS-2 time was an order of magnitude smaller than it was in the first Late Quaternary glaciation. This explains the much lower intensity of erosive and accumulative processes associated with the mega-flood occurred due to the breakthrough of the lakes during MIS-2.

Keywords: Late Pleistocene, glacier, glacier-dammed lake, geomorphological mapping, Gorny Altai, MIS 2

REFERENCES

- Agatova A.R., Nepov R.K., Moska P., Nikitenko B.L. To the issue of the age of the terrace complexes of the Chuya and Katun rivers, Russian Altai: should the Sartan cryochron be excluded from the epochs of ice-dammed lakes and cataclysmic outburst floods? *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. Stratigra-

- phy. Geological correlation. 2022, 30 (6): 87–108 [In Russian].
- Butvilovskij V.V. *Paleogeografiya poslednego oledeneniya i golocena Altaya: sobytijno-katastroficheskaya model'*. Paleogeography of the last Glaciation and Holocene of Altai: event-catastrophic model. Tomsk: Publishing House of TSU, 1993: 252 [In Russian].
- Devyatkin E.V. Cenozoic deposits and neotectonics of the Southeastern Altai. *Trudy GIN*. Proc. of the GIN. 1965, 126: 243 [In Russian].
- Deev E.V., Zolnikov I.D., Kurbanov R.N., Panin A.V., Murray A., Korzhenkov A.M., Turova I.V., Pozdnyakova N.I., Vasiliev A.V. OSL Dating of the Sukor Earthquake-induced Rockslide in Gornyy Altai: Paleoseismological and Paleogeographic Implications. *Geologiya i geofizika*. Geology and geophysics. 2022, 63 (6): 898–912 [In Russian].
- Ermolov V.V. *Geneticheski odnorodnye poverhnosti v geomorfologicheskoy kartirovani*. Genetically homogeneous surfaces in geomorphological mapping. Novosibirsk: Nauka, 1964: 42 [In Russian].
- Zolnikov I.D. Glaciogenically conditioned super-floods of the Neopleistocene of the Altai Mountains and their connection with the history of sediment formation and relief of the West Siberian Plain. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary Period. 2009, 69: 58–70 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Kotler S.A., Deev E.V., Rusanov G.G., Nazarov D.V. New results of OSL dating of quaternary sediments in the Upper Katun' valley (Gornyy Altai) and adjacent *Geologiya i geofizika*. Geology and Geophysics. 2016, 57 (6): 1184–1197 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Vasiliev A.V., Pozdnyakova N.I., Turova I.V. Age of the Chibit glaciation in Gornyy Altai. *Doklady Akademii Nauk*. Doklady Earth Sciences. 2021b, 496 (2): 204–210 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Mistryukov A.A. *Chetvertichnye otlozheniya i rel'ef dolin Chui i Katuni*. Quaternary sediments and relief of the Chuya and Katuni valleys. Novosibirsk: Parallel, 2008: 180 [In Russian].
- Zolnikov I.D., Shpansky A.V., Mikharevich M.V. Problems of the quaternary stratigraphy of the Siberian region. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri*. Geology and mineral resources of Siberia. 2021a, 10: 3–6 [In Russian].
- Novikov I.S. The role of tectonics in the evolution of the relief of the Altai Mountains. *Geomorfologiya*. Geomorphology. 1998, 1: 82–91 [In Russian].
- Novikov I.S., Dyadkov P.G., Kozlova M.P., Mammadov G.M., Mikheeva A.V., Cherkas O.V. Recent tectonics and seismicity of the western Altai-Sayan mountainous region, Junggar basin, and Chinese Tien Shan. *Geologiya i Geofizika*. Geology and Geophysics. 2014, 55 (12): 1802–1814 [In Russian].
- Novikov I.S., Mistryukov A.A., Trefua F. Geomorphological structure of the area of the Chui intermountain depression (Gornyy Altai). *Geologiya i Geofizika*. Geology and Geophysics. 1995, 36 (10): 64–74 [In Russian].
- Panin A.V., Ukraintsev V.Y., Sidorchuk A.Y. The contribution of glacial melt water to annual runoff of river Volga in the last glacial epoch. *Vodnye resursy*. Water Resources. 2021, 48 (6): 656–663.
- Rudoj A.N. *Gigantskaya ryab'techeniya (istoriya issledovaniy, diagnostika, paleogeograficheskoe znachenie)*. Giant ripples of the flow (research history, diagnostics, paleogeographic significance). Tomsk: Publishing house of TSPU, 2005: 224 [In Russian].
- Rusanov G.G., Vazhov S.V. *Opornye razrezy chetvertichnykh otlozhenij Gornogo Altaya Bele, Kubadru, Chagan*. Reference sections of quaternary deposits of the Altai Mountains Bele, Kubadru, Chagan). Bijsk: FGBOU VPO "AGAO", 2014: 163 [In Russian].
- Stratigrafiya SSSR. Chetvertichnaya sistema. *Polutom 2*. Stratigraphy of the USSR. The quaternary system. Half volume 2. Moscow: Nedra, 1984: 556 [In Russian].
- Baker V.R. Megafloods and glaciations. In: Late Glacial and Postglacial environmental change. New-York: Oxford Univ. Press, Oxford, 1997: 98–108.
- Baker V.R. High-energy megafloods: planetary settings and sedimentary dynamics. In: Martini, I.P., Baker, V.R., Garzon, G. (Eds.), Flood and Megaflood Deposits: Recent and Ancient Examples. International Association of Sedimentologists Special Publication 32, 2002: 3–15.
- Deev E., Turova I., Borodovskiy A., Zolnikov I., Pozdnyakova N., Molodkov A. Large earthquakes in the Katun Fault zone (Gornyy Altai): Paleoseismological and archaeoseismological evidence. *Quaternary Science Reviews*. 2019, 203: 68–89.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.11.009>
- Gribenski N., Jansson K.N., Lukas S., Stroeve A.P., Harbor J.M., Blomdin R., Ivanov M.N., Heyman J., Petrakov D.A., Rudoy A., Clifton T., Lifton N.A., Caffee M.W. Complex patterns of glacier advances during the late glacial in the Chagan Uzun Valley, Russian Altai. *Quaternary Science Reviews*. 2016, 1149: 288–305.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.07.032>
- Zolnikov I.D., Deev E.V., Kurbanov R.N., Panin A.V., Novikov I.S. Age of Glacial and Fluvio-glacial Deposits of the Chibit Glaciocomplex in Gornyy Altai. *Doklady Earth Sciences*. 2022, 507 (1): 23–28.
<https://doi.org/10.1134/S1028334X22601481>
- Svistunov M.I., Kurbanov R.N., Murray A.S., Taratunina N.A., Semikolennykh D.V., Entin A.L., Deev Ye.V., Zolnikov I.D., Panin A.V. Constraining the age of Quaternary megafloods in the Altai Mountains (Russia) using luminescence. *Quaternary Geochronology*. 2022, 73: 101399.