

Р.Ц. БУДАЕВ*, **, В.Л. КОЛОМИЕЦ*, **

*Геологический институт СО РАН,
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия, budrin@ginst.ru, kolom@ginst.ru
**Бурятский государственный университет,
670000, Улан-Удэ, ул. Смолина, 24а, Россия, budrin@ginst.ru, kolom@ginst.ru

СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ВЕРХНЕАНГАРСКИЙ ЛЕДНИК (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

На основе комплексных геолого-геоморфологических исследований проведена реконструкция параметров верхнеангарского ледника и палеогеографических обстановок в Верхнеангарской рифтовой долине в эпоху плейстоценовых оледенений Станового нагорья. По материалам термолуминесцентного датирования отложений на местонахождении костных остатков крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса раннего типа в устье р. Туя (Северо-Байкальская впадина), боковой морены тыйского ледника и озерно-речных осадков высокого террасового уровня установлен их среднеплейстоценовый возраст. Тыйский ледник максимального среднеплейстоценового оледенения достигал побережье Байкала, уровень вод которого был выше современного на 80–90 м. Выявленный подъем уровня Байкала в среднем плейстоцене привел к ингрессии его вод в Верхнеангарскую рифтовую долину. Установлено, что чурокский и верхнеангарский ледники достигали дна впадины и разгрузались в акватории озера. Имеющиеся данные свидетельствуют о небольшой мощности (до 200–250 м) верхнеангарского ледника, но тем не менее во впадине сформировался мощный ледник подножия, внешний край которого продвинулся до верховий р. Гонкули. Ледник второй, среднеплейстоценовой эпохи оледенения достигал бассейна р. Янчукан, где сохранились фрагменты конечно-моренного вала в полосе шириной до 5–6 км. В среднем плейстоцене в Верхнеангарской впадине сформировались пятая и шестая надпойменные террасы, время формирования которых подтверждается данными палинологического анализа, а находки в них остатков спонгиозауны свидетельствуют об озерных условиях осадконакопления.

Ключевые слова: ледник, эпоха оледенения, Северное Прибайкалье, ингрессия, средний плейстоцен, дешифрирование.

R.Ts. BUDAEV*, **, V.L. KOLOMIETS*, **

*Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
670047, Ulan-Ude, ul. Sakhyanovoi, 6a, Russia, budrin@ginst.ru, kolom@ginst.ru
**Buryat State University,
670000, Ulan-Ude, ul. Smolina, 24a, Russia, budrin@ginst.ru, kolom@ginst.ru

MID-PLEISTOCENE VERKHNEANGARSKII GLACIER (NORTHERN CISBAIKALIA)

On the basis of comprehensive geological-geomorphological investigations, we reconstructed the parameters of Verkhneangarskii Glacier and paleogeographical settings in the Verkhneangarskaya rift zone at the epoch of Pleistocene glaciations of the Stanovoi Range. Using thermoluminescence datings of deposits on the location of fossil bones of large mammals of the mammoth faunal complex (early type) in the mouth of the Tuya river (North Baikal hollow), the lateral moraine of Tuya Glacier and lacustrine-fluvial sediments of a high terrace level, we determined their Mid-Pleistocene age. Tuya Glacier of maximal Mid-Pleistocene glaciation reached the Baikal coast, the water level of which was 80–90 m higher than at present. The identified rise of the water level in Baikal in the Mid-Pleistocene led to the ingressions of its waters into the Upper Angara rift valley. It was found that Churovskii and Verkhneangarskii Glaciers reached the bottom of the basin and discharged in the lake. The available data indicate a small thickness (200–250 m) of Verkhneangarskii Glacier; nevertheless, the basin developed a thick foot glacier that formed in the basin, the outer edge of which advanced as far as upper reaches of the Gonkuli river. The glacier of the second Mid-Pleistocene ice age reached the Yanchukan river basin where a terminal-moraine line up to 5–6 km wide persisted. In the Mid-Pleistocene, the fifth and sixth terraces above floodplain formed in the Upper Angara basin, the formation time of which is confirmed by data of palynological analysis, and remains of fossil spongiofauna discovered in them indicate lacustrine conditions of sedimentation.

Keywords: glacier, ice age, Northern Cisbaikalia, ingressions, Middle Pleistocene, interpretation.

ВВЕДЕНИЕ

Задача корреляции стратиграфической шкалы, созданной на основе материалов донного бурения Байкала и наземных разрезов кайнозойских отложений, остается достаточно актуальной. Поэтому исследования по изучению плейстоценовых климатических изменений, оледенений и межледниковий представляют большой интерес. Одним из ключевых районов для решения этих вопросов являются Северо-Байкальская и Верхнеангарская рифтовые долины.

Проблема плейстоценового оледенения высокогорных хребтов Прибайкалья и Станового нагорья до сих пор является дискуссионной. На данное время озерные осадки Байкала изучены лучше, чем более доступные исследователям наземные образования. По окончании международного проекта «Байкал–бурение» была получена непрерывная стратиграфическая летопись донных отложений от 5 млн л. н. до современности с шагом в несколько тысяч лет [1, 2]. Значительно менее изучены вопросы формирования субаэральных образований, в частности ледниковых. Как известно, оледенения связаны с глобальными вариациями климата и неотектоническими движениями. Несмотря на большой объем геолого-съемочных и тематических работ, проведенных в предшествующие годы, вопросы плейстоценового оледенения в горах юга Восточной Сибири рассматривались лишь попутно при решении других проблем. В зависимости от задач, стоявших перед исследователями, появлялись обобщающие гипотезы, которые различались трактовкой типов оледенения, количества эпох оледенения и их возраста.

Публикации работ по отдельным относительно небольшим районам, как правило, не охватывают весь спектр вопросов плейстоценового оледенения региона, но отражают особенности развития ледников в зависимости от геоморфологических условий и других факторов [3, 4]. Новые данные дают возможность рассмотреть характерные черты развития в среднем плейстоцене Верхнеангарского ледника, выходявшего в пределы одноименной рифтовой долины, которая в тот период была заливом Байкала.

Территория исследований охватывает Северное Прибайкалье и западную часть Станового нагорья (северную оконечность оз. Байкал — Верхнеангарскую впадину и ее горное обрамление). Дистанционные геоморфологические исследования включали стереоскопическое дешифрирование аэрофотоснимков м-ба 1:40 000–1:60 000, дешифрирование космических снимков, анализ топографических карт м-ба 1:25 000–1:200 000.

Полевые исследования проводились на побережье Байкала, в Верхнеангарской впадине и их горном обрамлении. Аэровизуальные полеты на вертолетах и самолетах Ан-2 совершались с целью уточнения данных дешифрирования аэро- и космофотоматериалов. Полученные ранее материалы были использованы при составлении геоморфологической карты зоны БАМа м-ба 1:200 000, геоморфологической карты Бурятской АССР м-ба 1:500 000 и в тематических исследованиях [5].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Оледенение горных хребтов. Одним из ключевых районов для выяснения возраста и кратности плейстоценовых оледенений, взаимоотношения ледников с озерными террасами и палеогеографических обстановок того времени является северо-западное побережье Байкала. Здесь, в устье р. Тыи, в приповерхностной части 50–80-метровой озерно-речной террасы были обнаружены остатки крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса раннего типа, что позволило датировать вмещающие их отложения второй половиной среднего плейстоцена [6]. По данным термолюминесцентного анализа установлено, что формирование 50–80-метровой террасы началось более 450 тыс. л. н., а завершилось $154\,000 \pm 23\,500$ л. н., т. е. в конце среднего плейстоцена.

На завершающих этапах формирования высокой террасы она была перекрыта ледниковыми отложениями, слагающими многолопастной конечно-моренный вал с пологими склонами. Это позволяет считать последние сформировавшиеся во вторую, среднеплейстоценовую эпоху оледенения и сопоставить их со стадией МИС-6 (морские изотопные стадии) [1]. О суровом климате на завершающих этапах формирования террасы свидетельствуют многочисленные псевдоморфозы по ледяным клиньям и морозобойным трещинам.

В 6 км выше по течению от устья реки, в горном сужении долины, сохранились остатки боковой морены тыйского ледника мощностью до 60–70 м. По данным термолюминесцентного датирования, эти ледниковые образования сформировались $211\,000 \pm 30\,000$ л. н. (ГИН СО РАН-362), т. е. в первой половине среднего плейстоцена, в самаровское время, и сопоставляются со стадией МИС-8 [6]. Одно-

возрастные с мореной озерно-речные осадки вскрыты в разрезе левобережной высокой террасы, сложенной валунно-галечными отложениями с гравийно-песчаным заполнителем, с глыбами до 1–2 м в поперечнике. По данным термолюминесцентного анализа, эти осадки сформировались $252\ 000 \pm \pm 38\ 000$ л. н. (ГИН СО РАН-372), т. е. в среднем плейстоцене, в самаровское время. Вышеизложенные материалы свидетельствуют о неоднократном оледенении Северного Прибайкалья, первая эпоха которого началась в среднем плейстоцене, в самаровское время.

Горное обрамление Верхнеангарской впадины представлено высокогорными хребтами — Верхнеангарским и Баргузинским, ограничивающими впадину с северо- и юго-запада, Северо-Муйским — с юго-востока, а с северо-востока впадина оконтурена среднегорными массивами Делюн-Уранского хребта. Юго-западный фланг Северо-Муйского хребта (на междуречье Светлой и Котеры) моделирован в основном эрозионными и гравитационными процессами, далее к северо-востоку хребет приобретает типично альпинотипный облик с ледниковыми карами, трогами и карлингами. Как установлено ранее, для плейстоценового оледенения Северного Прибайкалья было характерно асимметричное развитие: локальные центры оледенения формировались преимущественно на наветренных, относительно западных влагонесущих воздушных потоках, склонах хребтов. Выводные горно-долинные ледники наветренных склонов из этих центров значительно превосходили по мощности и длине глетчеры противоположных склонов [7]. Субмеридиональное расположение высокогорных хребтов способствовало перехвату основного объема осадков, в глубь Станового нагорья проникали значительно иссушенные воздушные потоки. Так, окружающие Верхнеангарскую впадину высокогорные Верхнеангарский и Баргузинский хребты подверглись более мощному оледенению по сравнению с отгороженными ими Северо-Муйским и Делюн-Уранским хребтами. Для Верхнеангарского и Баргузинского хребтов была характерна асимметрия оледенения: ледники наветренных склонов значительно превосходили по длине ледники противоположных склонов.

Однако северо-восточное обрамление Верхнеангарской рифтовой долины, где расположен горный узел из поднятий Делюн-Уранского и Северо-Муйского хребтов высотой свыше 2100–2300 м над ур. моря, подверглось сильному оледенению. Его локальный центр располагался в верховьях рек Верхняя Ангара, Чуро, Конкудера и Левый Мамакан, откуда выдвигались горно-долинные ледники. Площадь, охваченная оледенением на северо-западном склоне Делюн-Уранского хребта, значительно превосходила таковую на западном и юго-западном склонах этих хребтов, но ледники Чуро и Верхней Ангары достигали пределов рифтовой долины.

Верхнеангарская рифтовая долина. Геологическими исследованиями было установлено, что осадочный комплекс имеет речной и озерно-речной генезис, сформировавшийся в плейстоцене–голоцене [7, 8]. Общая конфигурация Верхнеангарской рифтовой долины обусловлена региональными разломами северо-восточного простирания. Крупная Котера-Анамакитская система разломов северо-западного простирания делит днище долины на две части: северо-восточная часть долины приподнятая, террасированная, а юго-западная характеризуется устойчивым опусканием. Днище рифтовой долины разбито локальными дизъюнктивными нарушениями нескольких направлений, часто смежные блоки испытывали разнонаправленные тектонические движения.

Флювиальные формы рельефа в Верхнеангарской рифтовой долине представлены низким и высоким террасовыми комплексами. В состав первого из них входят низкая и высокая поймы, первая (4–5 м), вторая (9–12), третья (14–17) и четвертая (25 м) надпойменные террасы, сформировавшиеся в позднем плейстоцене–голоцене. К высокому комплексу нами отнесены пятая (45 м), шестая (55–80) и седьмая (110–140 м) аккумулятивные террасовые уровни позднего плиоцена (эоплейстоцена?)–среднего плейстоцена. Датирование надпойменных террас проведено на основе палинологических данных и общей геоморфологической ситуации. По данным палеопотамологического анализа, формирование их происходило в речных условиях [9]. Террасы низкого уровня распространены вдоль русла Верхней Ангары и ее притоков. Высокий террасовый уровень распространен в северо-восточной части впадины.

Следует отметить, что имеются и другие точки зрения о возрасте и генезисе осадочной толщи Верхнеангарской рифтовой долины. По мнению Н.А. Флоренсова [10] и Н.А. Логачёва [11], мощные толщи песков в Баргузинской, Муйско-Куандинской и Верхнеангарской рифтовых долинах являются внутривпадинной модификацией зандров, в которых существенно преобладают мелководные озерные отложения. С.С. Осадчий [12], один из последователей этой точки зрения, считал, что ледосборный бассейн Верхней Ангары был расположен оптимально для перехвата западных влагонесущих воздушных масс и здесь сформировался крупный горно-долинный ледник, выходящий в рифтовую долину и достигавший с. Уоян, т. е. длина ледника превышала 120–130 км. По материалам изучения речных

террас, данным бурения и палинологического анализа С.С. Осадчим [13] было выделено несколько конечно-моренных поясов среднеплейстоценового оледенения: стадии Уоян, Гонкули, Янчуй и Ниро. Он предполагал, что морены стадии Ниро залегают на поверхности террас, а остальные перекрыты озерными, озерно-речными и речными отложениями. При этом разрез осадочной толщи представлен тремя уровнями седиментации: озерным (предледниковым), озерно-моренным и завершающим озерным.

Реконструкция Верхнеангарского ледника. Новые материалы, полученные нами за последние пять лет, позволяют детализировать характерные черты плейстоценового оледенения района исследований. Для реконструкции палеогеографической обстановки в бассейне Верхней Ангары необходимо рассмотреть комплекс экзарационных форм рельефа, сформировавшийся в это время, фации ледниковой аккумуляции, климатические и ландшафтные особенности.

Локальный центр оледенения в верховьях Верхней Ангары и Левого Мамакана имеет типичный альпинотипный рельеф с многочисленными карами, каровыми цирками, карлингами и пилообразными гребнями водоразделов. Ледниковые отложения сохранились фрагментарно в троге Верхней Ангары в виде стадийных морен в долинах рек Нижний Самудек, Анамакан и в сквозной палеодолине северо-западного простирания (р. Сарта). Однако конечно-моренные отложения Верхнеангарского глетчера не обнаружены в троге ниже устья Анамакана, что подтверждает мнение исследователей о разгрузке его в пределах впадины.

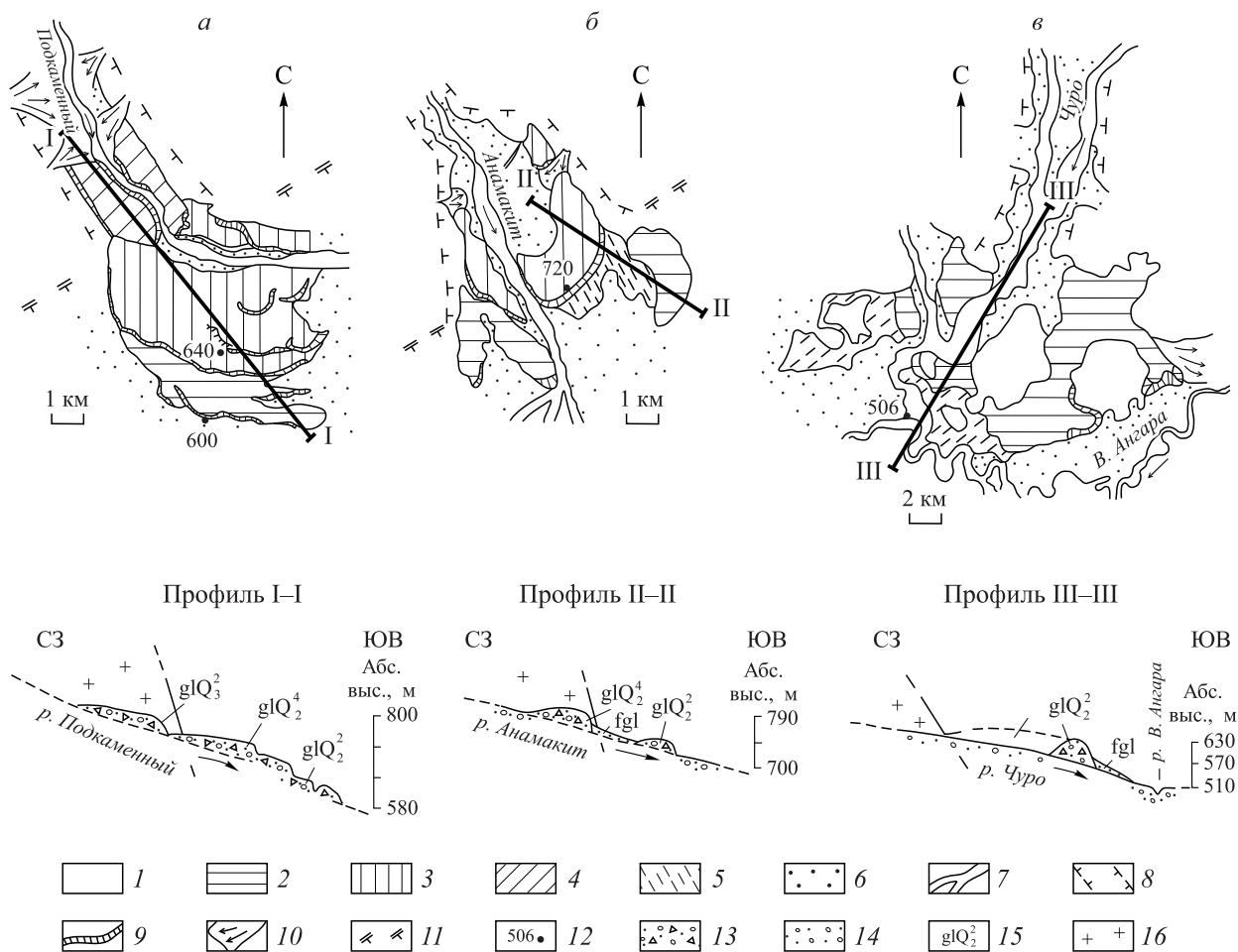


Рис. 1. Взаимоотношения конечных морен разновозрастных плейстоценовых глетчеров юго-восточного склона Верхнеангарского хребта.

a — низовье р. Подкаменный; *b* — низовье р. Анамакит; *v* — низовье р. Чуро. 1 — коренные породы; 2 — конечная морена самаровской эпохи; 3 — конечная морена тазовской эпохи; 4 — конечная морена зырянской эпохи; 5 — флювиогляциальные отложения; 6 — озерно-речные отложения; 7 — низкая пойма; 8 — трог; 9 — уступы в рыхлых отложениях; 10 — конусы выноса; 11 — сбросы; 12 — абсолютные высоты. На профилях: 13 — ледниковые отложения, 14 — речные отложения, 15 — индексы генезиса и возраста отложений, 16 — коренные породы.

Установлено, что ледник смежной с Ангараканом р. Чуро, расположенный в сходных орографических условиях, но имеющий значительно меньшую ледосборную площадь, продвинулся от локального центра оледенения до северо-восточного края впадины на расстояние 70–80 км, где закартированы моренные отложения ледника эпохи максимального оледенения в виде дугообразной полосы, обращенной выпуклой стороной вниз по течению реки, длиной до 20–22 км и шириной до 3–4 км (рис. 1). Характерной особенностью этих отложений является преобладание тонкозернистых фракций (содержание супеси и суглинков достигает 60–80 %), среди которых рассеяны галька, валуны и глыбы, что свидетельствует, по нашему мнению, о формировании их в прибрежно-озерных условиях. Расчет высоты древней снеговой границы по варианту метода Гефера, разработанному Ю.Ф. Чемяковым [14] для трогов, показал, что уровень снеговой границы на юго-западной оконечности Делюн-Уранского хребта опускался до абс. высоты 1270–1290 м.

В отличие от ледника долины р. Чуро, конечно-моренные образования горно-долинных ледников юго-восточного склона Верхнеангарского хребта имеют характерную подковообразную форму и литологический состав, свидетельствующий о формировании их в субаэральных условиях. Они представлены разновозрастными валами, отличающимися по геоморфологическому положению и степени сохранности, ступенчато надвинутыми друг на друга. Уровень снеговой границы на юго-восточном склоне Верхнеангарского хребта опускался до высоты 1470–1520 м.

По нашим данным, Верхнеангарский выводной горно-долинный глетчер в рифтовой долине сформировал предгорный ледник площадью 410–430 км², продвинувшись по впадине на 30–35 км от устья трога. Ледник располагался в относительно суженной северо-восточной части впадины, в приустьевой части р. Чуро, с северной стороны его подпирали одноименный глетчер. Дальнейшее продвижение Верхнеангарского ледника, вплоть до с. Уоян, было ограничено такими факторами, как небольшая его мощность и резкое расширение впадины юго-западнее устья р. Чуро. Последнее привело к «распластыванию» ледового глетчера, существенному уменьшению его мощности и остановке.

О небольшой мощности Верхнеангарского ледника, сопоставимой с мощностью чурокского, свидетельствуют моренные отложения, залегающие в долинах Сарты (160–170 м), Ангаракана (300 м), Дяпкара (200 м). Эти данные в совокупности свидетельствуют о мощности Верхнеангарского ледника в эпоху максимального оледенения не более 200–250 м. Уровень снеговой границы в бассейне Верхней Ангары опускался до высоты 1280–1300 м. В этот период во впадине был озерный режим, связанный с ингрессией вод Байкала. В среднем плейстоцене уровень вод озера превышал современный на 80–90 м [6]. Кроме того, уровень вод в Верхнеангарской впадине мог быть и выше за счет ледового подпора в эпоху максимального оледенения при слиянии кичерского и акулинского ледников (рис. 2).

Внешний край Верхнеангарского предгорного ледника максимальной стадии оледенения доходил до верховьев р. Гонкули, ширина конечно-моренного вала достигала 10–12 км. В современном рельефе этот «вал» представляет собой слабонаклонную в северных румбах поверхность, покрытую термокарстовыми озерами и переработанную эоловыми процессами. Здесь распространены отложения

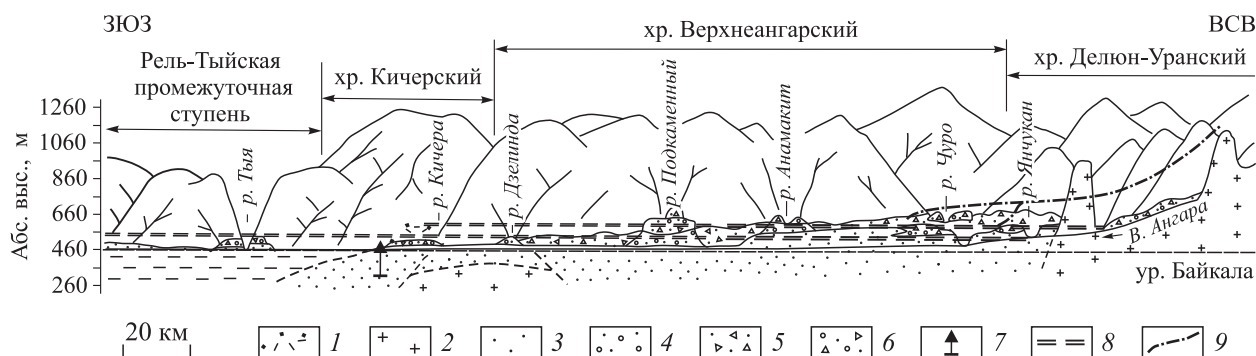


Рис. 2. Схематический палеогеоморфологический продольный профиль р. Верхней Ангары в среднем плейстоцене.

1 — ледовый глетчер; 2 — коренные породы; 3 — пески; 4 — аллювий; 5 — пролювий; 6 — ледниковые отложения; 7 — скважины; 8 — палеоуровни озерных вод; 9 — схематический уровень поверхности Верхнеангарского ледника.

высокого террасового комплекса — осадки шестой и пятой надпойменных террас среднеплейстоценового возраста, слагающие центральную и северную прирусловую часть впадины и представленные песчано-алевритовыми разностями.

Шестая надпойменная терраса на левобережье р. Янчуй сложена светло-коричневыми песками и алевритами, с маломощными линзовидными скоплениями гравийно-галечных отложений. По данным палеопотамологического анализа установлено, что осадки шестой террасы на левобережье Янчуя по стандартному отклонению ($\sigma = 0,1-0,4$) и нормированной энтропии ($H_r = 0,3-0,8$) умеренно и плохо сортированы, асимметричны ($S_k < 1$) со сдвинутой модой в сторону крупных частиц (относительно высокая энергетика среды седиментации), эксцесс большей частью резко положительный (стабильные тектонические условия осадконакопления, постоянный привнос новых порций материала и слабая динамическая обработка). Коэффициент вариации песков ($v = 0,5-1,7$) свидетельствует об акумулятивном характере бассейна седиментации. Достоверным подтверждением этому, помимо структурных особенностей, служит набор текстурных признаков (горизонтальная, горизонтально-волнистая, косая, косоверная слоистость, повсеместная промытость отложений). Динамика потока, согласно среднему размеру зерен, имела в основном переходный тип между турбулентным и ламинарным режимами осаждения ($0,1 < x < 1,0$). По палеопотамологическим данным, глубины таких палеобассейнов не превышали 2,5–3 м.

В фациальном отношении осадки шестой террасы имеют двоякую природу: горизонтально-слоистые алевриты и пески отлагались в прибрежной полосе акватории мелководных проточных озерных водоемов со слабым волнением и придонным течением с преобладанием береговых, прибрежных фаций лимнической макрофации, а средне- и мелкозернистые пески косой и диагональной текстуры — блуждающими речными потоками с замедленными скоростями движения воды (русловые и пойменные фации речной макрофации).

По данным палинологического анализа, в период формирования осадков средней толщи в прибрежных частях впадины преобладали степные ландшафты, где травянистые были представлены злаковыми, сложноцветными, подорожником, зонтичными, споровые — бриевыми мхами и папоротниками. Древесные породы (6–18 %) состояли из хвойных (сосна, ель, таксодиевые), мелколиственных (ольховник, ива, береза), а также широколиственных пород (до 9 % — орех, ольха, дуб). Такие спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют об отложении осадков в умеренно теплом климате нижнего плейстоцена. Верхняя толща оказалась немой, не содержащей спорово-пыльцевых зерен, что свидетельствует о суровых климатических условиях этого времени.

В северной прирусловой части Верхнеангарской впадины наблюдается снижение высоты конечно-моренного вала максимальной эпохи оледенения, где выделяется пятая терраса среднеплейстоценового возраста высотой 45 м. Отложения представлены хорошо сортированными песками с горизонтальной, косой и веерной слоистостью, имеющими резко положительный эксцесс и значение коэффициента вариации $v = 0,3-1,1$, соответствующие области осадков акумулятивного генезиса. По фациальной природе осадки принадлежат речной и лимнической макрофациям.

По данным [13], из отложений 30-метровой левобережной террасы Верхней Ангары в приустьевой части Янчуя был получен очень бедный спорово-пыльцевой спектр, представленный пылью карликовой березки, ольховника, ольхи, вересковых, злаков, лугового разнотравья, спорами зеленых и сфагновых мхов, характерный для тундры. В верхней части в спектрах отмечаются споры и пыльца, типичные для светлехвойной тайги с бедным подлеском.

Существование озерных проточных водоемов в нижнее и среднечетвертичное время в Верхнеангарской впадине равным образом подтверждается находками спонгиофауны [15]. Здесь, помимо байкальских эндемиков семейства Любомирскиид, которые играют уже подчиненную роль, появляются губки бодяги речного семейства спонгиллидов общесибирского характера. Поэтому можно утверждать, что осадконакопление происходило в обстановке бухты или залива, связанного с Байкалом, типа современных мелководных байкальских соров, где в настоящее время обитают оба семейства.

В тыловой части конечно-моренного вала максимальной стадии оледенения, на левобережье Верхней Ангары, в 3 км выше по течению от устья Янчуя, нами было изучено строение ледниково-озерной толщи в уступе 55–60-метровой террасы [7]. В основании разреза на интервале 55,0–29,5 м залегают пески с линзами галечников и гравийников, перекрытые темно-серыми илами, синевато-серыми песками и алевритами мощностью 9,5 м. Завершают разрез (интервал 20–0 м) горизонтально переслаивающиеся синевато-серые и серые разнозернистые пески. Верхняя толща, по нашим данным, относится к ледниково-озерным отложениям, образовавшимся на заключительных стадиях максимальной эпохи оледенения.

Ледник второй, среднеплейстоценовой эпохи оледенения также выходил во впадину, но мощность его была меньше. Он продвинулся до бассейна Янчукана, где в полосе шириной 5–6 км на левобережье реки сформировался его конечно-моренный вал, протянувшийся от подножия Северо-Муйского до предгорья Делюн-Уранского хребтов. Моренные образования мощностью до 80–100 м представлены разнозернистыми песками с валунами и глыбами, поверхность вала моделирована эоловыми процессами.

Многочисленные озера ледниковых концевых бассейнов распространены в рифтовых долинах северо-восточной ветви Байкальской рифтовой зоны. Некоторые из них сохранились до настоящего времени, но значительная часть днщ рифтовых долин является суходольной [16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные материалы дают достаточно полное представление о параметрах Верхнеангарского ледника в эпоху максимального развития оледенения и о масштабах его распространения. Данные об оледенении горного обрамления Верхнеангарской впадины свидетельствуют о том, что ледовый глетчер бассейна Верхней Ангары выходил во впадину, где образовался мощный предгорный ледник площадью около 420 км². В эпоху максимального развития оледенения он достигал верховьев Гонкули. Во впадине в этот период был озерный режим, возникший вследствие ингрессии вод Байкала, уровень которых был на 80–90 м выше современного, и формирования ледовой плотины, созданной кичерским и верхнеакулинским глетчерами.

Формирование крупного предгорного ледника, несмотря на довольно незначительную мощность горно-долинного ледника на выходе во впадину, и продвижение его вплоть до верховьев Гонкули было, вероятно, связано с разгрузкой глетчера в акватории озера. Появление воды на ледниковом ложе, в совокупности с тальми водами в теле глетчера, существенно увеличило скорость и дальность продвижения по впадине предгорного ледника. В результате разгрузки ледника в рифтовой долине сформировались шестая и пятая надпойменные террасы среднеплейстоценового возраста. По данным палеопотамологического анализа, осадконакопление происходило в акватории мелководных проточных озерных водоемов. Следы подпорно-ледниковых озерных условий сохранились в тыловых частях конечно-моренных валов эпох самаровского и тазовского оледенения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузьмин М.И., Грачёв М.А., Вильямс Д., Каваи Т., Хорие Ш., Оберхенсли Х. Непрерывная летопись палеоклиматов последних 4,5 миллионов лет из озера Байкал // Геология и геофизика. — 1997. — Т. 38. — С. 1021–1023.
2. Безрукова Е.В., Летунова П.П. Высокоразрешающая запись палеоклиматов Восточной Сибири для раннего и среднего плейстоцена по материалам палинологического исследования байкальских осадков (глубоководная скважина BDP-96-1) // Геология и геофизика. — 2001. — Т. 42, № 1–2. — С. 98–107.
3. Осипов Э.Ю., Грачёв М.А., Мац В.Д., Хлыстов О.М., Брайтенбах С. Реконструкция горных ледников последнего плейстоценового оледенения северо-западной части Баргузинского хребта (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. — 2003. — Т. 44, № 7. — С. 652–663.
4. Плюснин В.М., Дроздова О.В., Китов А.Д., Коваленко С.Н. Динамика горных геосистем юга Сибири // География и природ. ресурсы. — 2008. — № 2. — С. 5–13.
5. Резанов И.Н., Дергаусова М.И., Резанова В.П., Будаев Р.Ц., Иметхенов А.Б. Геоморфологическая карта Бурятской АССР (м-б 1:500 000) // Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири. — Иркутск, 1988. — С. 3–4.
6. Будаев Р.Ц. Палеоуровни вод Северо-Байкальской впадины в эпохи неоплейстоценовых оледенений // География и природ. ресурсы. — 2011. — № 2. — С. 62–69.
7. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Отв. ред. А.Г. Золотарёв. — М.: Наука, 1981. — 198 с.
8. Бажин Ю.М., Сорокин В.А., Дарижапов А.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Бодайбинская, лист О-49-XXXV. Объяснительная записка. — М.: Недра, 1984. — 103 с.
9. Коломиец В.Л. Палеопотамологические аспекты формирования флювиального террасового комплекса Верхнеангарской впадины (Северное Прибайкалье) // Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов на рубеже третьего тысячелетия: Материалы Междунар. науч. конф. — Томск: Изд-во НТЛ, 2000. — С. 466–469.
10. Флоренсов А.Н. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 258 с.
11. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Отв. ред. Н.А. Флоренсов. — М.: Наука, 1974. — 358 с.

12. **Осадчий С.С.** Лимногляциальная обстановка и проблема корреляции плейстоценовых образований во впадинах Станового нагорья // История озер СССР в позднем кайнозое: Материалы к V Всесоюз. симп. — Иркутск, 1979. — С. 122–126.
13. **Геология** и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология / Отв. ред. А.Н. Логачёв. — Новосибирск: Наука, 1983. — 171 с.
14. **Чемиков Ю.Ф.** Древнее оледенение Дальнего Востока СССР // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. — Л.: ВСЕГЕИ, 1961. — Вып. 42, № 3. — С. 139–175.
15. **Думитрашко Н.В., Мартинсон Г.Г.** Результаты изучения спонгиофауны террас Прибайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1940. — Вып. 5. — С. 98–106.
16. **Еникеев Ф.И.** Озера концевых бассейнов оледенений позднего неоплейстоцена Восточного Забайкалья // География и природ. ресурсы. — 2018. — № 1. — С. 115–124.

Поступила в редакцию 16.11.2018

После доработки 10.04.2019

Принята к публикации 25.06.2020