

ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ ЛЕДНИКОВОГО КОМПЛЕКСА В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ УРСУЛ И ЯБОГАНСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

Бассейн верхнего течения реки Урсул площадью более 2000 км² ориентирован в субширотном направлении и ограничен Семинским хребтом с севера и Теректинским хребтом с юга. Абсолютные высоты изменяются от 880 м (устье р. Каракол) до 2507 м (г. Сарлык, Семинский хр.) – 2792 м (г. Учемдек, Теректинский хр.). Река Урсул начинается от слияния рек Ель и Каирлык.

На палеогляциологических схемах, составленных разными авторами в разные годы, бассейн верхнего течения реки Урсул и Ябоганская котловина выглядят по-разному.

На схеме О.А. Раковец и Г.А. Шмидт (1963) в среднем и позднем неоплейстоцене на Теректинском хребте было развито горно-долинное оледенение, не достигавшее долины Урсула. В среднем неоплейстоцене в осевой части Семинского хребта были развиты пассивные ледово-фирновые поля и лишь один ледник, спускавшийся по долинам рек Туюк и Нижний Кумалыр, выходил в долину Семы несколько выше с. Шебалино. В позднем же неоплейстоцене здесь вообще не было оледенения. На этой схеме в бассейне Ябоганской котловины никогда не было оледенения. Ледники с Коргонского хребта не достигали долины Чарыша, тем не менее в Ябоганской котловине показан крупный озерный водоем, хотя в статье о нем нет ни единого слова, так что совершенно непонятны ни генезис этого озера, ни время его существования.

На схеме Б.М. Богачкина (1981) в среднем и позднем неоплейстоцене оледенением также был охвачен лишь Теректинский хребет, а ледники, спускавшиеся с него, не выходили в долину Урсула. На Семинском хребте в среднем неоплейстоцене незначительное оледенение было развито в районе г. Сарлык и самых верховьях бассейна реки Семы, а в позднем – лишь на г. Сарлык. В бассейне же Ябоганской котловины нет никаких следов древних оледенений и ледниково-подпрудных озер.

На схеме среднееоплейстоценового оледенения в бассейне нижней Катуни П.А. Окишева (1987) ледник с Теректинского хребта по долине Каирлыка выдвигался в долину Урсула, занимая её до устья Теньги на протяжении 10 км. Все остальные ледники не достигали долины Урсула, а в позднем неоплейстоцене они оканчивались в верховьях своих долин (Окишев, 1982). В бассейне Ябоганской котловины ни в среднем, ни в позднем неоплейстоцене оледенения также не было. Однако на схеме (Окишев, 1982) показано, что в среднем неоплейстоцене ледники с Коргонского хребта спускались в долину Чарыша, где, сливаясь, образовывали единый протяженный выводной ледник, который должен был блокировать сток из Усть-Канской и Ябоганской котловин. Это неизбежно привело бы к возникновению в них ледниково-подпрудных озер, тем не менее на схеме этих озер нет.

На схеме Б.А. Борисова и Е.А. Мининой в этой части Алтая в среднем неоплейстоцене отражено покровное оледенение, а в позднем – карово-долинное оледенение лишь в пределах Теректинского хребта (Борисов, 1984; Решения., 1983). Однако на Карте четвертичных образований России (2001) среднечетвертичные ледниковые отложения в бассейнах Урсула и Ябоганской котловины отсутствуют, верхнечетвертичные показаны лишь в самых верховьях долин Теректинского хребта, а среднееоплейстоценовые озерно-ледниковые отложения развиты в Усть-Канской и Ябоганской котловинах.

На схеме последней ледниковой эпохи Алтая В.В. Бутвиловского (1993), долины Урсула и его притоков до абс. высоты 1150 м занимало крупное ледниково-подпрудное озеро, а ледники, спускавшиеся с Теректинского хребта, заполняли верхние участки долин правых

притоков Урсула и тоже не выходили в его долину. На Семинском, Чергинском и Ануйском хребтах были развиты отдельные небольшие центры островного оледенения. В это время долину верхнего течения Чарыша, Усть-Канскую и Ябоганскую котловины занимал крупный ледниково-подпрудный бассейн, максимальный уровень которого поднимался до горизонтали 1000 м.

Методом моделирования планового положения ледников на максимум последнего оледенения В.П. Галахов (2009) установил, что в бассейне верхнего течения реки Урсул палеоледники Шибелик и Тугуем оканчивались в своих долинах. Язык Тархатинского ледника спускался в долину реки Ель, блокируя её, а ледники, спускавшиеся по долинам Каирлыка и Каракола, выходили в долину Урсула, формируя протяжённые собственные языки, не сливавшиеся между собой.

К сожалению, во всех упомянутых выше работах отсутствует конкретный фактический материал, подтверждающий эти реконструкции.

В 2010–2011 годах при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:200000 на площади номенклатурного листа М-45-VIII, по данным дешифрирования АФС, маршрутных наблюдений и изучения обнажений, было установлено более широкое распространение собственно ледниковых отложений, чем на существующих палеогляциологических схемах, и парагенетически связанных с ними озерно-ледниковых и флювиогляциальных образований, которые рассматриваются ниже.

Ледниковые отложения. В связи со слабой обнаженностью их изучение возможно лишь в отдельных береговых обнажениях и карьерах в долинах рек Каирлык, Урсул и Каракол, где они сохранились достаточно крупными фрагментами. В большинстве случаев они частично или полностью размыты и переотложены водотоками, сформировавшими обширные и мощные пролювиальные и пролювиально-селевые шлейфы и конусы, в составе которых часто встречаются эрратические валуны и глыбы-ледогранники и которые частично перекрывают ледниковые образования (Русанов, 2010, 2011а), нивелируя их поверхность.

Ледниковые отложения видимой мощностью до 2 м (в стенках термокарстовых западин) выявлены на плоской вершинной поверхности Теректинского хребта. Здесь к востоку от г. Монглак (1993,8 м) на абс. высоте 1858 м они представлены желтоватыми плотными песчанистыми глинами, насыщенными щебнем, мелкими (до 0,5 м) глыбами, плохо и среднеокатанными гальками и валунами (до 0,35 м) уплощённой и удлинённой формы (Русанов, 2010, 2011а). Петрографический состав обломков указывает на движение льда из Тюгюрюкского ледоёма, днище которого находится на абс. высоте 1550 м, на север через хребет в долины Улюты и Телюбая (левые притоки Каирлыка). Наличие морены и эрратических валунов на водоразделе к западу от г. Монглак свидетельствует о движении льда из этого ледоёма в долины Тархаты и Тугуема (правые притоки Ело).

Подобные отложения мощностью до 4 м с многочисленными плохо- и среднеокатанными гальками и валунами размером до 0,5 м и глыбами-ледогранниками до 2 м различных терригенных, эффузивных пород и роговиков в плотном желтоватом песчано-глинистом заполнителе установлены на выровненной поверхности Семинского хребта к востоку от Семинского перевала, где они прослежены до абс. высоты 1850 м. К западу от этого перевала на хребте у подножия г. Вершина Тияхты (1899 м) скважиной вскрыта глыбово-валунная морена мощностью 12 м.

На левом берегу Урсула между сёлами Шибе и Теньга на абс. высоте 1000 м обнаружен фрагмент основной морены видимой мощностью 10 м, оставленной ледником, спускавшимся с плоской вершинной поверхности Теректинского хребта по широкому трогообразному логу и полностью перегораживавшим долину Урсула. В её составе в большом количестве содержатся гальки, щебень, плохо окатанные валуны и глыбы, находящиеся в плотном желтоватом глинисто-песчаном заполнителе. Отмечается слабо выраженная горизон-

тальная слоеватость, подчеркиваемая скоплением валунов. Очень много обломков габбро-долеритов, тела которых известны в осевой части хребта в этом районе.

В селе Ель на левом берегу Каирлыка выше моста (абс. высота 1060 м) вскрыта морена Каирлыкского ледника мощностью до 8 м. Она состоит из неслоистых массивных мелкогалунных галечников, насыщенных дресвой, щебнем и гравием, плотно сцементированных желтоватой песчанистой глиной. Обломки эффузивных и терригенных пород разной степени окатанности размером до 0,3 м в основном уплощённые и удлинённые.

Крупный фрагмент морены этого ледника, прислонённой к левому борту долины Урсула в интервале абс. высот 1040–1080 м, сохранился между устьем р. Каирлык и верхним концом с. Каракобы на протяжении около 3 км. Эта морена видимой мощностью 10 м в береговом обнажении вскрыта выше по склону и восьмиметровым карьером. Она представлена буроватыми песчанистыми глинами, насыщенными дресвой и щебнем, глыбами, плохо окатанными гальками и валунами размером от 0,3 до 1,5–2 м. Очень многие обломки имеют форму ледогранников и ориентированы по направлению долины. В толще наблюдается слабо выраженная субгоризонтальная слоеватость.

Полная мощность ледниковых отложений на площади листа изменяется от 4–12 м на водоразделах до, вероятно, 50 м в долинах.

В долинах Урсула, Каирлыка и Каракола ледниковые отложения вложены в толщи пролювия и частично им же перекрыты, а в них, в свою очередь, вложены лишь флювиогляциальные зандры и аллювиальные отложения пойм. Аккумулятивные надпойменные террасы выше высокой поймы отсутствуют. Таким образом, пространственное и стратиграфическое положение ледниковых образований свидетельствует об их принадлежности последнему (аккемскому или сартанскому) оледенению, что подтверждают и материалы по смежным территориям.

В осевых частях и долинах Коргонского и Башчелакского хребтов до абс. высоты 1200 м также выделены и закартированы лишь отложения последнего оледенения (Уваров и др., 2001). В районе с. Усть-Кан и низовьях Усть-Канской котловины верхненеоплейстоценовые ледниковые отложения установлены до абс. высоты 1030 м (Галахов, 2004; Зольников и др., 2008). В Абайской котловине и долине верхнего течения реки Коксы верхненеоплейстоценовые ледниковые отложения, содержащие ископаемые остатки млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса *Equus* sp., *Bison priscus* Woj., *Coelodonta antiquitatis* Blum., распространены до абс. высоты 1100 м. Фрагменты черепа бизона и бедренной кости шерстистого носорога из этих отложений датированы по радиоуглероду в 18590 ± 345 лет (СОАН-6612) и 40200 ± 1100 лет (СОАН-8244) соответственно (Рудой, Русанов, 2010).

Флювиогляциальные отложения впервые выделены и закартированы в Ельвской котловине длиной 10 и шириной 3 км (нижняя часть долины Каирлыка), низовьях долин Алтайры и Семисарт (правые притоки Каирлыка) и на правом берегу реки Урсул ниже устья р. Каирлык, где широко развиты обширные пологонаклонные флювиогляциальные зандры, плоская поверхность которых изрезана многочисленными старыми руслами глубиной 1–1,5 м, веерообразно расходящимися от их вершин к основанию. Они состоят из валунных галечников видимой мощностью (в береговых обнажениях и карьерах) до 4–6 м (Русанов, 2010, 2011а), а их полная мощность, вероятно, не менее 10 м.

На правом берегу Урсула ниже устья Каирлыка в обнажении видимой мощностью 4 м отложения флювиогляциального пологонаклонного зандра представлены неслоистыми валунными галечниками с желтоватым слабглинистым разнозернистым песком в заполнителе. Укладка обломков типично водная черепитчатая, ориентировка длинных осей преимущественно поперек долины Урсула. Окатанность обломков от плохой, угловатой до хорошей. Максимальные размеры валунов не более 0,4 м. Гальки и валуны очень свежие на вид, не затронутые выветриванием, представлены различными эффузивами и терригенными породами.

В долине Каирлыка на абс. высоте 1130 м карьером (2,7 км ниже с. Каирлык) глубиной до 6 м вскрыты флювиогляциальные валунные галечники с неясно выраженной субгоризонтальной грубой (0,3–0,5 м) слоистостью, с гравием и желтовато-серым разнотельным песком в заполнителе, с редкими маломощными (до 5 см) линзами серых средне-крупнотельных песков. В верхней части разреза до глубины 4 м доминируют мелкие средне- и хорошо окатанные валуны. В нижней части разреза много плохо окатанных средних и крупных (до 0,7 м) валунов утлогообразной формы. Очень много дресвы и щебня. По всей толще часто встречаются хорошо окатанные гальки и мелкие валуны габбродолеритов, чуждых для бассейна верхнего течения р. Каирлык. В верхней части разреза отмечаются псевдоморфозы по ледяным клиньям, заполненные желтоватым песчано-алевритово-глинистым делювием, насыщенным вертикально залегающими гравием и гальками. Эта флювиогляциальная толща перекрыта маломощным (до 0,6 м) делювием, на контакте с которым обнаружены правая ветвь нижней челюсти и правая плечевая кость *Citellus citellus* L., датируемые, по заключению А.В. Шпанского, поздним неоплейстоценом–голоценом (Русанов, 2010, 2011а).

Флювиогляциальные зандры имеют, очевидно, позднесартанский возраст, отвечающий деградации последнего оледенения. Они формировались уже после спуска ледниково-подпрудных озёр, вложены в толщу ледниковых и пролювиальных отложений, а в них, в свою очередь, вложены лишь аллювиальные отложения пойм.

У правого склона в низовьях долины Алтайры (правый приток Каирлыка) на археологическом памятнике Кара-Бом, вскрыт разрез пролювиального шлейфа (?), в который вложены флювиогляциальные отложения. Нижняя часть этого шлейфа имеет ЭПР-даты в 72,2 тыс. лет, 62,2 и 33 тыс. лет, а радиоуглеродный возраст его средней части определен в интервале 43300 ± 1600 – 30990 ± 460 лет (Деревянко и др., 1993). В средней и верхней части этого разреза М.И. Дергачева (1997) обнаружила и изучила погребённые почвы каргинского и сартанского возраста. По её заключению, сартанские почвы формировались в условиях менее глубокого похолодания, чем принято считать для этого времени.

За пределами рассматриваемой территории такая же ситуация наблюдается в долине реки Коксы и Абайской котловине, где флювиогляциальные отложения содержат кости ископаемых млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса *Cervus elaphus* L., *Bison priscus* Воj., *Megaloceros giganteus* Blum. и датированы по радиоуглероду в 12090 ± 120 лет (СОАН-6615) (Рудой, Русанов, 2010).

Озёрно-ледниковые отложения ранее известные в Ябоганской котловине (Зольников и др., 2008; Карта четвертичных..., 2001) впервые выделяются в Тюгурюкской котловине, а также в долинах Урсула, Теньги, Талды, Ело и Табатая (Русанов, 2010, 2011а). В обрыве на левом берегу Урсула в 2,5 км выше с. Шибэ вскрыты желтоватые плотные средне-мелкозернистые пески с невыдержанными маломощными прослоями щебня в верхней части разреза. В этих песках на глубине 1,5 м обнаружены правая ветвь нижней челюсти, ребро и локтевая кость цокора *Myospalax myospalax* Laxmann, которые датируются, по заключению А.В. Шпанского, поздним неоплейстоценом–голоценом. Отложения в этом обнажении, вероятно, накапливались в результате подпруживания долины Урсула ледниками, спускавшимися из долин Каракола (Теректинский хребет) и Туэкты (Семинский хребет). Очевидно, это ледниково-подпрудное озеро от устья Туэкты простиралось вверх по долине Урсула на 12 км, оканчиваясь не менее чем в 3 км выше с. Шибэ, где долину перекрывала очередная ледниковая подпруда.

Вышерасположенный участок долины Урсула (до верхнего конца с. Каракобы) на протяжении около 8 км и долину Теньги (левый приток Урсула) на протяжении 16 км до абс. высоты не менее 1150 м занимало очередное ледниково-подпрудное озеро.

Озёрно-ледниковые отложения выполняют всё днище долины р. Теньга, в которые вложен лишь пойменный аллювий и болотные образования. В этой долине на восточном

берегу Теньгинского озера на абс. высоте 1110 м вскрыты плотные желтоватые песчанистые (25,82 %) глины (72,85 %) с незначительной примесью алеврита (1,33 %). Глины гидрослюдистые с кварцем, хлоритом, полевыми шпатами и повышенными содержаниями карбоната кальция (14,80 %). В 4,2 км выше по долине на абс. высоте 1150 м в стенках растущего оврага глубиной 2 м вскрыты плотные желтоватые слабоглинистые средне-мелкозернистые пески со значительной примесью грубозернистого песка и очень мелкой дресвы со склонов долины.

В карьере у левого склона долины Урсула на окраине с. Теньга под метровой пачкой делювия вскрыты озёрно-ледниковые светло-серые плотные тонкогоризонтальнослоистые мелкозернистые пески видимой мощностью 1,5 м. Желтоватые средне-мелкозернистые озёрно-ледниковые пески мощностью не менее 5 м с редкими включениями мелкой дресвы и плохо окатанного гравия выполняют днище лога в левом борту долины Урсула в 1,2 км выше с. Теньга.

Озёрно-ледниковые отложения – тонкогоризонтальнослоистые глинистые разнозернистые плохо окатанные гравийные пески видимой мощностью до 8 м установлены в обнажении на левом берегу Урсула у нижнего конца с. Каракобы на абс. высоте 1040 м (Русанов, 2010). Здесь же эти отложения мощностью 9 м вскрыты гидрогеологической скважиной (Подземные воды..., 1973).

В 2010 году озёрно-ледниковые отложения были вскрыты карьером до глубины 2,5 м на абс. высоте 1072 м у дороги Туэкта–Усть-Кан перед поворотом на с. Ель. Здесь они состоят из переслаивания желтоватых песчанистых (19,7 %) глин (80,3 %) мощностью 1–3 см с содержаниями карбоната кальция до 13,70 % и очень плотных глин (95,05 %) мощностью 5–10 см с незначительной песчано-алевритовой примесью (4,5 %), содержаниями карбоната кальция до 29,30 %, и хорошо выраженной тонкой (1–2 мм) горизонтальной микрослоистостью. Глины гидрослюдистые с кварцем, кальцитом, хлоритом и полевыми шпатами.

Сохранившиеся фрагменты озёрно-ледниковых плотных желтоватых песчанистых (14,11 %) глин (85,89 %) видимой мощностью до 4 м установлены у левого склона долины реки Ель в 2,6 км выше устья р. Табатай (4,5 км выше бывшей ледниковой подпруды). В них на глубине 1 м обнаружены ребро и левая большая берцовая кость *Citellus citellus* L., которые, по заключению А.В. Шпанского, датируются голоценом.

В восточной части Ябоганской котловины озёрно-ледниковые отложения с отдельными крупными (до 1,3 м) дробстоунами на поверхности распространены до абс. высоты 1200 м. Однако на карте четвертичных образований листа М-45-VII, изданной в 2001 г. (Уваров и др., 2001), в западной части этой котловины (за пределами рассматриваемой территории) отражено лишь развитие голоценовых озерных, озерно-аллювиальных и аллювиальных отложений, верхненеоплейстоцен-голоценового пролювия и делювия и образований склонового ряда. На геологической карте листа М-45-VIII, изданной в 1962 г. (Кононов и др., 1962), восточная часть Ябоганской котловины выполнена нерасчлененными верхненеоплейстоцен-голоценовыми отложениями, включающими аллювиальные, делювиальные и пролювиальные образования.

У дороги Ябоган – Усть-Кан в 0,8 км ниже поворота на с. Бешозек на абс. высоте 1093 м эти отложения, состоящие из двух толщ, вскрыты карьером глубиной до 5 м (Русанов, 2011б). Верхняя толща – желтоватые плотные неслоистые алевритово-песчанистые глины с включениями плохо и среднеокатанных гравия и мелкой гальки терригенных пород. Мощность её изменяется от 0,3 до 1 м, а местами она почти полностью отсутствует. Ниже залегают гравийные разнозернистые пески хорошо промытые, рыхлые и сыпучие, не содержащие глинисто-алевритовой фракции, насыщенные мелкой и средней галькой с редкими включениями мелких (до 0,15 м) валунов. Четко выражена тонкая (2–15 см) параллельная субгоризонтальная слоистость. Чередуются прослой серого и желтоватого цвета. Много дресвы

и мелкого щебня. Гравий, гальки и валуны плохо- и среднеокатанные, преимущественно плоские овальной или округлой (дисковидной) формы, представлены кварцем, сланцами, песчаниками и алевролитами. Встречаются редкие маломощные (2–10 см) и короткие (2–5 м) линзы серых песков с тонкой (первые мм) горизонтальной слоистостью. Вскрытая мощность толщи - до 4,5 м.

Нижняя толща галечно-гравийных песков – прибрежная фация – накапливалась на начальных этапах заполнения котловины озёрными водами в прибрежной зоне, где многократно перемывалась волно-прибойными процессами. Алевритово-песчанистые глины верхней толщи – «глубоководная» фация – накапливалась на этапе максимального заполнения котловины, а после спуска озера они в значительной степени были размывы (Русанов, 2011б).

Ещё один разрез находится на северной окраине с. Ябоган у правого склона котловины на абс. высоте 1140 м (Зольников и др., 2008). Здесь в карьере глубиной 4 м под почвенно-растительным слоем вскрыт, по нашим данным (Русанов, 2011б), желтоватый карбонатизированный песчано-глинистый делювий лёссовидного облика мощностью от 0,5 до 1 м с примесью дресвы и щебня. Исходным материалом для него послужили залегающие ниже озёрные отложения, которые представлены желтоватыми иногда с буроватым оттенком очень плотными песчанистыми (24,58 %) глинами (73,89 %) с незначительной примесью алеврита (1,52 %), с включениями дресвы и мелкого щебня. Заметна слабо выраженная тонкая (0,5–1 см) субгоризонтальная параллельная слоистость. Встречаются отдельные тонкие (до 2 см) слойки серых дресвянистых песков. Глины гидрослюдистые с кварцем, полевыми шпатами, хлоритом и кальцитом, с повышенным содержанием карбоната кальция (13,30 %). В целом озерные отложения слабо деформированы в результате медленного оползания сильно переувлажнённой толщи после спуска озера. Эти деформации рассматривают как результат проявления солифлюкции (Зольников и др., 2008).

В с. Ябоган и низовьях долины Начуры гидрогеологическими скважинами вскрыта 20–30 метровая толща песков, насыщенных (до 40 %) гравием и галькой с включениями валунов (Подземные воды..., 1973), которые мы рассматриваем как озерно-ледниковые.

В долинах Теньги, Урсула, Ело и в Ябоганской котловине гидрослюдистый состав озерно-ледниковых глин, низкие значения отношений CaO/MgO (2–2,8) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (17–18) свидетельствуют об их аккумуляции в условиях холодного влажного климата. Они отличаются повышенными потерями при прокаливании (ппп – 7,63–10,8 %), что характерно для озерных осадков холодных эпох, которым свойственны высокие содержания углерода (Минюк и др., 2007). Невысокие значения отношения $\text{FeO/Fe}_2\text{O}_3$ (0,5–0,6) и повышенные содержания аутигенного лимонита (8–25,9 %) указывают на снижение роли восстановительной среды в осадконакоплении и неустойчивый гидрологический режим озер (Лукашев, 1970). Глины химически незрелые ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 6–7$), а такие низкие значения этого коэффициента, по нашим данным из разных районов Алтая, характерны для озерных глин не древнее позднего неоплейстоцена.

На Карте четвертичных образований России (2001) в Усть-Канской и Ябоганской котловинах показаны среднееоплейстоценовые озерно-ледниковые отложения. По мнению И.Д. Зольникова и др. (2008), озерно-ледниковые отложения накапливались здесь во время первого позднеоплейстоценового (ермаковского или чибитского) оледенения. В таком случае за каргинско-сартанское (бельтирско-аккемское) время неизбежно произошел бы значительный эрозионный врез рек, дренирующих Ябоганскую котловину, в толщу озерных отложений, и сформировался бы комплекс не менее чем из двух надпойменных террас.

Однако террас нет, глубина эрозионного вреза не превышает 1,5 м, поймы находятся в стадии формирования, а слагающий их аллювий имеет позднеголоценовый возраст. В нижнем течении речки Чакыр (правый приток Ябогана) радиоуглеродный возраст аллювия пойменной фации на глубине 0,4 м определен Л.А. Орловой в 420 ± 80 лет (СОАН-8242). Кроме

того, в смежной Усть-Канской котловине переотложенные обломки раковин моллюсков, обнаруженные в озерно-ледниковых песках, AMS-методом датированы в 31000 лет (личное сообщение И.Д. Зольникова).

На всей остальной территории в озерно-ледниковые отложения также вложены лишь болотные образования и пойменный аллювий. В долине верхнего течения речки Чакыр радиоуглеродный возраст болотных отложений, развитых на озерно-ледниковых образованиях и представленных темно-серыми вязкими суглинками и плотным торфом темно-коричневого цвета с мелкими раковинами моллюсков, на глубине 0,5 м определен Л.А. Орловой в 1530 ± 0 лет (СОАН-8243).

В долине Урсула у с. Каракобо радиоуглеродный возраст рассматриваемых отложений определен Л.А. Орловой в 9500 ± 230 лет (СОАН-8240) (Русанов, 2011а). На конец позднего неоплейстоцена указывает и обнаруженная в них фауна грызунов, отмеченная выше. Следовательно, ледниково-подпрудные озера в Ябоганской котловине, долинах Урсула и его притоков были развиты во время последнего (сарганского, аккемского) оледенения.

В это же время на смежной площади крупное ледниково-подпрудное озеро занимало Абайскую котловину и долину верхнего течения реки Коксы, которые расположены на тех же абс. высотах в сходных геолого-геоморфологических условиях, где отложения ледникового комплекса и перекрывающие их пролювиально-селевые образования датированы в интервале $18590 \pm 345 - 11240 \pm 160$ лет (Рудой, Русанов, 2010; Русанов, 2011в).

Таким образом, в свете вышеизложенного, с большой долей вероятности можно заключить, что в бассейне верхнего течения реки Урсул и Ябоганской котловине отложения ледникового комплекса датируются поздним неоплейстоценом и отвечают последнему (сарганскому) оледенению.

Подводя итог, можно сделать предварительные выводы.

1. Распространение в долинах верхнего Урсула и его притоков (Ель, Каирлыка, Каракола и других) бараньих лбов, многочисленных эрратических валунов и ледогранников от 0,5–2 до 4–6 м в поперечнике указывает на мощность льда не менее 150 м и на значительно более широкое распространение оледенения в данном районе, чем фрагменты сохранившихся морен.

2. Тюгурюкская и Ельвская (долина нижнего Каирлыка) котловины в максимум оледенения представляли собой ледоёмы.

3. Ряд геологических и геоморфологических признаков указывают на то, что на Теректинском и Семинском хребтах были развиты ледники плоских вершин, выводные языки которых спускались далеко вниз по крупным логам и долинам, достигая долины Урсула и блокируя её, что приводило к образованию ледниково-подпрудных озёр.

4. Во время последнего оледенения в долине верхнего течения реки Урсул и низовье долины реки Ель существовали три ледниково-подпрудных озера, разделённые ледниковыми плотинами. Крупное ледниково-подпрудное озеро занимало и Ябоганскую котловину. Гидрослюдистый состав озёрных глин указывает на их формирование в холодных условиях ледниковых и перигляциальных обстановок.

5. Формирование флювиогляциальных задров происходило на этапе деградации оледенения после распада ледниковых плотин и спуска ледниково-подпрудных озёр, по мере отступления ледников вверх по долинам.

6. Формирование пролювиально-селевых образований началось на заключительном этапе деградации оледенения, когда окончательный спуск ледниково-подпрудных озёр, увеличение осадков, интенсивное таяние льда и многолетней мерзлоты резко активизировали селевую деятельность. В результате мощные селевые потоки частично размывали, переотложили и перекрыли отложения ледникового комплекса, сnivelировав ледниковый аккумулятивный рельеф.

Литература

- Богачкин Б.М.* История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 132 с.
- Борисов Б.А.* Алтае-Саянская горная область // Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полутом 2). – М.: Недра, 1984. – С. 331–351.
- Бутвиловский В.В.* Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.
- Галахов В.П.* К вопросу о существовании ледников в Канской котловине (бассейн р. Чарыш, Северо-Западный Алтай) // География и природопользование Сибири. Вып. 7. – Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2004. – С. 97–102.
- Галахов В.П.* Опыт моделирования планового положения ледников 18–20 тысяч лет назад (бассейн реки Урсул, Алтай) // Бюллетень «Природные ресурсы Горного Алтая». – 2009, № 1. – С. 77–82.
- Деревянко А.П., Николаев С.В., Петрин В.Т.* Датирование физическими методами (C^{14} и ЭПР) отложений палеолитического памятника Кара-Бом // ALTAICA, 1993, № 3. – С. 3–8.
- Дергачева М.И.* Археологическое почвоведение. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 228 с.
- Зольников И.Д., Постнов А.В., Гуськов С.А.* Процессы морфолитогенеза Усть-Канской и Ябоганской котловин в позднем неоплейстоцене. – Геоморфология, 2008, № 4. – С. 75–83.
- Карта четвертичных образований России.* Масштаб 1:5000000 / Б.А. Борисов, Н.Р. Горбацевич, В.В. Заморуев и др. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2001.
- Кононов А.Н., Кононова Т.М., Некрасова Л.И. и др.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Алтайская. Лист М-45-VIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 91 с.
- Лукашев В.К.* Геохимия четвертичного литогенеза. – Минск: Наука и техника, 1970. – 296 с.
- Минюк П.С., Борходоев В.Я.* Геохимические характеристики осадков скважины LZ1024, оз. Эльгыгытгын, Чукотка – как показатели палеоклимата // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – М., ГЕОС, 2007. – С. 273–274.
- Окишев П.А.* К вопросу о размерах среднеплейстоценового оледенения Алтая // Вопросы географии Сибири. Вып. 17. – Томск: Изд-во ТГУ, 1987. – С. 3–12.
- Окишев П.А.* Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. – Томск: Изд-во ТГУ, 1982. – 210 с.
- Подземные воды СССР.* Обзор подземных вод Алтайского края. Горно-Алтайская автономная область (дополнения). Буровые на воду скважины / Сост.: Т.В. Сизикова, Т.К. Никифорова, А.М. Гунова. – М., 1973, т. 2. – 145 с.
- Раковец О.А., Шмидт Г.А.* О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая геологическая история Алтая. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – С. 5–31.
- Решения* Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Часть III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л.: ВСЕГЕИ, 1983. – 84 с.
- Рудой А.Н., Русанов Г.Г.* Последнее оледенение Северо-Западного Алтая. Бассейн реки Коксы. – Томск: Изд-во НТЛ, 2010. – 240 с.
- Русанов Г.Г.* Предварительные результаты изучения отложений ледникового комплекса в бассейне верхнего течения реки Урсул в Центральном Алтае // Природа и экономика

Кузбасса и сопредельных территорий. Том 1. Геология, география, геоэкология. – Новокузнецк: КузГПА, 2010. – С. 86–89.

Русанов Г.Г. Новые данные к палеогеографии последнего оледенения в бассейне верхнего течения реки Урсул (Центральный Алтай) // Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. – Апатиты: ИГ КНЦ РАН, 2011а. – С.

Русанов Г.Г. Ябоганское ледниково-подпрудное озеро Горного Алтая в позднем неоплейстоцене // Рельеф и экзогенные процессы гор. – Иркутск: ИГ СО РАН, 2011б. – С.

Уваров А.Н., Кузнецов С.А., Гладких Л.А., Родченко С.А., Юрьев А.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-45-VII (Усть-Кан). Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ. 2001. – 171 с.