

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ ПО КОСМОГЕННОМУ ^{10}Be ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА И МАСШТАБОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕДНИКОВЫХ КОМПЛЕКСОВ хр. ЧЕРСКОГО)[#]

© 2024 г. С. Г. Аржанников^{1,*}, А. В. Аржанникова¹, А. А. Чеботарев¹, Н. В. Торговкин², Д. В. Семиколенных³, М. С. Лукьянычева⁴, Р. Н. Курбанов^{3,4}

¹Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

²Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

⁴Институт географии РАН, Москва, Россия

*E-mail: sarzhan@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 30.05.2024 г.

После доработки 17.06.2024 г.

Принята к публикации 19.07.2024 г.

История изучения ледниковых комплексов Северо-Восточной Сибири насчитывает более 150 лет. За этот период получен обширный геологический и геоморфологический материал, давший возможность определить этапы, характер и размеры оледенений. В то же время дефицит прямых датировок ледникового рельефа, полученных геохронологическими методами, не позволяет проводить полноценные палеогеографические реконструкции. Это приводит к дискуссиям как в российской, так и в англоязычной литературе о возможности существования покровного оледенения в горах Северо-Восточной Сибири. В связи с этим для определения размеров и времени оледенения южной части хр. Черского нами был проведен комплекс геоморфологических и геохронологических исследований, в результате которых в долине р. Малык-Сиен (хр. Охандя) определен возраст трех конечно-моренных гряд, соответствующих различным этапам оледенения. На основе датирования экспонированных валунов в пределах конечно-моренных комплексов получены 22 даты по космогенному ^{10}Be . Средний экспонированный возраст для внешней морены составляет 120.8 ± 13.7 тыс. л., для средней — 37.7 ± 4.9 тыс. л. и для внутренней морены — 13.8 ± 2.2 тыс. л. Строение морен и возраст отложений свидетельствуют о горно-долинном характере оледенения хр. Черского в среднем и позднем плейстоцене. Последовательное уменьшение размера ледника в долине р. Малык-Сиен начиная с МИС 6 к МИС 2 указывает на увеличение дефицита атмосферных осадков и значительную криоаридизацию на юго-востоке хр. Черского. Эта тенденция контрастирует с большей частью районов, затронутых оледенением в Северном полушарии, где максимальная площадь ледников позднего плейстоцена реконструируется для времени последнего ледникового максимума (LGM, МИС 2).

Ключевые слова: хребет Охандя, долина р. Малык-Сиен, горно-долинные ледники, конечная морена, изотопное датирование

DOI: 10.31857/S2949178924030039, **EDN:** PMDUGC

1. ВВЕДЕНИЕ

Изучение ледниковой истории суши является одной из задач, решение которой во многом заложило основу четвертичной геологии и па-

леогеографии. В последние годы реконструкция масштабов, хронологии и климатических условий древнего оледенения в горах Евразии и Северной Америки привлекает значительное внимание ввиду особого значения ледников в понимании климата прошлого, связи их эволюции с изменениями температуры и увлажнения. Для значительной части гор Северной Евразии в последние десятилетия получены детальные реконструкции этапов формирования ледников, определены закономерности их развития (Svendsen et al., 2004; Hidy et al., 2013). Одним из регионов, имеющих многочисленные

[#]Ссылка для цитирования: Аржанников С.Г., Аржанникова А.В., Чеботарев А.А. и др. (2024). Опыт применения метода датирования по космогенному ^{10}Be для оценки возраста и масштабов плейстоценового оледенения северо-восточной Сибири (на примере ледниковых комплексов хр. Черского). *Геоморфология и палеогеография*. Т. 55. № 3. С. 53–72. <https://doi.org/10.31857/S2949178924030039>; <https://elibrary.ru/PMDUGC>

следы плейстоценовых оледенений, является Северо-Восточная Сибирь. Изучение оледенений на востоке Сибири, начавшееся во второй половине XIX века с исследований П.А. Кропоткина (1873) и продолженное в XX веке, показало, что оледенения в северо-восточной части региона возникали неоднократно и имели широкое распространение. В рамках поисковых работ, научно-исследовательских программ и геологического картирования был получен обширный материал по четвертичным отложениям, в том числе и по ледниковым комплексам востока СССР (Онищенко, 1965; Хворостова, 1965; Гольдфарб, 1972; Кинд, 1975; Заморуев, 1976, 1978; Чанышева, Бредихин, 1981; Афаньев и др., 1982, 1984; Воскресенский и др., 1984; Глушкова, 1984; Дегтяренко, 1984; Величко, 1991; Глушкова, Гуалтиери, 1998; и мн. др.). На ранних этапах исследований построение хронологии оледенений основывалось на палинологических данных и стратиграфических взаимоотношениях морен с перекрывающими и подстилающими отложениями неледникового генезиса.

Таким образом, для Северо-Восточной Сибири имеется большое количество работ, посвященных изучению четвертичного оледенения, связанных с ним форм рельефа и осадочных комплексов. Главные выводы были сделаны на основе геоморфологических наблюдений, результатов палинологических и палеонтологических исследований, а также ограниченных серий абсолютных дат, выполненных радиоуглеродным (^{14}C), люминесцентными методами и по космогенному ^{36}Cl . Опубликованные на данный момент представления о размерах, фазах и времени оледенения кардинальным образом отличаются, а иногда и противоречат друг другу. Тем не менее большинство исследователей склоняются к мнению о позднеплейстоценовом возрасте сохранившихся в рельефе конечно-моренных комплексов и о горно-долинном характере оледенения гор Северо-Восточной Сибири. По современным представлениям максимальным было зырянское оледенение (Q_3^2) и меньшим по размерам следующее за ним — сартанское (Q_3^4). Отложения более ранних ледниковых эпох (ранний и средний плейстоцен¹) встречаются в погребенном виде. Однако ряд исследователей реконструируют в регионе масштабные ледники, которые могут быть отнесены к покровному или полупокровному типу.

Развитие методов датирования по космогенным радионуклидам (^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al) и связанная с этим возможность определения абсолютного возраста конечных морен открывают новые пути для вре-

менной привязки ледниковых отложений горных массивов и предгорий Северо-Восточной Сибири и реконструкции оледенений. Некоторая неопределенность в четвертичной истории развития данной территории, связанная с дефицитом прямых датировок ледниковых комплексов, дала толчок к проведению широкомасштабных геоморфологических и геохронологических исследований в рамках международного проекта *Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia*, главной целью которого стало уточнение возраста и масштаба плейстоценовых оледенений данной территории на основе датирования экспонированных поверхностей валунов в пределах конечно-моренных комплексов по космогенному ^{10}Be . Вторая цель заключалась в том, чтобы на базе полученных данных провести палеогеографическую реконструкцию размеров оледенения в МИС 2 и решить вопрос дисбаланса объема льда на континентах и объема воды, изъятый из океанов в этот период.

В данной статье мы представляем первые результаты проведенного датирования по космогенному ^{10}Be серии конечно-моренных комплексов с тремя четко очерченными валами, образованными выводным малыксийским ледником из горного массива Охандя (хр. Черского) с абсолютными высотами до ~2300 м (рис. 1).

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Район исследований расположен в одной из крупнейших горных стран Северо-Восточной Сибири — в хр. Черского (рис. 1, (а)), который представляет собой протяженный горный пояс шириной 400 км при длине 1500 км, состоящий из параллельных, вытянутых с СЗ на ЮВ гряд с максимальными абсолютными высотами чуть более 3000 м. Основной объект исследований расположен в его юго-восточной части и состоит из непротяженных горных массивов, представлявших собой в плейстоцене центры оледенения с системами выводных ледников. Одним из них является хр. Охандя (рис. 1, (б)) северо-западного простирания с абсолютными высотами 2000–2300 м, где широко представлены кары и трог, а также формы аккумулятивного рельефа, связанные с плейстоценовыми оледенениями. Изучение ледниковых форм рельефа и отбор образцов проводились в долине р. Малык-Сиен (рис. 1, (б)).

Климат территории резко континентальный с отрицательными среднегодовыми температурами. Количество осадков варьирует от 300 до 700 мм/год. Повсеместно распространена многолетняя мерзлота.

Комплекс исследований включал геолого-геоморфологические и геохронологические методы,

¹Здесь и далее имеется ввиду неоплейстоцен российской шкалы.

среди которых выделяются: дистанционное зондирование и геоморфологическое картирование, маршрутные наблюдения, отбор и документация образцов, датирование по космогенному ^{10}Be экспонированных валунов в пределах конечно-моренных комплексов.

Анализ распространения конечно-моренных гряд в долине р. Малак-Сиен выполнялся посредством дешифрирования космических снимков различного разрешения (Google Earth Pro, https://www.google.com/intl/ru_ALL/earth/versions), изучения цифровой модели рельефа ArcticDEM (Morin et al., 2016; <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/>) и составления карт-схем различного масштаба.

Для определения возраста конечно-моренных комплексов мы использовали метод датирования экспонированных поверхностей крупных валунов по космогенному ^{10}Be . Атомы бериллия образуются под действием космических лучей в силикатных минералах, в особенности в кварце, и, следовательно, подходят для датирования экспонированных поверхностей (Gosse, Phillips, 2001). Поскольку содержание космогенного ^{10}Be невелико, для анализа требуется всего 10–30 г кварца (Wagner, 1998).

Одним из основных условий получения качественных данных при датировании этим методом является неподвижность образца с момента его экспозиции. Время стабилизации валуна на по-

верхности конечной морены совпадает со временем отступления ледника, и его положение (ориентация в пространстве) должно сохраняться до момента отбора образца (Gosse, Phillips, 2001). Однако с момента прекращения воздействия ледника на датируемый образец в работу включаются процессы, влияющие на его сохранность и стабильность на поверхности конечной морены. К ним относятся: речная эрозия (донная и боковая), термокарст, денудация, ветровое воздействие и десквамация.

Эрозия существенно деформирует поверхность конечных морен. Однако она локализуется на узких участках, которые исключаются из потенциальных мест отбора образцов. Также немаловажным фактором является морозное пучение грунтов с эксгумацией валунов на поверхность морены. В этом случае важно детально изучить район отбора образцов на предмет активности проявления данного процесса. Развитие термокарста при деградации многолетней мерзлоты включает протаивание высокольдистых отложений и подземных льдов, сопровождающееся просадкой поверхности и возникновением отрицательных форм мезо- и микрорельефа. Наличие субгоризонтальных поверхностей большой площади свидетельствует об отсутствии каких-либо активных термокарстовых процессов на протяжении дли-



Рис. 1. (а) — Местоположение района исследований на обзорной карте (выделено красным квадратом) и (б) — долина р. Малак-Сиен и хр. Охандя.

Fig. 1. (a) — Location of the study area on the overview map (highlighted with a red square) and (b) — Malyk-Sien River valley and Ohandya Ridge.

тельного периода времени, возможно, с момента деградации оледенения.

Другим важным показателем физической устойчивости во времени датируемых валунов является первичная форма морены. В работе (Putkonen, O'Neal, 2006) показано, что после отступления ледника морена, имеющая крутые склоны и острый гребень, испытывает интенсивную денудацию. Это приводит к сглаживанию первичного ледникового рельефа, смещению части обломочного материала и, как следствие, значительному омоложению его экспонированного возраста. Это справедливо как для одиночных конечных валов, так и для более сложно построенных морен (Bennet, 2001).

Еще одним фактором, способным влиять на точность определения времени экспонирования образца, является экранирование объекта от влияния космического излучения различными формами рельефа, растительным и снежным покровами. Степень топографического затенения выясняется в процессе отбора простым круговым замером углов и простираения секторов тени от горных вершин или протяженных хребтов, что и учитывается в дальнейшем при датировании. Растительный покров также экранирует космическое излучение, но незначительно, порядка 2–4% (Gosse, Phillips, 2001).

Основная трудность при отборе образцов в долине р. Малык-Сиен заключалась в поиске валуна или глыбы, отвечающих перечисленным выше стандартам космогенного датирования. Опробование велось с помощью электрической угловой шлифовальной машины, молотка и зубила. Отбирался поверхностный слой толщиной 2–3 см. Координаты фиксировались с помощью портативного GPS приемник с ошибкой ± 5 м. Также определялась топографическая тень по сторонам света. Всего было опробовано и проанализировано 22 валуна, расположенных в пределах трех конечно-моренных валов. 9 образцов были отобраны с внешней моренной гряды, 6 – со средней и 7 – с внутренней морены (табл. 1). Все валуны имели гранитный состав, и ни на одном из них не было обнаружено следов отслаивания или десквамации.

Предварительная обработка проб выполнена в лаборатории OSL и космогенного датирования МГУ/ИГРАН. Определение содержания космогенного ^{10}Be в образцах выполнялось в лаборатории космогенного датирования Орхусского университета и в центре ускорительной масс-спектрометрии (Дания). Итоговый возраст был получен с помощью онлайн-калькуляторов (CRONUS-Earth (версия 3); Balco et al., 2008).

Поправки на экранирование космических лучей из-за топографии, растительности и снежного

покрова рассчитывались согласно (Gosse, Phillips, 2001). Топографическая тень, оцененная по полевым наблюдениям, включена в наши расчеты возраста. Экранирование растительностью считалось незначительным из-за редкого проективного покрытия. Толщина снежного покрова оценивалась по ближайшим метеостанциям Якутска и Магадана (толщина около 50 см, сохранность до 8 месяцев в году), однако, учитывая, что станции расположены в низинах и далеко от нашего полевого участка, мы признаем высокую неопределенность этих оценок. В качестве меры предосторожности мы удваиваем оценку мощности снежного покрова с 50 до 100 см, что фактически увеличивает возраст воздействия с ~4 % до ~8 % соответственно. Такие эффекты не влияют на результаты нашего исследования, поэтому мы пренебрегаем ими в основном тексте.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Строение конечно-моренных гряд

По данным дешифрирования космических снимков и изучения карт четвертичных отложений, а также анализа опубликованных геологических данных (Гольдфарб, 1972), в районе исследования область ледниковых отложений распространяется вплоть до слияния рек Малык-Сиен и Берелёх (рис. 2). Рельеф поверхности гляциального комплекса холмисто-западинный. В 20 км от края ледниковых отложений вверх по течению р. Малык-Сиен выделяется три вала конечных морен, расположенных на расстоянии 2–3 км друг от друга. Для определения возраста экспонирования конечно-моренных комплексов были проведены работы по поиску и отбору образцов валунов и глыб, расположенных на поверхности моренных отложений в долине р. Малык-Сиен (рис. 3). Степень выраженности в рельефе трех изученных моренных валов различная. Наиболее хорошо сохранились средняя и внутренняя морены.

Внешняя моренная гряда крупнее, более высокая и занимает большую территорию по сравнению с другими. Она представляет собой вал шириной до 3 км и высотой 65–160 м, который в срединной части прорезан р. Малык-Сиен на глубину до 70–90 м. Проксимальный склон морены имеет крутизну 3–5°, дистальный – более пологий – 2–3°. Склоны конечной морены расчленены временными водотоками, в некоторых местах на их поверхности имеются небольшие озера. В целом морена имеет сглаженные очертания и, по всей видимости, претерпела значительные изменения в результате воздействия различных агентов денудации. На ее поверхности встречаются редкие валуны и глыбы до 2 м в поперечнике. Образцы

были отобраны в основном с дистального склона, гребня и платообразной площадки внешней морены. В связи с тем, что количество валунов для датирования было ограничено, дистанция между ними достигала нескольких сотен метров. Для опробования рассматривались экземпляры размерами не менее 1 м в диаметре. В итоге с дистального склона была взята серия образцов, расположенных от подножия до гребня моренного вала. На проксимальном склоне была обнаружена субгоризонтальная площадка с несколькими валунами, три из которых также были опробованы.

Средняя морена расположена в 3 км выше по течению р. Малак-Сиен. Ее высота достигает 50 м при ширине 1.5–1.9 км. Крутизна дистального склона морены составляет в среднем $5-7^\circ$, проксимального — $3-4^\circ$. Для нее характерен холмисто-западинный рельеф с хорошо выраженными грядами и небольшими озерами. Северная часть вала осложнена серией крупных термокарстовых понижений. Валы, расположенные в апикальной части моренной гряды, возвышаются над ее поверхностью в среднем на 50–60 см, иногда на 1 м. Образцы были взяты в привершинной части фрагмента морены, расположенного к северу от р. Малак-Сиен. Расстояние между опробованными валунами составляет 150–200 м.

Внутренняя морена расположена от средней в 2.5 км выше по течению р. Малак-Сиен. Ширина конечно-моренного комплекса по основанию составляет 2 км, высота около 30–40 м. В отличие от внешней и средней морены, внутренняя делится на серию валов, которые, возможно, фиксируют стадии отступления ледника. Фронтальный склон морены имеет уклон до 10° и представляет собой единую подковообразную структуру. Второй вал осложнен серией понижений. Хорошо очерченные гряды с крутыми склонами и относительно острыми гребнями характеризуют ее как наиболее молодую из рассмотренных морен. Широко распространены небольшие озера. На внутренней морене в ее правобережной части относительно долины р. Малак-Сиен была опробована серия валунов, высота которых над поверхностью составляла от 0.2 до 2 м, расстояние между точками опробования составляло от первых метров до 300 м. Отбор образцов проводился преимущественно на субгоризонтальных площадках.

На основе анализа содержания атомов космогенного ^{10}Be в образцах получены 22 даты (табл. 1). Девять дат внешней морены (рис. 4) можно разделить на две возрастные группы. Первая — это образцы с дистального пологого склона и гребня морены, здесь отмечается значительный разброс — от 7 до 66 тыс. л. н. Вторая группа,

отобранная с платообразной площадки внешней морены, формирует компактный кластер 109 ± 7 , 124 ± 8 , 130 ± 9 тыс. л. (табл. 1). Для средней морены получено 6 дат от 32 до 89 тыс. л. н. Остальные семь — характеризуют возраст внутренней морены: от 11 до 40 тыс. л.

3.2. Причины разброса возрастов морен

Наблюдаемый разброс экспонированных возрастов валунов в моренах может быть обусловлен двумя причинами: (1) постседиментационным экранированием отложений (циклическое погребение и экспонирование, например, золовыми или другими процессами) или их более поздней эксгумацией (выведение на поверхность валунов в процессе денудации верхней части морены); и (2) наличием накопленных за предыдущий цикл экспозиции радионуклидов. Экранирование дает омоложенный возраст морены, тогда как унаследованный космогенный ^{10}Be приводит к его удрев-

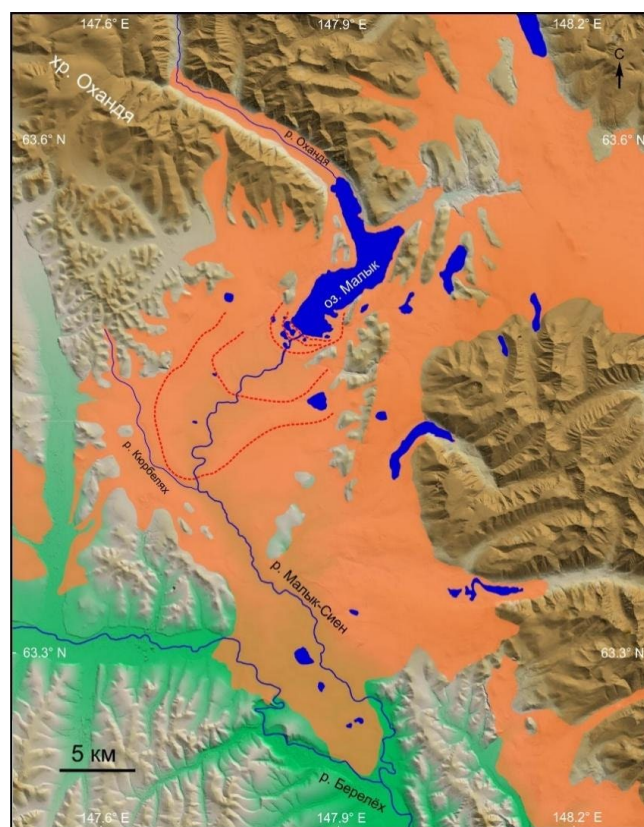


Рис. 2. Характер и площадь распространения ледниковых отложений (Гольдфарб, 1972) в районе исследования и на прилегающих территориях. Оранжевым цветом показаны ледниковые отложения. Красной пунктирной линией отмечена осевая часть конечных морен в долине р. Малак-Сиен.

Fig. 2. The nature and area of glacial deposits distribution in the study area and in adjacent territories (Goldfarb, 1972). Glacial deposits are shown in orange. The red dotted line marks the axial part of the terminal moraines in the Malyk-Sien River valley.

нению (Fabel, Harbour, 1999; Applegate et al., 2010; Neuman et al., 2011). Такие факторы необходимо учитывать при идентификации возраста конечных морен и в долине р. Малак-Сиен, принимая во внимание широкий разброс для всех групп образцов (рис. 5). Анализ распределения дат должен учитывать логичное увеличение возраста трех моренных валов от внутреннего к внешнему. Помимо этого, все моренные гряды подвержены постепенному разрушению, то есть снижению высоты за счет выполаживания крутых участков склонов. Таким образом, с течением времени форма вала будет изменяться, тем самым меняя эф-

фект экранирования валунов в морене (Putkonen, Swanson, 2003; Neuman et al., 2011). Этот эффект наблюдается при заметном увеличении разброса возрастов от внутренней молодой морены к внешней, древней и более денудированной (от ~29 до 123 тыс. л. соответственно, рис. 5). Хотя наследование радионуклидов в валунах является в значительной степени стохастическим, оно оказывает непропорционально сильное влияние на более молодые морены, потому что унаследованный бериллий может составлять значительную часть итогового возраста. Например, унаследованный ^{10}Be идентифицирован в 27% ($n = 590$)

Таблица 1. Результаты космогенного датирования образцов из трех конечно-моренных комплексов долины р. Малак-Сиен (хр. Черского)

Table 1. Results of cosmogenic dating of samples from three end-moraine complexes of the Malyk-Sien river valley (Chersky Ridge)

Номер образца	Широта	Долгота	Высота над у. м., м	Концентрация ^{10}Be , (10^5 ат/г)	Толщина образца, см	Высота валуна, см	Экспонированный возраст, тыс. л.
Внешняя морена							
MS-MB-4	63.425	147.668	991	0.763 ± 0.051	3	30	6.8 ± 0.6
MS-MB-2	63.423	147.662	965	1.312 ± 0.069	3	50	11.9 ± 0.9
MS-MB-1	63.420	147.660	950	2.901 ± 0.132	2.5	65	26.7 ± 2.0
MS-MB-10	63.418	147.669	967	3.741 ± 0.031	2	15	33.8 ± 2.0
MS-MB-5	63.426	147.669	993	4.669 ± 0.110	3	40	41.7 ± 2.7
MS-MB-12	63.417	147.674	980	7.274 ± 0.193	2.5	55	65.8 ± 4.3
MS-M1, 5B-2	63.432	147.685	984	11.873 ± 0.170	3	130	108.6 ± 6.8
MS-M1, 5B-1	63.431	147.688	982	13.717 ± 0.202	1	130	124.1 ± 7.8
MS-M1, 5B-3	63.432	147.687	980	14.243 ± 0.475	1.5	150	129.8 ± 9.1
Средняя морена							
MS-M2B-2	63.456	147.765	998	3.605 ± 0.126	3	65	32.0 ± 2.2
MS-M2B-6	63.456	147.760	988	4.208 ± 0.112	2	65	37.4 ± 2.4
MS-M2B-3	63.454	147.764	987	4.203 ± 0.085	2.5	55	37.5 ± 2.4
MS-M2B-4	63.455	147.763	983	4.899 ± 0.128	2	60	43.8 ± 2.9
MS-M2B-7	63.456	147.757	987	7.539 ± 0.110	2	100	67.5 ± 4.2
MS-M2B-8	63.457	63.457	985	9.894 ± 0.543	1.5	60	88.9 ± 7.3
Внутренняя морена							
MS-M3B-9	63.484	147.821	972	1.174 ± 0.041	1.5	25	10.5 ± 0.7
MS-M3B-8	63.484	147.821	978	1.455 ± 0.044	2	35	13.0 ± 0.9
MS-M3B-4	63.485	147.822	986	1.504 ± 0.147	2	60	13.3 ± 1.5
MS-M3B-1	63.486	147.823	975	1.592 ± 0.094	3	80	14.4 ± 1.2
MS-M3B-3	63.486	147.823	974	2.012 ± 0.062	2	60	18.0 ± 1.2
MS-M3B-11	63.482	147.825	966	3.138 ± 0.085	2	200	28.4 ± 1.9
MS-M3B-7	63.484	147.821	978	4.442 ± 0.081	2	80	39.8 ± 2.5

перемещенных льдом валунов, датированных в Фенноскандии (Jansen et al., 2019).

3.3. Возраст трех конечно-моренных комплексов в долине р. Малык-Сиен

Представление о том, что разброс дат для внешнего вала является результатом более длительно-го экспонирования, денудации и выполаживания морены, согласуется с расположением изученных валунов в пространстве (рис. 4). Известно, что заглубливание валунов (высота над поверхностью

морены) напрямую связано с периодом экспонирования. То есть чем менее он заглублинен, тем больший период времени объект находится под воздействием космических лучей. Для групп валунов с широким разбросом дат обычно следует рассматривать наиболее древнюю в качестве минимального возраста дегляциации (Heueman et al., 2016).

Этот же тренд, хотя и в меньшей степени, отмечается и для среднего вала, но полностью отсут-



Рис. 3. Выборка сравнительно высоко выступающих валунов и их опробование для датирования времени экспозиции (табл. 1). *Валуны, расположенные на моренах:* (а), (б), (в) – на внешней, (г) – на средней, (д), (е) – на внутренней.

Fig. 3. Selection of relatively high and stable boulders and their sampling for exposure dating (tab. 1). *Boulders located within:* (а), (б), (в) – the outer moraine, (г) – the middle moraine, (д), (е) – the inner moraine.

ствует на внутреннем, что отражает различную степень постседиментационных преобразований разновозрастных морен. Соответственно, наша интерпретация возраста внешней морены основана на трех наиболее древних образцах, формирующих компактную группу (MS-M1, 5B-1; MS-M1, 5B-2; MS-M1, 5B-3; табл. 1, рис. 5). Эти валуны расположены на уплощенной площадке проксимального склона конечной морены (рис. 4), т.е. в более стабильных геоморфологических условиях,

что позволяет говорить о незначительном влиянии экзогенных процессов и вторичного перемещения. Все они возвышаются над уровнем земли более чем на 130 см, что более чем в два раза превышает высоту над поверхностью морены валунов, расположенных на ее дистальном склоне (табл. 1). Таким образом, средний экспонированный возраст внешней морены в долине р. Малак-Сиен составляет 120.8 ± 13.7 тыс. л. и соответствует концу МИС 6 – началу МИС 5 (рис. 6). В то же время

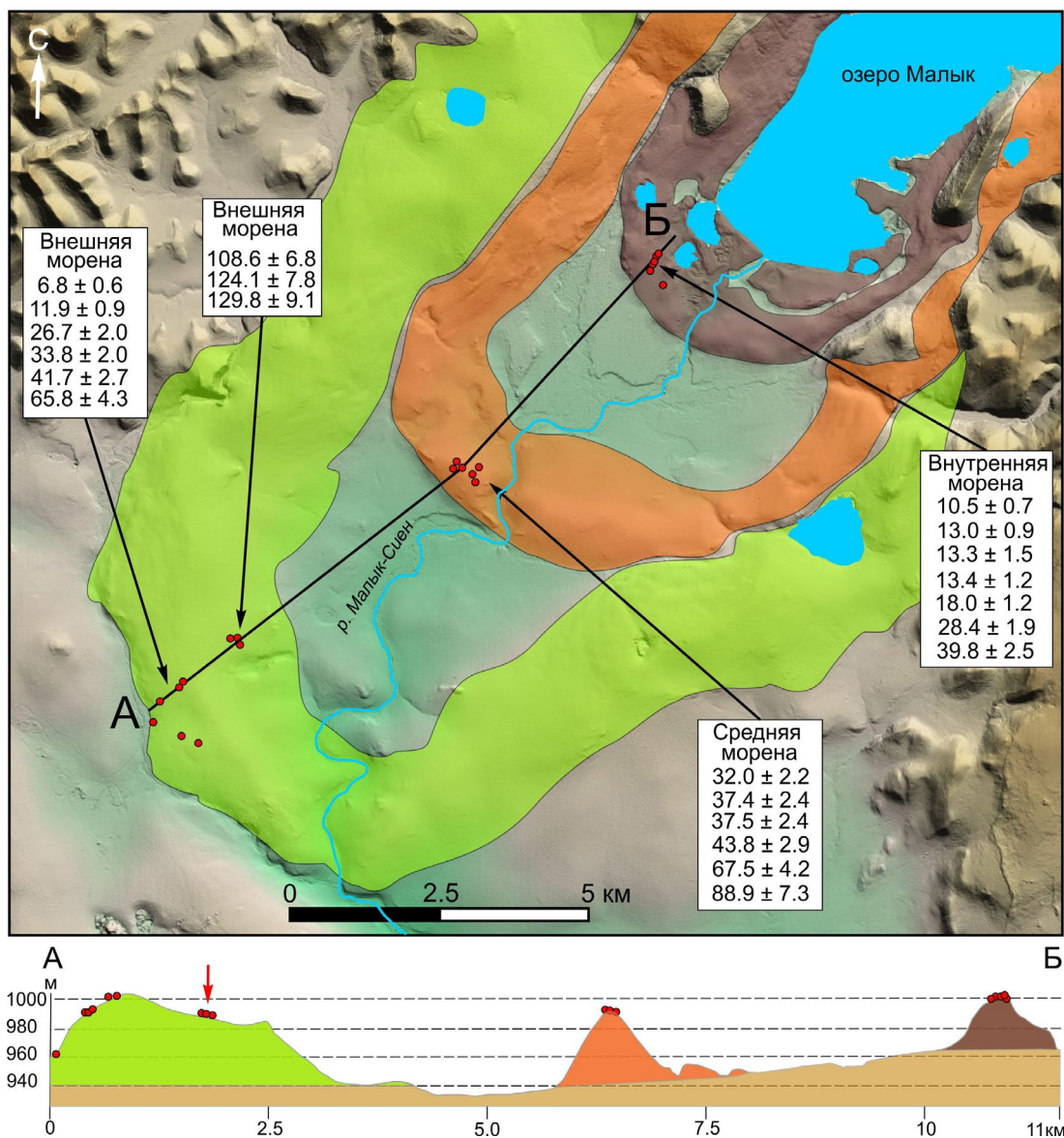


Рис. 4. Фрагмент долины р. Малак-Сиен с конечными моренами и места отбора проб (красные точки). Прямоугольники показывают возраст экспонирования моренных валунов. В нижней части рисунка представлен продольный топографический профиль с конечно-моренными валами, на которых показаны высоты мест отбора проб. Красная стрелка на внешней морене указывает на ключевые образцы MS-M15B-1, MS-M15B-2 и MS-M15B-3, положение которых в постседиментационный период было более стабильным.

Fig. 4. Fragment of the Malyk-Sien River valley with terminal moraines and sampling locations (red dots) with the exposure ages of moraine boulders. The lower part of the figure shows a longitudinal topographic profile with terminal moraine ridges and heights of the sampling sites. The red arrow on the outer moraine indicates the key samples MS-M15B-1, MS-M15B-2 and MS-M15B-3, whose position was more stable during the post-depositional period.

необходимо отметить, что молодые даты могли быть получены также при неправильной оценке геоморфологической позиции внешней конечной морены. В связи с тем, что ее возраст достаточно древний и степень эрозионного расчленения и денудации высока, существует вероятность неправильной интерпретации ее размеров. Что имеется в виду? В данном случае вал внешней конечной морены с фронтальной стороны подчеркнут долиной р. Кюрбелях, однако на правом берегу ледниковые отложения также фиксируются и распространяются на расстоянии до 3 км (рис. 2). Возможно, что водная эрозия могла расчленить ранее единый массив конечной морены и в настоящее время валуны, расположенные на дистальном склоне, были экспонированы по мере углубления вреза. Если мы посмотрим на первый кластер и его расположение в пространстве, то мы можем увидеть некоторую закономерность в распределении возраста экспозиции валунов. То есть наиболее молодые — расположены в нижней части долины (за исключением образца с возрастом

~7 т. л.) и, по мере подъема по склону, датировки показывают все более древний возраст (рис. 4). На геоморфологической схеме Малак-Сиенской впадины Ю.И. Гольдфарб (1972) выделил внешнюю конечную морену в тех же размерах, в каких рассматриваем и мы. Но по возрасту он отнес ее к далекинской фазе (зырянское оледенение, МИС 4), а правобережную морену (относительно р. Кюрбелях) к концу среднего плейстоцена (малаксиенская фаза). Такой же возраст (МИС 4) для внешней морены показан и на карте четвертичных образований (Карта ..., 2020).

Интерпретация возраста средней морены вызывает некоторые трудности. Распределение дат на временной шкале (рис. 5, 6) показало концентрацию четырех из них в МИС 3, а два образца относятся к МИС 4 и МИС 5. Если для средней морены мы также будем использовать модель постседиментационного экранирования или поздней эксгумации как основную причину наблюдаемого разброса экспонированного возраста (от ~89 до 32 тыс. л.), то мы необоснованно

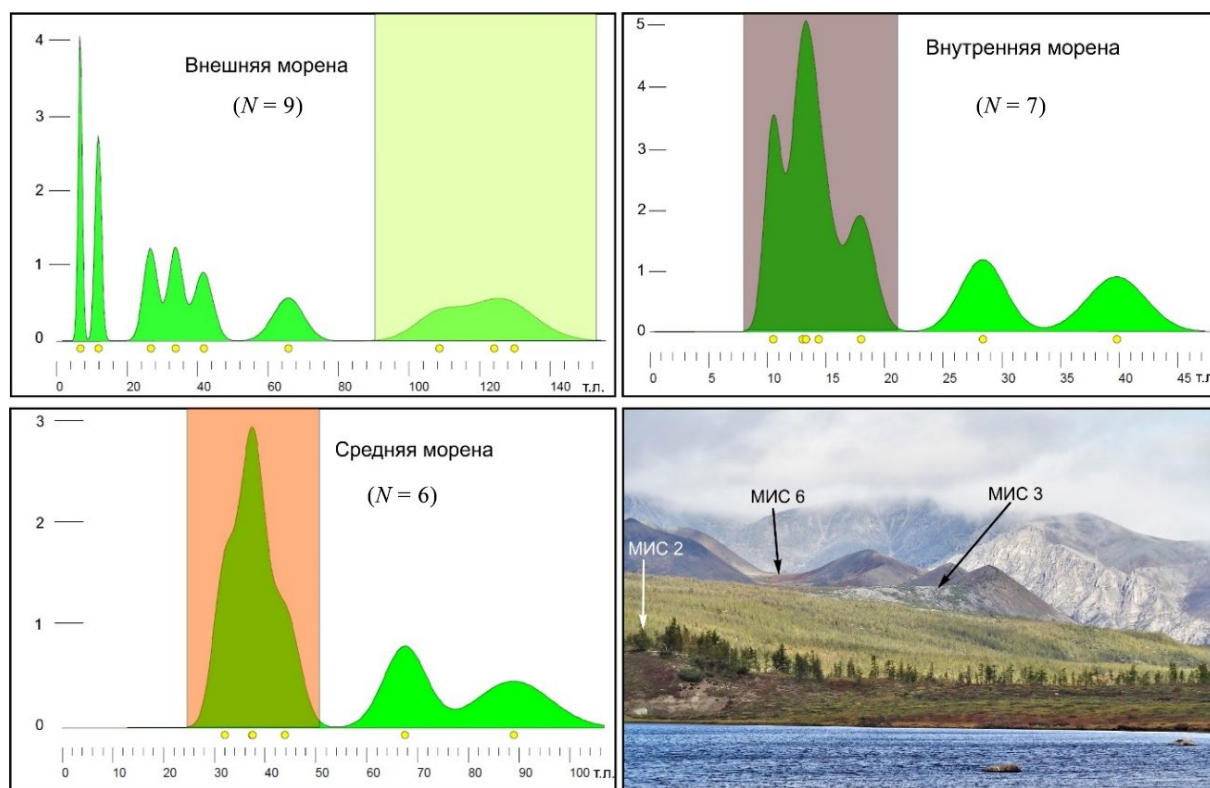


Рис. 5. Распределение плотности (probability density plot, PDP — по вертикальной оси) космогенных дат для внешней, средней и внутренней морен. Прямоугольники, окрашенные в цвета, соответствующие цвету морен на рис. 4, отражают диапазон дат, принятых как наиболее достоверные. На фотографии показан западный берег озера Малак. Черные стрелки указывают на уровень краевых морен, сформировавшихся в разные периоды среднего и позднего плейстоцена. Белой стрелкой отмечены моренные отложения сартанского времени.

Fig. 5. Probability density plot of cosmogenic ages for outer, middle and inner moraines. Colored rectangles correspond to the color of the moraines in fig. 4 and reflect the range of ages accepted as the most reliable. The photograph shows western shore of Lake Malyk. Black arrows indicate the level of marginal moraines formed during different stages of the Middle and Late Pleistocene. The white arrow marks moraine deposits of MIS 2.

исключим из рассмотрения значительную часть компактно сосредоточенных дат 43.8–32 тыс. л. (табл. 1, рис. 5, 6). Как было сказано выше, для Северо-Восточной Сибири наряду с зырянской и сартанской фазами оледенения Н.В. Кинд (1975) выделила жиганский этап выдвигания ледников в период 33–30 тыс. л. н. Принимая во внимание факт соответствия размеров зырянского оледенения и жиганской фазы можно интерпретировать возраст экспозиции валунов как результат двух оледенений. Учет этих особенностей позволяет определить средний экспонированный возраст в 37.7 ± 4.9 тыс. л. и объединить группу образцов, сосредоточенную в пределах МИС 3 (рис. 5), как

близкую к жиганской фазе. Выдвижение ледников в это время может быть связано с все еще низкими среднегодовыми температурами и увеличением влажности в каргинское время. Такие же подвижки ледников в МИС 3 характерны для отдельных районов западной, северной и центральной Монголии (Gillespie et al., 2008; Batbaatar et al., 2018; Blomdin et al., 2018). Возраст средней и внутренней морен на карте четвертичных образований (Карта..., 2020) и в работе Ю.И. Гольдфарба (1972) указан как сартанский (МИС 2).

Семь дат по валунам внутренней морены в целом моложе и лучше согласуются друг с другом, чем даты для внешней морены (табл. 1, рис. 5, 6).

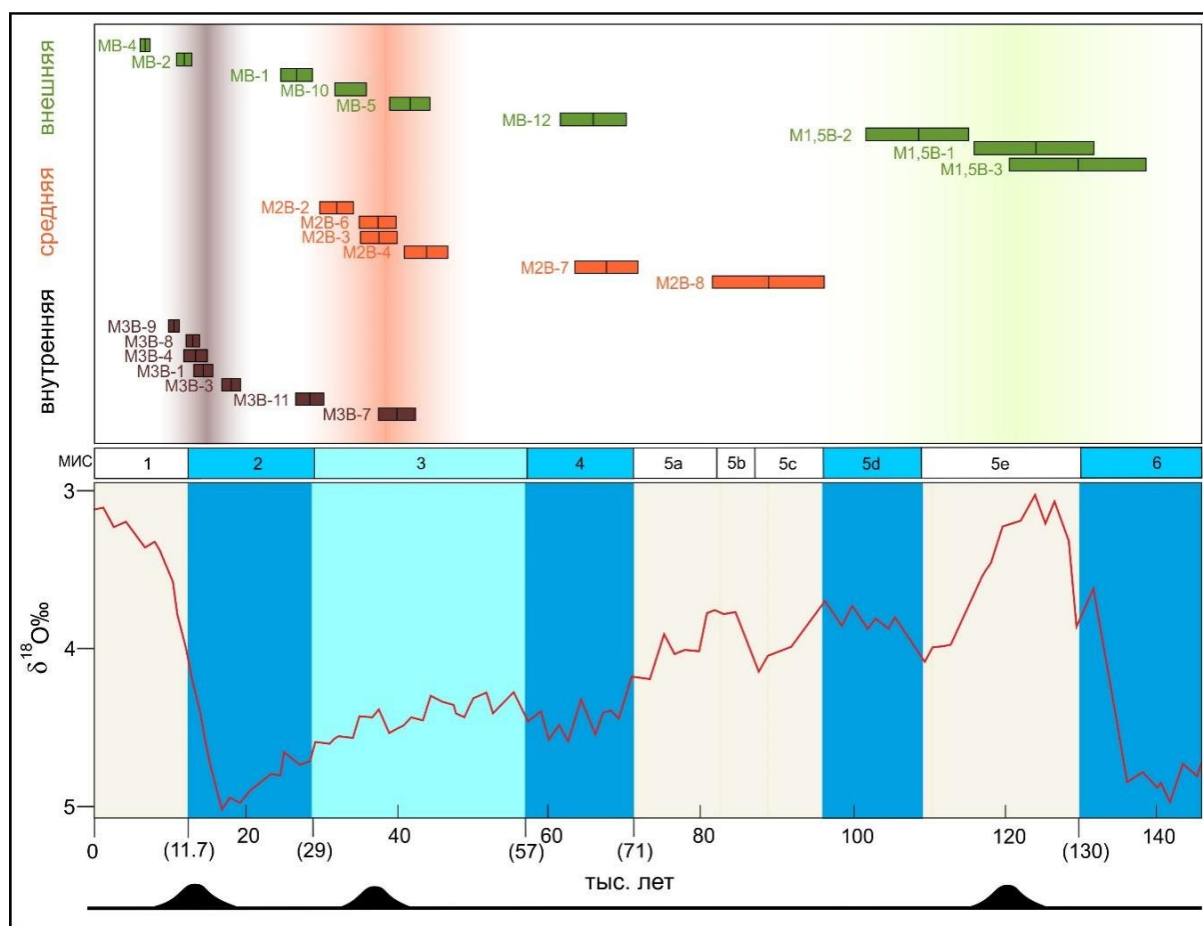


Рис. 6. На схеме прямоугольниками различных цветов показан экспонированный возраст валунов с учетом ошибки 1–σ для внешней (зеленый), средней (оранжевый) и внутренней (коричневый) морен. Тон соответствует наиболее вероятному возрасту морены (зеленый – внешняя морена, оранжевый – средняя, темно-фиолетовый – внутренняя). На морской изотопной шкале (Lisiecki, Raymo, 2005) голубым и синим цветами обозначены стадии оледенения (цифры в скобках отражают границы морских изотопных стадий). Самая нижняя панель представляет собой визуализацию предполагаемых стадий (МИС 6 – МИС 2) максимального выдвигания ледников в долине р. Мале-Сен.

Fig. 6. Dating results: rectangles of different colors show age of the boulders, taking into account the 1–σ error for the outer (green), middle (orange) and inner (brown) moraines. The tone corresponds to the most probable age of the moraine (green – outer moraine, orange – middle, dark purple – inner). On the marine isotope scale (Lisiecki, Raymo, 2005), blue and blue colors indicate the stages of glaciation (the numbers in brackets reflect the boundaries of the MIS). The lowest panel is a visualization of the expected stages (MIS 6 – MIS 2) of maximum glacier advance in the Malyk-Sien River valley.

Следуя модели, упомянутой выше, здесь причина разброса дат может быть связана с наследованием радионуклидов, накопленных в предыдущие эпохи оледенения и осадконакопления. Наиболее вероятным сценарием, объясняющим наблюдаемый разброс, является участие датированных валунов в более ранних этапах оледенения. Этот процесс мог привести к тому, что время экспонирования некоторых валунов оказалось более длительным, чем возраст самой морены (Neuman et al., 2011). Таким образом образцы МЗВ-7 и МЗВ-11 мы считаем удревленными. Характерно что во внутренней морене такие даты соответствуют возрасту средней морены, а в средней — близки к возрасту внешнего вала. В целом для внутренней морены остальные даты укладываются в период после окончания глобального LGM (рис. 5, 6). Таким образом, средний экспонированный возраст внутренней морены мы оцениваем в 13.8 ± 2.2 тыс. л.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

4.1. Дискуссионные вопросы ледниковой истории Северо-Восточной Сибири

Несмотря на длительное изучение четвертичной истории региона и полученный значительный фактологический материал, исследователи сформулировали различные реконструкции оледенения Северо-Восточной Сибири, которые отличаются как масштабами распространения ледников, так и хронологией их формирования в разные этапы плейстоцена.

Так, по результатам изучения четвертичных отложений и рельефа в пределах хребта Черского и прилегающих территорий Б.А. Онищенко (1965) выделил четыре оледенения (в том числе и голоценовое). По его оценке, в раннем плейстоцене оно было небольшим и оставило следы в виде толщ несортированных отложений (30–70 м) с включением неокатанных глыб. Среднеплейстоценовое оледенение не было максимальным и носило горно-долинный характер. Что касается позднеплейстоценового оледенения, то, по мнению автора, оно было максимальным. Мощность ледников достигала 300–500 м.

Для бассейнов рек Индигирки и Колымы З.М. Хворостова (1965) выделяет средне- и позднеплейстоценовое оледенения, допуская возможность существования и более ранних этапов выдвигания ледников.

В 1960–1970 гг. были получены первые радиоуглеродные даты для Верхоянского хребта (Кинд, 1975). Их анализ показал, что наиболее древними являются самаровские ледниковые отложения (Q_2^4), выходящие за рамки радиоуглеродного датирования. Причем масштаб распространения

самаровской морены был меньше, чем размеры последующих оледенений. Зырянская стадия оледенения (Q_3^2) определена путем датирования перекрывающих ледниковые отложения толщ. Возраст межледниковых отложений колеблется от 40 до 33 тыс. л., т.е. они относятся к каргинскому времени. Следующей по времени является жиганская морена, которая соответствует каргинскому кратковременному похолоданию и могла сформироваться в период между 33 и 30 тыс. л. н. Серию из трех морен Н.В. Кинд (1975) относит к сартанскому оледенению — между 26 и 15 тыс. л. н.

Ю.И. Гольдфарб (1972) на основе анализа разрезов глубоких шахт и геоморфологических наблюдений в бассейне р. Берелёх (хр. Черского) выделил пять плейстоценовых оледенений: одно в раннем, два в среднем и два в позднем.

В.В. Заморуев (1976), приводя накопленные к тому времени новые данные, ставит вопрос о пересмотре сложившихся взглядов на историю четвертичного оледенения Северо-Востока СССР. Он выдвигает тезис о том, что максимальное распространение ледников было не в среднем плейстоцене, а в позднем. В подтверждение своих предположений он приводит результаты полевых исследований в Аллах-Юньском районе (правобережье р. Алдан). На основе изучения эрратических валунов, рыхлых отложений и датирования погребенной древесины радиоуглеродным методом В.В. Заморуев (1978) пришел к выводу о том, что максимальное выдвигание ледников в этой части горного массива было в позднем плейстоцене. Причем он акцентирует внимание на том, что максимум это оледенение достигло не ранее 40 тыс. л. н., а его распад завершился в начале голоцена. По его мнению, оледенение Аллах-Юньского района являлось частью Южно-Верхоянского горного ледникового покрова.

По мнению В.В. Колпакова (1979), в западном Приверхоянье максимальное выдвигание ледников произошло в первую фазу позднеплейстоценового оледенения. Отложения этого возраста перекрывают самаровский ледниковый комплекс. Что касается сартанского оледенения, то его размеры были сопоставимы с зырянским.

Для северо-западного Приохотья Г.С. Ананьевым и др. (1984) выделяются ранне-, средне- и позднеплейстоценовое оледенения. На основе датирования термолюминесцентным методом (Ананьев и др., 1982) достаточно выветрелых погребенных ледниковых отложений сделано заключение о двух фазах выдвигания ледников в раннем плейстоцене. Формы аккумулятивного рельефа этих этапов оледенения не сохранились. В среднем плейстоцене выделены также две фазы оледене-

ния, причем максимальным было первое. Следы позднеплейстоценового оледенения в рельефе представлены хорошо сохранившимися конечными, боковыми моренами, плотинными озерами и др. На основе изучения ледникового комплекса определены два горизонта, которые коррелируются с зырянским и сартанским оледенениями (Ананьев и др., 1984).

Версия о максимальном первом раннеплейстоценовом оледенении для территории, расположенной в пределах южных отрогов хр. Черского, предложена в работе (Чанышева, Бредихин, 1981). Всего для района исследований авторами выделено пять похолоданий и соответствующие им пять оледенений: одно в раннем плейстоцене, два в среднем и два в позднем. Также, проводя анализ масштаба оледенений, авторы пришли к выводу о том, что в позднем плейстоцене они носили горно-долинный характер, а в среднем и раннем — полупокровный и покровный, соответственно (Чанышева, Бредихин, 1981).

К интересным выводам по размерам плейстоценовых оледенений пришла О.Ю. Глушкова (1984). На основе анализа различных параметров, а также морфологии экзарационного и аккумулятивного ледникового рельефа с привлечением данных по составу и возрасту коррелятных осадков были определены размер и возраст позднеплейстоценовых оледенений Северо-Восточной Сибири. В позднем плейстоцене автор выделяет два оледенения, зырянское и сартанское, разделенные каргинским потеплением. Размеры зырянского оледенения были больше, чем сартанского, и охватывали 40% площади исследуемой территории. Сартанские ледники занимали 14% территории и были сосредоточены, главным образом, в разрозненных, обособленных ледниковых узлах (Глушкова, 1984).

В бассейне верхней и средней Колымы С.С. Воскресенским с коллегами (1984) выделено шесть эпох похолодания и пять оледенений. Для позднего плейстоцена это зырянская и сартанская фазы. Для среднего плейстоцена — тазовское и самаровское оледенения. Для раннего плейстоцена имеются следы одной фазы выдвижения ледников. Проводя реконструкции оледенения исследуемого района, С.С. Воскресенский отмечал, что хоть и имеются надежные корреляции отложений, тем не менее при отсутствии датировок по разрезам, судить о времени возникновения оледенений достаточно сложно (Воскресенский и др., 1984).

По данным, полученным Ю.П. Дегтяренко (1984), максимальным для Корякского нагорья было позднеплейстоценовое оледенение (возраст определен по геоморфологическим, биостратигра-

фическим и радиоуглеродным данным), которое охватывало территорию площадью 300 000 км². Длина зырянских ледников составляла 200 км и более. По времени первая фаза оледенения проявилась между 75 и 48 тыс. л. н., затем, во время каргинского потепления, происходило сокращение ледников. Вторая фаза оледенения (сартанская) фиксируется в период 26—11 тыс. л. н.

В.Ф. Иванов (1984) для Восточной Чукотки выделил четыре самостоятельных фазы оледенения: два в среднем плейстоцене и два в позднем. Причем максимальными были второе среднеплейстоценовое и первое позднеплейстоценовое.

С.А. Архипов (1983), учитывая глобальный характер климатических изменений в плейстоцене, попытался синхронизировать оледенения по всей Сибири. На основе опубликованных данных для Северо-Востока СССР им были выделены шесть похолоданий и приуроченных к ним оледенений: два в раннем плейстоцене — раннемиогинское, или авлукитское (580±150 тыс. л. н.); позднемитогинское, или охотское (470±120 тыс. л. н.); два в среднем — оляйонское, или юровское (250±50 тыс. л. н.); среднекрестовское, или номанкурское (145±40 тыс. л. н.); два в позднем — ванкаремское, или тылхойское, и искатеньское, хаймикинское, или гордеевское (24±4, 17±4 тыс. л. н.). Однако в этой схеме не была учтена кратковременная жиганская фаза выдвижения ледников в каргинский интерстадиал 33—30 тыс. л. н., выделенная (Кинд, 1975). Позднее А.А. Величко (1991) включил жиганскую ледниковую подвижку в хроностратиграфические компоненты позднего плейстоцена ледниковых областей Северо-Востока СССР.

Согласно работам (Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010), в центральной части Верхоянских гор и в Приверхоянье в долинах рек Дянушка, Тумара и Келе сохранилась серия конечных морен с возрастом 140—135, 120—100, 90—85 и моложе 50 тыс. л. (возраст определен IRSL методом). По данным (Stauch et al, 2007; Stauch, Gualtieri, 2008), горное оледенение на северо-востоке Сибири достигло максимальных размеров на самых ранних стадиях последнего ледникового периода, то есть в МИС 5d и 5c примерно 110—90 тыс. л. н. Это указывает на то, что ледниковый покров этой территории становился все меньше по мере того, как ледниковые щиты Северной Америки и Фенноскандии увеличивались в течение последнего ледникового цикла. Было высказано предположение, что эта “противоположная” тенденция в северо-восточной части Сибири была вызвана уменьшением переноса влаги в этот район (Шейнкман, 2008) отчасти именно из-за роста сканди-

навского ледникового покрова (Stauch, Lehmkuhl, 2010; Barr, Clark, 2012).

Во время зырянского оледенения (МИС 4) формировались крупные долинные ледники, которые выходили во внутриворонные прогибы и на предгорные равнины (Галанин, 2012; Barr, Clark, 2012). По мнению А.А. Галанина (Галанин, Глушкова, 2006), в пределах Тауйской губы зырянское оледенение началось примерно 74 тыс. л. н. и продолжалось до 60 тыс. л. н. На основе датирования по ^{14}C и ^{36}Cl минимальный возраст зырянских морен в долине р. Танюер оценивается как 69.4–55.5 тыс. л. (Brigham-Grette et al., 2003).

Ряд исследователей считает, что около 20 тыс. л. н. в регионе существовала серия крупных соединяющихся ледниковых щитов толщиной до 2000 м с центром на Янском плоскогорье (Grosswald, Hughes, 2002). Другие полагают, что оледенение ограничивалось местными горными ледниками протяженностью не более 20 км (Gualtieri et al., 2000; Stauch et al., 2007; Stauch, Gualtieri, 2008).

По (Brigham-Grette et al., 2003), последнее оледенение на Чукотском полуострове имело возраст около 20 тыс. л. и относилось к горно-долинному типу (Верховская, 1986). Данные радиоуглеродного датирования и палинологического анализа осадков из оз. Сансет (бассейн Нижнего Анадыря) показывают, что формирование озера произошло в период активного таяния сартанских ледников, связанного с быстрым потеплением климата около 12.4 тыс. л. н. (Шило и др., 2005).

По данным (Галанин, Глушкова, 2006), сартанское оледенение (27.4–12.5 тыс. л. н.) было локализовано на немногочисленных обособленных участках в системе гор Черского, в осевой части Верхоянского хребта, в горных системах Тихоокеанско-Арктического водораздела и на Корякском нагорье.

4.2. Сокращение протяженности ледников Северо-Восточной Сибири начиная со среднего плейстоцена

Полученные для долины р. Малый-Сиен результаты представляют собой первую ^{10}Be хронологию этапов оледенения центральной части Северо-Восточной Сибири и свидетельствуют о формировании внешней морены не в зырянское время, как это принято в работах (Гольдфарб, 1972; Карта ..., 2020), а в конце среднего - начале позднего плейстоцена. Также это касается средней морены, возраст которой определен нами как каргинский (жиганская фаза), а не сартанский, как полагали Ю.И. Гольдфарб (1972) и составители карты четвертичных образований (Карта ..., 2020).

Новые данные и опубликованные ранее материалы (Glushkova, 2011), позволяют предложить для юго-востока хр. Черского следующую рекон-

струкцию развития оледенения: протяженность ледников LGM находится в пределах значений, зарегистрированных для более ранних стадий последнего ледникового цикла (Brigham-Grette et al., 2003; Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010), которые, в свою очередь, меньше протяженности ледников, формировавшихся в предыдущий ледниковый максимум – пик МИС 6 ~150–135 тыс. л. н. (Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010).

Сокращение площади оледенения в среднем и позднем плейстоцене характерно и для других регионов Евразии и Северной Америки. Это относится к восточной окраине Евразийского ледникового щита (Svendsen et al., 2004; Astakhov et al., 2016), окраине Кордильерского ледникового щита на Юконе (Hidy et al., 2013; Ward et al., 2017), а также к горным ледникам Аляски (Kaufman, Manley, 2004; Briner, Kaufman, 2008), к горам Южной и Восточной Сибири (Blondin et al., 2016; Margold et al., 2016). Мы можем предположить, что эти сокращавшиеся массивы континентального льда отражали недостаток влаги, вызванный значительной площадью Лаврентийского и Евразийского ледниковых щитов, во многом изменявших характер атмосферной циркуляции во время ледниковых максимумов (Löfflerström et al., 2014).

В большинстве континентальных регионов, упомянутых выше, проблема времени развития максимального оледенения в плейстоцене остается нерешенной. Полученные нами результаты по возрасту конечно-моренных комплексов в долине р. Малый-Сиен подтверждают опубликованные ранее палеогеографические реконструкции (Гольдфарб, 1972; Чанышева, Бредихин, 1981; Glushkova, 2011), указывавшие на отсутствие в центральной части Северо-Восточной Сибири (хр. Черского) значительных объемов льда. Новые данные позволяют исключить исследованный регион из списка возможных районов, которые могли бы компенсировать “недостающий ледниковый покров LGM” (Simms et al., 2019) в системе “понижение уровня океана – оледенение суши”. Действительно, если бы где-то на северо-востоке Сибири в LGM образовался большой ледниковый щит, маловероятно, что он совпал с минимальным распространением ледников на его западной (Верхоянский хребет) и восточной перифериях (тихоокеанское побережье), а также в центральной части.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые для Северо-Восточной Сибири представлены 22 новые даты, полученные по экспонированным поверхностям валунов в пределах трех конечно-моренных комплексов в южной части хр. Черского в долине р. Малый-Сиен. На воз-

раст, определенный по космогенному ^{10}Be , влияют геологические процессы, вызывающие как частичное удревнение дат (унаследованный ^{10}Be), так и их омоложение в результате выхода на дневную поверхность образцов в процессе воздействия различных агентов денудации. С учетом этих факторов для исследованной долины р. Малык-Сиен выделено три разновозрастных моренных комплекса, время формирования которых связано с МИС 6 для внешнего вала, МИС 3 для средней и МИС 2 для внутренней морен. Новые данные подчеркивают тренд к постепенному уменьшению максимальной протяженности ледников в этой части Северо-Восточной Сибири начиная с МИС 6. Сокращение размеров оледенений может быть связано с резко континентальными условиями, наблюдаемыми во внутренних районах Евразии и в западной части Северной Америки, а также с уменьшением количества годовых осадков в результате увеличения дальности переноса атлантических воздушных масс и их блокирования Евразийским ледниковым щитом (Шейнкман, 2008; Krinner et al., 2011).

Полученные результаты, основанные на датировании ледниковых комплексов в долине р. Малык-Сиен по космогенному ^{10}Be , уточняют возраст внешней и средней морен и подтверждают выводы о том, что в пределах хребта Черского (Гольдфарб, 1972; Чанышева, Бредихин, 1981), как и в других районах Северо-Восточной Сибири (Gualtieri et al., 2000; Brigham-Grette et al., 2003; Stauch et al., 2007; Stauch, Lehmkuhl, 2010; Glushkova, 2011), позднеплейстоценовое оледенение имело горнодолинный характер, отличаясь от масштабных покровов Европы и Северной Америки. Учитывая достаточно ограниченную площадь ледников на территории Черского и Верхоянского хребтов к концу МИС 6 (~130 тыс. л.), наличие обширных горных ледниковых покровов на северо-востоке Сибири в позднем плейстоцене представляется маловероятным.

БЛАГОДАРНОСТИ

Коллектив авторов благодарит руководителя и исполнителей международного проекта Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia (грант независимого исследовательского фонда Дании — Естественные науки 9040-00199В) М. Кнудсена, Е. Норгаарда, М. Маргольда, В. Тумского, Т. Романис за организацию и финансовое сопровождение полевых исследований, за энтузиазм и целеустремленность в нелегких маршрутах по горной Якутии. Большую благодарность выражаем А.В. Панину за ценные комментарии и советы при подготовке статьи. Авторы выражают благо-

дарность рецензентам за ценные советы и замечания, которые улучшили первоначальный вариант статьи.

КОММЕНТАРИЙ

В связи с запретом правительства Дании на совместные публикации с российскими научными организациями было принято решение опубликовать результаты, полученные в рамках международного проекта Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia исследовательскими группами Дании и России, отдельно: в журнале Geophysical Research Letters (датский коллектив) и “Геоморфология и палеогеография” (российский коллектив).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Г.С., Ананьева Э.Г., Пахомов А.Ю. (1984). Четвертичные оледенения северо-западного Приохотья. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 43–56.
- Ананьев Г.С., Смирнова Т.И., Ананьева Э.Г. и др. (1982). Генезис и возраст четвертичных отложений Северо-западного Приохотья. В сб.: *Четвертичные отложения востока СССР*. Препринт. Магадан. С. 7–10.
- Архипов С.А. (1983). Корреляция четвертичных оледенений Сибири и Северо-Востока. В сб.: *Оледенения и палеоклиматы Сибири в плейстоцене*. Новосибирск. С. 4–18.
- Величко А.А. (1991). Корреляция событий позднего плейстоцена в ледниковых областях северного полушария. *Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода*. № 60. С. 14–28.
- Верховская Н.Б. (1986). Плейстоцен Чукотки. Палинoстратиграфия и основные палеогеографические события. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 116 с.
- Воскресенский С.С., Чанышева М.Н., Воскресенский И.С. и др. (1984). Плейстоценовые оледенения бассейна Колымы. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 57–65.
- Галанин А.А. (2012). Возраст последнего ледникового максимума на северо-востоке Азии. *Криосфера Земли*. Т. 16. № 3. С. 39–52.
- Галанин А.А., Глушкова О.Ю. (2006). Оледенения, климат и растительность района Тауйской губы (Северное Приохотье) в позднечетвертичное время. *Геоморфология*. № 2. С. 50–61.
- Глушкова О.Ю. (1984). Морфология и палеогеография позднеплейстоценовых оледенений северо-востока СССР. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 28–42.
- Глушкова О.Ю., Гуалтиери Л. (1998). Особенности позднечетвертичного оледенения северной части Корякского нагорья. В сб.: *Изменение природной среды Берингии в четвертичный период*. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. С. 112–132.

- Гольдфарб Ю.И. (1972). В бассейне р. Берелёх пять плейстоценовых оледенений. В сб.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока СССР*. Магаданское книжное издательство. С. 225–242.
- Дегтяренко Ю.П. (1984). Масштабы современного и четвертичных оледенений Корякского нагорья и Восточной Чукотки. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 66–76.
- Заморуев В.В. (1976). “Главный климатический рубеж плейстоцена” и горное оледенение Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. *Известия РГО*. Т. 108. Вып. 1. С. 16–21.
- Заморуев В.В. (1978). Четвертичное оледенение Аллах-Юньского района (Южное Верхоянье). *Известия РГО*. Т. 110. Вып. 2. С. 135–142.
- Иванов В.Ф. (1984). Четвертичные оледенения Восточной Чукотки. В сб.: *Плейстоценовые оледенения Востока Азии*. Магадан. С. 77–89.
- Карта четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 (Р-55-IV). (2020). Под ред. Ш.Г. Грищенко, Н.П. Павлова. Л.: ВСЕГЕИ. 1 л.
- Кинд Н.В. (1975). Оледенения Верхоянских гор и положение их в абсолютной геохронологической шкале верхнего антропогена Сибири. В сб.: *Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена*. М.: Наука. С. 124–132.
- Колпаков В.В. (1979). Ледниковый и перигляциальный рельеф Верхоянской ледниковой области и новые радиоуглеродные данные. В сб.: *Региональная геоморфология районов нового освоения*. М.: МФГО СССР. С. 83–98.
- Кропоткин П.А. (1873). Отчет об Олекминско-Витимской экспедиции для отыскания скотопроегонного пути из Нерчинского округа в Олекминский, снаряженной в 1866 г. *Записки Русского географического общества по общей географии*. Т. 3. 681 с.
- Онищенко Б.А. (1965). Новые данные к проблеме четвертичного оледенения северо-востока СССР (на примере горной системы Черского). В сб.: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М.: Наука. С. 123–128.
- Хворостова З.М. (1965). Четвертичное оледенение горной части бассейнов рек Индигирки и Колымы. В сб.: *Основные проблемы изучения четвертичного периода*. М.: Наука. С. 272–276.
- Чанышева М., Бредихин А.В. (1981). О границе плейстоценовых оледенений в бассейне верхнего и среднего течения р. Колымы. *Геоморфология*. № 3. С. 97–103.
- Шейнкман В.С. (2008). Четвертичное оледенение в горах Сибири как результат взаимодействия гляциальных и мерзлотных процессов. *Материалы гляциологических исследований*. Т. 105. С. 51–74.
- Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. (2005). Новые радиоуглеродные и палеоботанические данные о развитии ледниковых озер Чукотки. *ДАН*. Т. 404. № 5. С. 687–689.
- Applegate P. J., Urban N. M., Laabs B. J. et al. (2010). Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. *Geoscientific Model Development*. V. 3. P. 293–307. <https://doi.org/10.5194/gmd-3-293-2010>
- ArcticDEM – Polar Geospatial Center [Электронный ресурс]. URL: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (дата обращения: 07.04.2023).
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Balco G., Stone J.O., Lifton N. A. et al. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat. Geochronology*. V. 3. № 3. P. 174–195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* V. 53. P. 72–87. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batbaatar J., Gillespie A.R., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev.* V. 182. P. 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001>
- Bennett M.R. (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Rev.* V. 53. 197e236. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00039-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00039-8)
- Blomdin R., Heyman J., Stroeve A. P. et al. (2016). Glacial geomorphology of the Altai and Western Sayan Mountains, Central Asia. *J. of Maps*. V. 12. № 1. P. 123–136. <https://doi.org/10.1080/17445647.2014.992177>
- Blomdin R., Stroeve A., Harbor J. et al. (2018). Timing and dynamics of glaciation in the Ikh Turgen Mountains, Altai region, High Asia. *Quat. Geochronology*. V. 47. P. 54–71. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.008>
- Brigham-Grette J., Gualtieri L. M., Glushkova O. Y. et al. (2003). Chlorine-36 and C-14 chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet. *Quat. Res.* V. 59. № 3. P. 386–398. [https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00058-9)
- Briner J.P., Kaufman D.S. (2008). Late Pleistocene Mountain glaciation in Alaska: key chronologies. *J. of Quat. Sci.* V. 23. № 6–7. P. 659–670. <https://doi.org/10.1002/jqs.1196>
- Fabel D., Harbor J. (1999). The use of in-situ produced cosmogenic radionuclides in glaciology and glacial geomorphology. *Annals of Glaciology*. V. 28. P. 103–110. <https://doi.org/10.3189/172756499781821968>
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G. et al. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* V. 69. P. 169–187. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.01.001>
- Glushkova O.Y. (2011). Late Pleistocene glaciations in north-east Asia. *Developments in Quat. Sci.* V. 15. P. 865–875. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Google Earth PRO [Electronic data]. URL: https://www.google.com/intl/ru_ALL/earth/versions (дата обращения: 07.04.2023).
- Gosse J. C., Phillips F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* V. 20. P. 1475–1560. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)

- Grosswald M.G., Hughes T.J. (2002). The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 21. №. 1–3. P. 121–146.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00078-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00078-6)
- Gualtieri L., Glushkova O.Y., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, far eastern Russia. *GSA Bulletin*. V. 112 P. 1106–1118.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2)
- Heyman J., Applegate P. J., Blomdin R. et al. (2016). Boulder height – exposure age relationships from a global glacial ¹⁰Be compilation. *Quat. Geochronology*. V. 34. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Heyman J., Stroeve A. P., Harbor J. M. et al. (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Sci. Letters*. V. 302. P. 71–80.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040>
- Hidy A.J., Gosse J.C., Froese D.G. et al. (2013). A latest Pliocene age for the earliest and most extensive Cordilleran Ice Sheet in northwestern Canada. *Quat. Sci. Rev.* V. 61. P. 77–84.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.009>
- Jansen J.D., Knudsen M.F., Andersen J.L. et al. (2019). Erosion rates in Fennoscandia during the past million years. *Quat. Sci. Rev.* V. 207. P. 37–48.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.010>
- Kaufman D.S., Manley W.F. (2004). Pleistocene Maximum and Late Wisconsinan glacier extents across Alaska, U.S.A. *Developments in Quat. Sci.* V. 2. P. 9–27.
- Krinner G., Diekmann B., Colleoni F. et al. (2011). Global, regional and local scale factors determining glaciation extent in Eastern Siberia over the last 140,000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. № 7–8. P. 821–831.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.001>
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005). A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. V. 20. Iss. 1. PA1003.
<https://doi.org/10.1029/2004pa001071>
- Löfverström M., Caballero R., Nilsson J. et al. (2014). Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. *Climate of the Past*. V. 10. № 4. P. 1453–1471.
<https://doi.org/10.5194/cp-10-1453-2014>
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L. et al. (2016). Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 132. P. 161–174.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.018>
- Morin P., Porter C., Cloutier M. et al. (2016). ArcticDEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. EGU General Assembly, held 17–22 April, in Vienna Austria, id. EPSC2016-8396.
- Putkonen J., O’Neal M. (2006). Degradation of unconsolidated quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*. V. 75. P. 408–419.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.024>
- Putkonen J., Swanson T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat. Res.* V. 59. № 2. P. 255–261.
[https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00006-1)
- Simms A.R., Lisiecki L., Gebbie G. et al. (2019). Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quat. Sci. Rev.* V. 205. P. 143–153.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *J. of Quat. Sci. Published for the Quat. Res. Association*. V. 23. № 6–7. P. 545–558.
<https://doi.org/10.1002/jqs.1211>
- Stauch G., Lehmkuhl F. (2010). Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quat. Res.* V. 74. № 1. P. 145–155.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. (2007). Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (North-Eastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 2. № 1–4. P. 255–259.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.013>
- Svensen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. № 11–13. P. 1229–1271.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Wagner G. (1988). Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer. 466 p.
- Ward B.C., Bond J.D., Gosse J.C. (2017). Evidence for a 55–50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quat. Res.* V. 68. № 1. P. 141–150.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.04.002>

EXPERIENCE OF APPLYING THE COSMOGENIC DATING METHOD (^{10}Be) TO ASSESS THE AGE AND SCALE OF THE PLEISTOCENE GLACIATION IN NORTHEASTERN SIBERIA (BASED ON THE EXAMPLE OF GLACIER COMPLEXES OF THE CHERSKY RIDGE)²

S. G. Arzhannikov^{a, #}, A. V. Arzhannikova^a, A. A. Chebotarev^a, N. V. Torgovkin^b,
D. V. Semikolennykh^c, M. S. Lukyanycheva^d, and R. N. Kurbanov^{c, d, e}

^a*Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia*

^b*Institute of Permafrost Science, SB RAS, Yakutsk, Russia*

^c*Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia*

^d*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

^e*Institute of Water Problems, Hydropower and Ecology of the NAST, Dushanbe, Tajikistan*

[#]*E-mail: sarzhan@crust.irk.ru*

The history of studying glacial complexes in North-Eastern Siberia goes back more than 150 years. During this period, extensive geological and geomorphological features were obtained, which made it possible to determine the stages, nature and extent of glaciations. At the same time, the lack of direct dating of the glacial relief obtained by geochronological methods does not allow for full-fledged paleogeographic reconstructions. This leads to discussions in both Russian and English literature about the possibility of the existence of glaciation in the mountains of North-Eastern Siberia. In this regard, to determine the size and time of glaciation in the southern part of the Chersky Range, we carried out a complex of geomorphological and geochronological studies, which are part of the international project "Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia". Because of fieldwork in the Ohandya Ridge, in the Malyk-Sien River valley, three terminal moraine ridges have been identified, reflecting different stages of glaciation. Based on the dating of exposed boulders within three terminal moraine complexes, 22 ^{10}Be cosmogenic dates were obtained. The average exposed age for the outer moraine is 120.8 ± 13.7 ka, for the middle one North-Eastern 37.7 ± 4.9 ka and for the internal moraine North-Eastern 13.8 ± 2.2 ka. The age of the terminal moraine complexes testifies to the mountain-valley character of the glaciation of the Chersky Range in the Middle and Late Pleistocene, and emphasizes the trend towards a gradual decrease in the maximum length of glaciers in Northeast Asia. The successive reduction of glaciers from MIS 6 to MIS 2 indicates an increase in the deficit of atmospheric precipitation and a significant cryoaridization of the region. The decreasing trend may be related to the sharply continental conditions observed in the interior of Eurasia and western North America. This trend contrasts with much of the glaciated areas in the Northern Hemisphere, where the maximum area of Late Pleistocene glaciers is reconstructed for LGM time (MIS 2). The obtained datings of the glacial complexes of the Chersky Ridge confirm that at the end of the Middle and Late Pleistocene glaciations here were of a limited nature and there was no single ice cover in the mountains.

Keywords: Okhandya Ridge, Malyk-Sien River valley, mountain-valley glaciers, terminal moraine, cosmogenic dating

ACKNOWLEDGMENTS

The team of authors would like to thank Mads Knudsen, Jesper Norgaard, Martin Margold, Vladimir Tumskoy, Tatiana Romanis, the leader and executors of the international project (grant of the Independent Research Foundation of Denmark – Natural Sciences 9040-00199B) "Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia" for organization and financial accompaniment of field research, for enthusiasm and determination in difficult routes through the mountainous Yakutia. We are very grateful to Andrei Valerievich Panin for valuable comments and advice in preparing the article. The authors are grateful to

the reviewers for valuable advice and comments that improved the original version of the paper.

COMMENTS

Due to the Danish government's ban on joint publications with Russian scientific organizations, it was decided to publish the results obtained under the international project "Searching for the missing ice sheet in Eastern Siberia" by the research teams of Denmark and Russia separately: in the journal "Geophysical Research Letters" (Danish collective) and "Geomorfologiya i Paleogeografiya" (Russian collective).

²*For citation:* Arzhannikov S.G., Arzhannikova A.V., Chebotarev A.A. et al. (2024). Experience of applying the cosmogenic dating method (^{10}Be) to assess the age and scale of the Pleistocene Glaciation in North-Eastern Siberia (based on the example of glacier complexes of the Chersky Ridge). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. V. 55. № 3. P. 52–72. (in Russ.). <https://doi.org/10.31857/S2949178924030039>; <https://elibrary.ru/PMDUGC>

REFERENCES

- Anan'ev G.S., Anan'eva E.G., Pakhomov A.Yu. (1984). Quaternary glaciations of the north-western Okhotsk region. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 43–56. (in Russ.)
- Anan'ev G.S., Smirnova T.I., Anan'eva E.G. et al. (1982). Genesis and age of Quaternary deposits of the North-Western Okhotsk region. In: *Chetvertichnye otlozheniya vostoka SSSR*. Preprint. Magadan. P. 7–10. (in Russ.)
- Applegate P.J., Urban N.M., Laabs B.J. et al. (2010). Modeling the statistical distributions of cosmogenic exposure dates from moraines. *Geoscientific Model Development*. V. 3. P. 293–307.
<https://doi.org/10.5194/gmd-3-293-2010>
- ArcticDEM – Polar Geospatial Center [Electronic data]. Access way: <https://www.pgc.umn.edu/data/arcticdem/> (access date: 07.04.2023).
- Arkhipov S.A. (1983). Correlation of Quaternary glaciations of Siberia and the Northeast. In: *Oledeneniya i paleoklimaty Sibiri v pleistotsene*. Novosibirsk. P. 4–18. (in Russ.)
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A. et al. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quat. Int.* V. 420. P. 4–14.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Balco G., Stone J.O., Lifton N.A. et al. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quat. Geochronology*. V. 3. № 3. P. 174–195.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Barr I.D., Clark C.D. (2012). Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony. *Quat. Sci. Rev.* V. 53. P. 72–87.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.08.004>
- Batbaatar J., Gillespie A.R., Fink D. et al. (2018). Asynchronous glaciations in arid continental climate. *Quat. Sci. Rev.* V. 182. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001>
- Bennett M.R. (2001). The morphology, structural evolution and significance of push moraines. *Earth-Science Rev.* V. 53. 197e236.
[https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00039-8](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00039-8)
- Blomdin R., Heyman J., Stroeve A.P. et al. (2016). Glacial geomorphology of the Altai and Western Sayan Mountains, Central Asia. *J. of Maps*. V. 12. № 1. P. 123–136.
<https://doi.org/10.1080/17445647.2014.992177>
- Blomdin R., Stroeve A., Harbor J. et al. (2018). Timing and dynamics of glaciation in the Ikh Turgen Mountains, Altai region, High Asia. *Quat. Geochronology*. V. 47. P. 54–71.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.008>
- Brigham-Grette J., Gualtieri L.M., Glushkova O.Yu. et al. (2003). Chlorine-36 and C-14 chronology support a limited last glacial maximum across central Chukotka, northeastern Siberia, and no Beringian ice sheet. *Quat. Res.* V. 59. № 3. P. 386–398.
[https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00058-9](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00058-9)
- Briner J.P., Kaufman D.S. (2008). Late Pleistocene Mountain glaciation in Alaska: key chronologies. *J. of Quat. Sci.* V. 23. № 6–7. P. 659–670.
<https://doi.org/10.1002/jqs.1196>
- Chanysheva M., Bredikhin A.V. (1981). On the boundary of Pleistocene glaciations in the upper and middle area of the Kolyma River. *Geomorphology*. № 3. P. 97–103. (in Russ.)
- Degtyarenko Yu.P. (1984). The scale of modern and Quaternary glaciations of the Koryak Highlands and Eastern Chukotka. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 66–76. (in Russ.)
- Fabel D., Harbor J. (1999). The use of in-situ produced cosmogenic radionuclides in glaciology and glacial geomorphology. *Annals of Glaciology*. V. 28. P. 103–110.
<https://doi.org/10.3189/172756499781821968>
- Galanin A.A. (2012). Age of the Last Glacial Maximum in Northeast Asia. *Kriosfera Zemli*. V. 16. № 3. P. 39–52. (in Russ.)
- Galanin A.A., Glushkova O.Yu. (2006). Glaciations, climate and vegetation of the Taui Bay (Northern Okhotsk region) in the late Quaternary. *Geomorfologiya*. № 2. P. 50–61. (in Russ.)
- Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G. et al. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quat. Res.* V. 69. P. 169–187.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.01.001>
- Glushkova O.Yu. (1984). Morphology and paleogeography of the Late Pleistocene glaciations of the northeast of the USSR. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 28–42. (in Russ.)
- Glushkova O.Yu. (2011). Late Pleistocene glaciations in north-east Asia. *Developments in Quat. Sci.* V. 15. P. 865–875.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00063-5>
- Glushkova O.Yu., Gualtieri L. (1998). Features of the Late Quaternary glaciation of the northern part of the Koryak Highlands In: *Izmenenie prirodnoi sredy Beringii v chetvertichnyi period*. Magadan: SVNTS DVO RAN (Publ.). P. 112–132. (in Russ.)
- Gol'dfarb Yu.I. (1972). In the Berelekh River five Pleistocene glaciations. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym severo-vostoka SSSR*. Magadan: Magadanskoe knizhnoe izdatel'stvo. (Publ.) S. 225–242.
- Google Earth PRO [Electronic data]. Access way: https://www.google.com/intl/ru_ALL/earth/versions (access date: 07.04.2023).
- Gosse J.C., Phillips F.M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat. Sci. Rev.* V. 20. P. 1475–1560.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- Grishchenko Sh.G., Pavlova N.P. (Eds.). (2020). Karta chetvertichnykh obrazovaniy (P-55-IV) m-ba 1 : 200 000 (Map of Quaternary formations (P-55-IV) on a scale of 1 : 200 000). VSEGEI. 1 l. (in Russ.)
- Grosswald M.G., Hughes T.J. (2002). The Russian component of an Arctic ice sheet during the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 21. №. 1–3. P. 121–146.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00078-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00078-6)

- Gualtieri L., Glushkova O.Yu., Brigham-Grette J. (2000). Evidence for restricted ice extent during the last glacial maximum in the Koryak Mountains of Chukotka, far eastern Russia. *GSA Bulletin*. V. 112. P. 1106–1118. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1106:EFR IED>2.0.CO;2)
- Heyman J., Applegate P. J., Blomdin R. et al. (2016). Boulder height – exposure age relationships from a global glacial ^{10}Be compilation. *Quat. Geochronology*. V. 34. P. 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.03.002>
- Heyman J., Stroeve A. P., Harbor J. M. et al. (2011). Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters*. V. 302. P. 71–80. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.040>
- Hidy A.J., Gosse J.C., Froese D.G. et al. (2013). A latest Pliocene age for the earliest and most extensive Cordilleran Ice Sheet in northwestern Canada. *Quat. Sci. Rev.* V. 61. P. 77–84. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.11.009>
- Ivanov V.F. (1984). Quaternary glaciations of Eastern Chukotka. In: *Pleistotsenovyie oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 77–89. (in Russ.)
- Jansen J.D., Knudsen M.F., Andersen J.L. et al. (2019). Erosion rates in Fennoscandia during the past million years. *Quat. Sci. Rev.* V. 207. P. 37–48. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.01.010>
- Kaufman D.S., Manley W.F. (2004). Pleistocene Maximum and Late Wisconsinan glacier extents across Alaska, U.S.A. *Developments in Quat. Sci.* V. 2. P. 9–27.
- Khorostova Z.M. (1965). Quaternary glaciation of the mountainous part of the Indigirka and Kolyma River basins. In: *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.). P. 272–276. (in Russ.)
- Kind N.V. (1975). Glaciations of the Verkhoyansk Mountains and their position in the absolute geochronological scale of the Upper Anthropocene of Siberia. In: *Paleogeografiya i periglyatsial'nye yavleniya pleistotsena*. M.: Nauka (Publ.), P. 124–132. (in Russ.)
- Kolpakov V.V. (1979). Glacial and periglacial relief of the Verkhoyansk glacial region and new radiocarbon data. In: *Regional'naya geomorfologiya raionov novogo osvoeniya*. M.: MFGO USSR (Publ.). P. 83–98. (in Russ.)
- Krinner G., Diekmann B., Colleoni F. et al. (2011). Global, regional and local scale factors determining glaciation extent in Eastern Siberia over the last 140,000 years. *Quat. Sci. Rev.* V. 30. № 7–8. P. 821–831. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.001>
- Kropotkin P.A. (1873). Report on the Olekma-Vitim expedition to find a cattle route from the Nerchinsk district to Olekminsky, equipped in 1866. *Zapiski Russkogo geograficheskogo obshchestva po obshchei geografii*. V. 3. 681 p.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*. V. 20. Iss. 1. PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004pa001071>
- Löfverström M., Caballero R., Nilsson J. et al. (2014). Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle. *Climate of the Past*. V.10. № 4. P. 1453–1471. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1453-2014>
- Margold M., Jansen J. D., Gurinov A. L. et al. (2016). Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Rev.* V. 132. P. 161–174. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.11.018>
- Morin P., Porter C., Cloutier M. et al. (2016). ArcticDEM; a publically available, high resolution elevation model of the Arctic. EGU General Assembly, held 17–22 April, in Vienna Austria, id. EPSC2016-8396.
- Onishchenko B.A. (1965). New data on the problem of Quaternary glaciation in the northeast of the USSR (using the example of the Chersky mountain system). In: *Osnovnye problemy izucheniya chetvertichnogo perioda*. M.: Nauka (Publ.). P. 123–128. (in Russ.)
- Putkonen J., O'Neal M. (2006). Degradation of unconsolidated quaternary landforms in the western North America. *Geomorphology*. V. 75. P. 408–419. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.07.024>
- Putkonen J., Swanson T. (2003). Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat. Res.* V. 59. № 2. P. 255–261. [https://doi.org/10.1016/s0033-5894\(03\)00006-1](https://doi.org/10.1016/s0033-5894(03)00006-1)
- Sheinkman V.S. (2008). Quaternary glaciation in the Siberian mountains as a result of the interaction of glacial and permafrost processes. *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. V. 105. P. 51–74. (in Russ.)
- Shilo N.A., Lozhkin A.V., Anderson P.M. et al. (2005). New radiocarbon and paleobotanical data on the development of glacial lakes in Chukotka. *DAN*. V. 404. № 5. P. 687–689. (in Russ.)
- Simms A. R., Lisiecki L., Gebbie G. et al. (2019) Balancing the last glacial maximum (LGM) sea-level budget. *Quat. Sci. Rev.* V. 205. P. 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.12.018>
- Stauch G., Gualtieri L. (2008). Late Quaternary glaciations in northeastern Russia. *J. of Quat. Sci. Published for the Quat. Res. Association*. V. 23. № 6–7. P. 545–558. <https://doi.org/10.1002/jqs.1211>
- Stauch G., Lehmkuhl F. (2010). Quaternary glaciations in the Verkhoyansk Mountains, Northeast Siberia. *Quat. Res.* V. 74. № 1. P. 145–155. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.04.003>
- Stauch G., Lehmkuhl F., Frechen M. (2007). Luminescence chronology from the Verkhoyansk Mountains (North-Eastern Siberia). *Quat. Geochronology*. V. 2. № 1–4. P. 255–259. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2006.05.013>
- Svensden J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. (2004). Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quat. Sci. Rev.* V. 23. № 11–13. P. 1229–1271. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008>
- Velichko A.A. (1991). Correlation of late Pleistocene events in glacial regions of the northern hemisphere. *Byulleten' komissii po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. № 60. P. 14–28. (in Russ.)
- Verkhovskaya N.B. (1986). Pleistotsen Chukotki. Palinostratigrafiya i osnovnye paleogeograficheskie sobytiya.

- (Pleistocene of Chukotka. Palinostratigraphy and major paleogeographic events) Vladivostok: DVNTS AN SSSR (Publ.). 116 p. (in Russ.),
- Voskresensky S.S., Chanysheva M.N., Voskresensky I.S. et al. (1984). Pleistocene glaciations of the Kolyma area. In: *Pleistotsenovye oledeneniya Vostoka Azii*. Magadan. P. 57–65. (in Russ.)
- Wagner G. (1988). Age Determination of Young Rocks and Artifacts. Springer. 466 p.
- Ward B.C., Bond J.D., Gosse J.C. (2017). Evidence for a 55–50 ka (early Wisconsin) glaciation of the Cordilleran ice sheet, Yukon Territory, Canada. *Quat. Res.* V. 68. № 1. P. 141–150.
<https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.04.002>
- Zamoruev V.V. (1976). “The main climatic boundary of the Pleistocene” and mountain glaciation of Eastern Siberia and the North-East of the USSR. *News of the Russian Geographical Society*. V. 110. Iss. 1. P. 16–21. (in Russ.)
- Zamoruev V.V. (1978). Quaternary glaciation of the Allah-Yun region (Southern Verkhoyansk). *News of the Russian Geographical Society*. V. 110. Iss. 2. P. 135–142. (in Russ.)