



## КРИОГИДРОМОРФНЫЕ ПАЛЕОПОЧВЫ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ КАК ИНДИКАТОРЫ ТЁПЛЫХ СТАДИЙ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ИХ СВЯЗЬ С ХОДОМ КРИОГЕНЕЗА

© 2023 В. С. Шейнкман <sup>1</sup>, С. Н. Седов <sup>1,2</sup>, В. А. Андроханов <sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт криосферы Земли, ФГБУН ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН, ул. Малыгина, 86, Тюмень, 625026, Россия. E-mail: [vlad.sheinkman@mail.ru](mailto:vlad.sheinkman@mail.ru)

<sup>2</sup>Институт геологии Национального автономного университета Мексики, Университетский городок, Дель. Койоакан, г. Мехико, С.Р.04510, Мексика. E-mail: [serg\\_sedov@yahoo.com](mailto:serg_sedov@yahoo.com)

<sup>3</sup>ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, проспект Академика Лаврентьева, 8/2, г. Новосибирск, 630090, Россия. E-mail: [androhanov@issa-siberia.ru](mailto:androhanov@issa-siberia.ru)

**Цель исследования.** Установить и обосновать закономерности развития палеопочв севера Западной Сибири, выявить почвенные уровни, связанные с потеплениями климата во время морских изотопных стадий (МИС), а именно МИС-5, МИС-3 и в конце МИС-2.

**Место и время проведения.** Исследования проводили в течение последних 10 лет на репрезентативной территории между полярным кругом и широтным течением Средней Оби. Проведены палеопедологические и палеокриологические исследования с полевыми работами в бассейне р. Вах (правый приток Оби), р. Таз и р. Надым, где изучены разрезы с позднплейстоценовыми палеопочвами.

**Методы.** Основной методологией являлось детальное исследование плейстоценовых палеопочв на базе изучения взаимодействия процессов палеокриогенеза и криопедогенеза. Обнаруженные палеопочвы были сопоставлены с поверхностными голоценовыми почвенными профилями, что является важным элементом анализа палеопедологических летописей. Для возрастной диагностики палеопочв применяли <sup>14</sup>C-датирование содержащихся в них органических остатков и гумусового вещества, а также U/Th-датирование по материалу палеопочв.

**Основные результаты.** Выявлено несколько палеопочвенных уровней: у почвы начальной подстадии МИС-5 (МИС-5e) были признаки лесного педогенеза, развивавшегося вне криолитозоны; у почв, завершающих подстадий МИС-5 и почвы МИС-3 – черты оглеения и участия криогенеза; почва конца МИС-2 лучше представлена оглеенными педоседиментами в псевдоморфозах по полигонально-жильным льдам. Изученные почвы указывают на мерзлотный характер почвообразующих осадков во все фазы позднего плейстоцена, кроме МИС-5e, что важно при оценке окружающей среды. В работе приведены данные о широком распространении в рассматриваемом регионе полигонально-жильных структур, представленных псевдоморфозами по эпигенетическим полигонально-жильным льдам, которые образовывались в самые холодные фазы МИС-4 и МИС-2. Псевдоморфозы образовались еще в условиях существования криолитозоны, имели синкриогенное развитие и были тесно связаны с формированием криогидроморфных палеопочв. Кроме того, по всей толще отложений МИС-3 характерны изначально-грунтовые жилы, также фиксирующие синкриогенное развитие этой толщи, но в условиях промерзания горных пород меньшей силы, чем в МИС-2. Тем не менее, в конце МИС-3, в верхних слоях ее толщи, тоже появляются криогидроморфные палеопочвы, фиксирующие приближение холодного времени МИС-2. Показано, что в заполнениях псевдоморфоз по полигонально-жильному льду хорошо сохраняется переотложенный материал криогидроморфных палеопочв, включая фрагменты гумусовых горизонтов. Продемонстрировано, что материал из таких переотложенных педоседиментов может быть использован для инструментального <sup>14</sup>C- и U/Th-датирования и при отборе проб в палеоботанических исследованиях.

**Заключение.** Совокупность полученных данных отвергает гипотезу о формировании на исследованной территории в холодные эпохи плейстоцена холодных пустынь и ледниковых щитов и, соответственно, об образовании только климакстремальных почв. Показано существование на севере Западной Сибири в холодные эпохи плейстоцена развитого растительного и почвенного покрова при достаточном и местами избыточном увлажнении почв из-за близкого залегания кровли многолетней мерзлоты. Взаимодействия процессов палеопедогенеза и палеокриогенеза оставляет весьма информативные реликты, а их изучение позволяет получать высоко представительные данные о специфике почвообразования в прошлом.

**Ключевые слова:** палеопочвы; криогидроморфный педогенез; север Западной Сибири; плейстоцен.

*Цитирование: Шейнкман В.С., Седов С.Н., Андроханов В.А. Криогидроморфные палеопочвы севера Западной Сибири как индикаторы тёплых стадий позднего плейстоцена и их связь с ходом криогенеза // Почвы и окружающая среда. 2023. Том 6. № 3. e236. DOI: 10.31251/pos.v6i3.236.*

## ВВЕДЕНИЕ

Цель освещаемых в настоящей статье исследований обусловлена необходимостью обоснования надежных критериев прогноза климатических изменений и связанной с ними трансформации природной среды, что определяется ростом интереса к реконструкциям соответствующих процессов и явлений в прошлом, поскольку именно такие реконструкции, как правило, кладутся в основу прогностических построений. Все это вызывает повышенный интерес к различным палеоэкологическим летописям – палеогеографическим архивам, содержащим информацию об изменениях различных природных обстановок для разных интервалов геохронологической шкалы, прежде всего – для позднего плейстоцена, поскольку именно экстраполяция его событий наиболее реальна для создания базы прогностических сценариев развития природной среды.

Нужно подчеркнуть, что среди источников информации об эволюции природной среды важное место занимает почвенная память (Таргульян, Бронникова, 2019). Известно значение лессово-почвенных серий, рассматриваемых как одна из важнейших континентальных летописей четвертичных климатических циклов (Velichko, 1990; Bronger et al., 1998). Исследования объектов такого рода успешно проводили, например, на юге Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012), но на территории к северу от лессовых областей информация о плейстоценовых палеопочвах была или весьма ограниченной, или отсутствовала вовсе. Так, на севере Западной Сибири (под которым мы понимаем ее территорию, расположенную севернее широтного течения Средней Оби) подобные объекты вообще ранее не изучали. Причина – традиционные представления о распространении на севере евроазиатского материка обширных ледниковых покровов и морских трансгрессий, из чего следовало: бесперспективно заниматься поиском палеопочв на данной территории, поскольку они не могли развиваться под мощной толщей льда или морской воды.

Тем не менее, в последние десятилетия произошёл пересмотр масштабов древних оледенений в Евразии в сторону их уменьшения. По крайней мере, эта точка зрения уже принята многими исследователями для позднего плейстоцена, главным образом, в восточном, континентальном секторе евроазиатского суперматерика (Svendsen et al., 2014; Möller et al., 2019). Была обоснована концепция и об отсутствии ледниковых щитов в плейстоцене на территории Сибири вообще, в том числе, на территории Западно-Сибирской низменности, где долгое время такие щиты предполагались в различных палеогеографических реконструкциях (Шейнкман и др., 2017; 2020). Отсюда следует, что на подобном свободном от ледникового покрова пространстве должны были формироваться ландшафты, предполагающие образование и возможное сохранение впоследствии древних почв.

Данный посыл послужил для авторов настоящей статьи стимулом для постановки соответствующей научной задачи, а затем и для организации и проведения комплекса исследовательских работ по поиску, анализу и интерпретации плейстоценовых палеопочв на севере Западной Сибири. Встретившись 10 лет назад на площадке одной из организованных силами Института почвоведения и агрохимии СО РАН Международных научных школ «Палеопочвы – хранители информации о природной среде прошлого», авторы обсудили постановку отмеченной научной задачи, решили объединить усилия и подключиться к ее решению, а затем начали реализацию непосредственно на территории севера Западной Сибири.

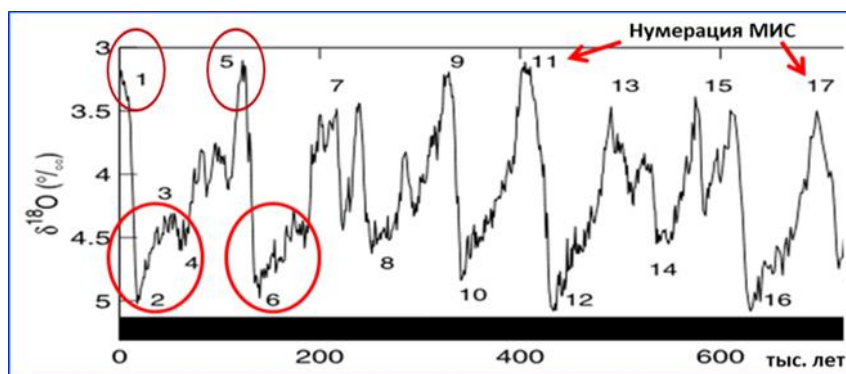
В качестве представительного региона был выбран ареал северной части Западной Сибири на пространстве между полярным кругом и субширотным участком среднего течения р. Оби, поскольку именно на этой территории большинство сторонников развития плейстоценовых ледниковых покровов предполагали (а некоторые из них считают возможным и сегодня) формирование подобного рода покровов, размещая их в своих построениях в ареале от Карского моря до отмеченного отрезка р. Обь.

В конечном итоге, применив свой опыт работы в области палеопочвоведения и палеокриологии, авторы настоящей статьи приступили к решению, по сути, принципиально нового круга проблем, ранее не освещавшихся в литературе. После проведения необходимого комплекса исследований были получены репрезентативные результаты, включающие открытие целого спектра палеопочв, в том числе, криогидроморфных палеопочв, которые, как оказалось,

имеют широкое распространение на севере Западной Сибири. Эти результаты и освещены в предлагаемой статье.

### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу настоящей статьи легли материалы изучения позднеплейстоценовых и голоценовых палеопочв, обнаруженных в ходе исследований, проведенных на рассматриваемой территории в течение последнего десятилетия. Для хроностратиграфической привязки отмеченных палеопочв использована, главным образом, морская изотопно-кислородная шкала (рис. 1) в варианте, представленном авторами работы (Lisiecki, Raymo, 2005), поскольку именно **морские изотопные стадии (МИС)** стали в настоящее время общепризнанной основой для глобальной стратиграфии и корреляции четвертичных геологических образований и событий – доступная детальная информация о морской изотопно-кислородной летописи имеется в монографии А.Е. Додонова (2002). Используются для идентификации обнаруженных палеопочв также терминология и названия, соответствующие подразделениям «Унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины» (2000). Это касается сопоставимого с МИС-5 – казанцевского, с МИС-4 – ермаковского, с МИС-3 – каргинского и, наконец, отождествляемого с МИС-2 – сартанского горизонта позднего плейстоцена, тогда как МИС-1 отражает ход голоцена (см. рис. 1). Именно эти стадии охватывают выявленные авторами настоящей статьи события с циклами активизации педогенеза на рассматриваемой территории.



**Рисунок 1.** Палеогеографическая летопись для второй половины плейстоцена (по: Lisiecki, Raymo, 2005). Красным овалом выделен ход криохронов и термохронов в конце плейстоцена.

Поскольку главными климатическими циклами для последнего 1 млн лет геологической истории являются 100-тысячелетние макроциклы, а на протяжении их выделяются циклы меньшего ранга – **нечетные МИС**, отождествляемые с теплыми временами, или **термохронами**, и **четные МИС**, фиксирующие холодные времена или **криохроны** (см. рис. 1), то методически проводимые работы базировались на выявлении термохронов, в ходе которых могло активно развиваться почвообразование. Добавим, что холодные стадии в литературе обычно называются **стадиалами**, а теплые – **интерстадиалами**; отдельно выделяют главные термохроны, отделяющие друг от друга 100-тысячелетние циклы и нередко привычно называемые **межледниковьями** – исходя из устойчивой терминологии, используемой для районов покровных оледенений. В нашем случае главным термохроном является МИС-5, отделяющий поздний плейстоцен от среднего. Следующий термохрон, МИС-3, был обычного стадиального ранга и не достигал уровня, глубины и длительности главных термохронов; тем не менее, он, как и другие стадиальные циклы, соответствующие ходу МИС внутри главного 100-тысячелетнего цикла, представительно демонстрирует особенности протекания последнего, детализируя его ход. Чтобы не было путаницы, **теплые МИС** целесообразно называть **интерстадиальными термохронами**, а **холодные МИС** – **стадиальными криохронами**; такая терминология будет использована в дальнейшем тексте.

В целом в статье представлены результаты исследований педокомплексов, сформированных во время главного термохрона, имевшего место в МИС-5 и отделяющего последний (на протяжении геологической истории) 100-тысячелетний климатический цикл от аналогичного предыдущего цикла, а также палеопочвенных уровней, отражающих особенности хода данного



100-тысячелетнего климатического цикла. Это палеопочвенные уровни, образованные в интерстадиальный термохрон МИС-3 и в теплые фазы стадийных криохронов МИС-4 и МИС-2. Отметим также, что палеопочвы, связанные с МИС-5 и МИС-4, изучены пока только в разрезе Белая Гора в долине р. Вах (рис. 2, участок 8); почвенные профили, сформировавшиеся в МИС-3 – в двух разрезах в бассейне этой реки (рис. 2, участки 7 и 8); по более молодым палеопочвам, сформировавшимся в терминальную фазу МИС-2, накопленный материал уже довольно обширен: к настоящему времени они изучены в шести разрезах в бассейнах р. Таз и р. Надым (рис. 2, участки 1–6), и в данной публикации рассмотрены наиболее репрезентативные из них.

Добавим также, что полученные результаты включают морфологическую характеристику изученных палеопочв, итоги определения их инструментального датирования различными методами абсолютной геохронометрии и палеоботаническую информацию, фиксированную в палеопочвенных уровнях и извлечённую из формирующего их субстрата. Все имевшиеся данные интерпретированы в плане сходства и различий природных обстановок отмеченных термохронов, а также в аспекте показа представительности места, которое занимают реликтовые признаки, свойства и горизонты в профилях современных поверхностных почв.



**Рисунок 2.** Расположение исследованных участков. Пояснения в тексте.

Методически сформированный авторами подход заключается в том, что, если покровных оледенений на изучаемой ими территории не было, то с большой вероятностью палеопочвенные объекты должны были в ее пределах сохраняться. Соответственно, выявленные почвенные горизонты смогут, как и в широко используемых лессово-почвенных палеолетописях, созданных по материалам юга Западной Сибири (Зыкина, Зыкин, 2012), фиксировать теплые эпохи, но индикатором холодных эпох выступят не лессовые комплексы, как в этих летописях, а мерзлые толщи с чертами глубокого промерзания горных пород, которое должно быть характерно для рассматриваемого региона в плейстоцене в условиях отсутствия ледниковых покровов.

Иными словами, был поставлен вопрос о том, что для севера Западной Сибири нужно осуществить поиск и расшифровку палеолетописей нового типа – почвенно-мерзлотных летописей. Для этого требовалось разработать оптимальную стратегию выявления соответствующих криопедогенных объектов, причем с учетом параллельного существования, пока еще, на севере Западной Сибири разных моделей развития природы в холодные эпохи

плейстоцена, включая гипотезы и о формировании ледниковых покровов, и о безледниковом развитии этого региона. Поиск такого рода, собственно, и был проведен на репрезентативной территории между полярным кругом и широтным течением Средней Оби – на всем протяжении этого пространства выполнены палеопедологические и палеокриологические исследования с полевыми работами в бассейне р. Вах (правый приток р. Оби), р. Таз и р. Надым (см. расположение опорных участков на рис. 2), где и исследованы разрезы с обнаруженными позднеплейстоценовыми палеопочвами (Шейнкман и др., 2019).

Изученные палеопочвы были сопоставлены с поверхностными голоценовыми профилями, представленными альфегумусовыми почвами, что является важным элементом анализа палеопедологических летописей. Проанализированы и учтены работы исследователей, посвященные различиям дифференцированного перекрытия рассматриваемой территории в разные криохроны предполагаемыми ледниками. Если до 1990-х годов модели такого рода предполагали покрытие льдом всего севера Сибири (включая акваторию Карского моря), начиная с криохрона МИС-2 и дальше в глубь прошлого (Архипов, Волкова, 1994; Гросвальд, 2009), то затем началось обсуждение концепции ограниченности сибирских оледенений по причине недостаточной влагообеспеченности региона. Такой подход был весьма важен: в последующих моделях (Svendsen et al., 2014; Möller et al., 2019) покрытие ледниками рассматриваемого региона касалось лишь криохронов более древних, чем криохрон МИС-2, непосредственно для которого данная территория показывалась свободной от ледниковых щитов. Было учтено и то, что закономерности промерзания водоемов сегодня хорошо известны (Зубов, 1945; Деев, 2002); с этих позиций предположение о промерзании Карского моря в криохроны и формировании в его пределах в такие периоды ледникового щита, впоследствии надвигавшегося на континент, вообще мало реально. Уже простейшие расчеты, использующие разновидности решений известной задачи Стефана, в частности – по формуле видного исследователя морских льдов Арктики проф. Н.Н. Зубова (1945), показали, что даже в самые сильные криохроны Карское море могло промерзнуть только на первые десятки метров, и образующийся тогда морской лед не смог бы ни лечь на шельф, ни стать, тем более, базой для мощного ледникового щита (Шейнкман и др., 2017; 2020).

Авторы настоящей статьи остановились на следующей точке зрения: если в криохрон МИС-2 ледниковый покров на рассматриваемой территории отсутствовал, то он должен был отсутствовать и в предыдущие криохроны с близкими параметрами их хода – амплитудой и длительностью. Основывается такой подход на том, что глубина и объем основных криохронов и термохронов плейстоцена, особенно для последнего 1 млн лет – времени преобладания 100-тысячелетнего климатического цикла, однотипны на шкалах всех основных палеоклиматических летописей; наиболее четко это показано в сводке (Lisiecki, Raymo, 2005) – см. рис. 2. Такая ситуация обусловлена тем, что характер и закономерности общей циркуляции атмосферы, определяющий питание и режим ледников, имел в плейстоцене одни и те же черты (Шейнкман, Мельников, 2019; Sheinkman, 2016); в этом случае их размеры контролировались именно однотипной глубиной и длительностью криохронов.

Так или иначе, принимая во внимание, что, по крайней мере, для позднего плейстоцена среди исследователей консенсус относительно преимущественно безледникового развития севера Западной Сибири уже достигнут, было решено сосредоточить усилия на поиске палеопочв именно этого хроноинтервала – как репрезентативного для всего плейстоцена. Добавим, что недавно авторами было подготовлено обобщение по всем палеопедологическим результатам, полученным ими по северу Западной Сибири, включая составление сводной педостратиграфической колонки (в настоящее время оно находится в процессе публикации в журнале «Почвоведение») и ее корреляцию с палеопедологическими летописями сопредельных регионов. Поэтому ракурс предлагаемой в данном случае работы несколько иной – в ней подробнее рассмотрен феномен палеопедогенеза, который развивался на фоне стадийных событий внутри 100-тысячелетних климатических циклов: периодов относительных потеплений и похолоданий климата, соответствующих ритмике МИС – прежде всего, термохронам и криохронам.

Дело в том, что ранее, при базировании на лессово-почвенные серии, на относительно слабо развитые мерзлотные палеопочвы в Сибири вообще обращали мало внимания, поскольку основные усилия были направлены на исследование зрелых профилей почв с богатым набором педогенетических признаков. Такие почвы формировались длительное время в теплые эпохи, отделяя друг от друга толщи, маркирующие крупные климатические циклы. Однако, в последние десятилетия и палеопедологические уровни более низкого ранга стали привлекать внимание

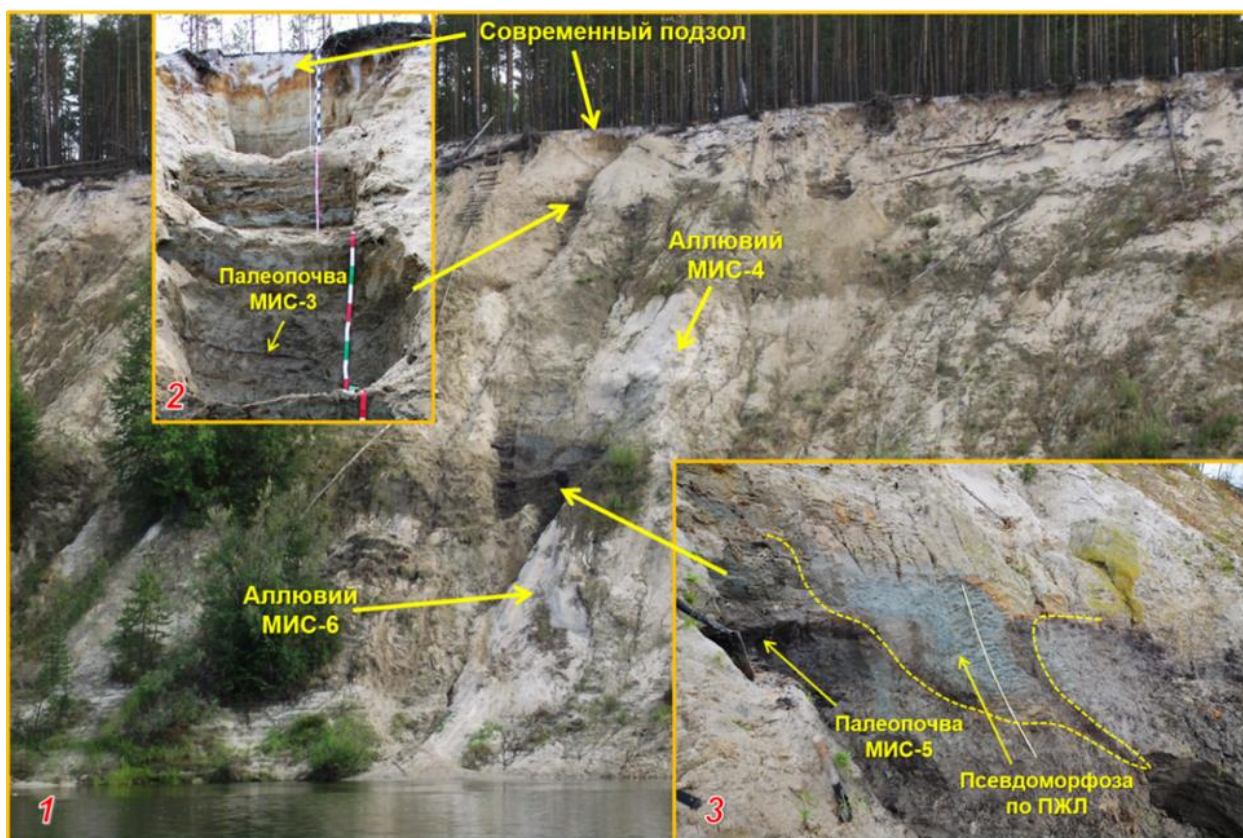


исследователей (Sedov et al., 2022) – как маркеры для более детальных корреляций с геологическими летописями высокого разрешения, таких как полномасштабные керны ледниковых щитов или озерно-осадочные керны (Карабанов и др., 2001; Haesaerts et al., 2010; Rasmussen et al., 2014), а также как объекты геоархеологических исследований на памятниках среднего и верхнего палеолита (Седов и др., 2022). Собственно, учитывая востребованность материалов такого рода, акцент в настоящей статье и был поставлен на показе мало освещенных в литературе вопросов маркирования деталей эволюции природной среды севера Западной Сибири посредством выявленных механизмов криопедогенеза.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Педогенез и особенности его проявления в хроноинтервале МИС-5 – МИС-4.** Самая древняя из изученных палеопочв относится к казанцевскому времени – это один из главных термохронов плейстоцена, отделяющий, в нашем случае, поздний плейстоцен от среднего. Почва была обнаружена (Sheinkman et al., 2021) в разрезе Белая гора, расположенном на левом берегу р. Вах – в среднем её течении (см. рис. 1, участок 8). Как образованная в МИС-5, она была определена, будучи подтвержденной сначала запредельными для  $^{14}\text{C}$ -метода возрастными определениями в виде  $^{14}\text{C}$ -датировок  $> 40$  тыс. лет назад (SOAN-7551, SOAN-7552) и  $> 43,5$  тыс. лет назад (Beta 410188), а потом и более точной U/Th-датировкой LUU 1298TSD, которая дала возраст  $103 \pm 9/7$  тыс. лет назад.

Характерно, что у данной палеопочвы мощный полигенетический профиль, который отражает длительное и многофазное развитие сформированного здесь древнего педокомплекса. Его суммарная мощность около 2 м (рис. 3), и он специфичен тем, что в нем выделяется два индивидуальных субпрофиля, которые связаны с разными этапами накопления аллювия и фиксируют разные фоновые условия седиментогенеза.



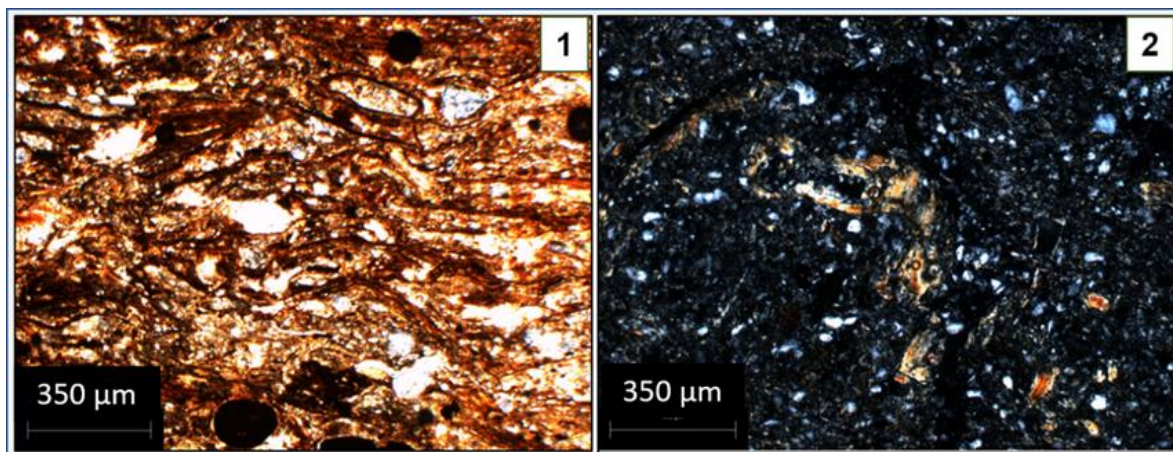
**Рисунок 3.** Разрез Белая гора: 1 – общий вид 35-метровой террасы р. Вах; 2 – верхняя часть разреза с палеопочвой МИС-3; 3 – центральная часть разреза с палеопочвой МИС-5. Фото В.С. Шейнкмана.

Верхний субпрофиль маломощный: его характеризует оглеенный горизонт с железистыми пятнами и разводами мощностью около 15 см, причем этот горизонт не отделен от кровли

нижележащего профиля горизонтом материнской почвообразующей породы и образует непосредственно с нижним субпрофилем единый педокомплекс. По простирацию верхнего субпрофиля прослеживается тонкий серый гумусо-глеевый горизонт; важно, что его черты свидетельствуют о том, что он активно подвергался мерзлотным деформациям.

На нижний субпрофиль приходится остальная часть мощности данного педокомплекса, и он более сложный по строению: верхняя его часть представлена торфянистым органомным горизонтом, который содержит фрагменты слаборазложившейся древесины; под ним залегают гумусовый и минеральный горизонты с сильными признаками застойного оглеения – с серо-сизой окраской. Таким образом, в нижнем субпрофиле отслеживаются признаки педогенетических процессов, относящихся к различным фазам почвообразования, что делает полигенетическим и этот субпрофиль. Фиксация в нем хорошо выраженных признаков сильного оглеения и накопления слаборазложившейся органики в верхнем оторфованном горизонте указывает на застойное переувлажнение; учитывая геоморфологическую позицию разреза, приуроченного к высокой террасе, сложенной хорошо дренируемым песчаным аллювием, и состав подстилающих профиль отложений – пески с высокой водопроницаемостью, реально предположить, что наиболее вероятной причиной застоя влаги в профиле было наличие в его основании водоупора из многолетнемерзлых пород.

При исследовании шлифов из горизонтов нижнего субпрофиля под микроскопом были вскрыты интересные явления. В торфянистом горизонте слаборазложившиеся растительные остатки сохраняли субпараллельную ориентацию (рис. 4-1). Отдельные фрагменты растительных тканей были включены в минеральную массу лежащего ниже горизонта – вероятно в результате процессов, обусловленных криотурбациями (рис. 4-2). Обнаружены внизу этого горизонта и глинистые натеки – не связанные с порами в теле почвы; причем они были существенно деформированными и включены в основную массу горизонта.



**Рисунок 4.** Микроморфологическое строение отдельных частей сформированной в МИС-5 палеопочвы. Фото С.Н. Седова. Пояснения в тексте.

Следовательно, с одной стороны, данный субпрофиль на одном этапе педогенеза фиксирует в своем строении мерзлотный характер почвообразования, протекавшего в прошлом, скорее всего, в тундровых экосистемах, а, с другой стороны – в нижней части этого субпрофиля наблюдаются признаки иллювирирования глины. Последнее требует свободного внутреннего дренажа в почвах, характерного для преимущественно влажных лесных экосистем; таким образом, можно сделать вывод о фиксации в данном случае смены фазы лесного почвообразования фазой криогидроморфного типа, сопровождавшейся образованием оглеенных горизонтов. Эта вторая фаза началась уже на завершающих этапах образования нижнего субпрофиля, приведя к оглеению сформировавшегося в лесных условиях субстрата почвы, а также к деформации и транслокации глинистых натеков. Затем этот процесс продолжился при формировании верхнего субпрофиля, связанного с большей активизацией мерзлотных процессов, и, соответственно, с большей степенью мерзлотного преобразования почвенного тела.

Наличие ранней фазы лесного почвообразования подтверждается и палеоботаническими материалами, показавшими обилие древесной пыльцы таежных видов в гумусово-глеевом горизонте нижнего субпрофиля, которые выше по разрезу сменяются представителями тундровых



экосистем. В подтверждение данного вывода говорят, в целом, и полученные в процессе проведенных исследований спорово-пыльцевые спектры по различным горизонтам рассмотренного педокомплекса.

Согласно результатам анализа, выполненного в ходе проведенных исследований Е.В. Безруковой и Л.С. Шумиловских (Sheinkman et al., 2021), в непосредственно перекрывающем педокомплекс суглинистом аллювии состав спектра, будучи весьма характерен, показателен для конца периода формирования педокомплекса: в нем преобладают травянистые растения – злаки, полыни, маревые; древесных видов меньше и среди них превалирует карликовая береза. Такой состав спорово-пыльцевого спектра резко отличен от спектров по расположенным ниже горизонтам педокомплекса – они фиксируют значительные изменения растительного покрова. У полученных по этим горизонтам спектров состав радикально меняется: они характеризуются обилием древесной пыльцы (до 60%), причем в ее составе больше всего ели и березы, но присутствует также пихта, ель и сосна. Следовательно, эти данные свидетельствуют о смене лесных ландшафтов тундровыми, подтверждая закономерность отмеченного перехода от лесных почв к характерным для тундры криогидроморфным почвам.

Упомянутая U/Th-датировка LUU 1298TSD, давшая возрастное определение  $103 \pm 9/7$  тыс. лет назад, была получена по материалу отмеченного выше торфянистого горизонта и соответствует времени МИС-5с, отражая минимальный возраст педокомплекса. Предполагаем, что лесная фаза почвообразования была связана с достаточно длительной тёплой подстадией МИС-5е. Проявившаяся позднее криогидроморфная фаза может быть тогда обусловлена последующими более холодными подстадиями МИС-5, переходящими в ермаковский стадийный криохрон МИС-4, во время которого промерзание горных пород резко усилилось, что подтверждается тем, что весь педокомплекс в то время был рассечен клиньями полигонально-жильного льда. На рисунке 3-3 видно, что по такому льду впоследствии была сформирована ясно выраженная псевдоморфоза, заполненная оглеенными педоседиментами.

Характерно, что во время холодного стадийного криохрона МИС-4 процесс почвообразования в значительной мере должен был быть замедлен, а порой и законсервирован. Но затем он был несколько активизирован в терминальную фазу данного стадийного криохрона, когда еще на продолжающем существовать некоторое время, лежащем на небольшой глубине основании сезонно-талого слоя стал протекать процесс почвообразования криогидроморфного типа. Этот процесс был сопряжен с процессами терминальной фазы стадийного криохрона МИС-4, когда началось, на наш взгляд, таяние полигонально-жильного льда, сформировавшегося ранее в этом криохроне: оно завершилось с наступлением следующей теплой эпохи – интерстадийного термохрона МИС-3. Свидетельствует об этом процессе то, что описанная палеопочва обрамляет каймой, в несколько сантиметров толщиной, псевдоморфозу по отмеченному полигонально-жильному льду (см. рис. 3-3). Возможен такой процесс, когда температура горных пород становится выше значений, благоприятных для развития полигонально-жильного льда, вызывая его таяние и постепенное освобождение занимаемого им пространства. Если при этом вмещающие лед породы останутся определенное время мерзлыми, почва, ранее сопряженная с поверхностью головки полигонально-жильного льда, начинает оползать по его еще холодным стенкам, примерзая к ним, образуя своеобразное окаймление, и затем захораниваться. Иными словами, процесс формирования псевдоморфозы с заполнением ее сползающими по стенкам тающего полигонально-жильного льда педоседиментов и минерального субстрата носил синкриогенный характер.

Подчеркнем только, что речь идет в данном случае о событиях не термохрона, а более короткого своеобразного хроноинтервала – тёплой терминальной фазе стадийного криохрона МИС-4. Подобная фаза была отражена и в седиментогенезе конца сартанского, по сибирской терминологии, стадийного криохрона МИС-2, о чем речь пойдет ниже.

Таким образом, все палеопочвы, сформированные в МИС-5, благодаря проявлению процессов накопления в них гумуса и сопутствующих им процессов, маркируют теплые периоды, в которые они были образованы. Только в одном случае это один из главных плейстоценовых термохронов, отделяющий поздний плейстоцен от среднего, а в другом – теплые фазы, показывающие в рассматриваемом регионе одну из ситуаций, отражающих специфику хода последнего 100-тысячелетнего климатического цикла, и демонстрирующие, что их проявление имело место в относительно прохладной среде, сопровождаясь развитием, по крайней мере, высокотемпературных многолетнемерзлых пород, но, тем не менее, эти фазы отличались



относительно теплыми климатическими условиями. Конкретно в описанной ситуации это касается условий проявления терминальной фазы стадийного криохрона МИС-4, когда низкотемпературную криолитозону, развитие которой сопровождалось формированием полигонально-жильного льда, сменили условия промерзания горных пород меньшей силы, обеспечивая таяние этого льда и формирование наследующих его псевдоморфоз.

**Педогенез и особенности его проявления в хроноинтервале МИС-3.** В отложениях МИС-3 – каргинской, по сибирской терминологии, эпохи, были встречены аллювиальные синседиментационные палеопочвы и криогидроморфные палеопочвы. Аллювиальные палеопочвы, формирующиеся в результате разложения намывного детрита, встречались во многих местах в каргинских, МИС-3, отложениях. Хорошо выраженные профили палеопочв с соответствующим набором горизонтов, относящиеся к каргинскому, МИС-3, интерстадийному термоохрону, встречаются реже. Они обнаружены и изучены в упомянутом выше разрезе Белая Гора на р. Вах (см. рис. 1, участок 8, и рис. 3-2) и в разрезе Зеленый остров (см. рис. 1, участок 7) на р. Сабун, правом притоке р. Вах (Sheinkman et al., 2016; Sedov et al., 2016). Эти палеопочвы приурочены к слоям, расположенным в верхних частях разрезов аллювиальных отложений, сформировавшихся, как показало  $^{14}\text{C}$ -датирование по органическому веществу палеопочв, в конце каргинского МИС-3 времени. Проведенное датирование и полученные возрастные определения, располагающиеся в интервале 26 – 35 тыс. лет назад, ясно свидетельствуют об этом (Sheinkman et al., 2022).

Представлены данные почвы профилями с ярко выраженным застойным оглеением: сизые и зеленоватые тона у них сочетаются с наблюдаемыми в шлифах почв железистыми новообразованиями – стяжениями и полосами. Кроме того, в их строении наблюдаются признаки мерзлотного воздействия, например, проявление деформации гумусового горизонта и вовлечения органических остатков в материал минерального горизонта, что обычно связано с криотурбациями, тогда как фиксируемое формирование компактных микроагрегатов относится к результатам криогенного структурообразования. Все говорит о том, что эти почвы являются продуктом криогидроморфного педогенеза, протекавшего на основании сезонно-талого слоя в условиях неглубокого расположения кровли многолетней мерзлоты. Их современными аналогами являются тундровые глеевые или мерзлотно-таёжные почвы холодных континентальных бореально-лесных областей.

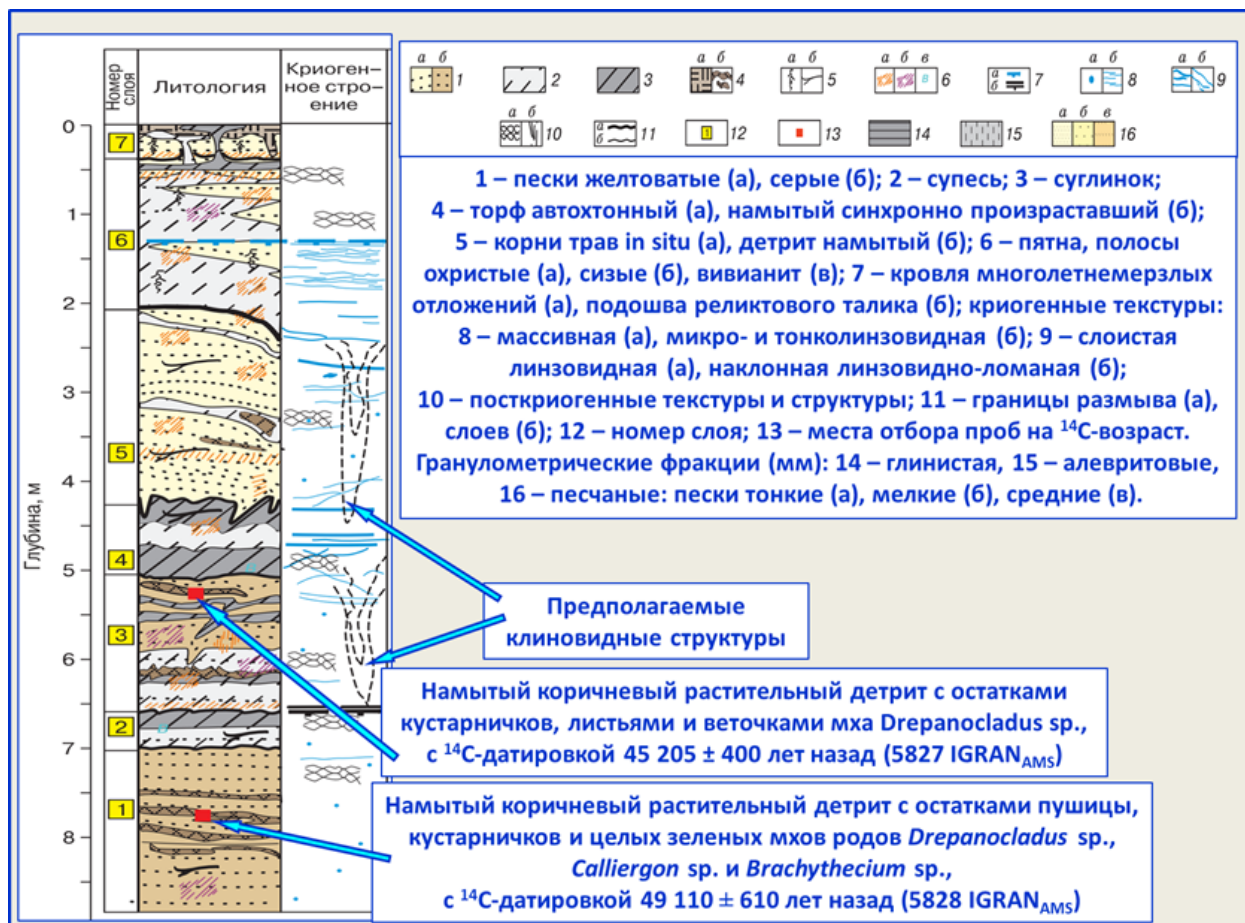
Приуроченность отмеченных палеопочв именно к верхним слоям каргинской, МИС-3, толщи аллювиальных отложений закономерно. Причина – как и в описанном выше случае с казанцевской, МИС-5, палеопочвой – прогрессирующее при приближении к последующему стадийному криохрону промерзание горных пород должно было создать соответствующие условия для проявления криогидроморфизма.

Проблема заключается в том, что недавно была опубликована точка зрения (Слагода и др., 2022), согласно которой в пределах рассматриваемой территории каргинское время своей большей частью сопровождалось формированием полигонально-жильных льдов, являющихся индикатором низкотемпературной криолитозоны. Вопрос этот принципиальный, поскольку касается внесения кардинальных правок в освещение позднеплейстоценовых событий на севере Западной Сибири. Поэтому остановимся на нем подробнее.

В работе Е.А. Слагоды с соавторами (2022) представлено описание керна малого диаметра (5 см) из 9-метровой скважины, пройденной по аллювиальным отложениям на междуречье рек Пур и Таз в их низовьях, вблизи побережья Тазовской губы. В этой толще на глубине 5,2 и 7,7 м, судя по представленным материалам (Слагода и др., 2022), были отобраны образцы растительного детрита, по которому получены две  $^{14}\text{C}$ -датировки, показавшие, как и в нашем случае, каргинский МИС-3, возраст изучаемых отложений, а точнее, первой половины каргинского времени (рис. 5). Добавим, что данные возрастные определения оказались близки по величине к возрасту, полученному по ряду возрастных  $^{14}\text{C}$ -определений по отобраным нами образцам (Шейнкман и др., 2020; Sheinkman et al., 2021; Sedov et al., 2022) в низовьях р. Надым вблизи Обской губы – из разрезов, вскрывающих каргинские отложения, сопряженные с теми, что описаны в работе (Слагода и др., 2022).

Интересным оказалось и сравнение палеоботанических данных, полученных в ходе проведенных авторами настоящей статьи исследований, с теми, что приведены в литературе (Слагода и др., 2022). В двух образцах растительного детрита, представленных в работе (Слагода и др., 2022) в нижней части каргинской толщи (см. рис. 5), описаны мхи рода *Drepanocladus spp.* Согласно анализу, выполненному Е.В. Безруковой в ходе исследований (Шейнкман и др., 2022),

эти мхи распространены в хвойных и смешанных лесах, кустарниковых зарослях, на покрытых гумусно-мелкоземным слоем скалах и валунах, на гнилой древесине, пнях, валежнике, выступающих корнях и стволах деревьев и, реже, увлажненной гумусной почве. В арктических тундрах и лесах это широко распространенные виды, для которых главное, чтобы местные условия были влажными. По мнению с Е.В. Безруковой, представленному в совместной работе (Шейнкман и др., 2022), мхи рода *Calliergon* spp. в образце на глубине 7,7 м (см. рис. 5) растут во влажных условиях – на сфагновых болотах или самостоятельно, в переувлажненной среде обитания. Тогда как мхи рода *Brachythecium* spp., фиксированные там же, обычны в Арктике, наиболее часто встречаясь в ивняках; сегодня они широко распространены, например, в Якутии, где растут на почве и скальных выходах в зарослях ольховника и лиственничных редколесьях, т.е. предпочитая влажную среду обитания.



**Рисунок 5.** Данные по керну 9-метровой скважины, пробуренной на междуречье рек Пур и Таз в их низовьях (по: Слагода и др., 2022, с пояснениями авторов настоящей статьи).

Иными словами, упомянутые виды мхов выбирают холодные и влажные условия среды обитания: на болотах, в поймах рек, просто на влажной почве. Они характеризуют, таким образом, прохладные и влажные климатические условия, что согласуется с характеристиками среды, реконструируемой по каргинским, МИС-3, отложениям и в изученных, в ходе проведенных авторами настоящей статьи исследованиях, разрезах, отмеченных на рис. 2 (см. ниже).

Противоречие заключается в том, что в работе Е.А. Слагоды с соавторами (2022) на основании косвенных данных в виде фиксации отдельных деталей клиновидных структур, полученных по керну малого диаметра (5 см), сделано предположение о возможной фиксации двух ярусов крупных клиновидных структур (см. рис. 5), которые там обозначены как псевдоморфозы по полигонально-жильному льду. Однако полигонально-жильные льды, как представители низкотемпературной криолитозоны, согласно Н.Н. Романовскому (1977) в песках образуются, как отмечено выше, при температуре многолетнемерзлых пород  $-5 - -6^{\circ}\text{C}$  и характерны в рассматриваемом регионе для стадияльных криохронов, в частности, для сартанского стадияльного криохрона, протекавшего в МИС-2, а не для каргинского, МИС-3,

интерстадиального термохрона. Хотя время последнего и было, как свидетельствуют палеоботанические данные и палеоклиматические летописи, довольно прохладным (Шейнкман и др., 2022; Sheinkman et al., 2016; 2022; Sedov et al., 2022), оно, тем не менее, характеризовалось не настолько сильным охлаждением окружающей среды, чтобы могла формироваться низкотемпературная криолитозона, обеспечивающая формирование в песках полигонально-жильного льда. Развитие криолитозоны с подобными показателями не согласуется с фоновыми условиями криолитогеоза каргинского, МИС-3, времени. Кроме того, только косвенных данных, в виде фиксации отдельных деталей клиновидных структур в керне малого диаметра, для реконструкции полигонально-жильных льдов недостаточно. На наш взгляд, для этого нужны репрезентативные, полноценно представленные структуры, отраженные в строении осадков, вскрытых соответствующими разрезами (подобно тем, что описаны ниже).

Что касается реконструкции клиновидных структур, предполагаемых в работе (Слагода и др., 2022) как псевдоморфозы по полигонально-жильному льду, их формирование, на наш взгляд, отражает процесс развития изначально грунтовых жил. Это те же клиновидные структуры, того же генезиса, что и полигонально-жильный лед, поскольку суть и тех, и других – образование ледяных жил по полигонам морозобойных трещин. Только в случае изначально грунтовых жил это (Романовский, 1977) изначально небольшие сезонные, вытаявающие к концу лета ледяные жилы, обычно замещающиеся к концу теплого сезона года грунтовой массой, оседающей вдоль стенок, окаймляющих жилы. Иными словами, развитие изначально-грунтовых жил сопровождается развитием ледяных тел, но имеющих небольшие размеры и являющихся сезонными формами, порой представленных летующими образованиями – перелетками, формирующимися в условиях высокотемпературной криолитозоны. Такие формы в ходе прогрессирующего похолодания климата фактически являются предшественниками полигонально-жильного льда, отражая ситуации с менее холодными условиями. Они, как будет показано ниже, широко представлены на рассматриваемой территории в каргинских, МИС-3, отложениях по всей их толще, располагаясь на разной глубине и нередко образуя в этой толще многоярусные системы. Размеры и положение изначально грунтовых жил, изученных авторами настоящей статьи, вполне соответствуют предполагаемым клиновидным структурам, отображенным (см. рис. 5) в работе (Слагода и др., 2022).

Рассмотрим детали формирования криогидроморфных палеопочв, выявленных в ходе проведенных исследований, как характерных для каргинского, МИС-3, времени педогенных образований. В разрезе Белая гора такая палеопочва залегает, как отмечалось выше, неглубоко от поверхности – в 4,5 м от нее (см. рис. 3-3) и состоит из оглеенного гумусового и сизого глеевого горизонтов. Она маломощная – толщина ее наиболее хорошо выраженного реликта составляет всего несколько сантиметров. Тем не менее, палеопочва хорошо выражена и особенностью вмещающего ее слоя является то, что в нем гумусовый горизонт деформирован и порой разорван, а глеевый горизонт хорошо оструктурен – он характеризуется мелкоореховатой структурой, сформированной по густой сети трещин, и, на наш взгляд, связан с формированием сетчатой криогенной текстуры вмещающих почву отложений.

Каргинский, МИС-3, возраст данной палеопочвы подтверждается результатом  $^{14}\text{C}$ -датирования ее гумусового вещества, калиброванный возраст формирования которого определен в  $35170 \pm 350$  лет (Beta-410187). Это соответствует второй половине каргинского, МИС-3, интерстадиального времени (Sheinkman et al., 2016; 2021) и, в целом, данная почва дает неплохое представление об особенностях педогенеза, хотя ее профиль был неполный. Наиболее репрезентативным представителем каргинского, МИС-3, криохрона оказалась палеопочва, изученная в ходе проведенных исследований в разрезе Зеленый остров – обрыве речной террасы на р. Сабун, правом притоке р. Вах (см. рис. 1, участок 7). Здесь представлен практически полный профиль относящейся к каргинскому, МИС-3, интерстадиальному термохрону погребенной почвы: общая мощность образуемого ею педокомплекса составляет около полуметра, а ее возраст подтвержден результатом  $^{14}\text{C}$ -датирования ее органического вещества – по гумусу верхних почвенных горизонтов, по которому получен калиброванный возраст 25 693 – 27 748 лет назад (SOAN-7550).

Данная палеопочва расположена на небольшой глубине в 3,5 м от поверхности (рис. 6). Ее датирование проведено по верхним почвенным горизонтам, в силу чего результат указывает на возраст, близкий ко времени погребения почвы, и позволяет судить о том, что, как и в разрезе Белая Гора, процесс почвообразования в разрезе Зеленый остров, в основном, протекал во второй



половине МИС-3. В верхней части профиля располагался гумусово-глеевый горизонт серо-бурой окраски, с обильными включениями растительного детрита, а ниже залегал серовато-желтый пятнистый оглеенный горизонт с ржавыми разводами. Проведение микроморфологического анализа выявило для этой палеопочвы ряд педогенетических признаков, специфичных для данного педокомплекса.



*Рисунок 6.* Разрез Зеленый остров. Фото В.С. Шейнкмана.

С одной стороны, в строении педокомплекса обнаружены явные следы криогенных процессов, таких, как сепарация крупных песчаных зёрен, стяжения железа. С другой стороны, к нашему удивлению, были диагностированы и карбонатные новообразования; тем не менее, их присутствие закономерно и ниже будет дано объяснение фиксируемому феномену.

Если по верхнему горизонту палеопочвы микроморфологические исследования в рассматриваемом разрезе показали обилие слабо разложившихся растительных остатков, интегрированных в гумусированную массу и имеющих разнообразное пространственное расположение (рис. 7-1), то в глеевом горизонте этой палеопочвы, как выяснилось, основная минеральная масса имеет компактное сложение; однако распределение частиц разного размера в ней неравномерное: кластеры песчаных зёрен чередуются с участками концентрации тонкодисперсного материала, вероятно, за счёт криогенной сортировки. Обнаружены также многочисленные железистые стяжения округлой и полосчатой конфигурации (рис. 7-2) и неожиданная находка (рис. 7-3) упомянутых карбонатных новообразований в виде небольших спаритовых стяжений. Присутствие новообразованных карбонатов, а также выявленное преобладание в составе гумуса данной почвы фракций гуминовых и фульвокислот, связанных с кальцием и слабым выщелачиванием, указывает на фоновые условия формирования подобных

почв в обстановке достаточно холодного континентального климата с ограниченным увлажнением.

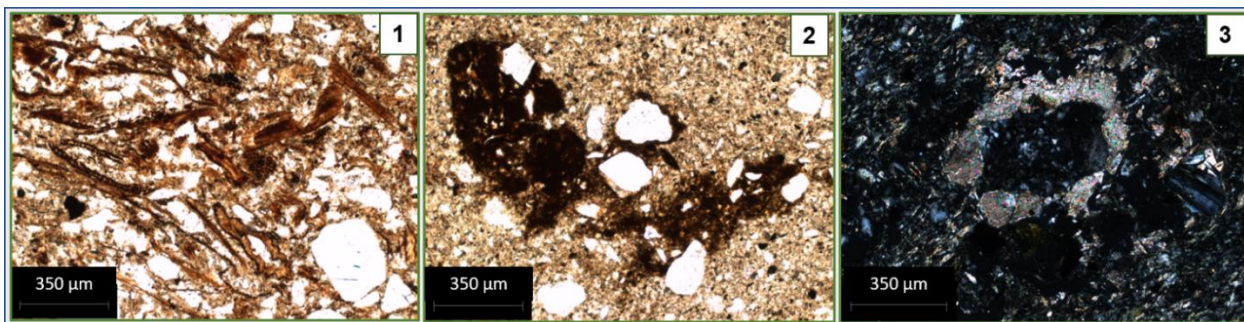


Рисунок 7. Микроморфоскопия палеопочвы МИС-3. Фото С.Н. Седова. Пояснения в тексте.

Выполненные Л. Шумиловских в ходе проведённых работ палинологические исследования (Sheinkman et al., 2016) подтверждают эту версию (рис. 8). Они демонстрируют состав спорово-пыльцевых спектров тундрово-степной тип древнего растительного покрова во время накопления осадков рассматриваемой толщи, которое можно ассоциировать со второй половиной каргинского, МИС-3, термохрона. В образцах, отобранных из данной палеопочвы, прослеживается однообразие спорово-пыльцевых спектров и доминирование видов *Artemisia* и *Poaceae*, вместе с видами *Betula sect. Nanae/Fruticosae* отражает развитие открытой тундро-степи с березой в сухой, хорошо дренированной местности вблизи лиственничного леса. При этом анализ таких растительных остатков, как *Eriophorum*, *Carex*, *Potentilla* и *Luzula* с берёзой и ивой, в верхних горизонтах палеопочвы показал, что во время их формирования стало проявляться развитие заболоченной местности. Тогда как в перекрывающих палеопочву слоях суглинка выявлено резкое сокращение отмеченных видов и доминирование представителей кустарниковой тундры, характеризующей местность уже с усилением регионально обусловленного увлажнения, что хорошо объясняется меньшим испарением и ухудшением дренажа, связанным с появлением мерзлотного водоупора.

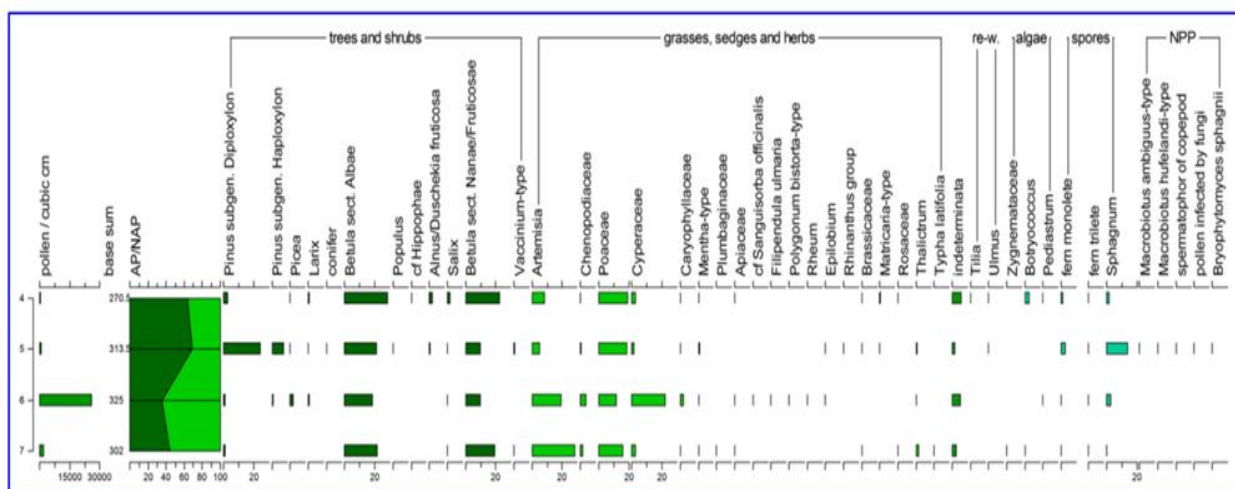


Рисунок 8. Палинологическая диаграмма по разрезу Зеленый остров (по: Sheinkman et al., 2016).

Подчеркнем: в обоих, из упомянутых, разрезах каргинских отложений уровни описанной палеопочвы были прослежены по простираению на значительных пространствах и нигде не было обнаружено связанных с ними псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. В отложениях этой генерации осадков прослеживались клиновидные структуры, но только иного типа – изначально грунтовые жилы, требующие для своего возникновения промерзания горных пород намного меньшей силы, чем необходимо для формирования полигонально-жильных льдов.

Таким образом, все полученные материалы говорят о том, что, с одной стороны, потепление климата в интерстадиальный термохрон МИС-3 не достигало уровня главного термохрона

позднего плейстоцена – МИС-5е, казанцевского, и МИС-1 – голоцена, когда многолетняя мерзлота исчезала в дренированных позициях песчаных отложений. С другой стороны, это потепление было достаточным, чтобы не допустить развитие полигонально-жильных льдов в песчаных толщах, но, в то же время, не настолько глубоким, чтобы в этих толщах не могли образовываться многолетнемерзлые породы, обеспечиваемые промерзанием меньшей силы, чем то, что необходимо для формирования полигонально-жильных льдов.

**Педогенез и особенности его проявления при переходе от МИС-2 к МИС-1.** Интересны и специфичны палеопочвы, соответствующие потеплению климата в конце сартанского, МИС-2, стадийного криохрона – в его терминальную фазу. Они выявлены как криогидроморфные палеопочвы в разрезах, отражающих трансформацию, в ходе криохрона МИС-2, приповерхностных частей каргинской, МИС-3, толщи аллювиальных отложений, причем на всем протяжении рассматриваемого региона к северу от Сибирских Увалов (см. рис. 1, участки 1–6). Реликты криогидроморфной палеопочвы, формировавшейся в терминальную фазу сартанского, МИС-2, стадийного криохрона, были обнаружены, прежде всего, на былом основании сезонно-талого слоя; как заполняющие псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам глеевые педоседименты они были вскрыты в виде переотложенного материала сильно оглеенных горизонтов криогидроморфных палеопочв с включениями гумусированных и оторфованных фрагментов.

Напомним, что ранее в регионе на такие почвы или не обращали должного внимания, или, если в основу развития природы в прошлом брали формирование ледниковых щитов, сохранение палеопочв под которыми отрицалось, или холодных пустынь, в пределах которых развитие почвообразование должно было отсутствовать, поиск реликтов палеопочв просто не проводился. Нужно также учесть, что криогидроморфные палеопочвы, которые должны закономерно образовываться (Горячкин и др., 2019) в выявленных в регионе условиях криохронов (Sheinkman et al., 2016; 2021), в первозданном виде обнаружить непросто. Залегая неглубоко от поверхности, чаще они проявляют себя в виде реликтов, редуцированных иллювиальным горизонтом вышележащих подзолов, и в представительной форме сохраняются именно как переотложенные педоседименты в заполнении псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Главное состоит в том, что такой переотложенный материал весьма информативен, он содержит фрагменты гумусовых горизонтов с содержанием органического вещества, характеризующих палеопочвы, и позволяет проводить по нему  $^{14}\text{C}$ -датирование. Кроме того, как было отмечено выше, из образцов заполнений псевдоморфоз удавалось получать репрезентативные спорово-пыльцевые спектры.

С другой стороны, коллизия заключается в том, что различные авторы интерпретировали строение осадков на рассматриваемой территории по-разному. Появилось мнение (Зыкина и др., 2017), что на ее пространстве в позднем плейстоцене могли существовать ландшафты, подобные тем, что формируются в крайне сухих и холодных условиях Сухих долин Мак-Мёрдо в Антарктиде, где возможно развитие только климаэкстремальных, по (Горячкин и др., 2019), почв.

Суть таких предположений отражает факт того, что на входе строящихся моделей в качестве доминант могли ставиться те их элементы, которые доминантами не являются (Шейнкман, Мельников, 2019). Ранее в работе А.А. Величко с соавторами (Velichko et al., 2011) было выдвинуто предположение, что в сартанский, МИС-2, криохрон на севере Западной Сибири формировалась холодная пустыня с активным протеканием эоловых процессов; обосновано это было тем, что в песках под голоценовыми торфяниками авторами работы (Velichko et al., 2011) отмечены следы эоловой обработки. Однако во многих районах с низкотемпературной криолитозоной это характерно для аллювия в качестве локального явления и без доминирования пустынных экосистем (Галанин, 2021).

После выполнения в ходе проведённых исследований микроморфоскопического анализа кварцевых зёрен в изученных осадках МИС-2 (Sheinkman et al., 2022), было отмечено эоловое участие в обработке исходных отложений, но при этом выявлено: оно не превалирует. В осадках сочеталось криогенное, ветровое и флювиальное воздействие, фиксируя, что и в условиях МИС-2, как холодного и сухого криохрона, летом водотоки в регионе были свободны ото льда, питаются талыми снеговыми и дождевыми водами, а вверху мерзлой толщ был развит сезонно-талый слой. Однако в работе В.С. Зыкиной с соавторами (2017) акцент на развитии здесь во время МИС-2, в сартанском стадийном криохроне, холодной пустыни был усилен, и сделано это за счёт неправомерного, с позиций палеокриологического развития региона, наделения доминантными свойствами элементов криогенных геосистем подчинённого значения.



Рассмотрим отмеченные явления на репрезентативных примерах. Один из них – это разрезы аллювиальных отложений на левобережье р. Надым у впадения в нее р. Хейгияха, где расположен карьер (см. рис. 1, участок 1), вскрывающий широкий набор палеокриогенных, педогенных и посткриогенных образований (рис. 9). Река врезается здесь в прилегающую к Обской губе равнину и, при уровне воды на отметках около 10 м, образует 15–20-м террасы, относящиеся к категории второй надпойменной террасы. Карьер вскрыл песчаное тело одной из них, сформированное, как показало проведенное  $^{14}\text{C}$ -датирование слагающих его осадков по остаткам захороненного в нем органического вещества (Sheinkman et al., 2022; Sedov et al., 2022), во второй половине каргинского, МИС-3, интерстадиального термохрона. Впоследствии эти осадки во время сартанского, МИС-2, стадиального криохрона были рассечены полигонально-жильными льдами, по которым, со временем, сформировались псевдоморфозы.



**Рисунок 9.** Расчистка стенки карьера на левом берегу р. Надым вблизи устья р. Хейгияха. Фото из архива В.С. Шейнкмана.

На террасу здесь налегает активная дюна (см. рис. 9), которая признана фактором динамичного перемещения материала в условиях холодной пустыни (Зыкина и др., 2017); хотя это, как показали исследования (Шейнкман, Мельников, 2019), молодая форма, возникшая на месте сгоревшего леса и налегающая на хорошо развитый, датированный как образованный в середине голоцена (Шейнкман и др., 2022), подзол – индикатор таёжных экосистем. Добавим, что полигонально-жильные структуры данного разреза В.С. Зыкиной с соавторами (2017) отнесены к первично песчаным жилам – индикатору крайне холодных и сухих условий, встречаемых только в Сухих Долинах Мак-Мёрдо в Антарктиде. Причем такое отнесение было сделано лишь на основе отдельных внешних черт полигонально-жильных структур: того, что они небольшой высоты, узкие, с песчаным, порой, полосчатым заполнением. Тогда как главным их признаком, говорящим о развитии в условиях низкотемпературной криолитозоны, но в обстановке с активной деятельностью талых вод, не уделялось внимание.

Прежде всего, к таким признакам относится формирование на основании бывшего сезонно-талого слоя на пространстве между полигонально-жильными структурами, криогидроморфных, с характерной каймой оглеения, палеопочв, сопряжённых с обрамлением крупных клиновидных образований, определенных (Sheinkman et al., 2022; Sedov et al., 2022) как псевдоморфозы по эпигенетическим полигонально-жильным льдам. Вместе с тем, аналогом модели развития региона предлагалась именно гипераридная и суперхолодная область Сухих Долин Мак-Мёрдо в Антарктиде (Зыкина и др., 2017).

Эта область – уникальное место: оно находится на юге антарктического материка и характеризуется весьма низкой температурой воздуха в течение всего года и многолетним отсутствием атмосферных осадков. В таких условиях оттаивание многолетнемерзлых пород не происходит, и их кровля совпадает с дневной поверхностью (Абрамов и др., 2011); но подобные обстановки в прошлом на севере Западной Сибири были нереальны – поясним это. Действительно, выявленные расчисткой карьера полигонально-жильные структуры (см. рис. 9) были порой узкими, но всегда кардинально отличными от первично песчаных жил; Трой Певе (Réwé, 1959) их впервые описал в Сухих Долинах Мак-Мёрдо в Антарктиде как песчаные жилы, вложенные в грубозернистые отложения.

Высота крупных полигонально-жильных структур в описанном карьере составляла 2–2,5 м, ширина по верху – до 1,5 м, а их контуры были сопряжены с основанием криогидроморфной палеопочвы, которое фиксировало былое положение сезонно-талого слоя. Реликты этой палеопочвы ясно отслеживались на глубине около 1 м от поверхности в виде сизого, мощностью в несколько сантиметров глеевого горизонта. Почвы такого типа отражают именно ход своего развития на матрице многолетнемерзлых пород, когда промерзавшие осадки, стабилизируясь, переходили из режима пойменного накопления в режим устойчивой террасы (Шейнкман и др., 2022; Sedov et al., 2022). Тогда как подчёркиваемые криогидроморфной почвой признаки ясно выраженного былого сезонно-талого слоя говорят о воздействии талых вод, способных пропитывать верхние слои аллювия и затекать в морозобойные трещины, подтверждая тем самым, что здесь формировались полигонально-жильные льды, и отмеченные крупные полигонально-жильные структуры – это псевдоморфозы по ним, которые, согласно (Романовский, 1977), в малольдистых отложениях сохраняют очертания былых ледяных тел, что наблюдается и в нашем случае. Формирование таких образований в условиях холодной пустыни нереально.

На рисунке 9 видно, что у отмеченных псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам просматривается ясно выраженная форма треугольника, они узкие в средней и нижней части, вверху расширяются; здесь вдоль контакта с вмещающей породой слои последней отжаты вверх и в стороны, а над головками жил фиксируются (уже несколько сглаженные) валики выжимания вмещавшей полигонально-жильные льды породы. Это типично при развитии полигонально-жильных льдов в условиях стабилизации поверхности, которую они пересекают (Попов и др., 1985), и говорит об их эпигенетическом характере, тогда как полосчатое строение псевдоморфоз объяснимо их специфическим развитием в малольдистых песках.

Криогидроморфные почвы, частично редуцированные под воздействием иллювиального горизонта, лежащего выше поверхностного подзола, изначально формировались во время потепления в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона, когда поступление гумуса в почву стало больше, чем в условиях собственно криохрона, но основание сезонно-талого слоя, которое в отмеченную фазу все еще было хорошо выражено на небольшой глубине от поверхности. Они в настоящее время лучше всего представлены (см. рис. 9) в заполнении псевдоморфоз по бывшим полигонально-жильным льдам в виде педоседиментов, оползавших, вместе с породами с междужильного пространства, по стенкам все еще достаточно охлажденных тающих полигонально-жильных льдов: педоседименты примерзали к этим стенкам и затем захоранивались. Этим объясняется субвертикальная полосчатость в строении псевдоморфоз, хорошей выраженности которой способствовало, на наш взгляд, развитие в данном регионе в прошлом не просто полигонально-жильных льдов, а подобных им структур, близких к песчано-ледяным жилам, распространенным сегодня на севере Якутии и описанным в работе (Деревягин и др., 2007). Псевдоморфозы по ним еще лучше сохраняют очертания своих предшественников и имеют более выраженное полосчатое строение.

Иными словами, заполнение педоседиментами криогидроморфных палеопочв псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам, а также породами с междужильного пространства, оползающими в освобождаемое этими льдами пространство, в плане общего формирования полигонально-жильных структур относительно полигонально-жильного льдообразования является процессом вторичным, но не посткриогенным. По сути, он является процессом синкриогенным, так как развивается в условиях существующей криолитозоны и сопровождается промерзанием горных пород, имеющих отрицательную температуру, хотя и выше значений, благоприятных для развития полигонально-жильных льдов.

По гумусовому веществу псевдоморфоз и содержащихся в их заполнении органических остатков выполнено <sup>14</sup>C-датирование. Полученные таким образом результаты показали, что заполнение псевдоморфоз началось как раз в терминальную фазу сартанского, МИС-2, стадийного криохрона – 15–16 тыс. лет назад, при раннем проявлении в регионе потепления климата в конце криохрона МИС-2, но при сохранении мерзлоты (Sedov et al., 2022). Как уже отмечалось выше, для развития полигонально-жильных льдов в песках нужны температуры многолетнемерзлых пород –5 – –6°C (Романовский, 1977); при их повышении, но при сохранении у горных пород отрицательной температуры, ледовое вещество полигонально-жильных льдов и песчано-ледяных жил будет вытаивать, а фрагменты криогидроморфной почвы и породы с междужильного пространства оползать по стенкам жил и послойно примерзать к ним и друг к

другу. Так будет продолжаться до тех пор, пока породы не приобретут положительную температуру.

Ко времени начала образования позднесартанской криогидроморфной почвы, которая формировалась в течение всего стадийного криохрона МИС-2, но проявление ее значительно усилилось в терминальную фазу криохрона, поверхность каргинской толщи стабилизировалась (иначе почва не образовалась бы). Будучи в МИС-2 освоена рассекающими ее эпигенетическими полигонально-жильными льдами, которые в конце МИС-2 стали вытаивать, замещаясь педоседиментами – дериватами криогидроморфной почвы, эта толща приобрела своеобразное строение, которое фиксирует рис. 9. Тем более, что к середине голоцена значительная часть данной толщи оттаяла, о чем говорит наличие ясно выраженных подзолов вверху разреза – это уже посткриогенное явление, поскольку его специфика (Таргульян, 1971) отражает развитие альфегумусовой миграции и связанной с ней элювиально-иллювиальной дифференциации профиля в среде развитой аэрации и свободного дренажа. В нашем случае сформированы подзолы, если и после неполного, то значительного оттаивания горных пород и исчезновения мерзлотного водоупора, положение которого фиксировалось ранее основанием криогидроморфных палеопочв.

Характерно, что на рисунке 9 на разной глубине просматриваются хорошо выраженные здесь и иные жильные структуры – меньшего размера, расположенные ближе друг к другу и имеющие высоту до 1 м. Слои вмещающей породы на контакте с ними в нижней их части загнуты вниз, но вверху становятся пологими и затем плавно смыкаются с лежащими выше горизонтально осадками. Это признаки изначально грунтовых жил, формируемых в деятельном слое (Романовский, 1977) в условиях, когда промерзание горных пород еще не достигало параметров, обеспечивающих развитие полигонально-жильных льдов. Их наличие, как отмечалось выше, свидетельствует о том, что вмещавшие жилы осадки, которые в сартанский, МИС-2, стадийный криохрон рассекались полигонально-жильными льдами, ранее на протяжении каргинского, МИС-3, интерстадийного термохрона были мёрзлыми, но с температурой выше значений, необходимых для развития полигонально-жильных льдов, и накапливались как синкриогенные образования в условиях нестабилизированной поверхности поймы, а не стабилизированной террасы.

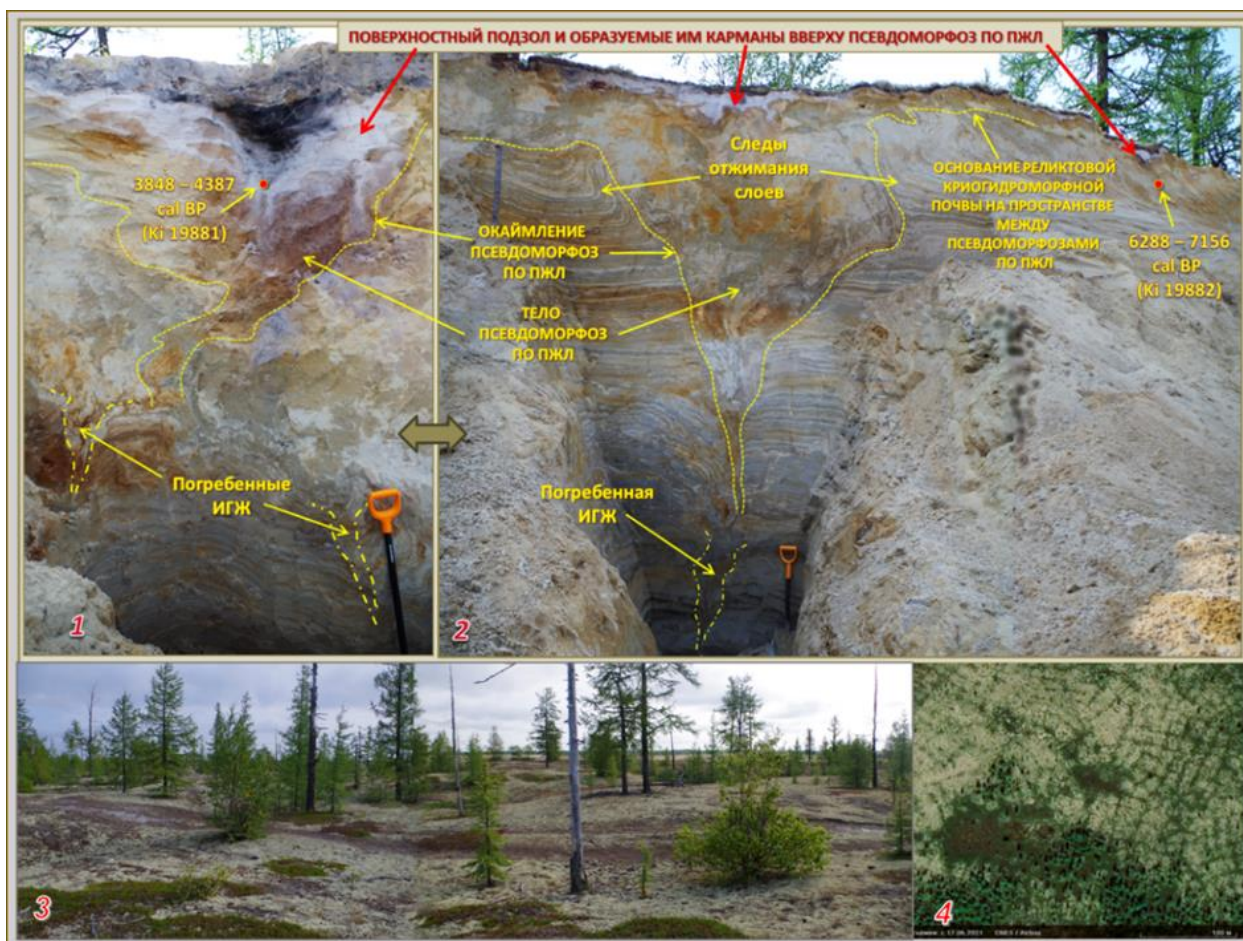
Благодаря тому, что на дневной поверхности при формировании полигонально-жильных льдов формировались валики из отжимаемых льдом пород, по оси псевдоморфоз образовывались небольшие межваликовые понижения, создавая специфический микрорельеф. Такие понижения лучше осваиваются тальными водами, усиливая дренаж осадочных пород, представленных песчаной толщей, и увеличивая область их аэрации. Это способствует тому, что иллювиальный горизонт подзолов увеличивает в таких местах свою мощность, несколько вклиниваясь в тело псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам. Серией  $^{14}\text{C}$ -датировок по гумусовому веществу подзолов и содержащихся в них остатков органики, начало их формирования как раз фиксируется (Sedov et al., 2022; Sheinkman et al., 2022) серединой голоцена. Некоторые из этих возрастных определений показаны на нижерасположенных рисунках.

Соотношение поверхностных подзолов, псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам и криогидроморфных палеопочв на основании бывшего сезонно-талого слоя в датированной каргинской толще лучше всего просматривалось в бассейне низовой р. Надым в 5 км к северу от пос. Пангоды (см. рис. 1, участок 4). Здесь в верховьях правого притока р. Надым – р. Правая Хетта в нее впадает р. Тыха, прорезая равнину, сложенную песчаным аллювием, сформированным в каргинское МИС-3 время. В расчистке стенки одного из карьеров, заложенном на данном участке, были вскрыты образования, аналогичные тем, что показана на рис. 9, но более представительные.

Псевдоморфозы по полигонально-жильным льдам, вскрытые в стенках этого карьера (рис. 10), были заполнены сползавшими при таянии льда в освобождаемое им пространство педоседиментами криогидроморфной почвы и минеральным субстратом с междужильного пространства, представленными довольно крупными формами. Они достигали 4 м в высоту и 3 м в ширину; для них был характерен сизый цвет заполнения с ржавыми фрагментами – результат процессов оглеения (см. рис. 10). Характерно, что и здесь псевдоморфозам было присуще бурое окаймление, сопряженное с лежащей вверху разреза криогидроморфной почвой – результат мобилизации железа в восстановительной среде в теле псевдоморфоз, его последующей миграции



и итогового осаждения гидроокислов железа на мерзлых стенках былых полигонально-жильных льдов.



**Рисунок 10.** Расчистка стенки карьера на участке 4 (см. рис. 1). Фото В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Кроме того, и в данном случае у отмеченных псевдоморфоз просматривается ясно выраженная форма треугольника: они узкие в своей нижней части, вверху расширяются, и здесь вдоль контакта с вмещающей породой слои последней отжаты вверх и в стороны (рис. 10-2). Как отмечалось выше, эти черты типичны при развитии полигонально-жильных льдов в условиях стабилизации поверхности, которую они пересекают (Попов и др., 1985), и свидетельствуют о первично эпигенетическом характере полигонально-жильных льдов. Сохранению этих черт, как было отмечено выше, способствует, согласно (Романовский, 1977), развитие псевдоморфоз в малольдистой песчаной среде. Над головками жил здесь также фиксируются уже несколько сглаженные валики выжимания породы, вмещавшей полигонально-жильные льды – они формируют на дневной поверхности, хорошо выраженный полигональный микрорельеф (рис. 10-3); его черты ясно просматриваются на космических снимках (рис. 10-4) и пока еще хорошо сохраняются как своеобразный элемент ландшафта. Как и в ситуации, отображенной на рис. 9, межваликовые понижения и в данном случае способствовали лучшему освоению их тальми водами, усиливая по оси псевдоморфоз дренаж пород и увеличивая область их аэрации, что благоприятствует тому, что как элювиальный, так и иллювиальный горизонт подзолов заметно увеличивают в таких местах свою мощность – на рис. 10-1 видно, насколько значительно он может вклиниваться в тело псевдоморфоз.

Серией  $^{14}\text{C}$ -датировок по гумусовому веществу подзолов и содержащихся в них остатков органики, начало их формирования и в ситуации, отображенной на рис. 10, также определено как середина голоцена. Соответствующие возрастны  $^{14}\text{C}$ -определения показаны на рис. 10-1 и 10-2.

Наряду с псевдоморфозами по полигонально-жильным льдам расчистка и данного разреза зафиксировала первично сингенетические, но затем погребенные изначально грунтовые жилы на



разных геоморфологических уровнях (см. рис. 10-1, 10-2). Тем самым присутствие таких образований подтверждало еще раз, что в течение каргинского, МИС-3, времени отложения, вмещающие изначально грунтовые жилы, промерзали, но в условиях криолитозоны с температурой, по крайней мере, выше значений, необходимых для начала формирования полигонально-жильных льдов, и, в целом, в синкриогенной среде.

Интересные явления в отношении палеопедогенеза и связанного с ним палеокриогенеза во время сартанского, МИС-2, криохрона были обнаружены и на восточном фланге Сибирских Увалов, но не на южном их склоне, а на северном – на участке 6 на рис.1, в бассейне верхнего течения р. Таз. Здесь отмеченные образования были вскрыты расчисткой в 10-м береговом обрыве р. Пюлькы (рис. 11) – одного из истоков р. Таз. Современная почва была представлена в данном случае не подзолом, а подбуром, также относящимся к типу альфегумусовых почв, тогда как палеопочва, сформированная в конце сартанского, МИС-2, времени, проявлялась в виде реликтов криогидроморфной почвы, лежащей на основании бывшего сезонно-талого слоя, на котором она формировалась как на мерзлом водоупоре. Криогидроморфная палеопочва ясно отслеживалась на глубине около 1 м от поверхности в виде сизого, мощностью в несколько сантиметров горизонта, обогащённого гумусом. Преобладание сизых тонов в окраске основного тела палеопочвы связано, как и в отмеченных выше случаях, с былым оглеением в условиях избыточного увлажнения на основании прежнего сезонно-талого слоя. Преобладание сизых тонов и в окраске основного тела псевдоморфоз аналогично связано с былым оглеением в условиях избыточного увлажнения, но не на основании сформировавшегося сезонно-талого слоя, а у обрамления полигонально-жильных льдов при их таянии, где на мёрзлом контакте осаждались дающие бурую пигментацию соединения гидроксидов железа, мобилизованного в восстановительной среде тела псевдоморфоз.

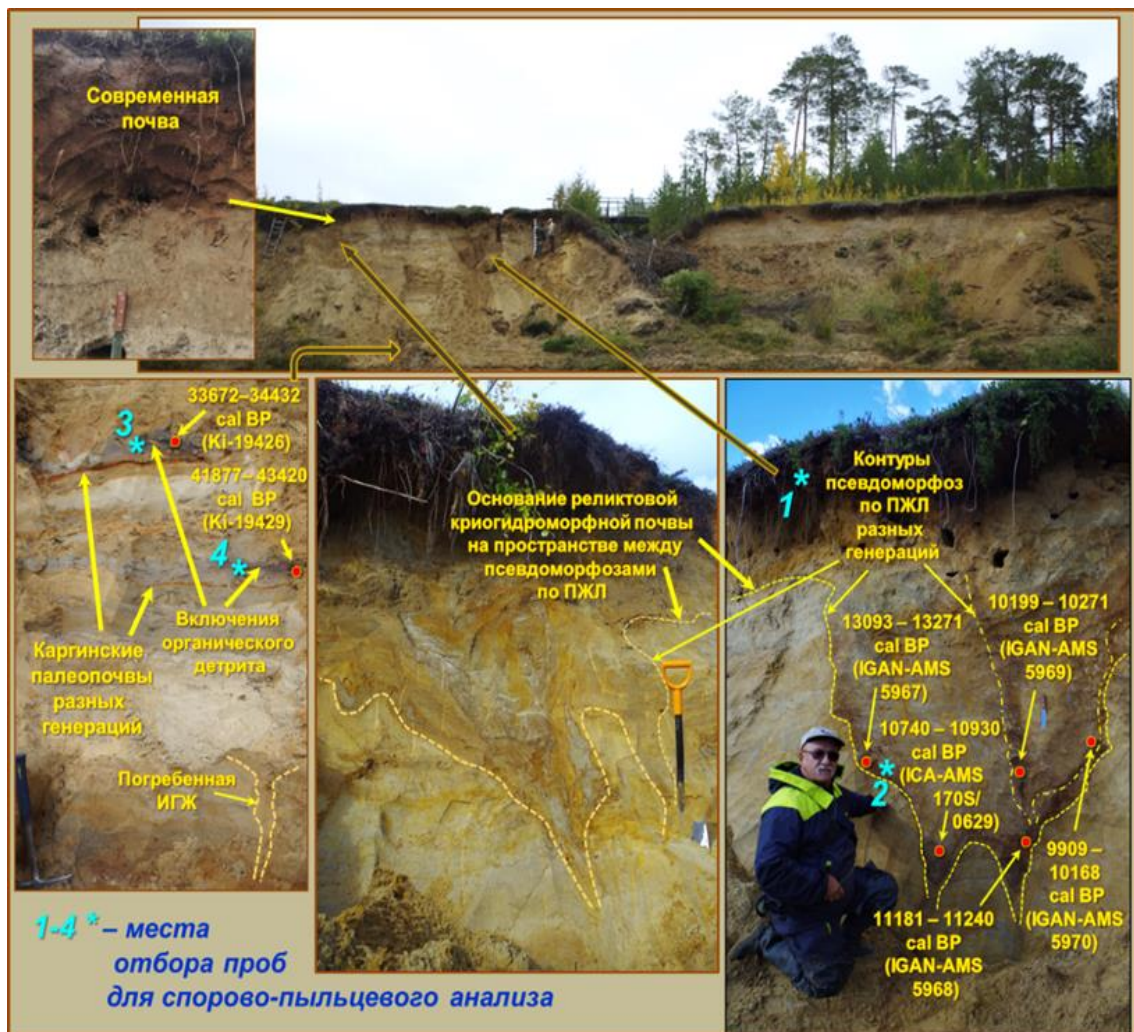


Рисунок 11. Объект Пюлькы. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

В целом, обнаруженные на данном участке псевдоморфозы по сартанским, МИС-2, эпигенетическим полигонально-жильным льдам были сформированы в верхней части толщи аллювиальных осадков, по которым, подтверждая их каргинский, МИС-3, возраст, были получены  $^{14}\text{C}$ -датировки в интервале 30–45 тыс. лет назад (см. рис. 11, врезка в левом нижнем углу). Эти датировки выполнены по материалу намывного детрита аллювиальных, очень слабо развитых синседиментационных палеопочв (см. рис. 11, врезка в левом нижнем углу), в то время как датировки, позволяющие судить о сартанском, МИС-2, возрасте полигонально-жильных льдов, рассекавших каргинскую, МИС-3, толщу аллювия, выполнены по органическому веществу из темных гумусированных морфонов, обнаруженных в глеевых педоседиментах в заполнении наследующих эти льды псевдоморфоз (см. рис. 11, врезка в правом нижнем углу).

Поскольку гумусированные морфоны относятся к органоминеральным горизонтам почв, существовавших рядом с полигонально-жильными льдами на момент их оттаивания, получаемые по ним  $^{14}\text{C}$ -датировки, согласно О.А. Чичаговой (2005), могут считаться минимальными по величине, поскольку фактически дают возраст, близкий к началу формирования палеопочв, и, в то же время, максимальный возраст заполнения псевдоморфозы. По морфонам вложенного клина и по хвостовым частям главной жилы (см. рис. 11, врезка в правом нижнем углу) получены  $^{14}\text{C}$ -AMS даты 10–11 тыс. л. н., и несколько больше 13 тыс. л. н. – по морфону в западине у самого края (слева) главной жилы. Они показывают приуроченность дат к границе плейстоцен–голоцен, хотя и фиксируют некоторые перерывы в накоплении промерзавших осадков. При этом характерно, что и криогидроморфные палеопочвы, и полигонально-жильные льды – это фактор преобразования вмещающей их, сформированной ранее аллювиальной толщи, которая накапливалась, судя по полученным  $^{14}\text{C}$ -датировкам детрита (см. рис. 10, врезка в левом нижнем углу), в каргинское, МИС-3, интерстадиальное время.

Как и в предыдущих разрезах, по всей видимой толще аллювия в террасе р. Пюлькы на разных уровнях встречались синкриогенные изначально грунтовые жилы, сгруппированные в верхней и нижней части разреза. Отдельно отметим, что по разрезу Пюлькы удалось получить уникальные палеоботанические материалы. Хотя не все отобранные образцы содержали спорово-пыльцевые спектры в достаточном количестве, необходимые для представительной статистической обработки данные, тем не менее, были собраны и позволили провести их обоснованную интерпретацию. Согласно результатам, полученным в ходе проведенных Е.В. Безруковой исследований (Шейнкман и др., 2022; Sedov et al., 2022), картина представляется следующей.

Образец из поверхностных, недавно сформированных отложений позднего голоцена (№ 1, рис. 11) показал (Шейнкман и др., 2022) состав спорово-пыльцевого спектра, отражающий преобладание лесной растительности. Это елово-кедровые леса с преобладанием ели сибирской (*Picea obovata*), кедра сибирского (*Pinus sibirica*) и с участием сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), берёзы пушистой (*Betula alba*), изредка пихты (*Abies sibirica*). Кустарниковые представляли ерники (*Betula nana*) и душекия (*Alnus alnobetula*); травяно-кустарничковые – лишь редкой пылью вересковых (*Ericaceae*), полыней (*Artemisia* spp.), а также маревых (*Chenopodiaceae*). Такой набор соответствует структуре растительности современных среднетаёжных ландшафтов региона.

Образец из заполнения наиболее крупной псевдоморфозы по полигонально-жильному льду (№ 2, рис. 11) характеризовал редколесный, вероятно, лесотундровый ландшафт с участками ели и березы, ольховника и ивы (Шейнкман и др., 2022). Доминировали в этом случае представители переувлажненных заболоченных ландшафтов – хвощево-сфагново-осоковые травяно-кустарниковые тундровые (*Alnus alnobetula*, *Salix* spp., *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Polemonium* sp., *Polygonaceae* ind., *Polygonum bistorta*). Кроме того, фиксировалось обилие спор плауна арктического (*Huperzia arctica* (Tolm.) Sipl., *H. petrovii* Sipl.) и мхов рода *Meesia*, характеризующие развитие тундровой растительности и низинных осоковых болот.

Вероятно, могли входить в состав растительности травянистых тундр и остепненных участков также и злаковые (*Poaceae*). О значительном развитии степных ассоциаций свидетельствует разнообразие пыльцы трав, формирующих в настоящее время степную растительность (*Artemisia* spp., *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*, *Fabaceae*, *Polygonum bistorta*). Таким образом, растительность во время формирования материала данного образца имела мозаичный облик, характеризующийся сочетанием лесотундрового, тундрового и степного типов растительности.



В нижней части разреза р. Пюлькы прослой, обогащенные органическим детритом, идентифицированные как слаборазвитые синседиментационные аллювиальные палеопочвы, по гумусовому веществу которых  $^{14}\text{C}$ -датировки дали каргинский, МИС-3, возраст, фиксировали, на фоне синкриогенного накопления аллювия, задержки этого процесса со стабилизацией, на некоторое время, поверхности поймы и постепенного накопления аллювия от одного паводка-половодья к другому. Это обеспечило накопление в составе палеопочв спор и пыльцы, отражающих характер формирующихся в данной обстановке ландшафтов.

Снизу вверх по разрезу в этих аллювиальных намывных почвах, образовавшихся в каргинское, МИС-3, время, проанализированные Е.В. Безруковой в ходе проведенных исследований (Шейнкман и др., 2022) спорово-пыльцевые спектры демонстрировали усиление криогенных элементов ландшафтов. В образце № 4 (см. рис. 11) пыльца наземных трав немного преобладала над пыльцой древесных видов, состав которых подразумевает, что участки с локальной лесной растительностью в основном формировали ель и береза. Заметное содержание пыльцы *Pinus sylvestris* указывает на ее участие в региональной растительности на прогреваемых, относительно сухих участках, в травяном покрове которых существовали растения современных степей – *Artemisia* spp., *Poacea*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, тогда как влажные сфагново-осоковые группировки имели очень ограниченное развитие.

В образце № 3 (см. рис. 10), выше по разрезу, преобладала пыльца наземных трав, менее значимо было участие пыльцы древесных растений. Как и в образце № 4, ниже по разрезу, состав пыльцы древесных показал, что участки локальной лесной растительности формировали ель (*Picea obovata*) и берёза (*Betula alba*). В два раза снизившееся в данном случае обилие пыльцы *Pinus sylvestris* указывало на сокращение ее участия в региональной растительности или отступление ее границы к югу, индицируя активизацию многолетней мерзлоты. Увеличение количества пыльцы кустарников современных тундр (*Betula nana*, *Alnus alnobetula*, *Salix* spp.) фиксировало расширение их ареала вблизи данного участка, возросла вокруг него роль представителей влажных, заболоченных сфагново-осоковых мест. Обилие пыльцы степных растений предполагало наличие прогреваемых летом, относительно сухих участков, в травяном покрове которых существовали растения современных степей – *Artemisia* spp., *Asteraceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*.

В целом, информация по палеопочвам МИС-3 и конца МИС-2 по разрезу Пюлькы высветила ряд интересных явлений. Во-первых, очевидна определенная близость ландшафтов с наличием многолетнемерзлых пород, существовавших при температуре выше благоприятных для полигонально-жильного льдообразования значений. В одном случае это фиксировали синседиментационные аллювиальные палеопочвы, сформированные в относительно слабо промерзавших отложениях до наступления сартанского, МИС-2, стадийного криохрона, а в другом – криогидроморфные палеопочвы, образовавшиеся во время угасания этого криохрона, в его терминальную фазу. Во-вторых, фиксируемое полученными данными заметное охлаждение территории в первой половине МИС-3 и в конце ее свидетельствует, с одной стороны, о постепенном переходе к этому интерстадиальному термохрону от предшествующей холодной стадии криохрона МИС-4, тогда как в конце МИС-3 отслеживается переход к стадийному криохрону МИС-2.

Подчеркнем, что во всех случаях погребенные плейстоценовые палеопочвы контрастно отличались от современных поверхностных почв, которые представлены альфегумусовыми почвами – подзолами и подбурами, с яркими иллювиально-железистыми горизонтами и без признаков оглеения. Эти почвы начали формироваться, как показало их датирование, в середине голоцена в условиях свободного внутрипочвенного дренажа после оттаивания многолетней мерзлоты, причем они внедряются довольно глубокими клиньями в тело псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам по их оси.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Находки позднеплейстоценовых палеопочв, обнаруженные в ходе проведенных исследований на севере Западной Сибири, свидетельствуют, что на данной территории педогенез в плейстоцене был закономерен и имел специфические особенности протекания. Он формировался, развиваясь в течение основных периодов потепления климата. При этом, помимо одного из главных термохронных плейстоцена – казанцевского, МИС-5, палеопочвы формировались и во время относительно прохладных интерстадиальных термохронных, подобных каргинскому, МИС-3,

времени, и в потепления, имевшие место в терминальные фазы криохронов, что лучше всего проявилось в терминальную фазу сартанского, МИС-2, стадийного криохрона.

Палеопочвы конца МИС-2, будучи расположены близко к поверхности, оказались интегрированы с современными альфегумусовыми почвами, что создаёт парадоксальные наборы диагностических горизонтов и признаков. Например, элювиально-иллювиальные профили подзолов могут быть непосредственно подстилаемы сильно оглеенным горизонтом былых криогидроморфных почв. Поэтому требуется отдельная диагностика современных и реликтовых признаков почв – чтобы избежать ошибок в их генетической интерпретации и, соответственно, в рекомендациях по использованию почв региона.

Важно отметить, что в плане исследований палеопедогенного характера всех изученных палеопочв выявлено преобладание в них признаков криогидроморфного педогенеза; только в казанцевской палеопочве диагностирована ранняя стадия иллювиования глины, протекавшего вне криолитозоны. Это говорит о том, что за исключением тех почв, что образовались в голоцене и в термохрон МИС-5е, остальные изученные почвы формировались на многолетнемерзлом основании и, будучи криогидроморфными, представляют собой хорошо выраженные индикаторы былой мерзлоты.

Характерно, что криогидроморфные палеопочвы, образовавшиеся в МИС-3 и в конце МИС-2, были сформированы в близких ландшафтных условиях. Первые – в обстановке до наступления сартанского, МИС-2, криохрона, а вторые – во время его угасания. Тем не менее, каргинский, МИС-3, интерстадийный термохрон был в климатическом отношении несколько более тёплый и более сухой. Как результат – некоторый дефицит влаги в интерстадийный термохрон МИС-3 – позволил формирование карбонатов в процессе почвообразования. Тогда как палеопочвы терминальной фазы сартанского, МИС-2, криохрона характеризовались развитием в достаточно влажных условиях тундрово-болотных ландшафтов, когда дополнительное заболачивание обуславливалось оттаиванием подземных льдов при существовании определенное время мерзлого основания сезонно-талого слоя. Поэтому возникновение карбонатов в таких почвах не фиксируется.

Прекратилось развитие криогидроморфных почв к середине голоцена. Это фиксирует появление в то время, подтверждённое серией <sup>14</sup>C-датировок, альфегумусовых почв – подзолов и подбуров, формировавшихся на матрице горных пород, оттаявших уже на большую глубину – в среде активной аэрации и свободного дренажа.

Таким образом, можно констатировать, что плейстоценовые криогидроморфные палеопочвы формировались как синкриогенные образования, тесно связанные с протеканием в синкриогенном режиме развития псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам, и могут служить индикатором соответствующих условий. Тогда как альфегумусовые голоценовые почвы, требуя для своего развития среды со свободным дренажом и активной аэрацией вмещающих пород, образовывались как посткриогенные образования и также могут служить индикатором подобных условий.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою искреннюю признательность профессору Е.В. Безруковой за консультации и помощь при организации и проведении аналитических исследований.

#### ФИНАНСОВАЯ ПОДДЕРЖКА

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проекты № 121041600042-7 и № 121042000078-9).

#### ЛИТЕРАТУРА

Абрамов А.А., Слеттен Р.С., Ривкина Е.М., Гиличинский Д.А. Геокриологические условия Антарктиды // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 3. С. 3–19.

Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Труды НИЦ ОИГТМ СО РАН. Вып. 823. Новосибирск: 1994, 105 с.

Галанин А.А. Позднечетвертичные песчаные покровы Центральной Якутии (Восточная Сибирь): строение, фациальный состав и палеоэкологическое значение // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 1. С. 3–34. DOI: 10.15372/KZ20210101.

Горячкин С.В., Мергелов Н.С., Таргульян В.О. Генезис и география почв экстремальных условий: элементы теории и методические подходы // Почвоведение. 2019. № 1. С. 5–19. DOI: 10.1134/S0032180X19010040.

- Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. 2009. № 106. 152 с.
- Деев М.Г. Морские льды. Москва: Издательство Московского ун-та, 2002. 133 с.
- Деревягин А.Ю., Куницкий В.В., Майер Х. Песчано-ледяные жилы на крайнем севере Якутии // Криосфера Земли. 2007. Т. XI. № 1. С. 62–71.
- Додонов А.Е. Четвертичный период Средней Азии: Стратиграфия, корреляция, палеогеография // Труды Геологического института Российской академии наук. Вып. 546. Москва: ГЕОС, 2002. 250 с.
- Зубов Н.Н. Льды Арктики. Москва: Издательство Главсевморпути, 1945. 360 с.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С. Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене. Новосибирск: Гео, 2012. 477 с.
- Зыкина В.С., Зыкин В.С., Вольвах А.О., Овчинников И.Ю., Сизов О.С., Соромотин А.В. Строение, криогенные образования и условия формирования верхнечетвертичных отложений Надымского Приобья // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 6. С. 14–25. DOI: [10.21782/KZ1560-7496-2017-6\(14-25\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2017-6(14-25)).
- Карабанов Е.Б., Прокопенко А.А., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф., Гвоздков А.Н., Кербер Е.В. Оледенения и межледниковья Сибири – палеоклиматическая запись из озера Байкал и ее корреляция с Западно-Сибирской стратиграфией // Геология и геофизика. 2001. № 1–2. С. 48–63.
- Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. Москва: МГУ, 1985. 240 с.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука, 1977. 215 с.
- Седов С.Н., Сеницын А.А., Бессуднов А.А., Лев С.Ю., Бессуднов А.Н., Сычёва С.А., Романис Т.В., Шейнкман В.С., Коркка М.А. Отражение вековых и тысячелетних изменений природной среды в палеопочвах верхнепалеолитических стоянок Восточно-Европейской равнины в МИС 3 и МИС 2 // Геоморфология. 2022. Т. 53. № 5. С. 69–77. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0435428122050157>.
- Слагода Е.А., Новосёлов А.А., Королева Е.С., Кузнецова А.О., Бутаков В.И., Тихонравова Я.В., Зазовская Э.П. Следы криогенных процессов в позднеплейстоценовых отложениях Пур-Тазовского междуречья Западной Сибири // Криосфера Земли. 2022. Т. XXVI. № 1. С. 21–35. DOI: [10.15372/KZ20220103](https://doi.org/10.15372/KZ20220103).
- Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. Москва: Наука, 1971. 270 с.
- Таргульян В.О., Бронникова М.А. Память почв: теоретические основы концепции, современное состояние и перспективы развития // Почвоведение. 2019. № 3. С. 259–275. DOI: [10.1134/S0032180X19030110](https://doi.org/10.1134/S0032180X19030110).
- Унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. М-во природ. ресурсов РФ. Новосибирск: СНИИГиМС, ИГНиГ СО РАН, 2000. 9 л.
- Чичагова О.А. Развитие представлений И.П. Герасимова об абсолютном и относительном возрасте почв по данным радиоуглеродного датирования // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1436–1445.
- Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности // Доклады Академии наук. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484. DOI: <https://doi.org/10.7868/S0869565217340199>.
- Шейнкман В.С., Мельников В.П. Эволюция представлений о холоде и возможные пути их развития в науках о Земле // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 5. С. 3–16. DOI: [10.21782/KZ1560-7496-2019-5\(3-16\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-5(3-16)).
- Шейнкман В.С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 1. С. 82–86. DOI: <https://doi.org/10.31857/S2686739720090169>.
- Шейнкман В.С., Седов С.Н., Русаков А.В., Мельников В.П. Криотрасологическая индикация палеопочв // Криосфера Земли. 2019. Т. XXIII. № 1. С. 51–62. DOI: [10.21782/KZ1560-7496-2019-1\(51-62\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2019-1(51-62)).
- Шейнкман В.С., Седов С.Н., Безрукова Е.В. Палеоэкология севера Западной Сибири в последнюю холодную эпоху плейстоцена: новые свидетельства и сценарии // Экосистемы: экология и динамика. 2022. Т. 6. № 4. С. 71–88. DOI: <https://doi.org/10.24412/2542-2006-2022-4-71-88>.
- Bronger A., Winter R., Sedov S.N. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia // Catena. 1998. Vol. 34. No. 1–2. P. 19–34. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00079-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00079-4).
- Haesaerts P., Borziac I., Chekha V. P., Chirica V., Drozdov N. I., Koulakovska L., Orlova L. A., van der Plicht J., Damblon F. Charcoal and wood remains for radiocarbon dating Upper Pleistocene loess sequences in Eastern



- Europe and Central Siberia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. Vol. 291. No. 1–2. P. 106–127. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.034>.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic  $\delta^{18}\text{O}$  Records // *Paleoceanography and Palaeoclimatology*. 2005. Vol. 20. No. 1. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjara J., Ole Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., Lemdahl G., Licciardi J. M., Murray A.S., Seidenkrantz M.S. Glacial history and paleoenvironmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene // *Earth-Science Reviews*. 2019. Vol. 196. P. 409–428. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.004>.
- Péwé T.L. Sand-wedge Polygons (Tessellations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica – Progress Report // *American Journal of Science*. 1959. Vol. 257. No. 8. P. 545–552.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek, W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 106. P. 14–28. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.
- Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M. MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: Reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? // *Catena*. 2016. Vol. 146. P. 38–47. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.022>.
- Sedov S., Sheinkman V., Bezrukova E., Zazovskaya E., Yurtaev A. Sartanian (MIS 2) ice wedge pseudomorphs with hydromorphic pedosediments in the north of West Siberia as an indicator for paleoenvironmental reconstruction and stratigraphic correlation // *Quaternary International*. 2022. Vol. 632. P. 192–205. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.002>.
- Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation // *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 15–23. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.147>.
- Sheinkman, V., Sedov S., Shumilovskikh L., Korkina E., Korkin S., Zinovyev E., Golyeva A. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: Implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3 // *Quaternary International*. 2016. Vol. 418. P. 132–146. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.095>.
- Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L. Bezrukova E., Dobrynin D., Timireva S., Rusakov A., Maksimov F. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section // *Quaternary Research*. 2021. Vol. 99. P. 204–222. DOI: <https://doi.org/10.1017/qua.2020.74>.
- Sheinkman V., Sharapov D., Sedov S. Northwest Siberia as a MIS2 desert? Inferences from quartz morphoscopy and polygonal ice wedges // *Quaternary International*. 2022. Vol. 620. P. 46–57. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.007>.
- Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J., Astakhov V.I., Paus A., Nazarov D., Murray A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2 // *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 92. P. 409–428. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.008>.
- Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain // *Quaternary International*. 1990. Vol. 7–8. P. 103–114. DOI: [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90044-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90044-5).
- Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C. West Siberian Plain as a late glacial desert // *Quaternary International*. 2011. Vol. 237. No. 1–2. P. 45–53. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.01.013>.

*Поступила в редакцию 29.11.2023*

*Принята 19.12.2023*

*Опубликована 25.12.2023*

#### **Сведения об авторах:**

**Шейнкман Владимир Семенович** – кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник Института криосферы Земли ФГБУН ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН (г. Тюмень, Россия); [vlad.sheinkman@mail.ru](mailto:vlad.sheinkman@mail.ru)

**Седов Сергей Николаевич** – кандидат биологических наук, ведущий научный сотрудник Института криосферы Земли ФГБУН ФИЦ Тюменский научный центр СО РАН (г. Тюмень,

Россия); ведущий исследователь Института геологии Национального автономного университета Мексики (г. Мехико, Мексика); [serg\\_sedov@yahoo.com](mailto:serg_sedov@yahoo.com)


**Андроханов Владимир Алексеевич** – доктор биологических наук, директор ФГБУН Институт почвоведения и агрохимии СО РАН (г. Новосибирск, Россия); [androhanov@issa-siberia.ru](mailto:androhanov@issa-siberia.ru)

*Авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.*



Статья доступна по лицензии [Creative Commons Attribution 4.0 License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)

## CRYOHYDROMORPHIC PALEOSOLS IN THE NORTH OF WEST SIBERIA AS INDICATORS OF THE WARM STAGES OF THE LATE PLEISTOCENE AND THEIR LINK TO THE CRYOGENESIS DEVELOPMENT

© 2023 V. S. Sheinkman <sup>1</sup>, S. N. Sedov <sup>1,2</sup>, V. A. Androkhonov <sup>3</sup>

<sup>1</sup>Earth Cryosphere Institute, Tyumen Science Center, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Malygina 86, Tyumen, Russia. E-mail: [vlad.sheinkman@mail.ru](mailto:vlad.sheinkman@mail.ru)

<sup>2</sup>Institute of Geology, National Autonomous University of Mexico, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, CDMX, Mexico, Mexico. E-mail: [serg\\_sedov@yahoo.com](mailto:serg_sedov@yahoo.com)

<sup>3</sup>Institute of Soil Science and Agrochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences Lavrentieva 8/2, Novosibirsk, Russia. E-mail: [androhanov@issa-siberia.ru](mailto:androhanov@issa-siberia.ru)

**The aim of the study.** The aim of the study was to find and justify specifics of the paleosol development in the north of West Siberia, revealing soils levels, associated with climate warming during sea isotope stages (SIS), namely MIS-5, MIS-3 and at the end of MIS-2.

**Location and time of the study.** The research was conducted during the last 10 years in the representative area between the Polar Circle and the sub-latitudinal sector of the Ob river all over the area. We carried out paleopedological and paleocryological investigations with fieldwork in the basin of the Vakh River (right tributary of Ob), the Taz and Nadym Rivers, where the soil pits were studied, and paleosols were discovered for the first time.

**Methods.** The methodology has been focused on detailed study of the paleosols discovered by the present authors based on the investigation in respect to the interaction of paleopedogenetic and cryogenetic processes. Also, the encountered paleosols have been, as well compared to the surface Holocene soils that comprises an important element of analysis of the paleopedological records. For age determination we applied radiocarbon dating of organic residues and humus, contained in the paleosols, as well as U/Th-dating in paleosols.

**Results.** Several paleosol levels were identified in the study area. The paleosol of the early substage of MIS-5 (MIS-5e) had signs of forest pedogenesis without permafrost, whereas the soils of late substages of MIS-5 and MIS3 showed evidence of gleying and cryogenesis; the paleosol corresponding to the end of MIS-2 was best represented by gleyic pedosediments in the ice-wedge pseudomorphs. The studied paleosols indicate the permafrost state of the soil-forming sediments in all phases of the Late Pleistocene with the exception of MIS-5e; the finding is important for the paleoenvironmental reconstruction. The article presents the data about wide distribution in the study region of the polygonal structures represented by the ice-wedge pseudomorphs formed in the coldest phases MIS-4 and MIS-2. The pseudomorphs were developed syn-cryogenically when permafrost still existed and were closely related to the formation of cryohydromorphic paleosols. Within the entire sequence of MIS-3 deposits initially ground wedges are common, also indicating syn-cryogenic development, however, under less strong freezing conditions than during MIS-2. Yet at the end of MIS-3 in the upper part of the sequence cryohydromorphic soils appeared again, as a sign of approaching to the MIS-2 cryochron. It was shown that the fills of the ice wedge pseudomorphs contain well preserved redeposited materials of the cryohydromorphic paleosols, including fragments of the humus horizons. It was suggested that the material from such redeposited pedosediments could be used for the radiocarbon dating and for sampling for the paleobotanical investigations.

**Conclusions.** The obtained results cast doubt on the hypothesis of domination of the cold deserts and ice sheets in the study region during the Pleistocene and hence the formation of only extremal soils. There is evidence indicating the existence of well-developed vegetation and soil cover during the cryochrons with sufficient and in some areas excessive soil moisture, due to shallow permafrost table. The interaction of the

*paleopedogenetic and paleocryogenic processes resulted in rather informative relict objects, and their studies provide highly reliable results about the factors of past pedogenesis.*

**Key words:** *paleosols; cryohydromorphic pedogenesis; North- Western Siberia; Pleistocene.*

**How to cite:** *Sheinkman V.S., Sedov S.N. Androkhonov V.A. Cryohydromorphic paleosols in the north of West Siberia as indicators of the warm stages of the Late Pleistocene and their link to the cryogenesis development // The Journal of Soils and Environment. 2023. 6(3). e236. DOI: 10.31251/pos.v6i3.236. (in Russian with English abstract).*

#### ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are very thankful to Prof. E.V. Bezrukova for her consultations and help in respect to organization and carrying out analytical work.

#### FUNDING

The study was financially supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (projects № 121041600042-7 и № 121042000078-9).

#### REFERENCES

- Abramov A.A., Sletten R.S., Rivkina E.M., Gilichinsky D.A. Geocryological conditions of Antarctica. *Earth's Cryosphere*. 2011. Vol. XV. No. 3. P. 3–19. (in Russian).
- Arkhipov S.A., Volkova V.S. Geological history, landscapes and climates of the Pleistocene of Western Siberia. Proceedings of the Scientific Research Center OIGGM SB RAS. Vol. 823. Novosibirsk: 1994, 105 p. (in Russian).
- Galanin A.A. Late Quaternary sand covers of Central Yakutia (Eastern Siberia): structure, facies composition and paleoenvironment significance. *Earth's Cryosphere*. 2021. Vol. XXV. No. 1. P. 3–33. DOI: [10.15372/KZ20210101](https://doi.org/10.15372/KZ20210101).
- Goryachkin S.V., Mergelov N.S., Targulyan V.O. Extreme Pedology: Elements of Theory and Methodological Approaches. *Eurasian Soil Science*. 2019. Vol. 52. No. 1. P. 1–13. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1064229319010046>.
- Grosvald M.G. Glaciation of the Russian North and North-East during the era of the last great cooling. *Data of Glaciological Studies*. 2009. No. 106. 152 p. (in Russian).
- Deev M.G. Sea ice. Moscow: Moscow University Publishing House, 2002. 133 p. (in Russian).
- Derevyagin A.Yu., Kunitsky V.V., Mayer H. Composite wedges in the North of Yakutia // *Earth's Cryosphere*. 2007. Vol. XI. No. 1. P. 62–71. (in Russian).
- Dodonov A.E. The Quaternary period of Central Asia: Stratigraphy, correlation, paleogeography. Proceedings of the GIN RAS. Issue 546. Moscow: GEOS Publ., 2002. 250 p. (in Russian).
- Zubov N.N. Arctic ice. Moscow: Glavsevmorput Publishing House, 1945. 360 p. (in Russian).
- Zykina V.S., Zykin V.S. Loess-soil sequence and evolution of the natural environment and climate of Western Siberia in the Pleistocene. Novosibirsk: Geo, 2012. 477 p. (in Russian).
- Zykina V.S., Zykin V.S., Volvakh A.O., Ovchinnikov I.Yu., Sizov O.S., Soromotin A.V. Upper Quaternary deposits of the Nadym Ob area: stratigraphy, cryogenic forms, and deposition environments. *Earth's Cryosphere*. 2017. Vol. XXI. No. 6. P. 12–20. DOI: [10.21782/EC1560-7496-2017-6\(12-20\)](https://doi.org/10.21782/EC1560-7496-2017-6(12-20)).
- Karabanov E.B., Prokopenko A.A., Kuzmin M.I., Williams D.F., Gvozdkov A.N., Kerber E.V. Glaciations and interglacial periods of Siberia - paleoclimatic record from Lake Baikal and its correlation with West Siberian stratigraphy. *Geologiya i geofizika*. 2001. No. 1–2. P. 48–63. (in Russian).
- Popov A.I., Rosenbaum G.E., Tumel N.V. Cryolithology. Moscow: MSU, 1985. 240 p. (in Russian).
- Romanovsky N.N. Formation of polygonal vein structures. Novosibirsk: Nauka Publ., 1977. 215 p. (in Russian).
- Sedov S.N., Sinitsyn A.A., Bessudnov A.A., Lev S.Yu., Bessudnov A.N., Sycheva S.A., Romanis T.V., Sheinkman V.S., Korkka M.A. Paleosols of the upper palaeolithic sites in the East European plain reflect the environmental fluctuations of centennial to millennial scale during MIS 3 and MIS 2. *Geomorfologiya*. 2022. Vol. 53. No. 5. P. 69–77. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0435428122050157>. (in Russian).
- Slagoda E.A., Novoselov A.A., Koroleva E.S., Kuznetsova A.O., Butakov V.I., Tikhonravova Ya.V., E.P. Zazovskaya E.P. Traces of cryogenic processes in the late pleistocene sediments of the Pur-Taz interfluvium (West Siberia). *Earth's Cryosphere*. 2017. Vol. XXVI. No. 1. P. 21–35. DOI: [10.15372/KZ20220103](https://doi.org/10.15372/KZ20220103).



- Targulian V.O. Soil formation and weathering in cold humid regions. Moscow: Nauka Publ., 1971. 270 p. (in Russian).
- Targulian V.O., Bronnikova M.A. Soil memory: theoretical basics of the concept, its current state, and prospects for development. *Eurasian Soil Science*. 2019. Vol. 52. No. 3. P. 229–243. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1064229319030116>.
- Unified stratigraphic scheme of Quaternary sediments of the West Siberian Plain. *Mr. Nature. resources of the Russian Federation*. Novosibirsk: SNIGGIMS, IGNIg SB RAS, 2000. (in Russian).
- Chichagova O.A. Absolute and relative ages of soils from radiocarbon dating: development of I.P. Gerasimov's ideas. *Eurasian Soil Science*. 2005. Vol. 38. No. 12. P. 1277–1285.
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Sedov S.N., Parnachev V.P. New evidence of the nonglaciaded development of the northern part of the Western Siberian lowland in the quaternary period. *Doklady Earth Sciences*. 2017. Vol. 477. No. 2. P. 1430–1433. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X17120078>.
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P. Evolution of the understanding of cold and possible paths of its development in Earth sciences. *Earth's Cryosphere*. 2019. Vol. XXIII. No. 5. P. 3–14. DOI: [10.21782/EC2541-9994-2019-5\(3-14\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-5(3-14)).
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Parnachev V.P. Analysis of pleistocene cryogenic and tectonic processes in Northwestern Siberia: a cryoheterotopic approach. *Doklady Earth Sciences*. 2020. Vol. 494. No. 1. P. 741–744. DOI: <https://doi.org/10.1134/S1028334X20090160>.
- Sheinkman V.S., Sedov S.N., Rusakov A.V., Melnikov V.P. Evidence of permafrost in paleosols: cryotraceological approach. *Earth's Cryosphere*. 2019. Vol. XXIII. No. 1. P. 45–53. DOI: [10.21782/EC2541-9994-2019-1\(45-53\)](https://doi.org/10.21782/EC2541-9994-2019-1(45-53)).
- Sheinkman V.S., Sedov S.N., Bezrukova E.V. Paleoeology of the north of Western Siberia in the last cold epoch of the Pleistocene: new evidence and scenarios. *Ecosystems: ecology and dynamics*. 2022. Vol. 6. No. 4. P. 71–88. DOI: <https://doi.org/10.24412/2542-2006-2022-4-71-88>. (in Russian).
- Bronger A., Winter R., Sedov S.N. Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried paleosols in Tadjikistan: towards a Quaternary paleoclimatic record in Central Asia. *Catena*. 1998. Vol. 34. No. 1–2. P. 19–34. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(98\)00079-4](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(98)00079-4).
- Haesaerts P., Borziac I., Chekha V. P., Chirica V., Drozdov N. I., Koulakovska L., Orlova L. A., van der Plicht J., Damblon F. Charcoal and wood remains for radiocarbon dating Upper Pleistocene loess sequences in Eastern Europe and Central Siberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. Vol. 291. No. 1–2. P. 106–127. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.034>.
- Lisiecki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene Stack of 57 Globally Distributed Benthic  $\delta^{18}\text{O}$  Records. *Paleoceanography and Palaeoclimatology*. 2005. Vol. 20. No. 1. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>.
- Möller P., Benediktsson Í.Ö., Anjara J., Ole Bennike O., Bernhardson M., Funder S., Håkansson L.M., Lemdahl G., Licciardi J. M., Murray A.S., Seidenkrantz M.S. Glacial history and paleoenvironmental change of southern Taimyr Peninsula, Arctic Russia, during the Middle and Late Pleistocene. *Earth-Science Reviews*. 2019. Vol. 196. P. 409–428. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.04.004>.
- Péwé T.L. Sand-wedge Polygons (Tesselations) in the McMurdo Sound Region, Antarctica – Progress Report. *American Journal of Science*. 1959. Vol. 257. No. 8. P. 545–552.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier T., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallenga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 106. P. 14–28. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>.
- Sedov S., Rusakov A., Sheinkman V., Korkka M. MIS3 paleosols in the center-north of Eastern Europe and Western Siberia: Reductomorphic pedogenesis conditioned by permafrost? *Catena*. 2016. Vol. 146. P. 38–47. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.03.022>.
- Sedov S., Sheinkman V., Bezrukova E., Zazovskaya E., Yurtaev A. Sartanian (MIS 2) ice wedge pseudomorphs with hydromorphic pedosediments in the north of West Siberia as an indicator for paleoenvironmental reconstruction and stratigraphic correlation. *Quaternary International*. 2022. Vol. 632. P. 192–205. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.002>.
- Sheinkman V. Quaternary glaciation in North-Western Siberia – New evidence and interpretation. *Quaternary International*. 2016. Vol. 420. P. 15–23. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.147>.

Sheinkman, V., Sedov S., Shumilovskikh L., Korkina E., Korkin S., Zinovyev E., Golyeva A. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: Implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3. *Quaternary International*. 2016. Vol. 418. P. 132–146. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.095>.

Sheinkman V., Sedov S., Shumilovskikh L. Bezrukova E., Dobrynin D., Timireva S., Rusakov A., Maksimov F. A multiproxy record of sedimentation, pedogenesis, and environmental history in the north of West Siberia during the late Pleistocene based on the Belaya Gora section. *Quaternary Research*. 2021. Vol. 99. P. 204–222. DOI: <https://doi.org/10.1017/qua.2020.74>.

Sheinkman V., Sharapov D., Sedov S. Northwest Siberia as a MIS2 desert? Inferences from quartz morphoscopy and polygonal ice wedges. *Quaternary International*. 2022. Vol. 620. P. 46–57. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.007>.

Svendsen J.I., Krüger L.C., Mangerud J., Astakhov V.I., Paus A., Nazarov D., Murray A. Glacial and vegetation history of the Polar Ural Mountains in northern Russia during the Last Ice Age, Marine Isotope Stages 5–2. *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 92. P. 409–428. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.008>.

Velichko A.A. Loess-paleosol formation on the Russian Plain. *Quaternary International*. 1990. Vol. 7–8. P. 103–114. DOI: [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90044-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90044-5).

Velichko A.A., Timireva S.N., Kremenetski K.V., MacDonald G.M., Smith L.C. West Siberian Plain as a late glacial desert. *Quaternary International*. 2011. Vol. 237. No. 1–2. P. 45–53. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.01.013>.

*Received 29 November 2023*

*Accepted 19 December 2023*

*Published 25 December 2023*

#### **About the authors:**

**Sheinkman Vladimir Semyonovich** – Candidate of Geographical Sciences, Leading Researcher in the Earth Cryosphere Institute, Tyumen Science Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Tyumen, Russia); [vlad.sheinkman@mail.ru](mailto:vlad.sheinkman@mail.ru)

**Sedov Sergey Nikolaevich** – Candidate of Biological Sciences, Leading Researcher in the Earth Cryosphere Institute, Tyumen Science Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Tyumen, Russia); Leading Researcher in the Institute of Geology, National Autonomous University of Mexico, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, CDMX (Mexico, Mexico); [serg\\_sedov@yahoo.com](mailto:serg_sedov@yahoo.com)

**Androkhonov Vladimir Alekseevich** – Doctor of Biological Sciences, Director of the Institute of Soil Science and Agrochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (Novosibirsk, Russia); [androhanov@issa-siberia.ru](mailto:androhanov@issa-siberia.ru)

*The authors read and approved the final manuscript*



The article is available under [Creative Commons Attribution 4.0 License](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/)