

doi: 10.24412/2687-1092-2024-11-617-631



ВНЕЛЕДНИКОВОЕ РАЗВИТИЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ДИНАМИКА АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В СВЕТЕ НАХОДОК САМЫХ СЕВЕРНЫХ В РЕГИОНЕ ПСЕВДОМОРФОЗ ПО ПОЛИГОНАЛЬНО-ЖИЛЬНЫМ ЛЬДАМ

✉ Шейнкман В.С.¹, Седов С.Н.¹, Андроханов В.А.², Гравис А. Г.¹, Халимьянов А.З.¹

¹Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, Тюмень, Россия

²Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Новосибирск, Россия

✉ vlad.sheinkman@mail.ru

Исследования, проведенные авторами данной работы в субарктической зоне Западной Сибири, поставили вопрос о корректировке схем ее палеокриологического развития в плейстоцене. Это касается трансгрессивно–регрессивной динамики Арктического бассейна, проблемы древних оледенений и специфики промерзания территории региона в холодные эпохи. Было установлено, что зона полигонально-жильных льдов расширялась в позднем плейстоцене до широтного течения Оби, но южнее полярного круга они резко меняли свой характер – сингенетический тип у них сменялся эпигенетическим. С одной стороны, это свидетельствует о нереальности развития на данной территории ледниковых покровов в криохроны плейстоцена, поскольку климатическая ритмика в формате потепление–похолодание имела на его протяжении схожие черты. С другой стороны – говорит об отсутствии трансгрессивно–регрессивного воздействия Арктического бассейна, по крайней мере в позднем квартере, южнее полярного круга.

Ключевые слова: север Западной Сибири, полигонально-жильные льды, оледенение, трансгрессивно–регрессивная динамика, Арктический бассейн

Введение. При реализации полевых исследований 2024 г. были получены новые данные о ходе палеокриологических событий плейстоцена в субарктической зоне Западной Сибири и уточнены подходы к решению проблем распознавания, определения и верификации наиболее информативных объектов криосферы. Это и освещено в настоящей работе, причем проведенные исследования подразумевали подключение потенциала разных научных направлений. Дело в том, что, хотя о динамике эволюционного развития объектов криосферы рассматриваемого региона появилось много новой информации, нередко она противоречива, и для снятия разногласий только уточнения данных бывает недостаточно. Тогда требуется междисциплинарный подход, чтобы охватить явление с разных сторон и тем самым увеличить степень распознавания, определения и верификации криогенных явлений в соответствующей ситуации. Особенно это важно, когда речь идет о наложении на процесс промерзания горных пород явлений, тоже порожденных холодом, но обусловленных объединениями элементов криогенной системы со специфичной организацией вещества [Шейнкман, Мельников, 2019].

Ключевым изучаемым объектом криосферы в нашем случае служило полигонально-жильное льдообразование и оставляемые им следы, и как инструмент исследования этих явлений был использован новый подход, основанный на изучении взаимодействия процессов палеокриогенеза и криопедогенеза. Ранее этот подход на севере Западной Сибири не применялся, поскольку о криогенных палеопочвах данного региона до последнего времени ничего не было известно – они были открыты и исследованы авторами проводимых работ [Sedov et al., 2024; Sheinkman et al., 2024]. Характерно, что это были палеопочвы сформированные в условиях низкотемпературного криогенеза и тесно связанные с полигонально-жильным льдообразованием. Они оказались, таким образом, носителями емкой палеокриологической информации, и, кроме того, поскольку характер полигонально-жильного льдообразования ясно отражает условия осадконакопления, его раскрытие дает, в том числе, ответ на вопрос: связан ли этот тип льдообразования с трансгрессивно–регрессивным воздействием Арктического бассейна и

с развитием льдов иных типов. В силу того, что, как было установлено нами ранее [Sheinkman et al., 2021], следы полигонально-жильного льдообразования лучше проявляются при наложении на него в прошлом процессов криопедогенеза, на их взаимодействии и эволюционном развитии и был сделан акцент в проведенных исследованиях.

Объекты исследования и история вопроса. В роли основных объектов исследования при осуществлении проведенных работ выступали полигонально-жильные структуры, представленные псевдоморфозами по многолетним полигонально-жильным льдам (ПЖЛ), и их генетические предшественники – изначально грунтовые жилы (ИГЖ), формируемыми в деятельном слое на месте сезонных ледяных жил. Что касается ПЖЛ, то сегодня на севере Западной Сибири они существуют севернее 68° с. ш. – за полярным кругом, на территории, приуроченной к равнине, выполненной аллювиальными и морскими осадками на прилегающем к арктическому побережью пространстве, там, где формируются многолетнемерзлые породы (ММП) сплошного распространения. Именно в их среде температура горных пород имеет необходимые для образования льдов такого типа отрицательные значения – в песках, например, которые преобладают на рассматриваемой территории, температура ММП по [Романовский, 1977] должна тогда быть около -5°C и ниже.

Современные ПЖЛ, существующие сегодня севернее 68° с. ш., неплохо изучены, и характер их развития выяснен на представительном уровне. Они хорошо выражены в виде сингенетических образований, начавших формироваться при похолодании климата, наступившем после термохрона морской изотопной стадии (МИС) 5, соответствующей казанцевскому, по сибирской терминологии, времени. Причем в синкриогенных отложениях формировались льды такого типа здесь, непрерывно, в том числе и на сравнительно теплых этапах МИС-3 (каргинское, по сибирской терминологии, время) и голоцена. Это ясно показали надежные результаты их временной привязки и изотопного исследования [Васильчук и др., 2000, Стрелецкая и др., 2015].

Синкриогенное формирование отложений, в которых шло полигонально-жильное льдообразование на севере Западной Сибири, обуславливалось тем, что они накапливались непрерывно как результат периодического воздействия морских трансгрессий со стороны Арктики [Розенбаум, Шполянская, 2000]. Во-первых – за счет перекрытия морскими осадками отложенного ранее аллювия впадающих в Карское море рек, и во-вторых – в результате накопления констративного аллювия в низовьях этих рек при повышении базиса эрозии в период трансгрессий. Поэтому ПЖЛ нарастали по типу клин-в-клин практически до современности, и ледяные жилы порой превышали в высоту 20 м. Надо только отдельно отметить сингенетические ПЖЛ и в теле мощных торфяников, локально налагаемых на минеральную осадочную толщу в условиях, предопределяющих заболачивание местности. Эти ПЖЛ возникли в начале голоцена, ныне существуют также за полярным кругом, и несмотря на относительно короткое время своего формирования достигают в такой среде высоты до 5 м [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016].

Данная ситуация соответствует картине расположения зон с различным типом распространения ММП, включая те, что потенциально могут вмещать ПЖЛ. Обобщенно она хорошо представлена в работе [Васильчук Ю.К., Васильчук А.К., 2016] и отображена на рис. 1-1. Хотя это и упрощенная схема, она удобна для понятия и оценки общей геокриологической ситуации в регионе, поскольку в ней ясно очерчены границы зон сплошного развития ММП со среднегодовой температурой пород ниже -5°C и от -3°C до -5°C , т. е. – области, потенциально определяющей формирование существующих ПЖЛ, и зоны массивно-островного и островного, с поверхности, распространения ММП с температурой от 0°C до -3°C – где в былые холодные эпохи становилось возможным развитие полигонально-жильного льдообразования, а сегодня могут сохраняться следы подобных явлений. Казалось бы, если условия развития ПЖЛ на севере Западной Сибири ныне выяснены на представительном уровне, что особенно проявилось после публикации

было дано ответа ни в середине прошлого столетия, ни сегодня. На этот вопрос ответ предстояло получить авторам данной работы в ходе проводимых ими исследований. Собственно, особенности подобной имеющейся информационной базы, предшествующей исследованиям авторов настоящей работы, и определили задачу идентифицировать на исследуемой территории основные параметры палеокриологической ситуации, опираясь на получение данных о былом полигонально-жильном льдообразовании на пространстве южнее границы распространения существующих ПЖЛ. А как опорный ареал была взята территория бассейнов рек, стекающих с Сибирских Увалов и впадающих в эстуарии Карского моря (рис. 2).



Рис. 2. Схематическая карта севера Западной Сибири

Анализ общей палеокриологической ситуации в исследуемом регионе

Поскольку суть поставленной задачи состояла в том, чтобы выяснить, могла ли рассматриваемая территория в принципе покрываться в плейстоцене ледниковыми щитами и морскими водами, и насколько глубоко, и в какое время они были способны проникать на это пространство, то необходимо было понять, как формировалась в регионе осадочная толща под таким воздействием при ее промерзании – обеспечивая, или, наоборот, предотвращая развитие определенного типа ПЖЛ. Отметим, что в аспекте динамики трансгрессий и регрессий Арктического бассейна мерзлотоведы обычно опираются на материалы [Розенбаум, Шполянская, 2000], которые, в свою очередь, базируются на концепциях А.И. Попова [1959, 1965] и Г.И. Лазукова [1972, 1989]. По их данным на рассматриваемой территории обширная морская трансгрессия имела место в среднем плейстоцене, захватывая всю область современной криолитозоны: до 60–61° с. ш. – согласно [Попов, 1959, 1965], или чуть севернее, до 63–64° с. ш. – согласно [Лазуков, 1972, 1989]. Тогда как в позднем плейстоцене развитие Западной Сибири с этих позиций шло под воздействием прогрессивного отступления Арктического бассейна, и к началу позднего квартала его граница отодвинулось за полярный круг, и затем данный тренд продолжился, хотя и сопровождался отдельными трансгрессиями.

Напомним, что синкриогенез обеспечивается нарастанием осадков при их промерзании, и в случае формирования, при соответствующих температурах горных пород, сингенетических ПЖЛ их развитие возможно на морском мелководье во время трансгрессий, на сходных площадях береговой зоны озер и на днище речных долин, если в них постоянно наращиваются и промерзают новые порции аллювия, прежде всего на поймах рек – что характерно у водотоков при повышении их базиса эрозии. Соответственно, вне морского бассейна на низменности севера Западной Сибири, если она не покрывается многолетними ледяными или снежными полями, должна формироваться с определенной ритмикой промерзающая озерно-аллювиальная, порой заболачиваемая, равнина.

Широкое и закономерное распространение, на фоне криоаридных условий, полигонально-жильного льдообразования на севере Западной Сибири говорит, независимо от его типа, о нереальности ее покрытия ледниковыми щитами. Материалы по этой проблеме освещались авторами неоднократно [Шейнкман, Мельников, 2019; Шейнкман и др., 2017, 2020], и подробно здесь останавливаться на ней не будем. В данном случае на первый план выходит задача определения трансгрессивно-регрессивного воздействия Арктического бассейна в нашем ареале и выяснения механизма и временной составляющей образования формируемой здесь равнины – с акцентом на оценку потенциала накопления, объема и степени промерзания отлагающихся на ней осадков на территории к югу от зоны распространения существующих ПЖЛ. Причем индикатором былых конкретных ситуаций, тогда, как раз и будут следы ПЖЛ в потенциально самой северной, вблизи полярного круга, полосе их формирования – отражая в своем строении условия сингенетического или эпигенетического формирования ММП, они в таком случае будут показывать тип осадкообразования.

Поскольку со времени публикации материалов [Попов, 1959, 1965; Лазуков, 1972, 1989], на которые опираются сторонники глубоких морских трансгрессий со стороны Арктики, прошло много времени, в определенной степени они устарели. Дискуссия по этому поводу идет много лет, это вопрос отдельного рассмотрения, и здесь просто обозначим, что при проведении наших работ никаких следов дальних трансгрессий, с их продвижением до Сибирских Увалов (по [Лазуков, 1972, 1989]), или даже южнее (по [Попов, 1959, 1965]), не было обнаружено. К югу от полярного круга фиксировалось только развитие промерзавшей в холодные времена озерно-аллювиальной равнины, выполненной плейстоценовыми осадками разного возраста [Sheinkman et al., 2021, 2024]. Причем ее приповерхностные отложения были преобразованы воздействием глубокого промерзания пород с участием его наиболее представительного процесса – полигонально-жильного льдообразования.

Характерно, что положение земной поверхности со следами подобного, причем протекавшего в одно и то же время, воздействия находится на разных гипсометрических уровнях, отражая образование различных речных террас, уже сформированных ко времени развития криогенных процессов в условиях низкотемпературной криолитозоны, присущей холодным криохронам. Вообще говоря, о количестве террас в данном районе нет общего мнения – их выделяется порой до 8 [Кузин, 2005], им присваиваются различные индексы, и подобный разброс мнений отражает все еще недостаточную изученность формирующих террасы процессов. Поскольку вопрос о количестве и происхождении террас спорный, но важен для понимания раскрываемых в данной работе явлений, кратко отметим, что на исследованной территории – в районе полярного круга и южнее его, встречаются лишь террасы, идентифицированные авторами данной работы как речные. Их тело сложено промерзавшим в прошлом аллювием, а формирование обусловлено расчленением озерно-аллювиальной равнины на морфоструктурные блоки [Трофимов, 1977]. Причина подобного расчленения, на наш взгляд – саморазвитие речной сети под воздействием тектонического сигнала со стороны Арктики, что выражается [Шейнкман и др., 2020] в том, что океаническая плита,двигающаяся с периферии зоны спрединга срединно-океанического хр. Гаккеля в юго-западном направлении [Арктический..., 2017],, оказывает давление на основание Западно-Сибирской континентальной плиты. Это процесс, предшествующий субдукции [Хаин, 2001], и в пределах Западно-Сибирской плиты пока только сказывается давление на нее. Впоследствии, при развитии субдукции, океаническая плита начнет уходить под континентальную плиту, обуславливая иные проявления тектоники, но на данном этапе развития территории реакция на отмеченное давление выражается в блоковых поднятиях разного масштаба, определяя явление клавишной тектоники. Как результат, разновозрастные отложения оказываются подняты на разные гипсометрические уровни и в дальнейшем могут быть препарированы на этих уровнях воздействием одних и тех же,

протекавших одновременно, криогенных процессов, с чем нам пришлось постоянно сталкиваться при проведении исследований.

Самым высоко поднятым морфоструктурным блоком как раз и стала возвышенность Сибирские Увалы, поскольку в зоне ее расположения произошла, на наш взгляд, основная разгрузка напряжений давления океанической плиты на континентальную плиту [Шейнкман и др., 2020]. Выше отмечалось, что эта возвышенность считалась границей самого дальнего внедрения в плейстоцене морских вод на равнину Западной Сибири со стороны Арктического бассейна, однако наши исследования [Sheinkman et al., 2021] продемонстрировали, что плейстоценовый комплекс слагающих возвышенность осадков представлен аллювиальными отложениями, детальное изучение которых, в том числе геохимическими методами, показало, что в их составе никаких признаков бывшего присутствия морских вод не прослеживается.

Исходя из изложенного, проведенные полевые исследования, прежде всего, были нацелены на выявление характера бывшего полигонально-жильного льдообразования к югу от границы его современного распространения, что позволило бы ясно представить картину промерзания формировавшейся здесь равнины и масштабов связанной с ним трансгрессивно-регрессивной динамики Арктического бассейна в период развития явлений такого рода и условий. Подобная нацеленность была аргументирована тем, что именно выяснение типа и характера ПЖЛ на рассматриваемой территории в прошлом – формировавшихся, в условиях синкриогенеза или эпикриогенеза, могло дать ответ на поставленные вопросы.

Результаты и их обсуждение. Исследования велись несколько южнее полярного круга, в полосе трансекты, проходящей примерно параллельно ему – поскольку именно в этой полосе Г.И. Дубиковым были зафиксированы первые находки псевдоморфоз по ПЖЛ. Работы было удобно вести вдоль речных долин, заложенных по обусловленным отмеченной выше тектоникой разломам – там, где, благодаря этому, сформированы хорошо выраженные террасы, в теле которых строение осадочной толщи отражает ход палеокриологического развития территории, по крайней мере, в позднем квартере. Главные долины здесь прорезаны реками Надым и Пур (рис. 3), стекающими с Сибирских Увалов на север в соответствии с общим уклоном равнины, а перпендикулярно им ориентированы долины их притоков, заложенным, скорее всего, по линии субширотных разломов, причем долина р. Седеяха-Евояха, левого притока р. Пур, практически состыкована по одной линии с долинами системы притоков р. Надым – реками Правая Хетта и Хейгияха (см. рис. 3).

Если промерзание протекало в условиях трансгрессий Арктического бассейна, продвигавшихся южнее границы современной области полигонально-жильного льдообразования, то в долинах отмеченных рек, по крайней мере – в их низовьях, должны были остаться следы внедрения морских вод хотя бы ингрессивного характера. Тогда как отсутствие таковых следов служило бы свидетельством того, что наступление морских вод имело ограниченный характер, и промерзание горных пород протекало в субаэральном режиме.

Реки в данном случае расчлениют на Надым-Пуровском междуречье блок аллювиальной равнины с отметками 50–60 м – он поднят на данную высоту под воздействием обозначенных выше тектонических процессов и его поверхность представляет собой уровень наиболее высокой, на рассматриваемом участке, террасы. Относительная высота ее колеблется от ~10 м в верховьях названных рек до 20–25 м в их низовьях. Поскольку при выделении террас не выработано единого мнения, авторы условно идентифицируют эту террасу как третью Надым-Пуровскую надпойменную террасу, поскольку среди основных террасовых уровней здесь четко выделяется еще два – о них речь пойдет дальше.



Рис. 3. Обзорная карта района проведенных полевых исследований. Пояснения в тексте.

Самый северный исследованный участок находился в окрестностях г. Новый Уренгой, расположенных всего на полградуса южнее полярного круга (см. рис. 3) – в полосе, где Г.И. Дубиков [1962] впервые обнаружил псевдоморфозы по ПЖЛ, но затруднялся сделать вывод об их типе. В нашем случае расчистка 20-м обрыва речной террасы сразу вскрыла серию ПЖЛ около 3 м высотой с типичными признаками эпигенетического формата (рис. 4). Причем вид сверху, фиксируемый на космоснимках, ясно показывает их сеть в виде полигонов со стороной 10–12 м. Характерно, что окаймление, жил, сопряженное с основанием криогидроморфной палеопочвы на базе бывшего сезонно-талого слоя, имеет вид широкоугольного треугольника, в верхней части которого фиксируются следы отжимания вмещавших ПЖЛ осадков, а сверху весь этот криогенный комплекс перекрыт подзолом – индикатором педогенеза на уже оттаявших породах [Таргульян, 1971]. Кроме того, по всей толще слагающих террасу отложений на разной высоте расположены ИГЖ около 1 м высотой – индикатор промерзания горных пород при температуре несколько выше тех, что необходимы для формирования ПЖЛ.

¹⁴C-датирование по остаткам органики в данном и соседних разрезах показало, что тело террасы сложено аллювием, формировавшимся в течение каргинского, МИС-3, времени, а криогидроморфная палеопочва – в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона. Причем субстрат заполнения псевдоморфоз по ПЖЛ представлены педоседиментами этой почвы, оползавшей по стенкам таявших ПЖЛ при их таянии. Следовательно, сами ПЖЛ – продукт холодного климата и низкотемпературного промерзания горных пород в основные фазы сартанского, МИС-2, криохрона, тогда как подзол, перекрывающий криогенный комплекс – будучи формируемым на талых породах, стал результатом педогенеза в течение второй половины голоцена.

В направлении к г. Пангоды, находящемуся на Надым-Пуровском междуречье примерно посередине рассматриваемой полосы, ситуация аналогичная. В окрестностях г. Пангоды близкие черты строения отмеченного морфоструктурного блока вскрыли разрезы в долине р. Верхняя Правая Хетта (см. рис. 3) – здесь детализировать его черты удалось на целом ряде опорных объектов. Наиболее интересная картина наблюдалась в долине р. Тьяха вблизи ее впадения в р. Правая Верхняя Хетта. Река подрезает здесь свой левый

берег, образуя 10-м обрыв террасы, поверхность которой также имеет отметки 55-60 м, и в ее теле отражен представительный осадочный комплекс, который замечателен следующим (рис. 5).

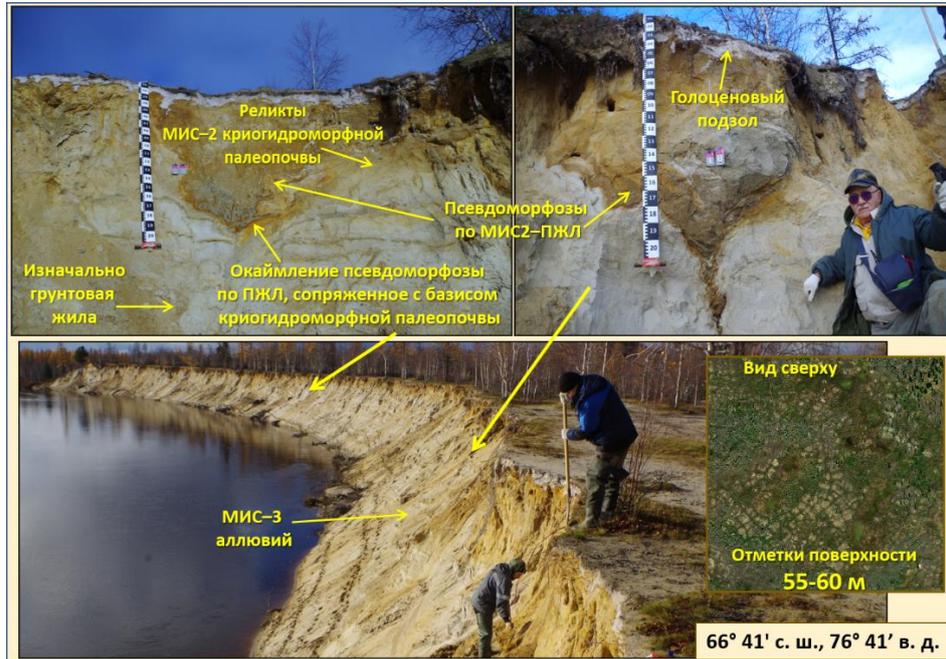


Рис. 4. Окрестности г. Новый Уренгой, долина р. Седеяха-Евояха. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

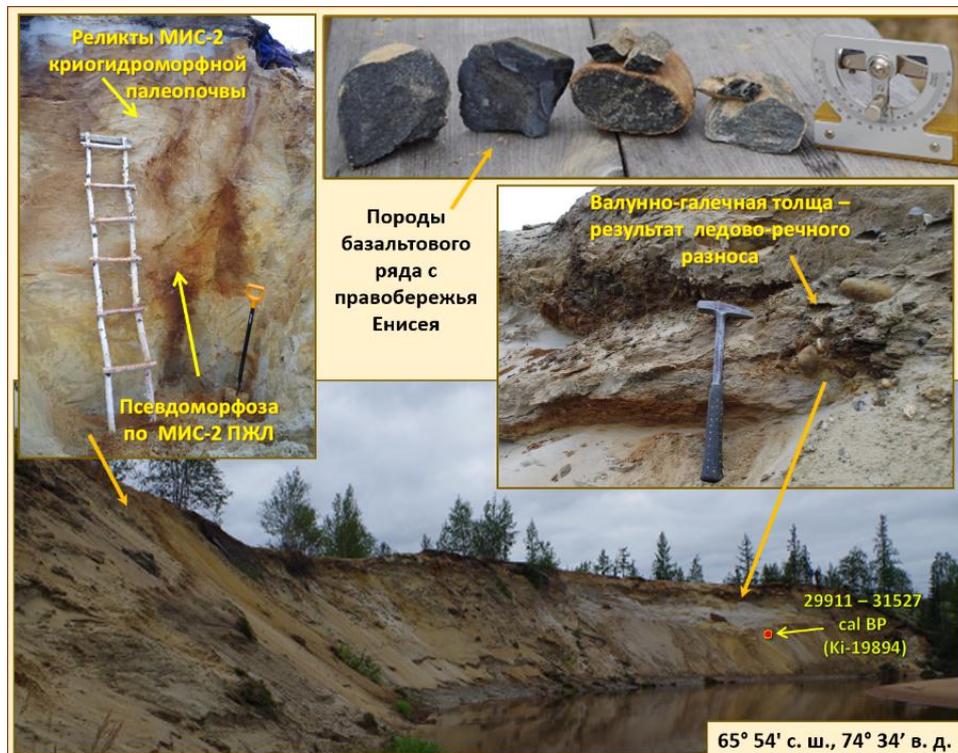


Рис. 5. Окрестности г. Пангоды, долина р. Тьяха – Правая Верхняя Хетта. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

На левой оконечности обрыва формируемой на данном участке террасы толщу аллювия, сформированного в каргинское, МИС-3, время также пересекают псевдоморфозы по ПЖЛ, сформированные в терминальную фазу МИС-2, сартанского, криохрона. А в

правой части обрыва, вверху его, ясно отслеживается валунно-галечная линза протяжённостью около 50 м и толщиной до 3 м (см. рис. 5). Но это не материал с Арктического бассейна, со стороны которого валуны потенциально могли бы быть перемещены в период трансгрессии посредством их ледово-морского разноса – по всем петрографическим признакам это материал с правобережья Енисея: преваляют среди них породы Сибирской трапповой провинции, преимущественно базальтового ряда (обычно – долериты), но встречаются породы и с Енисейского кряжа [Шейнкман и др., 2017, 2020]. Явно материал линзы отложен в рамках единого пространства основной криогенной геосистемы, подсистемой которой была криогидрогенная составляющая [Шейнкман, Мельников, 2019], обеспечивавшая, как было выяснено нами ранее, ледово-речной перенос валунов в рассматриваемый ареал. Валуны покрыты коррозионной коркой, говорящей об их длительном нахождении в водной среде – после подмыва террасы они сваливаются к ее подножию, перебиваются и накапливаются на отмелях, где могут вновь захватываться ледяным припаем и повторно транспортироваться в ледоход льдинами.

Псевдоморфозы по ПЖЛ и в данном случае характеризуются типичными признаками эпигенетического формата, и их окаймление, сопряженное с основанием криогидроморфной палеопочвы на базисе бывшего сезонно-талого слоя, имеет вид широкоугольного треугольника, заполненного фрагментами педоседиментов этой почвы. Весь этот криогенный комплекс отражает, как и в предыдущем случае, препарирование мерзлотными процессами, в условиях бывшего глубокого промерзания горных пород, определенной стабилизированной поверхности. ^{14}C -датирование отложений террасы в данном случае показало, что возраст ее верхних слоев отражает конец каргинского, МИС-3, времени (см. рис. 5), но по соседним разрезам ранее [Sheinkman et al., 2024] на глубине более 10 м от поверхности по данной толще были получены и более древние ^{14}C -датировки – в диапазоне 50-55 тыс. л. н., фиксирующие начало МИС-3.

Нужно отметить, что изученные отложения характеризуют осадочный комплекс в пределах бассейнов рек Надым и Пур, и может встать вопрос, насколько представительно его строение отражает ситуацию в регионе в целом. Безусловно, данный комплекс, вложен в более древние отложения, поскольку это часть гигантского Западносибирского бассейна-накопителя осадков. В частности – все отложения квартера так ли иначе вложены в осадки третичного комплекса или замещают их, что детально описано в работе [Кузин, 2005]. Тем не менее, рассматриваемый криогенный комплекс имеет обширное площадное распространение, и в нем события, по крайней мере, позднего квартера, отражены весьма репрезентативно.

В целом строение рассматриваемого морфоструктурного блока на Надым-Пуровском междуречье показывает, что верхние его горизонты, мощностью 20–25 м, представлены аллювием, который накапливался непрерывно в течение всего каргинского, МИС-3, этапа осадконакопления. Причем в условиях промерзания горных пород при температуре несколько выше тех, что необходимы для образования ПЖЛ, о чем свидетельствует наличие ИГЖ на разной глубине от поверхности. Аллювий ныне слагает тело высокой террасы, поверхность которой находится на отметках 55-60 м – на эту высоту рассматриваемый морфоструктурный блок был поднят, согласно результатам проведенного датирования, в конце каргинского, МИС-3, времени. Затем его поверхность стабилизировалась, о чем свидетельствует ее длительная переработка криогенными и криопедогенными процессами в условиях низкотемпературной криолитозоны – с активным рассечением верхних горизонтов террасы эпигенетическими ПЖЛ и последующим их вытаиванием в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона в начале голоцена.

Подобная картина отслеживалась и в направлении к долине р. Надым – вдоль ее правого притока, р. Правая Хетта (см. рис. 3), где просматривались все те же описанные выше черты криогенно-осадочного комплекса. Иными словами, единообразное развитие

рассматриваемого морфоструктурного блока отмечалось на всем пространстве Надым-Пуровского междуречья. Соответственно, никакого воздействия трансгрессий Арктического бассейна на этих широтах на Надым-Пуровском междуречье не фиксировалось.

Тем не менее, несколько иной характер строения долин был выявлен на левобережье р. Надым – вдоль ее левого притока, р. Хейгияха. С одной стороны, в приустьевой части этой реки вдоль левого борта долины ясно выражен обрыв высокой 20–25-м террасы, поверхность которой слегка наклонна по направлению к руслу реки и, поэтому, у бровки имеет отметки несколько меньше, чем в предыдущем случае – порядка ~45 м. Но строение вскрываемых рекой при подрезе тела террасы отложений характеризуется теми же чертами, что и на Надым-Пуровском междуречье: оно по-прежнему отражает синкриогенное накапливание каргинского, МИС-3, аллювия – его возраст подтвержден датировкой ~30 тыс. л. н. по детриту намывной палеопочвы (рис. 6, врезка вверху), а синкриогенное наращивание отложений – наличием в них на разной высоте ИГЖ. Тогда как в верхней части разреза террасы ясно отслеживается сартанский, МИС-2, криопедогенный горизонт, по своим характеристикам подобный тем осадочным комплексам, что фиксировались в предыдущих разрезах – он также перекрыт голоценовым подзолом, представленным в данном случае светлоземом. Добавим, что урез воды в р. Надым на стрелке рек находится на отметке всего около 10 м. Таким образом, даже при небольшом уровне трансгрессии Арктического бассейна, или хотя бы его ингрессии со стороны Обской губы вдоль долины р. Надым, морские воды легко достигли бы данной местности, что важно в плане еще одной особенности строения данной долины.



Рис. 6. Строение террас в приустьевой части р. Хейгияха: вверху рисунка – вдоль ее левого берега, внизу – вдоль правого берега. Фото из архива В.С. Шейнкмана. Пояснения в тексте.

Дело в том, что на рассматриваемом участке ясно выделяется еще одна поверхность выравнивания с отметками 20–25 м, т.е. гипсометрически она вдвое ниже предыдущей, и врез в нее р. Хейгияха мы ассоциировали как формирование второй Надым-Пуровской надпойменной террасы (рис. 6, врезка внизу). Она хорошо отслеживается на участке, получившем у местных жителей название Раздув, ввиду наличия в его пределах дюны с перебиваемыми песками. Они сформировались на месте выгоревшего леса в конце голоцена (судя по датировкам остатков обгоревшей древесины – ~1500 л. н.), когда поверхностные слои аллювия, будучи уже оттаявшими, оказались не скреплены ни

мерзлотой, ни растительностью. Тем не менее под перевернуваемыми песками в стенке созданного здесь карьера для забора песка ясно просматривается криопедогенный, перекрытый подзолом горизонт, аналогичный тому, что отслежен в строении третьей надпойменной Надым-Пуровской террасы.

Поскольку на формирование подобного осадочного комплекса требовалось время, по крайней мере, с начала сартанского, МИС-2, криохрона и длительная стабилизация в течение всего этого этапа уровня поверхности всей толщи отложений, в данном случае речь идет о формировании ступени самостоятельного террасового уровня. Хотя она встречается фрагментарно и имеет локальный характер, в отличие от площадного развития поверхности высокой третьей Надым-Пуровской террасы, но венчающий эту более низкую ступень криопедогенный горизонт однотипен и одного возраста с тем, что венчает высокую террасу. Следовательно, в данном случае имеет место одновременное мерзлотное препарирование разных террасовых комплексов, сформированных к началу сартанского, МИС-2, криохрона на фоне единого развития рассматриваемой территории. Что касается первой надпойменной террасы, то она отслеживается повсеместно. Ее относительная высота составляет 2-4 м, а тело сложено хорошо промытым песчаным, изначально не мерзлым аллювием – перемываемым материалом более древних террас, в котором следов многолетнего промерзания не обнаружено. Формировалась она, скорее всего, в голоцене.

Поскольку наличие второго террасового уровня, увенчанного сартанским, МИС-2, криопедогенным горизонтом, явление особое, рассмотрим подробнее его развитие на примере объекта Раздув. Данный комплекс ясно датируется серией ^{14}C -датировок (одна из них показана на рис. 6, врезка внизу) по материалу фрагментов педоседиментов криогидроморфной палеопочвы, образованной в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона. Сами криогидроморфные палеопочвы в составе рассматриваемого горизонта своим наличием показывают, что их развитие шло на матрице ММП, когда промерзавшие осадки стабилизировались, переходя из режима пойменного накопления в режим устойчивой террасы, поскольку иначе почва не образовалась бы. Тогда как признаки хорошо выраженного бывшего сезонно-талого слоя у основания криогидроморфной почвы говорят о воздействии талых вод, способных пропитывать верхние слои аллювия и затекать в морозобойные трещины, подтверждая, что отмеченные полигонально-жильные структуры – псевдоморфозы по ПЖЛ. Формируясь в малолдыстных отложениях, такие структуры, согласно [Романовский, 1977] неплохо сохраняют очертания былых ПЖЛ, что и наблюдается в нашем случае.

Псевдоморфозы и в данной ситуации своей ясно выраженной формой говорят о типе наследуемых ими ПЖЛ: они узкие в средней и нижней части, вверху расширяются, и здесь вдоль контакта с вмещающей породой слои последней отжаты вверх и в стороны, а над головками жил фиксируются уже несколько сглаженные валики выжимания. Всё это типично при развитии ПЖЛ в условиях стабилизации поверхности, которую они пересекают [Попов и др., 1985], и говорит об их эпигенетическом развитии. Видны на рисунке 6 и ИГЖ – на разной глубине, ближе друг к другу и высотой до 1 м, что говорит о том, что и в данном случае, как и в ситуации формирования третьей Надым-Пуровской террасы, шло накопление аллювия в синкриогенном режиме при температуре несколько выше значений, необходимых для образования ПЖЛ, и в условиях ещё не стабилизированной поверхности террасы. Слои вмещающей породы на контакте с ИГЖ в нижней их части загнуты вниз, но вверху становятся пологими и затем плавно смыкаются с лежащими выше горизонтально осадками. По [Романовский, 1977] это как раз признаки таких, формируемых в деятельном слое жил.

Все сказанное говорит о том, что к началу освоения сформированной толщи процессами полигонально-жильного льдообразования она была стабилизирована и стала осваиваться ПЖЛ именно как эпигенетическими образованиями. В то же время сработал феномен клавишной тектоники: поднятие местности происходило неравномерно, и к

началу ее освоения полигонально-жильным льдообразованием образовывалось две террасовых ступени, которые в итоге венчает один и тот же криопедогенный комплекс. Причем никаких следов внедрения морских вод со стороны Обской губы здесь не просматривается несмотря на низкие уровни и второй террасы р. Хейгияха, и уреза воды в ней. К середине голоцена значительная часть данной толщи оттаяла, о чем говорит наличие вверху её ясно выраженных подзолов: очевидно, что сформированы подзолы после исчезновения мерзлотного водоупора, фиксированного ранее основанием криогидроморфных палеопочв. Серией ¹⁴C-датировок по веществу подзолов это время как раз определяется как середина голоцена.

Заключение. Проведенные исследования показывают, что граница распространения существующих ПЖЛ на севере Западной Сибири, проходящая примерно по параллели 68°с. ш., фактически фиксирует и границу их сингенетического развития, начавшегося при похолодании климата после теплого, МИС-5, казанцевского времени. Ситуация южнее полярного круга резко меняется. На этом пространстве отсутствует полигонально-жильное льдообразование сегодня, и, в отличие от пространства севернее полярного круга, отсутствовало оно и в каргинское, МИС-3, время. В бассейнах рек, дренирующих равнину Обь-Енисейского междуречья, в это время была сформирована значительная, мощностью в несколько десятков метров, толща аллювия. Реки имели равнинный характер и перерабатывали на территории севернее Сибирских Увалов, с которых они стекали, более древние осадки. В эти осадки каргинский, МИС-3, аллювий оказался в итоге и вложен, причем его накапливание происходило в синкриогенном режиме вне зоны трансгрессивно-регрессивной динамики Арктического бассейна и в условиях ММП с температурой ниже значений, необходимых для полигонально-жильного льдообразования, хотя и близких к ним. Обо всем этом свидетельствует наличие на разных уровнях по всей толще каргинского аллювия ИГЖ, которые являются генетическими предшественниками ПЖЛ – активное развитие которых произошло позже, в самый холодный сартанский, МИС-2, криохрон и вне зоны трансгрессивно-регрессивного воздействия Арктического бассейна. В то время местность тектонически стабилизировалась, и создались условия для ее рассечения ПЖЛ, причем в формате их эпигенетического развития. Однако весьма крупных размеров эти представители полигонально-жильного льдообразования не достигали – в среднем их высота составляла около 3 м при ширине по верху жил около 2 м.

Параллельно с формированием ПЖЛ на былом основании сезонно-талого слоя в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона шло развитие и криогидроморфных почв, которые образовали единый с ПЖЛ криопедогенный комплекс. В развитии его отмеченные почвы играли важную роль, поскольку в терминальную фазу сартанского, МИС-2, криохрона в ходе начавшегося тогда потепления климата ПЖЛ стали вытаивать, но вмещающие их породы еще оставались мерзлыми. По еще холодным стенкам тающих ПЖЛ криогидроморфные почвы стали оползать с междужильного пространства в пространство, освободившееся ото льда, и заполнять его. Процесс этот был довольно длительным – он начался 15–16 тыс. л. н. и закончился только 8–9 тыс. л. н., когда вмещающие ПЖЛ отложения перестали быть мерзлыми, так как во второй половине голоцена в хорошо дренированной местности на их матрице стали формироваться подзолы – индикатор глубоко или полностью оттаявших отложений. Начало развития таких почв отмечается временем около 7 тыс. л. н. Сохранились мерзлые толщи на исследуемой территории только локально, в области распространения торфяников.

Финансирование. Работа выполнена при поддержке программы по госзаданию FWRZ-2021-0005.

ЛИТЕРАТУРА

Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИОкеангеология. 2017. 291 с.

Васильчук Ю.К., Плихт Й.В., Васильчук А.К., Юнгнер Х., Соннинен Э. Первые радиоуглеродные датировки сингенетических позднеплейстоценовых повторно-жильных льдов // Доклады Академии наук. 2000. Т. 371. С. 114-117.

Васильчук Ю.К., Васильчук А.К. Мощные полигональные торфяники в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород Западной Сибири // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 4. С. 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15)

Данилов И.Д. Мерзлотные и псевдомерзлотные линовидные деформации в осадочных породах // Проблемы криолитологии. Выпуск II. 1972. С. 31-48.

Дубиков Г.И. Некоторые данные по климату верхнего плейстоцена на севере Западной Сибири // Известия Академии Наук. Серия геогр. 1962. № 6. С. 80-85.

Кузин И.Л. Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб., изд-во Государственной полярной академии. 2005. 176 с.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (палеогеография). М. Изд-во Московского госуниверситета. 1972. 250 с.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М. Высшая школа. 1989. 320 с.

Попов А.И. Четвертичный период в Западной Сибири // Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири. М. Изд-во Московского госуниверситета. 1959. С. 67–81.

Попов А.И. Сопоставление опорных разрезов четвертичных отложений севера Западной Сибири и Большеземельской тундры // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., Наука. 1965. С. 76–88.

Попов А.И., Розенбаум Г.Э., Тумель Н.В. Криолитология. – М., Изд-во Московского госуниверситета. 1985. 240 с.

Розенбаум Г.Э., Шолянская Н.А. Позднекайнозойская история криолитозоны Арктики и тенденции ее будущего развития. М., Научный мир, 2000, 103 с.

Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск. Наука. 1977. 215 с.

Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Токарев И.В. Реконструкция палеоклимата российской Арктики в позднем неоплейстоцене–голоцене на основе данных по изотопному составу полигонально-жильных льдов // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 2. С. 98–106.

Таргульян В.О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях. М. Наука. 1971. 270 с.

Трофимов В.Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М. Изд-во Московского госуниверситета. 1977. 278 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М. Научный мир. 2001. 606 с.

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)

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западной Сибири в квартере // Доклады РАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 480–484. doi: 10.7868/S0869565217340199

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Парначев В.П. Анализ криогенных и тектонических процессов на севере Западной Сибири в плейстоцене с позиций криогетеротопии // Доклады РАН. 2020. Т. 494. № 1. С. 82-86. doi: 10.31857/S2686739720090169

Шмелев Л.М. Следы криогенных явлений в четвертичных отложениях Западно-Сибирской низменности и их палеогеографическое значение // Четвертичный период Сибири. М. Наука. 1966. С. 429–437.

Sedov S.N., Sheinkman V.S. Late Pleistocene Paleosols in the North of Western Siberia: Paleorecords of Natural Environment and a Component of the Modern Soil Cover // Eurasian Soil Science. 2024. Vol. 57. No. 1. P. 100–113. doi: 10.1134/S1064229323602470

Sheinkman V., Kurgaeva A., Sedov S., Bezrukova E. Multiphase cryogenesis and incipient paleosol development during MIS 2 in North-Western Siberia: Detailed chronostratigraphy, paleoenvironmental significance, and comparison with the global and European records // *Quaternary International*. Vol. 686-687. 2024. P. 142–159. doi: 10.1016/j.quaint.2023.04.011

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: 10.1017/qua.2020.74

NON-GLACIATED DEVELOPMENT OF WEST SIBERIA AND DYNAMICS OF THE ARCTIC BASIN IN THE LIGHT OF THE MOST NORTHERN FINDINGS OF POLYGONAL ICE WEDGE PSEUDOMORPHS IN THE REGION

Sheinkman V.S.¹, Sedov S.N.¹, Androkhanov V.A.², Gravis A.G.¹, Khalimianov A.Z.¹

¹Earth Cryosphere Institute, Tyumen Scientific Center, Tyumen, Russia

²Institute of Soil Science and Agrochemistry, Tyumen, Russia

The research carried out by the present authors in the Subarctic zone of West Siberia sets the task to correct the scheme of its paleocryological development in the Pleistocene. It concerns transgressive-regressive dynamics of the Arctic basin, the problem of ancient glaciation and specificity of freezing the area of the region during cold epochs. It was revealed that the polygonal ice wedge zone was widened in the Late Pleistocene until the latitudinal reaches of the Ob' River, but to the south of the Arctic Circle it changed its character – syngenetic type of the ice took turns by epigenetic type. On the one hand, it evidenced in respect of unreality of ice sheet development in this area during the Pleistocene cryochrons, because climatic rhythmicity in the format of warming-cooling the same features were throughout that time. On the other hand, it shows absence of transgressive-regressive effect from the Arctic Basin to the south of the Arctic Circle in the Late Pleistocene at least.

Keywords: *West Siberia, polygonal ice wedges, glaciation, north Siberia, transgressive-regressive dynamics, Arctic basin*

REFERENCES:

- Arctic Basin (Geology and Morphology). SPb.: VNIIOkeangeologiya. 2017. 291 p.
- Vasilchuk Yu.K., Plikht J.V., Vasilchuk A.K., Jungner H., Sonninen E.* The first radiocarbon dates of syngenetic late Pleistocene ice wedges // *Doklady Earth Sciences*. 2000. Vol. 371. P. 381-384.
- Vasilchuk Yu.K., Vasilchuk A.K.* Thick polygonal peatlands in the zone of continuous permafrost distribution of Western Siberia // *Cryosphere of the Earth*. 2016. Vol. XX. No. 4. P. 3–15. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2016-4(3-15)
- Danilov I.D.* Permafrost and pseudo-permafrost line-like deformations in sedimentary rocks // *Problems of cryolithology*. Issue II. 1972. P. 31-48.
- Dubikov G.I.* Some data on the Upper Pleistocene climate in the north of Western Siberia // *Bulletin of the Academy of Sciences. Geogr. Series*, 1962, No. 6. P. 80-85.
- Kuzin I.L.* Geomorphology of the West Siberian Plain. St. Petersburg, Publishing House of the State Polar Academy. 2005. 176 p.
- Lazukov G.I.* Anthropogene of the northern half of Western Siberia (paleogeography). Moscow, Publishing House of Moscow State University. 1972. 250 p.
- Lazukov G.I.* Pleistocene of the territory of the USSR. Moscow, Higher School. 1989. 320 p.
- Popov A.I.* Quaternary period in Western Siberia // *Ice age on the territory of the European part of the USSR and Siberia*. M. Publishing house of Moscow state university. 1959. P. 67–81.
- Popov A. I.* Comparison of reference sections of Quaternary deposits of the north of Western Siberia and Bolshezemelskaya tundra // *Main problems of studying the Quaternary period*. M., Nauka. 1965. P. 76–88.
- Popov A. I., Rosenbaum G. E., Tumel N. V.* Cryolithology. M., Publishing house of Moscow state university. 1985. 240 p.
- Rosenbaum G. E., Shpolyanskaya N. A.* Late Cenozoic history of the Arctic cryolithozone and tendencies of its future development. M., Scientific world, 2000, 103 p.

- Romanovsky N. N.* Formation of polygonal-vein structures. Novosibirsk. Science. 1977. 215 p.
- Streletskaya I.D., Vasiliev A.A., Oblogov G.E., Tokarev I.V.* Reconstruction of the paleoclimate of the Russian Arctic in the late Neopleistocene–Holocene based on the isotopic composition of polygonal-vein ice // *Cryosphere of the Earth*, 2015. Vol. XIX. No. 2. P. 98–106.
- Targulyan V.O.* Soil formation and weathering in cold humid areas. Moscow. Science. 1971. 270 p.
- Trofimov V.T.* Regularities of spatial variability of engineering-geological conditions of the West Siberian Plate. Moscow. Moscow State University Press. 1977. 278 p.
- Khain V.E.* Tectonics of Continents and Oceans. Moscow: Nauchny Mir. 2001. 606 p.
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P.* Evolution of Concepts of Cold and Possible Paths of Their Development in Earth Sciences // *Earth Cryosphere*. 2019. Vol. XXIII. No. 5. P. 3–16. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2019-5(3-16)
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Sedov S.N., Parnachev V.P.* New Evidence of Out-of-Glacial Development of the North of Western Siberia in the Quaternary // *Doklady Earth Sciences*. 2017. Vol. 477. № 2. P. 1430-1433. doi: 10.1134/S1028334X17120078
- Sheinkman V.S., Melnikov V.P., Parnachev V.P.* Analysis of cryogenic and tectonic processes in the north of Western Siberia in the Pleistocene from the standpoint of cryoheterotopy // *Doklady Earth Sciences*. 2020. Vol. 494. № 1. P. 741-744. doi: 10.1134/S1028334X20090160
- Shmelev L.M.* Traces of cryogenic phenomena in the Quaternary deposits of the West Siberian Lowland and their paleogeographic significance // *Quaternary period of Siberia*. M. Nauka. 1966. P. 429–437.
- Sedov S.N., Sheinkman V.S.* Late Pleistocene Paleosols in the North of Western Siberia: Paleorecords of Natural Environment and a Component of the Modern Soil Cover // *Eurasian Soil Science*. 2024. Vol. 57. No. 1. P. 100–113. doi: 10.1134/S1064229323602470
- Sheinkman V., Kurgaeva A., Sedov S., Bezrukova E.* Multiphase cryogenesis and incipient paleosol development during MIS 2 in North-Western Siberia: Detailed chronostratigraphy, paleoenvironmental significance, and comparison with the global and European records // *Quaternary International*. Vol. 686-687. 2024. P. 142–159. doi: 10.1016/j.quaint.2023.04.011
- 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: 10.1017/qua.2020.74