

КРИОПЕДОЛОГИЯ

УДК 551.343 + 551.8 + 631.42

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2019-1(51-62)

КРИОТРАСОЛОГИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ ПАЛЕОПОЧВ

В.С. Шейнкман¹⁻³, С.Н. Седов¹⁻⁴, А.В. Русаков⁵, В.П. Мельников¹⁻³¹Тюменский государственный университет, 625003, Тюмень, ул. Володарского, 6, Россия; vlad.sheinkman@mail.ru²Тюменский индустриальный университет, 625000, Тюмень, ул. Володарского, 36, Россия³Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН, 625026, Тюмень, ул. Малыгина, 86, Россия⁴Институт геологии, Национальный автономный университет Мексики (УНАМ), 04510, Койоакан, Мехико, Мексика⁵Санкт-Петербургский государственный университет, 199000, Санкт-Петербург, Средний пр., 41, Россия

При промерзании горных пород в условиях максимальных градиентов температур процессы криолито-генеза воздействуют на почвенные комплексы и формируют набор специфических признаков в твердо-фазной матрице почв. Сохраняясь в погребенных почвах, эти признаки служат прямыми или косвенными индикаторами криогенных обстановок прошлого. Прямые индикаторы – это криотурбации, криогенное оструктурирование и мерзлотная сортировка почвенной массы на макро- и микроморфологическом уровне, косвенные – оглеение и торфообразование в почвах хорошо дренированных сред, связанные с мерзлыми водоупорными горизонтами. В работе комплекс этих криотрасологических признаков использован для реконструкции мерзлотных обстановок в различных районах во время МИС-3 и МИС-2.

Криогенез, криотрасология, палеопочвы, квартал

EVIDENCE OF PERMAFROST IN PALEOSOLS: CRYOTRACEOLOGICAL APPROACH

V.S. Sheinkman¹⁻³, S.N. Sedov¹⁻⁴, A.V. Rusakov⁵, V.P. Melnikov¹⁻³¹Tyumen State University, 6, Volodarskogo str., Tyumen, 625003, Russia; vlad.sheinkman@mail.ru²Tyumen Industrial University, 36, Volodarskogo str., Tyumen, 625000, Russia³Earth Cryosphere Institute, Tyumen Science Center SB RAS, 86, Malygina str., Tyumen, 625026, Russia⁴Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), CP 04510, Coyoacán, CdMx, Mexico⁵St. Petersburg State University, 41, Sredniy ave., St. Petersburg, 199000, Russia

Freezing of rocks and formation of permafrost affect soils and produce specific signatures in their solid matrix. The macro- and micromorphological signatures of frost effects remain preserved in buried soils and can serve as explicit or implicit traces of past cryogenic environments. They are, respectively, cryoturbation, aggregation and size sorting of soil particles, gleying and peat formation in well drained soils upon impermeable permafrost. Such signatures are used, in terms of the cryotraceological approach, to reconstruct glacial environments during MIS-3 and MIS-2 events of the marine oxygen isotope stratigraphy in different regions.

Cryogenesis, cryotraceology, permafrost signatures, paleosol, Quaternary

ВВЕДЕНИЕ

Одним из новых направлений в криологии Земли является криотрасология [Мельников и др., 2013]. Суть ее состоит в расширении информационной базы криологического знания и использовании для индикации и более полноценной реконструкции криогенных процессов, условий и образований дополнительных данных о них на макро- и микроуровне их изучения, причем не только в отношении наиболее репрезентативного, в плане проявления криогенеза, геологического периода – квартала, но и более отдаленного периода эволюции Земли.

Реконструкция криогенных обстановок прошлого чаще проводится путем выявления и интерпретации эвидентных признаков воздействия

криогенеза на горные породы и сложенные ими формы рельефа, что в первую очередь обусловлено обнаружением в них различных видов льда или следов его присутствия. Характерные примеры: криогенный микрорельеф, различные деформации отложений, диспергирование горных пород, полигонально-жильные структуры и т. д. [Попов, 1967; Романовский, 1977; Гасанов, 1981]. Существенную палеокриологическую информацию могут предоставить также разнообразные латентные признаки криолитогенеза – ее объем значителен, но мало освоен. Эти признаки обусловлены тонкими, требующими особой процедуры распознавания, механизмами модифицирующего воздействия криогенеза на процессы, условия и образо-

вания, связанные с многолетними циклическими преобразованиями промерзающих и мерзлых горных пород.

Одним из носителей обоих видов индикаторов криолитогенеза, как эвидентных, так и латентных, являются почвы. Охватывая верхний слой континентальной литосферы, они формируют одну из глобальных оболочек Земли – педосферу. В ней происходит преобразование *in situ* материнского субстрата под воздействием биологических, физико-химических, геолого-геоморфологических и климатических факторов через набор особых почвообразовательных процессов (триада Докучаева–Герасимова [Герасимов, 1956]). В охватываемой почвообразованием криогенной области педосфере частично или полностью можно рассматривать как подсистему криосферы Земли. Почвенный профиль в пределах зоны многолетнемерзлых пород (ММП) обычно охватывает весь сезонноталый слой (исключение – участки с мощными таликами). В области же сезонной мерзлоты процесс почвообразования регулируется степенью промерзания горных пород, тем не менее глубина проникновения педогенетических процессов нередко превышает мощность сезонномерзлого слоя.

С точки зрения эволюции почв признаки криолитогенеза, проявляемые в них [Величко и др., 1996], составляют специфический блок памяти почв (в понимании В.О. Таргульяна и С.В. Горячкина [Targulian, Goryachkin, 2004]). В нем записано воздействие на твердофазную почвенную матрицу генерированных и модифицированных криолитогенезом элементарных почвообразовательных процессов (ЭПП). Неплохо изучен современный криоморфный педогенез: он детально рассмотрен в многочисленных публикациях, в том числе в ряде фундаментальных обобщений, например, в известной работе Д. Бокхейма [Bockheim, 2015], а также в трудах О.В. Макеева и его последователей [Макеев, 1981], предложивших называть данную область исследований криопедологией [Макеев, 1999]. Однако опыт применения накопленного в этой области знания для палеопедогенеза и детального прочтения почвенных записей, раскрывающих характер мерзлотных обстановок на разных отрезках геологической истории, пока ограничен.

Достигнут определенный прогресс сегодня в исследовании криогенеза палеопочв позднего квартала – в связи с реконструкцией природной среды холодной фазы (криохрона) последнего климатического цикла [Гугалинская, 1982; Сычева, 2012]. Изучалась также проблема наследования признаков, связанных с древними мерзлотными процессами в современном почвенном покрове [Макеев и др., 1989; Алифанов и др., 2010]; есть сводная работа по прямым макро- и микроморфологическим признакам древних мерзлотных про-

цессов в палеопочвах [Van Vliet-Lanoë, 1998]. Однако в не так давно вышедшем фундаментальном труде [Память..., 2008], где рассмотрен широкий набор носителей почвенных записей прошлого, нет раздела о педогенетических индикаторах бывшего криогенеза.

По мнению авторов, результаты криопедологических исследований еще слабо интегрированы в систему летописей мерзлотных обстановок прошлого. Исходя из этого считаем, что как инструмент интеграции междисциплинарных криологических исследований криотрасология для изучения истории Земли имеет особое значение и в данном научном направлении следует выделить педогенетический аспект. Авторами уже накоплен определенный опыт использования криотрасологических педогенных индикаторов для анализа ряда осадочных разрезов позднего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине и на севере Западной Сибири, и этот изложенный ниже опыт предлагается для обсуждения.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общие положения. Если рассматривать почву как компонент земной коры, его положение относительно криолитозоны может быть разным – как внутри, так и вне области ее развития. Но в любом случае, в условиях промерзания горных пород (сезонного и многолетнего) в почве происходят особые, преобразующие ее процессы, связанные с частыми фазовыми переходами воды в лед и пар и сопровождающиеся изменчивостью интенсивности и вида физико-химических процессов. Среди всех образований в верхних слоях литосферы почвы наиболее подвержены воздействию разнообразных экзогенных и некоторых эндогенных процессов и оказываются под влиянием самых больших градиентов температуры и влажности. Криолитогенез контролирует и в значительной мере регулирует ход педогенеза, формируя в породобразующей матрице почв комплекс специфических признаков. Причем важно, что эти признаки сохраняются и после выхода почв из-под влияния криогенного педогенеза и из области криолитозоны вообще. Поэтому в погребенных почвах такие признаки становятся полноценными криотрасологическими индикаторами криогенных событий прошлого.

Криотрасологические педогенные индикаторы делятся на две группы. 1. Отмеченные выше эвидентные признаки криолитогенеза, воздействующего на почвообразование на уровне видимого их проявления в структуре и текстуре промерзающей породы. Они формируются под влиянием процессов, ведущих к образованию в составе почвенного субстрата льда, его преобразованию и превращению в фактор педогенеза. 2. Латентные, порой косвенные, признаки, когда почвенные об-

разования модифицируются криолитогенезом на микроструктурном уровне их строения, распознать которое можно только при проведении специальных микроморфологических и физико-химических исследований. Оба типа индикаторов авторами были использованы для ландшафтных реконструкций разных этапов квартера, особенно в рамках наиболее репрезентативного, последнего 100-тысячелетнего климатического цикла, охватывающего морские изотопные стадии (МИС) 5–2. Кроме того, сделана попытка ответить на вопрос: в каких временных пределах могут надежно работать такие индикаторы как инструмент палеокриогенного анализа.

В рамках небольшой статьи изложить все решения нереально. Поэтому, учитывая пионерный характер проводимого исследования, авторы будут поэтапно представлять свои материалы. Ниже приведены примеры использования криотрасологических педогенных индикаторов при анализе тех опорных разрезов, по которым уже получены представительные высокоинформативные данные о последних этапах позднего квартера.

Проявление криотрасологических педогенных индикаторов МИС-3 и их сравнительный анализ в бассейне верхней Волги и средней Оби. Интервал ~55–25 тыс. лет назад, соответствующий МИС-3, в последнее время привлекает повышенное внимание специалистов в области палеогеографической реконструкции, поскольку это время термохрона, ход теплых фаз которого часто сравнивают с ходом современного теплого этапа. Особый интерес этому интервалу придает и тот факт, что к нему относится первоначальное расселение в Европе человека современного типа. В Европе с МИС-3 ассоциируют среднеюрмский и средневалдайский (брянский) мегаинтерстадиал, а в Сибири – каргинский термохрон, и палеопочвы этого возраста давно используются для индикации разрезов лёссового пояса, где в большинстве региональных хроностратиграфических схем они представлены несколькими (1–3, иногда более) уровнями. Это *искитимский* комплекс на юге Сибири [Зыкина, Зыкин, 2012], брянская почва на Русской равнине [Морозова, 1981], палеопочвы Штильфрид В (*Stillfried B*) в Австрии и Лоне (*Lohne*) в Германии [Terhorst et al., 2015]. Однако к северу от лёссовых областей палеопочвы МИС-3 малоизучены, поэтому исследования авторов, использовавших потенциал криотрасологических индикаторов, позволили существенно расширить информационную базу былых эпох. Палеопочвы МИС-3, преобразованные криолитогенезом, были выявлены авторами (или при их участии) значительно севернее лёссового пояса – в Верхнем Поволжье и на севере Западной Сибири (рис. 1).

В Верхнем Поволжье это были темногумусово-глеевые и торфяно-глеевые почвы ¹⁴C-возрас-

том ~28–50 тыс. л.н., сформированные на ранневалдайских (и/или микулинских) озерных осадках и московской морене, перекрытые затем поздневалдайскими покровными суглинками, на которых развиты голоценовые дерново-подзолистые почвы (ретисоли) [Rusakov, Sedov, 2012]. Несмотря на длительное погребение и наложенные процессы голоценового педогенеза (иллювирирование глины) в профиле этих палеопочв сохранились признаки и кратковременных (10–100 лет), и средневременных (100–10 000 лет) ЭПП. К первым относятся собственно процессы криогенеза и нередко связанные с ними структурообразование и оглеение, ко вторым – накопление органического вещества, гумусо- и торфообразование. Следы их были надежно сохранены в памяти почв и зафиксированы (в том числе посредством выявления криотрасологических признаков) в их мезо- и микростроении. Они будут детализированы при сравнении разрезов верхней Волги и севера Западной Сибири. Здесь же рассмотрим опорный для Верхнего Поволжья разрез Черемошник в балочной аккумулятивной террасе.

Хотя наиболее надежными источниками палеогеографической информации традиционно считаются водораздельные разрезы, авторы разделяют мнение С.А. Сычевой [Память..., 2008], что именно в аккумулятивных позициях можно обнаружить наиболее детальные почвенно-осадочные архивы – при условии их надежного датирования и корреляции. В рамках МИС-3 в данном разрезе выявлена средневалдайская темногумусово-глеевая палеопочва [Rusakov et al., 2015], которая, будучи образована в обстановке господства (в растительности) карликовой березки и ольховника, отличается тем, что в ней диагностированы три из отмеченных выше ритмов эфемерного почвообразования, сходные по морфогенетическим признакам. В условиях стабилизации у исходной поверхности каждая из почв погребается очередным овражным наносом, на котором заново формируется



Рис. 1. Расположение районов исследований:

1 – в бассейне верхней Волги; 2 – в восточной части Сибирских Увалов.

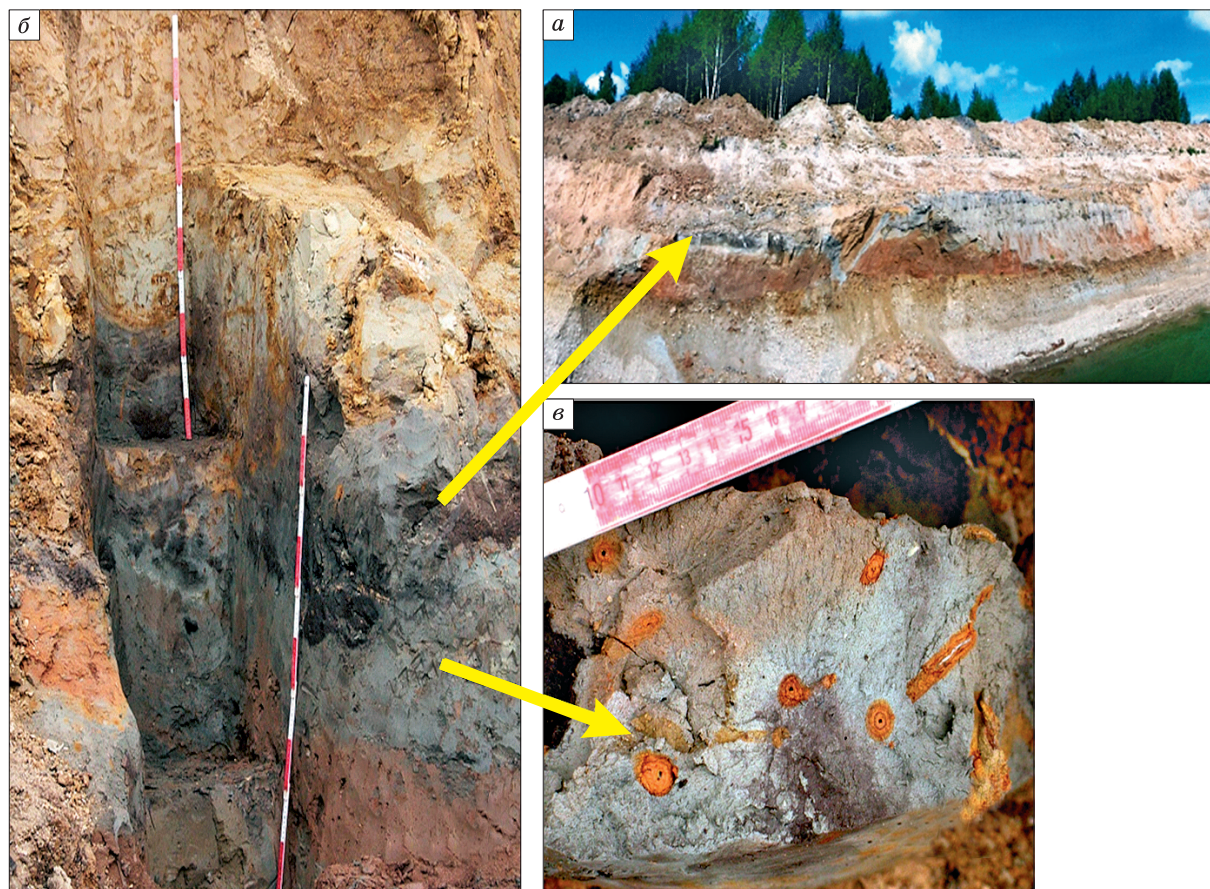


Рис. 2. Криогенные торфянисто-глиевые палеопочвы в бассейне верхней Волги, разрез Косково:

a – общий вид разреза; *б* – палеопочвенный профиль в центре разреза; *в* – мезоморфология глеевого горизонта этого профиля. Фото А.В. Русакова.

почва, морфологически сходная с нижележащей почвой. Подобные ритмы были также выявлены при изучении другого опорного для региона разреза Косково, в котором последовательно сменяют друг друга несколько профилей торфяно-глиевых почв (рис. 2) [Русаков, Седов, 2016; Rusakov, Sedov, 2012; Rusakov et al., 2015].

Имея такой представительный набор данных по МИС-3 по региону, расположенному существенно севернее лёссового пояса, авторы и к востоку от Урала рассчитывали выявить подобные образования, хотя в Сибири для этой зоны информации о них не было. Здесь палеопочвы, не говоря уже об их криотрасологических признаках, раньше просто не искали! В 1960-е гг. значительной частью геологов, занимавшихся четвертичным направлением для Сибири, была принята модель покровного ледника, и долгое время они даже не брали во внимание отрицание ее большинством мерзлотоведов: в нереальности существования палеопочв в краевой зоне такого ледника они были уверены.

Учитывая остроту споров и проанализировав данные сторонников [Земцов, 1976; Архипов, 1997; Гросвальд, 2004] и противников [Данилов, 1978; Кузин, 2005; Васильчук, Васильчук, 2010; Стрелецкая и др., 2015] ледниковых покровов, авторы провели на севере Западной Сибири свое исследование. Ледниковых реликтов они не обнаружили, на данной территории было выявлено лишь господство в течение всего квартала процессов глубокого промерзания земной коры, протекавших на фоне саморазвития речной сети [Шейнкман и др., 2017]. Поскольку в подобных условиях почвообразование, так или иначе, могло иметь место, усилия были направлены на поиск палеопочв, преобразованных криолитолизом, что закономерно в отсутствие ледникового покрова в субарктической зоне.

Вскоре палеопочвы были обнаружены (и впервые надежно установлены) в восточной части Сибирских Увалов (см. рис. 1) в теле речных террас в разрезах Белая Гора (р. Вах) и Зеленый Остров (р. Сабун, приток р. Вах) [Шейнкман и др.,

2017; Sedov et al., 2016; Sheinkman et al., 2016]. Они характеризовались наличием четких криотрасологических признаков.

Кровля изученных террас в данном районе находится на высоте 110–130 м над уровнем моря и сопряжена с поверхностью высокой (30–40 м) аллювиальной террасы (обычно относимой к системе III Обской террасы [Архинов, 1997; Кузин, 2005]). В ее теле авторы обнаружили два педогенных комплекса (рис. 3). Первая палеопочва найдена в обоих разрезах: она расположена под несколькими метрами слоистых озерно-аллювиальных отложений. По ее материалу получены ^{14}C -даты ~25–35 тыс. л.н., т. е. конец МИС-3. Вторая палеопочва выявлена в центре 30–40-метрового разреза Белая Гора: ^{14}C -опробование ее дало серию запредельных дат, но затем по ней была получена уран-ториевая датировка, которая позволила установить возраст почвы ~100 тыс. л.н. и отнести ее к концу МИС-5 [Шейнкман и др., 2017]. Во всех

исследованных случаях профили палеопочв были прекрасно сохранены и состояли из темного торфянисто-перегнойного и глеевого горизонтов. В отличие от слабокислой реакции у современного подзола, палеопочва имела реакцию среды, близкую к нейтральной, причем поверхностный голоценовый подзол не имел признаков гидроморфизма.

Что касается криотрасологических признаков, они ясно проявлялись и в верхневолжских, и в сибирских палеопочвах. Исследование их строения на микроморфологическом уровне (шлифы из отобранных образцов изучались под микроскопом) показало, что в экземплярах палеопочв МИС-3 ненарушенного сложения набор криотрасологических признаков в разрезах верхней Волги и средней Оби сходен. Торфянистые и перегнойные горизонты характеризовались обилием слабо-разложившихся фрагментов растительных тканей, причем показательно, что органический детрит

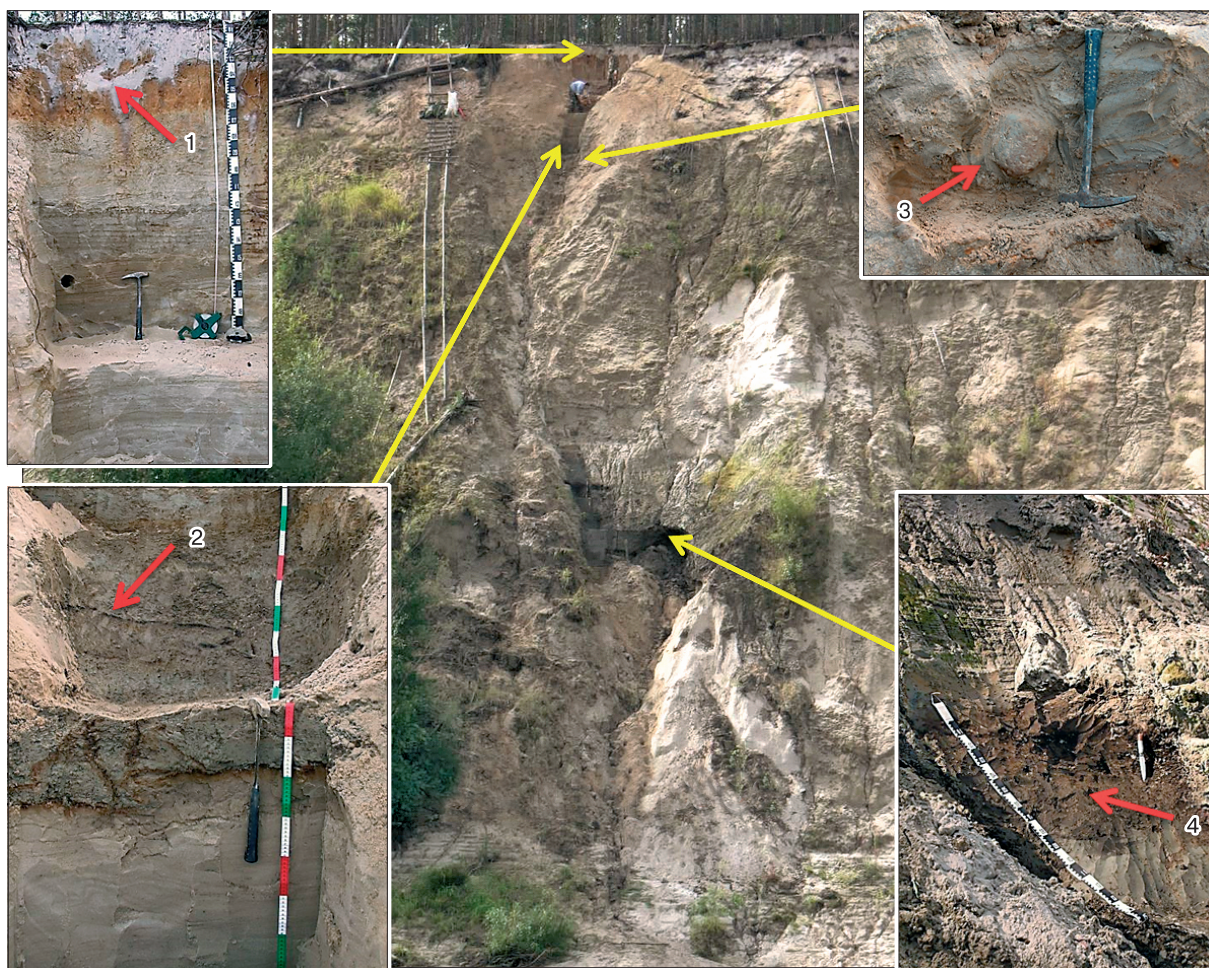


Рис. 3. Разрез Белая Гора (35-метровая терраса).

1 – современный подзол; 2 – палеопочва МИС-3; 3 – вкрапленные в аллювий валуны; 4 – палеопочва МИС-5. Фото В.С. Шейнкмана.

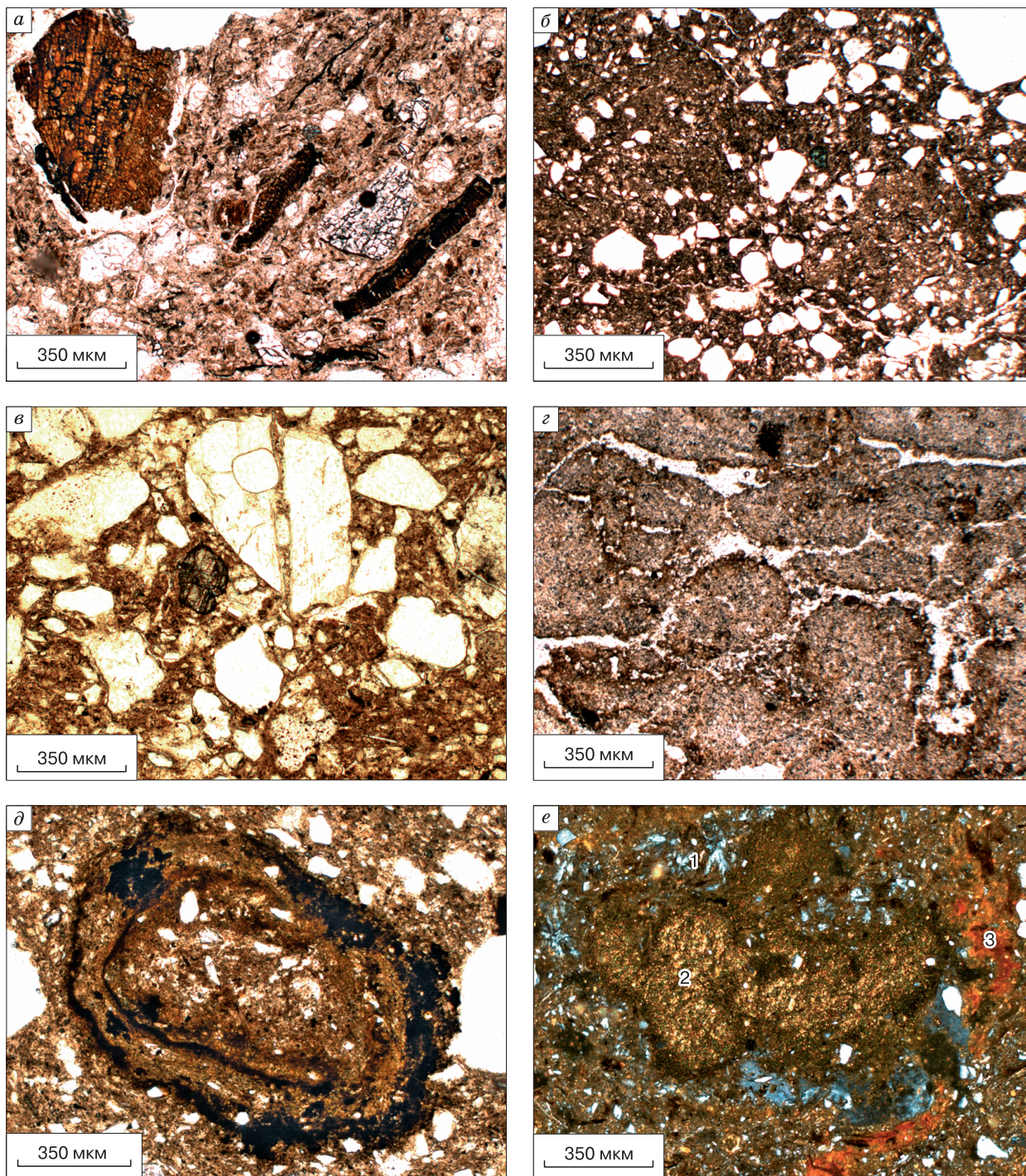


Рис. 4. Микроморфологическое строение палеопочв МИС-3 и выявленные в нем криотрасологические индикаторы.

a – фрагменты растительных остатков разной ориентации, смешанные с минеральным материалом, педокомплекс разреза Косково (верхняя Волга), горизонт Нb; *б* – кольцевое расположение песчаных зерен, когда центральная часть колец занята пылевато-глинистым материалом, педокомплекс разреза Косково (верхняя Волга), горизонт Стb; *в* – морозное растрескивание песчаного зерна кварца, педокомплекс разреза Черемошник (бассейн верхней Волги), горизонт Agb3; *г* – криогенная блоковая и плитчатая микроструктура, связанная со шлировым льдовыделением, разрез Белая Гора (р. Вах, правобережье средней Оби), горизонт Bgb; *д* – концентрическое железистое стяжение в палеопочве из разреза Пужбол (верхняя Волга), горизонт DG2; *е* – обрамленное кристаллами гипса (1) и гидроксидами железа (3) стяжение новообразованного пирита (2) в палеопочве из разреза Зеленый Остров (р. Сабун, правобережье средней Оби), горизонт Ahb. Фото С.Н. Седова. *a–д* – фотографии при проходящем свете, без анализатора; *е* – фотография при сочетании проходящего света при скрещенных николях и отраженного света.

был перемешан с минеральным материалом. При этом растительные фрагменты имели различную ориентацию и были частично деформированы (рис. 4, а). По мнению авторов, такие признаки характеризуют процесс криотурбации, перемешивающий органический и минеральный компоненты.

В минеральных горизонтах также наблюдалась неоднородность в распределении частиц разного размера: крупные песчаные частицы образовывали кластеры (иногда – кольцевые структуры) и скопления в порах, соседствующие с микрозонами, обогащенными тонкодисперсным пылевато-глинистым материалом (см. рис. 4, б). Согласно [Герасимова и др., 1992], это следствие мерзлотной сортировки частиц. В ряде случаев наблюдалось растрескивание крупных песчаных зерен со смещением образовавшихся фрагментов в результате криогенного дробления (см. рис. 4, в) [Рогов, 2009].

Характерно, что минеральные горизонты палеопочв верхней Волги отличаются очень компактным сложением: поровая сеть в них не развита, микроструктура не выражена. В то же время в образцах из разреза Белая Гора (р. Вах) палеопочвы имеют хорошо развитую структуру из компактных блоков и линзовидных агрегатов, разделенных трещинной сетью (см. рис. 4, г). Согласно Ван Влье [Van Vliet-Lanoë, 2010] и С.В. Губину [2016], такие структуры характерны для многократных циклов промерзания.

Отличительной особенностью оглеенных горизонтов всех палеопочв было наличие в них железистых новообразований – округлых и концентрических микроконкреций (см. рис. 4, д). Неожиданным было присутствие в палеопочве разреза Зеленый Остров (правобережье р. Вах) скопленных фрамбоидальных зерен пирита в ассоциации с гидроксидами железа и кристаллами гипса (см. рис. 4, е), вероятно, образовавшимися при окислении сульфидов. Все эти новообразования – индикатор происходивших в условиях насыщения почвы влагой окислительно-восстановительных процессов,

Высокая степень сходства палеопочв МИС-3 в Верхнем Поволжье и на севере Западной Сибири подчеркивается и тем, что они представлены профилями, состоящими из перегнойно-торфянистого поверхностного горизонта, подстилаемого сильнооглеенным (по типу грунтового оглеения) компактным минеральным горизонтом (иногда с криогенной микроструктурой). При интерпретации этих палеопочв важно учитывать, что они формируются в неблагоприятных для развития процесса оглеения геоморфологических позициях. Подчеркнем, что обычно оглеение требует насыщения почв влагой (гидроморфное почвообразование) и обеспечивает восстановительную обстановку, тогда идет мобилизация железа, т. е. фор-

мирование признаков оглеения. Поэтому глеевые почвы обычно развиты в понижениях и на глинистых осадках на плоских слабодренированных, обеспечивающих переувлажнение, водоразделах. В полном противоречии с этими закономерностями во всех наших разрезах глеевые почвы занимали хорошо дренированные позиции: верхние части склонов, выпуклые водоразделы и высокие части террас, где признаков современного застоя влаги нет. Не было признаков застойного оглеения и в поверхностных, голоценовых дерново-подзолистых почвах (ретисолях) Поволжья и подзолах Приобья. Эти противоречия стали основой для единственной приемлемой гипотезы формирования рассматриваемых палеопочв – мерзлотной. Только горизонт ММП, являющийся водупором, мог обеспечить в данных условиях застой влаги и запуск окислительно-восстановительных процессов, генерирующих глеевые признаки.

Надмерзлотное оглеение – распространенный признак тундровых и таежных почв в области ММП [Герасимова и др., 1992]. В нашем случае это подтверждается наличием в палеопочвах других криотрасологических индикаторов: следов криотурбаций в верхневолжских почвенных профилях и деформаций гумусового горизонта и криогенного оструктурирования в почвах средней Оби. Тем более что микроморфологические признаки криогенных процессов имеют все изученные палеопочвы: это перемешивания и турбации субстрата и сортировка мелкозема по размеру частиц. Ландшафтная привязка данных палеопочв – тундровые или мерзлотно-таежные пространства, а палеоботанические и палеонтологические материалы, полученные авторами из этих же палеопочвенных профилей ранее [Зиновьев и др., 2016], ясно идентифицируют тундростепные и лесотундровые ландшафты.

Следует отметить контрастное отличие рассмотренных палеопочв от синхронных им, расположенных в лёссовых разрезах. В европейской части России это брянские почвы, представленные профилями с карбонатными и бурыми горизонтами. Т.Д. Морозова [1981] считала палеовые почвы Якутии их современными аналогами. В Западной Сибири это исцитимский комплекс, сформированный слабо развитыми черноземами [Зыкина, Зыкин, 2012]. Значит, реально предположение о существовании в почвенном покрове МИС-3 на севере Восточно-Европейской и Западно-Сибирской равнин специфической северной зоны мерзлотных глеевых почв с хорошо выраженными криотрасологическими признаками [Sedov et al., 2016]. Возможно, что эта зона продолжалась и далее на восток, в Северо-Восточной Сибири и Берингии, где синхронные палеопочвы со сходными признаками обнаруживаются в отложениях ледового комплекса [Zanina et al., 2011].

Проявление криотрасологических педогенных индикаторов МИС-2 и их сравнительный анализ в Центральной Европе и в бассейне р. Таз. После МИС-3 наступило время криохрона МИС-2, и весьма важно понять процесс перехода к нему в конце МИС-3, так как МИС-2 – самый холодный криохрон, включающий в областях покровного оледенения его последний максимум. В ряде лёссовых разрезов Западной и Центральной Европы с ним связаны мощные толщи осадков, в составе которых и слои чистых лёссов, и слабозавитые синлитогенные древние почвы. Известно, что именно в пачках, соответствующих окончанию МИС-3 и началу МИС-2, появляются палеопочвы с признаками сильного оглеения – характерной неоднородной окраской субстрата почв и бледно-сизыми и яркими охристыми пятнами (рис. 5). В немецкой литературе эти почвенные уровни получили название *Naßboden* – мокрые почвы, или *Tundragley* – тундраглей. Они активно использовались для стратиграфических корреляций, но перспективы их более глубокой интерпретации открылись при рассмотрении этих почв с учетом криотрасологических педогенных индикаторов.

При исследовании ряда лёссовых разрезов на Дунае было установлено, что тундраглей формируются в дренированной среде, не благоприятной для оглеения: в верхних частях склонов или на выпуклых водоразделах. Никаких признаков современного застоя влаги там не обнаружено, как и не выявлено признаков оглеения в лежащих выше голоценовых лювисолях и нижележащих камбисолях, соответствующих МИС-3. Не способствуют здесь оглеению и геологические условия: лёссы являются пористыми породами с хорошим внутренним дренажем и содержат карбонаты, присутствие которых ограничивает мобилизацию железа.

Как и в случае с глеевыми палеопочвами МИС-3 на верхней Волге и на правобережье средней Оби, единственной приемлемой гипотезой для объяснения тундраглеев является наличие мерзлого водоупора во время их формирования. Этот вывод подкреплен присутствием криотрасологических индикаторов – следов преобразования палеопочв криотурбациями и солифлюкцией. В период формирования глеевых палеопочв в лёссах такой сценарий формирования почвенно-осадочной толщи предполагает сильное по сравнению с предыдущим периодом похолодание. Его начало совпадает с переходом МИС-3–МИС-2, что хорошо согласуется с данными других гло-

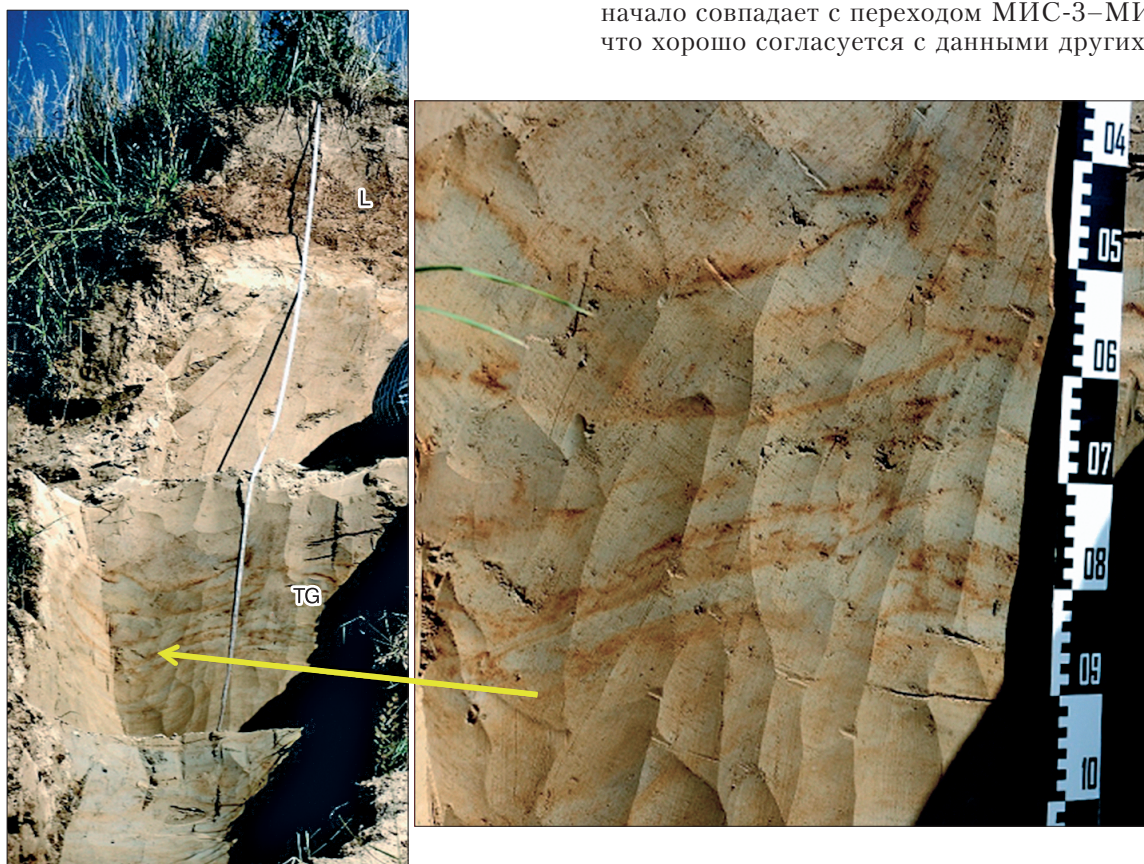


Рис. 5. Профиль Гундердинг (Австрия).

L – поверхностная голоценовая почва Лювисоля без оглеения; TG – погребенная глеевая палеопочва *Tundragley*; почвы разделены карбонатным лёссом. Фото С.Н. Седова.

бальных и региональных геологических летописей [Terhorst et al., 2015].

Интересно, что в разрезах верхнего палеолита в лёссовом поясе Австрии (в том числе на знаменитой стоянке Кремс-Вахтберг) находки артефактов в основном приурочены к неглеевым палеопочвам МИС-3, а вышележащие тундраглеи МИС-2 археологического материала не содержат. Видимо, похолодание было сильным и вытеснило с данной территории палеолитических охотников. Сопоставление криотрасологических данных в Австрии с теми, что получены на верхней Волге и средней Оби, позволяет также заключить: при переходе от МИС-3 к МИС-2 зона криогенных гидроморфных почв расширялась на юго-запад более чем на 1000 км. Причем помимо отмеченных тундраглеев в Европе известно много и других случаев обнаружения гидроморфного мерзлотного почвообразования в осадочных толщах, соответствующих не только началу, но и завершающим этапам криохрона МИС-2. В лёссово-почвенных профилях Восточно-Европейской равнины, например, известен трубчевский уровень оглеения, предполагаемый возраст которого 16 000 лет [Лёссово-почвенная формация..., 1997].

В верховьях р. Таз (см. рис. 1) в разрезе Пюльки авторами также были обнаружены относящиеся к переходу плейстоцен–голоцен оглеенные палеопочвы (рис. 6), причем развиты они на хорошо дренированных высоких песчаных террасах, на которых голоценовые поверхностные почвы – это развитые подбуры и подзолы без признаков огле-

ения. Здесь палеопочвенные уровни лежат возле псевдоморфоз по хорошо выраженным сартанским полигонально-жильным льдам, и палеопочвы переходят в виде педоседиментов в осадки заполнения псевдоморфоз. Из ржаво-бурого горизонта в окаймлении одной из псевдоморфоз по его гумусу авторы недавно получили результат ^{14}C -датирования – календарный возраст $10\,889 \pm 146$ лет (ICA 17OS/0629), подтвердивший время конца МИС-2.

При интерпретации палеопочв рассмотренного типа следует иметь в виду, что криогенез оказывает двойное контролирующее влияние на процессы надмерзлотного оглеения. С одной стороны, климат должен быть достаточно холодным для развития мерзлых слоев, являющихся водоупором и обеспечивающих застой влаги. С другой стороны, оглеение реализуется через биологические механизмы как процесс восстановления и окисления железа и производится определенными микроорганизмами почв. При усилении суровости климата с определенного момента восстановительные процессы (по причине большей растворимости кислорода в холодных почвенных растворах, а также снижения общей микробиологической активности из-за недостатка тепла) подавляются. В результате оглеение затормаживается и его морфологические признаки не проявляются, несмотря на близкое залегание ММП и насыщение сезонноталого слоя влагой. В [Соколов, 1980] этот феномен охарактеризован как гидроморфный неглеевый педогенез, а такие почвы названы криоземами – рас-



Рис. 6. Верхняя часть разреза Пюльки в верховьях р. Таз.

1 – современный подзол; 2 – окаймляющая прежнее мерзлое основание палеопочва конца МИС-2. Фото В.С. Шейнкмана.

пространены они в наиболее холодных континентальных областях криолитозоны.

С учетом климатических ограничений, накладываемых на мерзлотно-глеевый педогенез, следует уточнить интерпретацию палеопочвенных криотрасологических индикаторов криогенных обстановок прошлого. В почвенно-осадочных архивах, отражающих разные фазы больших циклов плейстоцена, появление в криохроны оглеенных почв, преобразованных криогенезом и резко отличающихся от неглеевых почв смежных теплых эпох, указывает на похолодание и формирование ММП. В то же время при более детальном анализе изменений обстановок внутри криохрона глеевые уровни интерпретируются как свидетели относительно более мягких интервалов, когда прогревание почвы над мерзлотой было достаточным для активизации микробиологических восстановительных процессов в теплые сезоны. Например, такие интервалы на Восточно-Европейской равнине характерны для начала МИС-2 и на ее завершающем этапе, а во время наиболее холодных фаз такой активизации не происходило и оглеение подавлялось.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая вышеизложенный материал, авторы полагают, что для интерпретации обстановок прошлого использование криотрасологических педогенных индикаторов имеет большую перспективу. С их помощью, в частности, уже установлено контрастное отличие палеопочв севера Западной Сибири и верхней Волги от синхронных им палеопочв в расположенных к югу лёссовых разрезах. В итоге обосновано предположение о существовании в северной части равнин Западной Сибири и Восточной Европы северной специфической зоны мерзлотных глеевых почв в почвенном покрове МИС-3.

Оглеение – не единственный почвенный процесс, откликающийся на криолитогенез. Переход температуры через 0 °С и кристаллизация льда оставляют разнообразные структуры на макро- и микроморфологических уровнях, связанные с льдовыделением или иссушением почв при их промерзании. Активно происходит и криогенное дробление минеральных зерен субстрата, наиболее интенсивно протекающее в почвах с частыми сменами промерзания и оттаивания горных пород. Этот процесс влияет на гранулометрический состав и оставляет следы на поверхностях минералов.

Приобретают специфические признаки почвы криолитозоны и при вторичном минералообразовании. Также находятся под контролем криолитогенеза процессы миграции веществ, в частности, надмерзлотная аккумуляция ряда химических соединений.

Все отмеченные и другие криотрасологические педогенные индикаторы способны долгое время сохраняться после погребения. Поэтому, говоря о перспективах палеопедологической криотрасологии, следует подчеркнуть, что палеопочвы – это объекты, присутствующие в толщах большей части первично-осадочных пород, отражающих ход развития Земли вплоть до архея. Следовательно, будучи отработана на наиболее представительных (четвертичных) объектах, палеопедологическая криотрасология может стать важным инструментом палеокриологических исследований на разных этапах истории нашей планеты. В этом направлении уже делаются [Retallack et al., 2015] первые шаги.

Работа выполнена по госзаданию, согласно Плану НИР ТюмНЦ СО РАН на 2018–2020 гг., протокол № 2 от 08.12.2017 г. (Приоритетное направление IX.135. Программа IX.135.2. Проект: IX.135.2.4. Физико-механические и физико-химические модели эволюции состояния природно-технических систем в криосфере Земли), а также при поддержке партнерских проектов ТюмНЦ СО РАН и Тюменского индустриального и государственного университетов.

Литература

- Алифанов В.М.** Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины / В.М. Алифанов, Л.А. Гугалинская, А.Ю. Овчинников. М., ГЕОС, 2010, 178 с.
Alifanov, V.M., Gygalinskaya, L.A., Ovchinnikov, A.Y., 2010. Paleocryogenesis and Soil Diversity in the Central East-European Plain. GEOS, Moscow, 178 pp. (in Russian)
- Архипов С.А.** Хронология геологических событий позднего плейстоцена Западной Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 12, с. 1863–1884.
Arkhipov, S.A., 1997. Chronology of Late Pleistocene geological events in West Siberia. Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics) 38 (12), 1863–1884.
- Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.** Палинологическая индикация неглетчерного происхождения пластовых льдов // Инж. геология, 2010, № 1, с. 24–38.
Vasil'chuk, A.C., Vasil'chuk, Y.K., 2010. Palynological evidence for non-glacial origin of ground ice. Engineering Geology, No. 1, 24–38.
- Величко А.А.** Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие / А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев, О.М. Порожнякова. М., Наука, 1996, 148 с.
Velichko, A.A., Morozova, T.D., Nechaev, V.P., Porozhnyakova, O.M., 1996. Palaeocryogenesis, Soil Cover and Agriculture. Nauka, Moscow, 148 pp. (in Russian)
- Гасанов Ш.Ш.** Криолитологический анализ. М., Наука, 1981, 194 с.
Gasanov, S.S., 1981. Permafrost Analysis. Nauka, Moscow, 194 pp. (in Russian)
- Герасимов И.П.** Докучаевское учение о факторах почвообразования на современном этапе развития // Почвоведение, 1956, № 8, с. 1–11.
Gerashimov, I.P., 1956. Dokuchaev's theory on modern soil formation factors. Pochvovedeniye, No. 8, 1–11.

- Герасимова М.И.** Микроморфология почв природных зон СССР / М.И. Герасимова, С.В. Губин, С.А. Шоба. Пушино, Науч. центр биол. исслед., 1992, 215 с.
Gerasimova, M.I., Gubin, S.V., Shoba, S.A., 1992. Soil Micro-morphology of the USSR Climate Zones. Science Center for Biological Research, Pushchino, 215 pp. (in Russian)
- Гросвальд М.Г.** Арктика в последний ледниковый максимум и в голоцене – океанские выбросы, материковые и морские льды, их движение и связь с климатом // Материалы гляциол. исслед., 2004, вып. 96, с. 47–54.
Grosswald, M.G., 2004. The Arctic during the Last Glacial Maximum and in the Holocene: ocean outbursts, continental and marine ice, their movement and relation with climate. Materialy Gliaciol. Issled. Issue 96, 47–54.
- Губин С.В.** Роль криогенеза в организации почв на макро-, мезо- и микроуровнях // Морфология почв: от макро- до субмикроуровня. М., Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 2016, с. 70–84.
Gubin, S.V., 2016. Role of cryogenesis in macro-, meso- and micro-scale soil structuring, in: Soil Morphology: from Macro- to Submicrolevel. Dokuchaev Soil Institute, Moscow, pp. 70–84. (in Russian)
- Гугалинская Л.А.** Почвообразование и криогенез центра Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино, Науч. центр биол. исслед., 1982, 204 с.
Gugalinskaya, L.A., 1982. Late Pleistocene Soil Formation and Cryogenesis in the Central Russian Plain. Science Center for Biological Research, Pushchino, 204 pp. (in Russian)
- Данилов И.Д.** Полярный литогенез. М., Недра, 1978, 238 с.
Danilov, I.D., 1978. Polar Lithogenesis. Nedra, Moscow, 238 pp. (in Russian)
- Земцов А.А.** Геоморфология Западно-Сибирской равнины (северная и центральная часть). Томск, Изд-во Том. ун-та, 1976, 344 с.
Zemtsov, A.A., 1976. Geomorphology of the Northern and Central West-Siberian Plain. Tomsk State University, Tomsk, 344 pp. (in Russian)
- Зиновьев Е.В., Бородин А.В., Трофимова С.С. и др.** Позднеплейстоценовые энтомокомплексы разреза Белая Гора и их экологическая характеристика // Евразийск. энтомолог. журн., 2016, т. 15 (5), с. 483–498.
Zinoviev, E.V., Borodin, A.V., Trofimova, S.S., Sheinkman, V.S., Rusakov, A.V., Sedov, S.N., Bobkov, P.A., 2016. Late Pleistocene entomological complexes in the Belaya Gora Section and their ecology. Eurasian J. Entomol. 15 (5), 483–498.
- Зыкина В.С.** Лёссово-почвенная последовательность и эволюция природной среды и климата Западной Сибири в плейстоцене / В.С. Зыкина, В.С. Зыкин. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2012, 477 с.
Zykina, V.S., Zysin, V.S., 2012. The Pleistocene Loess-soil Sequence and Climate History in West Siberia. Academic Publ. House “Geo”, Novosibirsk, 477 pp. (in Russian)
- Кузин И.Л.** Геоморфология Западно-Сибирской равнины. СПб., Изд-во Гос. полярной академии, 2005, 176 с.
Kuzin, I.L., 2005. Geomorphology of the West-Siberian Plain. The Polar Academy, St. Petersburg, 176 pp. (in Russian)
- Лёссово-почвенная** формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия / Отв. ред. А.А. Величко. М., Ин-т географии РАН, 1997, 144 с.
Velichko, A.A. (Ed.), 1997. The loess-soil sequence of the East-European Plain. Palaeogeography and Stratigraphy. Institute of Geography, Moscow, 144 pp. (in Russian)
- Макеев А.О., Дубровина И.В., Кулинская Е.В., Якушева Т.Е.** Палеокриогенез и почвы Русской равнины // Тр. VIII Всесоюз. съезда почвоведов. Новосибирск, Ин-т почвоведения и агрохимии СО АН СССР, 1989, кн. 6, с. 281–287.
Makeev, A.O., Dubrovina, I.V., Kulinskaya, E.V., Yakusheva, T.E., 1989. Paleocryogenesis and soils of the Russian Plain, in: Proc. VIII All-Union Congress of Soil Researchers. Book 6. Institute for Soil Science and Agrochemistry, Novosibirsk, pp. 281–287. (in Russian)
- Макеев О.В.** Фации почвенного криогенеза и особенности организации в них почвенных профилей. М., Наука, 1981, 88 с.
Makeev, O.V., 1981. Facies of Soil Cryogenesis and Features of Structuring in their Soil Profiles. Nauka, Moscow, 88 pp. (in Russian)
- Макеев О.В.** Почва, мерзлота, криопедология // Почвоведение, 1999, № 8, с. 947–957.
Makeev, O.V., 1999. Soil, permafrost, and cryopedology. Pochvovedeniye, No. 8, 947–957.
- Мельников В.П., Геннадик В.Б., Брушков А.В.** Аспекты криософии: криоразнообразие в природе // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 2, с. 3–11.
Melnikov, V.P., Gennadinik, V.B., Brouchkov, A.V., 2013. Aspects of cryosophy: cryodiversity in nature. Earth's Cryosphere XVII (2), 3–11.
- Морозова Т.Д.** Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М., Наука, 1981, 281 с.
Morozova, T.D., 1981. The Late Pleistocene Soil History in Europe. Nauka, Moscow, 281 pp. (in Russian)
- Память почв:** Почва как память биосферно-геосферно-антропогенных взаимодействий / Отв. ред. В.О. Таргульян, С.В. Горячкин. М., ЛКИ, 2008, 692 с.
Targulian, V.O., Goryachkin, S.V. (Eds.), 2008. Soil Memory: Soil as the Memory of Biospheric-Geospheric-Anthropospheric Interactions. LKI, Moscow, 692 pp. (in Russian)
- Попов А.И.** Мерзлотные явления в земной коре (криолитология). М., МГУ, 1967, 304 с.
Popov, A.I., 1967. Permafrost Phenomena in the Crust. Moscow University Press, Moscow, 304 pp. (in Russian)
- Рогов В.В.** Основы криогенеза. Новосибирск, Акад. изд-во “Гео”, 2009, 203 с.
Rogov, V.V., 2009. Foundations of Cryogenesis. Academic Publ. House “Geo”, Novosibirsk, 203 pp. (in Russian)
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, Наука, 1977, 215 с.
Romanovskiy, N.N., 1977. Formation of Ice Wedges. Nauka, Novosibirsk, 215 pp. (in Russian)
- Русаков А.В., Седов С.Н.** Морфологическая летопись педогенеза и эволюции ландшафтов в верхнечетвертичных почвенно-осадочных толщах бассейна верхней Волги // Морфология почв: от макро- до субмикроуровня. М., Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 2016, с. 183–198.
Rusakov, A.V., Sedov, S.N., 2016. Morphological palaeorecords of the Late Quaternary pedogenesis and landscape evolution in soil-sedimentary sequences in the Upper Volga Basin, in: Soil Morphology: from Macro- to Submicrolevel. Dokuchaev Soil Institute, Moscow, pp. 183–198. (in Russian)
- Соколов И.А.** Гидроморфное неглеевое почвообразование // Почвоведение, 1980, № 1, с. 21–32.
Sokolov, I.A., 1980. Hydromorphic nongley soil formation. Pochvovedeniye, No. 1, 21–32.
- 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.
Streletskaya, I.D., Vasiliev, A.A., Oblogov, G.E., Tokarev, I.V., 2015. Reconstruction of paleoclimate of Russian Arctic Late Pleistocene–Holocene on the basis of isotope study of ice wedges. Earth's Cryosphere XIX (2), 86–94.

Сычева С.А. Палеомерзлотные события в перигляциальной области Среднерусской возвышенности в конце среднего и позднем плейстоцене // Криосфера Земли, 2012, т. XVI, № 4, с. 45–56.

Sycheva, S.A., 2012. Paleopermafrost events in periglacial area of the Central Russian Upland at the end of the Middle and Late Pleistocene. Earth's Cryosphere XVI (4), 45–56.

Шейнкман В.С., Мельников В.П., Седов С.Н., Парначев В.П. Новые свидетельства внеледникового развития севера Западно-Сибирской низменности в квартере // Докл. РАН, 2017, т. 477, № 4, с. 480–484.

Sheinkman, V.S., Melnikov, V.P., Sedov, S.N., Parnachev, V.P., 2017. New evidence of the nonglaciated development of the Northern Part of the Western Siberian Lowland in the Quaternary Period. Doklady Earth Sci. 477, pt. 2, 1430–1433.

Bockheim, J.G. Cryopedology. Springer Press, Heidelberg; New York; Dordrecht; London, 2015, 177 p.

Retallack, G.J., Gose, B., Osterhout, J. Periglacial paleosols and Cryogenian paleoclimate near Adelaide, South Australia // Precambrian Res., 2015, vol. 263, p. 1–18.

Rusakov, A., Nikonov, A., Savelieva, L., et al. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // Quatern. Intern., 2015, vol. 365, p. 26–41.

Rusakov, A., Sedov, S. Late Quaternary pedogenesis in periglacial zone of northeastern Europe near ice margins since MIS 3: Timing, processes, and linkages to landscape evolution // Quatern. Intern., 2012, vol. 265, p. 26–41.

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.

Sheinkman, V., Sedov, S., Shumilovskikh, L., et al. First results from the Late Pleistocene paleosols in northern Western Siberia: Implications for pedogenesis and landscape evolution at the end of MIS3 // Quatern. Intern., 2016, vol. 418, p. 132–146.

Targulian, V.O., Goryachkin, S.V. Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity // Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2004, vol. 21, p. 1–8.

Terhorst, B., Sedov, S., Sprafke, T., et al. Austrian MIS 3/2 loess–palaeosol records—Key sites along a west–east transect // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, vol. 418, p. 43–56.

Van Vliet-Lanoë, B. Frost and soils: implications for paleosols, paleoclimates and stratigraphy // Catena, 1998, vol. 34, p. 157–183.

Van Vliet-Lanoë, B. Frost action // G. Stoops, V. Marcelino, F. Mees (Eds.). Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths. Amsterdam, Elsevier, 2010, p. 81–106.

Zanina, O.G., Gubin, S.V., Kuzmina, S.A., et al. Late Pleistocene (MIS 3–2) palaeoenvironments as recorded by sediments, palaeosols, and ground-squirrel nests at Duvanny Yar, Kolyma lowland, northeast Siberia // Quatern. Sci. Rev., 2011, vol. 30, p. 2107–2123.

*Поступила в редакцию 4 июля 2018 г.,
после доработки – 20 сентября 2018 г.,
принята к публикации 18 октября 2018 г.*