

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345: 551.34:551.8

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2017-1(3-12)

КЛИНОВИДНЫЕ СТРУКТУРЫ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ ФИНСКОГО ЗАЛИВА

И.Д. Стрелецкая

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический ф-т,
119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; irinastrelets@gmail.com*

Детально изучены клиновидные структуры в районе пос. Низино Ленинградской области. Для пород, вмещающих, заполняющих и подстилающих клиновидные формы, значения коэффициента криогенной контрастности близко или больше 1, что указывает на активные процессы криогенеза. В результате морозобойного растрескивания 15.5 тыс. лет назад начали формироваться изначально грунтовые, первично-песчаные и ледяные жилы. Сейсмическая природа клиновидных структур в районе пос. Низино опровергается, они не являются палеосейсмодислокациями, появившимися в результате землетрясений в голоцене.

Поздний неоплейстоцен, голоцен, криогенез, морозобойные трещины, псевдоморфозы, изначально грунтовые жилы, палеомерзлота

SOIL WEDGE STRUCTURES IN THE SOUTHERN COAST OF THE FINLAND GULF

I.D. Streletskaya

*Lomonosov Moscow State University, Department of Geography, 1, Leninskie Gory, Moscow,
119991, Russia; irinastrelets@gmail.com*

Various soil wedge structures have been studied in detail in sediments near Nizino Village (Leningrad region). Periglacial effects on the sediments that enclose, fill and underlie the wedges are inferred from their coefficients of cryogenic contrast which approach or exceed 1. Primary soil wedges, sand-wedges, and ice wedges formed as a consequence of frost cracking 15.5 kyr ago. The obtained results refute the seismic origin of the Nizino wedges.

Late Pleistocene, Holocene, cryogenesis, frost cracking, soil wedge, ice wedge cast, relict permafrost

ВВЕДЕНИЕ

Перигляциальная зона хорошо изучена на территории Европы [Величко, 1973; Изменение климата..., 1999; Vandenberghe et al., 2014]. Под термином “перигляциальная зона”, укрепившимся в научной литературе, подразумевается комплекс физико-геологических процессов, прежде всего мерзлотных и эоловых, развивавшихся в области распространения сурового, резко континентального климата в неоплейстоцене, близкого к тому, который существует в современных полярных районах [Величко, 1975]. Находки характерной фауны (мамонты, овцебыки, бизоны) подтверждают существование холодного климата и тундрового ландшафта в Европе начиная с 46 тыс. лет назад (т.л.н.) и до раннего голоцена [Маркова и др., 2013]. Наиболее широко криогенные процессы были распространены в эпоху наименьшего по площади валдайского покровного оледенения

[Величко, 1973, 1975; Гричук, 1982; Изменение климата..., 1999; Vandenberghe et al., 2014]. А.А. Величко [1975] отмечал, что сокращение валдайского ледника шло одновременно с максимальным расширением области криолитозоны за его пределы. Экспансия вечной мерзлоты наступила после относительно теплого брянского интервала (38.0–29.0 т.л.н.). Многолетнемерзлые породы существовали к югу от 51° с.ш. на территории Польши и Украины [Zielin'ski et al., 2013], в освобождающихся от ледникового покрова районах Скандинавии [Большаинов, 2015]. Исследуя озерные керны в западных районах Норвегии, около г. Бергена, норвежские исследователи [Hughes et al., 2016; Mangerud et al., 2016] установили, что с 14.5 до 12.5 т.л.н. ледник сократился, не выходил к побережью Норвежского моря, а ледниковый лед не заполнял фьорды. Время дегляциации Карельско-

го перешейка, установленное несколькими методами, датируется не позже 15.5 т.л.н. [Никонов, Шлюков, 2002].

Время приблизительно с 12.7 до 11.5 т.л.н., называемое молодым дриасом (Younger Drays), характеризовалось исключительно суровыми и нестабильными условиями в Европе [Isarin, 1997], на севере Сибири [Деревягин и др., 2010] и в Америке [Meyer et al., 2010]. В.П. Гричук и Р. Исарин [Гричук, 1982; Isarin, 1997] приходят к выводу, что в это время на месте Балтийского моря и части прибрежной суши существовало Балтийское приледниковое озеро. По берегам палеоводоема обнаружены многочисленные свидетельства существования многолетнемерзлых пород: полигональный рельеф, песчаные клинья, следы криотурбаций в реликтовом деятельном слое. В районе Финского залива средние температуры самого холодного месяца, реконструируемые по следам палеокриогенных форм, были ниже -23°C , а температура многолетнемерзлых пород составляла $-2...-3^{\circ}\text{C}$ [Палеоклиматы..., 2009]. Спуск озера произошел 11.5 т.л.н. Резкое потепление в начале голоцена (предбореале) привело к деградации мерзлых пород.

По мнению других ученых [Hughes et al., 2015; Mangerud et al., 2016], кратковременное разрастание покровного оледенения происходило в несколько стадий Sa I (≈ 12.3 т.л.н.), Sa II (≈ 12 т.л.н.), Sa III (< 11.6 т.л.н.), в период молодого дриаса Скандинавский ледник уже не выходил к северному побережью Финского залива, а уровень приледникового озера не превышал современного уровня Балтийского моря. На освободившихся ото льда поверхностях в условиях низких температур происходило накопление и промерзание аллювиальных, эоловых, озерных, склоновых отложений, формировались различные типы полигональных структур.

Крупные трещинно-полигональные формы и сопряженные с ними клиновидные образования – главный результат деятельности перигляциальных процессов [Попов, 1960]. Следы криогенных процессов – псевдоморфозы, грунтовые жилы, инволюции и криотурбации в реликтовом деятельном слое – описаны в южной Скандинавии [Серебрянный, 1960] и европейской части России [Данилова, 1956; Данилова, Баулин, 1973; Сычева, 2012]. На равнинах Европы сохранился реликтовой полигональный рельеф, свойственный почти всем геоморфологическим уровням былых перигляциальных зон [Попов, 1960; Бердников, 1973]. А.А. Величко выделил горизонт полигональных структур под названием “ярославский криогенный горизонт” в районе д. Кучино [Изменение климата..., 1999]. Вертикальные размеры грунтовых клиньев достигали 4–5 м, ширина по верху составляла 2.5–3.0 м, размер полигонов $15 \times 20 \text{ м}^2$. Расши-

ренные, иногда деформированные верхние части структур соответствовали реликтовому деятельному слою, а клиновидные нижние части являлись псевдоморфозами по вытаявающим жильным льдам. Клиновидные структуры в районе г. Рославля также имели двухъярусное строение и, по мнению Т.П. Кузнецовой [1976], отражают контакт двух горизонтов криолитогенеза – многолетнемерзлых пород и слоя сезонного оттаивания. В европейской части России полигональной структуре реликтового рельефа соответствуют особенности почвенного покрова [Алифанов и др., 2010].

В настоящее время в полярных районах Арктики и Антарктики формируются все основные типы полигонально-жильных структур.

Первично-песчаные жилы в области криолитозоны развиваются в условиях иссушенного деятельного слоя и образуются в результате многократно повторяющегося процесса заполнения морозных трещин сухим песком. Сильные ветры и отсутствие снега приводят к переносу песчаных частиц и засыпанию их в раскрытые морозобойные трещины.

В области криолитозоны в деятельном слое в морозобойных трещинах формируются грунтовые жилы. Морфология грунтовых жил меняется в зависимости от глубины залегания многолетнемерзлых пород. Процесс образования изначально грунтовых жил, стадии развития и переходные формы к другим типам жильных структур подробно описаны в литературе. Е.М. Катасонов [1973] выделяет земляные жилы отгибания, заполнения трещин, заполнения трещин-каналов, биохимического изменения пород, замещения и др. Н.Н. Романовский [1977] рассматривает изначально грунтовые жилы как самостоятельный тип полигонально-жильных структур, наряду с полигонально-жильными льдами (ПЖЛ), первично-песчаными жилами и псевдоморфозами по ПЖЛ.

При понижении среднегодовых температур пород или повышении их влажности в сезонноталом слое изначально грунтовые жилы переходят в двухъярусные образования. При продолжающемся морозобойном растрескивании верхняя часть жилы будет развиваться как изначально грунтовая, нижняя – как ледяная. Признаки двухъярусности в строении ископаемых жил позволяют с большой степенью достоверности определить присутствие мерзлоты, а также глубину деятельного слоя в прошлом [Попов, 1960].

При деградации мерзлых пород ледяные жилы будут таять, а на их месте образуются вторичные структуры – псевдоморфозы, при этом происходит деформации вмещающих пород. В породе образуются свободные от вытаявшего льда полости, поэтому в псевдоморфозах можно наблюдать следы обрушения стенок вмещающих

пород, фрагменты перекрывающих отложений и почвы, не заполненные пустоты. При оттаивании изначально грунтовых жил, если деятельный слой слабо увлажнен, а льдистость многолетнемерзлых пород мала, деформаций и смещений вмещающих отложений не будет.

По условиям формирования псевдоморфозы, первично-песчаные и изначально грунтовые жилы отличаются от трещин, образовавшихся во время экстремально сильных морозов, вне области современной криолитозоны [Никонов, 2010]. В отличие от криогенных форм, такие трещины не образуют в плане полигонов и не проникают глубоко в породы.

В работе приводятся результаты исследования клиновидных структур и вмещающих их отложений в районе пос. Низино Ленинградской области, в 7 км от южного побережья Финского залива (59°49'46" с.ш.; 29°52'29" в.д.). Основные задачи исследований: оценить роль криогенных процессов в формировании отложений; реконструировать палеогеографические условия района исследований; определить температуру многолетнемерзлых пород в конце неоплейстоцена.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗА

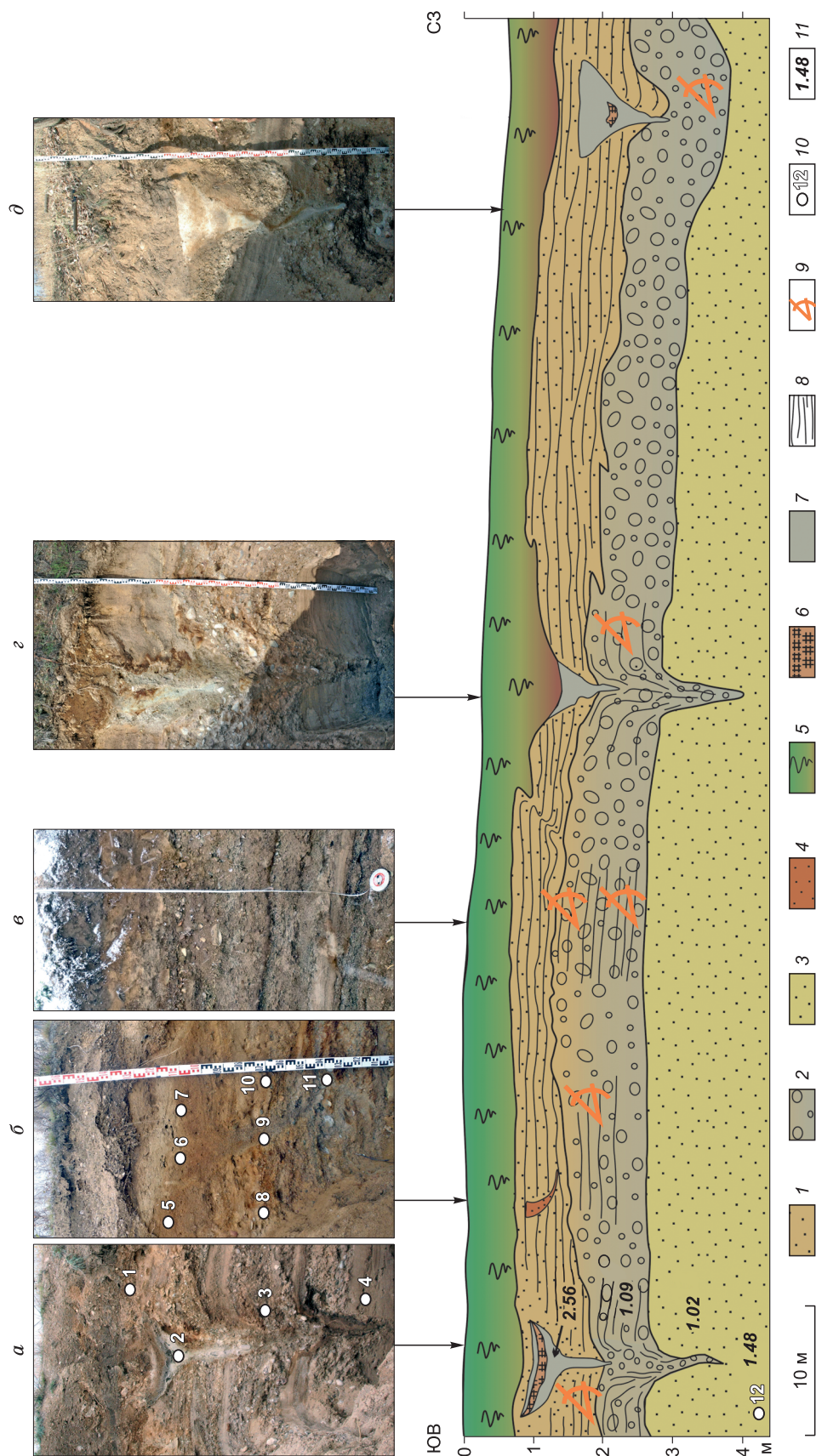
Местность к югу от побережья Финского залива представляет собой террасированную приморскую низменность. Заброшенный, частично затопленный карьер длиной 1000 м и шириной около 200 м находится на ровной, слабонаклонной в сторону залива поверхности с абсолютными отметками 41–45 м. В стенке карьера вскрывается толща песков разной крупности, с гравием и галькой различной окатанности и прослоями и линзами галечников. Гальки хорошей и средней окатанности, сильно ожелезненные и выветрелые (рассыпаются в руках). Слоистость песков и галечников ровная с общим наклоном (как и поверхность террасы) в сторону залива. Прибрежно-бассейновые отложения образованы за счет размыва ближайшей гряды, на которой располагается пос. Низино, а признаки переноса обломочного материала к северу указывают на происходившие в течение длительного времени накопление отложений после отступления края ледникового покрова [Русаков, Никонов, 2010]. С глубины 3–5 м пески и галечники подстилаются однородными мелкими песками.

Слоистые пески и галечники перекрыты антропогенными отложениями мощностью 0.5–1.0 м (раньше территория использовалась как танковый полигон). На глубинах 1.5, 1.7 и 3.0 м в стенке карьера прослеживаются выдержанные горизонты черных и темно-охристых песков и галечников, которые маркируют изменения уровня грунтовых

вод в прошлом. Сейчас уровень грунтовых вод находится на глубине 6 м.

В 2002 г. сотрудники ИФЗ РАН исследовали этот же карьер и в его стенках обнаружили около десятка грунтовых клиньев [Никонов, Русаков, 2010]. Расстояние между клиньями составляло 30–50 м. Над некоторыми клиновидными структурами находились пологие ложбинки. Один из клиньев имел два корня и ступенчатые сбросовые смещения на 0.20–0.25 м вмещающих отложений в сторону оси клина. В других клиньях были найдены фрагменты погребенных почв, которые имели радиоуглеродный возраст отложений от $10\,230 \pm 40$ ^{14}C л.н. [ГИН_12172] (калиброванное значение возраста почвы в пределах 12.40–11.75 т.л.н.) до 9240 ± 90 ^{14}C л.н. [ИГАН_3265], 8800 ± 110 ^{14}C л.н. [ИГАН_3321] (калиброванное значение возраста почвы в пределах 10.5–10.3 т.л.н.). Согласно современной хронологии, калиброванные датировки почвы попадают в интервалы молодого дриаса и предбореальной хронозоны голоцена. Радиоуглеродные датировки погребенного торфяника в районе д. Койеровки в том же районе определены в пределах от $10\,070 \pm 30$ до 9470 ± 120 ^{14}C л.н., а гравийно-песчаные отложения с древесиной на правом берегу р. Дудергофка (район Красного села Ленинградской области) к юго-востоку от пос. Низино получили радиоуглеродную датировку $12\,150 \pm 390$ ^{14}C л.н. [МО_201] [Серебрянный, Пуннинг, 1969]. Следовательно, почвы залегают на песчано-галечных слоистых отложениях, которые накапливались ранее 13 т.л.н.

В одном из клиньев А.А. Никонов и А.В. Русаков описали необычное по условиям нахождения залегание фрагментов древней почвы (“стоящей на головах”). Гипсометрически верхняя часть вложения представлена сизым суглинком (палеоглеевый горизонт), нижняя является древним гумусово-аккумулятивным горизонтом, обогащенным органикой. Дерново-глеевая почва сформировалась на древних озерно-ледниковых суглинистых отложениях. Авторы исключают иной вариант “попадания почвы внутрь клина, как только допустив подброс, перевертывание всего почвенного блока, перемещение по воздуху и падение, уже вверх ногами, в раскрывшуюся перед этим и еще зиявшую трещину, которая тут же захлопнулась” [Никонов, Русаков, 2010, с. 10]. Признаки моментального раскрытия трещин, которые указывают на их сейсмическое происхождение в результате крупного землетрясения в начале голоцена, следующие: «1) резкое, в виде ступени как раз по главной оси клина смещение близ горизонтальных вмещающих слоев за пределами клина вниз на 0.20–0.25 м на одном крыле по сравнению с положением этих же слоев на другом крыле клина,



Геологический разрез борга карьера в районе пос. Низино и фотографии фрагментов (а–г) разреза с указанием точек отбора и номеров образцов.

1 – пески разноразмерные с включениями гальки; 2 – гальки с включениями крупнозернистого песка; 3 – пески мелкозернистые однородные; 4 – пески крупнозернистые неоднородные; 5 – дернина; 6 – включения гумуса; 7 – пески пылеватые неоднородные; 8 – направление слоистости в песках и галечниках; 9 – прослой ожелезненных песков и галечников; 10 – место отбора и номер образца (см. таблицу); 11 – место отбора образца и значение коэффициента криогенной контрастности пород. Ширина клиновидных структур дана вне масштаба.

что говорит об одномоментном разрыве после накопления основной пачки галечно-песчаной толщи; 2) наличие в песчаных и галечных слоях на бортах клина мелких разрывов и ступенчатых сбросов на 0.2 м параллельно оси клина; 3) нахождение внутри клина кроме почвы небольших слоистых блоков, что указывает на их моментальный сброс в полость, а не медленное оплывание, смещение, ссыпание; 4) изгибные деформации сжатия в нижней части, вмещающей клин толщи, особенно между «корнями» клина» (цитируется по [Никонов, Русаков, 2010]). Перечисленные выше признаки рассматриваются как доказательства внезапного разрыва (двух последовательных разрывов соответственно двум «корням») толщи.

В 2014 г. в расчистках заросшего борта карьера (см. рисунок) и с помощью геофизических методов (сейсморазведки и георадиолокационного профилирования) были найдены еще несколько клиновидных форм (фото фрагментов разреза *а, б, г, д* на рисунке). Большое число геофизических аномалий как на продольных (вдоль борта карьера), так и на поперечных профилях дает основание предполагать, что по крайней мере часть из них соответствует грунтовым жилам, ориентированным иначе, чем вскрытые расчистками в стенке карьера (устное сообщение *А.Л. Строма*).

В желтых слоистых песках и галечниках три крупных грунтовых клина высотой 2.2–2.7 м и шириной по верху 1.5–2.0 м заполнены светло-серыми, пылеватыми и охристыми песками с включениями гумуса и гальки. Расстояние между клиньями составляет 45–50 м. Клинья упираются или внедряются в желтые мелкие однородные пески нижнего горизонта. Крупные клинья имеют двухъярусное строение: верхнюю расширенную часть до глубины 1.5–1.7 м и нижнюю узкую до глубины 3.5–4.0 м. Горизонтальная слоистость вмещающих песков и галечников не нарушается около расширенных частей клиньев. Вблизи нижних частей клиньев вмещающие отложения имеют отгибание вниз к центру клиньев.

Под слоем полимиктовых отложений (неясно-слоистых плохо сортированных песков с галькой и фрагментами дернины) мощностью 0.7 м залегает крупная клиновидная структура высотой 2.7 м (см. рисунок, *а*). Верхняя часть клина до глубины 1.1 м имеет расширение в 0.75 м, заполненное горизонтальными прослоями (0.10–0.15 м) рыжевато-серых и темно-серых песков с включениями гумуса, и узкое продолжение клина высотой 0.70 м и шириной 0.35 м, заполненное желтовато-светло-серыми песками. Ниже, с глубины 1.8 м, клин заполнен крупными песками, галькой и гравием. Видно, что крупные гальки находятся ниже горизонтов вмещающих отложений, из которых они выпали, и расположены вертикально.

В 12 м от крупного клина в слоистых желтых песках с галькой располагается песчаный клин меньшего размера (см. рисунок, *б*). Клин заполнен темно-коричневыми однородными песками без следов слоистости. Высота клина 0.7 м, а ширина по верху на глубине 0.6 м составляет 0.5 м. Конец песчаной жилы на глубине 1.3 м упирается в горизонтальный прослой ожелезненного галечника.

Для определения гранулометрического и минерального состава заполняющих, вмещающих и подстилающих клиновидные формы песков были взяты 12 образцов. Места отбора образцов показаны на рисунке цифрами, номера образцов соответствуют номерам в таблице. Значения коэффициента криогенной контрастности (ККК) в песках определены по пяти образцам и приведены в таблице. На рисунке значения ККК для песков даны курсивом и на разрезе показаны в точках отбора образцов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Отложения, вмещающие крупный клин (см. рисунок, *а*), представлены прослоями среднезернистых однородных песков с гальками и галечниками, подстилающие – однородными мелкими песками (см. таблицу). Пески хорошо сортированы по фракциям, преобладают частицы размером 0.5–0.1 мм. Для вмещающих клин отложений их доля составляет 87 % на глубине 1.7 м, в подстилающих клин песках – 93.6 % на глубине 3.6 м и 82.6 % на глубине 5.0 м. Примесь пылеватых частиц не превышает 3.2 %.

Неоднородные пески перекрывают (образец 1) и заполняют (образец 2) крупную клиновидную форму (см. рисунок). Желтовато-светло-серые пески верхней расширенной части клина и узкого продолжения плохо сортированы и содержат 16.6 % крупнопылеватых частиц. Примесь частиц крупной пыли во вмещающих и подстилающих клин песках не превышает 1 %. Породы, вмещающие и заполняющие клин, имеют значения ККК близкое или больше единицы. Значения ККК изменяются от 0.79 на глубине 0.8 м в песках, перекрывающих крупные клиновидные формы, до 2.56 на глубине 1.2 м в песках, слагающих верхнюю часть клина. Для песков, вмещающих и подстилающих клиновидную форму, значения ККК – от 1.02 до 1.48.

Песчаный клин меньшего размера (см. рисунок, *б*) заполняют частицы размером 1–2 мм, которые составляют 82.5 % (пески относятся к категории крупных однородных, образец 9). В хорошо сортированных песках, вмещающих клин, преобладают более мелкие фракции, частицы размером 0.50–0.25 мм составляют 53.0–55.5 % (пески относятся к категории средних) (образцы 8, 10), примесь пылеватых частиц в песках, заполняющих и вмещающих клин, не превышает 0.3 %.

Гранулометрический состав пород и коэффициент криогенной контрастности (ККК) в клиновидных структурах

Номера точек отбора образцов (см. рис. 1)	Глубина отбора образца, м	Отложения	Гранулометрический состав, %												ККК
			>10 мм	10–5	5–2	2–1	1.0–0.5	0.5–0.25	0.25–0.10	0.10–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.002	<0.002 мм	
1	14НЗ-4	Пески гравелистые неоднородные	10.3	6.0	10.5	16.5	16.1	15.4	9.4	10.8	3.3	1.1	0.5	0.1	0.79
2	14НЗ-2	Пески пылеватые неоднородные	11.1	4.3	3.8	3.6	5.3	13.7	15.0	17.6	16.6	2.1	3.9	3.0	2.56
3	14НЗ-1	Пески средней крупности однородные	–	–	2.1	3.9	15.7	53.7	23.5	0.9	0.2	0	0	0	1.90
4	14НЗ-3	Пески мелкие однородные	–	–	0.8	1.0	4.5	16.0	75.6	1.0	0.9	0.2	0	0	1.02
5	14НЗ-2	Пески крупные неоднородные	–	1.0	8.9	38.6	20.1	19.2	5.8	3.7	2.3	0.3	0.1	0	–
6	14НЗ-1	Пески крупные неоднородные	–	8.8	4.1	23.4	23.7	23.0	7.3	4.9	2.2	0.5	1.9	0.2	–
7	14НЗ-3	Пески крупные неоднородные	–	4.6	13.9	33.0	20.3	14.9	5.8	5.2	1.9	0.1	0.3	0	–
8	14НЗ-5	Пески средней крупности однородные	–	9.3	2.6	1.6	21.7	55.5	8.2	0.8	0.2	0.1	0	0	–
9	14НЗ-4	Пески крупные однородные	–	2.3	7.1	82.5	2.6	2.7	1.9	0.6	0.3	0	0	0	–
10	14НЗ-6	Пески средней крупности однородные	–	4.8	4.2	2.2	4.8	53.0	30.2	0.6	0.1	0.1	0	0	–
11	14НЗ-7	Грунт гравийный	1.5	15.4	47.1	19.2	5.4	4.8	4.4	1.9	0.2	0.1	0	0	–
12	14НЗ-1	Песок мелкий однородный	–	0.9	1.6	1.2	2.0	31.4	51.2	8.0	2.1	1.1	0.5	0	1.48

Примечание. Анализы проб выполнены в испытательной грунтовой лаборатории ОАО «Мостдоргеотрест» и в МГУ (географический факультет).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЛИНОВИДНЫХ СТРУКТУР В РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Необходимым условием для морозобойного растрескивания поверхности является суровый климат. В морозобойные трещины попадают и замерзают вода, частицы породы или вода с частицами грунта, формируются грунтовые, ледогрунтовые или ледяные жилы. В плане трещины образуют полигоны с длиной стороны от 6–8 до 20–50 м, поэтому и расстояние между реликтивными клиньями будут укладываться в эти пределы. Расстояние между клиновидными структурами на участке Низино составляет 45–50 м. На рис. 1 из работы [Никонов, Русаков, 2010] видно, что расстояние между находками клиновидных форм также было 30–50 м. Геофизические работы 2014 г. показали, что в верхней части разреза присутствуют грунтовые жилы, ориентированные иначе, чем вскрытые расчистками.

Максимально известные вертикальные размеры ледяных и изначально грунтовых жил в малольдистых песках 5–6 м. Размер крупных песчаных клиньев в стенке карьера 2.5–2.7 м, что соответствует размерам жил в песчаных и песчано-галечных отложениях на водоразделах в районе г. Салехарда [Данилова, 1956], на поймах и террасах рек Лена, Вилюй, Яна, Омолой [Кузнецова, 1977; Розенбаум, 1977]. Разнообразная морфология изначально грунтовых и ледяных жил определяется пестрым характером ландшафтных условий, температурой пород и мощностью деятельного слоя. Жилы имеют двухъярусное строение в поперечном разрезе. Верхняя часть (более широкая с пологими краями) формируется в сезонноталом слое, а нижняя (узкая) – в многолетнемерзлых породах [Попов и др., 1985]. Некоторые жилы развиваются как изначально грунтовые и не проходят стадии ледяной жилы, другие имеют нижнюю ледяную часть. Схема соотношения между изначально грунтовыми и повторно-жильными льдами, развитыми в породах, различных по составу и влажности деятельного слоя, в зависимости от температуры пород предложена Н.Н. Романовским [1977]. Из схемы следует: чем более грубый состав имеют отложения, подвергаемые растрескиванию, и чем меньше влажность, тем ниже температуры пород, при которых происходит переход от изначально грунтовых жил к ледяным. В крупно- и среднезернистых песках и гравийно-галечных отложениях образование изначально грунтовых и ледяных жил может происходить в единых полигональных системах при температурах пород от –5 до –10 °С в условиях реза континентального климата.

Если дисперсные породы многократно промерзали и протаивали в области распространения вечной мерзлоты, то в составе минерального веще-

ства отразятся эти процессы. При воздействии криогенеза пределы дробимости кварца и полевых шпатов различны [Конищев, Рогов, 1994]. Коэффициент криогенной контрастности определяется как соотношение содержаний зерен кварца и полевых шпатов во фракциях крупной пыли и тонкого песка. Значения ККК > 1 свидетельствуют о криогенном преобразовании пород, и чем они больше, тем в более холодных условиях находились породы [Конищев, 1998]. Определения коэффициента в отложениях, вмещающих клиновидные формы, в суглинках (ККК = 1.2) в районе г. Рославля и в лессах (ККК = 1.40) в районе д. Никитино Рязанской области показали, что они относятся к криогенному типу [Конищев, 2015]. Значения ККК, полученные для отложений с двухъярусными клиновидными формами для более южных районов, близки к результатам исследований в Ленинградской области.

Максимальные значения ККК = 2.58 в районе Низино (Ленинградская область) характерны именно для верхней части грунтовой жилы, сложенной пылеватым песком (см. рисунок, образец 2). Температура пород, реконструируемая по ККК, соответствует температурам современных антарктических оазисов –8 °С (ККК = 1.6–1.8) [Шмелев, 2015]. Значения ККК, указывающие на активные процессы криогенеза в прошлом, получены по нескольким образцам из песков, подстилающих клинья (ККК = 1.02 и 1.48), а также из песков, вмещающих клинья (ККК = 1.90 и 1.02).

Разрушенные гальки гранитов и гнейсов (“гнилой камень”) указывают на процессы активного криогенного разрушения.

В условиях быстрого осадконакопления изначально грунтовые жилы могут формироваться по сингенетическому типу. В песчаных и песчано-галечных отложениях на поймах и террасах рек Лена и Вилюй в Якутии [Кузнецова, 1977], рек Яна и Омолой [Розенбаум, 1977] на Приморских низменностях идет рост сингенетических изначально грунтовых жил, который продолжается за счет последовательного накопления осадков в межполигональных ложбинах. В этом случае жилы растут не только за счет морозобойного трещинообразования, но и за счет быстрого осадконакопления и более активной переработки пород в межполигональных ложбинах. Фациальные условия определяют смешанный состав отложений в клине, с включением гумусированных, заторфованных и пылеватых пород. В результате многократного растрескивания происходят дальнейшее преобразование пород, криогенное выветривание, вымывание органики с поверхности [Романовский, 1977].

В районе Низино крупные клиновидные формы по составу, цвету и характеру включений отличаются от вмещающих их отложений. В верх-

них частях крупных клиньев находятся пески светлые, неоднородные, пылеватые, неслоистые, с включением органики, которые отличаются от желтых слоистых однородных, вмещающих и подстилающих песков и галечников. Пылеватые пески в верхних частях клиньев содержат на порядок больше частиц крупной пыли по сравнению с вмещающими отложениями. По данным А.В. Русакова и А.А. Никонова [2010], доля крупнопылеватых частиц в клиньях достигала 70 %, тогда как во вмещающей толще примесь пыли не превышала 8 %. Преобладание в составе пыли частиц размером 0.05–0.01 мм – результат глубокой криогенной переработки породы.

В расширенных частях крупных клиньев были обнаружены включения гумуса черного цвета (см. рисунок, а, з, д). Фрагменты погребенных почв были встречены в пяти из девяти клиновидных структур, исследованных ранее [Никонов, Русаков, 2010]. Клиновидные структуры были расположены гипсометрически ниже наших раскопок, значит, реликтовые почвы могли формироваться в более благоприятных увлажненных условиях.

Небольшие песчаные клинья в районе пос. Низино содержат хорошо сортированный крупнозернистый песок, тогда как вмещающие пески сложены из песков меньшей размерности. Н.С. Данилова [1963] показала, что грунтовые жилы в аллювии фаций прирусловых отмелей р. Вилюй заполнены песком, который часто оказывался существенно более крупным, чем вмещающие породы. Песчаные жилы развивались в значительно более суровом климате по сравнению с современными условиями. По мнению Н.Н. Романовского [1977], такие песчаные жилы являются переходными между изначально грунтовыми и первично-песчаными. В современных условиях первично-песчаные жилы широко распространены в Антарктиде, в районах с сильными ветрами, низкими температурами и малым количеством осадков.

При деградации мерзлоты происходит увеличение глубины протаивания. Горизонтальные ожелезненные черные и охристые прослои на разных глубинах от поверхности в разрезах песчаной толщи около пос. Низино представляют собой следы изменения положения кровли многолетнемерзлых пород. На месте вытаявших ледяных жил, которые слагали нижние части клиньев, видны псевдоморфозы. Опускание слоев вмещающих отложений вниз в псевдоморфозах по ледяным жилам – это результат многократных просадок или одномоментного обрушения перекрывающих отложений в полости, образующиеся при оттаивании льда. Куски дернины, торфа могут проваливаться, создавая инверсию первичной слоистости.

Если жилы в слое многолетнемерзлых пород формировались как изначально грунтовые или

первично-песчаные, а деятельный слой был слабо увлажнен, то при оттаивании деформаций и смещений вмещающих отложений не будет. В стенке карьера видно, что вмещающие отложения около верхних частей крупных жильных структур и небольших песчаных клиньев не деформированы.

ВЫВОДЫ

Детально изучены клиновидные структуры в районе пос. Низино (Ленинградская область). Для пород, вмещающих, заполняющих и подстилающих клиновидные формы, значения коэффициента криогенной контрастности близко или больше 1, что указывает на активные процессы криогенеза с 15.5 т.л.н.

В результате морозобойного растрескивания формировались изначально грунтовые, первично-песчаные и ледяные жилы, которые образовывали полигоны различных размеров. Многолетнемерзлые породы имели сплошное распространение и низкие температуры. Среднегодовые температуры пород на глубине слоя годовых нулевых колебаний, реконструируемые по ККК, были ниже -8°C . В прошлых публикациях реконструированы температуры многолетнемерзлых пород для конца неоплейстоцена, равные $-2...-3^{\circ}\text{C}$, а район Финского залива относили к южной границе многолетнемерзлых пород.

Верхние части крупных клиньев формировались как изначально грунтовые жилы. На это указывают расширенные верхние части клиньев, заполненные преимущественно крупнопылеватыми частями с примесью органики. Отложения накапливались в межполигональных понижениях и промерзали сингенетически. Нижние части крупных клиньев формировались как ледяные жилы, а в настоящее время по ним наблюдаются псевдоморфозы. С оттаиванием льда связано опускание слоев вмещающих отложений внутрь клиньев и расположение галек, выпавших из вышележащих горизонтов. Сильные ветры, низкие температуры и малое количество осадков определяли условия для формирования небольших первично-песчаных жил.

В межполигональных понижениях в молодом дриасе (до 12 т.л.н.) начинались процессы почвообразования, накопления торфа, в условиях сплошного распространения многолетнемерзлых пород с низкими температурами. В предбореале (11.5 т.л.н.) мерзлые породы в районе пос. Низино деградировали, ледяные клинья оттаивали, а в образовавшиеся пустоты проваливались фрагменты почвы.

Не подтверждается распространение ледникового покрова или глубокого приледникового озера в районе Финского залива в позднеледниковое время и в начале голоцена. На приморских низменностях формировались аллювиальные,

озерные и лагунно-морские отложения, одновременно с накоплением отложений шло промерзание и формирование полигонального рельефа.

Опровергается сейсмическая природа клиновидных структур в районе пос. Низино Ленинградской области. Клиновидные структуры не являются палеосейсмодислокациями, появившимися в результате землетрясений в голоцене.

Автор благодарен начальнику ООО ООО "ЦГИ", д-ру геол.-мин. наук А.Л. Строму, руководителю группы ООО "ЦГИ" С.И. Королеву, зав. лабораторией ИФЗ РАН, д-ру геол.-мин. наук А.М. Корженкову, ведущему научному сотруднику ИФЗ РАН, канд. техн. наук С.В. Швареву, проф. географического факультета СПбГУ, д-ру геогр. наук А.В. Русакову, канд. геогр. наук Д.Г. Шмелеву. Автор также благодарит рецензентов за полезные замечания и советы, большинство из которых улучшило статью.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00612) и частичной поддержке в рамках Государственного задания по теме "Изменение криосферы Земли под влиянием природных факторов и техногенеза" НИРАААА-А16-116032810095-6.

Литература

- Алифанов В.М.** Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины / В.М. Алифанов, Л.А. Гугалинская, А.Ю. Овчинников. М., ГЕОС, 2010, 160 с.
- Бердников В.В.** Крупноблочный рельеф и его геологическая структура // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 134–140.
- Большиханов Д.Ю.** Скандинавский ледниковый щит – новые данные и предложения // Изв. Рус. геогр. о-ва, 2015, вып. 6, с. 1–13.
- Величко А.А.** Основные особенности реликтовой криогенной морфоскульптуры и общие принципы ее картографирования // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 121–134.
- Величко А.А.** Парагенез криогенной (перигляциальной) зоны // Палеогеография и перигляциальные явления плейстоцена / Под ред. К.К. Маркова, И.И. Спасской. М., Наука, 1975, с. 89–100.
- Гричук В.П.** Растительность стадии сальпаусселья (дрис III) // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография. М., Наука, 1982, карта 11.
- Данилова Н.С.** Грунтовые жилы и их происхождение // Материалы к основам учения о мерзлых зонах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1956, вып. III, с. 109–122.
- Данилова Н.С.** Первично-грунтовые жилы в четвертичных отложениях Виллы // Условия и особенности развития мерзлых толщ в Сибири и на Северо-Востоке. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 25–40.
- Данилова Н.С., Баулин В.В.** Следы криогенных процессов и их использование при палеогеографических реконструкциях ландшафтов // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 66–79.
- Деревягин А.Ю., Чижов А.Б., Майер Х.** Температурные условия зим Лаптевоморского региона за последние 50 тысяч лет в изотопной записи повторно-жильных льдов // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 1, с. 32–40.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена)** / Под ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 1999, 260 с.
- Катасонов Е.М.** Палеомерзлотные исследования, их задачи, методы и некоторые результаты // Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М., Наука, 1973, с. 10–22.
- Конищев В.Н.** Методы криолитологических исследований / В.Н. Конищев, В.В. Рогов. М., Изд-во Моск. ун-та, 1994, 135 с.
- Конищев В.Н.** Взаимосвязь состава и температуры криогенных почв и грунтов // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 1998, № 3, с. 9–14.
- Конищев В.Н.** Лессовые породы: новые возможности изучения их генезиса // Инж. геология, 2015, № 5, с. 22–36.
- Кузнецова Т.П.** О клиновидных структурах центральной части Русской равнины // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1976, вып. 5, с. 160–167.
- Кузнецова Т.П.** О земляных жилах Центральной Якутии // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, вып. 6, с. 152–161.
- Маркова А.К., Пузаченко А.Ю., Ван Кольфсхотен Т., Косинцев П.А., Кузнецова Т.В., Тихонов А.Н., Бачура О.Н., Пономарев Д.В., Ван дер Плихт Й., Кутиенс М.** Динамика ареалов овцебыка и первобытного бизона во вторую половину позднего плейстоцена северной Евразии // Изв. РАН. Сер. геогр., 2013, № 6, с. 110–112.
- Никонов А.А.** Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли, 2010, № 3, с. 79–96.
- Никонов А.А., Русаков А.В.** Уникальная находка раннеголоценовой погребенной почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение, 2010, № 1, с. 1–12.
- Никонов А.А., Шлюков А.И.** О времени дегляциации Карельского перешейка (по данным физических методов) // Докл. РАН, 2002, т. 387, № 3, с. 393–396.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен: Атлас-монография** / Под ред. А.А. Величко. М., ГЕОС, 2009, 120 с.
- Попов А.И.** Перигляциальные образования Северной Евразии и их генетические типы // Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960, с. 10–36.
- Попов А.И.** Криолитология / А.И. Попов, Г.Э. Розенбаум, Н.В. Тумель. М., Изд-во Моск. ун-та, 1985, 239 с.
- Розенбаум Г.Э.** Ледогрунтовые жилы // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1977, вып. 6, с. 141–151.
- Романовский Н.Н.** Формирование полигонально-жильных структур / Н.Н. Романовский. Новосибирск, Наука, 1977, 215 с.
- Русаков А.В., Никонов А.А.** Характеристика реликтовых позднеледниковой и раннеголоценовой почв в клиновидных структурах на южном побережье Финского залива // Почвоведение, 2010, № 7, с. 788–800.
- Серебрянный Л.Р.** Перигляциальные образования южной Скандинавии // Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1960, с. 267–275.

Серебрянный Л.Р., Пуннинг Я.-М.К. Результаты палинологического и радиохронометрического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койеро под Ленинградом // Голоцен. М., Наука, 1969, с. 101–110.

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.

Шмелев Д.Г. Роль криогенеза в формировании состава позднечетвертичных мерзлых отложений оазисов Антарктиды и северо-востока Якутии // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 1, с. 41–57.

Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne O.S. et al. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas, 2016, 45: 1–45, doi: 10.1111/bor.12142.

Isarin R.F.B. The climate in the north-western Europe during the Younger Dryas // Nederlands Geograf. Studies, 1997, vol. 229, 160 p.

Mangerud J., Aarseth I., Hughes A. et al. A major re-growth of the Scandinavian Ice Sheet in western Norway during Allerød-Younger Dryas // Quatern. Sci. Reviews, 2016, vol. 132, p. 175–205.

Meyer H., Schirrmeister L., Yoshikawa K. et al. Permafrost evidence for severe winter cooling during the Younger Dryas in northern Alaska // Geophys. Res. Lett., 2010, vol. 37, L03501, doi: 10.1029/2009GL041013.

Vandenberghe J., French H.M., Gorbunov A., Marchenko S., Velichko A.A., Jin H., Cui Z., Zhang T., Wan X. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17 ka BP // Boreas, 2014, 43(3): 652–666, doi: 10.1111/bor.12070.

Zielinski P., Sokołowski R.J., Fedorowicz S., Zaleski I. Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine // Boreas, 2013, 43: 712–721, doi: 10.1111/bor.12052.

*Поступила в редакцию
24 февраля 2016 г.*