

УДК 550.349→551.89(470.23)

© 2018 г. С.В. ШВАРЕВ^{1,2,*}, А.А. НИКОНОВ^{2,**}, А.В. РУСАКОВ^{3,***}**КЛИНОВИДНЫЕ СТРУКТУРЫ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПРИНЕВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ КАК СЛЕДСТВИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ (ОПОРНЫЙ УЧАСТОК “НИЗИНО”)**¹*Институт географии РАН, Москва, Россия*²*Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*³*Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия***E-mail: shvarev@igras.ru, **E-mail: nikonov@ifz.ru, ***E-mail: spp-06@mail.ru*

Поступила в редакцию 07.03.2017

В статье рассматривается происхождение клиновидных структур, обнаруженных к югу от Финского залива в районе с. Низино в контексте геолого-геоморфологических и палеогеографических особенностей района. Полученные в 2000–2005 и 2014 гг. результаты обосновывают сейсмогенное происхождение клиньев. Морфологические особенности, характер и последовательность заполнения и деформаций вмещающей толщи свидетельствуют о мгновенном раскрытии, быстром одноактном заполнении полостей материалом с бортов и кровли, последующем мгновенном закрытии со сжатием в связи с направленным латерально динамическим воздействием. Кроме клиньев, анализируется распространение различных деформационных структур в районе исследований в породах палеозойского цоколя и в послеледниковых отложениях. Сделан вывод об их структурной обусловленности и возникновении в результате сильного местного землетрясения.

Ключевые слова: клиновидные структуры, сейсмогенные деформации, Приневская низменность, Фенноскандинавский щит, послеледниковые отложения, голоцен.

DOI: 10.7868/S0435428118020086

WEDGE-SHAPED STRUCTURES IN UNCONSOLIDATED DEPOSITS OF THE NEVA LOWLAND AS A RESULT OF SEISMIC EFFECTS IN THE EARLY HOLOCENE: THE NIZINO CASE STUDYS.V. SHVAREV^{1,2,*}, A.A. NIKONOV^{2,**}, AND A.V. RUSAKOV^{3,***}¹*Institute of geography RAS, Moscow, Russia*²*Schmidt Institute of physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*³*Saint-Petersburg state University, Institute of Earth Sciences, S-Petersburg, Russia***E-mail: shvarev@igras.ru, **E-mail: nikonov@ifz.ru, ***E-mail: spp-06@mail.ru***Summary**

The article discusses the origin of wedge-shaped structures observed on southern lowland of the Gulf of Finland near the village of Nizino in 2000–2005 and 2014. Obtained results confirm the seismic origin of the wedges. Morphological characteristics, nature and consistency of the filling, deformation of the enclosing strata show the instant disclosure, a quick one-act filling cavities with material from the sides and roof, the subsequent momentary closure with compression in connection with the directed lateral dynamic effects. In addition, we analyzed the distribution of various deformation structures in Paleozoic rocks and postglacial sediments within this region and arrived to the conclusion about their structural control and paleoseismic origin.

Keywords: wedge-shaped structures, seismogenic deformations, Neva Lowland, Fennoscandian shield, postglacial deposits, Holocene.

Клиновидные структуры в рыхлых отложениях и даже в подстилающих коренных породах [1] в ледниковых и перигляциальных зонах Русской равнины однозначно трактуются как мерзлотные (псевдоморфозы по ледяным клиньям, изначально грунтовые жилы и др.) и считаются надежным маркером климатических условий. Признаки реликтовой криогенной морфоскульптуры послужили обоснованием для выделения нескольких криогенных горизонтов в отложениях Русской равнины, что нашло отражение в комплексных палеогеографических реконструкциях [2–4]. Подобные структуры выделяются и почти однозначно трактуются как результат мерзлотных процессов в перигляциальных областях четвертичного оледенения на территориях других стран Европы. Основанием для этого является широкое развитие разнообразных ледяных жил и псевдоморфоз, формирующихся при вытаивании льда и заполнении образовавшейся полости кластическим материалом в районах современного распространения многолетнемерзлых пород. Для таких образований существует весьма продвинутая классификация с выделением десятков своеобразных форм, разрабатываемая и совершенствуемая в последние 50 лет [5–7 и др.].

Однако клиновидные структуры сходных размеров и форм, вплоть до изоморфизма, формируются и в результате процессов, не имеющих отношение к мерзлоте, среди которых особенно важным, как для палеореконструкций, так и для оценки современной опасности, являются динамические воздействия при сильных землетрясениях.

Рассматривая саму возможность образования сейсмогенных клиновидных структур в исследуемом районе, традиционно считающимся асейсмичным как в настоящее время, так и в прошлом, нужно прояснить с одной стороны, общие условия формирования подобных структур при землетрясениях, а с другой – возможность реализации такого механизма в конкретных региональных условиях и в определенный период времени.

Что касается общих условий образования сейсмогенных клиньев, заметим, что большинство их локализовано на участках “вспарывания” поверхности обновленным разрывом в сейсмически активных областях, что, безусловно, далеко от современных характеристик исследуемого района. Однако сравнительно более редкими, но вполне типичными являются и другие варианты, что дает возможность корректного рассмотрения такого генезиса применительно к нашим условиям. В том числе известно, что клинья возникают и без магистрального разрыва на поверхностности, например в замках флексурных перегибов поверхности [8]. Отмечено образование клиньев не только в активных орогенах, но и на платформах, причем без выхода разрыва в платформенный чехол, как было, например, при сильных землетрясениях в Газли в 1976 г. [9]. Развитие клиновидных трещин в платформенных условиях зафиксировано не только при сильных событиях, но и при относительно слабых (6–6.5 баллов), как это случалось на юго-восточной периферии Фенноскандинавского щита [10, 11].

Если говорить о региональных сеймотектонических условиях, то, несмотря на современную вполне умеренную сейсмическую активность Фенноскандинавского щита, накоплены сведения о сильных событиях в разных частях региона в позднеледниковье и в голоцене. Следы мощных землетрясений обнаружены и детально исследованы в последние десятилетия как в западной части Фенноскандии – в Швеции, Норвегии, Финляндии [12–16], так и в восточной – в пределах Карелии, Ленинградской и Мурманской областей [17–24]. Среди этих, обнаруженных в скальных породах и в рыхлых отложениях разнообразных сейсмогенных деформаций, встречены и “типичные” клиновидные структуры, в том числе и в Приладожье [25], отнесенные к среднему голоцену по ^{14}C -датировкам. Все вкратце перечисленное диктует необходимость рассмотрения генезиса клиновидных структур в альтернативном аспекте.

Клиновидные структуры в районе с. Низино (фактические данные)

В 2000–2005 гг. на южном берегу Финского залива, в бортах обширного карьера близ дер. Низино (59°49'46" с.ш., 29°52'29" в.д.) (рис. 1) была обнаружена и подробно изучена большая группа морфологически сходных клиновидных структур, глубиной 1.5–4.0 м при ширине по верху 1.0–2.5 м. На рис. 1 показано расположение 4 наиболее крупных клиньев (№№ 1–4) из 11 обнаруженных. Отличительной особенностью этой группы клиновидных структур было их северо-западное простираие (с одним исключением) и заполнение нескольких из них сохранившимися фрагментами почвенного профиля, что свидетельствует об однократном раскрытии и быстром, по ряду признаков – моментальном – заполнении [26–29]. Формирование клиньев было интерпретировано как следствие сильных сейсмических событий. Здесь отметим только характерные особенности трех наиболее показательных структур.

Клиновидная структура № 1. Главными особенностями этого клина являются: невыдержанное по простираию расщепление его на две вертикальные полости; сваливание песчано-галечных отложений вмещающей клин субгоризонтальной толщи по северо-восточному борту клина с образованием “стоящей на голове” пачки, к которой субвертикально прислонен и заклинен прослеженный на 4 м фрагмент погребенного профиля дерново-глеевой почвы с обратной последовательностью горизонтов (гумусовым горизонтом вниз). В нижнем замыкании клина на глубине 2.5–2.7 м мелкозернистые пески вмещающей толщи сменяются ленточными супесями, в которые клин не проникает, а деформируется, образуя горизонтальную площадку. Вероятно, по этим пластичным отложениям, как по водопору, произошло латеральное растяжение вышележащей толщи, что и обусловило возникновение необычной горизонтальной площадки в основании клина. Судя по отсутствию нарушений на прямых продолжениях структуры

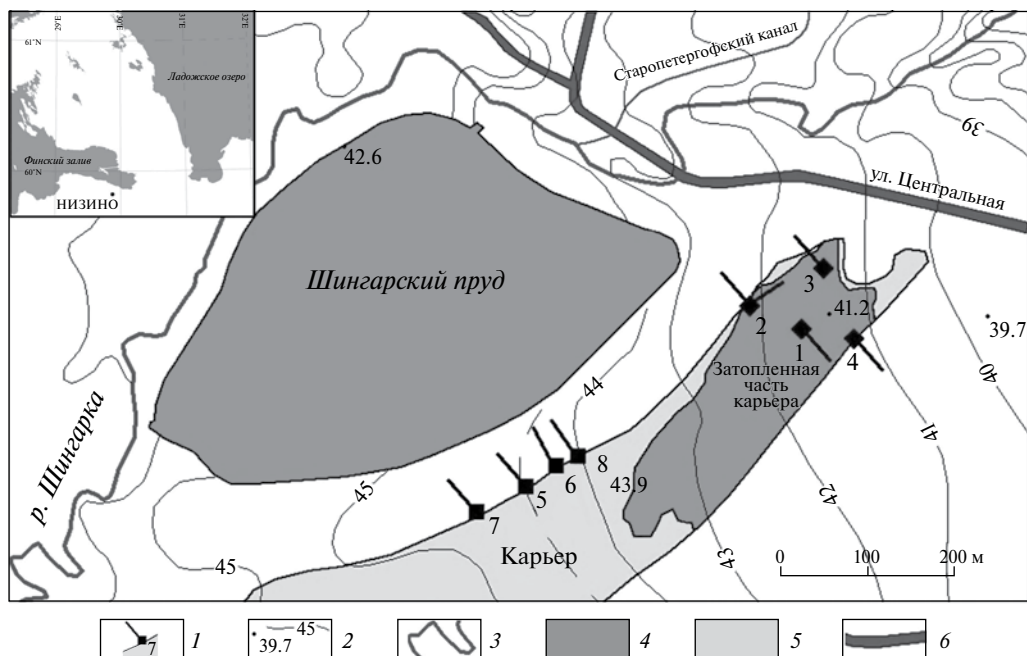


Рис. 1. Расположение расчисток и ориентировка изученных клиновидных структур
1 – места расчисток, их номера и ориентировка клиновидных структур (1–4 – по работам 2002–2005 гг.; 5–8 – по работам 2014 г.), 2 – отметки высот и изогипсы, 3 – реки и каналы, 4 – пруды, 5 – карьер, 6 – дороги

в каждую сторону на других бортах карьера, общая длина рассматриваемой клиновидной формы не превышает 80–100 м. Размеры трещины-разрыва (первоначально – рва) определяются так: длина ≤ 80 м, глубина 2.5–2.7 м (с учетом срезания подпочвенных песков и супесей, вероятно, больше), ширина по верху ≤ 1.5 м.

Клиновидная структура № 2 среди клиньев, обнаруженных как в 2000–2005 гг., так и в 2014 г., наиболее сложна. Здесь наблюдается единственное для всех разрезов ортогональное сопряжение структур СЗ и СВ простирания. Наряду с обычной для всего рассматриваемого участка типичной формой СЗ простирания, СВ направление представлено собственно не клином, а провальным блоком – микрограбенем шириной около 4 м, заполненным, хотя и сильно деформированным, но в нормальном залегании погребенным профилем дерново-глеевой почвы с морфологически хорошо сохранившимися палеоглеевым и палеогумусовым горизонтами толщиной ≥ 0.5 –0.6 м. Провал приповерхностного блока шириной до 4 м на глубину ~ 2.5 м не мог возникнуть без начального мощного импульса растяжения. Не исключено, что подобная структура отражает присдвиговое растяжение типа “pull-a-part”. Другая характерная особенность – это наклон на 5–15° в восточных румбах ленточных супесчано-глинистых отложений в основании разреза. Здесь же, в клине СЗ простирания, встречаются неровные по форме и со смятой слоистостью фрагменты ленточных глин, которые *in situ* в основном залегают существенно ниже. Наряду с необычным наклоном толщи, это заставляет нас считать, что разрывные нарушения возникли здесь уже после приледникового озера, при накоплении песков и, возможно, одновременно с возникновением клиньев. О том же свидетельствует сопряженная с клином вертикальная трещина шириной 3–5 см со сбросом на 8 см в северных румбах и выдавленными в нее снизу вверх на 0.15–0.2 м ленточными глинами.

Характерной чертой структуры № 3, как и структуры № 1, является асимметрия с более крутым ЮЗ бортом и неравномерным заполнением полости преимущественно с СВ борта. Своеобразно (“змееподобно”) изогнутый по вертикали почвенный профиль дерново-глеевой почвы, в средней части которого наблюдается даже лежащая складка-синклиналь, залегает в инверсионном положении, то есть сверху находится глеевый горизонт, а под ним – гумусовый. В такой ситуации ясно, что на стадии замыкания полости вся верхняя часть подверглась сильному резкому сжатию (с СВ к ЮЗ).

В 2014 г. работы по изучению ключевого участка были продолжены. На западном борту карьера в 150–200 м к ЮЗ от первой группы клиньев, ныне затопленных, вскрыты 3 хорошо выраженных субвертикальных (местами крутонаклонных к СВ (аз. пад. 35°, $\angle 80^\circ$) клина (рис. 1, № 5, 7, 8; рис. 2а–в), все СЗ простирания (310–315°), шириной по верху 0.5–1.0 м и глубиной более 3 м. Кроме того, обнаружены два сближенных небольших клина, наклонных к СВ (аз. пад. 50°, $\angle 65$ –78°) (рис. 1, № 6), а также серия более мелких грунтовых деформаций. Среди них волнообразное смятие со следами внутрислойного разжижения и гомогенизации (рис. 1, № 5; рис. 2б (правая часть разреза)), а также единичные прорывы песков в вышележащие горизонты, сопряженные с нижней, литрически выполаживающейся частью одного из наклонных клиньев (№ 6). Хотя столь выразительных структур с перевернутыми и опущенными в грабен фрагментами горизонтов профиля погребенной почвы здесь обнаружено не было, “новые” клинья показывают замечательное сходство и систематический характер деформаций, близко соответствующий особенностям форм, обнаруженных на первом этапе исследования (рис. 2).

К этим общим характеристикам относятся следующие.

1. Простирание всех клиньев в пределах 305–325° (125–145°).

2. Клинью во всех случаях асимметричны, что проявляется:

– в наклоне (с падением плоскости клиньев на СВ (аз. пад. 35–50°, $\angle 65$ –80°);

– в преимущественном одностороннем заваливании слоев вмещающей песчано-гравийной толщи в полость клина с СВ борта, на всю его глубину, с парагенетическим развитием разрывных нарушений на том же борту;

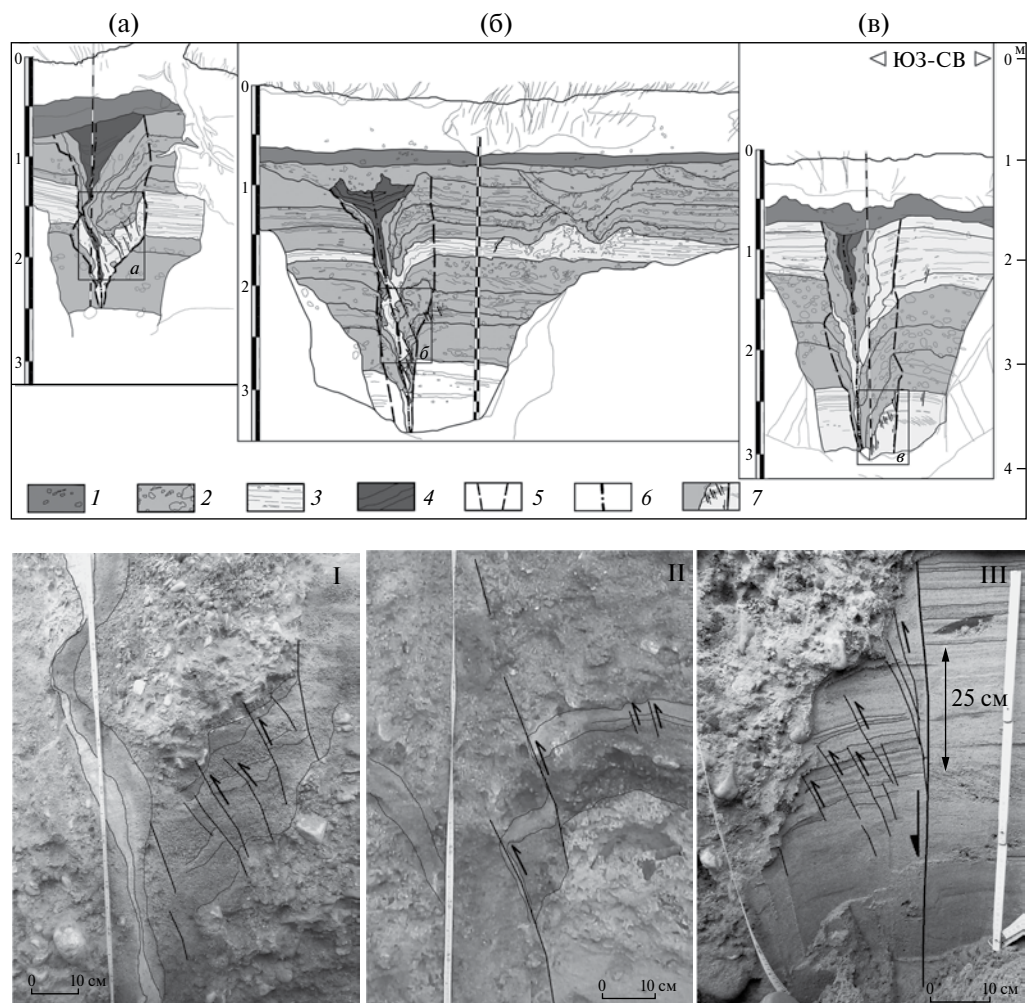


Рис. 2. Схемы клиньев № 7 (а), № 5 (б) и № 8 (в), обнаруженных в 2014 г. на западном борту карьера (рисунки с фотографий)

На врезках I–III – ключевые части соответствующих разрезов (выделены в рамках на фрагментах а–в): 1 – антропогенные отложения, суглинок с дресвой; *естественные отложения*: 2 – гравийно-галечные с мелкими валунами и разнозернисто-песчаным заполнителем, горизонтально и косослоистые, 3 – разнозернисто-песчаные, хорошо сортированные, преимущественно горизонтально слоистые с галькой и гравием, 4 – супесчано-суглинистые (осевых частей клиньев); 5 – границы клиньев (по нарушенной слоистости вмещающей толщи); 6 – осевые плоскости клиньев; 7 – разрывные нарушения и направления смещений по ним

3. Разрывы на флангах и в теле клиньев сочетают два кинематических типа – сбросы и взбросы (рис. 2а–в). Сбросовые разрывы (с амплитудой до первых десятков см) единичны и в характерном случае (рис. 2в, III) обнаружены в верхней и нижней частях толщи, представленной в обоих случаях плотными мелкозернистыми субгоризонтально слоистыми песками. В средней (гравийно-галечной) части толщи сбросы не прослеживаются, но их интерполируемая плоскость маркирует СВ фланг клина, отделяя заваленные или опущенные по сбросам слои от вмещающей толщи. Взбросовые разрывы (с амплитудой в первые сантиметры) развиты во всех случаях (рис. 2а–в) в теле заполняющих клин отложений, деформируя и смещая их в направлении осевой плоскости клина. Так

выявляются два этапа образования разрывов: первый — сбросовый, соответствующий растяжению при образовании клиньев и одновременный с заполнением их полостей обломочным материалом; второй — взбросовый, соответствующий последующему сжатию и закрытию клиньев.

4. Заполняющий клинья материал частично сохранил первичные текстуры — элементы слоистости, последовательность почвенных горизонтов, но с изменением ориентировки и положения фрагментов почвенного профиля (с инверсией горизонтов при сохранении общего строения почвенного профиля), причем имеются признаки сначала сваливания материала с бортов (без размыва и переотложения), а затем направленного одностороннего смещения вверх и в сторону осевой плоскости с ее деформацией (изгибом) и пережимом осевой части клина (рис. 2а, I).

5. Заполнение клиньев одномоментное для каждого клина, что подтверждается характерной текстурой, в которой сохраняется последовательность обрушенных в клин слоев и единовременное для основных крупных клиньев; следы многократного раскрытия и частичного заполнения отсутствуют.

Наряду с общими чертами строения клиньев, вскрытых в 2014 г. и в 2000—2005 гг., — общее направление, единообразная асимметрия, сжатие осевой части, — обнаружены и отличия. В первую очередь, это касается размеров: расположенные в северной части карьера и обнаруженные на первом этапе клинья существенно шире, что, частично, обусловило и второе отличие — заполнение осевых зон этих клиньев крупными фрагментами почвенных профилей, отсутствующими в более поздних. Третье основное отличие — в северных клиньях заполнение субаэральное, без следов затекания материала, а в группе южных присутствует суглинистая масса, заполнившая осевую часть клина в разжиженном состоянии, но также быстро и единовременно, о чем свидетельствует гомогенность ее текстуры и каплевидность формы в разрезе (рис. 2а, I).

Исходя из общих закономерностей изученных разрезов, намечена следующая последовательность событий при формировании толщи с деформациями.

1. Регрессивное накопление песчано-гравийно-галечного материала в процессе спуска озерно-ледникового водоема в условиях береговой зоны и размыва ближайших флювиогляциальных возвышенностей (рис. 3, стадия I).

2. В завершающую фазу накопления песчано-гравийной толщи — деформации верхних песчаных прослоев в интервале от поверхности до 1.5 м (частичное разуплотнение и гомогенизация слоистых песчаных отложений с просадкой галечных прослоев над зонами разуплотнения, образованием косых клиньев и локальными прорывами вверх грубозернистых песков (первое сейсмическое событие в субаквальных условиях) (рис. 3, стадия II).

3. По завершению накопления песчано-гравийной толщи — перемыв и отложение супесчано-суглинистого прослоя в условиях застойного (слабопроточного) водоема (по-видимому, пойменного генезиса) в ЮЗ части карьера и формирование почвенного профиля в СВ части карьера (рис. 3, стадия III).

4. Внезапное раскрытие клиньев и быстрое заполнение их материалом с бортов и из верхнего покровного горизонта (осевая часть клиньев); перемещение фрагментов почвенных профилей в клинья (в перевернутом состоянии) и затекание пойменных суглинков в полости клиньев (рис. 3, стадия IV).

5. Внезапное сжатие клиньев с деформированием и сжатием блоков исходных почв, пережимом и изгибом осевых плоскостей клиньев из-за взбросового одностороннего смещения заполняющих клин отложений (рис. 3, стадия V).

6. Формирование современного почвенного профиля дерново-подзолов альфегумусовых, перемыв и техногенное снятие верхних горизонтов и отложение антропогенного слоя (рис. 3, стадия VI).

Полученные три ^{14}C -датировки из гумусовых горизонтов фрагментов погребенных почв в трех клиновидных структурах (№№ 1, 3, 5) укладываются в интервал 10.3—8.8 тыс.л.н. ^{14}C , т.е. приблизительно 11.5—9.6 тыс. кал.л.н. [26—29], т.е. попадают на время

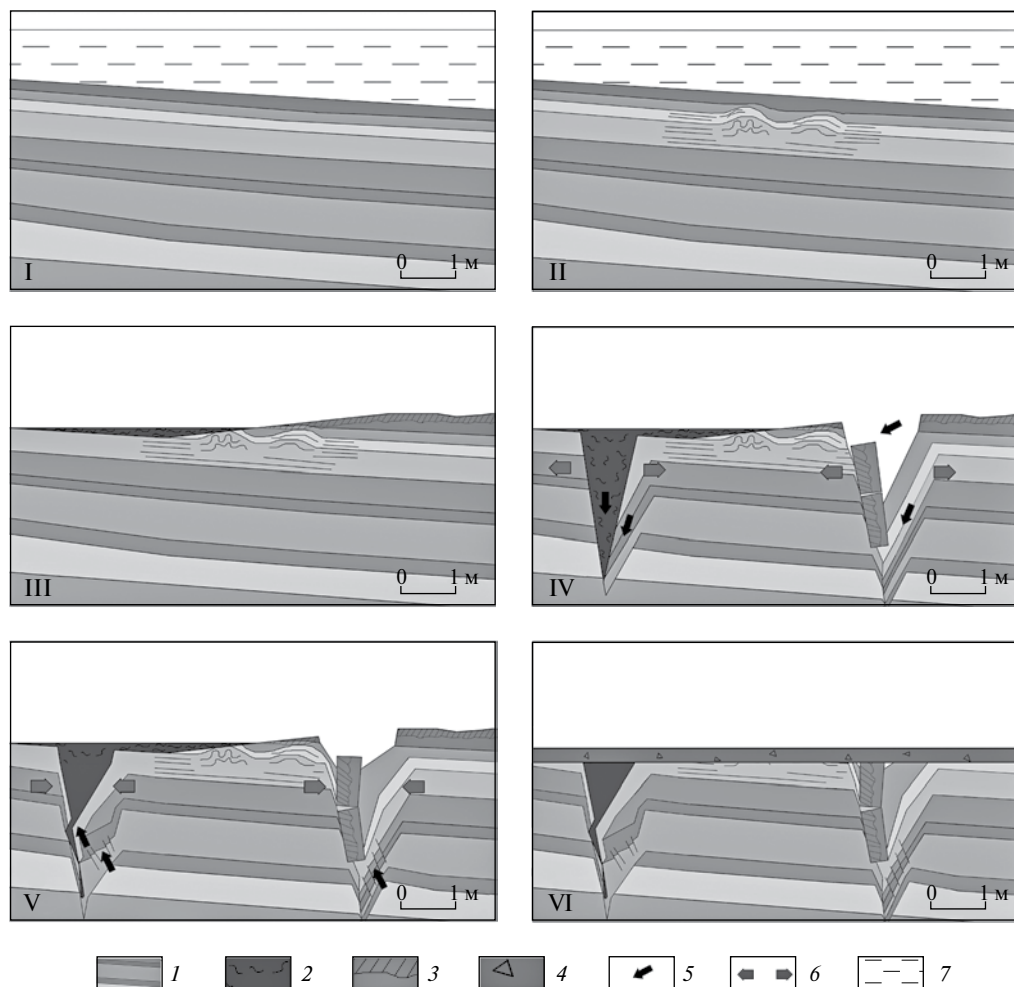


Рис. 3. Стадии формирования клиньев (упрощено)

Отложения: 1 – песчано-гравийно-галечные регрессивной фазы Балтийского ледникового озера (дериваты озовой гряды), 2 – супесчано-суглинистые (пойменные); 3 – фрагменты погребенных раннеголоценовых почв; 4 – современный антропогенный горизонт; деформации отложений: 5 – направления смещения материала при землетрясении, 6 – направления сжатия и растяжения; 7 – водная толща

перехода от позднего дриаса к пребореальному периоду, а если рассматривать условия развития Балтийского бассейна, то на время между поздней фазой (спуском) Балтийского ледникового озера и второй половиной времени анциловой трансгрессии. Следовательно, захоронение почв, а, принимая сейсмический генезис, и формирование клиньев произошло около 9.6 тыс. кал.л.н. Согласно макросейсмической шкале INQUA-2004, поверхностные разрывы таких размеров в рыхлых отложениях соответствуют землетрясениям силой VIII–IX баллов [30].

Полученные на опорном участке данные целесообразно рассмотреть в геолого-геоморфологическом и палеогеографическом контексте, включающем, как общие характеристики района, так и специфические деформации отложений, свидетельствующие в пользу сейсмогенного происхождения изученных структур.

Общая геолого-геоморфологическая и палеогеографическая ситуация в районе исследований

На меридиональном профиле от берега Финского залива у г. Петергоф до глинта у пос. Ропша, выполненном еще в начале XX в. [31], отчетливо видны три основных геоморфологических элемента, возвышающиеся один над другим: прибрежные террасы, валунная гряда (“поперечный оз” по К.К. Маркову [32]) и уступ глинта. Пологонаклонная к С и СВ абразионно-аккумулятивная поверхность включает несколько уровней, сформированных в период отступления ледника и существования здесь приледниковых и послеледниковых бассейнов. В районе с. Низино (рис. 4) поверхность террас ориентирована на СВ и примыкает тыловой частью к озовому массиву шириной около 4 км, состоящему из узкой гряды СЗ простирания высотой до 70–80 м, маркирующей ЮЗ фланг озового массива, и нескольких сниженных (около 50–60 м) гряд как поперечного (СВ), так и меридионального направления, развитых в центре и на восточном фланге. На участке бывшего карьера, где обнаружены клинья, толща преимущественно песчано-гравийно-галечных береговых отложений с валунами – дериватов озового массива, развитых на абс. отметках 40–45 м, – подстилается на глубине от 2–3 до 4–5 м ленточными озерно-ледниковыми глинами, как и везде в окрестностях. Глины, в свою очередь, ложатся на морену последнего оледенения, под которой повсюду от морского берега до уступа ордовикского плато залегают синие кембрийские глины. В районе исследований в разное время и разными исследователями обнаруживались деформации, интерпретированные по-разному. Рассмотрим их в свете новых данных.

Деформации ленточных глин Балтийского ледникового озера. Еще в 20-х гг. XX в. буровыми работами Сапропелевого комитета [33] были установлены деформации кровли ленточных глин, развитых под обширным Порзоловским болотом, вытянутым на 10 км в СЗ направлении вдоль всего ЮЗ подножья озового массива. Кровля ленточных глин на участке болота залегает на высоте около 40 м, а за его пределами (к СЗ и ЮВ) поднимается до 46–54 м и 43–52 м соответственно. При этом ленточные глины перекрываются слоем известковой гачи, отложенной в бореальное время и более поздними (атлантического времени) торфами. Это свидетельствует о перепадах кровли ленточных глин амплитудой в несколько метров, не связанных с экзогенными причинами (например, размывом).

Кроме столь масштабных нарушений, деформации в ленточных глинах в виде смятий разного размера – от мелкой гофрировки до крупных складок – отмечались в ряде других мест равнины, например, на западе г. Петергоф у с. Мартышкино, по долине р. Текучки западнее с. Низино [34].

В 2000 г. одним из авторов совместно с А.П. Сергеевым обследовались искусственные выемки при реконструкции Константиновского дворца в г. Стрельна. Здесь ленточные глины с отчетливой слоистостью в теле террасы высотой ~1.5 м наклонены по аз. 60°, $\angle 15\text{--}18^\circ$, а в тыловой части той же террасы вблизи уступа 9–10-метровой террасы они смяты волнисто, с размахом складок 2.0–2.5 м и с наклоном на крыльях $\geq 15^\circ$. Фактором, достаточно мощным, чтобы смять толщу в несколько метров (или более), могло быть боковое динамическое (сейсмическое) воздействие в конце времени существования приледникового озера или несколько позднее.

Деформации отложений анциловой и литориновой трансгрессий. М.Э. Янишевским [31] была обнаружена трещина вблизи морского берега Финского залива на поверхности 10-метровой террасы к СВ от вокзала Старый Петергоф. Речь идет о небольшой (неглубокой) клиновидной структуре северо-западного простирания. Полость “трещины” заполнена окружающим тонкозернистым песком, что определенно указывает на ее возникновение после накопления нормального аккумулятивного слоя бассейновых отложений террасы, фиксирующего время указанного деформирования. В спектре террас восточной части Финского залива 10-метровая терраса принадлежит послелиториновому времени – после 8 тыс.л.н. Ниже песков вскрыты смятые (гофрированные) полосатые глины, относимые к анциловой трансгрессии (10.7–9.8 тыс. кал.л.н.). Ясно, что

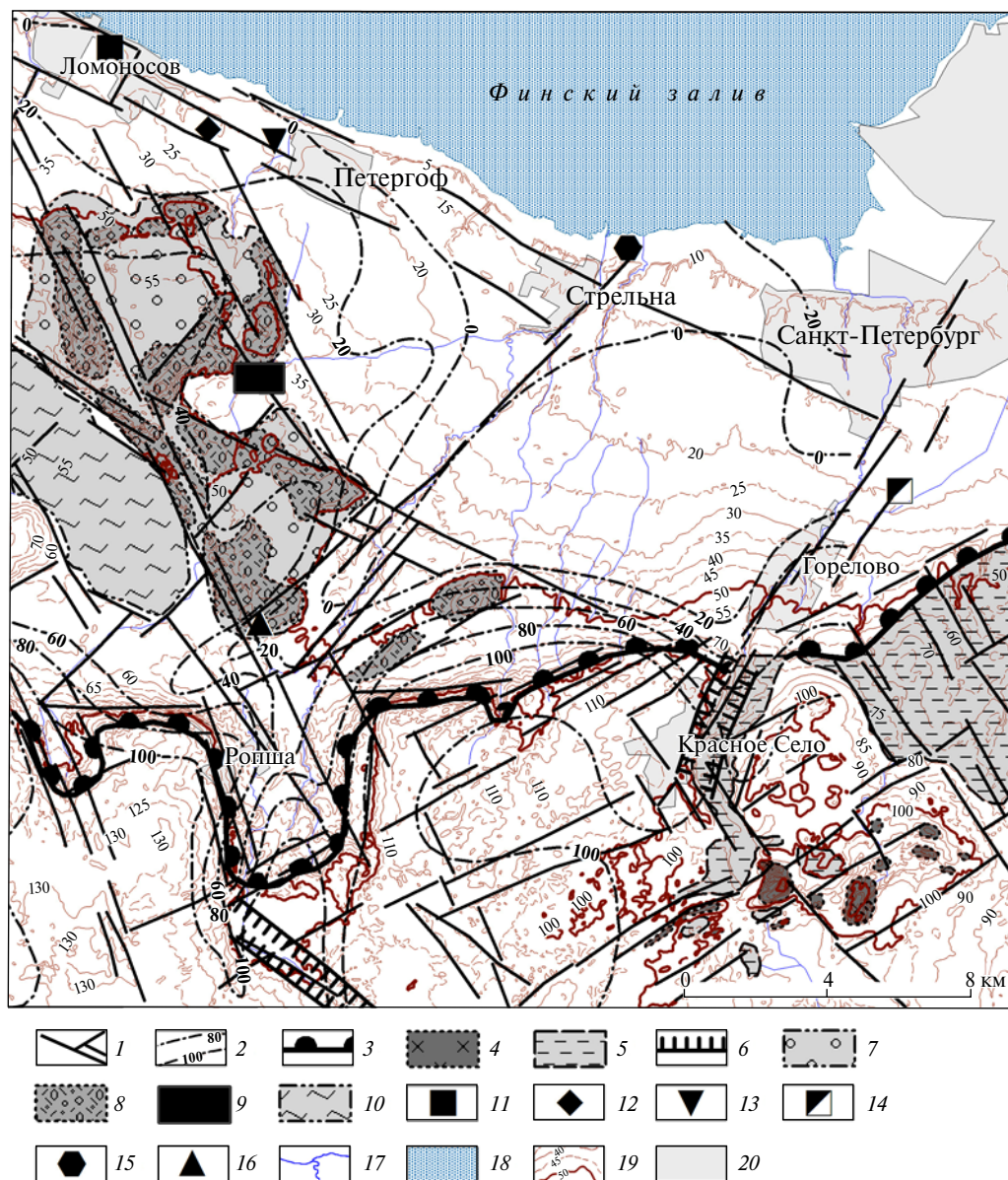


Рис. 4. Элементы морфоструктуры территории и структурно-обусловленные формы рельефа
 1 – морфолинеаменты; 2 – изогипсы поверхности коренного субстрата; 3 – уступ глинта; дудергофские дислокации (по И.Н. Лобанову [35]); 4 – куполовидные структуры, 5 – компенсационные депрессии; 6 – неотектонические грабен-синклинали (по М.Ю. Никитину [36]); 7 – озевый массив; 8 – отдельные озевые гряды; участки развития деформаций в рыхлых осадках и коренном цоколе: 9 – Низино, 10 – Порзоловское болото, 11 – Мартышкино, 12 – Сергиевка, 13 – Старый Петергоф, 14 – Горелово, 15 – Стрельна, 16 – Ропша; 17 – реки; 18 – Финский залив; 19 – изогипсы современного рельефа; 20 – населенные пункты

гофрировка возникла в процессе накопления бассейновых отложений, а по времени близка ко времени возникновения клиньев в карьере у с. Низино.

Деформации коренного цоколя. На западной оконечности г. Петергоф в местечке Сергиевка была вскрыта валунная толща (валуны кристаллических пород – раппакви, красные и серые граниты, гнейсы, диабазы) в смеси с подстилающими синими

кембрийскими глинами, а также “угловатыми валунами” (глыбами) слюдистого песчаника с сильной охристой окраской. “Эти валуны представляют обломки тех песчанников, которые, в виде прослоек, встречаются в синей глине” (in situ) [31]. Нахождение в цоколе морской террасы обломков местного песчаника вперемешку с местной же кембрийской глиной — среди флювиогляциальных (или морских) валунников — не объясняется иначе, как допущением местных вертикальных нарушений с поступлением обломков снизу. Кембрийские глины ниже по разрезу имеют сложную гофрировку, слои падают на ЮЗ под углом 45–52°, а местами до 80°. Изменение крутизны наклона глинисто-песчаниковых слоев в одной яме от 50° до 80° прямо указывает на близость к разлому в фундаменте. Смещение произошло после существования флювиогляциального потока, но до формирования террасы в фазу анциловой трансгрессии, т.е. в конце позднеледниковья или в начале голоцена — до 10 тыс. кал.л.н. В 12–15 км южнее пос. Низино у уступа ордовикского плато вблизи пос. Ропша (на замыкании того же озового массива) обнаружена наклонная к ЮЗ (240°, $\angle 25^\circ$) толща глауконитового известняка (при региональном типичном наклоне пород палеозоя к югу $<0.5^\circ$), а синяя кембрийская глина внизу — также “сильно мятая и выветрелая, с угловатыми обломками песчаника” [31]. Ситуация здесь аналогична той, что наблюдалась на морском побережье на севере у пос. Сергиевка. Вряд ли это случайность, скорее — отражение давно известной в пределах Фенноскандинавского щита закономерности, состоящей в заложении флювиогляциальных потоков вдоль трасс разломов в фундаменте, главным образом, СЗ простирания, активизация которых в позднеледниковье сопровождалась мощными землетрясениями. Общие черты выявленных деформаций заключаются в преимущественной локализации их в районе озового массива СЗ простирания, тянущегося от Петергофа до с. Ропша и в близкой к СЗ направлению ориентировке трещин и осей складок, как в породах цоколя, так и в рыхлых отложениях.

На южном побережье Финского залива к востоку от р. Стрельна среди низменной равнины отчетливо выражена Пулково-Койеровская гряда с признаками, аналогичными вышеприведенным на гряде между Петергофом и Низино [37]. На этом участке выделено несколько складок в кембрийских и ордовикских породах с осями СЗ–ЮВ простирания и местами с крутопадающими слоями на крыльях, и так же ориентированная ступень в кембрийских породах с амплитудой 12–14 м, т.е. флексура или разрыв.

Распространение деформаций в свете морфоструктурных условий

Анализ особенностей рельефа территории с использованием масштабного ряда цифровых топографических карт, космических снимков и цифровой модели местности позволил выделить несколько основных морфолинементов, определяющих предполагаемую блоковую структуру территории (рис. 4). Эти морфолинементы образуют две диагональные решетки: 1) ССЗ–ВЮВ/ЗЮЗ–ВСВ и 2) ЗСЗ–ЮЮВ/ЮЮЗ–ССВ, по-видимому, отражая блоковую делимость кристаллического фундамента. Ключевые элементы рельефа в районе с. Низино пространственно сопрягаются с элементами структурного каркаса, главным из которых следует признать структуру СЗ простирания, тянущуюся от г. Ломоносов в направлении пос. Ропша. Это справедливо как для озового массива, так и для впадины Порзоловского болота, что подтверждает тектоническую интерпретацию данных М.Э. Янишевского [31] о локальном опускании кровли ленточных глин. Весьма примечательно сопоставление выделенного каркаса с известными дудергофскими дислокациями. Пространственный рисунок как положительных структур — линейных антиклинальных гряд и куполов, так и компенсационных бассейнов [35] показывает тесную связь с блоковой структурой фундамента. Ориентировка выделенных М.Ю. Никитиным [36] неотектонических грабен-синклиналей в палеозойском чехле краевой зоны Ижорского плато также “укладывается” в структурную решетку. Все ключевые участки с обнаруженными деформациями в коренных породах и рыхлых послеледниковых отложениях принадлежат тому или иному элементу решетки. Ориентировка системы клиньев

в карьере около с. Низино полностью соответствует простираанию группы субпараллельных линейных структур СЗ простираания, входящих в систему структур, определяющих морфологию восточного фланга озера (рис. 4).

Обсуждение результатов и основные выводы

Приведенные данные по нарушениям разных типов и с различной стратиграфической позицией обладают комплексом систематических структурных признаков, характерных для нарушений, образовавшихся при сильных сейсмических воздействиях — сейсмодетектировании. Наиболее распространенные альтернативные гипотезы объясняют наличие деформаций воздействием валдайского ледника. К примеру, встреченные нарушения залегания пород коренного цоколя, например, кембрийских глин в районе с. Мартышкино (как и в других случаях) трактовались как ледниковые отторженцы [38], а антиклинальные складки Дудергофских высот — как напорные гляциодислокации [39, 40]. Генезис дудергофских дислокаций является предметом острых споров и гипотез на протяжении 100 лет, и вопрос остается до сих пор дискуссионным. Основная, “напорная” гипотеза не согласуется с голоценовым возрастом дислокаций и наличием таких характерных структур, как кластические дайки [36]. Но если воздействием ледника еще можно объяснить деформации в коренных породах, то для таковых в последнеледниковых осадках необходимо искать другие силы воздействия. М.Э. Янишевский [31] объяснял гофрировку “полосатых глин”, обнаруженных в цоколе 10-метровой террасы около Старого Петергофа, воздействием айсбергов. Но для анцилового водоема это невероятно, ибо этот бассейн не был приледниковым, да и глубина его была явно недостаточной. К тому же айсберговая гипотеза для объяснения деформаций в более молодых осадках вообще не применима.

Основным вариантом объяснения возникновения деформаций в голоценовых отложениях (кроме сейсмогенного) остается криогенез. Как известно, для развитых в современных условиях многолетней мерзлоты ледяных жил, как и для их палеоаналогов — псевдоморфоз, характерным признаком служит полигональная структура. Но ни в одном пункте с известными нам в районе деформациями полигональность не была выявлена. Даже в таких, заведомо благоприятных, условиях, как торфяник у с. Горелово, соотносимый по времени образования (11.2–9.5 тыс. кал.л.н.) [41] с фрагментами погребенных почв в клиньях у с. Низино. Отметим, что для уточнения генезиса клиновидных структур в районе пос. Низино в 2014 г. было предпринято специальное исследование, включавшее геофизические методы и изучение минералогического и гранулометрического состава отложений [42, 43]. Для инструментальной проверки наличия остаточной полигональности была разбита сеть георадарных и сейсмических профилей между карьером и Шингарским прудом. Полученные при этом данные не выявили какой-либо выраженной пространственной структуры, как полигональной, так и линейной, что можно отнести к недостаткам метода или обработки данных. Еще один примененный метод подтверждения мерзлотного генезиса — определение “коэффициента криогенной контрастности” (ККК) — изменяющегося со временем из-за многолетнего режима промерзания-оттаивания соотношения полевых шпатов и кварца в минеральных зернах [44]. На полученных здесь данных следует остановиться особо, поскольку, в согласии с ними [43], вся толща отложений в карьере “Низино”, как вмещающих клинья, так и заполняющих их, имеет величины $ККК > 1$, что является основанием для однозначной мерзлотной интерпретации деформационных структур. Однако, при обращении к более ранним материалам [42], картина представляется более сложной: опробованные слои толщи характеризуются величинами $ККК$ 0.35, 0.79 и 0.87. Учитывая расположение мест отбора образцов, заметна разница между вмещающими и заполняющими отложениями. Вмещающие отложения в разрезе № 5 (рис. 26) имеют $ККК < 1$, что не позволяет отнести их к мерзлым в прошлом. Величины $ККК > 1$ свойственны только осевой части клина. Таким образом, промерзание можно связать с верхней частью разреза — со слоем

толщиной, по-видимому, не более 1 м, сформированным до раскрытия клиньев и затем провалившимся в возникшую полость. Эти параметры свидетельствуют о неприменимости сингенетического механизма промерзания и скорее о сезонных процессах. Подтверждением этого являются характерные черты клиньев: 1) отсутствие следов многократного последовательного промерзания — оттаивания — заполнения — накопления; 2) отсутствие следов давления ледяной жилы на борта в виде “задирания” слоев вверх (маловероятно, чтобы слои, в настоящее время опущенные вниз, ранее были задраны вверх и изменили свое положение при вытаивании ледяной жилы без разрушения структурной целостности); 3) нарушение последовательности в режимах сжатия-растяжения, т.к. при формировании ледяной жилы должно быть сначала сжатие слоев, а потом, по мере протаивания, — растяжение; в нашем же варианте видны сначала растяжение (сбросы и/или заваливание слоев), а затем сжатие (взбросы на флангах клиньев, пережим осевой части клиньев с суглинистым заполнителем). Поскольку период формирования устойчивого распределения минералов для значимых величин показателя ККК составляет не менее 2.0—2.5 тыс.л. [45], вполне можно допустить кратковременное промерзание вмещающей толщи и на всю мощность изученного разреза, приняв в качестве вероятного механизма эпигенетическое промерзание. Однако, глубина проникновения клиньев (>2—3 м) и ширина в верхней части (0.5—1.5 м) слишком велики для этого типа, применительно к грубообломочному песчано-гравийному составу отложений. Кроме того, промерзание, как и в случае сингенетического типа, не может объяснить обратную последовательность растяжения-сжатия и наличие взбросов внутри клина.

Таким образом, систематические особенности клиньев: 1) ориентировка, соответствующая направлению предполагаемых разрывных структур в фундаменте; 2) единообразная внутренняя структура и асимметричное строение; 3) последовательность деформаций вмещающей толщи, претерпевшей сначала растяжение, а затем сжатие представляют единственно непротиворечивым сейсмогенный генезис и механизм образования данных структур. Добавим к этому такие особенности, как признаки сейсмогенного разжижения (ликвифакции) в песчаных прослоях, а также региональное распространение деформаций в коренном субстрате, в позднеледниковых и голоценовых осадках, коррелирующих с морфоструктурой территории. Полученные данные однозначно свидетельствуют в пользу сейсмогенного генезиса деформаций. Соответственно, на южном побережье Финского залива выделяется неизвестная ранее очаговая зона раннеголоценового (около 9.5—9.6 тыс. кал.л.н.) землетрясения интенсивностью $I_0 = \text{VIII—IX}$ баллов. Это вполне вписывается в открывшуюся в последние годы усилиями множества специалистов картину сейсмической активизации Фенноскандии в позднеледниковье и на протяжении голоцена.

Благодарности. Исследование выполнено по темам госзадания ИГ РАН и ИФЗ РАН.

Acknowledgments. The study is under the IG RAS research topic and the IPE RAS research topic.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М.: АН СССР, 1961. 295 с.
2. Величко А.А. Криогенный рельеф позднеледниковой перигляциальной зоны Восточной Европы / Четвертичный период и его история. М: Наука, 1965. С. 104—120.
3. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
4. Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Порожнякова О.М. Палеокриогенез, почвенный покров и земледелие. М.: Наука, 1996. 150 с.
5. Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А. Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 404 с.
6. Попов А.И. Мерзлотные явления в земной коре: криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1967. 302 с.

7. Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 213 с.
8. Палеосейсмология. В 2 т. / Под ред. Д.П. Мак-Калпина; пер. с англ. 2-го изд. И.А. Басов и др.; науч. ред. рус. изд. А.Л. Стром. М.: Науч. мир, 2011. Т. 1 (гл. 1–5). 560 с.
9. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. Ташкент: Фан, 1986. 328 с.
10. Никонов А.А. Восточно-Ладожское землетрясение 30 ноября 1921 г. // Физика Земли. 2005. № 7. С. 15–19.
11. Никонов А.А. Поверхностные нарушения при Калининградском землетрясении 21.09.2004 г. и их соотношение с грациями макросейсмических шкал // Вопр. инж. сейсмол. 2010. Т. 37. № 1. С. 56–67.
12. Kujansuu R. Nuorista sirroksista Lapissa. Summary: recent faults in Lapland // Geologi. 1964. Vol. 16. P. 30–36.
13. Lundkvist J. and Lagerbäck R. The Parvie fault: a late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland // Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar. 1976. Vol. 98. P. 45–51.
14. Mörner N.-A. Paleoseismicity and geodynamics in Sweden // Tectonophysics. 1985. Vol. 117. P. 139–153.
15. Olesen O., Lile O.B., Henkel H., Ronning J.S., and Dalsegg E. Geophysical investigations of the post-glacial Stuaoragurra Fault, Finnmark, northern Norway, in 17th meeting of the Nordic Association for Applied Geophysics. 1989. Amsterdam: Elsevier. P. 62–63.
16. Sjöberg R. Bedrock caves and fractured rock surfaces in Sweden. Occurrence and origin. Paleogeophysics & Geodynamics, Ph.D.-thesis 7, Stockholm University, 1994. P. 1–110.
17. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia). Geol. Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. ESPOO. 1995. 36 p.
18. Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 146 с.
19. Никонов А.А., Белоусов Т.П., Денисова Е.А., Зыков Д.С., Сергеев А.П. Деформационные структуры в позднеледниковых отложениях на Карельском перешейке: морфология, кинематика, генезис // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты / М-лы XXXIV Тект. совещ. М.: ГЕОС, 2001. Т. 2. С. 83–86.
20. Никонов А.А. Экстремальные природные явления в Северном Приладожье в геологическом, ландшафтном и историческом аспектах // История и культурное наследие Северного Приладожья: взгляд с двух сторон / М-лы II Междунар. конф. Сортавала, 2007. С. 16–21.
21. Никонов А.А., Шварев С.В. Активные разломы и очаги сильнейших землетрясений Восточной Фенноскандии // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы / М-лы XIX науч.-практич. конф. Воронеж: ИПЦ “Научная книга”, 2014. С. 275–279.
22. Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет / М-лы Междунар. конф. “Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности”. Нерюнгри: Изд-во Технического института (ф) СВФУ, 2015. С. 243–251.
23. Николаева С.Б. Следы разрушительных землетрясений в окрестностях г. Мурманска (по историческим и палеосейсмогеологическим данным) // Вулканология и сейсмология. 2008. № 3. С. 52–61.
24. Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН. 2016. Т. 469. № 2. С. 199–203.
25. Бискэ Г.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. Ст. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // Вестник СПбГУ. Сер. 7: Геология, география. 2009. Вып. 1. С. 3–25.
26. Никонов А.А., Русаков А.В., Коркка М.А., Спиридонова Е.А. Находка реликтовой раннеголоценовой почвы на южном побережье Финского залива и ее палеогеографическое значение // ДАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 106–111.
27. Nikonov A.A., Rusakov A.V., Korkka M.A., and Spiridonova E.A. The early Holocene buried soil into wedge structures on the southern flank of the Gulf of Finland and paleogeographic interpretation. The INQUA Peribaltic Group Field Symposium, Oulanka biological research station, Finland, September 11–15, 2006. Abstracts. Edited by P. Johansson, J.P. Lunkka and P. Sarala. Espoo, 2006. P. 30.
28. 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.

29. Русаков А.В., Никонов А.А. Характеристика реликтовых позднеплейстоценовой и голоценовой почвы на южном побережье Финского залива: условия нахождения, залегание, возраст // Почвоведение. 2010. № 7. С. 1–13.
30. Michetti A.M., Esposito E., Gürpınar A., Mohammadioun B., Porfeido S., Rogozhin E., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Comerci V., Marco S., McCalpin J., and Mörner N.A. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment // *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia*. Roma: SystemCart, 2004. Vol. 67. 118 p.
31. Янишевский М.Э. Окрестности Петергофа. 1-й Всеросс. Геол. съезд. Путеводитель. Петроград: 1922. С. 9–22.
32. Марков К.К. Очерки по географии четвертичного периода. М.: Географгиз, 1955. 348 с.
33. Алабышев В.В. Порзловское болото // Изв. Сапропелевого ком. Л.: 1926. Вып. 3. 190 с.
34. Никонов А.А. Деформации в ленточных глинах позднеледниковья как показатель внешних динамических воздействий // Эволюция осадочных процессов в истории Земли / М-лы VIII Всерос. литологич. совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2015. С. 277–280.
35. Лобанов И.Н. О природе дислокаций Дудергофских высот в окрестностях Ленинграда // Геотектоника. 1976. № 6. С. 89–98.
36. Никитин М.Ю. О генетической приуроченности месторождений голоценовых пресноводных карбонатов к особенностям структурного плана Ижорского плато // Изв. РГПУ им. А.И. Герцена. 2011. № 138. С. 100–110.
37. Глинка К.Д., Тихеева Л.В. Предварительный отчет о почвенно-геологических исследованиях планшета II-56 (Пулково) одноверстной карты // Изв. Геолкома. Т. XLIV. 1927. С. 531–538.
38. Кофман В.С. Ледниковые дислокации. Геология СССР. Т. I. М.: Недра, 1971. С. 421–424.
39. Грейсер Е.Л., Дашко Р.Э., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Строение и происхождение Дудергофских высот (окрестности Ленинграда) // Изв. ВГО. Т. 112. № 2. 1980. С. 138–146.
40. Малаховский Д.Б., Саммет Э.Ю. Ледниковые отторженцы и гляциодислокации Северо-Запада Русской равнины // М-лы гляциол. исслед. 1982. № 44. С. 121–128.
41. Серебрянный Л.Р., Пуннинг Я.-М. Результаты палинологического и радиохронометрического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 101–109.
42. Стрелецкая И.Д., Стром А.Л., Корженков А.М., Шмелев Д.Г. Находка псевдоморфоз по полигонально-жильным льдам в Ленинградской области // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике / Мат-лы Всерос. конф. “VII Шукинские чтения”. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 512–515.
43. Стрелецкая И.Д. Клиновидные структуры на южном берегу Финского залива // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 1. С. 3–12.
44. Конищев В.Н. Формирование состава дисперсных пород в криолитосфере. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 197 с.
45. Конищев В.Н., Лебедева-Верба М.П., Рогов В.В., Сталина Е.Е. Криогенез современных и позднеплейстоценовых отложений Алтая и перигляциальных областей Европы. М.: ГЕОС, 2006. 128 с.

REFERENCES

1. Velichko A.A. *Geologicheskii vozrast verkhnego paleolita centralnykh rayonov Russkoy ravniny* (The geological age of the upper Paleolith of the Central areas of the Russian plain). М.: AN SSSR (Publ.), 1961. 295 p.
2. Velichko A.A. Cryogenic relief of late Pleistocene periglacial zone of Eastern Europe, in *Chetvertichnyy period i ego istoriya* (Quaternary Period and its history). М: Nauka (Publ.), 1965. P. 104–120.
3. Velichko A.A. *Prirodnyy process v pleystocene* (The natural process in the Pleistocene). М.: Nauka (Publ.), 1973. 256 p.
4. Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., and Porozhnyakova O.M. *Paleokriogenez, pochvennyy pokrov i zemledelie* (Paleocryogenesis, soil and agriculture). М.: Nauka (Publ.), 1996. 150 p.
5. Dostovalov B.N. and Kudryavcev V.A. *Obshchee merzlotovedenie* (General permafrostology). М.: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1967. 404 p.
6. Popov A.I. *Merzlotnye yavleniya v zemnoy kore: kriolitologiya* (Permafrost phenomena in the earth's crust: cryolithology). М.: Izd-vo Mosk. un-ta (Publ.), 1967. 302 p.

7. Romanovskiy N.N. *Formirovanie poligonalno-zhilnykh struktur* (The formation of the polygonal core structures). Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1977. 213 p.
8. *Paleoseysmologiya* (Paleoseismology). In 2 vol. D.P. Mak-Kalpin. Ed. A.L. Strom. Ed. in Rus. M.: Nauchny mir (Publ.), 2011. Vol. 1 (ch. 1–5). 560 p.
9. *Gazliyskie zemletryaseniya 1976 i 1984 gg* (The Gazli earthquake in 1976 and 1984). Tashkent: Fan (Publ.), 1986. 328 p.
10. Nikonov A.A. East Ladoga earthquake of 30 November 1921. *Fizika Zemli*. 2005. No. 7. P. 15–19. (in Russ.)
11. Nikonov A.A. Surface irregularities in the Kaliningrad earthquakes 21.09.2004 and their correlation with macroseismic scales grades. *Vopr. inzh. seysmol.* 2010. Vol. 37. No. 1. P. 56–67. (in Russ.)
12. Kujansuu R. Nuorista sirroksista Lapissa. Summary: recent faults in Lapland. *Geologi*. 1964. Vol. 16. P. 30–36.
13. Lundkvist J. and Lagerbäck R. The Parvie fault: a late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar*. 1976. Vol. 98. P. 45–51.
14. Mörner N.-A. Paleoseismicity and geodynamics in Sweden. *Tectonophysics*. 1985. Vol. 117. P. 139–153.
15. Olesen O., Lile O.B., Henkel H., Ronning J.S., and Dalsegg E. Geophysical investigations of the post-glacial Stuuragurra Fault, Finnmark, northern Norway, in *17th meeting of the Nordic Association for Applied Geophysics*. 1989. Amsterdam: Elsevier. P. 62–63.
16. Sjöberg R. Bedrock caves and fractured rock surfaces in Sweden. Occurrence and origin. Paleogeophysics & Geodynamics. Ph.D-thesis 7. Stockholm University, 1994. P. 1–110.
17. Lukashov A.D. Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhsky peninsula, Russian Karelia). *Geol. Survey of Finland*. Nuclear Waste Disposal Research Report Yst-90. ESPOO. 1995. 36 p.
18. Zykov D.S. *Noveyshaya geodinamika Severo-Karelskoy zony (Baltiyskiy shchit)* (Neogeodynamics of the North Karelian zone (Baltic shield)). M.: GEOS (Publ.), 2001. 146 p.
19. Nikonov A.A., Belousov T.P., Denisova E.A., Zykov D.S., and Sergeev A.P. Deformation structures in late Pleistocene glacial deposits on the Karelian isthmus: morphology, kinematics, genesis, in *Tektonika neogeya: obshchie i regionalnye aspekty* (Tectonics of Neogene: general and regional aspects). Proc. XXXIV Tekt. meeting. M.: GEOS (Publ.). 2001. Vol. 2. P. 83–86.
20. Nikonov A.A. Extreme natural phenomena in the Northern Ladoga area in geological, topographical and historical aspects, in *Istoriya i kulturnoe nasledie Severnogo Priladozhya: vzglyad s dvukh storon* (History and cultural heritage of the Northern Ladoga area: a view from both sides). Proc. II Int. conf. Sortavala (Publ.), 2007. P. 16–21.
21. Nikonov A.A. and Shvarev S.V. Active faults and foci of the strongest earthquakes of the Eastern Fennoscandia, in *Aktivnyye razlomy i ikh znachenie dlya ocenki seismicheskoy opasnosti: sovremennoe sostoyaniye problem* (Active faults and their significance for seismic hazard assessment: current state of the problem). Proc. XIX Sc.-prac. conf. Voronezh: Nauchnaya kniga (Publ.), 2014. P. 275–279.
22. Nikonov A.A. and Shvarev S.V. Seismic lineaments and destructive earthquakes in the Russian part of the Baltic shield: new solutions for the past 13 thousand years, in *Geologo-geofizicheskaya sreda i raznoobraznye proyavleniya seysmichnosti* (Geological and geophysical environment and various manifestations of seismicity). Neryungri: Izd-vo Tekh. In-ta SVFU (Publ.), 2015. P. 243–251.
23. Nikolaeva S.B. Traces of devastating earthquakes in the vicinity of Murmansk (by historical and paleoseismogeological data. *Vulkanol. Seysmolog.* 2008. No. 3. P. 52–61. (in Russ.)
24. Nikolaeva S.B., Nikonov A.A., Shvarev S.V., and Rodkin M.V. Paleoseismogeological comprehensive research on the key plot in the South-Western part of the Kola Peninsula (northeastern Fennoscandian shield). *Dokl. Akad. Nauk*. 2016. Vol. 469. No. 2. P. 199–203. (in Russ.)
25. Biske G.S., Sumareva I.V., and Shitov M.V. Late Holocene seismic event in the South-Eastern Ladoga region. Article I. Principles of researches and deformation textures. *Vestn. SPb Univ. Ser. Geol., geogr.* 2009. Iss. 1. P. 3–25. (in Russ.)
26. Nikonov A.A., Rusakov A.V., Korkka M.A., and Spiridonova E.A. The discovery of relict early Holocene soils on the South coast of the Gulf of Finland and its paleogeographic significance. *Dokl. Akad. Nauk*. 2005. Vol. 403. No. 1. P. 106–111. (in Russ.)
27. Nikonov A.A., Rusakov A.V., Korkka M.A., and Spiridonova E.A. The early Holocene buried soil into wedge structures on the southern flank of the Gulf of Finland and paleogeographic interpretation. The INQUA Peribaltic Group Field Symposium, Oulanka biological research station, Finland, September 11–15, 2006. Abstracts. Edited by P. Johansson, J.P. Lunkka and P. Sarala. Espoo, 2006. P. 30.
28. Nikonov A.A. and Rusakov A.V. A unique discovery of early Holocene buried soils on the southern coast of the Gulf of Finland: terms of location, occurrence, age. *Pochvoved.* 2010. No. 1. P. 1–12. (in Russ.)

29. Rusakov A.V. and Nikonov A.A. Characteristics of relict late Pleistocene and Holocene soils on the South coast of the Gulf of Finland: terms of location, occurrence, age. *Pochvoved.* 2010. No. 7. P. 1–13. (in Russ.)
30. Michetti A.M., Esposito E., Gürpınar A., Mohammadioun B., Porfeido S., Rogozhin E., Serva L., Tatevossian R., Vittori E., Audemard F., Commerci V., Marco S., McCalpin J., and Möner N.A. The INQUA scale. An innovative approach for assessing earthquake intensities based on seismically-induced ground effects in natural environment. *Memorie descrittive della carta geologica d'Italia*. Roma: System-Cart, 2004. Vol. 67. 118 p.
31. Yanishevskiy M.E. *Okrestnosti Petergofa. 1-y Vseross. geol. s'ezd. Putevoditel* (Surroundings of Peterhof. 1-th All-Russian. Geol. Congress. Guide). Petrograd, 1922. P. 9–22.
32. Markov K.K. *Ocherki po geografii chetvertichnogo perioda* (Essays on the geography of the Quaternary period). M.: Geografiz (Publ.), 1955. 348 p.
33. Alabyshev V.V. Porzolowo swamp. *Izv. Sapropel. kom. L.*, 1926. Iss. 3. 190 p. (in Russ.)
34. Nikonov A.A. Deformation of late Pleistocene varved clays as the indicator of the external dynamic effects, in *Evoluciya osadochnykh processov v istorii Zemli* (Evolution of sedimentary processes in the history of the Earth). Proc. VIII All-Rus. Litolog. Meeting. Vol. II. M.: GEOS (Publ.), 2015. P. 277–280.
35. Lobanov I.N. The nature of Duderhof dislocations in the vicinity of Leningrad. *Geotektonika*. 1976. No. 6. P. 89–98. (in Russ.)
36. Nikitin M. Yu. About genetic association of Holocene freshwater carbonates with the features of the structural plan of the Izhora plateau. *Izv. RGPU im. A.I. Gercena*. 2011. No. 138. P. 100–110. (in Russ.)
37. Glinka K.D. and Tikheeva L.V. Preliminary report on soil and geological studies for sheet II-56 of geological map (Pulkovo). *Izv. Geol. kom.* 1927. Vol. XLIV. P. 531–538. (in Russ.)
38. Kofman B.C. *Lednikovye dislokacii* (Glacial dislocations). Geologiya SSSR. Vol. 1. M.: Nedra (Publ.), 1971. P. 421–424.
39. Greyser E.L., Dashko R.E., Kotlukova I.V., and Malakhovskiy D.B. The structure and origin of the Duderhof heights (near Leningrad). *Izv. Vsesoyuzn. geografich. obshch.-va.* 1980. Vol. 112. No. 2. P. 138–146. (in Russ.)
40. Malakhovskiy D.B. and Sammet E. Yu. Glacial rejections and glacioidislocations of the North-West of the Russian plain. *Mat. glyac. issled.* 1982. No. 44. P. 121–128. (in Russ.)
41. Serebryanny L.R. and Punning Ya.-M. The results of palynological and radio chronometric studies of the buried Holocene peat in the area of Gorelovo-Koyeroovo near Leningrad, in *Golocen* (Holocene). M.: Nauka (in Russ.), 1969. P. 101–109.
42. Streletskaya I.D., Strom A.L., Korzhenkov A.M., and Shmelev D.G. The discovery of pseudo forms of polygonal-veined ice in the Leningrad region, in *Geomorfologicheskie resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost: ot teorii k praktike* (Geomorphological resources and geomorphological safety: from theory to practice). Proc. All-Rus. Conf. “VII Shchukin Readings”. M.: MAKSS Press (Publ.), 2015. P. 512–515.
43. Streletskaya I.D. The wedge structures on the southern shore of the Gulf of Finland. *Kriosfera Zemli*. 2017. Vol. XXI. No. 1. P. 3–12. (in Russ.)
44. Konishchev V.N. *Formirovanie sostava dispersnykh porod v kriolitosfere* (The formation of the dispersed species in cryolithosphere. Novosibirsk: Nauka (Publ.), 1981. 197 p.
45. Konishchev V.N., Lebedeva-Verba M.P., Rogov V.V., and Stalina E.E. *Kriogeneza sovremennykh i pozdnepleystocenovykh otlozheniy Altaya i periglyacialnykh oblastey Evropy* (Cryogenesis of modern and late Pleistocene deposits of the Altai and periglacial areas of Europe). M.: GEOS (Publ.), 2006. 128 p.