

УДК 551.248.2:551.435.484(470.23)

© 2019 г. С.В. ШВАРЕВ

ПОСЛЕДНИКОВЫЕ СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ  
ОЗОВОЙ ГРЯДЫ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ  
КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

*Институт географии РАН, Москва, Россия*  
*Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия*  
*E-mail: shvarev@igras.ru, E-mail: shvarev@ifz.ru*

Поступила в редакцию 05.10.2018

После доработки 12.11.2018

Принята к печати 19.03.2019

Рельеф северной части Карельского перешейка между Ладожским озером и Финским заливом Балтийского моря (юго-восточная периферия Фенноскандинавского щита) имеет преимущественно структурно-денудационный характер и контролируется тектонической структурой кристаллического фундамента, частично облекаемого маломощными осадками преимущественно последнего оледенения и голоцена. Менее распространенные аккумулятивные формы также сильно зависимы от структуры фундамента. Озовые гряды, протягивающиеся на десятки километров, — одни из наиболее выразительных форм аккумулятивного рельефа. Озы пространственно сопряжены со структурным планом фундамента. Одна из гряд вскрыта тремя разрезами, в которых обнаружены деформации отложений, сопровождающиеся в одном случае деформациями рельефа. Характер деформаций и их стратиграфическое положение свидетельствует об их возникновении в период существования на этой территории Балтийского ледникового озера (БЛО) после отступления ледника. Постседиментационные деформации сопровождались частичным переотложением осадочной толщи. Деформации представлены несколькими типами и генерациями. Ансамбли разрывных нарушений и пластических деформаций в озовой гряде, кинематически связанные друг с другом и совпадающие по простиранию со структурными линеаментами, демонстрируют влияние активизированной тектонической структуры на формирование осадочного чехла. Сопряжение сбросов и взбросо-надвигов, наличие нескольких “горизонтов событий” со следами разжижения свидетельствуют о сейсмотектоническом генезисе деформаций и нескольких сильных землетрясениях, произошедших на разных стадиях существования Балтийского ледникового озера в период 13.0–11.6 тыс. л. н.

**Ключевые слова:** Карельский перешеек, озы, послеледниковое время, землетрясения, палеосейсмогенные деформации.

<https://doi.org/10.31857/S0435-42812019319-35>

# POSTGLACIAL SEISMOGENIC DEFORMATIONS OF AN ESKER IN THE NORTHERN KARELIAN ISTHMUS (SOUTH-EAST FENNOSCANDIA)

S.V. SHVAREV

*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*  
*Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, Russia*  
*E-mail: shvarev@igras.ru, E-mail: shvarev@ifz.ru*

Received 05.10.2018

Revised 12.11.2018

Accepted 19.03.2019

## S u m m a r y

The research area is located in the Northern part of the Karelian Isthmus between Lake Ladoga and the Gulf of Finland of the Baltic Sea. The terrain features are closely related to the tectonic structure of the crystalline basement, partially covered with thin deposition layer of the Last Glaciation and Holocene mostly. Accumulative forms are rarely but strongly correlated with the tectonic structure also. Most expressive features of accumulative topography are esker ridges that stretch for tens of kilometers. Analysis of eskers spatial distribution shows their close connection with the structural plan of the crystalline basement. One of the ridges under study was described in three sections where a lot of deformations in soft sediments, accompanied by deformations of the esker's topography (in one case) were found. The nature and stratigraphic position of deformations indicates their appearance during the period of existence of the Baltic Ice Lake after the retreat of the ice sheet. Post-sedimentary deformations were accompanied by partial re-deposition of sedimentary strata. Deformations are represented by several types and generations. The ensembles of faults and fold deformations in the esker deposition kinematically connected with each other and coinciding along the strike with the structural lineaments demonstrate the influence of the activated tectonic structure to the formation of the sedimentary cover. The conjugation of normal and thrust faults, the presence of several "event horizons" with traces of liquefaction testify to the seismotectonic genesis of deformations and several strong earthquakes that occurred at different stages of the existence of the Baltic Ice Lake in the period 13.0–11.6 thousand years BP.

**Keywords:** Karelian Isthmus, esker, postglacial time, earthquakes, paleoseismogenic deformations.

## Введение

Озовые гряды, один из наиболее характерных типов ледникового аккумулятивно-го рельефа, до сих пор имеют неоднозначное генетическое трактование. В большинстве случаев формирование озов связывают с потоками талых ледниковых вод, протекавшими в теле или на поверхности ледника на этапе деградации (мертвого льда). Линейная концентрация флювиогляциального песчано-гравийно-галечного материала осуществляется в "туннелях" или "корытах", вытаявших под воздействием талых вод, а формирование собственно линейных гряд происходит при проекции "аллювия" ледниковой реки на ложе ледника при его таянии. Если рассматривать последний ледниковый покров Фенноскандии, то пространственная локализация таких гряд в региональном масштабе [1, 2] закономерно "обрисовывает" ледниковые потоки (лопасти), позволяя реконструировать их взаимоотношения, внутреннюю структуру и динамику, включая векторы направления ледника в активной фазе и осцилляции при деградации.

С другой стороны, давно замечено, что озовые гряды пространственно сопрягаются с разрывными структурами фундамента, причем не пассивными, а активизированными в завершающую фазу оледенения, с ощутимыми дифференцированными (вертикальными) смещениями, вызывающими расколы в теле ледника, наследуемые потока-

ми талых вод [3]. Этой же точки зрения придерживались исследователи озов в Карелии [4–6] и на Кольском п-ове [7]. Однако, в этом механизме имеются существенные противоречия, подробно проанализированные В. Г. Чувардинским [8], предложившим, в свою очередь, оригинальное объяснение происхождения озовых гряд как линейных надразломных складок из деформируемого дифференцированными движениями фундамента вышележащего первично горизонтального рыхлого чехла [9]. Такое предположение основано не только на пространственной сопряженности озов с разломами, но и на разнообразных деформациях озовых отложений, несущих следы, в том числе сжатия (надвиги, диапиры), что, по мнению этого автора, противоречит ледниковому генезису. Однако достаточно трудно увязать с предложенной концепцией свойства озовых отложений, присущие водно-ледниковому генезису, с характерной окатанностью, сортировкой и локализацией.

Тем не менее, пост-седиментационные деформации озовых отложений нуждаются в объяснении. Наиболее распространенный из предлагаемых механизмов, — гляцио-тектонический: переформирование в процессе повторного ледникового надвигания [10] или фронтального скальвания [11]. Однако и в этих гипотезах достаточно нестыковок, к примеру, несогласие направлений предполагаемых ледниковых осцилляций и кинематических характеристиках деформационных структур.

Однако есть еще одно объяснение, представляющееся вполне непротиворечивым. Отмечено, что вдоль крупных озовых нарушений и в настоящее время отмечается повышенная сейсмичность [12], а в поздне- и пост-ледниковое время интенсивность сейсмических сотрясений была существенно выше [13]. Сейсмические события вполне могли создавать деформации как складчатого и разрывного характера, так и связанные с разжижением тонкодисперсных осадков (диапиры, кластические дайки). В таком ключе, к примеру, рассматриваются деформации в озлах на юге Швеции, приуроченные к обширной области, подвергшейся сильным сотрясениям на рубеже голоцена и приуроченные к краевой зоне отступающего ледника [14]. Следует отметить, что для деформационных структур одного из озов этой зоны предложен альтернативный генезис — гравитационное уплотнение в условиях активного таяния мертвого льда и оползневой нагрузки [15]. Однако, локальная применимость предлагаемой модели только к единичному разрезу при распространении здесь разнотипных сейсмогенных деформаций на широкой площади [13, 16, 17] только частично затрагивающих озы, заставляет склоняться к сейсмическому происхождению всего комплекса деформационных структур. Впрочем, и авторы альтернативной модели, сознавая ее недостатки и усиливая свою аргументацию, привлекли в качестве агента воздействия гляциотектонику, не исключая и сейсмические эффекты [18] и, таким образом, возвращаясь к началу дискуссии.

Дискуссионность вопроса о возникновении деформаций остается и требует внимательного рассмотрения возможных условий и причин их развития и возрастного диапазона. В этом контексте нужно рассматривать озовые формы рельефа, слагающие их деформированные отложения, структурно-тектонические и палеогеографические условия территории исследования — северной части Карельского перешейка.

### Методические основы

Выяснение пространственно-временных и генетических связей между структурными условиями и флювиогляциальным рельефом опирается на сочетание нескольких необходимых для исследования направлений: 1) комплексный анализ рельефа территории с привлечением детальных топографических карт, цифровых моделей рельефа, космических снимков высокого разрешения; 2) анализ фондовых и литературных материалов по тектоническому строению, новейшим, молодым и современным тектоническим движениям, истории развития рельефа в поздне- и послеледниковые; 3) изучение деформаций рельефа, в рыхлых отложениях, и коренного субстрата, определение кинематических и временных параметров и их сопоставление.

## Геолого-геоморфологические условия территории

Район исследования расположен на юго-восточной периферии Фенноскандинавского кристаллического щита, в зоне развития докембрийских кристаллических пород — гранитов-рапакиви, анортозитов, габброидов и метаморфитов, разбитых на блоки крупными древними разломами преимущественно северо-западного простирания, относящимися к Ладожско-Ботнической зоне [19]. Для части этих древних нарушений установлена древняя сдвиговая кинематика [20], что дает основание предполагать сдвиговые компоненты и для всего ансамбля древних нарушений. Разрывные нарушения образуют развитую иерархическую систему блоков, границы между которыми четко выражены в современном рельефе в виде протяженных ложбин, занятых элементами гидросети, уступов и седловин. Часть крупнейших разломов проявляется в виде узких линейных “трогов” в дочетвертичном рельефе [21] протяженностью в десятки километров при характерной ширине около 1 км и глубине до 100 м, заполненных осадками последнего оледенения и последующей пост-ледниковой седиментации.

Четвертичный чехол района маломощный и представлен преимущественно гравийно-песчаными моренными отложениями последнего оледенения, плащеобразно покрывающими межгрядовые понижения, сопрягающимися с водно-ледниковыми (флювио- и лимногляциальными) позднеплейстоценовыми, а также озерными и болотными голоценовыми отложениями. Относительное повышение мощности наблюдается в упомянутых линейных ложбинах, а также в озовых и осцилляционных грядах смешанного происхождения, к которым относятся краевые гряды Сальпаусселькя (I и II) расположенные в северо-западной части территории (рис. 1).

Согласно последним палеогеографическим реконструкциям, территория исследования освободилась от ледникового покрова в период от 13.8 тыс. л. н. до 11.8 тыс. л. н. [22]. Озовые гряды, развитые на всей территории, сформировались, очевидно, в это время в процессе таяния мертвого льда и отступления края ледника. В завершающей фазе этого периода были сформированы две осцилляционные гряды — Сальпаусселькя I и II (12.3–12.1 тыс. л. н. и 11.8–11.6 тыс. л. н. соответственно) [23]. Оставленная ледником территория была покрыта водами Балтийского ледникового озера (БЛО), существовавшего здесь до 11620 л. н. и моделировалась в этот период в результате размывов в волно-прибойной зоне на локальных возвышенностях и аккумуляции озерно-ледниковых сезонных отложений — ленточных глин, песков и супесей на большей части площади. Максимальный уровень БЛО отмечается на современных отметках около 101 м над у. м. в районе гряды Сальпаусселькя I, а ко времени достижения краем ледника положения гряды Сальпаусселькя II он снизился в результате двух падений уровня в сумме на 10 м [24, 25]. Для южной периферии исследуемого района уровни БЛО во время формирования гряд Сальпаусселькя I и II в современных отметках достигали 70 и 60 м над у. м. соответственно [26]. Вслед за стадией Сальпаусселькя II уровень практически сразу упал на 25–28 м, из-за прорыва озера на запад в районе г. Биллинген в южной Швеции около 11.5–11.6 тыс. л. н. [22, 23, 27, 28]. После катастрофического спуска БЛО гидрологический режим территории в начале голоцена периодически менялся. В июльдиевую стадию развития (11.6–10.7 л. н.) [28, 29] она практически полностью осушилась, и представляла собой подобие современных условий с системой стока по ложбинам с востока на запад, из акватории Ладожского озера в сторону современного Балтийского моря. В стадию анциловой трансгрессии (10.7–9.8 л. н.) [29] уровень моря поднимается на 18–20 м и низменные части территории затапливаются неглубоким бассейном. На рубеже пребореала и бореала территория переходит к субаэральному режиму в связи с регрессией Балтики, понижением уровня Ладожского озера и обособлением озер [30].

В разных частях исследуемой территории, ранее были обнаружены многочисленные следы сильных сейсмических событий: раздробление скальных пород, сейсмогравитационные обвалы и блоковые смещения, разрывные и складчатые нарушения в после-ледниковых отложениях [31]. В большинстве случаев деформационные зоны тяготеют к крупным разрывным нарушениям. Одним из таких активизированных в постледниковое

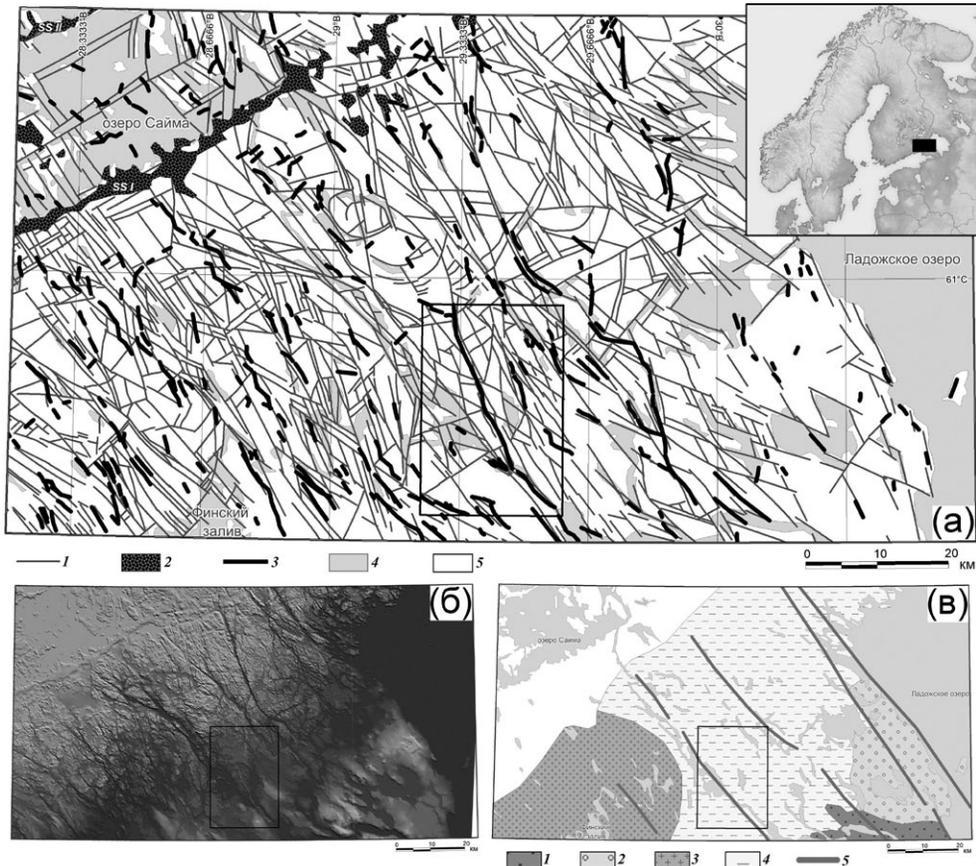


Рис. 1. Пространственное соотношение блоковой тектонической структуры и озов на территории севера Карельского перешейка

(а) — морфолинеаменты, выделенные по результатам анализа ЦМР, космоснимков и топокарт. 1 — морфолинеаменты; 2 — осцилляционные гряды (Сальпаусселькя I (SS I) и II (SS II)); 3 — озовые гряды (по [1, 33]); 4 — элементы гидрографии; 5 — участок детальных исследований (рис. 2). (б) — цифровая модель рельефа по данным обработки космических снимков ASTER. (в) — схема тектонического районирования (по [19]).

Структурно-вещественные комплексы Русской плиты: 1 — отложения венда, 2 — отложения рифея; структурно-вещественные комплексы Фенноскандинавского щита: 3 — Выборгский массив рапакиви-гранитов, 4 — Лахденпохский метаморфогенный комплекс, 5 — разрывные нарушения Ладожско-Ботнической зоны

время нарушений является Вуоксинская зона разломов. Она прослеживается с СЗ от озера Сайма на ЮВ вдоль долины р. Вуокса на протяжении около 60 км. Здесь на нескольких участках установлены следы разновозрастных сейсмогенных нарушений интенсивностью до VIII–IX баллов, возникших в период от позднего плейстоцена до среднего голоцена [32].

### Структурная обусловленность пространственного положения, рельефа и деформаций в отложениях озовых гряд

Сравнительный анализ пространственного положения озовых гряд [1, 33] и морфолинеаментов, выделенных в результате анализа цифровой модели рельефа Aster GDEM

и крупномасштабных топографических карт показывает их значимое соответствие (рис. 1). Морфолинеаменты определяют и характер границ конечной гряды Сальпаусселькя I северо-восточного простирания, вместе с причлениющимися к ней “апофизами” северо-западного простирания. Поскольку линеаменты выражены в рельефе кристаллического фундамента и отражают его структуру, то очевидно, что и озы имеют структурную приуроченность. Но насколько активно проявляли себя структуры фундамента при формировании флювиогляциального рельефа можно заключить только из детального рассмотрения озовых гряд: анализа следов тектонических воздействий на их рельеф и отложения.

Ключевой объектом для изучения таких взаимодействий нами выбрана протяженная озовая гряда северо-западного простирания, расположенная в южной части исследуемой территории (рис. 2). Гряда в своем южном замыкании трассируется с ЮВ на СЗ параллельно структурно-обусловленному руслу р. Вуокса, а далее отклоняется к северу. В месте этого изгиба, вдоль основного северо-западного направления, гряда распадается на три коротких веерообразных сегмента, ориентированных вдоль проток р. Вуокса, соответствующих, в свою очередь, структурному сопряжению разрывных нарушений СЗ и ЗСЗ простираний. Далее по основному СЗ направлению, соответствующему Вуоксинской зоне разломов, встречаются только короткие фрагменты озов. Возможно, эти фрагменты являются остатками более крупных флювиогляциальных образований, смытых в процессе катастрофического прорыва вод озера Сайма в бассейн Ладожского озера и возникновении р. Вуокса, произошедших в среднем голоцене [34]. Следы этого катастрофического перемыва обнаружены в отложениях низких террас в среднем и верхнем течении р. Вуокса [35, 36].

Озовая гряда на трех участках (рис. 2) вскрыта карьерами, в которых обнаружены комплексы пликативных, дизъюнктивных дислокаций и текстур разжижения.

**В разрезе № 1** (на пересечении гряды и профиля I, рис. 2(а), абс. высота бровки около 35 м над у. м.), вскрывается трехъярусная песчано-гравийная толща (рис. 3а, б). Нижний ярус (I) — интенсивно дислоцированные параллельно слоистые пески. Нижняя толща синклинали прогнута, амплитудой в осевой части около 2–3 м с развитием на крыльях вблизи осевой плоскости асимметрично наклоненных к ней разрывов, выходящих к кровле и рассекающих толщу на всю видимую мощность. Грабенообразное опускание в осевой части синклинали пространственно сопряжено с вышележащей линзой гравия. Разрывы ориентированы в СЗ направлении (Аз.Пр.<sup>1</sup> ≈ 320–330°) и наклонены к осевой плоскости под углом 50–60° на юго-западном крыле и 80–90° на северо-восточном (рис. 3 б), представляя собой типичные сбросы с амплитудой до первых десятков см (рис. 3 д). Характерно, что вблизи осевой части развиты взбросы, один из которых, наблюдаемый в юго-западном крыле, сопровождается загибом вверх песчаных слоев (рис. 3 б), а другие (рис. 3 г) проникают в нижнюю часть гравийной линзы. Средний ярус (II) — линзовидно-пологовогнутая толща субгоризонтально (в средней части) и пологонаклонно (на флангах) стратифицированных гравийников (в нижней части) мощностью около 1 м в центральной части. Толща согласно перекрывается вышележащими песками и с незначительным угловым несогласием залегает на нижележащих. Верхний ярус (III) — мелкозернистые субгоризонтально залегающие пески максимальной мощностью около 1 м в средней части разреза, выклинивающиеся к дневной поверхности на флангах. Кровля слоя несогласно субгоризонтально денудирована, фланги толщи, развитой в полосе шириной около 50–60 м срезаны абразией БЛО.

Эти особенности позволяют обосновать последовательность формирования толщи в сопряжении с ее деформациями: 1) накопление параллельно-слоистых песков в слабопроточном приледниковом водоеме; 2) частичная линейная просадка северо-западной ориентировки субгоризонтально-слоистых песков, сопровождающаяся растяжением и усилением стока с локализацией его в зоне опускания; 3) частичный взброс песчаной толщи и накопленных выше гравийников по разрывам северо-западного простирания; 4) накопление в интенсивном водном потоке субгоризонтально-слоистых гравийни-

<sup>1</sup> Аз.Пр. — здесь и далее азимут простирания разрыва.

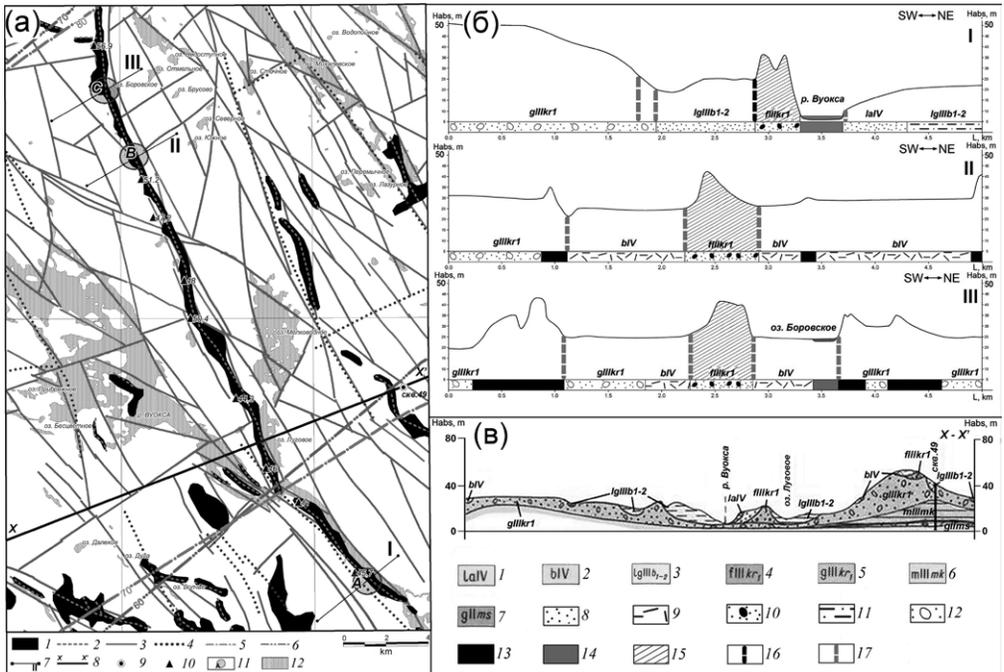


Рис. 2. Участок детальных исследований (а)

1 — флювиогляциальные отложения валдайского оледенения; 2 — озовые гряды, (по данным геологической съемки [33]); 3 — морфолинеаменты; 4 — тектонические нарушения в кристаллическом фундаменте (по данным геологической съемки [19]); уровни БЛО (по [26]) на период: 5 — 12 200 л. н., 6 — 11 700 л. н.; 7 — поперечные профили через ключевые участки; опорные: 8 — разрез, 9 — скважина [33]; 10 — абс. высоты озовой гряды; 11 — ключевые разрезы; 12 — гидрографическая сеть.

(б) — схематические гипсометрические поперечные профили через озовую гряду (совмещенные с данными карты четвертичных отложений [33]).

(в) — опорный разрез (по [33]), генезис и возраст отложений. *Голоценовые*: 1 — озерно-аллювиальные, 2 — болотные; *поздний неоплейстоцен (поздневалдайские)*: 3 — озерно-ледниковые БЛО; *ранневалдайские*: 4 — флювиогляциальные, 5 — ледниковые; *микулинские*: 6 — морские; *средний неоплейстоцен, московские*: 7 — ледниковые; *литологический состав отложений*: 8 — песок, 9 — торф, 10 — пески с гравием и галькой, 11 — супеси, 12 — валунные пески и супеси, 13 — дочетвертичные породы; *прочие обозначения*: 14 — озера и реки; 15 — зона озовой гряды на профилях (разрез условный); *разрывные нарушения*: 16 — установленные по данным геологической съемки; 17 — предполагаемые по данным дешифрирования

ков; 5) резкое ослабление силы потока, накопление горизонтально-слоистых песков; 6) абразия верхней части толщи в условиях береговой зоны БЛО.

Асимметрию грабена в рыхлой толще (с крутыми сбросами на северо-восточном крыле и пологими на юго-западном) можно рассматривать в сопряжении с ясно выраженным взбросом над этими пологими разрывами и объяснить прохождением сейсмической волны с чередованием растяжения и сжатия в направлении с СВ на ЮЗ.

В *разрезе № 2* (абс. высота бровки разреза около 42–43 м над у.м.) вскрывается на видимую глубину около 5 м двучленная толща (рис. 4). Верхняя часть — субгоризонтально слоистые пески и гравий с галькой и мелкими валунами хорошей окатанности и единичными плохо окатанными крупными валунами и глыбами. Гравий и галька неравномерно распределены по горизонтали, единичный валун приурочен к подошве толщи и ориентирован плоским основанием вдоль нее, маркируя базальный горизонт,

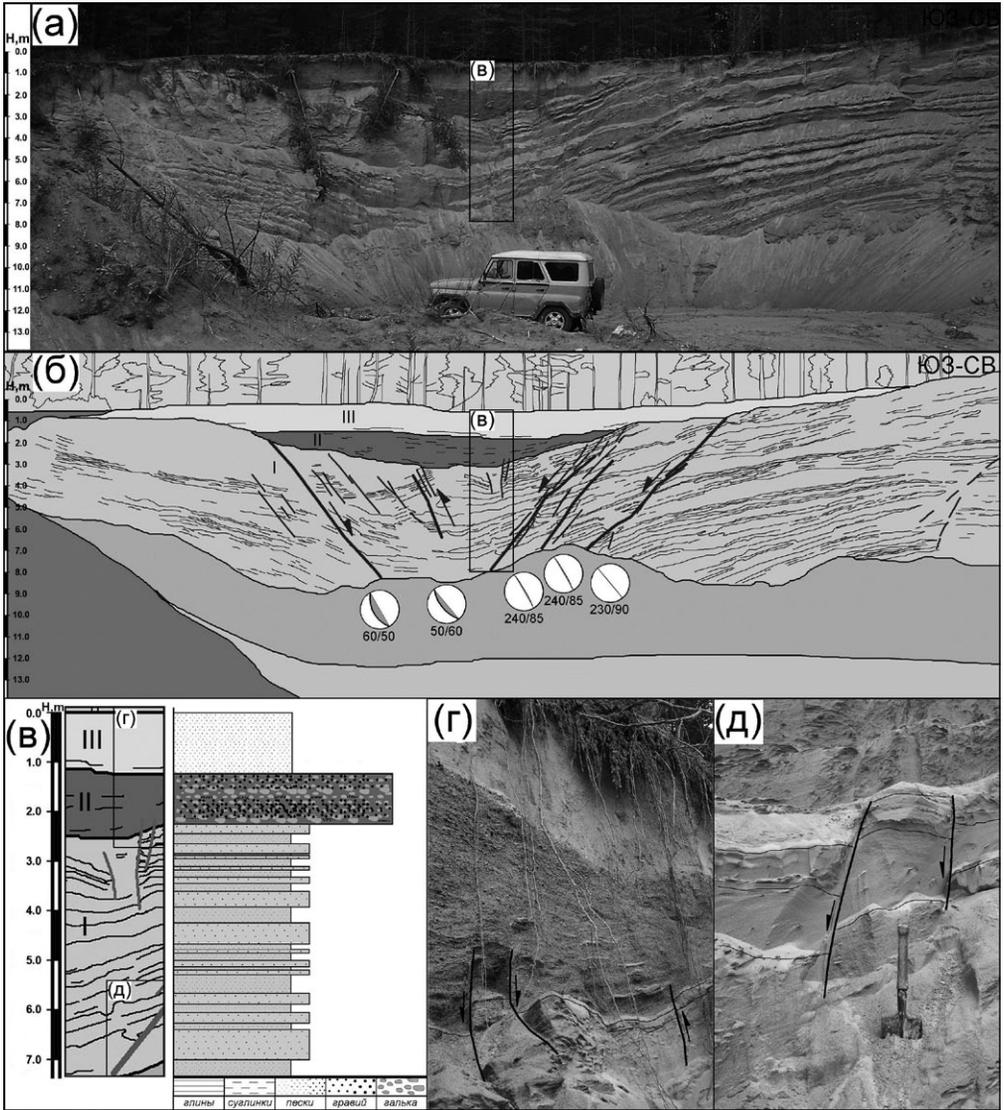


Рис. 3. Разрез № 1 (южный)

(а) — фотография разреза; (б) — схема основных слоев с параметрами разрывных нарушений (направление и угол падения); (в) — разрез верхней части толщи; фрагменты разреза со сбросами (г) и взбросами (д)

который представлен прослоем хорошо окатанной крупной гальки. Кровля толщи срезана абразией БЛО, как и в первом случае. Верхняя толща залегает на нижележащей со стратиграфическим и местами угловым несогласием на глубине 2.3–3 м от поверхности. Нижняя толща — дислоцированные пески (преобладающие), гравий, супеси, суглинки и единичные крупные валуны, рассеянные по разрезу. Первичная слоистость преимущественно горизонтальная. Интересной особенностью разреза является наличие фрагментов ленточных глин в верхней части толщи. Деформации проявляются в пликативной и дизъюнктивной форме. В первую очередь наблюдается внутрислойная складчатость в виде гребневидных мелких (амплитудой и шагом в первые сантиметры)

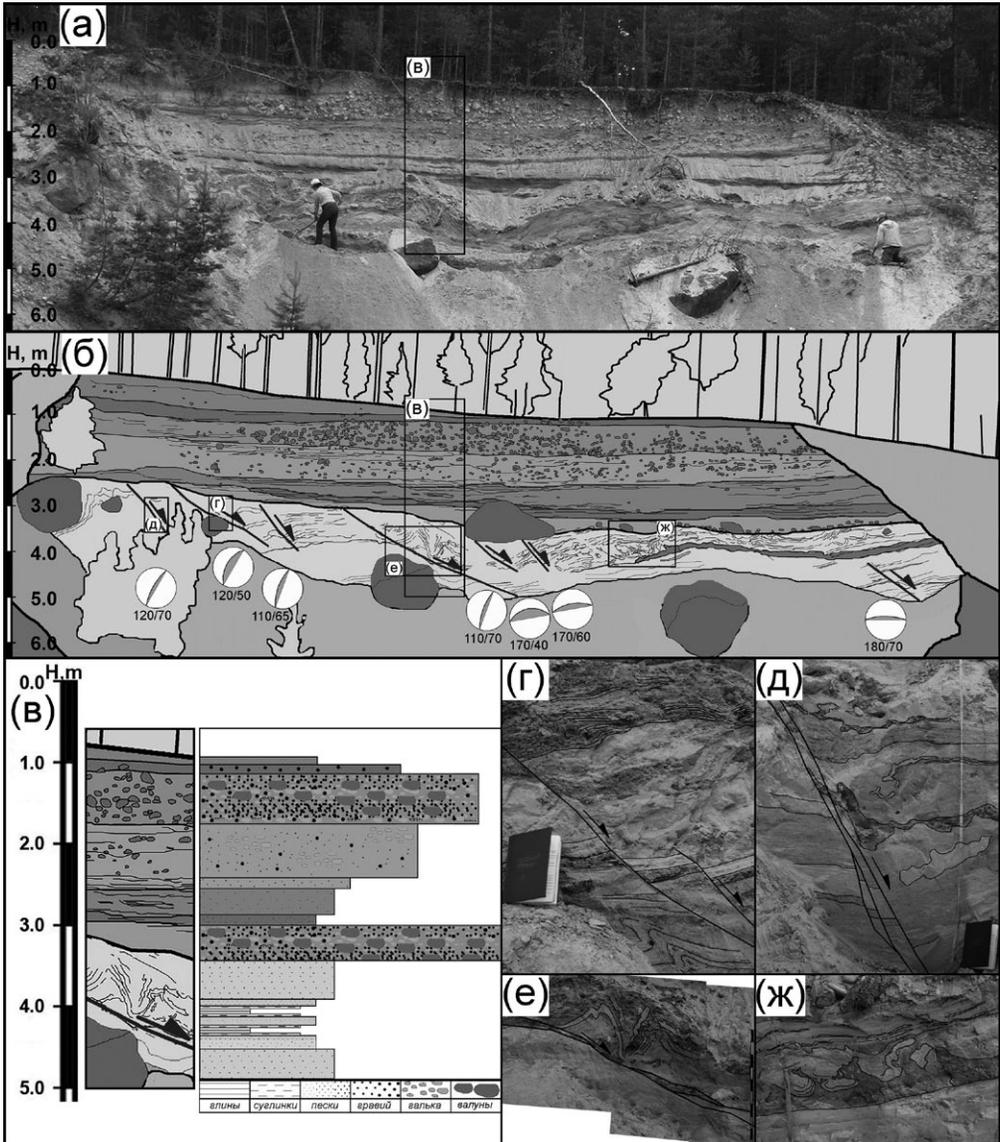


Рис. 4. Разрез № 2 (центральный)

(а) — фотография разреза; (б) — схема основных слоев с параметрами разрывных нарушений (направление и угол падения); (в) — разрез толщи; фрагменты разреза с разрывными (г, д) и пластическими (е) деформациями и текстурами разжижения (ж)

асимметричных складок, направленных крутым крылом на север. Кроме этого толща разбита доминирующей системой разрывов СВ простирания, преимущественно сбросового типа с преобладающим падением на ЮВ (Аз.Пд.  $110-120^\circ < 40-70^\circ$  — 12 сбросов суммарной амплитудой около 3 м с главным сбросом амплитудой 1.9 м) и единично на северо-запад (Аз.Пд.  $340^\circ < 40^\circ$   $A=13$  см). Встречаются и единичные субширотные сбросы с падением  $170^\circ$  амплитудой 20–30 см. К разрывам тяготеют приразломные складки. Двухъярусное строение толщи интерпретируется следующей последовательностью накопления и деформирования: 1) отложение преимущественно тонкодисперсной

ных осадков трансгрессивной серии, завершившееся ленточными образованиями БЛО. В ходе накопления отложения подверглись пликативным деформациям, сопряженным с подводными оползнями, а также подверглись разжижению, текстуры которого локализованы в “горизонте событий” мощностью около 20–30 см. В завершающей стадии толща разбита сбросами, пространственно коррелирующими с поперечными озовой гряде дизъюнктивами, выходящими в основание оза; 2) абразия верхней части толщи, перемыв и отложение грубообломочного материала.

В разрезе № 3 (абс. высота бровки разреза около 40–43 м над у. м.) можно выделить четыре характерные части, различающиеся по уровням поверхности и вскрывающимся отложениям: СВ гребень (а); ЮЗ гребень (б); СВ ступень (в) и центральное понижение между гребнями (рис. 5). Последнее не вскрыто расчистками и может быть охарактеризовано на основе интерполяции соседних сечений.

В целом в разрезе можно выделить семь основных толщ:

- I. Сильно дислоцированный (в юго-западном гребне) и перемешанный (в северо-восточной ступени) песчано-суглинистый слой с фрагментами пластически деформированных прослоев тяжелых суглинков и глин с характерными “плавающими” в тонко-кластическом матриксе крупными валунами (>1 м в поперечнике);
- II. преимущественно песчаная субгоризонтально (параллельно) слоистая толща с включениями крупной гальки, мелких валунов и гравия; залегает с субгоризонтальным несогласием;
- III. галечно-гравийная субгоризонтально слоистая толща;
- IV. галечно-валунная толща с хорошо окатанным материалом и выраженной горизонтальной слоистостью с прослоями мощностью около 0.5 м;
- V. круто наклонный (50–60°) к СВ прослой валунов с гравием и галькой мощностью 0.8 м; по контакту с толщей IV хорошо выраженная наклонная соответственно слою ориентировка кластического материала (валунов и гальки);
- VI. а) галечно-гравийно-песчаная неслоистая (перемешанная) толща (в СВ части межгребневой ложбины); б) галечно-гравийно-песчаная параллельно-слоистая наклонная к СВ толща с многочисленными разрывами и мелкими складками (в ЮЗ части межгребневой ложбины);
- VII. гравийно-галечно-песчаная параллельно слоистая толща, наклонная к осевой части межгребневой ложбины с несколькими несогласно залегающими горизонтами.

Наиболее простое строение разреза наблюдается в СВ сегменте: двучленная толща включает нижнюю часть (I), характеризующуюся интенсивно перемешанным песчано-суглинистым матриксом со следами первоначально горизонтальной слоистости, с фрагментами тонких прослоев тяжелых суглинков и глин (рис. 5). Песчано-глинистый субстрат содержит крупные валуны, как бы “плавающие” в толще и облекаемые песчано-глинистыми прослоями, затянутыми по стенкам валунов и выжимаемыми вверх между стенками валунов (рис. 5н). Кровля слоя I эродирована и выше залегает гравийно-галечная субгоризонтальная толща слоя II (рис. 5в).

Северо-восточный гребень оза подразделяется на СВ и ЮЗ фланги с кардинально различными типами разреза. Северо-восточный фланг — переслаивание гравийников, галечников и валунников толщ II–IV, залегающих друг на друге с размывом, но с сохранением субгоризонтальной текстуры. Юго-западный фланг отделяется от северо-восточного круто наклонным валунником слоя V (рис. 5г), с ориентированными вдоль контакта галькой и валунами. Прослой валунника мощностью около 0.7–0.9 м является зоной сбросового нарушения неуставленной амплитуды (судя по вскрытой в разрезе мощности — более 3 м) СЗ простираения (Аз.Пд. 235°,  $\angle$  55°)<sup>2</sup>. В прослое наблюдается несколько субпараллельных плоскостей смещения линз кластического материала относительно друг друга. К ЮЗ от зоны разрыва залегает преимущественно песчаная, с включениями гальки и гравия, неслоистая (перемешанная) толща, разбитая двумя параллельными крутонаклонными к ЮЗ сбросами (Аз.Пд. 245°,  $\angle$  70° и Аз.Пд. 235°,  $\angle$  60°),

<sup>2</sup> Аз.Пд. и  $\angle$  — здесь и далее — азимут и угол падения.

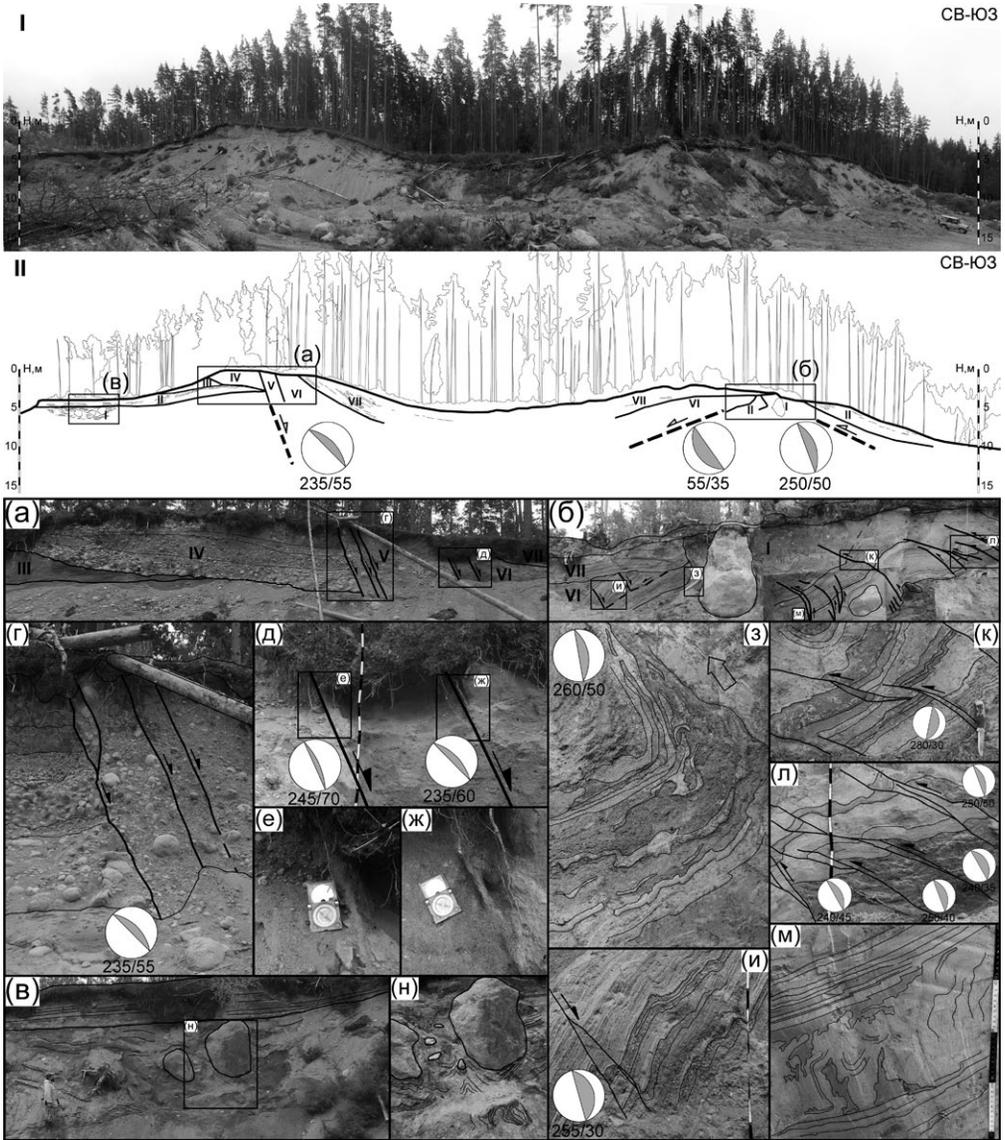


Рис. 5. Разрез № 3 (северный)

I — фотография разреза; II — схема основных слоев с параметрами разрывных нарушений (направление и угол падения); центральная (а), юго-западная (б) и северо-восточная (в) части разреза; (г–ж) — фрагменты центральной (а) части разреза с разрывными деформациями и их параметрами; (з–м) — юго-западная (б) часть разреза с пластическими и разрывными деформациями и слоями с разжижением (liquefaction); (н) — фрагмент северо-восточной части разреза с “плавающими” валунами

четко фиксируемыми сцементированными слоями мощностью 2–3 см (рис. 5д–ж). Очевидно, что эти сбросы являются опережающими для главного нарушения, входят в единую систему и суммарно с ним определяют общую амплитуду вертикального смещения более 5 м. Слой VI с разрывом по наклонной к ЮЗ плоскости перекрывается преимущественно песчаным с гравием слоем VII с хорошо выраженной параллельной, наклонной по основанию слоистостью без видимых нарушений.

В юго-западном (правом на разрезе) гребне оза, как и в северо-восточном (левом) можно выделить две существенно отличающиеся друг от друга по латерали части. Границу между этими частями маркирует стоящий вертикально валун (рис. 5б). Его аномальное (неустойчивое) положение не случайно — он облекается суглинистым субстратом, круто поднимающимся к поверхности оза в виде узкой гребневидной складки ССЗ простириания с падением плоскости к юго-западу (рис. 5з). Характерная сильная деформированность глинисто-песчаного перемешанного субстрата с “плавающими” крупными валунами позволяет идентифицировать этот слой как слой I. К северо-востоку от маркирующего валуна горизонт I быстро выполаживается и обретает вполне определенные текстурные черты с параллельной слоистостью ленточно-подобных пачек с тонким переслаиванием глин и песков, перемежающихся горизонтами тонко-мелкозернистых песков. К юго-западу от валуна горизонт I нарушен серией надвигов ССЗ простириания, с плоскостями, падающими к ЮЗ и по своим параметрам близких параметрам гребневидной складки, что позволяет считать их образование генетически и хронологически взаимосвязанными. Характерной особенностью слоя I как к СВ, так и к ЮЗ от маркирующего валуна является наличие суглинисто-песчаного прослоя с фрагментированными и пластически деформированными ленточно-подобными отложениями, который, судя по стратиграфической позиции между ненарушенными песчаными прослоями можно определить как деформационный горизонт или “горизонт событий” (рис. 5з, к, м).

Слой I перекрывается к СВ от маркирующего валуна залегающей со стратиграфическим несогласием песчано-гравийной толщей, разбитой серией сбросов СЗ простириания (Аз.Пд. 250–260°,  $\angle$  30°) (рис. 5и). Сбросы рассекают толщу на всю мощность (около 1 м, но не прослеживаются как в подстилающем, так и перекрывающем горизонтах, что позволяет четко ограничить их возраст временем, близким к формированию этой толщи. Ограничение разрывов по подошве связано с плоскостью скольжения, по которой вся эта толща смещена относительно слоя I (последний сброс), а ограничение по кровле — с последующим размывом. Пространственная близость, гравийно-галечный состав отложений, серия параллельных сбросов с ЮЗ падением позволяет объединить эту толщу со слоем VI СВ гребня. Выше этого деформированного слоя залегают пологонаклонные к межгребневой ложбине пески, гравий и галька, аналогичные слою VII. Юго-западный склон оза с поверхности сложен песчано-гравийной параллельно слоистой толщей, которую можно ассоциировать со слоем II.

Таким образом, в строении озовой гряды запечатлены несколько этапов отложения и деформаций: 1) накопление тонкодисперсных параллельно-слоистых осадков, песков и супесей, переслаивающихся с ленточноподобными суглинками и глинами; в ходе накопления в результате сильных землетрясений сформировались “горизонты событий” с перемешанными в результате разжижения суглинисто-песчаными слоями; 2) мощное сжатие с масштабным разжижением, “всплыванием” валунов и ориентировкой их длинных осей в вертикальной плоскости, выжиманием вертикально вверх глинисто-песчаных диапиров и серией надвигов в песчано-гравийной толще, направленных в СВ направлении; 3) абразия, переыв с отложением субгоризонтальных прослоев хорошо окатанных гравия, гальки и валунов; 4) сильное растяжение с асимметричной просадкой осевой части оза — крутонаклонным сбросом, падающим к ЮЗ, сопровождаемым серией вторичных дизъюнктивов с последующим последним пологим соскальзыванием толщи в СВ направлении; 5) заполнение осевой (просевшей) части оза галечно-гравийно-песчаными пологонаклонными на флангах осадками.

### Обсуждение результатов

Корректная оценка генезиса деформационных структур, развитых в теле озовой гряды предполагает рассмотрение альтернативных тектоническому (сейсмическому) происхождению вариантов формирования толщи. Эти гипотезы можно объединить

в три группы: 1) ледниковая; 2) гравитационная; 3) мерзлотная. Рассмотрим эти варианты, применительно к конкретным типам деформаций.

Ледниковый генезис подразумевает влияние отступающего ледника путем фронтального скалывания льда при отступании или повторного надвигания. И в том, и в другом случае агентом воздействия является фронтальная зона ледника, ориентированная ортогонально направлению движения (в данном районе СЗ-ЮВ) и производящая соответствующие деформации. Из трех разрезов только в одном случае (№ 2) сбросовые разрывы ориентированы поперек оза (СВ-ЮЗ), а в остальных они продольные (СЗ-ЮВ), что не отвечает предложенному механизму. Кроме того, механическим воздействием ледника невозможно объяснить такие явления, как надвиги, сопряженные с опрокинутыми складками, свидетельствующие о направлении воздействия на толщу с ВСВ на ЗЮЗ, а также неоднократное разжижение осадков и формирование типичных “сейсмиков” в виде горизонтов с деформационными структурами, запечатанными недеформированными отложениями. По этим же причинам невозможно объяснить изученные деформации оседанием над тающим мертвым льдом, которое отчасти можно связать с ледниковым генезисом деформаций, а отчасти — с гравитационным. Оседание без дополнительной нагрузки может дать только структуры растяжения, типа сбросов. Возможность развития таких наблюдаемых в разрезе типов деформаций, как надвиги и взбросы, отчасти разжижение и диапиры могут быть объяснены просадками под дополнительной нагрузкой, в рамках т. н. механизма формирования гравитационно-индуцированных депрессий “gravifossium” [15]. Однако, следов такой дополнительной нагрузки, как и ее гипотетического источника в разрезах не обнаруживается.

Гравитационные смещения, кроме таяния мертвого льда, могут быть вызваны склоновым оползанием как в субаэральных, так и субаквальных условиях. Применительно к изученным разрезам, очевидные гравитационные смещения, сопряженные со сбросами наблюдаются только в одном случае (№ 2), здесь же, с определенной долей условности можно предположить, что и разрывы в толще могут быть связаны с оползневой деятельностью. Однако в других разрезах деформационные структуры имеют специфические признаки, такие как противонаправленные сбросы, сопряжение сбросов и надвигов, разжижение, локализованное в нескольких “горизонтах событий”, которые гравитационными смещениями объяснены быть не могут.

И, наконец, мерзлотная гипотеза. Во всех разрезах полностью отсутствуют типичные для многолетней мерзлоты формы, связанные с полигональным растрескиванием или пучением, сортировкой кластического материала. Со следами воздействия мерзлоты отчасти схожи слои конволюций в разрезе № 3, однако их последующие деформации как пластические, так и разрывные свидетельствуют о другом генезисе. Кроме того, эти пластические деформации “запечатаны” продуктами перемыва оза в завершающую стадию Балтийского ледникового озера, свидетельствуя о их формировании в субаквальных условиях приледникового водоема и, следовательно, в не могли подвергаться криогенезу.

В целом разнообразие парагенетически взаимосвязанных типов представленных деформационных структур при систематическом повторении пространственно-кинематических параметров и их корреляции с тектонической структурой может связываться только с их сейсмическим происхождением в рамках постледниковой активизации структур фундамента.

## Выводы

- 1) Озоявая гряда наследует разрывные нарушения в кристаллическом фундаменте ССЗ простирания, определяющие активизированную в послеледниковое время блоковую структуру территории;
- 2) В теле озоявой гряды на всем протяжении наблюдается комплекс пластических и хрупких деформаций, отвечающих по своим пространственным и кинематическим характеристикам активизированной блоковой структуре территории;

- 3) Деформации, развитые в отложениях озовой гряды, связаны с несколькими сейсмическими событиями, максимальную интенсивность которых в соответствии со шкалой INQUA ESI-2007 [37] можно оценить в  $\geq 10$  баллов (по амплитуде смещения разрывов в рыхлых отложениях — более 3–4 м для сбросов и 1–2 м для взбросов);
- 4) Возраст наблюдаемых сейсмогенных деформаций сопоставляется с временем существования Балтийского Ледникового озера (в период 13.0–11.6 тыс. л. н.), а количество сильных событий — не менее четырех.

**Благодарности.** Исследование выполнено по темам госзаданий № 0148-2019-0005 (ИГ РАН), № 0144-2014-00097 (ИФЗ им. О. Ю. Шмидта РАН) и при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-80087).

**Acknowledgments.** The research was carried out under research topics of IG RAS (No. 0148-2019-0005), IPE RAS (No. 0144-2014-0097) and supported by the Russian Foundation for Basic Research, project No. 18-05-80087.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их минеральные сырьевые ресурсы. Карта м-ба 1:1 000 000 / ред. Й. Ниемея, И. Экман, А. Лукашев. Хельсинки: Геологическая служба Финляндии, Кар. НЦ РАН, 1993.
2. *Stroeven A. P., Hätestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B. W., Harbor J. M., Jansen J. D., Olsen L., Caffee M. W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G. C., Strömberg B., and Jansson K. N.* Deglaciation of Fennoscandia // *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 147. P. 21–91. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
3. *Ниурппä E.* Saarnas uppstrom structura // *Geologi*. 1954. Vol. 6. P. 45–50.
4. *Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д., Горюнова Н. Н., Ильин В. А.* Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск: Карелия, 1971. 73 с.
5. *Бискэ Г. С., Ильин В. А., Лукашов А. Д.* Влияние тектонических факторов на формирование водно-ледниковых комплексов (на примере Карелии) // *Природа и хозяйство Севера*. Вып. 4. Мурманск. 1976. С. 15–18.
6. *Ильин В. А., Лак Г. Ц.* Типы озевых образований в южной Карелии // *Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита*. Л.: Наука, 1972. С. 24–31.
7. *Рухина Е. В.* Литология ледниковых отложений. Л.: Наука, 1973. 174 с.
8. *Чувардинский В. Г.* Неотектоника Восточной части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 287 с.
9. *Чувардинский В. Г.* К вопросу о тектоническом происхождении озев // *Природа и хозяйство Севера*. Вып. 14. Мурманск. 1986. С. 6–13.
10. *Hambrey M. J. and Glasser N. F.* Glacial sediments: processes, environments and facies // *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks* / Middleton G. V. (Ed.). Dordrecht: Shringer, 2003. P. 316–331. [https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7\\_99](https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7_99).
11. *Lundqvist J.* Palaeoseismicity and De Geer Moraines // *Quaternary International*. 2000. 68 (71). P. 175–186. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(00\)00042-2](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(00)00042-2).
12. *Mörner N.-A., Somi E., and Zuchiwich W.* Neotectonics and Paleoseismicity within the Stockholm intracratonal region in Sweden // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 163. Issue 3–4. P. 289–303. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90264-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90264-3).
13. *Mörner N.-A.* Paleoseismicity of Sweden — A Novel Paradigm. ISBN-91-631-4072-1. A contribution to INQUA from its Sub-commission on Paleoseismology. P&G-unit. Stockholm: Stockh. Univ., 2003. 320 p.
14. *Mörner N.-A.* Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and tsunamis. The autumn 10,430 BP case in Sweden // *Quaternary Science Reviews*. 1996. 15. P. 939–948. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(96\)00057-1](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(96)00057-1).
15. *Gruszka B. and Van Loon A. J.* Genesis of a giant gravity-induced depression (gravifossum) in the Enköping esker, S. Sweden // *Sedimen. Geol.* 2011. Vol. 235. P. 304–313. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.004>.
16. *Mörner N.-A.* Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // *Tectonophysics*. 2004. 380 (3–4). P. 139–157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.018>.

17. *Mörner N.-A.* An interpretation and catalogue for paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics*. 2005. 408. P. 265-307. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.039>.
18. *Gruszka B., Mochтари Fard A., and van Loon A.J.* A fluctuating ice front over an esker near Ryssjön (S Sweden) as a cause of a giant load cast // *Sedimentary Geology*. 2016. Vol. 344. P. 47-56. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.06.018>.
19. *Афанасов М. Н.* Государственная геологическая карта РФ. Серия Карельская. М-6 1:200 000. Л. Р-35-XXIX, XXX. Дочетвертичные образования / ред. В. И. Шульдинер. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999.
20. *Konopelko D. and Eklund O.* Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia // *Precambrian Research*. 2002. 120. P. 37-53. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(02\)00141-9](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(02)00141-9).
21. *Архангельская Г. А., Гостищева В. Б.* Гипсометрическая карта поверхности дочетвертичных отложений. М-6 1:500 000 / Ред. Александрова Т. В. Отчет по теме: Составление геологических карт масштаба 1:500 000 Ленинградской, Псковской, Новгородской и Вологодской областей. Л.: СЗТГУ, 1974.
22. *Siroeven A. P., Heyman J., Fabel D., Björck S., Caffee M. W., Fredin O., and Harbor J. M.* A new Scandinavian reference <sup>10</sup>Be production rate // *Quaternary Geochronology*. 2015. Vol. 29. P. 104-115. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.011>.
23. *Saarnisto M. and Saarinen T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines // *Global and Planetary Change* 2001. 31. P. 387-405. [https://doi.org/10.1016/s0921-8181\(01\)00131-x](https://doi.org/10.1016/s0921-8181(01)00131-x).
24. *Eronen M.* Geologinen kehitys jääkauden lopussa ja sen jälkeen. Teoksessa: P. Alalammi (toim.) // Suomen kartasto. Maanmittaushallitus & Suomen maantieteellinen seura. Vihko 123-126. *Geologia*. 1990. S. 14-18.
25. *Jantunen T.* Muinais-Itämeri. Teoksessa: M. Koivisto (toim.) // *Jääkaudet*. 2004. S. 63-68.
26. *Vassiljev J. and Saarse L.* Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2013. Vol. 85. P. 9-18. <https://doi.org/10.17741/bgsf/85.1.001>.
27. *Björck S.* A review of the history of the Baltic Sea, 13,0-8,0 ka BP // *Quaternary international*. 1995. Vol. 27. P. 19-40. 1995.
28. *Andrén T., Andrén E., Berglund B. E., and Yu S.-Y.* New insights on the Yoldia Sea low stand in the Blekinge archipelago, southern Baltic Sea // *Stockholm: GFF- Stockholm*, 2007. Vol. 129. P. 277-285. <https://doi.org/10.1080/11035890701294277>.
29. *Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley D., Zillén L., and Anjar J.* The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka // *The Baltic Sea Basin/editors Harff J., Björck S., Hoth P.* Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 449. Pp. 75-97. ISBN 978-3-642-17220-5.
30. *Субетто Д. А.* История формирования Ладожского озера и его соединения с Балтийским морем // *Общество. Среда. Развитие (Terra Humana)*. № 1. С. 111-120.
31. *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 // *Мат-лы XXXIV Тектонического совещания (30 января — 3 февраля 2001 г.) Тектоника неогена: общие и региональные аспекты*. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 83-86.
32. *Никонов А. А., Шварев С. В., Сим Л. А., Родкин М. В., Бискэ Ю. С., Маринин А. В.* Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок “Пещеры Иностранцева”, Ленинградская область) // *ДАН*. 2014. Т. 457. С. 591-596.
33. *Недригайлова И. С.* Государственная геологическая карта РФ. Серия Карельская. М-6 1:200 000. Лист Р-35-XXIV, XIX. Четвертичные отложения / Ред. В. К. Головёнок. СПб.: ВСЕГЕИ, 1980.
34. *Saarnisto M.* The Late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex // *Commentationes Physico-Mathematicae, Societas Scientiarum Fennica*. 1970. 37. 107 p.
35. *Шварев С. В., Субетто Д. А., Никонов А. А., Зарецкая Н. Е., Полещук А. В., Потахин М. С.* О связи катастрофических изменений гидрографической сети Карельского перешейка в голоцене с сильными землетрясениями // *Культурные процессы в циркумбалтийском пространстве в раннем и среднем голоцене // Докл. междунар. науч. конф., посвященной 70-летию со дня рождения В. И. Тимофеева (отв. ред. Д. В. Герасимов)*. СПб.: МАЭ РАН, 2017. С. 17-21.
36. *Subetto D. A., Shvarev S. V., Nikonov A. A., Zaretskaja N. E., Poleshchuk A. V., and Potakhin M. S.* Catastrophic changes of the Karelian Isthmus hydrographic network in the Late Glacial — Holocene: palaeoseismological origin // *From past to present — Late Pleistocene, last deglaciation and modern glaciers in the centre of northern Fennoscandia. Excursion guide and abstracts of the INQUA Perbaltic Working Group Meeting and Excursion. Geological Survey of Finland Rovaniemi*. 2017. P. 156-157.
37. *Environment Seismic Intensity Scale 2007-ESI 2007, Memoria Descrittiva della carta Geologica d'Italia / Guerrieri L. and Vitori E.* Eds. Roma: Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, 2007. Vol. 74. 54 p.

## REFERENCES

1. Niemela J., Ekman I., Lukashov A. (Eds.) 1993. Quaternary deposits of Finland and northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1:1 000 000. Geological Survey of Finland and Russian Academy of Science, Institute of Geology, Petrozavodsk.
2. Stroeven A. P., Hättestrand C., Kleman J., Heyman J., Fabel D., Fredin O., Goodfellow B. W., Harbor J. M., Jansen J. D., Olsen L., Caffee M. W., Fink D., Lundqvist J., Rosqvist G. C., Strömberg B., and Jansson K. N. Deglaciation of Fennoscandia. *Quaternary Sci. Rev.* 2015. Vol. 147. P. 21-91. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
3. Huuppä E. Saarnas uppstrom structura. *Geologi.* 1954. 6. P. 45-50.
4. Biske G. S., Lak G. C., Lukashov A. D., Gorjunova N. N., and Il'in V. A. *Stroenie i istoriya kotloviny Onezhskogo ozera* (The structure and history of the basin of Lake Onega). Petrozavodsk: Karelia, 1971. 73 p. (in Russ.)
5. Biske G. S., Il'in V. A., and Lukashov A. D. *Vliyanie tektonicheskikh faktorov na formirovanie vodnolednikovoyh kompleksov (na primere Karelii)* (The influence of tectonic factors on the formation of fluvio-glacial complexes (the case of Karelia). *Priroda i hozyajstvo Severa.* Vyp. 4. Murmansk. 1976. P. 15-18. (in Russ.)
6. Il'in V. A. and Lak G. C. *Tipy ozovoyh obrazovaniy v yuzhnoj Karelii* (Types of esker forms in South Karelia). *Chetvertichnaya geologiya i geomorfologiya vostochnoj chasti Baltijskogo shchita.* L.: Nauka, 1972. P. 24-31. (in Russ.)
7. Ruhina E. V. *Litologiya lednikovoyh otlozhenij* (Lithology of glacial sediments). L.: Nauka, 1973. 174 s. (in Russ.)
8. Chuvardinskij V. G. *Neotektonika Vostochnoj chasti Baltijskogo shchita* (Neotectonics of the eastern part of the Baltic shield). Apatity: Izd. KNC RAN, 2000. 287 p. (in Russ.)
9. Chuvardinskij V. G. *K voprosu o tektonicheskom proiskhozhdenii ozov* (More on the tectonic genesis of eskers). *Priroda i hozyajstvo Severa.* Murmansk. 1986. Vyp.14. P. 6-13.
10. Hambrey M. J. and Glasser N. F. Glacial sediments: processes, environments and facies. In: Middleton, G. V. (Ed.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks.* Kluwer, Dordrecht. P. 316-331. [https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7\\_99](https://doi.org/10.1007/3-540-31079-7_99)
11. Lundqvist J. Paleoseismicity and De Geer Moraines. *Quaternary International* 68 (71), 175-186. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(00\)00042-2](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(00)00042-2)
12. Mörner N.-A., Somi E., Zuchiwich W. Neotectonics and Paleoseismicity within the Stockholm intracratonal region in Sweden. *Tectonophysics.* 1989. Vol. 163. Issue 3-4. P. 289-303. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90264-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90264-3)
13. Mörner N.-A. Paleoseismicity of Sweden — A Novel Paradigm. ISBN-91-631-4072-1. A contribution to INQUA from its Sub-commission on Paleoseismology. P&G-unit, Stockholm. Univ., Stockholm. 320 p.
14. Mörner N.-A. Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and tsunamis. The autumn 10,430 BP case in Sweden. *Quaternary Sci. Rev.* 1996. 15, 939-948.
15. Gruszka B. and Van Loon A. J. Genesis of a giant gravity-induced depression (gravifossus) in the Enköping esker, S. Sweden. *Sedimen. Geol.* 2011. Vol. 235. P. 304-313. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.004>
16. Mörner N.-A. Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics.* 2004. 380 (3-4). P. 139-157. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.09.018>
17. Mörner N.-A. An interpretation and catalogue for paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics.* 2005. 408. 265-307. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.05.039>
18. Gruszka B., Mochitari Fard A., and van Loon A. J. A fluctuating ice front over an esker near Rysjön (S Sweden) as a cause of a giant load cast. *Sedimentary Geology.* 2016. Vol. 344. P. 47-56. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.06.018>
19. Afanasov M. N., red. Shul'diner V. I. Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Seriya Karel'skaya. M-b 1:200000. List R-35-XXIX, XXX. Dochertvertichnye obrazovaniya. (State geological map of the Russian Federation. Karelian series. Scale 1: 200000. Sheet R-35-XXIX, XXX). Avtor Utverzhden NRS VSEGEI 09.06.1999. SPb., 1999.
20. Konopelko D. and Eklund O. Timing and geochemistry of potassic magmatism in the eastern part of the Svecofennian domain, NW Ladoga Lake Region, Russian Karelia. *Precambrian Research.* 2002. 120. P. 37-53. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(02\)00141-9](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(02)00141-9)
21. Arhangel'skaya G. A. and Gostinceva V. B. *Gipsometricheskaya karta poverhnosti dochertvertichnyh otlozhenij. Mashtab 1:500 000. Red. Aleksandrova T. V.* (Elevation map of the pre-Quaternary sediments roof. Scale 1:500 000. Ed. Aleksandrova T. V.). Otchet po teme: Sostavlenie geologicheskikh kart mashtaba 1:500 000 Leningradskoj, Pskovskoj, Novgorodskoj i Vologodskoj oblastej. SZTGU, Leningrad, 1974. (in Russ.)

22. Stroeven A. P., Heyman J., Fabel D., Björck S., Caffee M. W., Fredin O., and Harbor J. M. A new Scandinavian reference 10Be production rate. *Quaternary Geochronology*. 2015. Vol. 29. P. 104-115. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.06.011>
23. Saarnisto M. and Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines. *Global and Planetary Change*. 2001. 31, P. 387-405. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(01\)00131-x](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00131-x)
24. Eronen M. Geologinen kehitys jääkauden lopussa ja sen jälkeen. Teoksessa: P. Alalammi (toim.). Suomen kartasto. Maanmittaushallitus & Suomen maantieteellinen seura. Vihko. 1990. 123-126. *Geologia*. S. 14-18.
25. Jantunen T. Muinais-Itämeri. Teoksessa: M. Koivisto (toim.). Jääkaudet. 2004. S. 63-68.
26. Vassiljev J. and Saare L. Timing of the Baltic Ice Lake in the eastern Baltic. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2013. Vol. 85. P. 9-18. <https://doi.org/10.17741/bgsf/85.1.001>
27. Björck S. A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka BP. *Quaternary Int.* 1995. Vol. 27. P. 19-40.
28. Andrén T., Andrén E., Berglund B. E., and Yu S.-Y. New insights on the Yoldia Sea low stand in the Blekinge archipelago, southern Baltic Sea. *GFF*. Stockholm, 2007. Vol. 129. P. 277-285. <https://doi.org/10.1080/11035890701294277>
29. Andrén T., Björck S., Andrén E., Conley D., Zillén L., and Anjar J. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka. *The Baltic Sea Basin*. Harff J., Björck S., Hoth P. Ed. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2011. P. 449. S. 75-97. ISBN 978-3-642-17220-5.
30. Subetto D. A. *Istoriya formirovaniya Ladozhskogo ozera i ego soedineniya s Baltijskim morem* (The history of formation of the Ladoga Lake and its connection to the Baltic Sea) // Obshchestvo. Sreda. Razvitie (Terra Humana). *Nauchno-teoreticheskij zhurnal*. SPb.: Asterion, 2007. No. 1. S. 111-120. ISSN 1997-5996 (in Russ.)
31. Nikonov A. A., Belousov T. P., Denisova E. A., Zykov D. S., and Sergeev A. P. *Deformacionnye struktury v pozdnelednikovyh otlozheniyah na Karel'skom pereshejke: morfologiya, kinematika, genezis* (Deformation structures in the postglacial sediments of the Karelian Isthmus: morphology, cinematics, genesis). Materialy XXXIV Tektonicheskogo soveshchaniya (30 yanvarya-3 fevralya 2001 g.) *Tektonika neogeya: obshchie i regional'nye aspekty*. T. 2. M.: GEOS, 2001. S. 83-86. (in Russ.)
32. Nikonov A. A., Shvarev S. V., Sim L. A., Rodkin M. V., Biske J. S., and Marinin A. V. *Skal'nye paleosejsmodeformacii na Karel'skom pereshejke (klyuchevoj uchastok "Peshchery Inostranceva", Leninogradskaya oblast')* (Bedrock paleoseismic deformations of the Karelian Isthmus (key site "Inostrantsev cave", Leningrad Region). *Doklady Akademii nauk*. 2014. T. 457. S. 591-596. (in Russ.)
33. Nedrigajlova I. S. *Gosudarstvennaya geologicheskaya karta RF. Seriya Karel'skaya. M-b 1:200 000. List R-35-XXIV, XIX. Chetvertichnye otlozheniya. Red. Golovyonok V. K.* (State geological map of the Russian Federation. Karelian series. Scale 1:200000. Sheet R-35-XXIV, XIX. Quaternary sediments. Ed. Golovyonok V. K.) *Utverzhen NRS VSEGEI 15.12.1977*. SPb.: VSEGEI, 1980. (in Russ.)
34. Saarnisto M. The Late Weichselian and Flandrian History of the Saimaa Lake Complex. *Commentationes Physico-Mathematicae, Societas Scientiarum Fennica*. 1970. 37. 107 p.
35. Shvarev S. V., Subetto D. A., Nikonov A. A., Zaretskaja N. E., Poleshchuk A. V., and Potakhin M. S. *O svyazi katastroficheskikh izmenenij gidrograficheskoy seti Karel'skogo pereshejka v golocene s sil'nymi zemletryaseniyami* (About the relationship of catastrophic changes in the hydrographic network of the Karelian Isthmus in the Holocene with strong earthquakes). *Kul'turnye processy v cirkumbaltijskom prostranstve v rannem i srednem golocene: Doklady mezhdunarodnoj nauchnoj konferencii, posvyashchennoj 70-letiyu so dnya rozhdeniya V. I. Timofeeva* [otv. red. D. V. Gerasimov]. Saint Petersburg: MAE RAN, 2017. C. 17-21. (in Russ.)
36. Subetto D. A., Shvarev S. V., Nikonov A. A., Zaretskaja N. E., Poleshchuk A. V., and Potakhin M. S. Catastrophic changes of the Karelian Isthmus hydrographic network in the Late Glacial — Holocene: palaeoseismological origin // From past to present — Late Pleistocene, last deglaciation and modern glaciers in the centre of northern Fennoscandia. Edited by Pertti Sarala and Peter Johansson. *Geological Survey of Finland Rovaniemi*. 2017. P. 156-157.
37. Guerrieri L. and Vitori E. Eds. *Environment Seismic Intensity Scale 2007-ESI 2007, Memoria Descrittiva della carta Geologica d'Italia*. 2007. Vol. 74. Servizio Geologico d'Italia-Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, Roma, Italy, 54 p.