

УДК 551.79 551.248. 550.349 (470.21)

ГРАВИТАЦИОННЫЕ ПОТОКИ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ (КОЛЬСКИЙ РЕГИОН) И ИХ ВОЗМОЖНАЯ СВЯЗЬ С ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

© 2025 г. С. Б. Николаева^{а, *}, Д. С. Толстобров^{а, **}

^аГеологический институт Кольского научного центра РАН,
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл., 184209 Россия

*e-mail: s.nikolaeva@ksc.ru

**e-mail: d.tolstobrov@ksc.ru

Поступила в редакцию 27.04.2024 г.

После доработки 27.06.2024 г.

Принята к публикации 22.08.2024 г.

Исследованы литологические особенности позднечетвертичных осадков, сформировавшихся в морскую изотопную стадию (МИС) 3 в долине реки Ура на Баренцевоморском побережье Кольского региона (северо-запад России). В песчано-глинистых отложениях обнаружены сейсмически индуцированные структуры в пяти деформированных слоях (SSDS), разделенных ненарушенными отложениями. Эти слои включают отпечатки нагрузки, структуры пламени, инъекции, осадочную брекчию, складки. SSDS были образованы в результате нескольких процессов: возникновения обломочных потоков в субаквальных обстановках в результате сдвиговых напряжений, гравитационной нагрузки вышележащих отложений и ликвификации. Наиболее вероятным триггерным механизмом распространения активности гравитационных потоков, разжижения и флюидизации осадков было сейсмическое встряхивание и афтершоки. В качестве основной сейсмогенерирующей зоны мы рассматриваем реактивацию крупного сбросо-сдвига Карпинского, разделяющего Балтийский щит и Баренцевоморскую плиту Западно-Арктической платформы, и контрастность движений на границе крупных структурных элементов, а также возникновение напряжений перед фронтом надвигающегося поздневалдайского оледенения МИС 2.

Ключевые слова: сейсмиды, гравитационные потоки, отпечатки нагрузки, ликвификация, землетрясения, Кольский полуостров, плейстоцен

DOI: 10.31857/S0024497X25010031, EDN: CIRNFF

Изучение гравитационных потоков проводится уже на протяжении многих лет исследователями разных стран и до сих пор вызывает дискуссии [Gruszka, Zielinski, 1966; Middleton, Hampton, 1973; Postma et al., 1988; Baas et al., 2004]. Под термином “гравитационный поток” подразумевается смесь, состоящая из жидкости и осадка, в которой сила тяжести воздействует непосредственно на зерна и вызывает их перемещение вниз по склону [Middleton, Hampton, 1973]. Среди гравитационных потоков выделяют четыре наиболее распространенных типа: обломочный поток (*debris flow*), в котором крупные зерна поддерживаются матриком; зерновой поток (*grain flow*), где сцепление обеспечивается взаимодействиями зерен (*grain-to-grain*); поток разжиженного осадка, или

флюидизированный поток (*liquefied and fluidized*), в котором зерна поддерживаются направленным вверх просачиванием жидкости между зернами; турбидитный, или мутьевой поток (*turbidity currents*), в котором обломочный материал поддерживается во взвешенном состоянии турбулентностью [Middleton, Hampton, 1973; Градзинский и др., 1980; Поляков, 2001]. Интерес ко всем этим типам потоков обусловлен их крупными масштабами и внезапным возникновением (непредсказуемостью), выяснением происхождения и механизмов транспортировки материала, отсутствием систематического мониторинга этих явлений в природе, экологическими факторами (связью с запасами месторождений углеводородов) и пр. Часто пусковым механизмом для образования

гравитационных потоков и других сейсмогенных деформационных образований (сейсмитов), являются землетрясения и цунами [Ботвинкина, 1966; McCalpin, 2009; Polonia et al., 2013].

В настоящее время вопросам изучения взаимосвязи слоев в рыхлых неконсолидированных осадках, которые были частично или полностью деформированы сейсмическими процессами, посвящено большое количество работ [Seilacher, 1969; Obermeier et al., 2005; Николаева, 2006, 2009; Van Loon et al., 2016; Pisarska-Jamroży, Woźniak, 2019; Woźniak et al., 2021]. В англоязычных публикациях для этих слоев используется термин *soft-sediment deformation structures* – SSDS. К настоящему времени SSDS обнаруживаются не только в сейсмоактивных областях, но и в регионах с умеренной или низкой сейсмичностью, таких как Фенноскандинавский кристаллический щит [Morner, 2003; Olesen et al., 2013; Brandes, Winsemann, 2013; Sutinen et al., 2018; Ojala et al., 2019]. Большой опыт изучения взаимосвязи гравитационных потоков и сейсмической активности накоплен на примерах плейстоценовых отложений в странах Балтии – Польше, Латвии, Литве и Германии [Gruszka, Zielinski, 1966; Gruszka, Van Loon, 2007; Pisarska-Jamroży, Woźniak, 2019; Pisarska-Jamroży et al., 2019a].

Первые данные о сейсмодетформациях в разрезах морских и флювиогляциальных отложений Кольского региона появились в середине 2000-х гг. [Николаева, 2006]. К настоящему времени эти сведения пополнились. Следы сильных палеоземлетрясений стали обнаруживаться в разных геологических средах и различных генетических типах четвертичных осадков. Так, в ледниково-озерных отложениях, развитых на побережьях одного из наиболее крупных водоемов Кольского региона – озера Имандра, выявлены явления разжижения, песчаные дайки, разрывы и будинаж слоев, структуры “пламя”, складчатые структуры и разрывные деформации (сбросы и взбросы) [Николаева, 2021]. Сейсмооползни среднеголоценового возраста и массовые перемещения материала обнаружены в донных отложениях озер на юго-западе Кольского полуострова [Nikolaeva et al., 2023]. Прослои предположительно цунамигенных осадков выявлены в небольших озерах в районе Териберки на побережье Баренцева моря [Толстобров и др., 2018; Kolka et al., 2023].

Однако определение генезиса SSDS до сих пор является достаточно сложной задачей, поскольку многие из этих структур имеют сходную морфологию независимо от механизма их образования (волновая деятельность, седиментация,

ледниковая тектоника, сейсмичность или какой-либо другой процесс). В отдельных случаях достаточно сложно отличить эти структуры от гляциодислокаций, широко развитых в зонах краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов [Лаврушин, 2021]. Пионерной является недавно разработанная гляциодинамическая модель возникновения ленточной структуры в отложениях водных бассейнов, а также деформаций, образующихся за счет гляциодинамических и гляциокинематических напряжений, возникающих при послойно-пластическом течении льда и кинематической гляциодинамики [Лаврушин, 2021, 2023]. Кроме того, деформации могли образоваться в результате нескольких одновременных процессов, что затрудняет их идентификацию.

Сейсмодетформации, сохранившиеся в рыхлых отложениях, являются важным свидетельством тектонической активности территорий в прошлом; они также указывают на активные зоны разломов. Оценка сейсмического риска особенно важна для регионов расположения объектов атомной энергетики и горнодобывающих предприятий, территорий, занимаемых морскими портами и крупными городами. К одному из таких районов на Кольском полуострове относится северо-западный сектор Мурманского побережья Баренцева моря. В предыдущие годы изучение флювиогляциальных и морских позднеледниковых осадков северо-запада Кольского региона было обусловлено приуроченностью к ним крупных месторождений глин и песчано-гравийных смесей, но они не рассматривались в связи с сеймотектоникой. Разработка карьеров и детальное обследование естественных обнажений на одном из участков побережья Мурманна позволило нам детально изучить различные деформационные текстуры в осадках, выделить уникальные литологические типы деформаций слоистости и определить условия их формирования.

В настоящей работе представлены результаты детального исследования осадочной толщи Ура-1 мощностью 13.5 м, которая включает пять слоев с SSDS, образовавшихся в результате нескольких различных процессов (массового перемещения осадочного материала, разжижения, оползания). Слои с SSDS сформировались в плейстоценовых морских отложениях долины р. Уры, впадающей в крупный залив Баренцева моря на северо-западе Кольского полуострова (северо-восточная Фенноскандия) (рис. 1). Основная цель исследования – в каждом из пяти слоев выявить те наиболее характерные литологические особенности и типы деформаций, которые могут быть

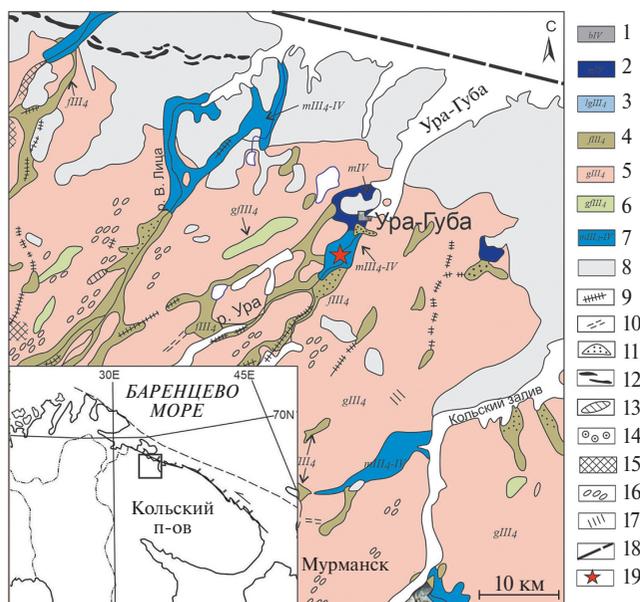


Рис. 1. Фрагмент карты четвертичных отложений Кольского региона [Карта четвертичных..., 1989] и расположение изученного разреза.

1–8 – отложения: 1 – биогенные, 2 – морские послеледниковые, 3 – ледниково-озерные, 4 – флювиогляциальные, 5 – морена, 6 – ледниковые и флювиогляциальные нерасчлененные, 7 – морские (поздне- и послеледниковые) нерасчлененные, 8 – кристаллические породы, частично перекрытые элювием или коллювием; 9–17 – элементы рельефа: 9 – озы, 10 – ложбины стока, 11 – дельты и конуса выноса, 12 – моренные гряды напорные, 13 – моренные гряды невыясненного генезиса, 14 – гляциодидапир, 15 – мелкохолмистый и холмисто-грядовый рельефы, 16 – друмлины, 17 – роген морены; 18 – разлом Карпинского; 19 – положение изученного разреза Ура-1, обсуждаемого в тексте.

использованы для распознавания триггерных механизмов; обсудить преобладающие механизмы, инициирующие процесс деформирования и их предполагаемую связь с сейсмичностью. Одним из важных аспектов исследования являлось определение возраста возникновения деформационных структур, а следовательно, и сейсмических событий.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Район исследований расположен на северо-западе Мурманской области (в 30 км к северо-западу от г. Мурманска), в 7 км южнее поселка Ура-губа. Интенсивная расчлененность поверхности суши линейными депрессиями, наклонными и открытыми в сторону Баренцева моря, в сочетании с сеймотектонической активностью разломов благоприятствовали накоплению здесь

представительных толщ четвертичных осадков. Осадки аккумуляровались в морских заливах, занятых в настоящее время крупными долинами рек, благодаря привносу потоками талых вод больших масс обломочного материала [Евзеров, 2016].

Согласно результатам геологических съемок четвертичных отложений, в долине р. Ура так же, как и в других заливах и фиордах Баренцева моря, накапливались морские, флювиогляциальные, аллювиальные и торфяные отложения [Карта четвертичных..., 1989] (см. рис. 1). По данным М. Лавровой [1960], В. Евзерова и Б. Кошечкина [1980], позднеледниковые морские отложения (ленточные глины, алевроиты и пески) подстилаются мореной или флювиогляциальными отложениями, реже залегают на кристаллических породах фундамента. Глинисто-песчаные залежи нередко перекрыты песками неясного генезиса, мощностью более 10–12 м, а ближе к устью р. Ура и самом заливе Ура-Губа – голоценовыми морскими отложениями (песками, галечниками) или торфяниками.

Образование глин и песков относят к верхнему звену неоплейстоцена – началу голоцена [Лаврова, 1960; Евзеров, 2016], однако инструментальные датировки этих отложений отсутствуют. Палеонтологическая информация также невелика. Согласно анализу редко встречающихся единичных микрофоссилий, образование осадков происходило в суровых полярных условиях [Гудина, Евзеров, 1973]. Нижние горизонты практически лишены органических остатков. При движении вверх по разрезу в этих отложениях встречаются редкие остатки пресноводных, пресноводно-соленатоводных, и, реже, чисто морских форм диатомовых [Лаврова, 1960; Каган, 2012; Гудина, Евзеров, 1973]. В верхних горизонтах неяснослоистых глин иногда встречаются раковины *Portlandia arctica Gray*, которая, как известно, способна выносить значительное опреснение морской воды. Появление моллюска *Portlandia* указывает на переход к морским условиям осадконакопления.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Методологический подход базировался на детальном литостратиграфическом анализе разреза. Во время полевых работ было проведено послойное описание и выполнен отбор образцов. Литологический анализ включал выделение и проследивание в латеральном направлении пачек и слоев, которые характеризуются специфическими седиментационными признаками, отражающими

конкретные условия осадконакопления [Страхов, 1962; Voggs, 1995]. Текстурные и структурные характеристики отложений были описаны с использованием литофациального подхода, изложенного в монографиях Л. Ботвинкиной [1965], А. Полякова [2001], Р. Градзинского и др. [1980]. Мы использовали коды литофаций, представленные в работе [Farrell et al., 2012] с дополнениями.

Детальному рассмотрению подлежали следующие характеристики: текстура и структура, включая размер зерен, их окатанность и сортировку; мощность слоев и регулярность, цикличность в напластовании; типы микрослоистости и микроструктуры. Изменялись следующие параметры деформаций: размеры и геометрические характеристики (толщина и длина, симметрия, форма); степень проникновения и изоляции; контакты на подошве и кровле пласта; вещественный состав вмещающего слоя. Основное внимание уделялось морфологии деформационных структур, признакам перерывов в осадконакоплении, рассмотрению возможных механизмов их образования, выделению сейсмогенных признаков с использованием критериев выделения сейсмиков [McCalpin, 2009; Owen, Moretti, 2011].

Датирование осадков проводилось с помощью метода оптически-стимулированной люминесценции (ОСЛ) в лаборатории ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). С помощью непрозрачных металлических трубок длиной 25 см, защищающих образец от воздействия солнечных лучей, было отобрано два образца песка. Датирование проводилось по зернам кварца с использованием протоколов SAR (Single Aliquot Regeneration) и POSL SAR (pulsed optical stimulated luminescence). Глинистая фракция легкоплавких глин, изученная рентгеновским методом, а также минеральный состав отложений для определения источников сноса обломочного материала во время формирования осадков, установленные предыдущими исследованиями, также учитывались.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Литологическая характеристика разреза

Обнажение Ура-1 (N 69°13'51.9", E 32°43'44.7") расположено на правом берегу р. Ура, в борту аккумулятивной террасы высотой 25 м над уровнем моря (н.у.м.). В излучине реки под почвенно-растительным слоем обнажается толща глин с прослоями песков и супесей. Общая вскрытая мощность разреза составляет 13.5 м. В нижней части обнажения развиты оползни. По литологическим

признакам в разрезе выделяются три толщи (VI, VII, VIII) (рис. 2).

Толща VI, мощностью 3 м, представлена ленточными серо-голубыми глинами с прослоями супеси, мелкозернистого песка и алевролита. Осадки характеризуются ритмично-слоистой текстурой с неотчетливыми границами ритмов. Толщина ритмов варьирует от 3–7 до 15–25 см. Каждый ритм состоит из светло-серого алевролитистого песка в нижней его части и серо-голубой глины вверху. “Ленты” характеризуются прямой градиционной слоистостью или содержат гранулометрически однородные слойки. Количество крупных частиц (песок, алевролит) увеличивается к подошве толщи. Граница между VI и VII толщами отчетливая, субгоризонтальная.

Толща VII, мощностью 2.5 м, состоит преимущественно из слоистых песчаных отложений: мелко- и тонкозернистых песков с маломощными прослоями алевролитов, суглинков и глин. Эти осадки интенсивно деформированы (рис. 3). Граница между песками толщи VII и глинами толщи VIII неровная, пологоволнистая. Из толщи VII были отобраны пробы на оптико-люминесцентный анализ (ОСЛ), который показал, что эти пески отлагались в период (34 ± 2) – (35 ± 2) тыс. лет назад (табл. 1).

Толща VIII, мощностью 8 м, представлена серо-зелеными глинами, как однородными, так и неотчетливо слоистыми. Глины характеризуются неравномерным распределением алевроитовых частиц и раковистым изломом. Встречаются также прослойки мелкозернистого песка в глинах.

Глины в выходах по р. Ура характеризуются неоднородной гранулометрической размерностью и высоким содержанием песчаной фракции: помимо глинистых частиц 0.001–0.02 мм, имеются крупные, размером 0.6–1 мм [Евзеров, 1988]. Показатель пластичности глин колеблется от 3.5 до 12.8, т.е. глины относятся к средне- и умеренно-пластичным. Минеральный состав глинистой фракции представлен преимущественно гидрослюдой, а также вермикулитом. В качестве примесей встречаются хлорит, амфибол, полевые шпаты и кварц.

Наибольший интерес представляют деформации толщи VII, которые не могли образоваться в результате нормального осадконакопления. По характеру деформаций, степени дислоцированности и механизму перемещения осадочного материала, выделяются 5 слоев (SSDS-1–SSDS-5), мощностью от 5 до 38–40 см, разделенных ненарушенными отложениями (см. рис. 3).

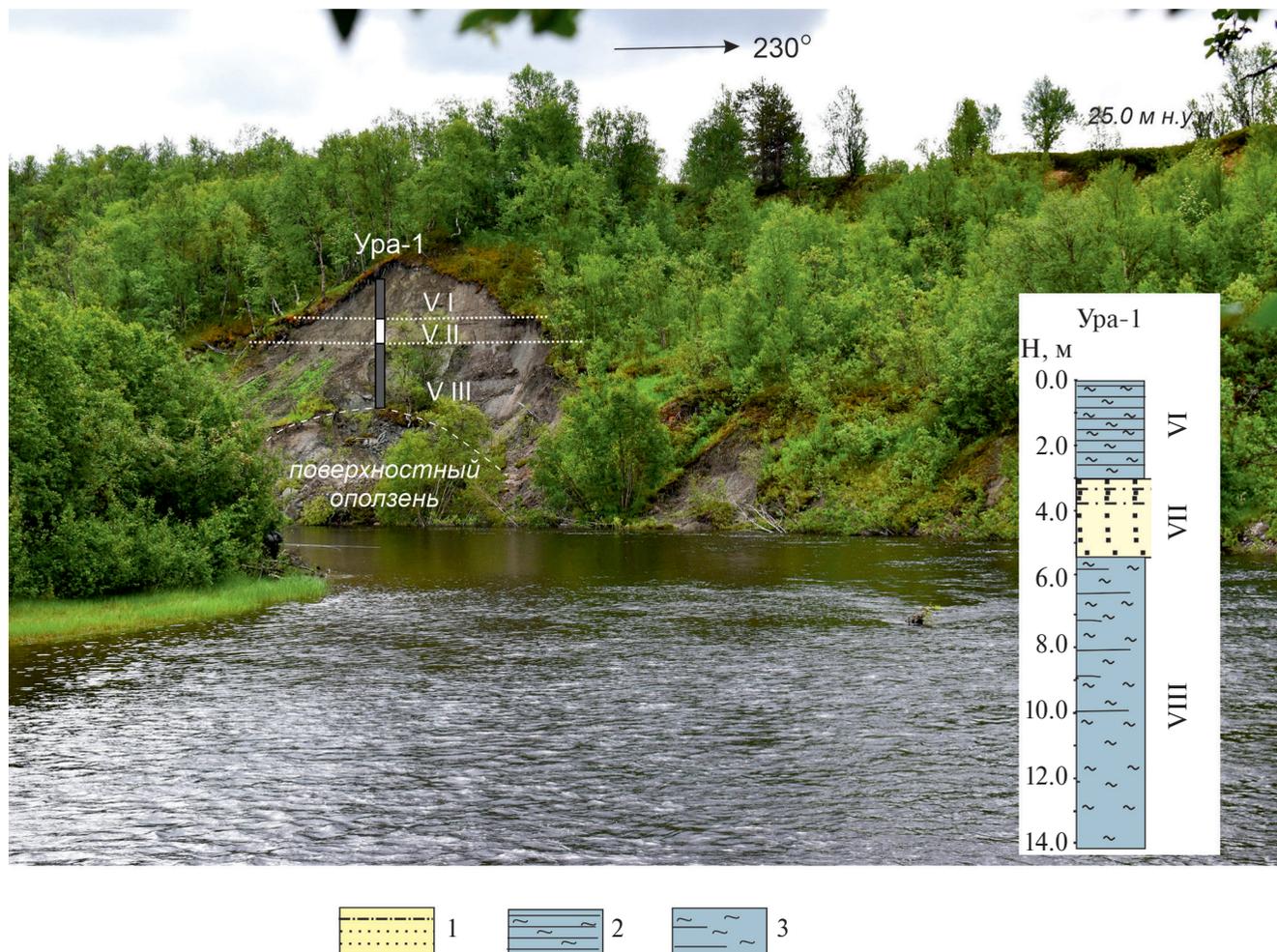


Рис. 2. Общий вид обнажения на правом берегу р. Ура и литологическая колонка с тремя осадочными толщами VI, VII и VIII (справа).

1 – пески, алевриты, супеси, 2 – глины ленточные, 3 – глины однородные, неотчетливо слоистые.

Таблица 1. Результаты ОСЛ датирования образцов по кварцу

Лаб. №	Влажность, %	Фракция, мкм	Глубина, м	Активность радионуклидов, Бк/кг				Мощность дозы, Гр/тыс. лет	Палеодоза, Гр SAR OSL	Возраст, тыс. лет
				²³⁸ U	²²⁶ Ra	²³² Th	⁴⁰ K			
1/RGI-1074	37	180–250	3.5–3.6	15 ± 3	13.8 ± 0.3	24.2 ± 0.4	481 ± 23	1.69 ± 0.06	60 ± 3	35 ± 2
2/RGI-1075	29	180–250	4.7–4.8	12 ± 2	12.9 ± 0.3	22.0 ± 0.4	451 ± 22	1.66 ± 0.06	57 ± 4	34 ± 3

Примечание. Значения удельных активностей радионуклидов, палеодозы, мощности дозы и возраста приведены со стандартной погрешностью измерения (1σ). Значения влажности принимались за 100% от водонасыщения образца.

Примечательно, что слои залегают субгоризонтально, наклона поверхности не наблюдается.

Типы и морфология деформаций в SSDS слоях

Слой SSDS-1 (см. рис. 3, рис. 4а), мощностью 14 см, прослежен на 100 м в пределах обнажения. Верхняя граница слоя с толщей VI – четкая,

горизонтальная, а нижняя, с подстилающими песками – постепенная. “Закручивание” слоев песка и суглинка в лежачие складки (рулоны) размерами 15 × 8 см по их горизонтальной оси, узкие пережатые в крыльях вертикальные складки высотой 8–10 см и шириной 2.5–3 см, изменение направления слойков с горизонтального на субвертикальное и частичная разорванность

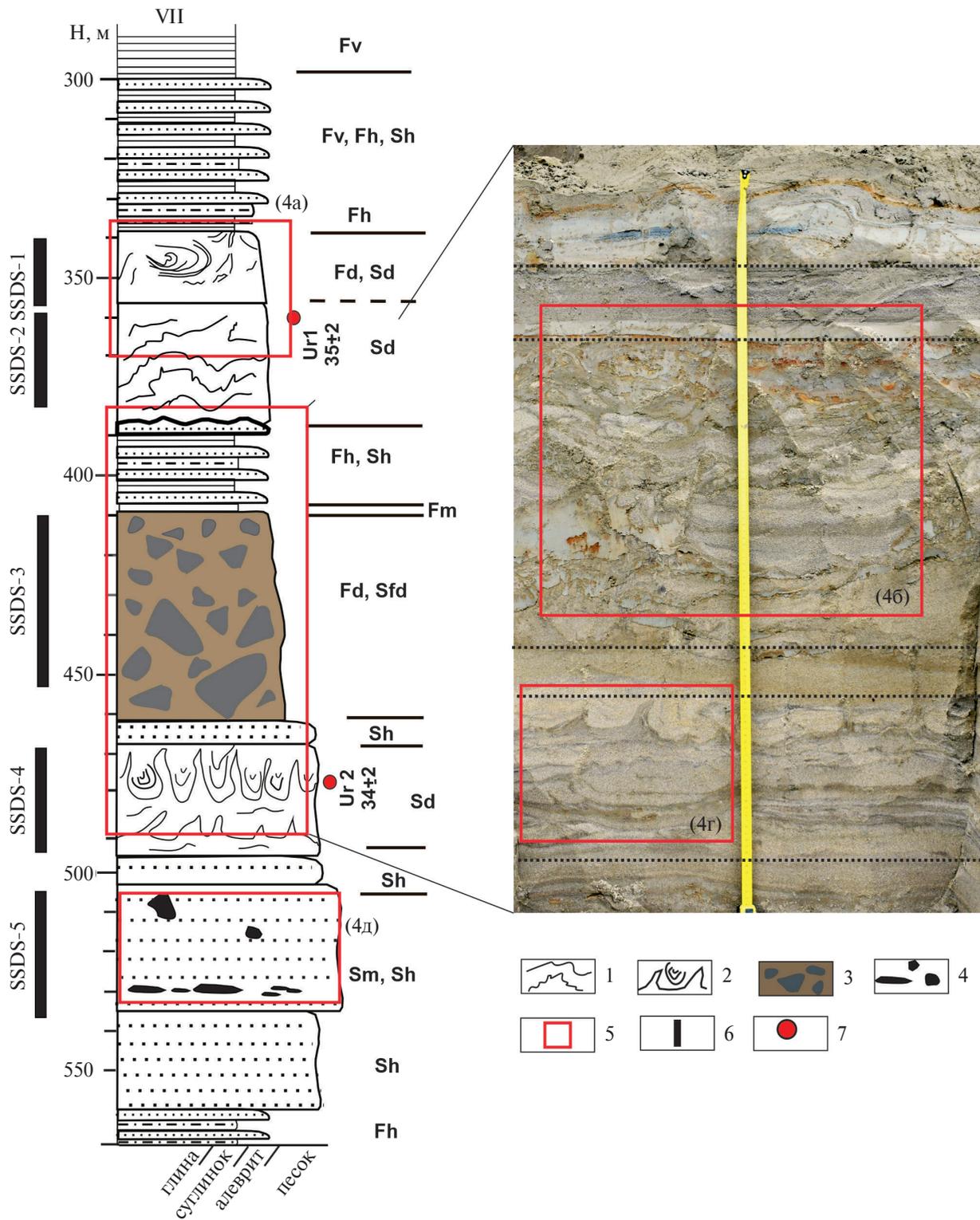


Рис. 3. Литология осадков толщи VII с циклическим проявлением деформированных слоев SSDS-1–SSDS-5.

1–4 – деформации: 1 – складчатые структуры, 2 – структуры типа “пламя” и отпечатки нагрузки, 3 – осадочная брекчия, 4 – изолированные обломки глин в песке; 5–7 – символы: 5 – фото рисунка в тексте и его номер, 6 – слой с SSDS, 7 – ОСЛ даты в тыс. лет.

Литофации: Fv – ленточные глины, Fm – массивные глины, Fh – алевроиты с глинами слоистые, Fd – алевроиты, супеси и глины деформированные, Sm – пески однородные мелкозернистые, Sh – пески слоистые, тонко- и мелкозернистые, Sd – пески тонкозернистые деформированные, Sfd – пески алевроитистые и алевроиты деформированные.

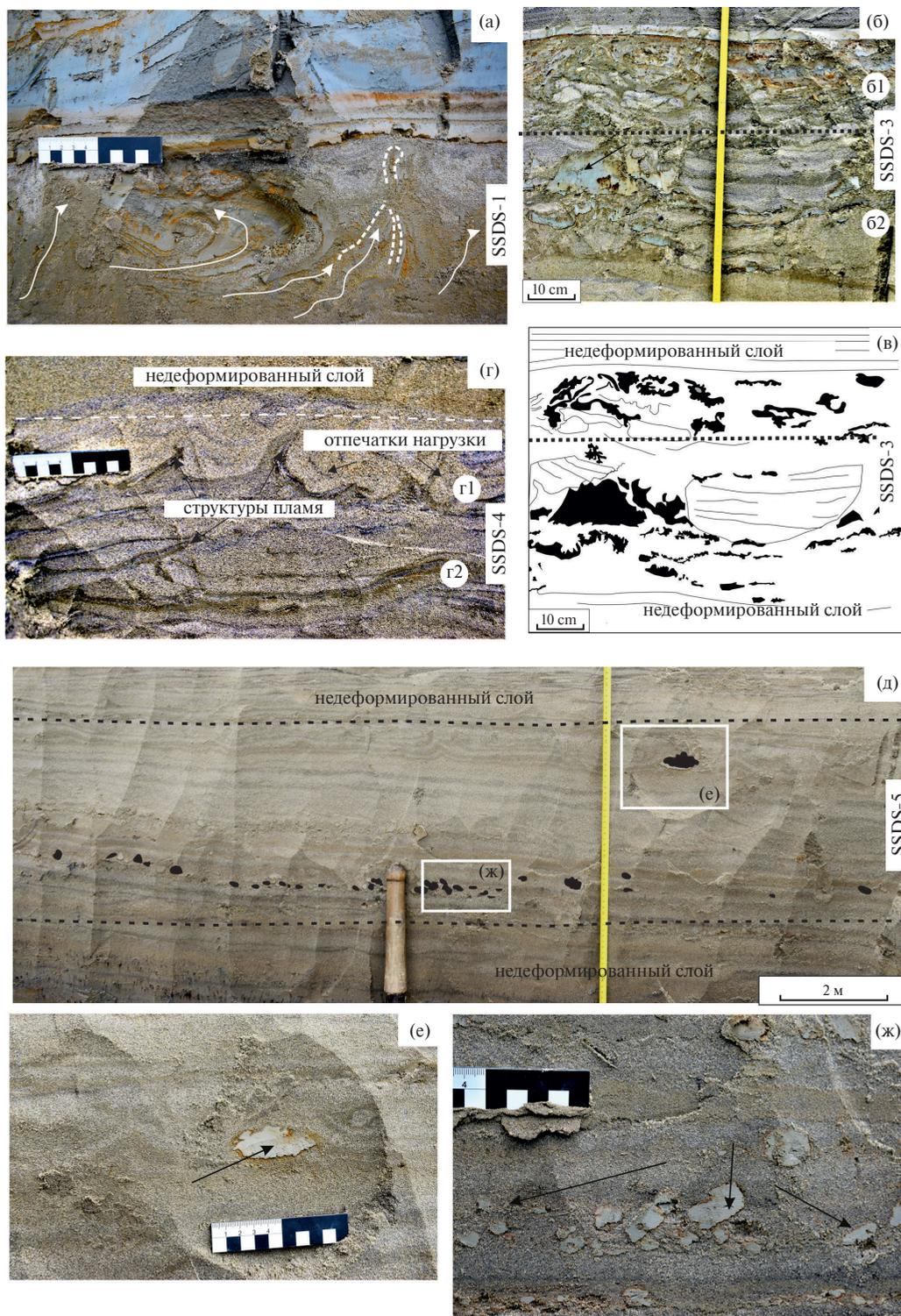


Рис. 4. Примеры деформаций в SSDS слоях.

а – складки в слое SSDS-1, образованные в результате массового перемещения материала и начального разжижения. Стрелками показано направление потоков; б, в – осадочная брекчия слоя SSDS-3 (б – фото, в – интерпретация). В верхнем подслое (б1) присутствуют более мелкие фрагменты глин и песков, чем в нижнем подслое (б2); г – структура типа “пламя” и отпечатки нагрузки в слое SSDS-4, образовавшиеся в результате различной плотности материала и явлений разжижения. Можно видеть развитие двух уровней деформаций: в подслое г2 структуры более изогнуты и наклонены, чем в верхнем подслое г1; д – отложения обломочного потока в SSDS-4; е – фрагмент глины, “плавающий” в матрице песка (показан стрелкой); ж – обломки и фрагменты глин, распределенные линейно вдоль слоя песка (показаны стрелками).

слоёв (седиментационный будинаж) наиболее интенсивно выражены ближе к кровле слоя (см. рис. 4а).

Слой SSDS-2 (см. рис. 3, 4а), мощностью 24 см, сложен серыми и желтыми слоистыми мелкозернистыми песками. Слой прослеживается по простираению на расстояние 100 м. В этом слое первоначальная горизонтальная слоистость нарушена. Деформации представлены складками шириной 20–25 см с гофрировкой крыльев слоёв, а также в отдельных местах “размытой” слоистостью. Подошва слоя неровная, волнообразная.

Слой SSDS-3 (см. рис. 3, 4б, 4в), мощностью 49 см, прослеживается по латерали на всю ширину обнажения (100–150 м), а также встречается в других обнажениях вдоль р. Ура на расстоянии более 0.5 км. Слой состоит из мелко- и тонкозернистых песков с прослоями глин. Границы с подстилающими песками и перекрывающими глинисто-песчаными осадками отчетливые, субгоризонтальные.

Деформации SSDS-3 резко отличаются от слоев SSDS-1 и SSDS-2. Хаотично перемешанные, будинированные фрагменты слоёв глин и песков и обломки разного размера и формы образуют осадочную брекчию (см. рис. 4б, 4в). Брекчиевый слой является сдвоенным: более мелкие фрагменты, размерами 2–4 см, развиты ближе к кровле слоя, с глубиной фрагменты глин становятся более крупными, размерами 9 × 25 см. Отдельные обломки отличаются от первоначальной матрицы, что заметно по их внутренней волнистой слоистости, по цветной рыжей окантовке, образованной в результате осаждения гидроксидов железа. В нижней части слоя имеются наклонные и перевернутые крупные фрагменты песчаных слоёв с частично сохранившейся в них первоначальной слоистостью (см. рис. 4в). Поскольку характеристики брекчий в нижней и верхней частях слоя SSDS-3 идентичны (за исключением меньшего размера обломков в верхнем слое), можно предположить, что оба подслоя имеют один и тот же источник.

Слой SSDS-4 (см. рис. 3, 4г), толщиной 25 см, состоит из слоистых тонко- мелкозернистых песков серых и светло-серых. Верхняя и нижняя границы слоя ровные, субгоризонтальные, устанавливаются по изменению окраски песков. Структуры типа “пламя”, инъекции и генетически связанные с ними отпечатки нагрузки образуют два уровня (см. рис. 4г).

Структуры типа “пламя” шириной 0.5–1.7 см и высотой 5–9 см занимают вертикальное

положение, иногда с наклонными вершинками. Более изогнутыми и сильнее наклоненными являются пламеневидные структуры нижнего уровня.

Отпечатки нагрузки имеют ширину 8–12 см в поперечном сечении. Этот прослой прослеживается по всей ширине обнажения, а также встречен в других изученных разрезах, один из которых расположен в 3 км к северу–северо-востоку от исследуемого разреза [Николаева, 2006, 2009].

Слой SSDS-5 (см. рис. 3, 4д), мощностью 40 см, состоит из мелкозернистых песков, в которых содержатся включения единичных изолированных фрагментов глин. Эти фрагменты диаметром от 0.8 до 6–8 см с закругленными краями, иногда встречаются глинистые фрагменты с острыми краями, которые “плавают” в песчаном матриксе (см. рис. 4е). В ряде случаев обломки плоские и линейно распределены ближе к кровле слоя (см. рис. 4ж).

Исследуемые осадки аккумуляровались в узкой линейной депрессии, занятой опресненным морским заливом. Об этом свидетельствуют единичные находки диатомей сублиторальных видов и фрагментов диатомей океанических и неритовых видов в аналогичных разрезах на других участках побережья Баренцева моря [Гудина, Евзеров, 1973; Каган, 2012]. Литология глинистых толщ VI и VIII указывает на то, что они были образованы в основном гравитационными потоками. Ленточная слоистость осадков в этих толщах свидетельствует о том, что при осадконакоплении поступление обломочного материала происходило в основном из периодически функционировавших мутьевых потоков, а суглинки и глины отлагались из суспензий [Колька, 2004]. Для развития этих гравитационных потоков должна была существовать площадка, расположенная на более высоких отметках рельефа. Для ситуации в районе р. Ура такой стартовой площадкой могла быть флювиогляциальная дельта, отложения которой развиты в районе исследования (см. рис. 1). Парагенетическая связь флювиогляциальных дельт с морскими отложениями (а также озерно-ледниковыми) установлена для многих районов как Кольского региона, так и других территорий [Евзеров, 2007]. Модель формирования представлена на рис. 5.

В образовании песчаной толщи VII принимали участие как обломочные потоки, так и явления разжижения. До того, как осадки подверглись деформации, которая привела к нарушению залегания внутри этих слоев, пески и алевроиты

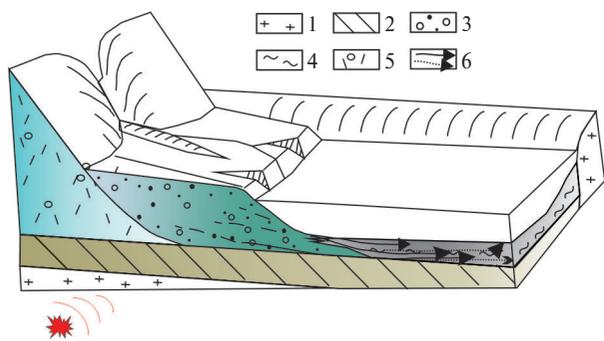


Рис. 5. Схема формирования флювиогляциальной дельты и позднеледниковых морских отложений (по [Евзеров, 1988]) и сценарий развития гравитационных потоков и сейсмиков.

1 – кристаллические породы, 2 – морена, 3 – флювиогляциальная дельта, 4 – морские глины и пески, 5 – лед, 6 – направление гравитационных потоков.

имели горизонтальную слоистость. Триггером для возникновения подобных деформаций, наряду с литологическими факторами, могли быть

сейсмические толчки. Рассмотрим основные возможные механизмы формирования слоев SSDS.

Механизмы образования SSDS

Слой SSDS-1, SSDS-2 (табл. 2). Складчатые деформации SSDS-1 и SSDS-2 вероятнее всего были образованы в результате двух процессов. Один из них это массовое перемещение материала (оползень или обломочный поток) [Градзинский и др., 1960]. Другой процесс, который был также ответственен за образование складчатости – разжиженные потоки, часто возникающие при сейсмическом воздействии на неконсолидированные осадки. Согласно работам [Hempton, Dewey, 1983; Montenat et al., 2007], лежащие или опрокинутые складки, встречающиеся в слоистых озерных или морских толщах в виде сейсмооползней или гомогенитов, достаточно часто образуются в результате сейсмогенного разжижения поверхностных отложений. Появление направленных вверх слоек и вертикальных складок также указывает на тесную связь с разжижением и неровностями на границе раздела вода–осадок,

Таблица 2. Особенности и происхождение SSDS

№ слоя	Характеристика SSDS			Основные процессы и механизмы и вероятность сейсмического триггера*
	Тип деформаций	Литология осадков	Морфология	
1	Складчатые структуры + начальный будинаж (лежащие складки, узкие вертикальные складки, фрагменты распавшихся пластинок)	Пески тонкозернистые, алевроиты, супеси, деформированные	Складки вертикальные 6 × 10 по вертикальной оси, см, складки лежащие 15 см по горизонтальной оси	Сдвиговые напряжения в результате обломочного потока, разжижение +
2	Складки, изгибы слоев, гофрировка крыльев	Пески тонкозернистые, деформированные	Складки до 20–25 см в размахе крыльев и в высоту до 8–10 см	
3	Осадочная брекчия (хаотичные обломки песков и глин, фрагменты разорванных слоев)	Пески тонкозернистые до мелкозернистых, глины	Фрагменты: от 2–4 см до 9–15 см	Обломочный поток, ликвифакция, высокая скорость седиментации ++
4	Структуры типа “пламя”, отпечатки нагрузки, инъекции	Пески тонкозернистые, алевроиты, супеси, деформированные	Структуры типа “пламя” 5–9 см, шириной 0.5–1.7 см; отпечатки нагрузки шириной 6–8 см, высотой 9–12 см	Неравномерная нагрузка, разжижение, высокая скорость седиментации ++
5	Изолированные обломки глин в песчаной матрице, обломки глин, линейно вытянутые вдоль кровли слоя	Пески мелкозернистые, однородные	Обломки 0.4–1.1 см, реже 6–8 см	Обломочный поток 0

Примечание. * – триггер: ++ – наиболее вероятно, + – вероятно, 0 – маловероятно.

которые нередко развиваются в результате сейсмического воздействия [Owen, 2003].

Литологические признаки указывают на пост-седиментационное разжижение: первоначально сформированная слоистость SSDS-1 и SSDS-2 была искажена и нарушена. Поэтому нельзя полностью исключить сейсмическое встряхивание, как при начальном формировании обломочного потока, так и при последующем разжижении слоя. Это может быть связано с повторяющимися фазами деформации при таких событиях, как сейсмические толчки и афтершоки [Van Loon et al., 2016].

Слой SSDS-3 (см. табл. 2). Механизм образования SSDS-3 можно представить следующим образом (рис. 6а). Обломочный поток изначально содержал мелкозернистый (пылеватый) материал. Продвигаясь по пути вниз по склону, этот поток имел достаточную способность эродировать части слоистых отложений состоящих из песков и глин на краевом (маргинальном) склоне бассейна. Мы предполагаем, что склон флювиогляциальной дельты мог быть такой стартовой площадкой для этих гравитационных потоков (см. рис. 5). В случае сейсмического шока были запущены процессы, разрушившие частично

консолидированный слой таким образом, что первоначальное расслоение частично исчезло при разжижении [Rodriguez-Pascua et al., 2000; Gruszka, Van Loon, 2007]. При этом “новообразованный” слой представлен фрагментами и обломками неправильной формы, в которых могут быть видны первоначальные слоистые текстуры (см. рис. 4в). То есть, осадочная брекчия SSDS-3 была образована в результате обломочного потока и достаточно сильного сейсмического встряхивания, которое и разрушило первоначальную слоистость суглинков и песков и образовало брекчированную текстуру этого слоя, уже после того, как осадки были уже отложены.

Слой SSDS-4 (см. табл. 2). Структуры типа “пламя” и отпечатки нагрузки слоя SSDS-4 могли возникнуть в результате различной нагрузки и плотности материала в двухслойных системах и вертикальным проникновением воды через неплотные отложения [Градзинский, 1980]. Особенность SSDS-4 заключается в том, что деформированный слой заключен между недеформированными осадками со схожим гранулометрическим составом (см. рис. 2). Как показали наши предыдущие исследования, деформации,

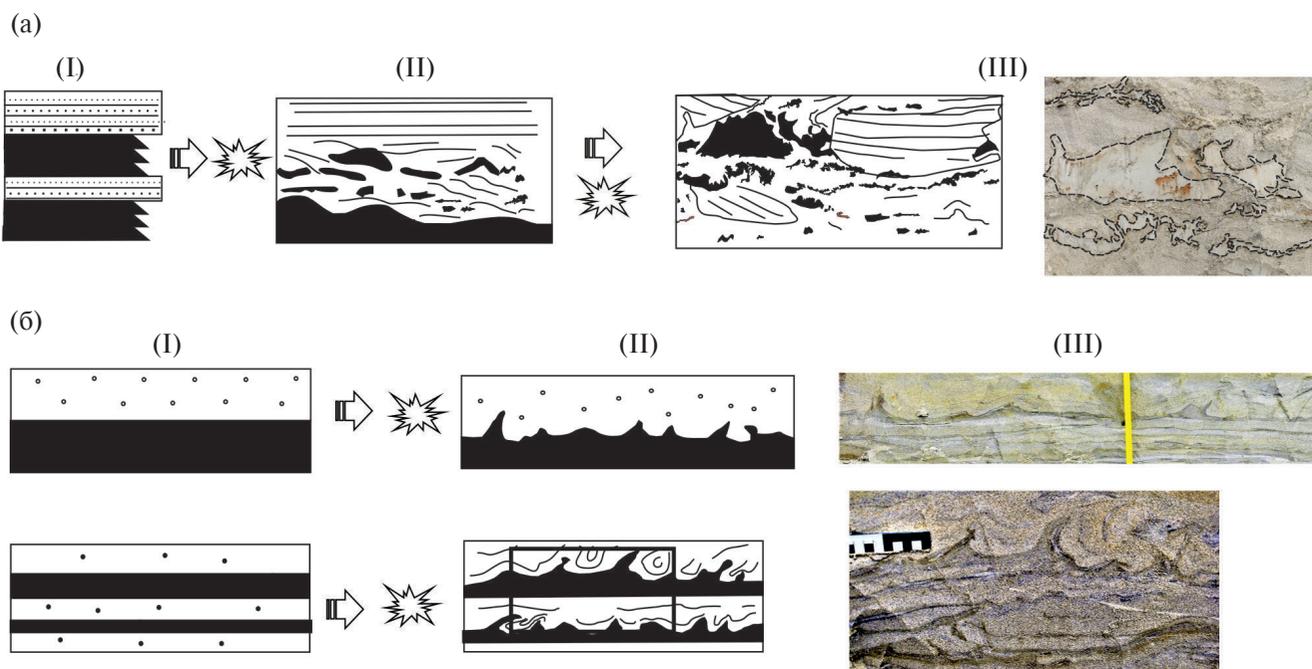


Рис. 6. Стадии развития деформационных процессов в слоях SSDS-3 (а) и SSDS-4 (б) обнажения Ура-1. а – стадия (I) – первичная седиментация, турбидитные и обломочные потоки, стадия (II) – ликвификация, возможно начальное оползание и будинаж, стадия (III) – повторное брекчирование и ликвификация (пример полевого наблюдения, финальная стадия литификации); б – стадия (I) – первичная стратиграфия, двухслойная система, стадия (II) – различная плотность и начальная ликвификация, стадия (III) – пример полевого наблюдения, финальная стадия литификации.

морфологически сходные с отпечатками нагрузки, не всегда образуются в системах с инверсией плотностей. Нередко можно встретить структуры “пламя” и отпечатки нагрузки в системах алевриты–тонкозернистые пески на мелкозернистых песках или глины на песках [Николаева, 2009]. Тем не менее, различие в плотности осадков может быть вызвано не только разным литологическим характером отдельных слоев, а также в случае, когда материал однороден по минеральному составу и зернистости, но имеет разную степень упаковки зерен. Неравномерная нагрузка часто является следствием сейсмогенного разжижения песков [Owen, 2003; Woźniak et al., 2021]. Триггером этого процесса является механический импульс (например, блоковые подвижки, реактивация разломных зон, толчки от землетрясений), вызывающий сотрясение осадка. Сейсмически индуцированные ударные волны, ответственные за развитие SSDS в водонасыщенных рыхлых отложениях, представляют собой S-волны, которые приводят к чередованию давления и напряжения в отложениях, таким образом, позволяя материалу погружаться в нижележащий слой, даже если практически не существует разницы в плотности.

В SSDS-4 структуры типа “пламя” образуют два уровня (см. рис. 4г). На нижнем уровне структуры более наклонены и близки к горизонтальному положению. Это указывает на то, что процесс нагружения продолжился (или начался снова) после того, как сформировались верхний уровень деформаций. Механизм образования этих деформаций показан на рис. 6б.

Слой SSDS-5 (см. табл. 2). Деформации SSDS-5 представляют собой отложения обломочных потоков, основными диагностическими признаками которых являются концентрация обломков вблизи кровли слоев, плоскостная ориентировка обломков, обратная градация, детритовый матрикс [Middleton, Hampton, 1973; Поляков, 2001]. Все устанавливаемые в разрезах признаки пригодны только для расшифровки финальных стадий отложения [Shanmugam et al., 1996]. В Кольском регионе отложения обломочных потоков обнаружены под осадками флювиогляциальных дельт в глубоких Урагубском и Сайдагубском карьерах Кольского залива Баренцева моря, а также в озерно-ледниковых и ледниково-морских осадках на западе и юге [Евзеров, 2007].

ОБСУЖДЕНИЕ

Деформационные структуры нередко возникают в водонасыщенных мелкозернистых

отложениях в результате различных процессов. Наиболее часто образование деформаций в областях, прежде покрывавшихся оледенениями, авторы связывают с процессами гляциотектоники. Изучение гляциодислокаций на северо-западе России, и в Кольском регионе в том числе, показало, что гляциодинамические дислокации (иногда с сочетанием структур разных типов) встречаются в зонах краевых ледниковых образований [Евзеров, 2015; Вашков и др., 2019]. Гляциостатические дислокации распространены преимущественно между краевыми образованиями и проявляются на участках распространения алеврито-глинистых озерно-ледниковых осадков. Дислокации, связанные с вытаиванием мертвого льда, приурочены обычно к флювиогляциальным аккумуляциям камов и озов. Согласно Ю.А. Лаврушину [2023], при формировании деформационных структур значимую роль играют гляциодинамические и гляциокинематические напряжения, способствующие возникновению в подморенных четвертичных отложениях различных типов грунтовых потоков. Помимо гляциотектоники, деформации могут быть образованы седиментологическими и криотубационными процессами, возникать в результате волновой деятельности, айсбергов, вследствие разжижения грунтов, вызванного сейсмическими волнами и вибрацией. Как видим, определение генезиса деформаций становится очень важным вопросом, учитывая такое разнообразие процессов. Поэтому для определения происхождения деформаций необходимо изучение не только текстурных и структурных особенностей осадков, но и геолого-тектонического аспекта, региональной стратиграфии и палеогеографических условий.

Главный вопрос дискуссии заключается в следующем: можно ли отличить сейсмически созданные конструкции SSDS от не сейсмических? Другой важный вопрос, каков возраст этих деформаций и является ли повышенная сейсмическая активность следствием исключительно нагрузки и разгрузки земной коры, вызванной наступающими и отступающими массами покровного льда.

Согласно многочисленным палеосейсмологическим исследованиям в Северной Европе, пик высокой магнитуды и частоты древних землетрясений произошел в позднеледниковье и раннем голоцене (13000–9000 календарных лет назад) после отступления последнего Валдайского оледенения. Большинство ученых связывают это с гляциоизостатическим эффектом, играющим важную роль в формировании послеледниковой сейсмической активности [Stewart et al., 2000;

Mörner, 2003; Brandes et al., 2015; Sutinen et al., 2018; Olesen et al., 2013]. В последние годы для объяснения возникновения землетрясений также привлекаются механизмы реактивации разломов на фронте наступающего ледника [Brandes et al., 2018; Pisarska-Jamroży et al., 2018].

Критерии выделения сейсмогенных деформаций

Чтобы идентифицировать следы палеоземлетрясений в рыхлых отложениях, международная группа ученых на основании полевых наблюдений и экспериментальных данных разработала критерии, по которым можно было бы отличать сейсмичиты [Seilacher, 1969; Moretti, Sabato, 2007; Montenat et al., 2007; Owen, Moretti, 2011; Moretti, van Loon, 2014; Sammartini et al., 2021]. Наиболее распространенными критериями являются: 1) значительная латеральная протяженность слоев SSDS; 2) вертикальное повторение SSDS слоев; 3) стратиграфическая позиция между ненарушенными слоями; 4) четкая связь с разломами как потенциальными триггерами; 5) наблюдаемые деформации должны согласоваться с теми, которые имеют известное сейсмическое происхождение; 6) исключение возможности образования деформаций вследствие других процессов.

Мы рассмотрим слои SSDS в следующих подразделах в контексте упомянутых выше критериев.

Критерий 1. Слои с SSDS протягиваются непрерывно в пределах ограниченного слоя вдоль всего обнажения на расстояние до 150 м по латерали. Важным является и то, что деформационные слои, аналогичные SSDS-1, SSDS-4 и SSDS-5, обнаружены еще в нескольких обнажениях, изученных нами вдоль р. Ура и расположенных на расстоянии 1–5 км друг от друга [Николаева, 2009].

Критерии 2 и 3 также соблюдаются: в разрезе Ура-1 слои SSDS расположены вертикально и разделены ненарушенными отложениями (см. рис. 2). Цикличность проявления деформированных горизонтов в одном разрезе указывает на повторяемость предполагаемых сейсмических событий, а их близкое друг к другу положение, возможно, связано с афтершоками, часто сопровождающими каждое сильное землетрясение.

Критерий 4. Близость исследуемых SSDS к крупной структуре активного разлома Карпинского, разграничивающего континент и море, а также эпицентры современных и исторических землетрясений усиливает вероятность сейсмического триггера для формирования

сейсмогравитационных потоков в долине реки Ура. Эпицентры слабых современных землетрясений с магнитудой $M \leq 3$ регистрируются вдоль линии Карпинского [Годзиковская и др., 2010]. Один из палеосейсмических очагов с интенсивностью сотрясений $\geq VIII$ баллов приурочен к району Кольского залива и району г. Мурманска [Nikolaeva et al., 2021].

Критерий 5. Аналогичные структуры, вызванные явлениями разжижения, в том числе и процессы инициирования мутьевых потоков и оползней землетрясениями, известны как в сейсмически активных областях, так и в регионах с умеренной сейсмичностью. Явления разжижения песков, текстуры нагрузки и структуры типа “пламя”, более отчетливо выраженные в SSDS-5 разреза Ура-1, очень часто наблюдались в эпицентральных зонах исторических и современных землетрясений, например [Tuttle et al., 2019]. Гомогениты, псевдонодули и складчатые структуры описаны для рыхлых осадков континентальной окраины впадины Каскадия (США), в Чили, Средиземноморье, северной и южной Италии [Montenat et al., 2007; Moretti, Sabato, 2007; McCalpin, 2009]. Брекчиевые слои, аналогичные слою SSDS-3 в Уре-1, были описаны в озерно-ледниковых отложениях на западе Польши [Pisarska-Jamroży et al., 2019a], а также в осадочных отложениях активной грабенообразной структуры в центральной Польше [Gruszka, Zielinski, 1966; Gruszka, Van Loon, 2007]. Авторы рассматривают их как отложения гравитационных потоков, обусловленных сейсмическими процессами. В Латвии и Литве структуры типа “пламя” и отпечатки нагрузки относят к следам позднеплейстоценовых землетрясений [Pisarska-Jamroży et al., 2019b; Woźniak et al., 2021].

Критерий 6. Деформации в слоях SSDS-1–SSDS-4 указывают на явное постседиментационное разжижение и флюидизацию осадков, при отсутствии признаков гляциотектоники и криотурбационных процессов. SSDS находятся в литологическом “сэндвиче”, заключены в ненарушенных слоях осадков, что делает маловероятными перигляциальные процессы или гляциотектонику как прямые причины этих деформационных структур. Морфология структур и подводная среда накопления осадков разреза Ура-1 исключает криопроцессы. Кроме того, в литологии осадков отсутствуют какие-либо признаки волновой или штормовой деятельности. Это означает, что и этот критерий интерпретации исследуемых деформированных слоев как сейсмичитов выполняется.

Таким образом, большинство изученных деформационных текстур в разрезе Ура-1 по нескольким признакам удовлетворяет основным критериям сейсмогенных проявлений в осадочных разрезах. Можно предполагать, что существует высокая вероятность участия сейсмического триггера в образовании некоторых из деформационных слоев в изученном разрезе (см. табл. 2).

Важным является акцентировать внимание на отличиях сейсмодетформаций от гляцигенных структур, которые зачастую имеют определенное морфологическое сходство. Предварительный анализ различий гляциодислокаций и сейсмиков, разработанный на опыте их изучения в восточной части Фенноскандии, обобщен в публикации [Николаева, Вашков, 2022]. С точки зрения авторов, гляциодислокации более масштабны как по размеру структур, достигающих несколько метров — первых десятков метров, так и по площади проявления. Зачастую такие дислокации группируются на определенной площади, где они прямо выражены в современном рельефе в виде аккумулятивных гряд и холмов. В основном они встречаются в подморенных отложениях. В отличие от них, изученные нами деформационные текстуры в разрезе Ура-1 характеризуются значительно меньшими размерами (см. табл. 2), кроме того, они не перекрыты мореной. Также присутствует явная несогласованность конволютных и других форм с направлением движения ледника. Ряд деформационных структур имеет явные признаки проявления вертикально направленных гидравлических сил. Кроме того, наблюдается сочетание деформаций сжатия и растяжения в одном горизонте, что характерно для сейсмических импульсов; есть признаки внезапного (импульсного) воздействия высокого порового давления на связанный материал, залегание деформированного слоя между осадками с ненарушенной слоистостью; сопряженность с сейсмодислокациями в скальном субстрате, эпицентрными областями современных и исторических землетрясений. В дополнение к этому, аналогичные по морфологии текстуры часто возникают в грунтах и осадках в результате сильных современных и исторических землетрясений [McCalpin, 2009; Tuttle et al., 2019], а также в средне- и позднеголоценовых осадках, когда ледник полностью отсутствовал, а фактор гляциоизостазии практически перестал действовать.

Однако полностью исключать образование некоторых текстур в результате других процессов, без участия сейсмодетоники, мы не можем. Как уже упоминалось, наблюдаемые структуры

могли быть образованы в результате нескольких процессов, действовавших как одновременно, так и наложенных друг на друга. При этом ряд признаков невозможно объяснить без привлечения сейсмической составляющей при формировании осадков.

Возраст деформаций

Полученные нами возрастные оценки исследуемых осадков 34 ± 2 тыс. л. н. и 35 ± 2 тыс. л. н. — это первые даты, свидетельствующие о межледниковых отложениях среднего Валдая в северо-западном секторе Баренцевоморского побережья Кольского региона. Ранее межледниковые морские осадки МИС 3 были известны и датированы в ограниченных пунктах только на побережье Белого моря на юге и юго-востоке, а континентальные — в одном разрезе на западе региона, в районе города Ковдор [Евзеров, 2016].

Период МИС 3 был безледным практически на всей территории Европы [Svendsen et al., 2004]. По полученным новым данным, ледниковый покров в холодную МИС 4 имел ограниченное распространение [Yevzerov, Nikolaeva, 2011]. Ледник продвигался с запада и занимал западную часть Кольского региона, что удовлетворительно согласуется с палеогляциологической реконструкцией шведских исследователей [Kleman et al., 1997]. Для землетрясений с возрастом 34–35 тыс. л. н. механизмы, связанные с изменением ледниковой нагрузки, маловероятны. В нашем случае ограниченное распространение ранневалдайского оледенения и небольшая мощность его, а также значительный интервал времени между развитием этого ледникового покрова и возрастом сейсмических событий исключает гляциоизостазию в качестве основной причины землетрясений.

Последующее оледенение в МИС 2 было более масштабным, чем в МИС 4, и перекрывало весь Кольский полуостров [Svendsen et al., 2004]. Возникновение напряжений перед фронтом этого надвигающегося поздневалдайского оледенения и реактивация разломов — более вероятная причина сейсмической активности. В качестве основной сейсмогенерирующей зоны мы рассматриваем активизацию разлома Карпинского, разделяющего Балтийский щит и Баренцевоморскую плиту Западно-Арктической платформы и контрастность движений на границе крупных структурных элементов, разделяющих континент и море. Кроме того, дифференцированные блоковые движения создавали благоприятные условия для новообразования и/или активизации разломных зон и разрядки напряжений в виде многочисленных землетрясений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения текстурно-структурных характеристик в глинисто-песчаных отложениях вблизи побережья Баренцева моря в долине р. Ура (северо-запад России, Кольский регион) позволили выявить в них ряд литологических особенностей и деформационных текстур сейсмогенного происхождения. В изученной толще деформации образуют пять слоев, разделенных ненарушенными отложениями, и включают отпечатки нагрузки, структуры типа “пламя”, инъекции, осадочную брекчию и различные складки. Изучение аккумуляции осадков и механизмов перемещения материала показало, что эти деформации были образованы в результате нескольких процессов: возникновения обломочных потоков в результате сдвиговых напряжений в субаквальных обстановках, гравитационной нагрузки вышележащих отложений и ликвификации. Одним из наиболее вероятных триггерных механизмов распространения активности гравитационных потоков и явлений ликвификации был сейсмический шок. Комплекс сейсмогенных деформаций указывает на несколько эпизодов сейсмической активности на территории северо-запада России в период 34–35 тыс. л. н. В качестве основной сейсмогенерирующей зоны мы рассматриваем реактивацию крупного сбросо-сдвига Карпинского, разделяющего Балтийский щит и Баренцево-морскую плиту Западно-Арктической платформы, а также возникновение напряжений перед фронтом надвигающегося поздневалдайского оледенения МИС 2.

Впервые для четвертичных морских образований северо-запада Кольского региона по данным ОСЛ анализа определен возраст отложений, относящийся к морской изотопной стадии МИС 3 среднего Валдая, что позволит существенно уточнить палеогеографические обстановки в этом малоизученном временном интервале.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны сотрудникам ОИФЗ РАН (Москва) А.Н. Королевой, А.О. Комарову, а также студентам РГПУ им. А.И. Герцена (Санкт-Петербург) А.В. Прониной и К.А. Шихириной, аспирантке ФГБУ “ВНИИ-Океангеология” (Санкт-Петербург) Н.А. Костроминой за оказанную помощь при проведении полевых работ.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания по теме НИР ГИ КНЦ РАН г. Апатиты, № FMEZ-2024-0007.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ботвинкина Л.Н.* Методическое руководство по изучению слоистости. М.: Наука, 1965. 259 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 119)
- Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С.* Краевые ледниковые образования в бассейне р. Цага (западная часть Кольского полуострова) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2021. № 18. С. 74–78.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2021.18.013>
- Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А.* Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XXI веке. М.: Ваш полиграфический партнер, 2010. 130 с.
- Гудина В.И., Евзеров В.Я.* Стратиграфия и фораминиферы верхнего плейстоцена Кольского полуострова. Новосибирск: Наука, 1973. 145 с.
- Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р.* Седиментология / Пер. с польского. М.: Недра, 1980. 646 с.
- Евзеров В.Я.* Формирование и размещение месторождений легкоплавких глин северо-восточной части Балийского щита / Препринт научного доклада. Апатиты, 1988. 40 с.
- Евзеров В.Я.* Породные парагенезисы флювиогляциальных дельт (на примере крайнего северо-запада России) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 6. С. 563–574.
- Евзеров В.Я.* Строение и формирование внешней полосы одного из поясов краевых образований поздневалдайского ледникового покрова в Кольском регионе // Вестник Воронежского государственного университета. Серия Геология. 2015. № 4. С. 5–12.
- Евзеров В.Я.* Геология четвертичных отложений Кольского региона. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2016. 210 с.
- Евзеров В.Я., Кошечкин Б.И.* Плейстоценовая палеогеография западной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 105 с.
- Каган Л.Я.* Диатомовые водоросли Евро-Арктического региона. Аннотированная коллекция: древние и современные морские и пресноводные. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2012. 209 с.
- Карта четвертичных отложений с элементами геоморфологии Мурманской области 1989. Масштаб 1:500000 / Ред. В.Я. Евзеров. Апатиты: Архив Геологического института КНЦ РАН, 1989.
<https://doi.org/10.31241>

- Колька В.В.* Некоторые аспекты формирования ленточных глин на Северо-востоке Балтийского щита // Известия РГО. 2004. Т. 136. Вып. 5. С. 69–78.
- Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 234 с.
- Лаврушин Ю.А.* Основы современной концепции строения и формирования отложений краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2021. № 79. С. 38–70.
- Лаврушин Ю.А.* Гляциодинамическая модель постседиментационного возникновения ленточной структуры в отложениях четвертичных водных бассейнов в окрестностях Санкт-Петербурга // Бюлл. комиссии по изучению четвертичного периода. 2023. № 81. С. 39–60.
- Николаева С.Б.* Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 69–72.
- Николаева С.Б.* Сейсмичность в позднеледниковых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 7. С. 830–839.
- Николаева С.Б.* Отражение палеосейсмических событий в позднеледниковых осадках голоценовых отложениях террас озера Имандра (Кольский регион) // Геоморфология. 2021. Т. 52. № 1. С. 86–99.
<https://doi.org/10.31857/S0435428121010119>
- Николаева С.Б., Ваишков А.А.* Гляцио- и сеймотектонические структуры на восточной окраине Фенноскандинавского щита: проблемы типизации и критерии выделения // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2022. Т. 19. С. 260–265.
<https://doi.org/10.31241/FNS.2022.19.047>
- Поляков А.С.* Гранулированные среды и седиментогенез // Общая и региональная геология, геология морей и океанов, геологическое картирование. М.: Геоинформмарк, 2001. 59 с.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. Т. 1. М., 1962. 212 с.
- Толстобров Д.С., Толстоброва А.Н., Колька В.В., Корсакова О.П., Субетто Д.А.* Возможные следы голоценовых цунами в озерных отложениях в районе пос. Териберка (Кольский полуостров) // Труды Карельского научного центра РАН. 2018. № 9. С. 92–102.
<http://dx.doi.org/10.17076/lim865>
- Boggs Sam Jr.* Principles of sedimentology and stratigraphy. New Jersey, Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1995. 774 p.
- Brandes C., Winsemann J.* Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity // Int. J. Earth Sci. 2013. V. 102. P. 2255–2274.
<https://doi.org/10.1007/s00531-013-0914-4>
- Brandes C., Steffen H., Sandersen P.E., Wu P., Winsemann J.* Glacially induced faulting along the NW segment of the Sorgenfrei-Tornquist Zone, northern Denmark: Implications for neotectonics and Lateglacial fault-bound basin formation // Quat. Sci. Rev. 2018. V. 189. P. 149–168.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.036>
- Farrell K.M., Harris W.B., Mallinson D.J., Culver S.J., Riggs S.R., Pierson J., Sele-Trail J.M., Lautier J.C.* Standardizing texture and facies codes for a process-based classification of clastic sediment and rock // J. Sed. Res. 2012. V. 82. P. 364–378.
<https://doi.org/10.2110/jsr.2012.30>
- Gruszka B., Zielinski T.* Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in a tectonically active basin (Pleistocene, Central Poland) // Annales Societatis Geologorum Poloniae. 1966. V. 66. P. 59–81.
- Gruszka B., Van Loon A.J.* Pleistocene glaciolacustrine breccias of seismic origin in an active graben (Central Poland) // Sediment. Geol. 2007. V. 193. P. 93–104.
<https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2006.01.009>
- Hempton M.R., Dewey J.S.* Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, south-east Turkey // Tectonophysics. 1983. V. 98. P. 14–17.
- Kleman J., Hättstrand C., Borgström I., Stroeven A.* Fennoscandian palaeoglaciology reconstructed using a glacial inversion model // J. Glaciol. 1997. V. 43. № 144. P. 283–299.
- Kolka V., Tolstobrov D., Corner G.D., Korsakova O., Tolstobrova A., Vashkov A.* Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change on the Barents Sea coast at Teriberka, Kola Peninsula, Northwestern Russia // The Holocene. 2023. V. 33. № 9. P. 1060–1072.
<https://doi.org/10.1177/09596836231176489>
- Korsakova O.* Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // Quat. Int. 2019. V. 534. P. 42–59.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.03.007>
- McCalpin J.P.* Paleoseismology / 2nd ed. Amsterdam, London: Acad. Press, 2009. 615 p. (Intern. Ser. 95)
- Middleton G.V., Hampton M.A.* Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition // Turbidites and Deep Water Sedimentation / Eds G.V. Middleton, A.H. Bouma. Anaheim, California, SEPM, 1973. P. 38.
- Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C.* Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sediment. Geol. 2007. V. 196. P. 5–30.
- Moretti M., Sabato L.* Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant-Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading // Sediment. Geol. 2007. V. 196. P. 31–45.
- Moretti M., van Loon A.J.* Restrictions to the application of 'diagnostic' criteria for recognizing ancient seismites // Journal of Palaeogeography. 2014. V. 3. № 2. P. 62–173.
<https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2014.00050>
- Morner N.-A.* Paleoseismicity of Sweden: A Novel Paradigm. P&G-unit Stockholm: Stockholm Univ., 2003. 319 p.

- Nikolaeva S.B., Rodkin M.V., Shvarev S.V.* Late Glacial and postglacial seismicity in the Northeastern Fennoscandian Shield: tectonic position and age of paleo-earthquakes near Murmansk // *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 2021. V. 93. P. 53–72.
<https://doi.org/10.17741/bgsf/93.1.004>
- Nikolaeva S., Tolstobrov D., Ryazantsev P.* Evidence for postglacial seismicity in lacustrine records in the western Kola Peninsula north-western Russia // *The Holocene*. 2023. V. 33. № 12. P. 1441–1452.
<https://doi.org/10.1177/09596836231197738>
- Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A.* Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // *Engineering Geology*. 2005. V. 76. P. 209–234.
- Ojala A.E.K., Mattila J., Hämäläinen J., Sutinen R.* Lake Sediment Evidence of Paleoseismicity: Timing and Spatial Occurrence of Late- and Postglacial Earthquakes in Finland. // *Tectonophysics*. 2019. V. 771. P. 228–227.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.228227>
- Olesen O., Bungum H., Dehls J., Lindholm C., Pascal C., Roberts D.* Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway—mechanisms and implications / Eds L. Olsen, O. Fredin, O. Olesen // *Quaternary Geology of Norway*. Geological Survey of Norway. Special Publication 13. 2013. P. 145–174.
- Owen G.* Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow // *Sediment Mobilization*. Geological Society, London. Special Publications 216. 2003. P. 21–34.
- Owen G., Moretti M.* Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands // *Sediment. Geol.* 2011. V. 235. P. 141–147.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003>
- Polonia A., Panieri G.L., Gasperini G., Gasparotto L.G., Bellucci L., Torelli L.* Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc subduction complex (Ionian Sea) // *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2013. V. 14. P. 112–140.
<https://doi.org/10.1029/2012GC004402>
- Pisarska-Jamroży M., Woźniak P.P.* Debris flow and glacioisostatic-induced soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine fan: The southern Baltic Sea coast, Poland // *Geomorphology*. 2019. V. 326. P. 225–238.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.015>
- Pisarska-Jamroży M., Belzyt S., Börner A., Hoffmann G., Hüneke H., Kenzler M., Obst K., Rother H., Van Loon A.J.* Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea) // *Tectonophysics*. 2018. V. 745. P. 338–348.
- Pisarska-Jamroży M., (Tom) Van Loon A.J., Mleczak M., Roman M.* Enigmatic gravity-flow deposits at Ujście (western Poland), triggered by earthquakes (as evidenced by seismites) caused by Saalian glacioisostatic crustal rebound // *Geomorphology*. 2019. V. 326. P. 239–251.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.01.010>
- Rodriguez-Pascua M.A., Calvo J.P., De Vicente G., Gomez-Gras D.* Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene // *Sediment. Geol.* 2000. V. 135. P. 117–135.
- Roep T.B., Everts A.J.* Pillow-beds: a new type of seismites? An example from an Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain // *Sedimentology*. 1992. V. 39. P. 711–724.
- Sammartini M., Moernaut J., Kopf A., Stegmann S., Fabbri S.C., Anselmetti F.S., Strasser M.* Propagation of frontally confined subaqueous landslides: Insights from combining geophysical, sedimentological, and geotechnical analysis // *Sediment. Geol.* 2021. V. 416. P. 105–877.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105877>
- Seilacher A.* Fault-graded beds interpreted as seismites // *Sedimentology*. 1969. V. 13. P. 155–159.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb01125.x>
- Shanmugam G.* High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? // *JSR*. 1996. V. 66. № 1. P. 2–10.
- Stewart L.S., Sauber J., Rose J.* Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity // *Quat. Sci. Rev.* 2000. V. 19. P. 1367–1389.
[https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00094-9](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00094-9)
- Sutinen R., Hyvönen E., Middleton M., Airo M.L.* Earthquake-induced deformations on ice-stream landforms in Kuusamo, eastern Finnish Lapland // *Glob. Planet. Change*. 2018. V. 160. P. 46–60.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.11.011>
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingélfsson Ó., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R.* Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.* 2004. V. 23. P. 1229–1271.
- Tuttle M.P., Hartleb R., Wolf L., Mayne P.W.* Paleoliquefaction studies and the evaluation of seismic hazard // *Geosciences*. 2019. V. 9. P. 61.
<https://doi.org/10.3390/geosciences9070311>
- Van Loon A.J., Pisarska-Jamroży M., Nartišs M., Krievāns M., Soms J.* Seismites resulting from high-frequency, high-magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio-isostatic uplift // *Journal of Palaeogeography*. 2016. V. 5. P. 363–380.
- Woźniak P.P., Belzyt S., Pisarska-Jamroży M., Woronko B., Lamsters K., Nartišs M., Bitinas A.* Liquefaction and re-liquefaction of sediments induced by uneven loading and glacial earthquakes: Implications of results from the Latvian Baltic Sea coast // *Sediment. Geol.* 2021. V. 421. P. 105–944.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.105944>
- Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B.* The Ice Sheet of the Kola Region in the Interval of the Marine Isotopic Stage (MIS) 4 // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 441. P. 1598–1601.

GRAVITY FLOWS IN LATE QUATERNARY DEPOSITS OF THE NORTH-WESTERN RUSSIA (KOLA REGION) AND THEIR POSSIBLE RELATIONSHIP WITH PLEISTOCENE EARTHQUAKES

S. B. Nikolaeva^{1,*}, D. S. Tolstobrov^{1,**}

¹*Geological Institute of the Kola Science Center RAS,
Fersmana str., 14, Apatity, Murmansk region, 184209 Russia*

**e-mail: s.nikolaeva@ksc.ru*

***e-mail: d.tolstobrov@ksc.ru*

The lithological features of Late Quaternary deposits formed during the marine isotope stage MIS 3 in the Ura River valley on the Barents Sea coast of the Kola region (North-Western Russia) have been studied. Seismically induced structures were revealed and preserved in sandy-clayey sediments in the form of five deformed SSDS layers separated by undisturbed deposits. These layers include load casts, flame structures, injections, sedimentary breccia, and folds. The SSDS were formed because of several reasons, i.e., debris flows originated from the shear tensions in sub-aqueous settings, pressure of the overlying deposit weight, and liquefaction. Seismic shock and aftershocks would have served as the most possible trigger to spread the gravitational flow activity and initiate the processes of liquefaction and fluidization. The seismic waves may have been caused by the tensions at the front of the advancing Weichselian Ice Sheet in MIS 2. We consider the reactivated large Karpinsky oblique-slip fault separating the Baltic Shield from the Barents Sea Plate as a main seismogenic zone.

Keywords: seismites, gravity-flow, load casts, liquefaction; earthquakes, Kola Peninsula, Pleistocene