

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34+551.248.1+551.89(470.21)

СЕЙСМИТЫ В ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ОСАДКАХ
СЕВЕРО-ЗАПАДА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА (*Северная часть Балтийского щита*)

С.Б. Николаева

Геологический институт КНЦ РАН, 184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия

Приводятся новые данные по изучению деформационных структур в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях северо-западной части Кольского региона (долина р. Печенга), а также оценка значимости этих деформаций как индикаторов палеосейсмичности. Выработаны основные критерии для отнесения исследованных структур к палеосейсмогенным. Установлено, что в одном разрезе запечатлены следы нескольких сейсмических событий, имевших место на рубеже позднего плейстоцена — начала голоцена. Особенности морфологии, размеров и типов деформационных структур позволили заключить, что интенсивность землетрясений, породивших их, была не менее чем 6—7 баллов по шкале MSK-64. Возникновение деформационных структур сейсмогенного генезиса в осадках связано с локальным блоковым опусканием долины р. Печенга.

Сейсмиты, палеосейсмогеология, землетрясения, плейстоцен, голоцен, Кольский регион.

SEISMITES IN LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE DEPOSITS
OF THE NORTHWESTERN KOLA REGION (*northern Baltic Shield*)

S.B. Nikolaeva

New data on soft-sediment deformation in Late Pleistocene and Holocene deposits of the northwestern Kola Peninsula (Pechenga River valley) are reported and analyzed in terms of paleoseismicity implications. Soft-sediment deformation is assigned to paleoseismic triggers on the basis of special criteria. One sedimentary section in the Pechenga valley bears signature of several seismic events at the Late Pleistocene—Holocene boundary, constrained by radiocarbon dates. According to the morphology, sizes, and types of seismites, the earthquakes had an MSK-64 intensity at least VI–VII. The observed earthquake-induced deformation may be associated with tectonic subsidence of the Pechenga valley block.

Seismites, paleoseismology, earthquakes, Pleistocene, Holocene, Kola region, Russia

ВВЕДЕНИЕ

Платформенные территории, к которым относится и Кольский регион, характеризуются резкой неравномерностью выделения в пространстве и времени огромной сейсмической энергии сильнейшими землетрясениями на фоне сейсмического спокойствия или даже полного молчания в течение сотен—тысяч лет [Николаев, 1967]. Для Северного полушария в пределах внутренних частей древних платформ максимальные магнитуды землетрясений не превышают значения 5.6. Однако обнаружение палеосейсмодислокаций в кристаллических породах на территории Кольского региона позволяют предполагать, что несколько тысяч—десятков лет тому назад сейсмическая активность региона была намного выше современной [Николаев, 1967; Николаева, 2001]. Многие публикации последних лет содержат данные о следах древних землетрясений не только в скальных породах, но и в рыхлых отложениях. Деформационные структуры в рыхлых осадках рассматриваются с позиций их сейсмического происхождения, а разрезы четвертичных отложений с такими структурами (*seismites*, по [Seilacher, 1969]) — как архивы палеоземлетрясений. Это касается не только сейсмически-активных регионов, но и территорий с умеренной сейсмичностью [Morner, 1996; Callum, Stewart, 2000; Никонов, Мийдел, 2005]. Ввиду относительно невысокой современной сейсмической активности Кольского региона, широкого развития гляциодислокаций до настоящего времени отсутствовали попытки исследовать деформационные структуры в рыхлых отложениях как свидетельства древних землетрясений. Целью данного сообщения является обсуждение вопросов выделения деформационных структур в четвертичных осадках северо-запада Кольского региона и установление их связи с сейсмическими событиями.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИССЛЕДОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Исследованная территория расположена в северо-западной части Кольского п-ова за Полярным кругом в пределах $68^{\circ}40'—69^{\circ}40'$ с.ш. и $30—34^{\circ}$ в.д. и является частью наиболее древней Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита, сложенного преимущественно комплексом архей-протерозойских супракрустальных пород [Сейсмогеологическая модель..., 1998]. Неотектоническая активизация территории началась в олигоцене [Стрелков, 1973]. С этого времени в ходе дифференцированных движений по обновленным и вновь заложенным разломам происходило оформление ее морфоструктурного плана. Элементы морфоструктур северо-западной ориентировки, совпадающие с простираем древних геологических структур, выражены грядами низких гор, тогда как среди линейных элементов рельефа северо-восточного и субмеридионального простираем резко преобладают системы озерных котловин, речные долины и ущельеобразные впадины.

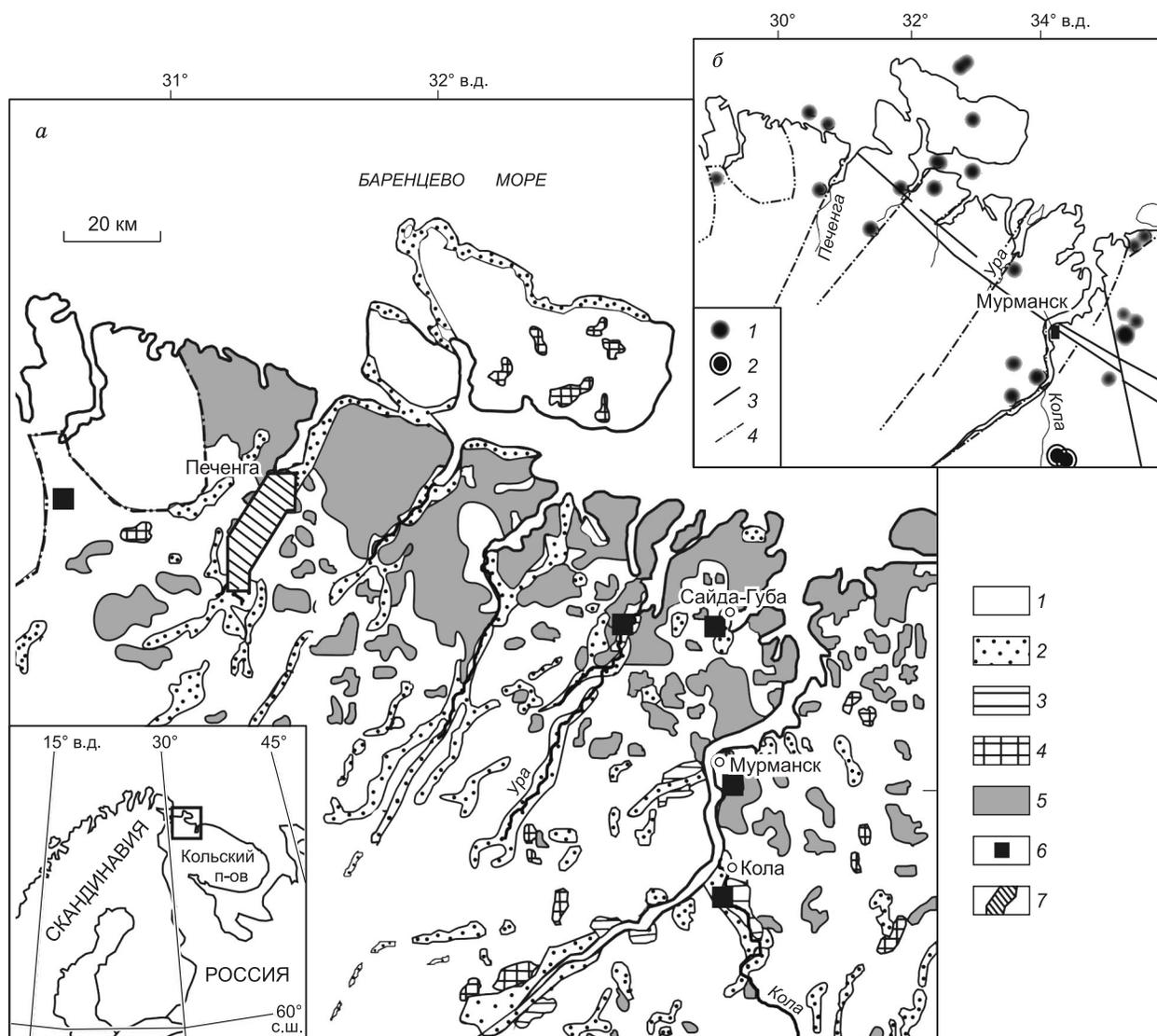


Рис. 1. Карта четвертичных отложений (а), по [Четвертичные отложения..., 1993] (с упрощениями) эпицентров землетрясений и тектонических нарушений (б) северо-западной части Кольского региона.

а: 1—4 — четвертичные отложения: 1 — морены, 2 — флювиогляциальные отложения, 3 — ледниково-морские и морские отложения нерасчлененные, 4 — торфяники; 5 — дочетвертичные кристаллические породы частично или полностью перекрытые элювиально-делювиальными отложениями; б — изученные разрезы с предполагаемыми сейсмогенными деформациями, 7 — местоположение района, показанного на рис. 2.

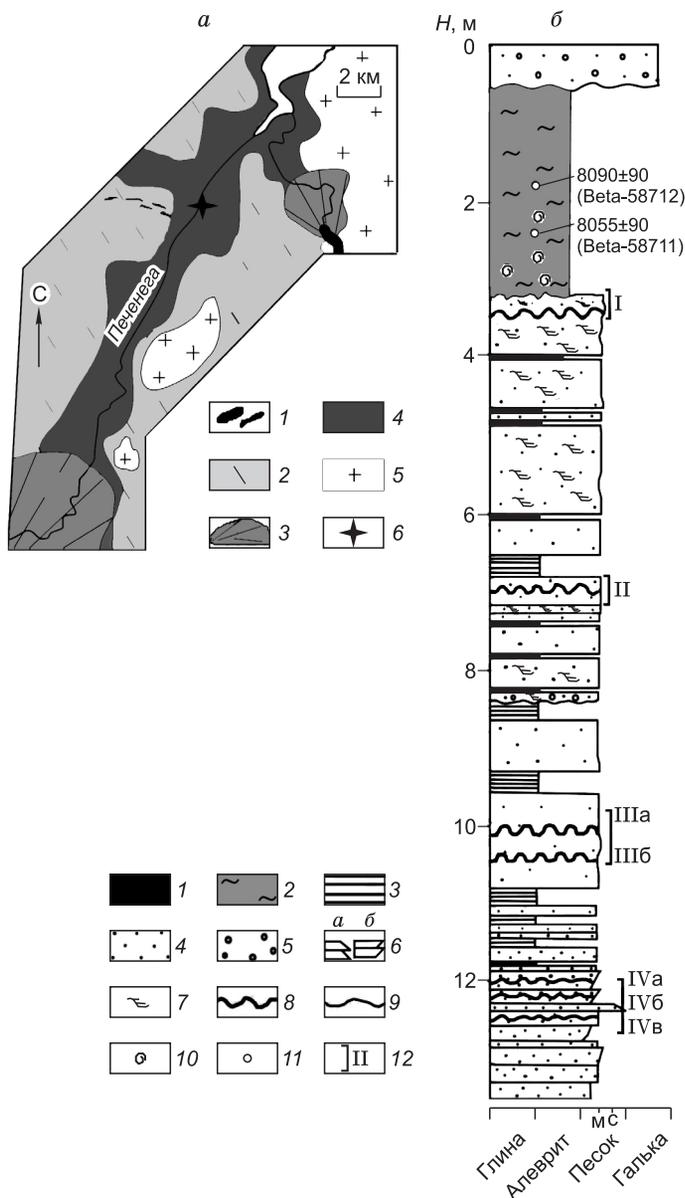
б: 1, 2 — эпицентры землетрясений с магнитудами более 2.5 за период с 1772 по 2002 г. по данным Геофизической службы Кольского регионального сейсмологического центра РАН: 1 — инструментально зарегистрированные, 2 — исторические; 3, 4 — разрывные нарушения: 3 — главные глубинные разломы, 4 — разломы, заложившиеся или обновленные на новейшем этапе тектонического развития.

Четвертичные отложения территории представлены главным образом континентальными осадками, среди которых преобладают ледниковые и водно-ледниковые отложения (см. рис. 1, а). Меньшим распространением пользуются другие типы континентальных четвертичных отложений (озерные, речные, торфяно-болотные), а также морские образования.

СЕЙСМИЧНОСТЬ ТЕРРИТОРИИ

Распределение эпицентров землетрясений в северо-западной части Кольского региона показано на рис. 1, б. Магнитуда инструментально зарегистрированных событий в основном не превышает значений 3—4 [http://www.seismo.helsinki.fi]. Сведения, содержащиеся в архивных документах и летописях, свидетельствуют о следах более сильных землетрясений, которые происходили в регионе, начиная с 17 века. Наибольшей интенсивностью в пределах исследованной территории отличались землетрясения, произошедшие южнее Мурманска (пос. Кола) в 1758, 1772, 1819 и 1873 гг. Их магнитуда (M) составляла 4.6—5.0. Сведения об исторических землетрясениях можно считать далеко не полными как в отношении самого возникновения и числа событий, так и их макросейсмических характеристик. Эти события (несмотря на отрывочность данных о них, приближенные оценки магнитуд и положения эпицентров) показывают, что некоторые из землетрясений носили разрушительный характер [Мушкетов, Орлов, 1893; Панасенко, 1969].

Данные по реконструкции палеосейсмической активности исследуемой территории свидетельствуют о проявлении несколько тысяч лет тому назад сейсмических событий, максимальная магнитуда которых, по предварительным оценкам, составляла $M_{\max} = 7.1$ [Николаева, 2001, 2008].



ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ДОЛИНЕ РЕКИ ПЕЧЕНГА

В северо-западной части Кольского региона проводились геолого-геоморфологические и палеосейсмогеологические исследования, направленные на изучение различных типов деформаций в четвертичных отложениях за исключением структур, образованных при динамическом воздействии ледника. Места обнаружения деформаций в карьерах и естественных обнажениях по берегам рек показаны на рис. 1, а.

Наиболее детально изучен разрез, расположенный на правом склоне долины р. Печенга, впадающей в Баренцево море (рис. 2, а) [Николаева, 2006]. Здесь, в устье 25-метровой террасы под почвенно-растительным слоем мощностью в 0.5 м вскрываются следующие осадки (сверху вниз):

Рис. 2. Различные типы четвертичных отложений в долине р. Печенга (а), по [Eastern Fennoscandian..., 1993] и разрез поздне- и послеледниковых отложений (б).

а: 1 — краевые моренные напорные гряды, 2 — основная морена, 3 — флювиогляциальные дельты, 4 — ледниково-морские и морские отложения, 5 — кристаллические породы, 6 — местоположение разреза б.
б: 1—5 — основные разновидности пород: 1 — глина, 2 — суглинки, 3 — переслаивание глины и алевролита, глины и песка, 4 — песок, 5 — галька; 6—8 — типы слоистости: 6 — градационная: прямая (а), обратная (б), 7 — косоволнистая, 8 — конволотная; 9 — граница размыва; 10 — раковины морских моллюсков; 11 — место отбора проб на ^{14}C ; 12 — интервалы горизонтов сейсмиков, указанных в тексте и их номера.

0.0—0.5 м. Песчано-галечные аллювиальные отложения, залегающие с размывом на суглинках.

0.5—3.2 м. Суглинки однородные, содержащие раковины морских моллюсков: *Pholas crispate L.*, *Mya truncata L.* В основании интервала суглинки перемешаны с подстилающими песчано-галечными отложениями. Нижняя граница интервала суглинков деформирована.

3.2—8.4 м. Пески слоистые, мелко- и тонкозернистые, с прослоями глин и алевритов. Слоистость представлена чередованием слоев однородного песка мощностью 0.1—0.42 м, песка с косоволнистой слоистостью (мощность прослоев 0.15—1.2 м) и глинисто-алееритовых слоев мощностью 0.02—0.08 м. В верхней части интервала (3.2—3.8 м) пески деформированы.

8.4—13.5 м. Аналогичная по составу толща песков, чередующихся с глинистыми прослоями. Верхняя граница толщи эродирована. К низу интервала пески становятся более тонкослоистыми, мощность слоев песка уменьшается, составляя в среднем 0.07—0.2 м. Слоистость представлена чередованием слоев однородного песка, песка с градиционной слоистостью (как прямой, так и обратной) и глинисто-алееритовых слоев. В отдельных слоях песка наблюдаются деформации, приуроченные как к прослоям однородного песка, так и к прослоям песка с градиционной слоистостью. Залегание всех слоев субгоризонтальное.

Судя по характеру, текстурам и слоистости материала под морскими суглинками залегают осадки дистальной части флювиогляциальной дельты. По образцам раковин *Pholas crispate L.* и *Mya truncata L.* для морских суглинков получен возраст по ^{14}C — 8495 ± 90 (Beta-58711) и 8530 ± 90 (Beta-58712), определенный в Бета-Аналитическом центре во Флориде при использовании AMS-технологий. С учетом поправки на возраст современного морского резервуара (440 лет) в согласии со стандартом, используемым для Норвежского побережья [Mangerud, Gulliksen, 1975] этот возраст составил 8055 ± 90 (Beta-58711) и 8090 ± 90 (Beta-58712).

Детальное послойное изучение разреза позволило выявить в нем четыре уровня развития деформационных структур, показанных на рис. 2, б. Они образуют отдельные хорошо выдержанные горизонты толщиной от 10 до 30—60 см, прослеженные на расстояние десятков—первых сотен метров. Деформации **горизонта I** приурочены к границе суглинков и подстилающих их мелкозернистых песков (рис. 3).

Граница суглинков и песков деформирована и представлена взаимопроникновениями суглинистого и песчаного материала в виде неровно оконтоуренных «пальцев», лампо- и карманообразных структур в песчаную толщу, каплевидными отторженцами суглинков округлой или неправильной формы (см. рис. 3, а). Максимальный размер таких структур составляет 20—23 см при ширине 5—10 см.

The figure consists of a schematic diagram at the top and two photographs below. The schematic diagram shows a cross-section of a sedimentary layer with a wavy, irregular boundary. A horizontal double-headed arrow below the diagram is labeled '45 м'. Two rectangular boxes labeled 'а' and 'б' are drawn over the diagram, indicating the locations of the photographs. A vertical line with a dot is labeled 'Линейка'. The photograph 'а' shows a dark, layered sediment with irregular, finger-like protrusions from a lighter-colored layer. A vertical ruler is placed for scale. The photograph 'б' shows a sandy sediment with flame-like and diapir-like structures, with a dashed line and arrows highlighting specific features. A small circular object is visible in the foreground of photograph 'б'.

Рис. 3. Сейсмиды горизонта I. Лампообразные структуры на границе суглинков и песков (длина линейки 20 см) (а), пламеневидные и диапироподобные структуры в песках (б).

Усл. обозн. см. на рис. 2.

833



Рис. 4. Отпечатки нагрузки в прослое мелко- и тонкозернистых песков.

Горизонт сейсмиков Ша (см. рис. 2, б). Длина линейки 0.57 м.

Кроме того, в самих песках наблюдаются пламеневидные, облаковидные и диапироподобные структуры (см. рис. 3, б). Средняя высота единичной структуры составляет 10—20 см (максимальная 25 см) при ширине 5—8 см.

Деформации относятся к одному вре-

менному событию, поскольку мы не обнаружили разделяющие их ровные и протяженные горизонты, которые могли бы маркировать разные по времени фазы деформаций. Кроме того, нет и следов постепенного заполнения самих углублений.

Горизонт II с волнообразными структурами (см. рис. 2) встречен на глубине 6.3 м от кровли морских суглинков, в прослое однородного мелкозернистого песка толщиной 0.37 м, сверху перекрытого глинисто-алевритовым прослоем. Длина волны составляет 5—6 см, высота не превышает 3—6 см. Гребни некоторых волн на отдельных участках имеют форму лежачих складок. В кровле прослоя песка наблюдаются оторванные от своего слоя нодули — изолированные «кусочки» глины размерами 1—2 см различной формы.

Горизонт III с деформационными структурами находится на глубине 9.7 м от кровли суглинков. Структуры тяготеют к средней части однородных песков, толщина прослоя которых составляет 1.3 м. В свою очередь, горизонт можно разделить на два подгоризонта (см. рис. 2, б). Деформации верхнего подгоризонта (Ша) представлены «отпечатками нагрузки» высотой 10—15 см при ширине 6—8 см (рис. 4). К деформированной поверхности тяготеют изолированные от перекрывающего глинистого прослоя нодули неправильной формы, максимальные размеры которых составляют 15 × 8 см. Деформационные структуры подгоризонта Шб, расположенные в 0.4 м ниже по разрезу от подгоризонта Ша, характеризуются более мелким масштабом. Они представлены циклоидными структурами, местами размытыми. Длина волны таких структур составляет 4—6 см, а высота не превышает 3—5 см. Наблюдаемые деформации в подгоризонтах Ша и Шб могут принадлежать как одному событию, так и двум сближенным по времени.

Горизонт IV объединяет три сближенных подгоризонта с деформациями (IVа, IVб, IVв) (см. рис. 2, б) и встречен на глубине 11.5 м от кровли горизонта суглинков. Деформации подгоризонтов IVа и IVб развиты в центральной части прослоев мелко- и тонкозернистого песка с обратной градиацией слоистостью толщиной 17 и 21 см. Подгоризонт IVв находится в прослое однородного мелкозернистого песка толщиной 24 см. Деформации в подгоризонтах плохо выражены, местами редуцированы. Они представлены спиралеобразными структурами и волнами высотой 3—5 см. В настоящее время затруднительно определить, возникли ли деформации в подгоризонтах IVа, IVб, IVв вследствие одного события, сопровождающегося следующими друг за другом импульсами или же в результате трех различных, но сближенных по времени событий.

КРИТЕРИИ ОТНЕСЕНИЯ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СТРУКТУР К СЕМЕЙСТВУ СЕЙСМИКОВ

В рыхлых отложениях четвертичного возраста нередко встречаются деформации, возникающие в неуплотненных и водонасыщенных осадках. Образование деформационных структур могло быть обусловлено различными процессами: ледниковыми, мерзлотными, волно-прибойными, подводно-оползневыми и другими, в том числе и сейсмическими воздействиями.

Деформации горизонта I не могли быть образованы в результате динамического воздействия ледника или криогенных процессов. Деформации развиты в нижней части толщи суглинков и подстилающих их песков. Радиоуглеродный возраст, определенный по раковинам морских моллюсков, содержащихся в горизонте суглинков, составляет 8055 ± 90 (Beta-58711) и 8090 ± 90 (Beta-58712). Вероятнее всего, деформации возникли после отложения нижней части горизонта морских суглинков, т. е. несколько ранее 8.0—8.1 тыс. лет (по ^{14}C) или (8.7—9.0 ka). Этот период соответствует бореальной климатической фазе, потеплению климата, что исключает возможность образования криотурбаций. Кроме того, в это время исследуемая территория была уже освобождена от ледникового покрова.

Отсутствие какой-либо наклонной поверхности и характер самих деформаций исключают возможность их возникновения и в результате подводно-оползневых процессов.

Деформационные структуры в горизонтах II, III и IV могли возникнуть в результате действия мутьевых потоков (если последние образуются вследствие мобилизации осадочного материала при оползне-

вых явлениях). Мелко- и тонкозернистые пески, в которых развиты деформации, являются слабоконсолированными и способны флюидизироваться и переходить в текучее состояние. Эти процессы происходят при динамических нагрузках на донные отложения. Однако против возникновения выделенных структур вследствие такого процесса свидетельствуют следующие аргументы: постоянная мощность отдельных деформированных горизонтов, отсутствие деформаций сбросового типа, которые образуются при всех видах массовых движений, отсутствие скучиваний надвинутых друг на друга складок [Седиментология..., 1980]. Одной из разновидностей деформационных структур II—IV горизонтов являются лежащие складки. Их генезис еще не получил удовлетворительного объяснения. Ряд авторов считают, что такие текстуры образуются под действием трения потока, текущего над осадком, оживленным сейсмическим сотрясением [Allen, Banks, 1972].

Анализ разреза показал, что исследованные деформационные структуры образованы в различных по строению слоях песка: однородных, с косоволнистой и градационной слоистостью, т. е. возникновение деформаций не связано с условиями седиментации самих осадков. Вышеизложенное с учетом высокого потенциала изученных отложений к явлениям гидропластичности, разжижения и флюидизации позволяет предполагать возможность образования таких структур вследствие воздействия сейсмических импульсов [Allen, 1977]. Аналогичные по морфологии структуры, вызванные явлениями разжижения и флюидизации при землетрясениях известны в сейсмоактивных регионах [Деев и др., 2005; Поволоцкая и др., 2006].

Слои с деформационными структурами перекрываются и подстилаются недеформированными слоями, что может также служить указанием мгновенного сейсмического происхождения деформаций притом, что сами деформации возникли вскоре после отложения осадка. Кроме того, циклическое повторение структур в одном разрезе вероятнее всего ожидать в сейсмических зонах вследствие периодического проявления сейсмической активности.

Долина р. Печенга, в отложениях которой обнаружены деформации, приурочена к обновленному разрывному нарушению северо-восточного простирания — Печенгскому разлому (см. рис. 1, б). Возникновение деформационных структур, вероятно, связано с землетрясениями, которые сопровождали локальное блоковое опускание долины реки по разлому. Об этом свидетельствуют отложения трансгрессии тапес, развитые в речной долине, тогда как они отсутствуют в долинах рек, расположенных восточнее на территориях с меньшими амплитудами голоценовых движений [Corney et al., 2001].

Деформационные структуры, обнаруженные в позднеплейстоцен-голоценовых осадках долины р. Печенга удовлетворяют критериям, выделенным разными авторами для деформаций, возникших в результате известных землетрясений [Sims, 1975; Hempton, Dewey, 1983; Tuttle, Law, 1990]. Основные из них следующие:

- высокий потенциал изученных осадков к явлениям гидропластичности, разжижения и флюидизации;
- исключение возможности образования деформаций вследствие гравитационного течения, ледниковых и мерзлотных процессов;
- независимость возникновения деформационных структур от строения осадка и типа его слоистости;
- залегание деформированного слоя (толщи) между осадками с ненарушенной слоистостью, циклическое проявление деформированных горизонтов в одном разрезе, что указывает на определенную повторяемость событий;
- морфологическое подобие исследуемых структур структурам, генетическая связь которых с сейсмическими событиями доказана;
- местонахождение исследуемых деформаций в Мурманской сейсмогенной зоне [Виноградов и др., 2006], характеризующейся повышенной по сравнению с другими участками поверхности сейсмичностью;
- приуроченность разрезов с деформационными структурами к зонам разломов, активных на протяжении кайнозоя.

Возраст отложений, содержащих сейсмичный горизонт I, — раннеголоценовый. Деформации горизонтов II—IV возникли, вероятно, ранее — в позднем плейстоцене.

Опыт изучения последствий землетрясений на суше свидетельствует, что в основном размер нарушений (деформаций) в каждом месте пропорционален силе воздействия. Принимая во внимание соотношение размеров и морфологическую выраженность обнаруженных деформационных структур и интенсивности породивших их сейсмических сотрясений, разработанных для северо-запада России [Никонов, 2007], можно предположить, что интенсивность сотрясений должна была составлять не менее 6—7 баллов, а магнитуда (если эпицентрального расстояние не превышало 110—120 км) — 6.8—7.4. Наиболее вероятный источник возникновения сейсмодформаций в рыхлых отложениях долины р. Печенга мог быть расположен несколько восточнее — в районе Кольского фиорда, где сейсмические события отличались наиболее высокой интенсивностью.

ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ В ДРУГИХ РАЙОНАХ

Разрезы с деформационными структурами, развитыми во флювиогляциальных, ледниково-морских, озерно-ледниковых и озерных отложениях, обнаружены также в долинах рек Ура, Кола, Сайда-Губа, расположенных в прибрежной полосе Баренцева моря и приуроченных к новейшим разрывным нарушениям северо-восточного и субмеридионального простирания (см. рис. 1). Деформации представлены взбросовыми, надвиговыми, в меньшей степени сбросовыми нарушениями, сложными подводно-оползневыми и складчатыми деформациями, конволютными структурами и находятся в разных по литологическому типу отложениях — от ленточных глин и тонких алевроитов до разнозернистых песков.

Деформационные структуры предположительно сейсмогенного генезиса развиты в нижней части толщи ледниково-морских глин Урагубского месторождения, расположенного в 3 км южнее одноименного поселка. Здесь, выше слоя глин, залегают три слоя мелко- и тонкозернистого песка толщиной 3, 16 и 6 см, разделенные прослойками суглинка. В песках отчетливо выражены деформации, представленные пламеневидными и флагообразными структурами высотой от 7 до 12 см (рис. 5). Структуры образуют отдельный хорошо выраженный горизонт, прослеженный в пределах обнажения на расстоянии нескольких сотен метров. Нередко горизонты с такими структурами (как правило, их называют конволютными) содержат обломки глин, что указывает на образование отложений в результате обломочного потока [Евзеров, 2007]. Наиболее часто спусковым механизмом для образования обломочных потоков являются сейсмические события. Так, образование отложений обломочными потоками в озерно-ледниковых осадках *Kleszczow* грабена в Польше связывают с его сейсмичностью в четвертичное время [Gruszka, Zieliński, 1966].

Деформационные структуры с признаками спонтанного разжижения осадка обнаружены нами в карьерах, вскрывших на полную мощность Урагубскую и Сайдагубскую флювиогляциальные дельты. Деформации, как правило, развиты в мелко- и тонкозернистых песках и алевроитах и имеют размеры до 35—40 см в высоту (рис. 6).

Изучение разрезов четвертичных отложений на северо-западе Кольского региона показало широкое развитие в них оползневых и складчатых деформаций. Так, в нескольких обнажениях ледниково-морских глин, развитых в бассейне р. Ура обнаружены складчатые деформации, нарушенные надвигами и взбросами и прослеженные на расстояние более 3 км (рис. 7). Морфология складок различна: от мульдообразных, симметричных до изоклиналиных, наклонных, узких. Высота их составляет 0.65—1.2 м, а ширина ~0.4—0.7 м, замковые части некоторых складок смяты. Складки вергентны, интенсивность смятия слоев увеличивается к северо-востоку. Складчатые слои сохранили свою первоначальную структуру неповрежденной, однако пространство между складками часто заполнено микроскладками размерами от первых сантиметров до миллиметров.

Деформации в глинах, по-видимому, образованы вследствие оползания материала со склона в субаквальных условиях. Причинами возникновения оползня могли быть ледниковый надвиг или айсберг, а также сейсмический импульс, нарушивший нестабильное гравитационное положение осадков. Однако при гляциодислокациях ленты в глинах имеют высокую степень деформированности: сильно смяты и беспорядочны. В наблюдаемом случае складки аккуратны по форме и сохраняют свою внутреннюю структуру. Нелитифицированное состояние и субпараллельное залегание отложений, подстилающих и перекрывающих деформированные пачки, позволяют предположить, что деформировались первоначально



Рис. 5. Пламеневидные и флагообразные структуры в прослое песков Урагубского месторождения глин.

Длина мастерка 30 см. Фото В.Я. Евзерова.



Рис. 6. Деформации в тонко- и мелкозернистых песках Сайдагубской флювиогляциальной дельты.

Длина линейки 1.3 м.

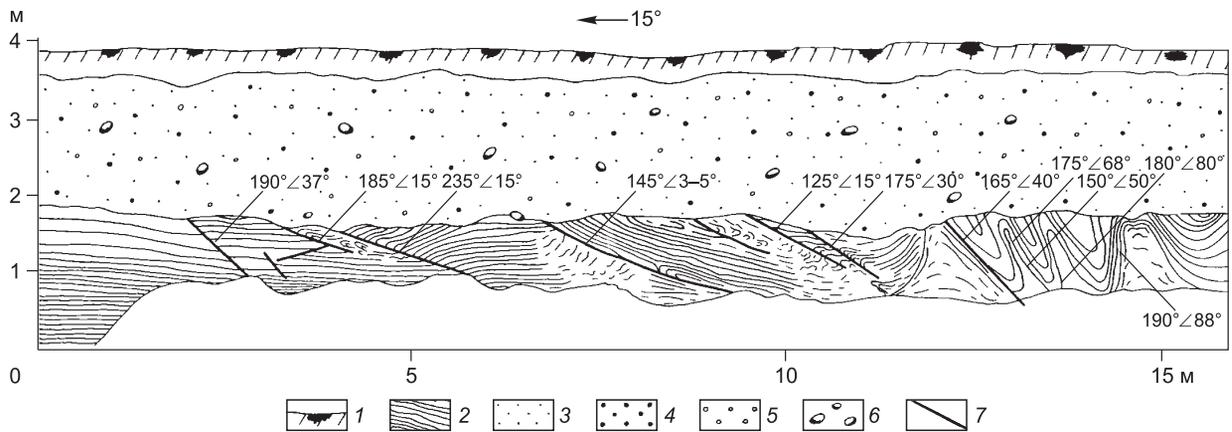


Рис. 7. Складчато-надвиговые деформации в обнажении ленточных глин на правом берегу р. Ура.

1 — почвенно-растительный слой; 2 — глина; 3 — песок; 4 — гравий; 5 — галька; 6 — валуны; 7 — дизъюнктивные нарушения.

субгоризонтальные слои. Кроме того, в исследованных разрезах очень часто деформированная толща залегает между осадками, обладающими ненарушенной первичной слоистостью. Вышеперечисленные признаки исключают гляциотектоническое или криотурбационное происхождение наблюдаемых структур.

Широкое развитие подводно-оползневых деформаций, развитых на определенной площади может быть связано и с повышенной сейсмичностью при условии их одновременного образования в период, когда осадки были неконсолидированы и водонасыщены. Отсутствие возрастных датировок не позволяет пока достаточно надежно установить генезис этих деформаций.

Возможность сильных землетрясений в бассейне р. Ура косвенно подтверждается обнаруженными независимо признаками неотектонических движений в зоне влияния долгоживущего глубинного разлома [Скуфьин, 1966]. Движения по этому разлому возобновлялись неоднократно и в четвертичное время, что приводило к образованию отвесных обрывов тектонического происхождения, распространенных в полосе влияния разлома и имеющих северо-западное простирание, в отличие от большинства современных ущелий и речных долин, имеющих северо-восточное простирание. Высота таких обрывов достигает 60 м. На участке пересечения долиной р. Ура зоны влияния разлома возникли многочисленные пороги и несколько водопадов с высотой падения воды, достигающей 2.5 м. Этот факт указывает на недавние и, возможно, продолжающиеся в настоящее время тектонические подвижки вдоль линии глубинного разлома.

Одно из сильных древних землетрясений произошло в районе Кольского фиорда около 8950 ± 150 (ТА-2293) лет ^{14}C до н. в. [Yevzerov, Nikolaeva, 1995]. Приведенный возраст характеризует начальный этап накопления органики в озере, образовавшемся во время землетрясения в результате перегораживания оползнем долины небольшого ручья. Следует отметить, что в этих же районах обнаружен целый комплекс сейсмогенных нарушений рельефа и кристаллических пород [Николаева, 2001; Спиридонов, 2005].

Аналогичная связь оползней и других типов деформаций в рыхлых отложениях с сейсмогенными разломами известна и в Скандинавии. Так, в Северной Финляндии произошло образование ряда крупных оползней, которые связывают с постледниковыми сейсмическими событиями магнитудой более 7. Время образования оползней, определенное по остаткам древесины по ^{14}C , составляет около 8.7 тыс. л.н. [Sutinen, 2005]. В Северной Швеции большие оползни и явления разжижения осадков маркируют сейсмогенные разломы, возраст обновления которых — около 9 тыс. лет [Gregersen, 2002].

Обнаружение сейсмиков на северо-западе Кольского региона, а также в смежных районах позволило сделать вывод, что в течение или сразу же после дегляциации на территории изученных участков происходили землетрясения. Наиболее сильные из сейсмических событий, вероятнее всего, происходили на рубеже позднего плейстоцена — начала голоцена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ряд геологических, тектонических и палеогеографических критериев определенно указывает на генетическую связь деформаций, обнаруженных в долине р. Печенга с сейсмическими событиями. Установлено, что в одном разрезе запечатлены следы нескольких сейсмических событий. Особенности морфологии, размеров и типов деформационных структур в изученном разрезе позволили заключить, что интенсивность землетрясений, породивших их, была не менее 6—7 баллов по шкале MSK-64. Возникно-

вание деформационных структур сейсмогенного генезиса в осадках, вероятно, связано с локальным блоковым опусканием долины р. Печенга.

Сейсмогенный генезис деформаций в других районах (долины рек Кола, Ура, Сайда-Губа) в настоящее время достаточно трудно доказать. Однако обнаружение в этих же районах палеосейсмодеформаций в кристаллических породах, приуроченность оползневых структур и явлений разжижения грунтов к зонам новейших разрывных нарушений можно интерпретировать как признак сильных землетрясений, происходивших и в Кольском регионе на рубеже позднего плейстоцена—начала голоцена.

Нам представляется, что приведенные данные определяют важность специального изучения палеосейсмодеформаций в рыхлых осадках. Такие исследования могут дать материал не только для оценки палеосейсмичности региона, но наряду с будущими определениями абсолютного возраста палеосейсмодеформаций послужат надежным источником для определения повторяемости сильных землетрясений в четвертичное время на Европейском Севере России. В связи с этим особо следует обратить внимание на сгущение палеосейсмодеформаций вблизи объектов производственной инфраструктуры и площадок предполагаемого размещения нефтегазового комплекса на территории Кольского региона, являющегося стратегическим районом работ ОФО Газпром и включенным в национальную программу обеспечения энергетической безопасности России.

Автор признателен В.Я. Евзерову за помощь при полевых исследованиях по выявлению палеосейсмодеформаций в рыхлых отложениях и в оценке времени проявления сейсмодеформации в осадках долины р. Печенга. Автор благодарен также Д. Д. Корнеру (университет Тромсё, Норвегия) за предоставление датировок Beta-58711 и Beta-58712.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН 16, часть 2, проект 5.5.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.Н., Баранов С.В., Виноградов Ю.А., Асминг В.Э. Сейсмогенные зоны северной части Балтийского щита // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Материалы XII Международной конференции 18—23 сентября 2006 г., Т. I. Воронеж, Изд-во Воронежского гос. ун-та, 2006, с. 115—120.

Евзеров В.Я. Природные парагенезисы флювиогляциальных дельт (на примере крайнего северо-запада России) // Литология и полезные ископаемые, 2007, № 6, с. 563—574.

Деев Е.В., Гибшер Л.А., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 1, с. 71—74.

Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи // Зап. Рус. геогр. об-ва. СПб., Типография Императорской АН, 1893, т. 26, 582 с.

Николаев Н.И. Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР, Сер. географ., 1967, № 2, с. 13—27.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология, 2001, № 4, с. 66—74.

Николаева С.Б. Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // Докл. РАН, 2006, т. 406, № 1, с. 69—72.

Николаева С.Б. Следы разрушительных землетрясений в окрестностях города Мурманска (по историческим и палеосейсмогеологическим данным) // Вулканология и сейсмология, 2008, № 3, с. 52—61.

Никонов А.А. Сейсмодеформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии: материалы совещания / Ред. Е.В. Складов. Иркутск, Институт земной коры СО РАН, в 2-х т. Т. 2, 2007, с. 54—59.

Никонов А.А., Мийдел А.М. Обнаружение сейсмогенных деформаций в послеледниковых отложениях на южном побережье Финского залива // Докл. РАН, 2003, т. 390, № 6, с. 799—804.

Панасенко Г.Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., Наука, 1969, 184 с.

Поволоцкая И.Э., Корженков А.М., Мамыров Э.М. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Кок-Мойнокской впадины (Северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (9), с. 1024—1035.

Седиментология. Пер. с польск. / Р. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. М., Недра, 1980, 640 с.

Сейсмологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц. регион / Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Т. 1. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 1998, 236 с.

Скуфьин П.К. О глубинном долгоживущем разломе докембрийского возраста на северо-западе Кольского полуострова // Геофизика и тектоника Кольского полуострова. М.; Л., Наука, 1966, с. 83—85.

Спиридонов А.В. О палеосейсмодислокациях в районе Печенгской структуры // Геофизические исследования: сб. науч. трудов. Ин-т физики Земли РАН. Вып. 4. М., ИФЗ РАН, 2005, с. 79—84.

Стрелков С.А. Морфоструктуры северо-восточной части Балтийского щита и основные закономерности их формирования // Палеогеография и морфоструктуры Кольского полуострова. Л., Наука, 1973, с. 5—80.

Четвертичные отложения Финляндии и северо-запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Лист 1 — западная часть. М-б 1:1 000 000 / Хельсинки, Изд-во MAP CENTER, 1993, с. 2.

Allen J.R.L. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds // J. Geol. Soc., 1977, v. 134, p. 19—31.

Allen J.R.L., Banks N.L. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding // Sedimentology, 1972, v. 19, p. 257—283.

Callum R.F., Stewart I.S. Postglacial tectonics of the Scottish glacio-isostatic uplift // Quater. Sci. Rev., 1972, v. 19, 2000, p. 1469—1493.

Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Møller J.J. Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global Planet. Change, 2001, v. 31, p. 155—157.

Eastern Fennoscandian Younger Dryas end moraines and deglaciation. Field conference Kola peninsula / Ed. V.Ya. Yevzerov. Apatity: Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, 1993, p. 66.

Gruszka B., Zielinski T. Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in a tectonically active basin (Pleistocene, Central Poland) // Ann. Soc. Geol. Poloniae, 1966, v. 66, p. 59—81.

Gregersen S. Earthquakes and change of stress since the Ice age in Scandinavia // Bull. Geol. Soc. Denmark, 2002, v. 49, p. 73—78.

Hempton M.R., Dewey J.F. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey // Tectonophysics, 1983, v. 98, p. 7—14.

<http://www.seismo.helsinki.fi>. Интернет-страница Института сейсмологии Университета в Хельсинки. Финляндия.

Mangerud J., Gulliksen S. Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada // Quat. Res., 1975, v. 5, p. 263—273.

Morner N.-A. Liquefaction and varve deformation as evidence of paleoseismic events and tsunamis. The autumn 10.430 BP case in Sweden // Quat. Rev., 1996, v. 15, p. 939—948.

Seilacher A. Fault-graded bends interpreted as seismites // Sedimentology, 1969, v. 13, p. 155—159.

Sims J.D. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments // Tectonophysics, 1975, v. 29, p. 141—152.

Sutinen R. Timing of early Holocene landslides in Kittilä, Finnish Lapland // Quaternary studies in the northern and Arctic regions of Finland. Geological Survey of Finland, Espoo, Special Paper 40, 2005, p. 53—58.

Tuttle M., Law K.T., Seeber L., Jacob K. Liquefaction and ground failure induced by the 1988 Saguenay Quebec, earthquake // Canad. Geotech. J., 1990, v. 27, p. 580—589.

Yevzerov V.Ya., Nikolaeva S.B. Cenozoic // Geology of the Kola Peninsula (Baltic shield). Apatity: Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, 1995, p. 107—115.

Рекомендована к печати 26 декабря 2008 г.
А.Д. Дучковым

Поступила в редакцию 10 января 2008 г.,
после доработки — 4 декабря 2008 г.