

СТРУКТУРЫ НАРУШЕННОЙ СЛОИСТОСТИ В ПОЗДНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ХИБИНСКОГО МАССИВА (*Кольский полуостров*)

Е.С. Горбатов, С.Ф. Колесников*, А.А. Сорокин

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Б. Грузинская, 10, Россия

**Московский государственный университет геодезии и картографии, 105064, Москва, Гороховский пер., 4, Россия*

В Хибинском горном массиве описаны три позднеоплейстоценовых разреза, вскрывающих проксимальный склон «кукисвумской» моренной гряды, флювиогляциальную террасу в долине р. Кукисьок и гляциальный комплекс долины р. Вуоннемйок. В первых двух разрезах обнаружены разнообразные мелкие нарушения первичной слоистости, не образующие выдержанных по простиранию горизонтов и приуроченные к кровле песчано-алевритовых слоев мелководно-озерного генезиса. Эти нарушения представлены деформированными волнами, язычками, овоидами, флексуорообразными изгибами слойков, которые не могли сохраняться на дне бассейна, и, следовательно, формировались уже после его перекрытия вышележащими отложениями. Анализ косой слоистости грубообломочных отложений, слагающих верх флювиогляциальной террасы, позволил связать ее образование со сбросом ледниковых вод с севера на юг по троговой долине р. Кукисьок. В подморенных озерно-ледниковых ленточных глинах третьего разреза (Коашвинский карьер) изучены протяженные (до 300 м) горизонты пликвативных нарушений мощностью 0.5—2.0 м. Выявлено повсеместное распространение над складками бесструктурного горизонта (крупнообломочные включения, распределенные в песчано-алевритовом материале), позволяющего отнести эти деформации к результату воздействия на донные осадки обломочного потока, вероятным источником которого был гляциальный паводок или сель. Показано отсутствие признаков сейсмического разжижения при формировании данных складчатых структур. Актуальность проведенного исследования определяется тем, что оно дало возможность не только уточнить условия формирования четвертичных отложений Хибин, но и разработать объективные критерии для выделения в их разрезах седиментационных деформационных структур, связанных с тиксотропными эффектами в слабоконсолидированных осадках. Аналогичные структуры иногда принимаются за сейсмогенные конволюции, что может вести к неоправданному завышению уровня сейсмической опасности региона.

Деформационные структуры, волнистая слоистость, сейсмическое разжижение, селевой поток, озерно-ледниковые отложения, Хибин, Кольский полуостров.

DISTURBED STRATIFICATION IN LATE PLEISTOCENE SEDIMENTS OF THE Khibiny PLUTON (*Kola Peninsula*)

E.S. Gorbатов, S.F. Kolesnikov, and A.A. Sorokin

The paper presents a description of three Late Pleistocene sections within the Khibiny pluton, outcropping on the proximal slope of the Kukisvum morainic ridge, a fluvio-glacial terrain in the valley of the Kukisiok River, and a glacial complex in the valley of the Vuonnemiok River. Various small disturbances of the primary stratification were found in the first two sections. These structures do not form horizons sustained along the strike and are associated with the top of sand-silt sediments with horizontal or wavy bedding of shallow lacustrine genesis. They form small wavy bends, ‘tongues’, ovoids, and flexural microfolds that could not be preserved at the bottom of the basin and, consequently, formed after overlapping deposits accumulation. Analysis of the cross bedding of the coarse clastic deposits of the fluvio-glacial terrace has allowed us to relate its formation to north-to-south glacial water discharge along the trough valley of the Kukisiok River. In the glaciolacustrine varve clays of the third section (the Koashva open pit), extended horizons of plicative disturbances 0.5–2 m in thickness and 300 m in length were studied. The soft-sediment deformations are covered with an unstructured horizon composed of coarse grains dispersed in sand-silt matrix, which means that the deformation was caused by either a glacial flood or a mudflow. The study has revealed no signs of seismic liquefaction during the formation of the folded structures.

The relevance of the performed study is determined by the fact that it has become possible not only to clarify the formation conditions of the Quaternary Khibiny deposits but also to develop the objective criteria for determination of the soft-sediment deformation structures associated with thixotropic effects in weakly consolidated sediments. Similar structures are sometimes regarded as seismic convolutions, which can lead to unjustified overestimation of the regional seismic hazard level.

Deformation structures, wavy stratification, seismic liquefaction, mudflow, glaciolacustrine deposits, Khibiny, Kola Peninsula

ВВЕДЕНИЕ

В разрезах рыхлых отложений часто встречаются локальные (нерегулярные) или протяженные (регулярные) нарушения первичной слоистости различной морфологии, возникающие преимущественно в неуплотненном, водонасыщенном осадке. Такие структуры все чаще привлекают внимание исследователей и имеют большое значение для расшифровки условий осадконакопления. В англоязычной литературе разнообразные деформационные структуры, возникающие в слабоконсолидированном осадке, обозначаются термином «*soft-sediment deformation structures — SSDS*» [Moretti, 2000; Moretti, Sabato, 2007; Van Loon, 2009; Seismites..., 2014]. Особенно широко распространены подобные структуры в озерных, озерно-ледниковых и морских отложениях.

В региональных работах последних десятилетий по северо-западу России наметилась тенденция к однозначной идентификации разнообразных нарушений слоистости в качестве следов палеоземлетрясений независимо от их морфологии, соотношения с вмещающими отложениями и условий седиментации [Верзилин, Севастьянов, 2001; Николаева, 2003, 2009, 2014; Никонов, 2003, 2007; Спиридонов, 2005; Бискэ и др., 2009; и др.]. Однако в большинстве случаев недостаточно доказана сейсмогенность этих структур по таким общепринятым критериям [Bowman et al., 2004; Chunga, 2007; Корженков и др., 2014], как исключение гравитационных механизмов деформирования осадков, систематичность повторения форм по латерали, их региональное изобилие, синхронность образования и циклическое повторение в разрезах.

При рассмотрении генезиса нарушений слоистости на территории Балтийского щита необходимо учитывать, что в позднечетвертичное время этот регион подвергался воздействию покровных оледенений и криогенных процессов, которые сами по себе приводят к образованию дислокаций в рыхлых отложениях [Gruszka, van Loon, 2011]. Помимо этого, мощные водные и селевые потоки, возникавшие при таянии ледника, вполне возможно, могли интенсивно деформировать ранее накопившиеся осадки [Григорьев, 1986; Деев и др., 2012]. Кроме того, слабоконсолидированные отложения могли деформироваться и под действием собственного веса или динамических условий седиментации, т. е. без какого-либо внешнего фактора. К числу седиментационных и раннедиагенетических нарушений подобного генезиса можно отнести структуры оползания, отпечатки нагрузки, структуры втекания и взмучивания и т.п. [Ботвинкина, 1962].

Целью работы является комплексный анализ условий накопления и деформирования четвертичных отложений в Хибинском горном массиве, выявление возможных механизмов нарушения первичной слоистости в отложениях различного генетического типа с оценкой их значимости как индикаторов палеосейсмичности.

Специальное рассмотрение деформационных структур в осадках ледниковых озер, распространенных в Хибинах, представляется актуальным для решения вопроса о наличии в районе исследований в прошлом сильных позднеплейстоценовых палеоземлетрясений, поскольку данные отложения особенно восприимчивы к сейсмическому воздействию за счет повышенной способности к вибрационному разжижению. Эта особенность тонкозернистых озерных отложений подчеркивается обнаружением в подобных отложениях разнообразных деформационных структур с достаточно надежно доказанным сейсмическим происхождением. Например, сейсмогенные конволюции в ленточных глинах описаны на востоке Канады, севере Италии и в некоторых других сейсмоактивных перигляциальных регионах [Obermeier, 1996; Moretti, Sabato, 2007; Chunga et al., 2007].

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Хибинский щелочной массив, расположенный в центральной части Кольского полуострова, представляет собой концентрически-зональную интрузию герцинского возраста (300—350 млн лет), выраженную в рельефе средневысотными горами с платообразной вершинной поверхностью, расположенной на высотах 1000-1191 м [Металлогения ..., 1980]. Морфоструктура Хибин сформировалась в результате глыбового воздымания и денудации позднепалеозойского плутона, при этом окружающая предгорная равнина испытывала компенсационное погружение, выраженное в рельефе субмеридионально вытянутыми депрессиями озер Бол. Имандра и Умбозеро [Стрелков, 1973; Николаева, 2014].

Рыхлые отложения в Хибинских горах представлены неоплейстоценовыми ледниковыми, озерно-ледниковыми и флювиогляциальными, а также голоценовыми элювиальными, коллювиальными, аллювиальными, озерными, болотными и техногенными образованиями (рис. 1). Отложения гляциального ряда широко развиты в открытых к центру оледенения (на юг и запад) трогообразных долинах, куда проникли языки поздневалдайского ледника, достигавшие максимальной высоты 600 м [Лаврова, 1960]. Длительные (стадиальные) остановки края ледникового покрова в долинах фиксируются сериями (до 5—6) поперечных моренных гряд. Наиболее полные литолого-стратиграфические комплексы четвертич-

ных отложений общей мощностью до 210 м выполняют депрессии коренного ложа, вероятно, доплиоценового возраста, и вскрыты скважинами в котловинах озер Большой и Малый Вудъявр [Ананьев, 1998 б].

К зонам запираания части ледникового стока в верховьях троговых долин были приурочены ледниково-подпрудные озера, на дне которых накапливались озерно-ледниковые отложения, представленные чередованием ленточных глин, алевролитов и песков. В береговых зонах приледниковых озерных бассейнов разгружались потоки талых вод (в том числе при прорывных паводках), выносившие большие объемы обломочного материала. В процессе его аккумуляции и последующей эрозии на склонах долин формировались комплексы флювиогляциальных террас.

Хибины вместе с прилегающими районами относятся к территориям с умеренным уровнем современной сейсмической активности. Так, сейсмостанцией в г. Апатиты с 1956 г. регистрируются землетрясения с магнитудами, интенсивность которых не превышает IV—V баллов по шкале MSK-64. Большинство землетрясений являются техногенными горными ударами, поскольку их очаги локализованы на глубинах до 1 км, непосредственно в районах ведения крупномасштабных горных работ [Годзиковская и др., 2010]. К естественным тектоническим землетрясениям за период инструментальных наблюдений отнесено несколько десятков событий с глубиной очага 15—20 км, вызвавших слабые сотрясения силой до II—III баллов, которые не предполагают формирование сейсмодислокаций в рельефе, коренных породах и рыхлых отложениях.

В пределах Хибинского массива некоторыми исследователями выделяется комплекс сеймотектонических дислокаций позднеплейстоценового и голоценового возраста, позволяющий предполагать, что территория в прошлом испытывала сейсмические сотрясения XI—XII баллов по шкале MSK-64 [Авенариус, 1989; Николаева, 2003, 2014]. На наш взгляд [Горбатов, Колесников, 2016; Горбатов и др., 2017], вопрос о сейсмогенном происхождении данных нарушений (ущелий, трещин, уступов и др.) остается дискуссионным, поскольку нет оснований исключить их образование в результате избирательной денудации структурных неоднородностей скальных массивов. В этой связи комплексные генетические исследования разновозрастных деформационных структур в рыхлых отложениях Хибин будут способствовать объективному решению вопроса о сейсмическом потенциале этого района.

В ходе полевых работ летом 2015 и 2017 гг. обследованы три разреза, вскрывающих внутреннее строение моренной гряды, флювиогляциальной террасы и долинного четвертичного комплекса (местоположение см. на рис. 1). Во всех трех разрезах обнаружены нарушения первичной слоистости, при этом практически всегда данные структуры отмечались в мелкозернистых песках и алевролитах, накопленных в условиях застойного либо слабопроточного водоема. При описании текстур отложений в следующем разделе нами использована классификация Л.Н. Ботвинкиной [1962].

ОПИСАНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ

«Кукисвумская» моренная гряда. Проведение земляных работ на территории санатория «Тирвас» позволило подробно проследить внутреннее строение восточного (проксимального) склона «кукисвумской» моренной гряды, образовавшейся в позднем неоплейстоцене в результате длительной остановки языка ледника, вторгшегося с юга в межгорную впадину. Абсолютный возраст поверхностных валунно-галечных отложений средней части гряды составляет 64 ± 16 тыс. лет по определению радиотермомлюминесцентным методом (выполнено О.А. Куликовым [Ананьев, 1998 а]). Этот возраст соответствует ранневалдайскому оледенению.

Изученная гряда простирается от юго-западного гребневидного отрога горы Кукис до горы Вудъяврчорр и разделяет котловины двух крупнейших озер Хибин — Малого и Большого Вудъявра. Она пропилена V-образной долиной р. Вудъяврйок, в которой естественные обнажения отсутствуют по причине повсеместного развития на склонах осыпей грубообломочного материала. Поперечный разрез конечно-моренной гряды резко асимметричен: восточные (проксимальные) склоны пологие, западные (дистальные) — более крутые.

Нами документированы обнажения в траншеях, выемках грунта на склоне, котлованах под фундаменты. На вершине гряды наблюдается частично перемятая, опесчаненная морена, постепенно переходящая в основание разреза в слоистые флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения. Собранные на пяти обнажениях материалы позволили составить сводный разрез восточного склона (сверху вниз):

Мощность, м

Слой 1. Валунно-галечный материал 20—50 см (отдельные до 1,5 м), «висящие» в неслоистом, песчано-гравийно-галечном материале серого цвета. В слое встречаются линзы грубозернистого пылеватого песка светло-серого цвета. По петрографическому составу в валунно-галечном материале преобладают аллохтонные граниты и гнейсы с небольшой долей автохтонных щелочных пород. 0—3.5

Слой 2. Грубослоистая пачка, состоящая из опесчаненного гравия с выдержанными прослоями (мощностью 60—80 см) крупного гравия и валунов (до 20 см). Падение слоев на ССВ под углом 11—25° 3.5—5.5

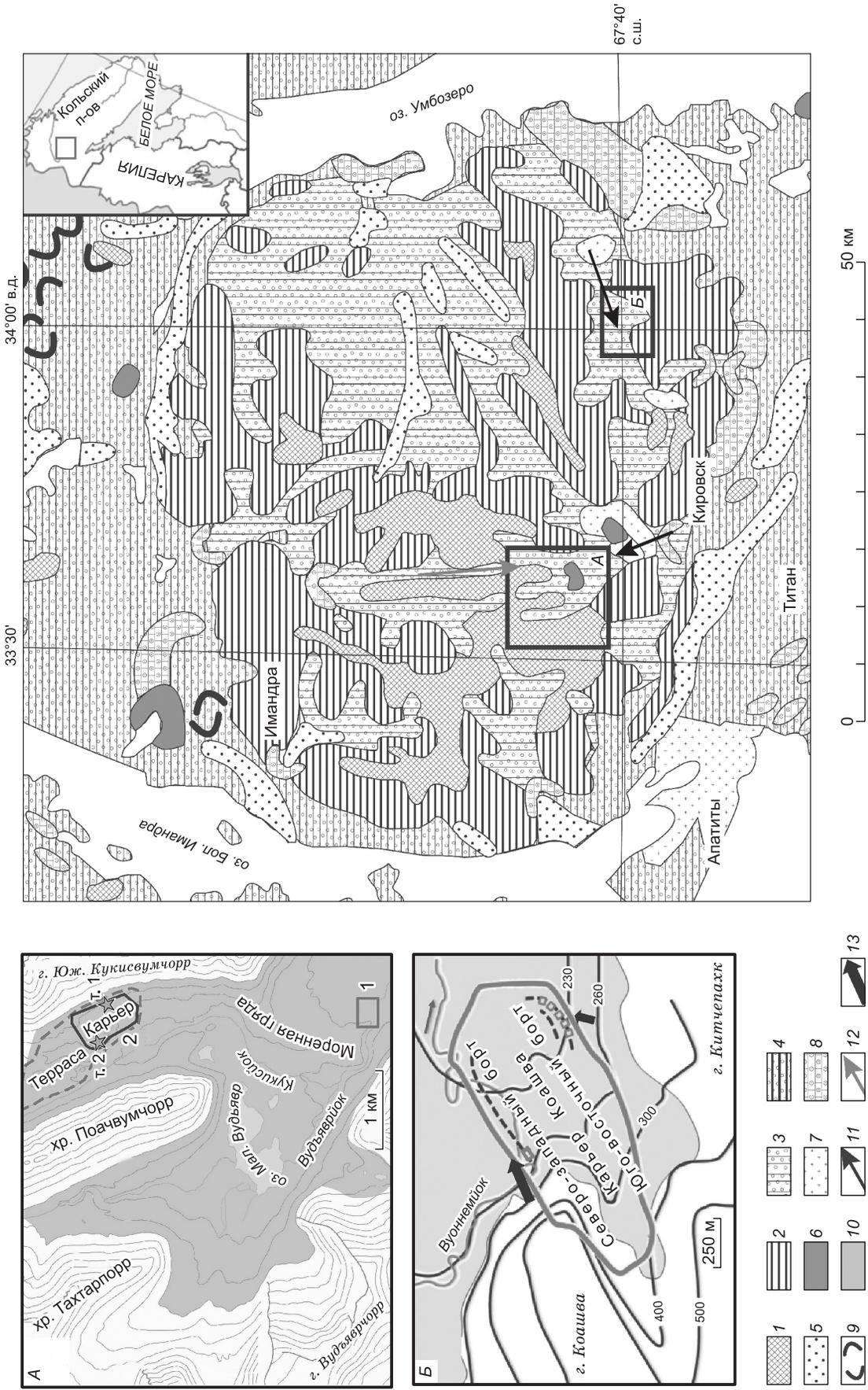


Рис. 1. Карта четвертичных отложений района Хибинских гор (по данным [Государственная..., 2003]) и местоположение изученных разрезов (показаны рамками и звездочками на врезках).

1 — дочетвертичные скальные породы; 2 — позднеплейстоцен-голоценовые элювиально-делювиальные отложения: глыбы, щебень, дресва, пески; 3–6 — глициальные позднеоплейстоценовые отложения: 3 — основная морена покровного ледника, валунные супеси; 4 — основная морена покровного ледника, валунные супеси; 5 — флювиогляциальные

отложения, пески, гравелистые пески с линзами гальки, б — озерно-ледниковые пески, алевроиты, суглинки, глины; 7 — голоценовые техногенные отложения, глыбы и щебень отвалов, пески и глины хвостохранилищ; 8 — отдельные моренные гряды и красные морены; 9 — кольцевые формы вытаявания мертвого льда; 10 — гляциальные отложения (на врезках); 11 — направление движения долинных языков поздневалдайского ледника; 12 — направление сброса ледниковых вод при формировании верха флювиогляциальной террасы в долине р. Кукисьок (восстановлено по наблюдениям за косой слоистостью); 13 — направление движения подводного обломочного потока при формировании складок в ленточных глинах, вскрытых Коашвинским карьером (восстановлено по структурным наблюдениям). Цифрами 1, 2 на врезке А обозначены районы работ в Центральном Хибинах; 1 — «кукисвумская» моренная гряда; 2 — действующий карьер у подножия горы Южный Кукисвумчорр.

Слой 3. Сильно ожелезненный, сцементированный бурый песок, с прослоями (3—7 см) мелкого гравия и дресвы и отдельными включениями гальки и валунов. Слоистость субгоризонтальная, ритмически сортированная. В слое обнаружен единичный флексуорообразный изгиб амплитудой 0,8 м	5,5—10,7
Слой 4. Серо-сизые легкие суглинки с горизонтальной слоистостью	10,7—11,0
Слой 5. Горизонтальное переслаивание валунов и крупного песка с дресвой	11,0—13,5
Слой 6. Гравийно-галечные отложения с песчаным заполнителем, прослоями и линзами песка (см. рис. 2, слой 1, 2). Слоистость грубая, наложение неправильно-параллельное, расщепляющееся и линзовидное. В линзах песка слоистость косая и вогнутая мульдобразная	13,5—14,5
Слой 7. Ритмичное переслаивание тонкозернистых песков и алевроитов со смещенной волнистой слоистостью (рябь течений), переходящей внизу по разрезу в пологоволнистую слоистость, образованную в результате перераспределения отвесно выпадающего осадка слабыми волнениями (см. рис. 2, слой 3, 4). Ниже песчано-алевритовые осадки постепенно сменяются ленточными суглинками с включениями валунов-дропстоунов. Общее падение подошвы слоя на ССЗ.....	14,5—16,2

Судя по литологическому составу и характеру внутренних текстур материала, вскрытого на восточном склоне «кукисвумской» моренной гряды, слой 1 относится к типичной морене (грубообломочный состав со значительным количеством мелкозема, отсутствие сортировки и слоистости), слой 2 — к частично перемытой морене (материал также грубый, но появляется слоистость), 3—6 — к флювиогляциальным отложениям, образовавшимся в результате перебива текучими тальми водами моренного материала (слоистые, сортированные отложения песчано-гравийно-галечного состава), а 4 и 7 — к озерно-ледниковым образованиям (тонкослоистые песчано-алевритовые и суглинистые осадки с друпстоунами).

Деформационные структуры приурочены к кровле слоя 7 ритмично переслаивающихся песков и алевроитов озерно-ледникового генезиса. Следы перераспределения тонкослоистого осадка представляют собой узкие «язычки» длиной 8—10 см, наклоненные на восток (см. рис. 2, правая фотография). В промежутках между этими гребнями отмечаются синформные складочки и замкнутые турбации округлой формы. Вероятно, периодичность расположения язычков унаследована от первичной (седиментационной) волнистой слоистости осадка. С востока по простиранию горизонт конволюций выклинивается, а с запада он срезан линзой песка (ширина 150 см, мощность 30 см).

К северо-востоку от первого участка деформации (см. рис. 2, левая фотография) в том же слое 7 обнаружены структуры в виде изолированных овалов, каплевидных и прочих округлых, зачастую сдвоенных фрагментов размером 5—9 см. Для них характерна внутренняя концентрическая слоистость (3—5 лент). Включения облакаются слойками, закручивая и изгибая последние, или вмещаются однородным (гомогенизированным) материалом. Длинные оси вытянутых включений направлены по простиранию слоя.

В крайнем северном секторе обнажения (левый край зарисовки на рис. 2) слойки ленточных алевроитов разбиты микроразрывами взбросового типа со смещением 2—5 см. Разрывы пересекают весь слой и выражены уступами в его кровле (частично размытой), но ясного продолжения в вышележащем слое не имеют.

Флювиогляциальная терраса в долине р. Кукисьок. Нами подробно изучен разрез четвертичных отложений, вскрытый действующим карьером по добыче песчано-гравийного материала, расположенным у подножия горы Южный Кукисвумчорр на плоской флювиогляциальной террасе в субмеридиональной долине р. Кукисьок. Ниже по течению ручья долина врезается в невысокий моренный вал, простирающийся на юго-восток от хр. Поачвумчорр. Позади вала располагается небольшое оз. Сейтесъявр. Размер карьера 300×800 м. Абсолютная высота элементов вскрытой террасы: бровки — 440—450 м, тыловой шва — 460 м.

В верхних частях вскрытого карьером разреза залегают крупные косослоистые серии песчано-гравийно-галечных отложений (рис. 3).

Точка 1 (тыловой шов террасы). Наиболее полный разрез косослоистой толщи представлен в промоине на восточном борту карьера (см. рис. 1, т. 1) и показан на рис. 4. Разрез имеет следующее строение (сверху вниз):

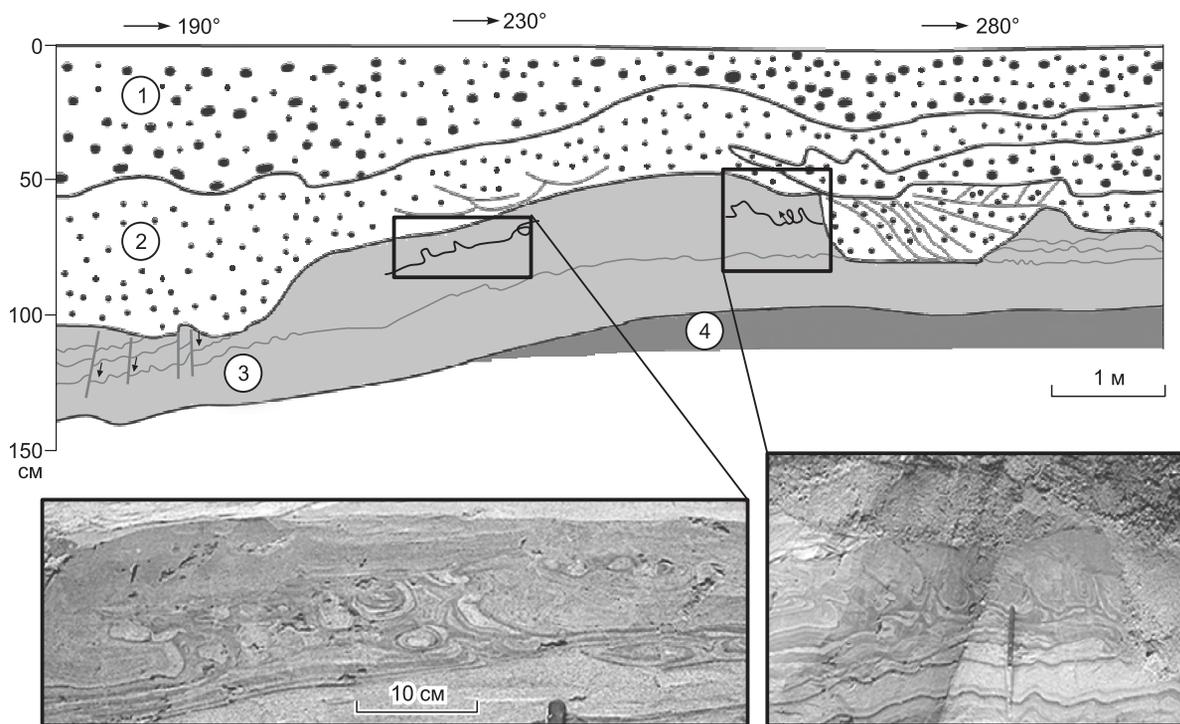


Рис. 2. Деформации озерно-ледниковых ленточных алевритов в нижней части обнажения восточного склона «кукисвумской» моренной гряды.

1 — прослои и линзы гравийно-галечных отложений с песчаным заполнителем и крупнозернистого сильно ожеженного песка с косой и вогнутой мультислойной внутренней слоистостью; 2 — крупносреднезернистый однородный песок со слабо выраженной косо волнистой слоистостью. В нижележащий слой 3 вложена линза грубозернистого песка с косой слоистостью, выполняющего эрозионный желобок струи талых вод; 3 — переслаивание тонкозернистого, хорошо сортированного песка с волнистой слоистостью (знаки ряби) и серого алеврита. Длина волн 10—20 см, амплитуда 2—4 см. В кровле наблюдались деформационные текстуры и микровзбросы; 4 — плотный, неясно-слоистый алеврит с прослоями тонкозернистого песка.

	Мощность, м
Слой 1. Неслоистый глыбово-щебнистый материал с разнозернистым песком, слой темно-коричневый, сильноотторфованный.....	0—1.1
Слой 2. Неслоистый плохо сортированный песок дресвяной, со слабоокатанным щебнем, материал серый.....	1.1—1.8
Слой 3. Грубослоистый валунно-галечный материал с песчаным заполнителем. Крупные обломки хорошо окатанные. Размер валунов до 15—20 см. Слой не выдержан по мощности (20—100 см) и выклинивается.....	1.8—2.4
Слой 4. Косослоистая серия гравелистых песков (до 4 слоев) мощностью 30—40 см, переслаивающихся с мощными (1—2 м) слоями гравийно-галечных отложений. Слои субпараллельны, а их границы прямолинейны. Благодаря большей устойчивости песчаных слоев, они выделяются в обнажении в виде «карнизиков». Снизу вверх по разрезу мощность слоев и степень сортировки материала уменьшаются. В основании пачки залегает мощный слой хорошо окатанных галечников с мелкими валунами (12—18 см) и песчаным заполнителем, для которых характерна прямая сортировка обломков. В борту промоины (перпендикулярно склону) слои косослоистой серии наклонены под углом 10—15°, в стенке борта карьера (параллельно склону) — 5—10°.....	2.4—10.3
Слой 5. Песок светло-серый, средне- и крупнозернистый с хорошей сортировкой. Внутренняя слоистость (слоичатость) хорошо выражена, относится к параллельному наклонному, волнистому и косо волнистому типу. Строение слоев — однородное или двучленное. Слой падает на запад под углом 13—15°. Верхняя граница — резкая, с прогибами слоев под валунами, относимым к деформациям вдавливания. Внутри слоя выявлены деформационные структуры (рис. 5, а, б).....	10.3—14.9
Слои 1, 2 отличаются обилием угловатых обломков разной величины, полным отсутствием сортировки и внутренней слоистости, что позволяет отнести их к коллювиальным накоплениям, поступающим с западного склона горы Южный Кукисвумчорр в виде шлейфа осыпи. Несмотря на полную несортированность, коллювиальные образования легко отличаются от моренных коричневым цветом,	



Рис. 3. Крупная косослойистая серия (фация прорывного потока), вскрытая в центральной части карьера у подножия Ю. Кукисвумчорр.

Серия (аналогична слою 4 на рис. 4) представлена чередованием слоистых гравелистых песков и гравия с включениями крупных валунов и неслоистых галечно-валунных отложений с обратной сортировкой (погрубление материала к кровле). В песчаных прослоях наблюдается тонкая слоистость. Слои параллельны, слабо срезаны и прямолинейны, направление падения — на юг под углом 15—20°. Наклон длинных осей валунов параллелен косой слоистости (обломки переносились волочением на передовой склон аккумулятивного вала). Направление течения в плоскости рисунка — слева направо.

большим содержанием угловатых обломков и преобладанием в их составе местных щелочных пород Хибинского массива.

Слой 3 представляет собой выклинивающуюся по латерали линзу, состоящую из хорошо окатанного грубообломочного материала, несущего следы водной переработки. Таким образом, его аккумуляция была связана с деятельностью потока талых ледниковых вод.

Слой 4 образует мощную серию песчано-гравийно-галечных отложений с крупной косой слоистостью (аналогична серии, показанной на рис. 3), на которой несогласно лежат коллювиальные образования. Эти отложения различного гранулометрического состава являются накоплениями однонаправленного водно-ледникового потока, периодически сильно менявшего скорость течения. По-видимому, наклон слоев серии, параллельный примыкающему к карьере склону, обусловлен отложением материала на переднем склоне крупного аккумулятивного вала, мигрирующего в направлении движения водно-ледникового потока (с севера на юг), а в перпендикулярном сечении — наклоном поверхности осаднения из-за облекания слоями коренного склона в зоне примыкания тела флювиогляциальной террасы. Наблюдаемое вверх по разрезу уменьшение степени сортировки материала свидетельствует о постепенном затухании интенсивности пульсации скорости потока.

Нижняя часть разреза флювиогляциальной террасы сложена песчаными или песчано-алевритовыми отложениями озерного генезиса, представленными в т. 1 слоем 5, описание которого приведено ниже. Возраст образца тонкозернистых осадков, отобранного из средней части разреза в южной стенке карьера, составляет 14.0 ± 4.5 тыс. лет (датирование РТЛ-методом выполнено О.А. Куликовым [Ананьев, 1998 а]). Переход грубозернистых флювиогляциальных осадков в озерно-ледниковые во всех обнажениях резкий.

Слой 5 в отличие от вышележащей пачки залегает горизонтально в плоскости, параллельной коренному склону и образует наклонную слоистость в перпендикулярном сечении, обусловленную неровностью самой поверхности осаднения. Таким образом, слоистость здесь является результатом преимущественно отвесного оседания из взвеси песчано-алевритового материала, что характерно для озера. Наличие ряби течения и слабых волнений указывает на накопление отложений в периферической (мелководной) зоне озерного бассейна.

Подготовлены и задокументированы три расчистки слоя 5. В *первом обнажении* среди среднезернистых песков с чередующейся слабосрезанной (параллельной) косоволнистой слоистостью (ряби течения) и параллельной волнистой симметричной слоистостью (ряби волнения) прослеживается четкий волнистый прослой (см. рис. 5, а) темно-серого алеврита с длиной волны 6—11 см и индексом ряби 4—6 (отношение длины волны к ее высоте). Этот прослой маркирует волнистую подошву одной из косоволнистых серий и деформирован: отдельные гребешки валиков ряби заострены и наклонены, что свидетельствует о перераспределении алевритопесчаного материала уже после осадконакопления. Характер слоистости указывает на преимущественно проточные условия седиментации. Направление па-

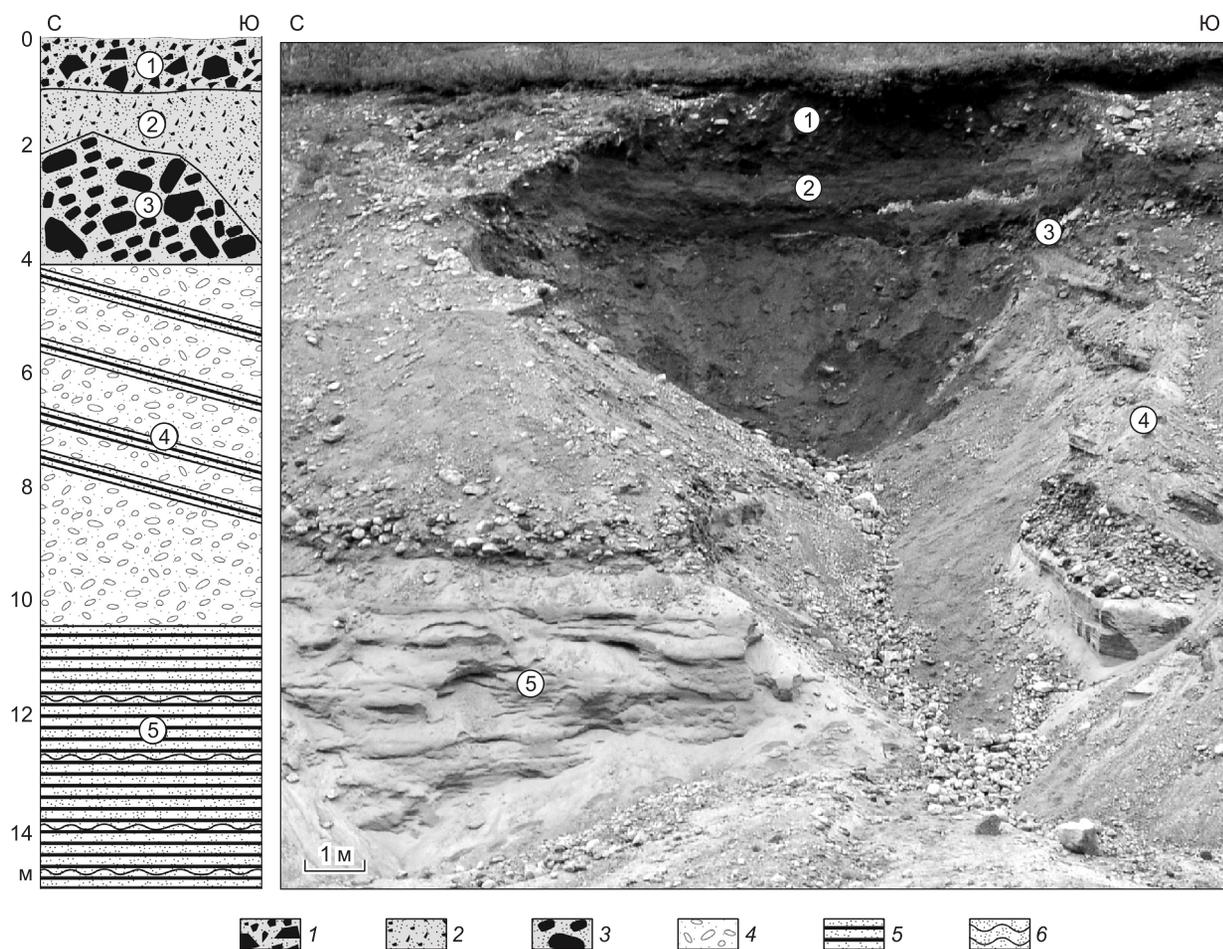


Рис. 4. Обнажение флювиогляциальных и озерных отложений в промоине на восточном борту (т. 1) карьера у подножия Ю. Кукисвумчорр.

1 — неслоистый глыбово-щебнистый оторфованный коллювий; 2 — неслоистый песок дровяной с щебнем; 3 — неслоистый валунно-галечный материал флювиогляциального происхождения с супесчаным заполнителем; 4 — гравийно-галечные отложения крупной косослойистой флювиогляциальной серии (направление падения слоев — ЮЗ); 5 — разнозернистые пески с наклонной слоистостью в косослойистой серии; 6 — разнозернистые пески озерного генезиса с волнистой слоистостью и деформационными структурами, показанными на рис. 6. Цифрами в кружках (1—5) обозначены слои в соответствии с их нумерацией в описании.

дения косых слойков и расположение крутого (передового) склона асимметричных знаков ряби указывает на преобладающее направление течения с востока на запад (от коренного склона).

Во второй расчистке (см. рис. 5, б), расположенной в 4 м к востоку от первой, под слоем крупнозернистого песками с послойными скоплениями темноцветных минералов, с крупной перекрестной (срезающей) мульдобразной слоистостью (мощность линз 10—15 см, ширина — до 70 см) залегают среднезернистые пески с сильнодеформированной косоволнистой слоистостью. Отложения здесь имеют признаки перемешивания и выжимания материала вверх с многочисленными прорывами тонкого темного алевритового прослойка и образованием факелов. Вышележащий слой с перекрестно-волнистой слоистостью может быть отнесен к текстурам крупной ряби волнения, на что указывает симметричное строение мульдобразных серий и параллельность слойков основанию серии. Для рябей течения, напротив, характерны асимметричные формы серийных швов и несогласное залегание косых слойков к границам серий.

В третьей расчистке (см. рис. 5, в), расположенной в пяти метрах к востоку от второй, обнажается группа серий среднезернистого песка с асимметричной параллельной волнистой слоистостью, подчеркнутой темно-серыми прослоями алеврита. Волнистые слойки наклонены на запад под углом 15°, что обусловлено осадконакоплением на наклонном дне. Сильно смещенная рябь течения в верхней части расчистки создает впечатление криволинейной косой слоистости. Направление смещения асимметричной рябь течения снизу вверх по разрезу соответствует преобладающему направлению движения

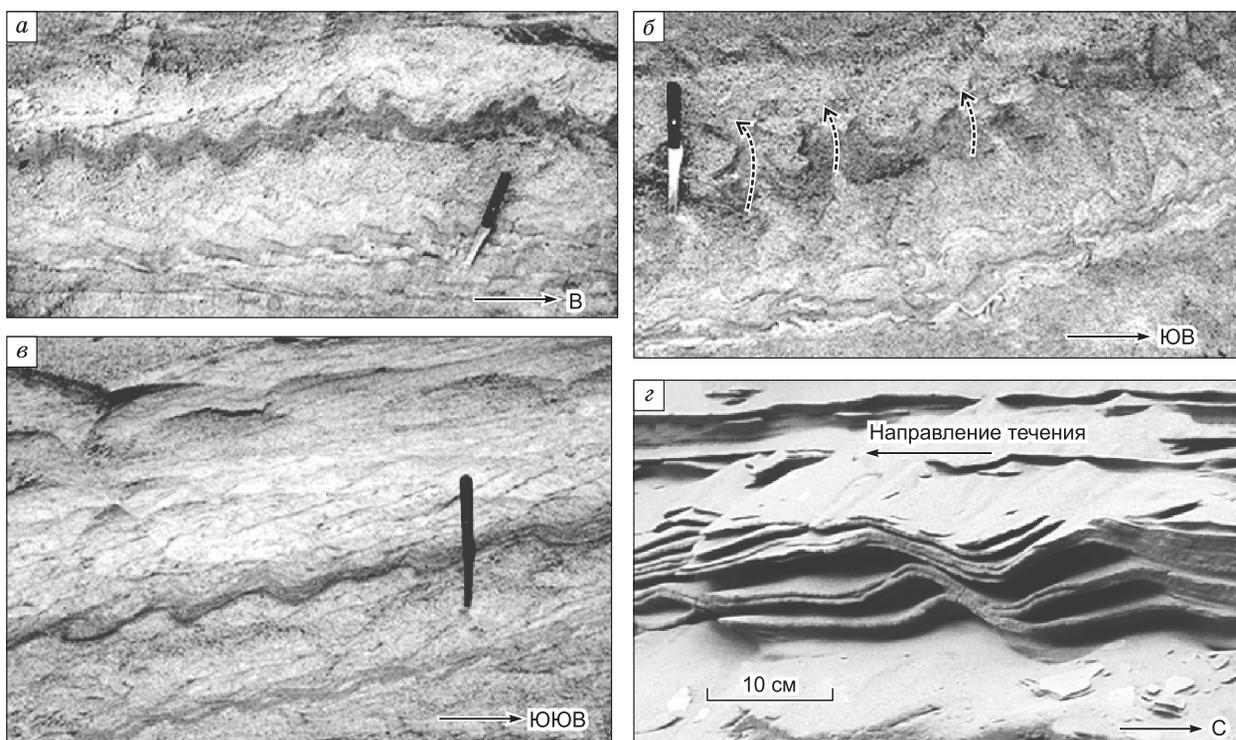


Рис. 5. Структуры нарушенной слоистости и первичные текстуры в толще пологоволнистых и косоволнистых песков мелководно-озерного генезиса, вскрытых карьером у подножия Ю. Кукис-вумчорр.

а — деформированные гребешки ряби течения; *б* — серия прорывов (показаны стрелками) песчаным материалом алевроитового прослойка с образованием «факелов», развитая среди песков с косоволнистой слоистостью; *в* — среднезернистый песок с асимметричной волнистой слоистостью; *г* — отпрепарированный среднезернистый песок с сильно смещенной асимметричной волнистой слоистостью (рябь течения). Местоположение расчисток: *а–в* — т. 1, слой 5, *г* — вблизи т. 2 (аналог слоя 4 на рис. 6, *а*).

среды на восток (к коренному склону). Снизу вверх обнажения длина и высота знаков ряби уменьшаются. Например, лента в основании расчистки характеризуется длиной волны 25—35 см и индексом ряби 7—8, вверху расчистки соответственно — 15—20 и 5—6 см. Низкие индексы ряби, более характерные для ряби волнения, чем течения, по-видимому, обусловлены наблюдением волнистой слоистости в косом срезе.

Точка 2 (бровка террасы). Наиболее низкая рабочая площадка в северо-западной части карьера (см. рис. 1, т. 2) ограничена с трех сторон уступом высотой 3.0—3.5 м и вскрывает область бровки флювиогляциальной террасы. С запада к площадке примыкает целик водно-ледниковой террасы высотой до 5 м, переходящей в склон узкой V-образной долины ручья, вытекающего из древнеледниковой цирка Снежный. В откосах обследованного уступа обнажены хорошо препарированные флювиогляциальные осадки, перекрывающие озерные образования.

В восточной и северной частях вышеописанного уступа вскрывается *серия с косой слоистостью*, аналогичная слою 4, вскрытому промоиной в т. 1. Благодаря изменению направления стенки обнажения, видимый угол падения слоев серии плавно уменьшается до 0° в северной стенке, а слоистость кажется здесь горизонтальной прямой или параллельно-линзовидной. Максимальный (истинный) угол падения слоев составляет 10—12°, направление падения — ЮЮВ. Серия состоит из параллельных, прямолинейных, хорошо выдержанных по простиранию, относительно маломощных (2—10 см) слоев крупного песка и гравия с редкими гальками. Строение слоев — преимущественно однородное.

В западном борту карьера на протяжении 150 м вскрывается крупная косослоистая серия с падением слоев в южном направлении и истинным углом наклона слоистости 15—20° (в сечении, перпендикулярном простиранию). Материал здесь более грубый, чем в первой косослоистой серии, с преобладанием слоев галечников мощностью от 0.5 м, сменяющихся к югу мощными (до 1.5—2.0 м) слоями валунно-галечных отложений с подчиненными песчано-гравийными прослоями.

Озерные отложения в т. 2 доступны для изучения только в нижней части северного уступа, где частично прикрыты осыпью. Для их документирования поверхность обнажения была расчищена в не-

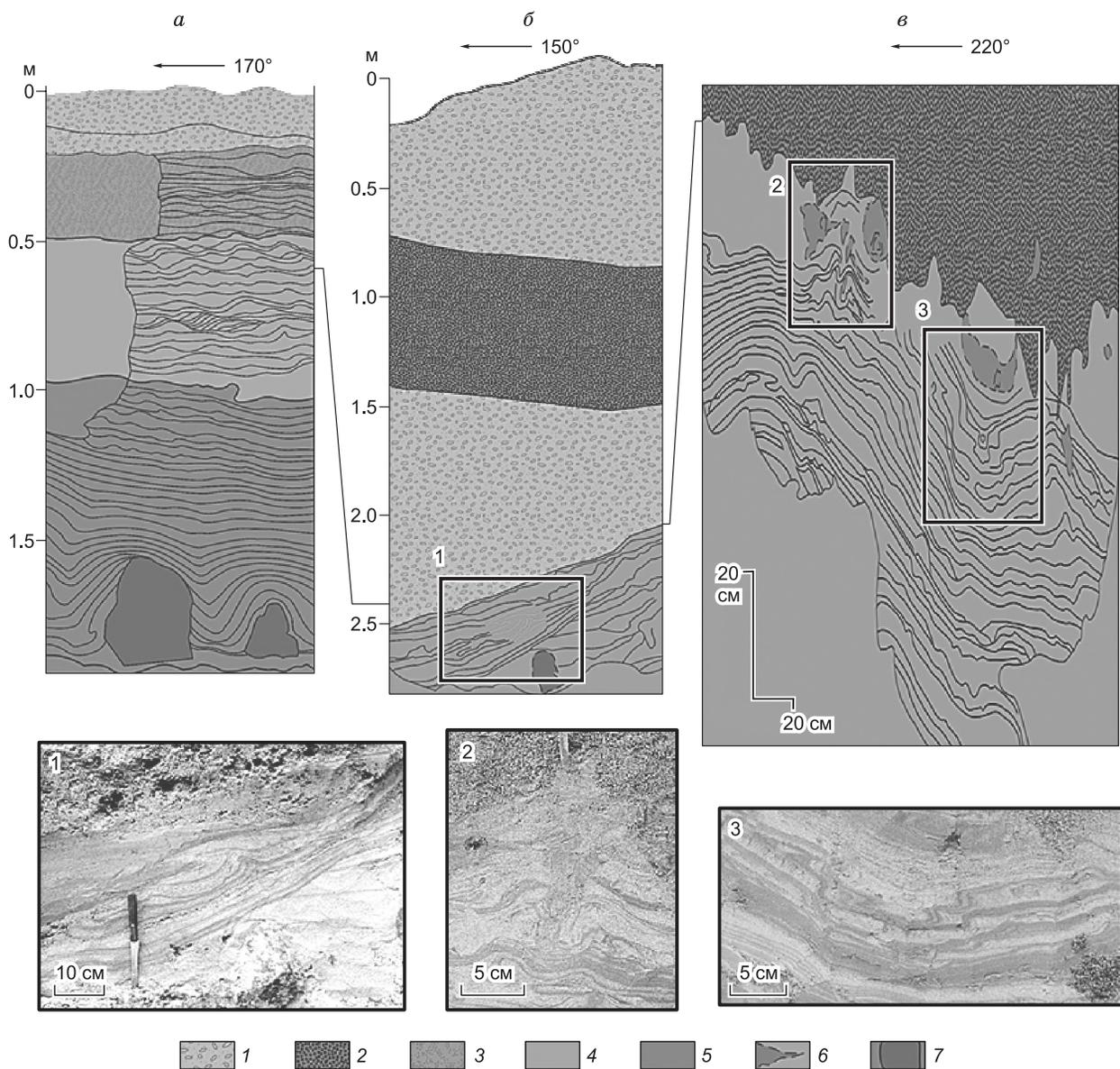


Рис. 6. Деформационные структуры в озерно-ледниковых осадках, вскрытых в западном борту (т. 2) песчано-гравийного карьера у подножия Ю. Кукисвумчорр.

1, 2 — слои флювиогляциального генезиса: 1 — однородные гравелистые пески, 2 — однородные крупнозернистые пески; 3—5 — слои озерно-ледникового генезиса: 3 — среднезернистые пески с косоволнистой текстурой; 4 — ритмичное переслаивание алевритов и мелкозернистых песков с параллельной и смещенной (в южных румбах) рябью течения; 5 — ленточные суглинки с текстурами облекания и примыкания; 6 — включения плотных, однородных алевритов; 7 — валуны-дропстоуны. Фотографии фрагментов расчисток с деформациями слоистости: 1 — наклонная антиклинальная микроскладка; 2 — субвертикальная клиновидная структура; 3 — дисгармоничная пloyчатость с мелкими флексурами.

скольких местах. Отложения застойных вод (рис. 6, усл. зн. 3—7) залегают в виде крупной линзы, ограниченной по латерали флювиогляциальными косыми сериями (см. рис. 6, усл. зн. 1, 2). Крупность материала увеличивается снизу вверх по мере заполнения бассейна осадками. Наиболее высоко кровля озерных отложений поднимается в центре северной стенки (см. рис. 6, а), где под супесчаными тонкослоистыми осадками выходят типичные ленточные глины. Здесь фациальные переходы между озерными и флювиогляциальными осадками представлены наиболее полно, поскольку присутствуют промежуточные, по-видимому, пляжные фации с мелкими знаками ряби течения.

В вышеупомянутой *переходной песчано-алевритовой толще* (см. рис. 6, а) выявлено ритмичное переслаивание среднезернистого песка и алеврита с правильной текстурой знаков ряби течения. Форми-

рование этой текстуры обусловлено отложением осадка, переносимого течением как на крутом (как в случае косой слоистости), так и на пологом склоне валиков ряби. На связь волнистой слоистости с рябью течения указывает ее сильная асимметрия (отношение длины пологого и крутого склонов) и индекс ряби, превышающий характерные значения этого показателя для ряби волнения (5—10). Строение слойков — отчетливо двучленное, ленточное (алевроит на песке), с прямой сортировкой, указывающей на нормальную пульсацию скорости потока (резкое возрастание и медленное снижение). Характерны асимметричные, от слабо- до сильно смещенных волн с закругленными хребтиками соответственно с малой и большой асимметрией. В асимметричной ряби (см. рис. 5, з) на крутом (передовом) склоне слойки толще, а материал крупнее, чем на пологом. Слойки образуют смещенные друг относительно друга серии (3—15 лент), частично срезанные, с заполнением линзовидных промежутков между сериями песчаным материалом. В линзах иногда видна косослоистая текстура, подчеркнутая скоплениями темноцветных минеральных зерен. Толщина лент песчано-алевроитовых 5—18 мм, длина волн — 10—22 см, амплитуда — 1—3 см, индекс ряби 8—15.

Вверх по разрезу асимметричные знаки ряби, как правило, смещаются в южном направлении, также к югу обращены передовые (крутые) склоны валиков. Это позволяет заключить, что течение небольшой интенсивности (отсутствуют выдержанные косослоистые серии) в мелководной зоне озерного бассейна сохраняло на протяжении длительного времени преимущественно южное направление. Вероятно, выдержанное в этом направлении течение обусловлено поступлением в озеро талых ледниковых вод с севера, сформировавших впоследствии очень крупную косослоистую серию, слагающую верхнюю часть разреза террасы.

В обнажении на рис. 6, а ниже пляжных фаций наблюдается постепенный переход алевроитов в пластичные *ленточные суглинки* с типичными текстурами облекания крупнообломочных включений (дропстоунов). В основании обнажения расчищены валуны и наблюдались изменения слоистости в виде текстур примыкания, переходящих выше в слоистость огибания. Также отмечены резкие, выпуклые куполообразные изгибы слоев в местах приближения включений к плоскости расчистки. Слойки примыкания поднимаются по краю субстрата, выклиниваясь у его вершины (асимптотический контакт). Облегающие слойки переваливают через валуны-дропстоуны, утоняются над их вершинами и расширяются в понижениях между валунами. Наблюдаемые текстуры возникли в результате постепенного выполаживания осадком неровностей на каменистом дне приледникового озера. На высоте 20—30 см над вершинами друпстоунов изгибы слоев полностью затухают, и слоистость приобретает обычный параллельный вид. Толщина лент 2—3 мм. Примечательно, что каждая 6—14-я лента заметно светлее остальных. В целом в строении годовых лент преобладают темные, зимние слойки, что говорит о накоплении осадков в относительно глубоководной (дистальной) части озера.

В остальных двух расчистках (см. рис. 6, б, в) озерные осадки претерпели значительный размыв и по эрозионному контакту перекрываются косослоистым флювиогляциальным материалом. Здесь выявлены разнообразные примеры нарушения горизонтальной или наклонной первичной слоистости. Так, в кровле слоя озерно-ледниковых осадков (см. рис. 6, б) обнаружена единичная островершинная, наклоненная в направлении падения слоя антиклинальная складочка, ограниченная темным утолщенным слоем (5 см) с границей, закрученной в сторону наклона складки. Снизу горизонт смятия ограничен наклонным прослоем крупнозернистого песка.

В другом обнажении (см. рис. 6, в) отмечаются резкие изгибы слойков с изменением мощности и даже пережатием лент, что указывает на интенсивное постседиментационное перераспределение осадка. Например, в правой части расчистки (фрагмент 3), серые алевроиты приобретают плейчатость с коленообразными перегибами (флексурами), в которых уклон слойков становится вертикальным или даже обратным. Также в кровле слоя выявлена субвертикальная клиновидная структура длиной 15 см и максимальной шириной 5 см (фрагмент 2). Материал внедряется во вмещающий осадок сверху вниз с разрывом слойков и их заворотом книзу. Под клином слойки прогибаются вниз с раздвижением материала в стороны, на что указывают парные линзовидные расширения песчаных слойков, имеющие компенсационный характер.

Разрез четвертичного комплекса в долине р. Вуоннемйок. В юго-восточной части Хибин расположен Коашвинский карьер, который вскрывает конечную морену, замыкающую долину р. Вуоннемйок. Время формирования моренной гряды определяется как аллерд—поздний дриас [Евзеров, Николаева, 2000]. Вскрытый карьером комплекс позднечетвертичных отложений [Николаева, 2014] общей мощностью до 65—70 м сложен сверху вниз: мореной поздневалдайского покровного оледенения, флювиогляциальной песчано-гравийно-галечной толщей, озерно-ледниковыми ленточными осадками и несортированной основной валунно-глыбовой мореной горного оледенения. По данным бурения [Чувардинский, 1985], слой ленточных отложений имеет сплошное распространение в долине р. Вуоннемйок и залегает со слабым падением 2—3° по уклону ее тальвега. Мощность толщи колеблется от 2 до 12 м, постепенно уменьшаясь к верховьям и бортам долины.

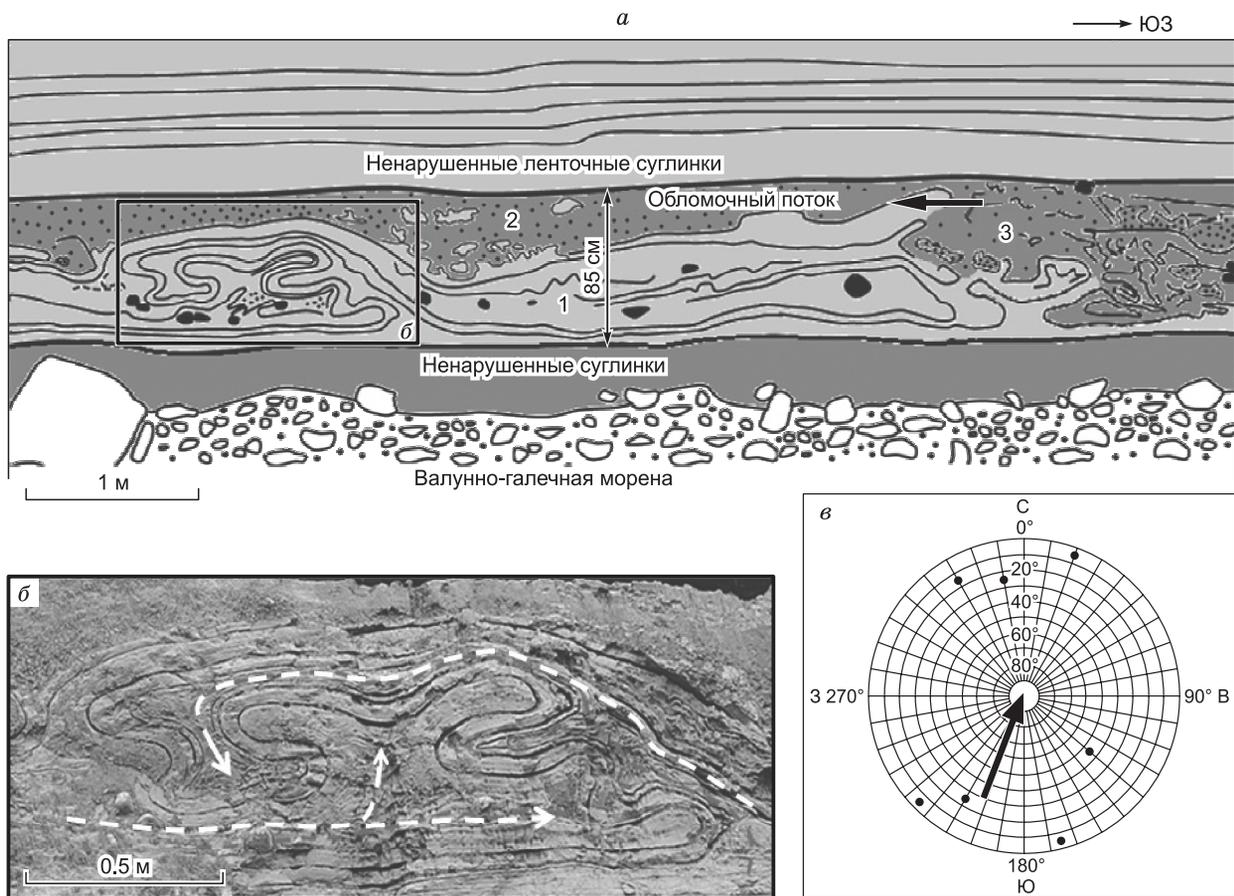


Рис. 7. Фрагмент складчатого горизонта в основании пласта ленточных глин, вскрытых в юго-восточном борту Коашвинского карьера.

a — схематическая зарисовка обнажения с деформационным горизонтом, включающим: 1 — пликативно деформированные суглинки с галькой; 2 — бесструктурные супеси с фрагментами слоя 1; 3 — обрывки и мешанина слоистых суглинков; *б* — фотография сложной ныряющей складки с грибовидным ядром и схема движения материала; *в* — круговая полярная диаграмма азимутов и углов падения осевых плоскостей складок по замерам в юго-восточном борту карьера [Николаева, 2009] и восстановленное направление движения образовавшего их обломочного потока.

Внутри субгоризонтального пласта озерно-ледниковых отложений мощностью 5—7 м в юго-восточном борту карьера нами установлены два горизонта деформаций в резко ограниченных стратиграфических пределах. Эти нарушения резко отличаются по морфологии от вышеописанных локальных деформационных структур в песчано-алевритовых осадках и более подробно рассмотрены нами в [Горбатов, Колесников, 2016].

Верхний горизонт деформаций мощностью 0.5 м выражен только в крайней юго-восточной части пласта и представлен чередованием узких, опрокинутых и закрученных синформных складок и широких антиформных складок с преобладающей северо-восточной вергентностью.

Нижний деформационный горизонт мощностью 0.6—1.0 м подстилается песчано-гравийно-галечной мореной и прослежен на протяжении 300 м. Здесь преобладают складки также северо-восточной вергентности. Среди относительно простых складок изоклиальной, веерообразной и коробчатой формы выделяется сложная закрученная складка с грибовидным ядром (рис. 7). Ленточные отложения содержат единичные включения крупных обломков и крупнозернистого песка. Складки без срезания перекрыты бесструктурным, гомогенизированным горизонтом с крупнообломочными включениями и супесчаным заполнителем, иногда с фрагментами деформированных ленточных суглинков. Бесструктурный горизонт характеризуется ровной кровлей и, в свою очередь, перекрыт тонкослоистыми ленточными суглинками.

В центральной части северо-западного борта карьера, вблизи примыкания ленточных отложений к кристаллическому массиву обнаружена складчатая деформация длиной до 20 м и мощностью 1.8—2.5 м. Деформационная структура сложена светло- и темно-серым алевритом и состоит из нескольких утолщений из напользающих друг на друга лежащих, опрокинутых и ныряющих складок с амплитудой до 2 м.

Осевые плоскости складок наклонены от скального борта на север-северо-восток. Пространство между складками заполнено темно-серым гомогенизированным алевритом с включением грубообломочного материала. По мере удаления от скального массива пликативные структуры постепенно затухают.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ СОБЫТИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОПИСАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ИХ СВЯЗЬ С ДЕФОРМАЦИОННЫМИ ЭПИЗОДАМИ

«Кукисвумская» конечная морена. Обследованный разрез проксимального (внутреннего, обращенного к телу ледника) склона «кукисвумской» конечной морены демонстрирует переход частично перемытой, сильноопесчаненной морены (слои 1, 2) через флювиогляциальные отложения (слои 3—6) с подчиненными слоями и линзами озерно-ледниковых осадков (слои 4 и 7). Строение разреза позволяет сделать заключение, что перед формированием моренного вала в результате наступления покровного ледника с юга в ранневалдайскую эпоху, перед фронтом ледника действовали водно-ледниковые потоки, выносящие из его тела промытый обломочный материал, а также существовали небольшие озера, в котором накапливались ленточно-слоистые осадки в виде линз, вложенных во флювиогляциальные отложения. Линзовидная слоистость флювиогляциального материала, в свою очередь, показывает, что его вынос и отложение происходили отдельными струями, часто мигрирующими и изменяющими направления.

Необходимо остановиться на ряде характерных особенностей разреза флювиогляциальных отложений «кукисвумского» моренного вала:

1. В разрезах между различными типами текстур и гранулометрическими разностями отложений нет закономерного ряда, характерного, например, для аллювиальных фаций.

2. Намечающаяся обратная сортировка материала во всей толще — материал грубеет в разрезе снизу вверх от тонкозернистых песчано-алевритовых осадков до грубослоистых, крупнообломочных мореноподобных отложений.

3. В отложениях встречаются несколько фациальных типов субаквальных отложений: а) грубослоистые пачки с линзовидной и хаотичной слоистостью — фации мощных подледниковых(?) потоков; б) небольшие линзы песка с косой слоистостью — фации мелких струй или ручьев, часто меняющих направления; в) мелкозернистые пески с пологоволнистой слоистостью — фации плоскостного потока, либо мелководной зоны небольшого озера; г) ленточные суглинки — дистальные, более глубоководные озерные фации.

Все выявленные *деформационные структуры* в разрезе моренной гряды (повторяющиеся язычки, микроскладки и овоиды) приурочены к кровле слоя 7 в общем разрезе (см. рис. 2, слой 3), состоящего из ритмично переслаивающихся песков и алевритов с пологоволнистой и смещенной волнистой слоистостью, залегающего под гравийно-галечными отложениями.

Флювиогляциальная терраса у подножия горы Южный Кукисвумчорр. Наблюдение за внутренним строением флювиогляциальной террасы в двух точках, расположенных вблизи тылового шва (см. рис. 1, А, т. 1) и бровки (т. 2.), позволяет выделить, по крайней мере, четыре последовательных седиментационных события позднелепистоценового (1—3) и голоценового (4) возраста при формировании данной формы рельефа:

1. Накопление ленточных алевритов с текстурами облекания друпстоунов в дистальной области небольшого приледникового озерного бассейна (на ледниковое питание указывает ленточная слоистость и наличие в осадках друпстоунов).

2. Накопление песчано-алевритовых осадков со знаками ряби течения в мелководной зоне озера при периодическом поступлении талых ледниковых вод с севера (наблюдения за знаками ряби).

3. Формирование в результате кратковременного сброса мощного потока ледниковых вод вниз по долине р. Кукисийок очень крупной косослоистой серии флювиогляциального генезиса (см. рис. 3), повсеместно залегающей с несогласием на озерно-ледниковых осадках.

4. Перекрытие флювиогляциальных отложений в районе тылового шва террасы шлейфом коллювиальных накоплений.

Высокая мощность и однонаправленность косой слоистости *верхней толщи* валунных галечников и гравелистых песков в песчано-гравийном карьере указывают на две характерные особенности динамики среды осадконакопления во время седиментационного события 3 — высокую скорость течения и ее выдержанность по направлению. Вынос обломочного материала происходил широким фронтом, что позволяет рассматривать отложения, слагающие верхнюю часть террасы, в качестве фаций мощного руслового потока в зоне его разгрузки (например, при впадении в приледниковое озеро), действующего достаточно короткое время, поскольку этим потоком была сформирована лишь одна косослоистая серия, отличающаяся очень большой мощностью (более 8 м).

Азимуты падения слоев во всех обнажениях сосредоточены в южных румбах, что свидетельствует о движении водного потока с севера на юг (вниз по долине р. Кукисийок), так как отложение осадков происходило на передовом склоне проградирующего в том же направлении аккумулятивного вала, от-

личающегося большой протяженностью, шириной и прямолинейностью. Привлекает внимание пологий наклон слоев косоугольной серии, выдержанный в пределах 10—20°. Примечательно, что по этому показателю отложения рассматриваемой флювиогляциальной террасы находятся ближе к морским фациям (10—25°), чем аллювиальным (20—30°) [Ботвинкина, 1962].

Возможным источником сильного водного потока мог быть катастрофический сброс вод озера (спиллвей), располагавшегося в подпруженном ледником троговой долине р. Кунийок, через перевал Кукисвумчорр (направление показано стрелкой на рис. 1). К результату деятельности подобных прорывных потоков относят аналогичный комплекс флювиогляциальных террас в долине р. Поачйок [Ананьев, 1998 а,в].

В нижней толще озерного генезиса (слой 5) в т. 1 обнаружены пески с правильным рисунком волнистой слоистости, обусловленной рябью течений. Низкие значения индекса ряби (4—6) присущи субаквальному условиям седиментации, а ее симметричность и отсутствие смещения указывают на наличие слабых, но выдержанных по направлению течений, характерных, например, для береговых областей мелководного озера.

Слоистость тонкозернистых осадков в т. 2 отражает сезонные смены проточного (летнего) и застойного (зимнего) режима седиментации, с ритмично-попеременным накоплением песчаного и алевритового материала. Смещение волнистых слоев (см. рис. 6, а) происходило вследствие продвижения валиков ряби по течению (с севера на юг) за счет отложения песчаного материала преимущественно на переднем, более крутом склоне. Когда скорость течения уменьшалась, песчаные валики прекращали перемещение и облекались тонкозернистым материалом, отвесно выпадающим из взвеси. При усилении скорости течения толщина песчаных слоев резко увеличивалась, при этом рябь течения становится сильно смещенной, переходящей в косоволнистую слоистость. Также при усилении течения возможен распад волнистых песчаных слоев на цепочке линз. Обращает на себя внимание не только ритмичность толщи, но и однонаправленность перемещения знаков ряби (во всем обнажении), указывающие на длительное сохранение направления течения при четкой сезонной пульсации скорости потока.

Послойное изучение разреза флювиогляциальной террасы позволило установить, что все нарушения (единичные антиклинальные складочки, деформации гребешков ряби течения, изгибы слоев, плейчатость и т.п.) приурочены к толще ритмично переслаивающихся песчано-алевритовых осадков, накопленных в мелководной зоне небольшого приледникового озера (седиментационное событие 2). Эти нарушения не являются регулярными, образующими выдержанные по простиранию горизонты и систематически повторяющиеся в разрезах, однако в большей степени они тяготеют к частично размытой кровле слоя озерных отложений, на которых залегают косоугольная флювиогляциальная серия. Так, к верхней границе песчано-алевритовой толщи приурочена единичная клиновидная текстура внедрения (см. рис. 6, в, фрагмент 2), деформации же гребешков ряби течения сосредоточены внутри толщи озерных осадков.

Коашвинский карьер. При формировании разреза четвертичных отложений, вскрытых Коашвинским карьером, можно выделить, по крайней мере, четыре основных позднеплейстоценовых седиментационных события:

1. Отложение на эродированном коренном ложе основной морены с преобладанием обломков нефелиновых сиенитов Хибинского массива, в фазу горно-долинного ледника (ранневалдайская эпоха).

2. Отложение ленточных суглинков и супесей в приледниковом озере, запертом в верховьях долины р. Вуоннемйок в результате ее подпруживания краем отступающего покровного поздневалдайского ледника в эпоху аллерёдского(?) потепления (12.7—13.4 тыс. л. н.). Накопление отложений сопровождалось деформационными эпизодами, фиксированными протяженными горизонтальными пликативными деформациями.

3. Отложение косоугольных серий песчано-гравийно-галечных отложений, относимых к фации флювиогляциальной дельты, накопившейся у края покровного поздневалдайского ледника. Преобладание азимутов падения косых слоев в западных и юго-западных румбах [Николаева, 2009] свидетельствует о перемещении потока ледниковых вод вверх по долине р. Вуоннемйок.

4. Отложение основной морены поздневалдайского покровного ледника с преобладанием аллохтонных обломков кислых, основных и метаморфических пород. Морена сформировала тело конечной напорно-насыпной гряды в результате наступления ледника в фазу позднедриасского похолодания (11.7—12.7 тыс. л. н.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Генезис деформационных структур и их сравнение с сейсмогенными нарушениями

Выявленные деформационные структуры во всех изученных разрезах развиты в озерно-ледниковых осадках различного литологического типа: от ленточных глин и алевритов с горизонтальной и по-

логоволнистой слоистостью до среднезернистых песков с косоволнистой слоистостью. Приуроченность деформаций к субаквальным отложениям показывает, что они возникли в неуплотненных, водонасыщенных осадках в период их накопления или сразу же после завершения седиментации, пока отложения не потеряли способность к пластичным деформациям. Поскольку обнаруженные сильные смятия не могли сохраниться на дне бассейна, то, очевидно, осадки деформировались уже после их перекрытия новыми слоями.

Образование разнообразных нетектонических деформационных структур в слаболитифицированных субаквальных отложениях могло быть связано с динамическими условиями седиментации (воздействии волочения и колебаний порового давления на осадок, перемещаемый донными течениями и волнениями; быстрая седиментация), подводно-оползневыми (текучесть осадка на наклонных поверхностях), конвективными, глициогенными и криогенными процессами, а также сейсмическими воздействиями.

Несмотря на развитие выявленных внутрислойных пликативных деформаций в отложениях, генетически связанных с моренами (по крайней мере, в разрезе моренной гряды и Коашвинском карьере), гляциодинамические воздействия при их формировании можно исключить по двум причинам. Во-первых, гляциотектонические дислокации должны были бы охватывать всю толщу слоистых озерных отложений и содержать участки интенсивного смятия, хаотичные или вергентные складчато-надвиговые структуры, а также, возможно, и провальные дислокации и крупные знаки нагрузки [Gruszka et al., 2016] в случае отложения морены на слабоконсолидированный или частично оттаявший субстрат с погребенными линзами льда. Никаких подобных структур в обследованных обнажениях не наблюдалось. Во-вторых, представляется весьма распространенной ситуация, когда налегание моренного материала на уже консолидированный и в достаточной степени компетентный подледниковый флювиогляциальный или лимногляциальный субстрат происходит без деформации последнего, а путем надвигания по субгоризонтальной поверхности срыва или детачмента [Piotrowski et al., 2001].

Поскольку описанные нарушения образовались практически сразу после накопления еще неуплотненного, водонасыщенного осадка в озерных условиях, происхождение этих структур может быть объяснено внутренними факторами, связанными исключительно с условиями седиментации алевритов и мелкозернистых песков в мелководно-озерных обстановках. Деформированию этих отложений способствует их повышенная способность к разжижению и флюидизации, и прочим тиксотропным эффектам, даже при слабых статических и динамических нагрузках, возникающих во время седиментации (неравномерное статическое давление, воздействие течений и волнений) или сразу же после ее завершения (промерзание осадка). Примечательно, что наиболее интенсивные конволюции приурочены к слоям мелко- и тонкозернистых песков и алевритов, которые легче других отложений теряют сцепление в водонасыщенных условиях при слабых внешних нагрузках, в том числе сейсмических сотрясениях, или в состоянии обратного градиента плотности [Tsuchida, Hayashi, 1971]. При этом необходимо обратить внимание на отсутствие выраженных конволютных структур как в отложениях, насыщенных глинистыми частицами (ленточных суглинках), так и в более крупнообломочных отложениях (крупнозернистых и гравелистых песках).

Наиболее вероятной причиной формирования малоразмерных конволютных структур (антиклинальные прямые микроскладки, овоиды) в разрезах моренной гряды и флювиогляциальной террасы, на наш взгляд, может быть конвективная неустойчивость водонасыщенных осадков при субгоризонтальном залегании отложений (см. рис. 2, 5, а) в условиях инверсии плотностей и комбинация конвективного механизма с подводным оползанием при наклонном залегании слоистости (см. рис. 6, фото 1).

Так, периодические узкие антиклинальные структуры восходящего внедрения, разделенные широкими синформными складками (см. рис. 2, правая фотография), внешне весьма схожи с деформациями типа центрального проседания. Подобные нарушения возникают при конвективной неустойчивости (стадия II, по [Артюшков, 1963 а, б], в двухслойной среде с инверсией плотностей (например, пески на алевритах), при вязкости верхнего слоя меньшей вязкости нижнего слоя. Овоиды и каплевидные фрагменты (псевдонодули) в этом случае могут рассматриваться как конечный результат развития неустойчивости в слоистом осадке (стадия III). Аналогичная интерпретация по контрастности вязкостей для двухслойной модели с инверсией плотностей приводится для куполообразных структур нисходящего внедрения (знаков нагрузки), разделенных диапирообразными антиклинальными складочками, образующимися в условиях сейсмического разжижения [Alfaro et al., 1990, см. fig. 6].

Проиллюстрируем принципиальную выполнимость двух условий, по Е.В. Артюшкову [1963, а, б], необходимых и достаточных для развития конвективной неустойчивости в грунтах: 1) инверсия плотностей слоев; 2) малое сопротивление сдвигу грунтов, достаточное для саморазвития первичных малых возмущений на неровной границе слоев (например, при пологоволнистой слоистости). Первое условие, очевидно, выполняется вследствие чередования в изученных разрезах песчаных и алевритовых слоев, имеющих контрастную плотность. Установить справедливость второго условия значительно сложнее, однако сопротивление сдвигу песчано-алевритовых осадков в условиях полного водонасыще-

ния могло быть очень мало и достаточно для развития конвекции. При этом надо учитывать, что по мере консолидации отложений за счет давления вышележащих осадков, сопротивление сдвигу грунтов закономерно возрастает, поэтому наиболее вероятно формирование конвективных структур неустойчивости сразу же после накопления вмещающих их отложений.

Мелкие разрывы слоев со взбросовой кинематикой в разрезе моренной гряды, по-видимому, являются результатом хрупкой деформации уже консолидированного осадка и образовались несколько позднее сопряженных с ними пликативных нарушений. Возможной причиной их образования было латеральное давление ледника во время отложения напорно-насыпной морены, слагающей верхнюю часть разреза.

Структуры сложного смятия с раздроблением и частичным перемешиванием отдельных слоев (см. рис. 5, б), не имеющие резкой границы между нарушенными и ненарушенными участками, наиболее близки к текстурам взмучивания по классификации Л.Н. Ботвинкиной [1962]. Такие структуры характерны для мелководных условий седиментации и связаны с воздействиями на текучий, водонасыщенный осадок вихревых движений воды, приводящих к его деформации без перевода во взвешенное состояние и размыва. Отнесение сложных перемешиваний осадков именно к текстурам взмучивания подтверждается развитием их среди песков с косоволнистой слоистостью, указывающих на наличие донных течений в мелководной зоне озера, которые могли приводить к взмучиванию уже накопленных осадков. Поскольку контуры слоев являются достаточно размываемыми, то при перемешивании осадков, по-видимому, находился в полужидком состоянии.

Некоторые из деформационных структур практически неотделимы от текстурных особенностей вмещающих их отложений. Например, малоамплитудные волнистые изгибы (см. рис. 5, а) в нижней части разреза песчано-гравийного карьера, очевидно, являются результатом вторичной деформации (вследствие конвективной неустойчивости) параллельной ряби течения, местами переходящей в косоволнистую слоистость. Поскольку диапирообразные изгибы слоев не могли сохраняться на дне бассейна, осадок сминался уже после его перекрытия вышележащими отложениями. Аналогичные седиментационные структуры, связанные с деформацией волнистой слоистости, способны образовывать довольно протяженные горизонты, что может служить основанием для их ошибочного отнесения к разряду сейсмиков.

Нельзя исключить, что необходимый для развития конволютивных структур переход озерных осадков в текучее состояние при формировании флювиогляциальной террасы мог быть связан с циклами промерзания и оттаивания верха толщи во время смены режимов осадконакопления на временной границе седиментационных событий 2 и 3. Этому не противоречит распространенность деформаций в позднеплейстоценовых отложениях. В пользу данного предположения свидетельствует также приуроченность нарушений в разрезе флювиогляциальной террасы в т. 2 к кровле озерных осадков, а также обнаружение среди них клиновидного тела, похожего на небольшую грунтовую жилу — псевдоморфозу по повторно-жильному льду (см. рис. 6, б) в парагенезе с дисгармоничными флексурными складками.

От рассмотренных выше седиментационных деформационных структур необходимо отличать текстуры облекания (см. рис. 6, а), которые не связаны с постседиментационным перераспределением осадка, а являются следствием выполнения в почти неподвижной среде отложения донными осадками неровной поверхности осадконакопления при поступлении в осадок крупнообломочных включений типа дропстоунов.

Изученные в двух разрезах мелкие деформационные структуры (язычки, овоиды, изгибы слоев и т.д.) не удовлетворяют основным критериям, выделенным [Sims, 1975; Hempton, Dewey, 1983; Obermeier, 1996; Wheeler, 2002; Van Vliet-Lanoë et al., 2004; Деев и др., 2013; Корженков и др., 2014] для сейсмогенных конволюций, возникших в результате известных сильных землетрясений, несмотря на то, что данные нарушения развиты в восприимчивых к сейсмическим воздействиям осадках. В частности, эти структуры не выдержаны по простиранию, отличаются отсутствием циклического повторения в разрезах, синхронности образования, повторяемости форм конволюции по латерали, парагенеза с кластическими дайками, другими структурами флюидизации и гидроразрыва. Кроме того, по имеющимся данным нельзя достоверно установить внезапность их образования и доказать распределение синхронных деформационных структур в замкнутом ареале с усилением интенсивности деформаций к его центру, что характерно для сейсмиков.

На основании собранных данных предложены следующие критерии отнесения деформационных нарушений в озерно-ледниковых отложениях к разряду седиментационных структур, связанных с локальными физико-механическими условиями осадконакопления, и их отличия от сейсмогенных конволюций:

1. Развитие деформационных структур в песчано-алевритовых осадках, склонных к тиксотропным явлениям в процессе их консолидации.

2. Тесная связь морфологии деформационных структур с условиями седиментации вмещающих отложений и их текстурно-структурными особенностями (гранулометрический состав и тип слоистости).

3. Отсутствие в разрезах латерально протяженных деформационных горизонтов и их циклического повторения среди ненарушенных осадков, что не позволяет сопоставить отдельные конволюции с воздействием на процессы седиментации повторяющихся во времени внешних быстрых процессов, таких как сейсмические сотрясения.

4. Отсутствие четкой стратиграфической связи между конволюциями, которая могла бы указывать на их синхронное образование, несмотря на достаточно широкое распространение этих деформаций в разрезах.

5. Развитие конволютных структур в пачках с наклонной слоистостью, не позволяющее исключить их образование вследствие гравитационного течения или оползания осадка.

6. Отсутствие систематичности морфологии и ориентировки пространственных элементов конволюций.

Остановимся на генезисе складок в озерно-ледниковых осадках, вскрытых в Коашвинском карьере. Эти деформации резко отличаются по морфологии и условиям залегания от рассмотренных выше мелких деформационных структур и по ряду признаков (систематичность форм, наличие выдержанных горизонтов) сходны с сейсмогенными нарушениями. Однако есть веские основания, не позволяющие относить эти структуры к сейсмитам.

Образование складок в ленточных глинах Коашвинского карьера, по мнению С.Б. Николаевой [2014], связано с подводным оползанием осадков, накопленных на наклонных участках ложа озера, которое могло произойти в результате нарушения их критической точки равновесия при динамических воздействиях, возникших за счет сейсмических сотрясений. Чередование слоев деформаций и ненарушенных отложений связано с повторением периодов сейсмической активизации и сейсмического затишья.

На наш взгляд [Горбатов, Колесников, 2016], высокая встречаемость в складчатом горизонте систематически ориентированных складок и их повсеместное перекрытие гомогенизированными песчано-алевритовыми отложениями (см. рис. 7) позволяет предположить, что их формирование могло происходить в условиях волочения консолидированных осадков, вызванного трением плотного обломочного потока. Так, замеры в юго-восточном борту карьера азимутов и углов падения осевых плоскостей нескольких складок (см. рис. 7, в) показывают близкое к субширотному направление механического воздействия при их формировании (показано стрелкой), что не противоречит гипотезе обломочного потока, поступавшего с южного борта долины. Анализ структуры сложно закрученной складки, изображенной на рис. 7, более уверенно позволяет заключить, что движение вероятного обломочного потока, отложившего гомогенизированный материал и закрутившего нижележащие слоистые осадки против часовой стрелки, происходило с ЮЗ на СВ, т.е. со склонов примыкающей к Коашвинскому карьере горы Китчапак к центру долины р. Вуоннейок (направление движения показано стрелкой на врезке Б к рис. 1).

Необходимо подчеркнуть, что в деформационных горизонтах отсутствуют следы вибрационного разжижения, такие как резкие колебания мощности структуры прорыва, внедрения, флюидизации [Obermeier, 1996], которые должны были бы иметь место при сильных сейсмических сотрясениях. Облекание наиболее выступающих частей некоторых складок субгоризонтальными слойками наглядно показывают, что в процессе смятия пластичные слоистые отложения были достаточно уплотнены и не растекались под собственным весом. При сейсмическом разжижении этот микрорельеф не смог бы сохраниться. Наиболее вероятной причиной образования складчатого горизонта мог быть вынос селевого потока со склонов прилегающего горного массива или с верховий долины в результате прорыва подпрудного озера. Разгрузка этого потока в озерном бассейне могла привести к образованию плотного обломочного потока, деформировавшего консолидированные ленточные суглинки.

Проведенный анализ условий накопления и механизмов деформирования рыхлых осадков Хибинского горного массива не позволяет подтвердить сейсмический генезис структур нарушенной слоистости как выявленных впервые, так и описанных в предшествующих работах. На примере разреза ленточных алевритов в Коашвинском карьере показано, что даже выдержанные по простиранию на сотни метров горизонты интенсивного смятия, разделенные ненарушенными осадками и похожие по ряду параметров на сейсмогенные конволюции (систематичность складок по форме и ориентировке, мгновенность их образования и др.), могут быть не связаны с сейсмическим воздействием.

Авторы признательны заместителю директора ИФЗ РАН А.В. Пономареву за помощь в организации полевых работ; заведующему лабораторией палеосейсмологии и палеогеодинамики ИФЗ РАН А.М. Корженкову за внимательное прочтение рукописи и ценные рекомендации. Авторы также благодарят рецензентов Е.В. Деева и О.В. Лунину за конструктивные и доброжелательные замечания, которые позволили значительно улучшить качество статьи.

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ зоны новейших дислокаций на южном склоне Хибин // Геоморфология, 1989, № 2, с. 52—56.

Ананьев Г.С. Условия рельефообразования // Кольский полуостров / Ред. Т.М. Красовская. Смоленск, Универсум, 1998а, с. 30—39.

Ананьев Г.С. О строении рыхлых отложений в котловинах на юге Хибин // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI в. СПб., ВСЕГЕИ, 1998б, с. 308—309.

Ананьев Г.С. Следы позднечетвертичных прорывных паводков в Хибинском горном массиве // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI в. СПб., ВСЕГЕИ, 1998в, с. 311.

Артюшков Е.В. О возможности возникновения и общих закономерностях развития конвективной неустойчивости в осадочных породах // Докл. АН СССР, 1963а, т. 153, № 1, с. 162—165.

Артюшков Е.В. Основные формы конвективных структур в осадочных породах // Докл. АН СССР, 1963б, т. 153, № 2, с. 412—415.

Бискэ Ю.С., Сумарева И.В., Шитов М.В. Позднеголоценовое сейсмическое событие в Юго-Восточном Приладожье. I. Принципы исследования и деформационные текстуры // Вестник СПб. ун-та. Сер. 7, 2009, вып. 1, с. 3—25.

Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород. 1962, 542 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 59).

Верзилин Н.Н., Севастьянов Д.В. Следы голоценовых землетрясений в Приладожье // ДАН, 2001, т. 381, № 2, с. 255—258.

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.

Горбатов Е.С., Колесников С.Ф. Деформационные текстуры в озерно-ледниковых отложениях Хибин и оценка их сейсмогенности // Вопросы инженерной сейсмологии, 2016, т. 43, № 3, с. 5—17.

Горбатов Е.С., Сорокин А.А., Мараханов А.В., Ларьков А.С. Результаты детальных палеосейсмологических исследований в районе полуострова Киндо (Карельский берег Белого моря) // Вопросы инженерной сейсмологии, 2017, т. 44, № 3, с. 5—24.

Григорьев М.Н. Диагностика осадков эпизодических суспензионных потоков в позднекайнозойских отложениях севера Тимано-Печорской области // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена севера Евразии. Л., Изд-во ГО СССР, 1986, с. 81—89.

Государственная геологическая карта РФ. Карта четвертичных образований. Лист Q-(35)-37 / Сост. Г.И. Калинина, Н.П. Пежемская. СПб., ВСЕГЕИ, 2003, 1с.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Староверов В.Н. Отражение быстрых геологических процессов в отложениях и текстурах (на примере разновозрастных комплексов Северной Евразии) // Литосфера, 2012, № 6, с. 14—35.

Деев Е.В., Зольников И.Д., Гольцова С.В., Русанов Г.Г., Еманов А.А. Следы древних землетрясений в четвертичных отложениях межгорных впадин центральной части Горного Алтая // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (3), с. 410—423.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология, 2000, № 1, с. 61—73.

Корженков А.М., Аванесян М.А., Вирджино А., Караханян А.С. Сейсмогенные конволюции в четвертичных отложениях озера Севан (Армения) // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 56—65.

Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М., Л., Изд-во АН СССР, 1960, 233 с.

Металлогения восточной части Балтийского щита / Ред. Т.В. Билибина. Л., Недра, 1980, 247 с.

Николаева С.Б. Палеосейсмодислокации в Хибинском массиве (северо-восточная часть Балтийского щита, Кольский полуостров) // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, с. 409—412.

Николаева С.Б. Сейсмичность в позднеплейстоцен-голоценовых осадках северо-запада Кольского региона (северная часть Балтийского щита) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (7), с. 830—839.

Николаева С.Б. Складчатые деформации в позднеплейстоценовых отложениях Хибин (центральная часть Кольского полуострова): морфология и генезис // Вестник МГТУ, 2014, т. 17, № 2, с. 329—339.

Никонов А.А. Фенноскандия — недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия. 2002 год: материалы IV геофизических чтений им. В.В. Федынского. М., Научный мир, 2003, с. 207—214.

Никонов А.А. Сейсмодетформации в рыхлых отложениях и их использование в палеосейсмологических реконструкциях // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2007, т. 2, с. 54—58.

Спиридонов А.В. О палеосейсмодислокациях в районе Печенгской структуры // Геофизические исследования, 2005, с. 79—84. (Тр. ИФЗ РАН, вып. 4).

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.

Чувардинский В.Г. К вопросу о морском позднем плейстоцене центральной части Кольского полуострова // Геологические события в истории плиоцена и плейстоцена южных и северных морей. Уфа, 1985, с. 33—37.

Alfaro P., Moretti M., Soria J.M. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera) // Eclogae Geol. Helv., 1997, v. 90, p. 531—540.

Bowman D., Korjenkov A.M., Porat N. Late Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan // Sediment. Geol., 2004, v. 163, p. 211—228.

Chunga K., Livio F., Michetti A.M., Serva L. Synsedimentary deformations of Pleistocene glaciolacustrine deposits in the Albese con Cassano Area (Southern Alps, Northern Italy), and possible implications for paleoseismicity // Sediment. Geol., 2007, v. 196, p. 59—80.

Gruszka B., van Loon A.J. Genesis of a giant gravity-induced depression (gravifossum) in the Enköping esker, S. Sweden // Sediment. Geol., 2011, v. 235, p. 304—313.

Gruszka B., Fard A.M., van Loon A.J. A fluctuating ice front over an esker near Ryssjön (S Sweden) as a cause of a giant load cast // Sediment. Geol., 2016, v. 344, p. 47—56.

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.

Moretti M. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in middle—late Pleistocene Aeolian deposits (Apulian foreland, Southern Italy) // Sediment. Geol., 2000, v. 135, p. 167—179.

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.

Obermeier S.F. Using liquefaction-induced and other soft-sediment features for paleoseismic Analysis // Paleoseismology / Ed. J.P. McCalpin. San Diego, Academic Press, 1996, p. 497—564.

Piotrowski J.A., Mickelson D.M., Tulaczy S., Krzyszowski D., Junge F.W. Were deforming subglacial beds beneath past ice sheets really widespread? // Quat. Int., 2001, v. 86, p. 139—150.

Seismites and their soft-sediment deformation structures / Ed. A.J. van Loon // Geologos, 2014, № 2, v. 20, p. 61—166.

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

Tsuchida H., Hayashi S. Estimation of liquefaction potential of sande soils // Proceedings of the Third Joint Meeting, US—Japan Panel on Wind and Seismic Effects, UJNR. Tokyo, 1971, p. 91—101.

Van Loon A.J. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview // Geologos, 2009, v. 15, p. 3—15.

Van Vliet-Lanoë B., Maygari A., Meilliez F. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of Quaternary continental deposits in Europe // Global Planet. Change, 2004, v. 43, p. 103—127.

Wheeler R.L. Distinguishing seismic from nonseismic soft-sediment structures: Criteria from seismic-hazard analysis // Geol. Soc. Am., 2002, v. 359, p. 1—11.

*Рекомендована к печати 25 апреля 2018 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию 22 августа 2017 г.,
после доработки — 27 февраля 2018 г.*