

ДЕТАЛЬНЫЕ ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В БОРТОВОЙ ЗОНЕ ВПАДИНЫ ОЗ. ИМАНДРА (Кольский регион): НОВЫЕ ПОДХОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

С.Б. Николаева¹, А.А. Никонов², С.В. Шварев^{2,3}, М.В. Родкин^{4,5}

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН,
184209, Апатиты, Мурманская обл., ул. Ферсмана, 14, Россия

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 123242, Москва, ул. Б. Гruzинская, 10, Россия

³ Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер., 29, Россия

⁴ Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
117997, Москва, ул. Профсоюзная, 84/32, Россия

⁵ Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б, Россия

Представлены результаты детальных палеосейсмогеологических исследований на ключевом участке в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Кольский регион, северо-восток Фенноскандинавского щита). Изучение различных групп палеосейсмодеформаций, развитых в зоне разлома, применение новых методов и подходов позволило выделить сегмент крупной сеймотектонической зоны, в которой в конце позднеледникового и в голоцене неоднократно возникали мощные землетрясения. Определены даты и местоположение очага.

Палеосейсмодеформации, палеосейсмичность, палеоземлетрясения, сеймотектоническая зона, Кольский регион, Фенноскандинавский щит, Кольская АЭС.

DETAILED PALEOSEISMOLOGICAL RESEARCH ON THE FLANK OF THE LAKE IMANDRA DEPRESSION (Kola region): NEW APPROACHES AND RESULTS

S.B. Nikolaeva, A.A. Nikonov, S.V. Shvarev, and M.V. Rodkin

We present results of detailed paleoseismological research at the key site on the flank of the Lake Imandra depression (Kola region, northeast of the Fennoscandian Shield). Study of various groups of paleoseismic deformations in the fault zone and application of new methods and approaches made it possible to recognize a segment of a large seismotectonic zone where violent earthquakes occurred repeatedly at the end of the Late Glacial and in the Holocene. The dates of earthquakes and the location of their foci are determined.

Paleoseismic deformations, paleoseismicity, paleoearthquake, seismotectonic zone, Kola region, Fennoscandian Shield, Kola Nuclear Power Plant

ВВЕДЕНИЕ

Кольский регион (часть Фенноскандинавского (Балтийского) кристаллического щита) традиционно рассматривался в основном по данным современного мониторинга сейсмичности как слабоактивный в тектоническом и сейсмическом отношениях. В результате исследований последних десятилетий эти представления существенно изменились. Установлено, что за последние 13 тыс. лет сейсмический режим характеризовался высокой сейсмической активностью во время дегляциации в масштабе тысячелетий [Kujansuu, 1964; Lundqvist, Lagerbäck, 1976; Olesen, 1988; Mörner, 1985, 2004; Lagerbäck, 1990; Lukashov, 1995; Лукашов, 1997; Николаева, 2001, 2009; Никонов, 2003; Евзеров, Николаева, 2003; Никонов, Шварев, 2015; и др.] и умеренной, а возможно, и слабой за последние столетия.

К настоящему времени разными группами исследователей собраны и изданы важные материалы и выводы по сейсмодеформациям и в кристаллических породах, и в рыхлых отложениях Кольского региона, преимущественно в его западной части [Авенариус, 1989, 2010; Николаева, 1993, 2001, 2008; Романенко и др., 2004; Шевченко и др., 2007; Верзилин и др., 2013; и др.]. Опубликованные материалы дают основание принимать с определенностью возникновение сильных землетрясений в позднем плейстоцене и в голоцене, в том числе и в позднем. Однако параметризация древних землетрясений по оставленным ими нарушениям, как задача весьма специальная, начала в регионе осуществляться только в последние годы. Наиболее представительные и значимые результаты удается получать на ключевых

участках, где есть возможность комплексно изучать сейсмогеологические материалы и палеосейсмические проявления [Родкин и др., 2012; Никонов и др., 2014; Николаева и др., 2016].

В настоящей работе представлены результаты комплексного изучения сейсмических проявлений на ключевом участке в центральной части Кольского региона (северо-восток Фенноскандинавского щита), на западном борту впадины оз. Имандра (рис. 1).

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Новейшая тектоническая структура Кольского региона рассматривается как сводово-глыбовая, обусловленная системой разнопорядковых блоков, поднятых на разную высоту по молодым и возрожденным древним разломам. Время начала новейшей активизации исследуемой территории относят к олигоцену [Стрелков, 1973; Кошечкин, 1979]. Блоковое строение отражено на картах неотектоники Балтийского щита [Николаев, 1969; Атлас ..., 1971; Земная кора..., 1978; Кошечкин, 1979; Карта..., 1979; Неотектоническая схема..., 2003]. Основная роль отводится тектоническим движениям, подчиненная — гляциоизостатическому эффекту, наиболее ярко проявлявшемуся сразу после снятия ледниковой нагрузки в конце плейстоцена — начале голоцена. Крупные линейные зоны, ограничивающие блоки, характеризуются повышенной сейсмической активностью [Геология..., 2002].

Озеро Имандра с высотной отметкой 127.5 м над ур. м. в плане имеет сложную лопастную форму, множество заливов, далеко вдающихся в сушу (см. рис. 1). Котловина озера, объединяющая несколько разноориентированных полуизолированных частей — Большая Имандра, Экостровская Имандра, Ба-

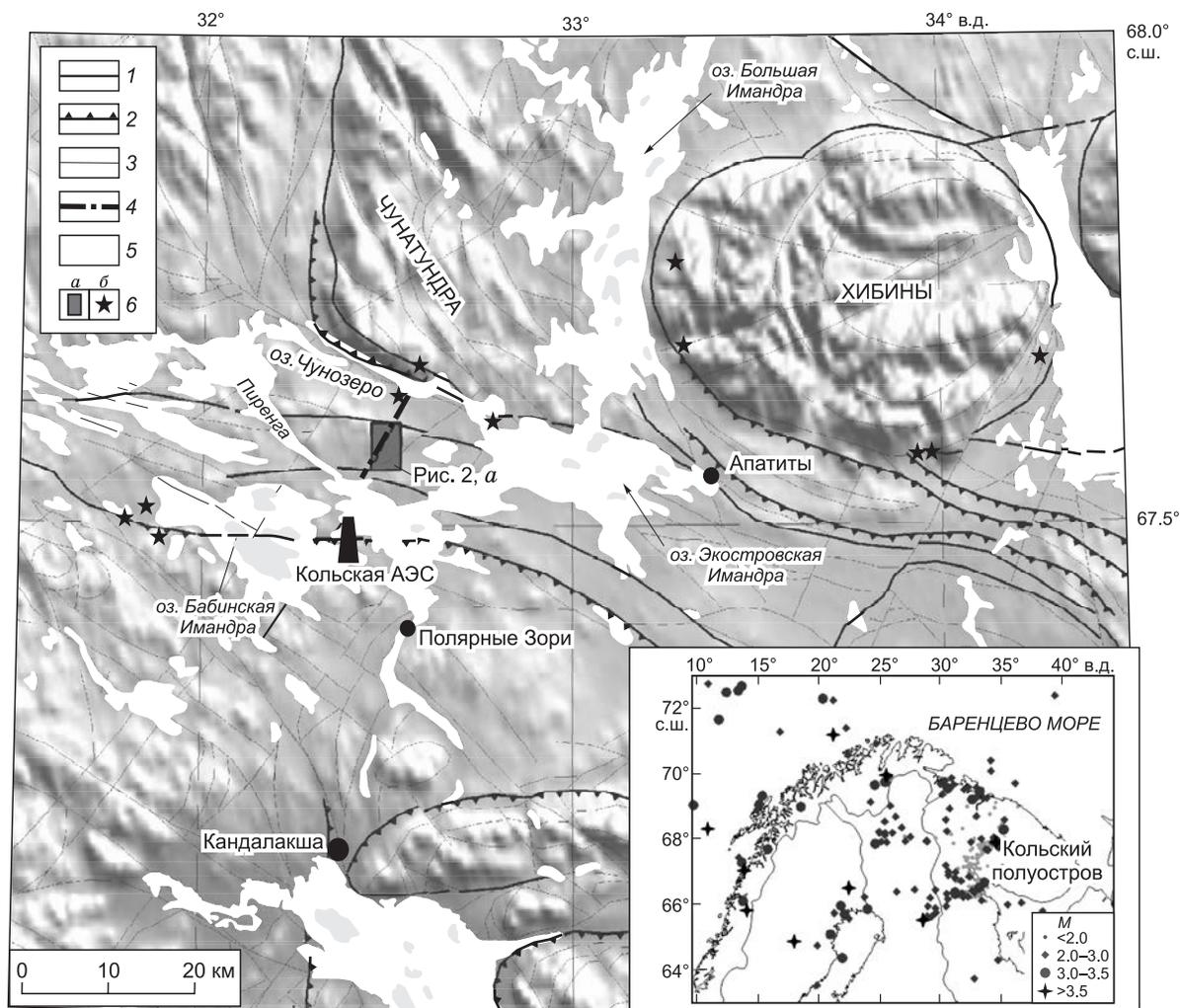


Рис. 1. Структурное положение участка исследований.

Границы геодинамических зон: 1, 2 — главных: без определения характеристик (1), штрихи в сторону падения сместителя (2); 3 — второстепенных; 4 — активизированный в послеледниковое время участок разлома; 5 — элементы гидрографии; 6 — участок детальных исследований (а), палеосейсмодислокации (б). На вставке: землетрясения Кольского полуострова и прилегающих территорий за период 1992—2009 гг., по [Асминг и др., 2010].

бинская Имандра и примыкающие с северо-запада Пиренгские озера, оз. Чуозеро и др., — представляется собой фрагментированное неотектоническое опускание, блоковый характер которого определяется сопряжением активизированных разломов преимущественно запад-северо-западного (южная часть котловины) и север-северо-восточного (северная часть котловины) простирания. В пределах впадины и ее окружения зафиксированы многочисленные новейшие движения, в том числе и голоценовые [Егоров, 1931; Туммель, 1933; Рихтер, 1934; Арманд, Самсонова, 1969; Николаева, 2001; Зыков, 2001; Шварев, 2003].

Сейсмичность Кольского региона за десятилетия оценивается как низкая до умеренной [Взрывы..., 2013]. Землетрясения здесь фиксировались в основном мелкофокусные с магнитудой $M \leq 3$ и лишь отдельные более сильные с $M \geq 3-4$ (см. рис. 1, вставка). Среди них исторические события XVI—XIX веков с $M = 5.0$ и $M = 6.3$ с эпицентрами в системе Кандалакшского грабена Белого моря и в районе Кольского залива Баренцева моря [Глубинное строение..., 2004; Взрывы..., 2013; Никонов, Шварев, 2015]. В центральной части Кольского региона эпицентры землетрясений тяготеют к локальным блоковым поднятиям Хибин и Ловозера, а также к Имандровской впадине. Эпицентр одного из них, с глубиной очага 16 км, располагался под дном оз. Имандра. Событие произошло 26 июня 1996 г. с $M = 2.8$ и ощущалось в г. Апатиты и его окрестностях, эпицентр очага — 67.70° с.ш., 33.06° в.д. В Хибинском и Ловозерском сейсмогенных узлах локализованы эпицентры наиболее сильных техногенных землетрясений с магнитудами $M = 4.1-4.3$ и интенсивностью до 7—8 баллов по шкале MSK-64 [Годзиковская и др., 2010; Взрывы..., 2013]. О следах древних землетрясений в центральной части Кольского региона ранее сообщалось в работах [Николаев, 1967; Авенариус, 1989; Николаева, 1993, 2001].

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ АВТОРОВ

В основу исследований положен палеосейсмогеологический метод, базировавшийся на тезисе: землетрясения прошлого оставляли следы в виде нарушений в скальных породах и в рыхлых отложениях подобно тому, как оставляют и в настоящее время [Флоренсов, 1960; Солоненко, 1962, 1977; Палеосейсмология..., 2011]. Такие нарушения возникают при землетрясениях с $M \geq 6.0$ (6.5) и длительно сохраняются в рельефе. Основные критерии выделения сейсмопроявлений изложены в работах одного из основоположников палеосейсмогеологического метода В.П. Солоненко [1962, 1977], в книге под ред. Дж.П. Мак-Калпина [Палеосейсмология, 2011], а более поздние разработки для платформенных территорий и на щитах — в [Лукашов, 1997; Mörner, 2004]. Ряд усовершенствований предложен в публикациях [Родкин и др., 2012; Никонов и др., 2014; Николаева и др., 2016].

Полевые исследования включали маршрутные наблюдения, подробное картирование нарушений в скальных породах и объектов их ближнего окружения с помощью современных средств точной локации, изучение участка развития нарушений на фоне и в сравнительном ключе с его ближними окрестностями для получения более полного и обоснованного представления о геологической истории и палеогеографической обстановке в конце позднего плейстоцена и в голоцене, изучение четвертичных отложений с помощью шурфования и бурения. Специальное внимание уделено выделению и систематизации признаков сейсмических воздействий на нарушения в рельефе. Это осуществлялось путем сначала независимого изучения, а затем совокупного рассмотрения нескольких групп сейсмонарушений: сеймотектонических, сейсмогравитационных, динамических (отщеления, выбивания, сдвигания, встряхивания, разрывов и смятия). Целенаправленно велся поиск мест распространения бассейновых и континентальных отложений в представительных элементах рельефа и микрорельефа с целью опробования и для датирования по ^{14}C .

Определения параметров землетрясений. Для решения этой задачи привлечен специализированный вариант палеосейсмогеологического метода применительно к локальным разрывным нарушениям в скальных породах [Родкин и др., 2012; Никонов и др., 2014; Николаева и др., 2016]. Его основу составляет азимутально-геометрический анализ разрывов и смещений скальных блоков, осуществляемый с учетом разновозрастности (сначала относительной последовательности, а затем и абсолютного возраста) фиксируемых импульсных подвижек. Конечная цель такого подхода состоит в параметризации породивших нарушения воздействий: устанавливается интенсивность и возраст событий. Для определения возраста палеосейсмодислокаций использовались методы: радиоуглеродный, инфракрасной стимулированной люминесценции зерен калиевого полевого шпата (ИК-ОСЛ), а также микропалеонтологические (спорово-пыльцевой и диатомовый) анализы, палеогеографические реконструкции.

Радиоуглеродное датирование образцов торфа и гиттии выполнено в лаборатории Геологического института РАН (г. Москва) и лаборатории палеогеографии и геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии в Санкт-Петербургском государственном университете (г. Санкт-Петербург). Полученные радиоуглеродные данные калибровались при помощи программы CalPal [<http://www.calpal-online.de>]. ИК-ОСЛ датирование образцов песков и супесей выполнено в лаборатории гео-

хронологии четвертичного периода Института геологии Таллинского технического университета (г. Таллин) под руководством А.Н. Молодькова. Спорово-пыльцевой анализ образцов проводился в Институте геологии Карельского НЦ РАН (г. Петрозаводск), в Институте географии РАН (г. Москва) палинологами Н.Б. Лавровой и Е.Ю. Новенко по общепринятым методикам [Палеопалинология, 1966]. Диатомовый анализ выполнен в Институте проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН (ИППЭС КНЦ РАН) (г. Апатиты) Д.Б. Денисовым по стандартной методике [Давыдова, 1985].

СЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ В СКАЛЬНОМ СУБСТРАТЕ

Участок работ расположен в верхней части западного борта впадины оз. Экостровская Имандра, на расстоянии 6 км от ближайшего берега озера (см. рис. 1). В пределах этой территории обнажаются позд-неархейские кристаллические породы — гнейсы, плагиогнейсы, мигматиты, гнейсограниты и амфиболиты, переработанные в раннем протерозое и входящие в состав Беломорского геоблока (составного террейна) [Geology..., 1995; Геологическая карта..., 2001]. Рыхлые отложения заполняют долины и понижения рельефа и представлены в основном мореной и водно-ледниковыми образованиями, меньшее распространение получили аллювиальные, озерные, коллювиальные и биогенные осадки [Niemi, 1993].

Абсолютные высоты участка достигают 140—250 м, но отдельные возвышенности поднимаются выше — до 350—400 м. Для исследованной территории характерна четкая ориентировка структурных элементов рельефа в северо-западном направлении с отклонением в районе озер Бабинская и Экостровская Имандра к запад-северо-западу и раздробленность рельефа, в котором проявились высокоамплитудные разрывные нарушения, часть из них активизирована на неотектоническом этапе.

Главные объекты исследования — сейсморазрывы, образующие эшелонированную систему отдельных сегментов в унаследованной разломной зоне (аз. прост. СВ 10–25°), протяженностью более 10 км [Николаева, 1993, 2001], а также ряд сейсмогенных нарушений в скальном субстрате и в рыхлых отложениях (рис. 2). Сейсморазрывы имеют вид узких ущелий со свежими острыми бортами без следов водно-ледниковой обработки и днищами, заполненными крупноглыбовым материалом.

Детальные исследования осуществлены на северном сегменте разлома. В рельефе это ущелье длиной около 0.5 км, глубиной до 27 м и шириной по верху до 43 м, текущее вкосте простирания субширотную гряду гранитогнейсов позднего архея (рис. 3, а). В верхних частях бортов ущелья фрагментарно сохранился покров морены последнего оледенения, но большая часть собственно ущелья остатков этого покрова не содержит, что дает основание признать его образованием позднеледниковым. Высота бортов ущелья примерно соответствует верхней границе позднеледникового бассейна, чем и определяется время возникновения самого ущелья и последующий период субэвральное моделирования бортов и окрестностей, в том числе лестницы позднеледниковых террасовых уровней вне его, на склонах, обращенных к Имандровской впадине.

По обе стороны от продольной (осевой) зоны разлома на расстоянии 0.6—0.8 км отмечена повышенная трещиноватость и раздробленность скальных пород. Помимо трещин и расщелин шириной ≥ 10 см, крупных и крупноглыбовых вывалов и обвалов (см. рис. 3, б-г) наблюдаются выколы-выдвиги отдельных блоков по плоскостям отдельностей в горизонтальном направлении, глыбы-отторженцы от трещиноватых бортов массива, «столбы» отседания, выбитые блоки на прилежащих к ущелью вершинных поверхностях и пр. (рис. 4). Эти локальные нарушения в скальных породах сходны с аналогичными сейсмогенными нарушениями, приведенными в работе [Родкин и др., 2012].

Ориентировка шлейфов удлиненных тел скальных обвалов подчиняется двум направлениям (генерациям): 1) широтному — с обоих бортов навстречу по аз. 80—105° и 260—305° и 2) СВ по аз. 30—40° (рис. 5). Обвалы каждой генерации, судя по наложению обвальных тел, развиты последовательно, причем субширотные являются более ранними. Систематическое отклонение шлейфов обвалов второй генерации (СВ) от нормали к западной стенке ущелья однозначно свидетельствует об их сейсмогравитационном характере.

На прилежащих к ущелью вершинных поверхностях и на пологих склонах фиксированы и обследованы более чем в 60 пунктах отколотые, отодвинутые, отброшенные от исходного положения в материнском субстрате глыбы и блоки. Средние величины глыб 1.5—2.0 м, при характерных смещениях по основанию на 0.3—0.4 м. Максимальные размеры перемещенных глыб локализируются вблизи ущелья с тяготением к его западному крылу в южном замыкании (см. рис. 5).

Для выяснения последовательности импульсов ключевым является обнаруженное в нескольких местах к западу от ущелья взаимное расположение выбитых глыб, которое они могли занять только в результате наложения разнонаправленных и разновременных смещений. К ним относятся плиты, выдвинутые в СЗ направлении (310°) (противоположное движение к основному направлению 130°) и вторично наброшенные (вверх и вбок) к востоку на стенки собственных ниш выбивания (см. рис. 4, 5). Следовательно, первое смещение отражает ЮВ импульс (130°), а второе — восточный (80°) при взбро-

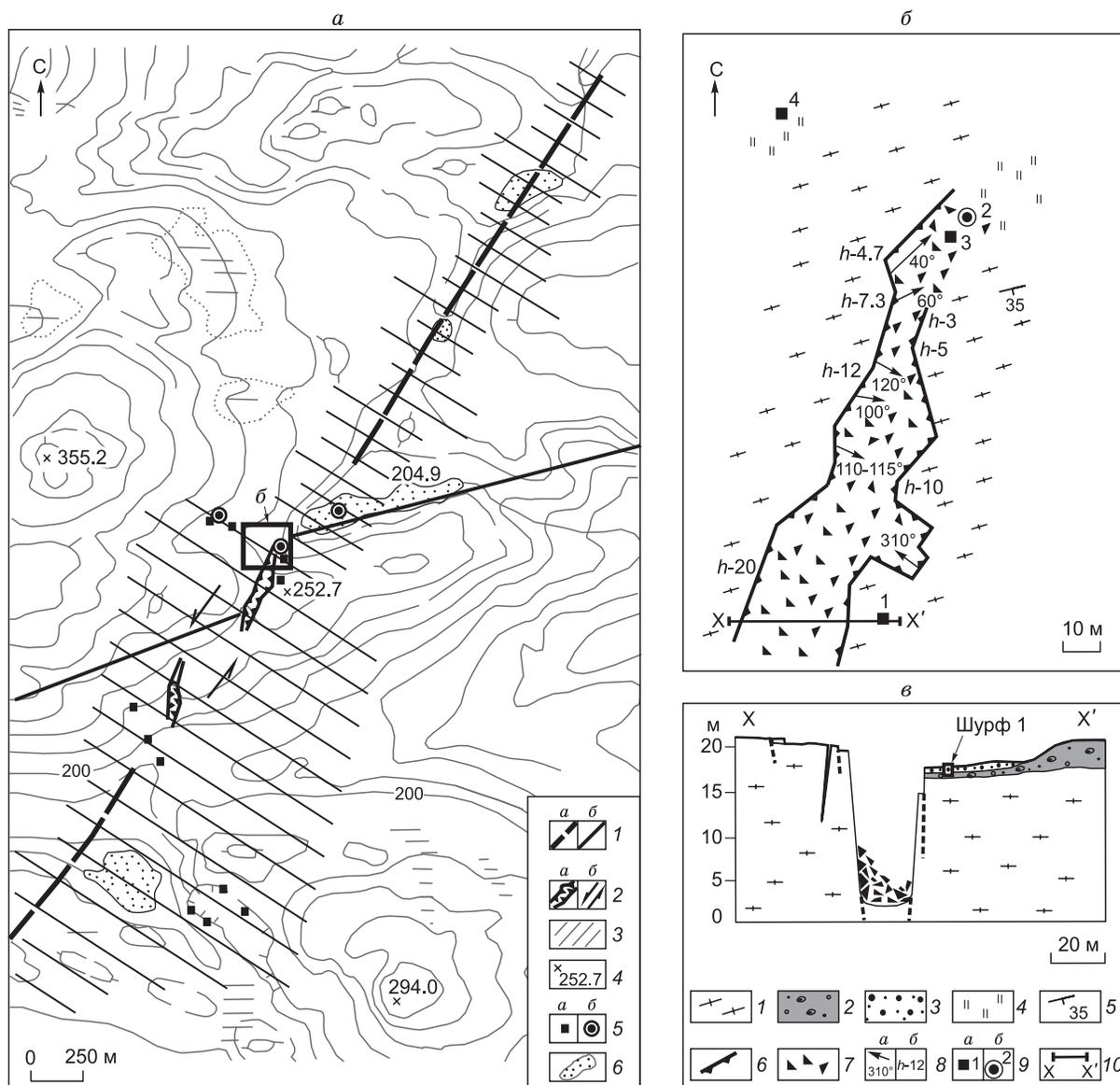


Рис. 2. Строение зоны сейсмоструктурных нарушений (а), расположение шурфов и скважин (б) и поперечный профиль через ущелье (в).

а: 1 — активные разломы: главные (а), оперяющие (б); 2 — ущелья (а), сдвиги (б); 3 — участки трещиноватости и дробления пород; 4 — высотные отметки рельефа (м); 5 — пункты изучения разрезов рыхлых отложений: шурфы (а), скважины (б); 6 — озера, горизонтали рельефа проведены через 20 м; *б, в:* 1 — гнейсограниты; 2 — морена; 3 — водно-ледниковые отложения; 4 — болота; 5 — элементы залегания пород; 6 — уступы; 7 — обвалочно-глыбовый материал; 8 — азимуты простираения длинных осей обвалов (а), высота уступов в м (б); 9 — шурфы (а); скважины (б); 10 — линия профиля X—X'.

се западного крыла разрыва. Третий импульс был направлен на СВ (30°). Для него типично кардинальное различие согласных и противоположенных смещений глыб на разных крыльях разрыва, что позволяет связать эти смещения со сдвиговой составляющей.

При проведении полевых исследований по восточному и западному бортам ущелья были произведены замеры трещиноватости и измерены два варианта заложения крутопадающей плоскости сместителя: на восток (аз. пад. 90—98°, ϵ 75—80°) и на запад (аз. пад. 278—280°, ϵ 70—80°). Анализ поясов трещиноватости произведен отдельно для восточного и западного бортов по методике В.Н. Даниловича [1961]. Результаты структурных наблюдений позволяют рассматривать сейсмодислокацию в региональном плане с аз. пад. плоскости разлома 280°, ϵ 74° как правый взбрососдвиг с поднятым западным крылом (полюс разлома R_1 на рис. 6).

Следует отметить, что палеоследы сейсмоструктурных событий, аналогичных вышеприведенным, а также другие эффекты (обвалы и завалы, грабенообразные проседания вершинных частей водо-

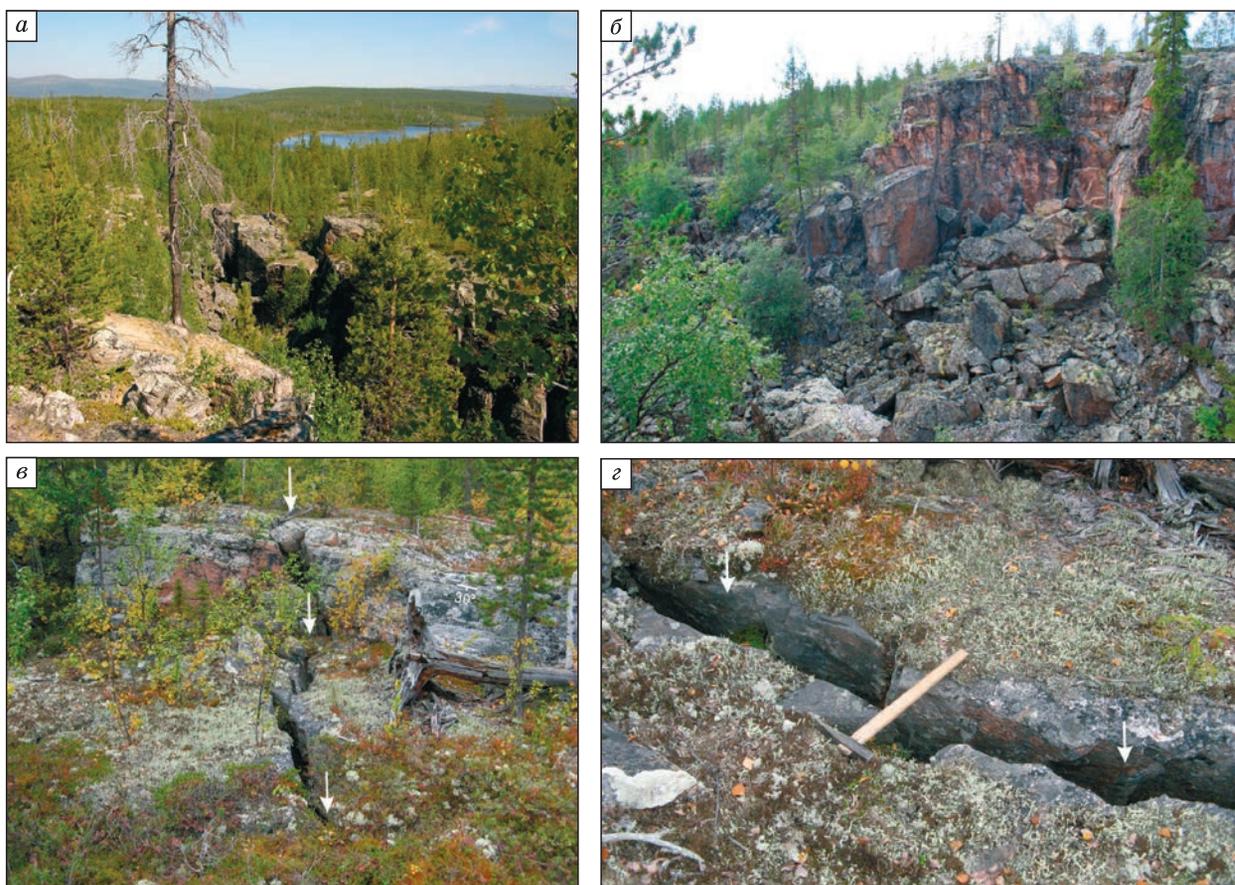


Рис. 3. Северный сегмент разрыва (вид на северо-восток) (а), обвал обрушения (широтный) на СЗ поднятом борту ущелья (вид на юго-восток) (б), открытые трещины без следов водно-ледниковой обработки (показаны стрелками) (в, з).

разделов, нарушения в донных осадках озер и в других разрезах четвертичных отложений) фиксируются в пределах 20—40 км от исследуемого участка (см. рис. 1) и частично опубликованы [Николаева, 2001; Николаева и др., 2017].

СЕЙСМОДЕФОРМАЦИИ В РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Сейсмодеформации в рыхлых отложениях участка задокументированы в разрезах, вскрытых шурфами и расчистками, а также скважинами в донных осадках ближайшего озера (см. рис. 2).

В зоне разлома, на его восточном крыле, в тыльной части маленького фрагмента наивысшей террасы с выс. отм. 245 м над ур. м. ($67^{\circ}41.5'$ с.ш., $32^{\circ}29.01.2'$ в.д.) шурфом вскрыты перекрывающие морену пески и супеси, в средней части которых обнаружены пликативные деформации (шурф 1, см. на рис. 2, б, в). Они представлены нарушением первоначальной слоистости и изгибом слойков, взаимным проникновением отложений разного гранулометрического состава, разорванностью слоев, микроскладками, изменением ориентации слойков с субгоризонтальных на субвертикальные (рис. 7). Такие нарушения резонно рассматривать как проявления вертикально направленных воздействий при спонтанном разжижении песков, как это происходит при сильных сейсмических сотрясениях [Obermeier et al., 2005; Montenat et al., 2007; Гладков, Лунина, 2010; Лунина и др., 2012; и др.]. Как показывают многочисленные наблюдения за сопровождающими сильными землетрясения процессами разжижения, наиболее подвержены таковым и благоприятны именно осадки, подобные вскрытым шурфом 1, а именно водонасыщенные тонкозернистые пески [Obermeier et al., 2005; Палеосейсмология, 2011]. Механизмы, определяющие сейсмогенное разжижение грунтов, приводятся во многих работах как зарубежных, так и отечественных авторов [Kuennen, 1958; Obermeier et al., 2005; Вознесенский, 2005].

Микроскладки в песках имеют наклон крыльев до $40\text{--}50^{\circ}$, местами со сдвиганием маркирующего прослоя с перекрытием 5—7 см по плоскости, наклоненной на ЮВ- 140° ($\pm 20^{\circ}$) под углом 20° ($\pm 5^{\circ}$), что указывает на импульсное воздействие СЗ-ЮВ направления.

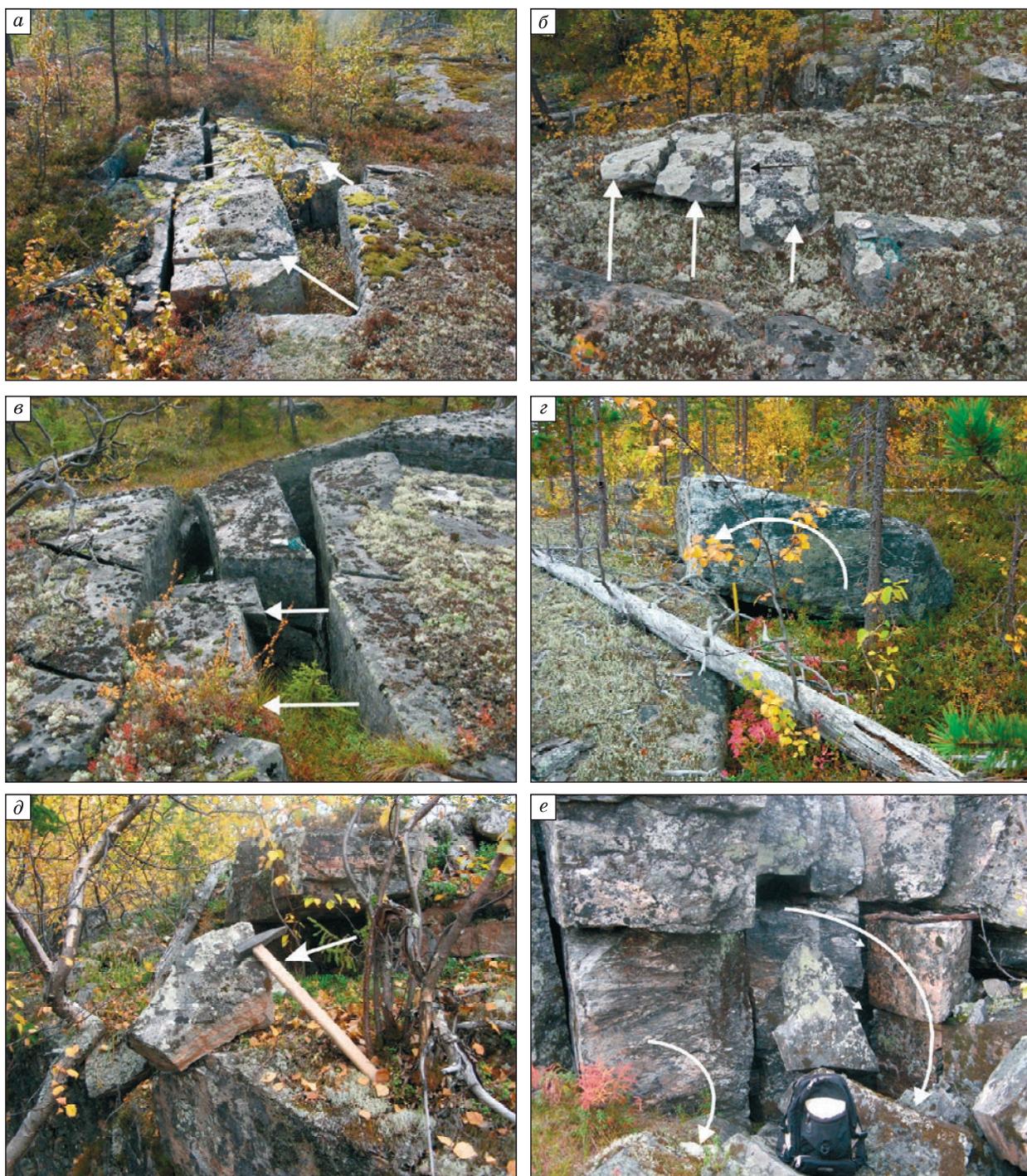


Рис. 4. Примеры смещений, откола, выбивания отдельных блоков на прилежащих к ущелью вершинных поверхностях, а также на окружающих пологих, обработанных ледником склонах.

Стрелками показаны направления смещения обломков от скальных выходов. *a–в* — различные типы отрыва и горизонтального смещения отколотых фрагментов; *г* — выбивание фрагмента субгоризонтального скального выхода вверх с набрасыванием его на уступ; *д, e* — выбитые блоки с образованием пустых ниш.

В строении разреза выделены три толщи (снизу вверх): I — песчано-валунно-галечная; II — серых слоистых мелко- и тонкозернистых песков и супесей с содержанием гравия и единичными прослойками суглинки, III — желто-серых слабослоистых и с элементами косоволнистой слоистости разнотернистых песков с единичными зернами гравия и крупнозернистого песка (см. рис. 7).

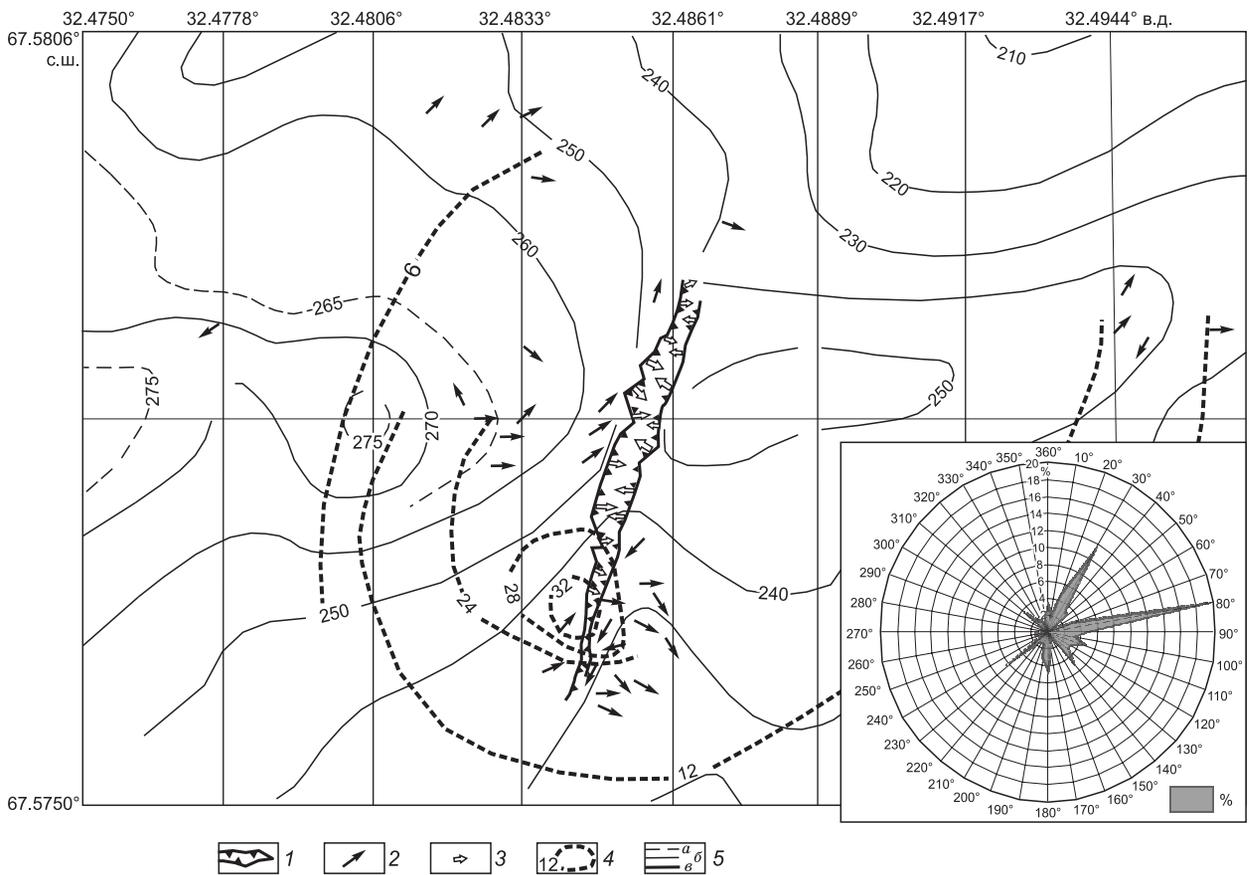


Рис. 5. Распределение смещения глыб и обвалов в районе ущелья.

1 — ущелье; 2 — направление импульсных смещений глыб, 3 — направления смещения обвальных шлейфов, 4 — изолинии распространения максимальных объемов смещенных блоков (m^3); 5 — изогипсы рельефа через: а — 5 м, б — 10 м, в — 50 м. На врезке показана суммарная роза-диаграмма смещений глыбового материала.

Толща I по литологическим признакам — присутствию в составе 10—15 % гальки, гравия и песка, а также слишком высокому содержанию валунов (50—55 %) — близка к морене покровного оледенения. Для определения условий формирования перекрывающих толщу I песков и супесей с глубины 0.6—0.7 м была отобрана проба для датирования отложений методом ИК-ОСЛ и образцы на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы.

Возраст осадков нижней части толщи III, по данным ОСЛ, определен как 14.8 ± 1.1 (RLQG 2365-065) тыс. л. н.

По результатам спорово-пыльцевого анализа обнаружилось появление в толще III в интервале глубин 0.20—0.35 м единичных зерен пыльцы сосны, березы и ольхи, которых ниже по разрезу не было встречено, т. е. осадки формировались в суровых арктических и частично более поздних субарктических обстановках.

Результаты анализа диатомовых водорослей свидетельствуют о накоплении осадков в условиях опресненного водоема. Водная среда, вероятно, раннего позднеледникового водоема была пресной и стоячей, только в самом низу и

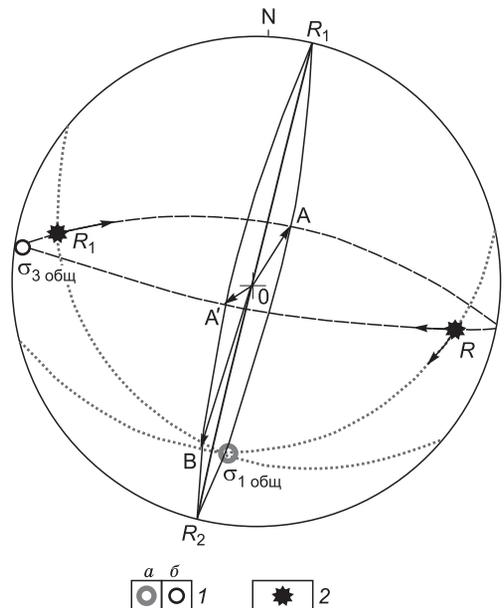


Рис. 6. Стереогрaмма общего поля напряжений в районе сейсмотектонического ущелья.

1 — оси главных нормальных напряжений и плоскости их действия: а — σ_1 — минимальных, б — σ_3 — максимальных сжимающих; 2 — полюсы разлома R_1, R_2 и R . Стрелками показаны векторы перемещения по разлому.

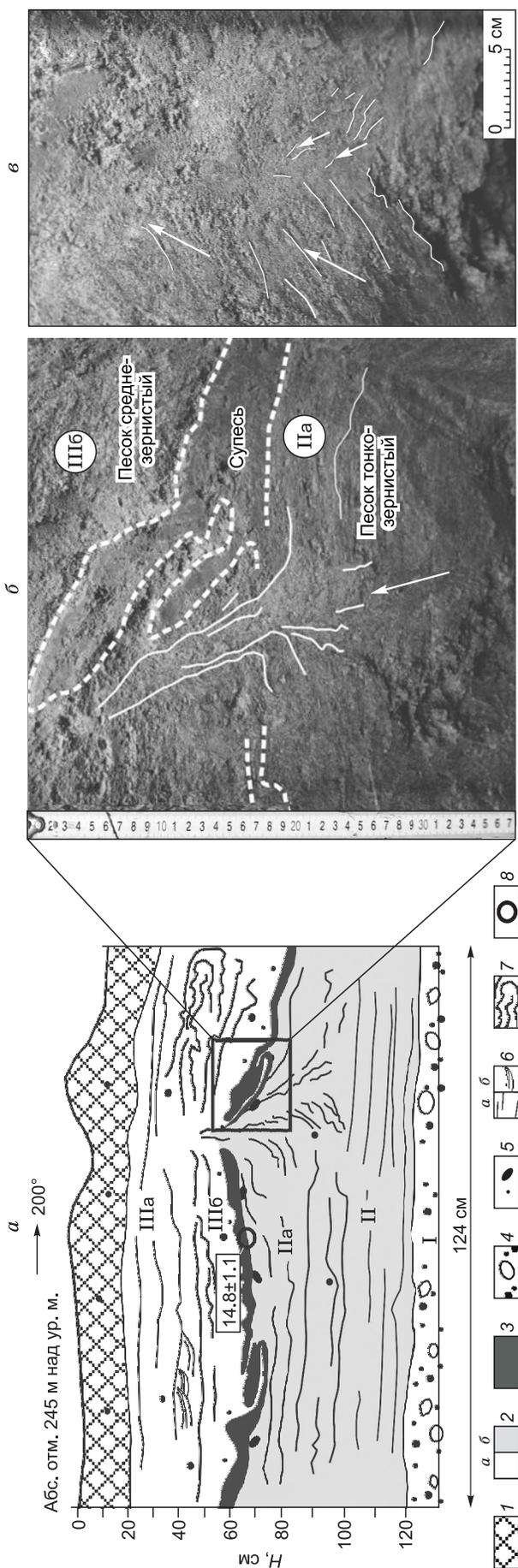


Рис. 7. Стратификация толщ рыхлых отложений в шурфе I.

a — зарисовка по юго-восточной стенке, *б, в* — деформации, иллюстрирующие внедрение песчаного материала снизу вверх и вбок (показаны стрелками). Римскими цифрами указаны номера толщ, упоминающихся в тексте. 1 — почвенно-растительный слой, 2 — желто-серые разнозернистые пески (а), серые пески и супеси (б), 3 — прослой супеси с тонкозернистым песком, 4 — песчано-валунно-галечные отложения, 5 — единичные зерна гравия и крупнозернистого песка, 6 — слоистость горизонтальная (а), косоволнистая (б), 7 — деформации, 8 — место отбора пробы на ОСЛ анализ (тыс. л. н.).

выше 0.5 м стоячие и текущие воды перемежались. Это свидетельствует о том, что толща III формировалась в условиях самого начала дегляциации, в приледниковом водоеме, возможно, вблизи устья впадающего в него водотока.

Деформации в песках возникли после того, как нижняя часть толщи III (слой IIIб) уже отложилась. Осадки в это время были еще не консолидированы, водонасыщены, потому наиболее подвержены деформациям. В результате сотрясения произошел подъем супесчаных масс к поверхности, перемешивание слоев песка, нарушения слоистости и складки.

ВОЗРАСТ ПАЛЕО-СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Активизация разлома происходила на протяжении всего позднего и послеледникового времени, что выразилось в трех, как минимум, землетрясениях, сопровождавшихся сейсмодетонациями разных типов.

1-е событие, самое древнее, которое удалось установить, связывается с деформациями, возникшими в рыхлых отложениях на восточном борту ущелья. Результаты ИК-ОСЛ датирования, а также данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов указывают на начало накопления песков толщи III в конце плейстоцена, в раннем дриасе, 14.8 ± 1.1 тыс. л. н. Сами деформации возникли несколько позже, после отложения слоя IIIб (см. рис. 7), в позднеледниковый период.

В центральной части Кольского полуострова, в депрессии оз. Имандра и на ее западном борту этот период завершился не позже аллереда (11.8—11.0 тыс. л. н. ^{14}C , 13.9—12.9 тыс. л. н. кал.), когда уровень озера располагался на высоте 190 ± 10 м. Начало позднеледниковья в пределах конкретного участка, когда только возник приледниковый бассейн с береговой линией на высоте 245 м, могло относиться и к 14.0—13.5 тыс. л. н. Деграляция ледникового покрова на 60 м толщины с учетом двух похолоданий дриаса путем постепенного ареального таяния и испарения поверхности льда [Никонов, 1961; Греков, Кошелева, 2011] и за

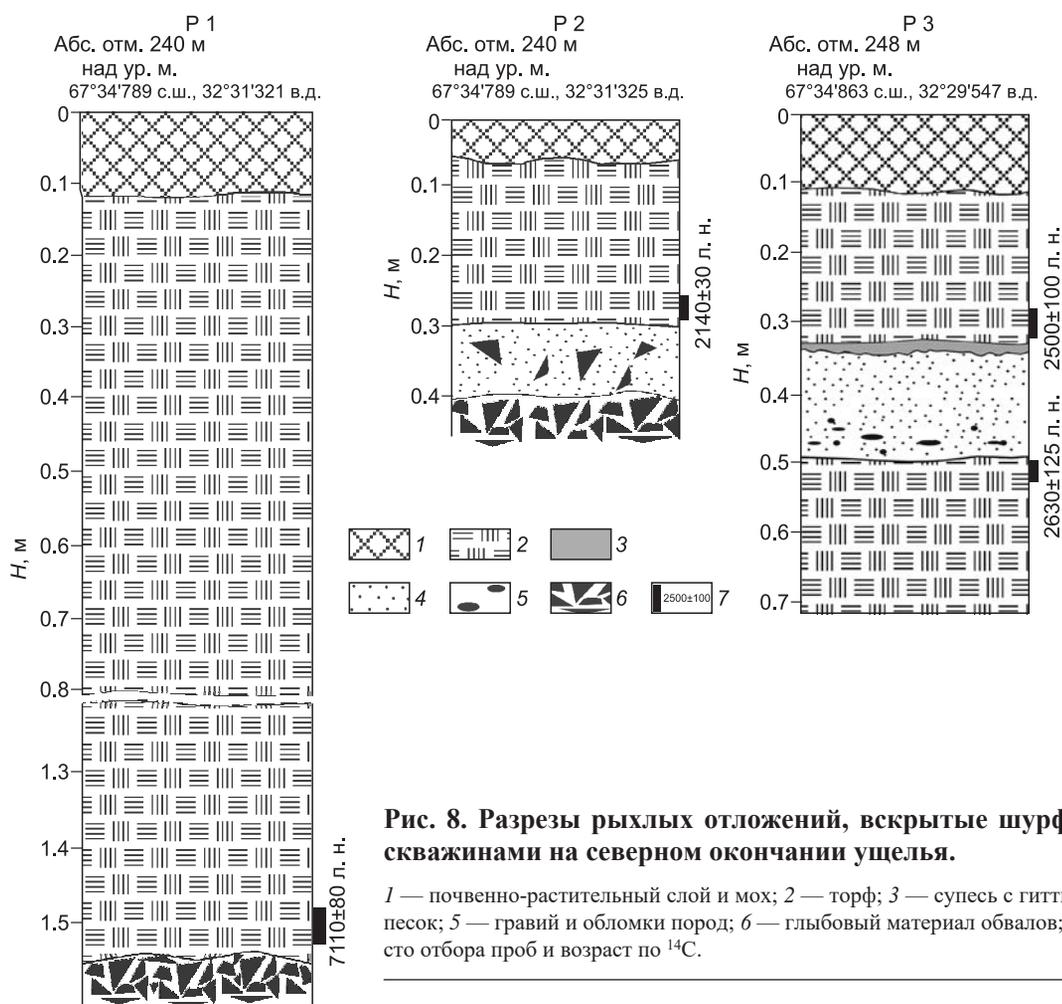


Рис. 8. Разрезы рыхлых отложений, вскрытые шурфами и скважинами на северном окончании ущелья.

1 — почвенно-растительный слой и мох; 2 — торф; 3 — супесь с гиттией; 4 — песок; 5 — гравий и обломки пород; 6 — глыбовый материал обвалов; 7 — место отбора проб и возраст по ^{14}C .

счет подработки водами снижавшего уровень приледникового бассейна могла занять 2—3 тыс. лет (в среднем 0.3 см/год). Таким образом, палеогеографические реконструкции наряду с прочими полученными нами данными указывают, что деформации в песках и супесях были образованы около 13.5 ± 0.5 тыс. л. н. кал. К этой дате и относим первую после отступления края ледникового покрова активизацию разлома и землетрясение, повлекшее деформации в субаквальных условиях приледникового водоема.

2-е событие, более позднее, при котором произошло раскрытие ущелья, образование большинства трещин, обвалов, отколов блоков и пр., имело место после окончательной дегляциации территории. Об этом свидетельствует отсутствие морены в днище ущелья и следов водно-ледниковой обработки его бортов, характер обломочного материала, многочисленные трещины, нарушающие и смещающие ледниковую обработку поверхностей.

Определение возраста землетрясения выполнено путем датирования основания торфа, залегающего на субширотном обвале вблизи северного окончания ущелья, где были заданы шурф и в нескольких метрах от него скважина (скв. 2, шурф 3, см. рис. 2, б). В скв. 2 с глубины 1.4—1.5 м образец торфа (над скальными поверхностями) получил датировку 7110 ± 80 л. н. ^{14}C (7931 ± 72 л. н. кал.) (P 1, рис. 8). По всей вероятности, торф начал здесь накапливаться вскоре после древнего обвала с запада, возникшего не позже 7.2—7.1 тыс. л. н. Это верхняя возрастная граница второго события. Нижняя граница определена приблизительно, она совпадает с окончательным исчезновением ледника в этом районе. Поэтому время возникновения 2-го сейсмического события было отнесено к временному интервалу 10.3—7.1 тыс. л. н. ^{14}C .

3-е событие. Возрастной предел третьего события коррелируется со временем образования молодого обвала-вывала наискосок по западному борту на северном окончании ущелья. На плоском дне шурфом до глубины 0.3 м вскрыт торф, под ним до ~ 0.4 м серый мелкозернистый песок с плоскими обломками длиной до 0.10—0.18 м, толщиной по 0.02—0.03 м (P 2, см. рис. 8). Песок залегает над и частью между крупными обломками и глыбами (того самого обвала, распространившегося по направлению СВ-40°). Здесь, таким образом, после обвала происходил по узкому дефиле сток из ущелья к севе-

ру, а позднее начал накапливаться торф. Образец из основания торфа получил дату 2140 ± 30 л. н. ^{14}C (2172 ± 95 л. н. кал.) (ГИН-14484), т. е. время образования этого северо-восточной направленности обвала-вывала несколько древнее, вряд ли более чем на несколько столетий, полученной даты.

Дата хорошо согласуется со временем образования набросной прослойки минерагенного материала, обнаруженной в торфяных отложениях болота, расположенного на слабом понижении среди плоской поверхности в 0.15 км к западу от ущелья. В торфе на глубине 0.34—0.50 м обнаружен отчетливый слой разнозернистого песка с обломками разного размера преимущественно в нижней части (Р 3, см. рис. 8). Верхняя граница слоя четкая, неровная, поверх песка здесь заметен тонкий покров супеси с органикой. Это песчаное внедрение в торф, совершенно чужеродное для заболоченной лощины с очень пологими ограничениями на юго-западе и западе, могло возникнуть только в результате приноса водой с ближайших склонов (почти несомненно со склона на западе, всего в 3—5 м). По условиям рельефа, при отсутствии здесь структурированного водосбора, оно не могло возникнуть в таком понижении ни за счет руслового потока, ни в результате делювиального сноса. Направление наката воды с северо-востока на юго-запад в значительной мере предопределено инициирующим импульсом, палеогидрографией и ограничениями возвышающихся склонов лощины.

Время образования песчано-обломочного слоя определено путем датирования торфа под и над ним (Р 3, см. рис. 8) на глубинах 0.50—0.55 и 0.28—0.32 м. Датировка кровли подстилающего торфа составляет $2630 (\pm 125)$ л. н. ^{14}C (2695 ± 172 л. н. кал.) (ГИН-14489). Торф над песчаным слоем имеет возраст $2500 (\pm 100)$ л. н. ^{14}C (2566 ± 136 л. н. кал.) (ГИН-14483), что позволяет отнести время отложения чужеродного слоя в торфе к дате $2550 (\pm 150)$ радиоуглеродных л. н. и принять его за возраст инициирующего землетрясения. Однако следует оговориться, что это пока предварительный результат, который по получении новых данных будет уточняться.

Для поиска дополнительных свидетельств сейсмических событий и их возрастных привязок посредством бурения были изучены донные осадки расположенного в 0.2 км к северо-востоку от северного конца ущелья озера с выс. отм. 204.9 м ($69^{\circ}34.94'$ с.ш., $32^{\circ}29.60'$ в.д.) (см. рис. 2, а). Оно вытянуто в северо-восточном направлении вдоль зоны оперяющего разлома по аз. 65° . Судя по данным бурения, котловина озера выполнена крупнозернистым песком с гравием, переходящим выше по разрезу в переслаивающиеся алевриты, пески и глины с наклонным залеганием слоев ($\angle 15^{\circ}$), резко сменяющиеся гиттией (подробнее см. [Николаева и др., 2015]). В толще гиттии выделяются два необычных горизонта, на 90 % состоящие из макро- и микроостатков растений и торфа, что не типично для нормальных условий осадконакопления в таких водоемах. Появление аномальных горизонтов на глубинах 4.3 и 5.3 м в осевой полосе середины озера должно быть связано с внезапным сносом с берегов в результате мощного водного возмущения (за счет охватывавших район землетрясений). Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа (аналитик Н.Б. Лаврова), события имели место в первой половине атлантического периода и в суббореальный период, т. е. в среднем и позднем голоцене, что совпадает с двумя последними сейсмическими событиями. Отложение на дно (переотложение с берегов) концентрированно-органических остатков не происходило ранее 7.5 и 4.6 тыс. л. н., но могло быть и несколько позже, тем более, если учесть запоздание наступления климатических фаз (датированных в средних широтах) в Заполярье. Эти данные могут быть косвенным подтверждением возраста 2-го и 3-го событий.

Основные периоды проявления сейсмической активности и активизации разлома сведены в таблице.

Определяемые параметры сейсмических событий

Последовательность событий	Установленные по полевым данным			Установленные расчетным путем			
	Направление импульса	Возраст, тыс. л. н.	Кинематика	v, м/с	Балльность (I), по		
					[Аптикаев, 2012]	[McGuire, Barnhard, 1979; Аптикаев, 2012]	[Wald et al., 1999; Аптикаев, 2012]
1	Юго-восточное (120—140°)	13.5 ± 0.5 (кал.)	—	1.5 ± 0.7	IX—X	VII—VIII	IX—X
2	Восточное (70—90°)	10.3—7.1 (^{14}C)	Взброс Западное крыло	2.1 ± 1.8 1.6 ± 0.7	IX—X	VII—VIII	IX—X
3	Северо-восточное (20—40°)	2.5 (кал.)?	Сдвиг	1.9 ± 0.9	IX—X	VII—VIII	IX—X

ОЦЕНКИ ИНТЕНСИВНОСТИ И МАГНИТУДЫ СОБЫТИЙ

Интенсивность и магнитуда сейсмических событий определялись по размерам скальных сейсмодформаций двумя методами — аналоговым методом и на основе механической модели [Родкин и др., 2012] (см. таблицу). В последнем случае при этом обычно решалась механическая задача по инерционному смещению скального блока, получившего начальную скорость $v = PGV$ (*peak ground velocity*) движения по субгоризонтальному основанию с трением. Средние рассчитанные значения $v = PGV$ аналогичны максимально наблюдаемым значениям и типичным величинам скоростей скольжения (*peak slip velocity*) бортов разломов при землетрясении (1—3 м/с) [Аптикаев, 2012]. Оценка магнитуды события неоднозначна, так как смещение зависит и от самой величины M , и от расстояния r . Значения PGV для выявленных трех событий значимо не различаются. Отсюда за возможные пары значений M и r , согласно приведенной в [Родкин и др., 2012] номограмме, можно ориентировочно принять следующие оценки: $M = 6$, $r \sim 1$ км, $M = 7$, $r = 2—5$ км, $M = 8$, $r = 5—20$ км. Первая пара значений представляется наиболее вероятной. Судя по выраженной локализации сейсмодформаций вблизи разрыва, события, наиболее вероятно, имели местный характер, и, соответственно, их следует оценивать по нижнему пределу оценок магнитуды. Кроме того, хотя оценки PGV для всех трех событий в пределах погрешности не различаются, существенно большие объемы замеченных перемещений во втором случае дают основание считать это событие более сильным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный подход и применение современных специализированных способов изучения внезапных (моментальных) нарушений рельефа позволили в центральной части Кольского региона на западном фланге впадины оз. Имандра выделить структурно-тектоническую зону в виде сейсморазрывов, образующих эшелонированную систему отдельных сегментов в унаследованной разломной зоне простираемостью $ССВ\ 10—25^\circ$ и протяженностью более 10 км. Активизация разлома происходила с реализацией взбрососдвигового механизма с вертикальной составляющей (поднятым западным крылом) в несколько этапов на протяжении всего поздне- и послеледникового времени. Выделено три разновозрастных импульса сильных сейсмических воздействий на участке: юго-восточный с возрастом около 13.5 тыс. л. н., восточный с возрастом 10.3—7.1 тыс. л. н. и северо-восточный — предположительно около 2.5 тыс. л. н. Активизация разлома выразилась в трех землетрясениях силой $\geq VII—VIII$ баллов, $M \sim 6$, сопровождавшихся сейсмодформациями разных типов. Фиксированная локализация сейсмодформаций вблизи разрыва указывает, что события имели местный очаг. Кроме того, различные типы палеосейсмодислокаций (крупные обвалы, расседания вершинных частей водоразделов, сейсмооползни в рыхлых осадках) устанавливаются и на других участках, расположенных в 15—40 км от изученной зоны разлома и вблизи Кольской АЭС (см. рис. 1).

Проведенные детальные палеосейсмогеологические исследования показали, что в Кольском регионе, слабоактивной территории по современным оценкам, установлены следы сильных позднеплейстоцен-голоценовых землетрясений, что должно учитываться при оценке (переоценке) долговременной сейсмической опасности/безопасности, особенно на участках с объектами особой ответственности, к одному из которых относится Кольская АЭС.

Авторы искренне благодарят В.В. Балаганского, Л.С. Черноморца за участие в полевых работах, Л.А. Сим за помощь в структурном анализе, Е.Ю. Новенко, Д.Б. Денисова, Н.Б. Лаврову, А.Н. Молодькова, Х.А. Арсланова за выполнение лабораторных исследований.

Исследования выполнены по темам госзаданий 0231-2015-0010 (ГИ КНЦ РАН), 0144-2014-0097 (ИФЗ РАН), 0148-2014-0016 (ИГ РАН), частично поддержаны РФФИ грант (17-05-00351). Работа выполнена в ГИ КНЦ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

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

Авенариус И.Г. Морфоструктурный анализ при изучении культурного и природного наследия Западно-Арктического региона России. Научная серия. Полярные исследования. М., Европейские издания, 2010, 187 с.

Аптикаев Ф.Ф. Инструментальная шкала сейсмической интенсивности. М., Наука и образование, 2012, 176 с.

Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского полуострова. Л., Наука, 1969, с. 96—111.

Асминг В.Э., Кременецкая Е.О., Виноградов Ю.А., Евтюгина З.А. Использование критериев идентификации взрывов и землетрясений для уточнения оценки сейсмической опасности региона // Вестн. МГТУ, 2010, т. 13, № 4/2, с. 998—1007.

Атлас Мурманской области. М., Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР. 1971, 33 с.

Верзилин Н.Н., Бобков А.А., Кулькова М.А., Нестеров Е.М., Нестерова Л.А., Мадянова Н.П. О возрасте и образовании современного расчлененного рельефа севера Кольского полуострова // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология. География, 2013, т. 2, с. 79—93.

Взрывы и землетрясения на территории Европейской части России / Под ред. В.В. Адушкина, А.А. Маловичко. М., ГЕОС, 2013, 384 с.

Вознесенский Е.А. Сейсмическое разжижение грунтов: механизм, последствия и инженерная оценка для целей сейсмического микрорайонирования территории // Разведка и охрана недр, 2005, № 12, с. 61—65.

Геологическая карта Кольского региона. М-б 1:1 000 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2001, 1 л.

Геология рудных районов Мурманской области / В.И. Пожиленко, Б.В. Гавриленко, Д.В. Жиров, С.В. Жабин. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 2002, 359 с.

Гладков А.С., Лунина О.В. Сейсмита юга Восточной Сибири: проблемы и перспективы изучения // Геодинамика и тектонофизика, 2010, т. 1, № 3, с. 249—272.

Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск, КарНЦ РАН, 2004, 352 с.

Годзиковская А.А., Асминг В.Э., Виноградов Ю.А. Ретроспективный анализ первичных материалов о сейсмических событиях, зарегистрированных на Кольском полуострове и прилегающей территории в XX веке. М., Изд-во ГС РАН, 2010, 132 с.

Греков И.М., Кошелева Е.А. Природная обстановка первоначального заселения Кольского п-ова // Квартер во всем его разнообразии. Фундаментальные проблемы. Итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. СПб., Издательско-полиграфическая фирма «Реноме», 2011, с. 142—145.

Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли — индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л., Наука, 1985, 244 с.

Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск, Изд-во ИПИ, 1961, 47 с.

Евзеров В.Я., Николаева С.Б. Сеймотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология, 2003, № 2, с. 61—64.

Егоров С.Ф. Рельеф и наносы восточного побережья Большой Имандры // Тр. Геоморфологического ин-та АН СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1931, вып. 1, с. 173—243.

Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред. К.О. Кратц. Л., Наука. 1978, 231 с.

Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит). М., ГЕОС, 2001, 146 с.

Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. 1:5 000 000 / Ред. Н.И. Николаев. М., Наука, 1979, 4 л.

Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1979, 152 с.

Лукашов А.Д. Палеосейсмология — важный фактор оценки геоэкологической безопасности региона // Проблемы геоэкологии Карелии. Петрозаводск, Изд-во КНЦ РАН, 1997, с. 3—13.

Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С. По следам Цаганского землетрясения 1962 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика. 2012, т. 53 (6), с. 775—796.

Неотектоническая схема. М-б 1:2 500 000. СПб., ВСЕГЕИ, 2003, Лист 2.

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

Николаев Н.И. Карта новейшей тектоники Фенноскандии и некоторые проблемы изучения ее новейшей геологической истории // Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов. М., Наука, 1969, с. 150—151.

Николаева С.Б. Палеосейсмодислокации южной части Кольского полуострова // Четвертичные отложения и новейшая тектоника ледниковых областей Восточной Европы. Апатиты, Изд-во КНЦ РАН, 1993, с. 69—81.

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

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., Лаврова Н.Б., Толстобров Д.С., Денисов Д.Б. Реконструкция палеогеографических обстановок голоцена в районе озера Имандра (Кольский регион): результаты палеолимнологических исследований // Тр. КарНЦ РАН, 2015, № 5, с. 34—47.

Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В., Родкин М.В. Комплексные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в юго-западной части Кольского полуострова (северо-восток Фенноскандинавского щита) // ДАН, 2016, т. 469, № 2, с. 199—203.

Николаева С.Б., Лаврова Н.Б., Денисов Д.Б. Катастрофическое событие голоцена в донных осадках озер Кольского полуострова (СВ Фенноскандинавского щита) // ДАН, 2017, т. 473, № 1, с. 88—92.

Никонов А.А. Краевые образования последнего ледникового покрова на западе Кольского п-ова // Тезисы докладов рабочего совещания по изучению краевых образований материкового льда. Таллин, ИГ АН Эстонской ССР, 1961, с. 32—34.

Никонов А.А. Фенноскандия — недооцененная сейсмогенерирующая провинция // Геофизика XXI столетия: 2002 год. Сборник трудов четвертых геофизических чтений им. Федынского (28 февраля — 02 марта 2002 г., Москва). М., Научный мир, 2003, с. 207—214.

Никонов А.А., Шварев С.В. Сейсмолинеaments и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет // Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности». Нерюнгри, 2015, с. 243—251.

Никонов А.А., Шварев С.В., Сим Л.А., Родкин М.В., Биске Г.С., Маринин А.В. Скальные палеосейсмодеформации на Карельском перешейке (ключевой участок «Пещеры Иностранцева», Ленинградская область) // ДАН, 2014, т. 457, № 5, с. 591—596.

Палеопалинология. Т. 1. Методика палинологических исследований и морфология некоторых ископаемых спор, пыльцы и других растительных микрофоссилий. Л., Недра, 1966, 351 с. (Тр. ВСЕГЕИ, вып. 141).

Палеосейсмология / Ред. Дж.П. Мак-Калпин. В 2-х томах. Т. 2. М., Научный мир, 2011, 400 с.

Рихтер Г.Д. Физико-географический очерк озера Имандра и его бассейна. Л., Гостехтеориздат, 1934, вып. 5, 144 с.

Родкин М.В., Никонов А.А., Шварев С.В. Оценка величин сейсмических воздействий по нарушениям и смещениям в скальных массивах // Геодинамика и тектонофизика, 2012, вып. 3, с. 203—237.

Романенко Ф.А., Лукашов А.А., Шеремецкая Е.Д., Беляев Ю.Р., Зарецкая Н.Е., Кузнецов Д.К., Олюнина О.С., Тарбеева А.М. Формирование рельефа и рыхлых отложений Восточных Хибин в конце позднего плейстоцена и в голоцене // Изотопно-геохимические и палеогеографические исследования на севере России. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, с. 82—167.

Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58—74.

Солоненко В.П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метод // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск, Наука, 1977, с. 5—47.

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.

Туммель В.Ф. Очерки западного побережья озера Бабинской Имандры // Тр. Совета по изучению производительных сил АН СССР (материалы к географии района р. Нивы, Кольский полуостров). Л., Изд-во АН СССР, 1933, вып. 6, с. 57—64.

Флоренсов Н.А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью // Бюлл. Совета по сейсмологии. М., Изд-во АН СССР, 1960, № 10, с. 11—20.

Шварев С.В. Послеледниковые тектонические движения и формирование террас озера Имандра (Кольский полуостров) // Геоморфология, 2003, № 4, с. 97—104.

Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А. Сеймотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2007, № 3, с. 44—48.

Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) // Ed. F.P. Mitrofanov. Apatity, Kola Science Centre of Russian Academy of Sciences, 1995, 145 p.

- Kuenen P.H.** Experiments in geology // Trans. Geol. Soc. Glasgow, 1958, v. 23, p. 1—28.
- Kujansuu R.** Recent faults in Finnish Lapland // Geology, 1964, v. 16, p. 1—30.
- Lagerbäck R.** Late Quaternary faulting and paleoseismicity in northern Sweden, with particular reference to the Lansjärv area, northern Sweden // Geol. Fören. Stockh. Förh., 1990, v. 112, p. 333—354.
- Lukashov A.D.** Paleoseismotectonics in the northern part of Lake Onega (Zaonezhskij peninsula, Russian Karelia). Geological Survey of Finland. Nuclear Waste Disposal Research Report YST-90. Espoo. 1995, 36 p.
- Lundqvist J., Lagerbäck R.** The Pärve fault: a late-glacial fault in the Precambrian of Swedish Lapland // Geol. Fören Stockholm Förh., 1976, v. 98, p. 54—61.
- McGuire R.K., Barnhard T.P.** Four definitions of strong-motion duration: Their predictability and utility for seismic hazard analysis. U.S. Geological Survey Open-File Report, 79-1515, 1979, 115 p.
- Montenat C., Barrier P., d'Estevou P.O., Hibsich C.** Seismites: An attempt at critical analysis and classification // Sediment. Geol., 2007, v. 196, p. 5—30.
- Mörner N.-A.** Paleoseismicity and geodynamics in Sweden // Tectonophysics, 1985, v. 117, № 1/2, p. 139—153.
- Mörner N.-A.** Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects // Tectonophysics, 2004, v. 380, p. 139—157.
- Niemelä J.** Quaternary deposits of Finland and Northwestern part of Russian Federation and their resources. Scale 1 : 1 000 000 / J. Niemelä, I. Ekman, A. Lukashov. Espoo, Geological Survey of Finland, 1993.
- Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A.** Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking // Engin. Geol., 2005, v. 76, p. 209—234.
- Olesen O.** The Stuoragurra Fault; evidence of neotectonics in the Precambrian of Finnmark, northern Norway // Norsk Geol. Tidsskr., 1988, v. 68, p. 107—118.
- Wald D.J., Quitoriano V., Heaton T.H., Kanamori H.** Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity, and Modified Mercalli Intensity in California // Earthquake Spectra, 1999, v. 15, № 3, p. 557—5642.

*Рекомендована к печати 20 сентября 2017 г.
И.С. Новиковым*

*Поступила в редакцию 12 мая 2017 г.,
после доработки — 10 августа 2017 г.*