

УДК 551.248:550.34.09:550.343.4

## МОРФОСТРУКТУРНЫЕ И МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШИХ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В РАЙОНАХ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

Д.С. Зыков<sup>1</sup>, В.Г. Спунгин<sup>2</sup>, А.В. Полещук<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт РАН, Москва

<sup>2</sup> Институт динамики геосфер РАН, Москва

Поступила в редакцию 06.02.18

Верхнекоровые структурно-морфологические ансамбли долгоживущих зон дислокаций являются индикаторами новейшего внутриплитного тектогенеза. На территории Фенноскандинавского щита установлены признаки существования таких морфоструктурных ансамблей, связанных со сдвигами, в частности с их окончаниями, проявленными в соответствии с моделью закономерного сочетания областей сжатия и растяжения. Они выявляются в районах побережья Белого и Баренцева морей, а также Ботнического залива (Швеция), где прослеживаются из акватории на сушу. Глубинное заложение разрывов и их унаследованность следуют из корреляции с распределением магнитных аномалий; современная активность выделенных морфоструктур подтверждается сгущением эпицентров современной сейсмичности, а также результатами микросейсмических исследований и распределением палеосейсмодеформаций.

*Ключевые слова:* Восточно-Европейская платформа, Фенноскандинавский щит, сдвиговые дислокации, новейшие движения, палеосейсмодеформации, микросейсмические исследования.

**Zykov D.S., Spungin V.G., Poleshchuk A.V.** Morphological and microseismic evidence of latest shear dislocations in areas of Fennoscandian Shield. Bulletin of Moscow Society of Naturalists. Geological Series. 2018. Volume 93, part 2. P. 3–13.

The upper crustal-morphological ensembles of long-lived zones of dislocations indicates neotectonic intraplate tectogenesis. On the territory of the Fennoscandian Shield, there are signs of the existence of such morphostructural ensembles associated with shears, in particular – with their endings, manifested in accordance with the model of a natural combination of compressional and extensional areas. They are identified in the areas of the coast of the White and Barents seas, as well as the Gulf of Bothnia (Sweden), where they are traced from the water area to land. The deep disposition of discontinuities and their inheritance follow from the correlation with the distribution of magnetic anomalies; the current activity of the isolated morphostructures is confirmed by the thickening of the epicenters of modern seismicity, as well as by the results of microseismic studies and the distribution of palaeoseismic deformations.

*Key words:* East European Platform, Fennoscandian Shield, shear dislocations, neotectonic horizontal movements, palaeoseismic deformations, microseismic studies.

Статья посвящена проблеме выявления верхнекоровых структурно-морфологических парагенезов и ансамблей, развивающихся в долгоживущих зонах дислокаций в обстановках жестких кристаллических пород фундамента Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в новейшее время, являющихся индикаторами внутриплитного тектогенеза. Рассматриваются признаки тектонической активности и кинематической эволюции морфоструктур, в том числе с использованием палеосейсмологических и геофизических данных; предлагаются модели механизмов морфоструктурообразования.

О возможности проявления движений сдвиговой кинематики в условиях Фенноскандинавского щита известно уже достаточно давно, при этом признаки таких движений, заключающиеся в горизон-

тальных смещениях реперов – главным образом русел рек и оврагов, отмечались в разных районах щита (Бискэ, 1961; Войтович, 1971; Лукашов, 1976 и др.), однако выявлялись подобные смещения достаточно редко. Кроме того, такие наблюдения часто имели вероятностный характер, так как при исследовании смещений не всегда была возможность исключить элемент препарировки или какой-либо иной случайности при интерпретации особенностей рельефа. При этом закономерно возникал вопрос о представительности наблюдений, т.е. если сдвиги действительно развивались в новейшее время, то наблюдениями над редкими горизонтальными смещениями выявляются далеко не все из них, и целый ряд подобных структур остается за пределами нашего внимания.

О наличии современных сдвиговых смещений свидетельствуют и механизмы очагов землетрясений, в частности одних из наиболее значительных среди инструментально зарегистрированных на территории российской Фенноскандии: Кандалакшского (20.05.1967 г.) с  $M_{LH} = 4,8$  и Харловского (10.04.1981 г.) с  $M_{LH} = 4,2$ . В этих случаях тип подвижки в плоскостях северо-западного простирания – взбросо-сдвиг при близгоризонтальном направлении сжатия в северо-восточном направлении (Ассиновская, 1986). Кроме того, большинство естественных и техногенных землетрясений, реализующихся вблизи разрабатываемых месторождений Хибинского и Ловозерского массивов, также характеризуется преимущественно сдвиговым типом механизмов очагов (Федотова, 2007).

В то же время из тектонофизических исследований известно, что сдвиговые дислокации проявляют себя не только в амплитудных смещениях по швам разрывов, но и в определенных рассеянных на площади малоамплитудных структурах, закономерно располагающихся относительно основного разрыва. Прежде всего, речь идет о возникновении на окончаниях развивающихся разрывов закономерно расположенных по разным сторонам областей сжатия и растяжения, выстраивающихся рядами, а также сбросов или надвигов, образующих структуры «конских хвостов» (Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1987; Reading, 1980 и др.).

Такие структуры изучены как в тектонически активных областях (Буртман и др., 1963; Копп, 1997 и др.), так и в менее явном виде установлены для плитных участков ВЕП (Копп, 2004; Колодяжный, 2012 и др.). Можно уверенно предположить, что подобные структуры могут быть выделены и в условиях щита, причем те из них, которые развиваются в новейшее время, будут носить облик морфоструктур.

Работы по поиску и идентификации таких морфоструктур, свидетельствующих о наличии развивающихся сдвигов, проводились авторами статьи на разных участках Фенноскандинавского щита – в Швеции, на территории Карелии и Кольского п-ова. С этой целью на базе дешифрирования дистанционных материалов, топографических карт разных масштабов создавались блоковые карты рельефа и схемы дешифрирования. Геолого-геоморфологические особенности территорий заверялись полевыми пересечениями. На отдельных участках с помощью локальных мобильных сейсмических сетей выполнены кратковременные наблюдения микросейсмической эмиссии (Спунгин и др., 2006; Спунгин, Полещук, 2017); методика этих работ подробно изложена в (Спунгин и др., 2011).

Выявлению морфоструктур сдвиговой кинематики также способствовал анализ формы береговой линии водоемов в плане. В приведенных примерах именно водная поверхность как инструмент графического анализа ярко высвечивала информативные особенности рельефа, которые иногда

остаются невыявленными и требуют применения дополнительных методов осреднения и генерализации.

Все исследованные участки расположены в пределах Фенноскандинавского щита, где на поверхности обнажаются кристаллические породы фундамента ВЕП, которые относятся к разным возрастным формациям (свекофеннской, карельской и беломорской) согласно представлениям, изложенным в работах (Земная кора..., 1978; Богатиков и др., 2010), и которые вследствие структурно-метаморфических преобразований приобрели значительную денудационную устойчивость. Поэтому здесь повсеместно преобладает структурно-денудационный и структурно-тектонический рельеф, а препарировка трещинно-разрывной сети играет значительную роль. В тектоническом отношении морфоструктуры, выявленные в обрамлении Белого моря, относятся к Беломорско-Среднерусской зоне дислокаций, исследованные на побережье Ботнического залива – наиболее вероятно к зоне влияния Балтийско-Мезенской зоны (Колодяжный, 2010; Колодяжный и др., 2016).

#### Участки исследования

*Ботнический залив.* Один из наиболее исследованных участков располагается в центральной Швеции, примерно в 250 км севернее Стокгольма, на западном побережье Ботнического залива (рис. 1, б). Коренные породы представлены сложнодислоцированными метаморфическими образованиями кристаллического фундамента, преимущественно гранито-гнейсами, кристаллическими сланцам и другими породами палеопротерозойской свекофеннской формации. Рельеф расчлененный, холмистый, при этом значительную роль в формировании его скульптурных особенностей играют препарированные линейные зоны разрывных нарушений и повышенной трещиноватости, которые отчетливо дешифрируются на материалах дистанционных наблюдений и цифровых картах рельефа (рис. 1, а).

На местности повсюду встречаются многочисленные скальные выходы коренных пород. Рыхлый четверичный покров маломощен и представлен глинистыми или валунными, в основном морскими и мореными отложениями. В полосе шириной около 10–25 км вдоль берега развит сравнительно низкий мелко-холмистый рельеф, расчлененность территории в пределах которого составляет десятки, реже первые сотни метров. Здесь широко распространены морские отложения. За пределами этой полосы в глубине суши наблюдаются более высокие и крупные в плане возвышенности с глубиной расчлененности сотни метров и абсолютными высотами 100–1000 м и более. Береговая полоса повсеместно извилистая, однако чередуются более и менее изрезанные участки.

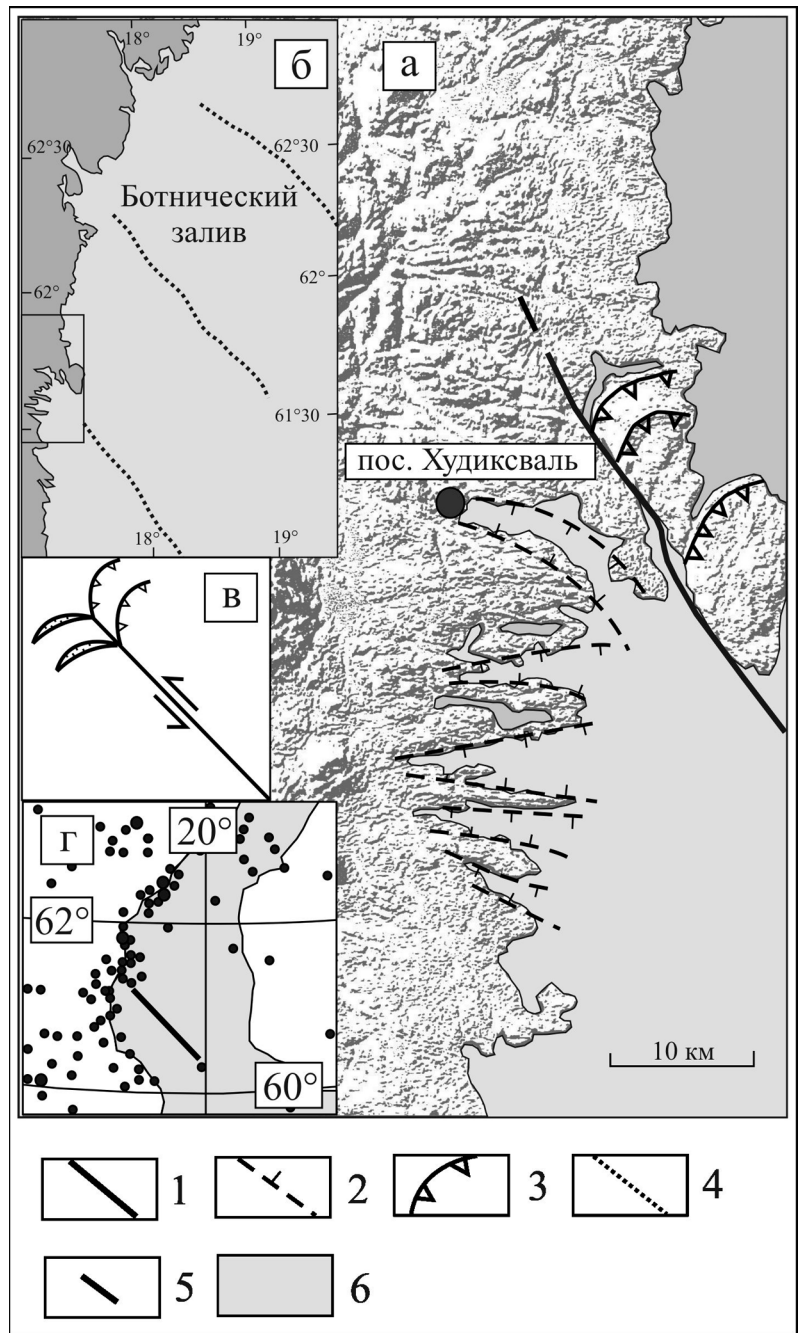


Рис. 1. Тектоно-геоморфологическая обстановка у крупного разрыва в районе пос. Худиксваль на побережье Ботнического залива: а – разрывы и их связь с рельефом; б – наиболее крупные разрывы, установленные по геофизическим данным, по (Axberg, 1981, с упрощениями), на дне Ботнического залива (рамкой выделена территория, показанная на рисунке «а»); в – модель образования структурного «конского хвоста» у окончания развивающегося сдвига (с использованием Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1978, с упрощением); г – расположение эпицентров землетрясений в районе исследований, с использованием (Earthquakes..., 2012). 1 – основной разрыв; 2 – более мелкие разрывы в основном сбросового типа; 3 – рельефообразующие надвиги; 4 – разрывы, установленные сейсмостратиграфическими методами; 5 – исследуемый разрыв на схеме сейсмичности (г); 6 – акватория

В районе пос. Худиксваль на западном побережье Ботнического залива протяженностью примерно 80 км, в крайней северной и крайней южной частях береговая линия сравнительно слабоизрезанная (рис. 1, а). Центральная часть береговой линии выглядит на их фоне геоморфологической аномалией. В ее северной части расположен полуостров, выступающий в море узкой холмистой грядой под острым углом к побережью. Полевые пересечения показывают, что в поперечном направлении он нарушен серией пологих разрывов, расположенных по сланцеватости метаморфических пород, характеризующейся падением в юго-восточном направлении. В плане эти разрывы образуют серию дуг и подсекают основания склонов (рис. 1, а). В южной части акватория вдается в сушу и образует, по сравнению с расположенными рядом территориями,

аномально изрезанное мелкими узкими заливами и полуостровами побережье. Дешифрирование дистанционных материалов и полевые пересечения показывают, что последние связаны с сетью трещиноватости. В плане заливы образуют морфоструктуру «конского хвоста».

Выступающий под острым углом к побережью полуостров отделен от области «конского хвоста» глубоко вдающимся в сушу прямолинейным заливом, приразрывная природа которого также не вызывает сомнения. Это подтверждается сейсмостратиграфическими исследованиями, проводившимися в акватории Ботнического залива, которые показали, что в рельефе и осадках дна напротив разделяющего полуостров и «хвост» залива и на одном простирании с ними расположен крупный

разрыв, протяженностью около 100 км (Axberg, 1981) (рис. 1, б).

Морфоструктурные особенности территории позволяют реконструировать структурно-кинематические особенности этого разрыва (рис. 1, в). Маркирующий разрывное нарушение узкий залив глубоко вдается в сушу и надстраивается линейным оврагом. Можно предположить, что, как и большинство разрывов фундамента, дизъюнктив имеет древнее, вероятно, докембрийское заложение и хорошо препарирован. Однако у побережья он разделяет две разнотипные морфоструктуры. С северо-востока от него расположен монолитный полуостров, с продольными возвышенностями, которые в основании подсекаются хорошо выраженными надвигами. Такая морфоструктура свидетельствует об обстановке локального сжатия. С другой стороны, с юго-запада от разрыва в условиях относительно более низкого рельефа расположен ряд узких структурно-обусловленных заливов, которые могут быть интерпретированы как новейшие грабены и указывать на существование зоны локального растяжения. Такие соотношения структур обычно характерны для окончаний развивающихся разрывов (Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1978; Reading, 1980 и др.), а их отчетливое морфоструктурное выражение на локальной территории в условиях примерно одинакового по прочности субстрата свидетельствует о том, что по древнему разрыву развивается новейший разрыв, окончание которого находится в районе побережья.

Это заключение подтверждается тремя наблюдениями. На схеме разрывов дна Ботнического залива, созданной на основании материалов сейсмостратиграфии, показаны еще два крупных разрыва, параллельных упомянутому выше. При этом напротив каждого из них берег в плане становится особенно контрастным с чередованием заливов и островов. В промежутках между разрывами берег значительно более ровный. Получается, что выделенная нами морфоструктурная картина не случайна, а закономерно повторяется в виде определенной системы. Система разрывов в целом, видимо, связана с глубинной структурой, поскольку магнитные аномалии, отражающие характер этой структуры, примерно параллельны разрывам.

Привязка окончаний неотектонически активизированных разрывов именно к побережью (которая на первый взгляд выглядит странно, поскольку положение береговой линии во времени не постоянно) получает свое подтверждение при сопоставлении с картой расположения эпицентров современных землетрясений (Earthquakes., 2012). Именно на побережье Ботнического залива и особенно в тех местах, где к берегу подходят крупные разрывы, отчетливо наблюдается их повышенная концентрация (рис. 1, г), что свидетельствует о росте локальной сейсмичности у концов разрывов и их активности.

Кроме этого, именно у пос. Худиксваль в области морфоструктуры окончания разрыва работами коллектива специалистов под руководством Н.-А. Мернера и с участием А.А. Никонова выявлена группа палеосейсмодеформаций, оставшихся от сравнительно сильных поздне- и послеледниковых землетрясений и подчеркнутых как развалами каменных глыб, так и деформациями в озерных осадках. Созданная нами морфоструктурно-кинематическая модель их формирования была ранее опубликована (Mörner, 2003).

*Поньгома.* Морфоструктура, аналогичная описанной выше, выявлена нами и в российской Фенноскандии – на западном побережье Белого моря в районе пос. Поньгома (рис. 2, а, в). Рельеф здесь более низменный, полого-холмистый, степень его расчленения у побережья и высота возвышенностей незначительны, и только в нескольких километрах от берега достигает десятков метров. Большое влияние на рельеф в плане оказывает отпрепарированная трещинно-разрывная сеть в коренных породах, которая определяет прямолинейность участков долин рек и оврагов, уступы склонов и форму заливов и мысов на побережье. Эти особенности рельефа подчеркнуты на блоково-морфоструктурной схеме района устья рек Поньгома и Кузема (рис. 2, а).

На исследуемом участке наиболее ярко выраженным в рельефе является линеамент, проходящий вдоль долины р. Кузема. Его разрывная природа подтверждается и геологическими данными (Сыстра, 2004). Простирание Куземского разрыва запад-северо-западное, практически перпендикулярное к побережью. Он пересекает весь показанный на схеме участок и уходит к востоку под акваторию Белого моря, а к западу – вглубь суши. Разрыв разделяет два разных типа рельефа, развитого по породам примерно одинаковой денудационной устойчивости. Севернее него наблюдается серия заливов, проникающих в сушу на 1–2,5 км и имеющих ширину от сотен метров до полукилометра. Все в целом заливы, имеющие северо-западное простирание, образуют морфоструктуру «конского хвоста». Границы их прямолинейны, связаны с трещинной сетью и так же, как и в предыдущем случае, могут считаться новейшими грабенами. В целом такие особенности рельефа можно соотнести с областью локального растяжения.

Южнее Куземского разрыва территория имеет совершенно другой облик. Она менее расчленена эрозией, более приподнята в рельефе и выглядит более монолитной. Такие особенности рельефа могут указывать на область сжатия, создающего повышенную прочность пород и их устойчивость к денудации.

Таким образом, в районе Карельского побережья Белого моря, так же как и на побережье Ботнического залива в Швеции, наблюдается (подчеркнутая формой береговой линии и эрозионным расчленением) морфоструктура, отвечающая закономерному сочетанию областей сжатия и растяжения в области

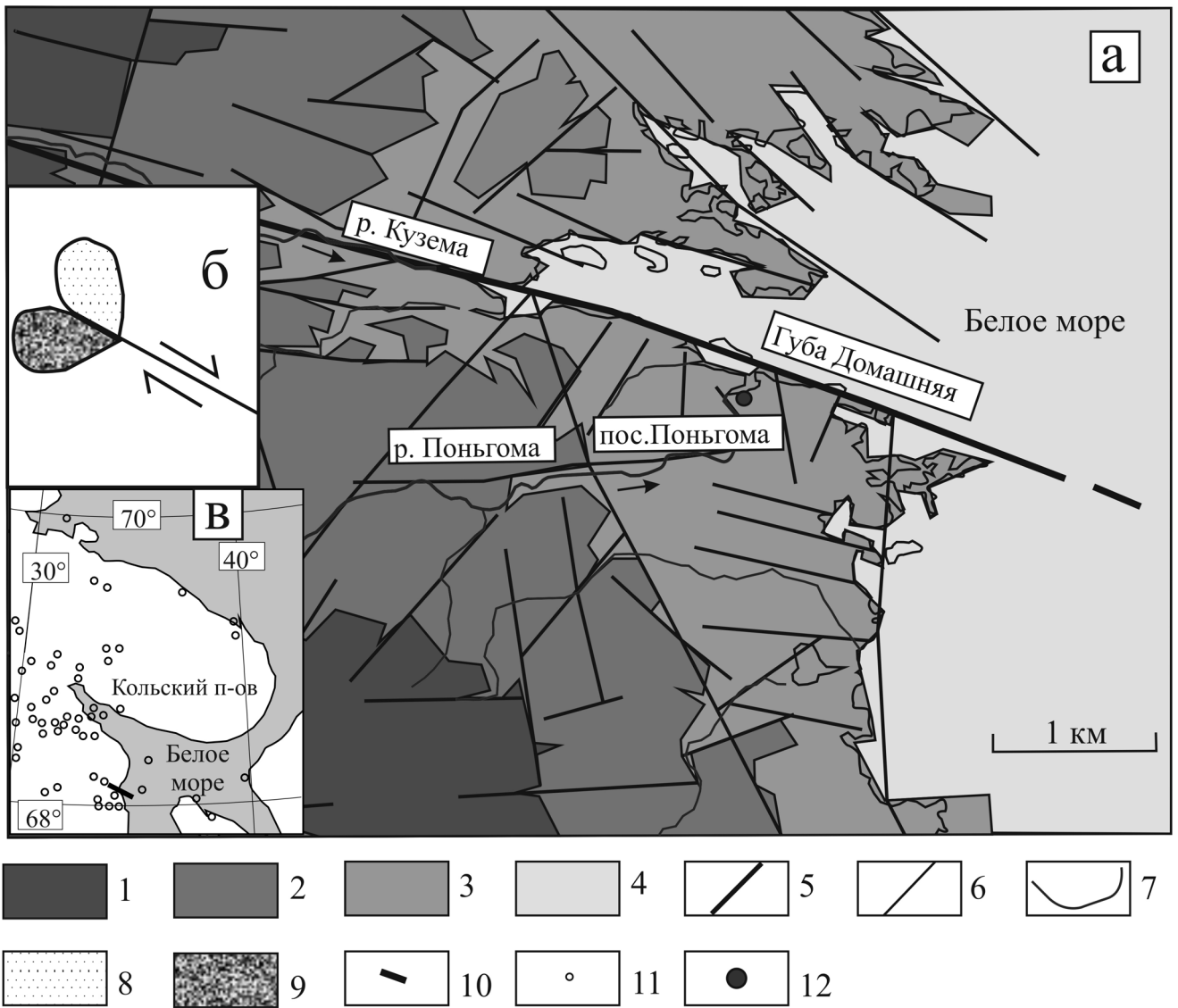


Рис. 2. Признаки активизации сдвига на западном берегу Белого моря: а – морфоструктура «конского хвоста» на побережье Белого моря в районе пос. Поньгома; б – модель образования областей сжатия и растяжения у конца развивающегося сдвига, с использованием (Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1978, с упрощением); в – расположение исследуемого разрыва на обзорной схеме и характер сейсмичности района; высоты рельефа в интервалах: 1 – 40–60 м; 2 – 20–40 м; 3 – 0–20 м; 4 – акватория; 5 – Куземский разрыв; 6 – остальные более мелкие разрывы и зоны сгущения трещиноватости, выделяемые по геоморфологическим данным; 7 – реки; 8 – область растяжения у конца разрыва по модельным данным, согласно (Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1978, с упрощением); 9 – область сжатия у конца разрыва по модельным данным, согласно (Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1978); 10 – положение Куземского разрыва на обзорной схеме; 11 – эпицентры землетрясений; 12 – пос. Поньгома

окончания развивающегося в новейшее время по древней неоднородности разрыва. Кинематика разрыва, по аналогии с тектонофизической моделью (Буртман и др., 1963; Расцветаев, 1978; Reading, 1980 и др.), может быть интерпретирована как правый сдвиг (рис. 2, б).

Анализ карт современной сейсмичности показывает, что именно для этих мест прибрежной части Северной Карелии, в районе лишь немного более широко, чем исследуемый участок, выделяется область сгущения эпицентров землетрясений (рис. 2, в). Это свидетельствует о локальной современной (новейшей) тектонической активности исследуемой территории, которая, возможно, и связана с развитием выделяемого здесь крупного разрыва или оперяющих его структур.

О тектонической активности в районе Куземского разрыва и оперяющих его дизъюнктивов свидетельствуют и проявления микросейсмичности, которые были установлены на локальном участке близ пос. Поньгома. Измерения микросейсмической эмиссии проводились здесь с 5 по 19 августа 2011 г. Всего за этот период наблюдений было зарегистрировано 47 микросейсмических событий с энергией в очаге до 50 Дж. Важно, что более чем у половины из них сигнал на горизонтальных компонентах в полтора-три раза выше, чем на вертикальных, что свидетельствует о преимущественно сдвиговом механизме в очаге этих событий. Пример такого события приведен на рис. 3.

*Губа Савиха.* Морфоструктура, подобная описанной выше, была выявлена на побережье Кольского

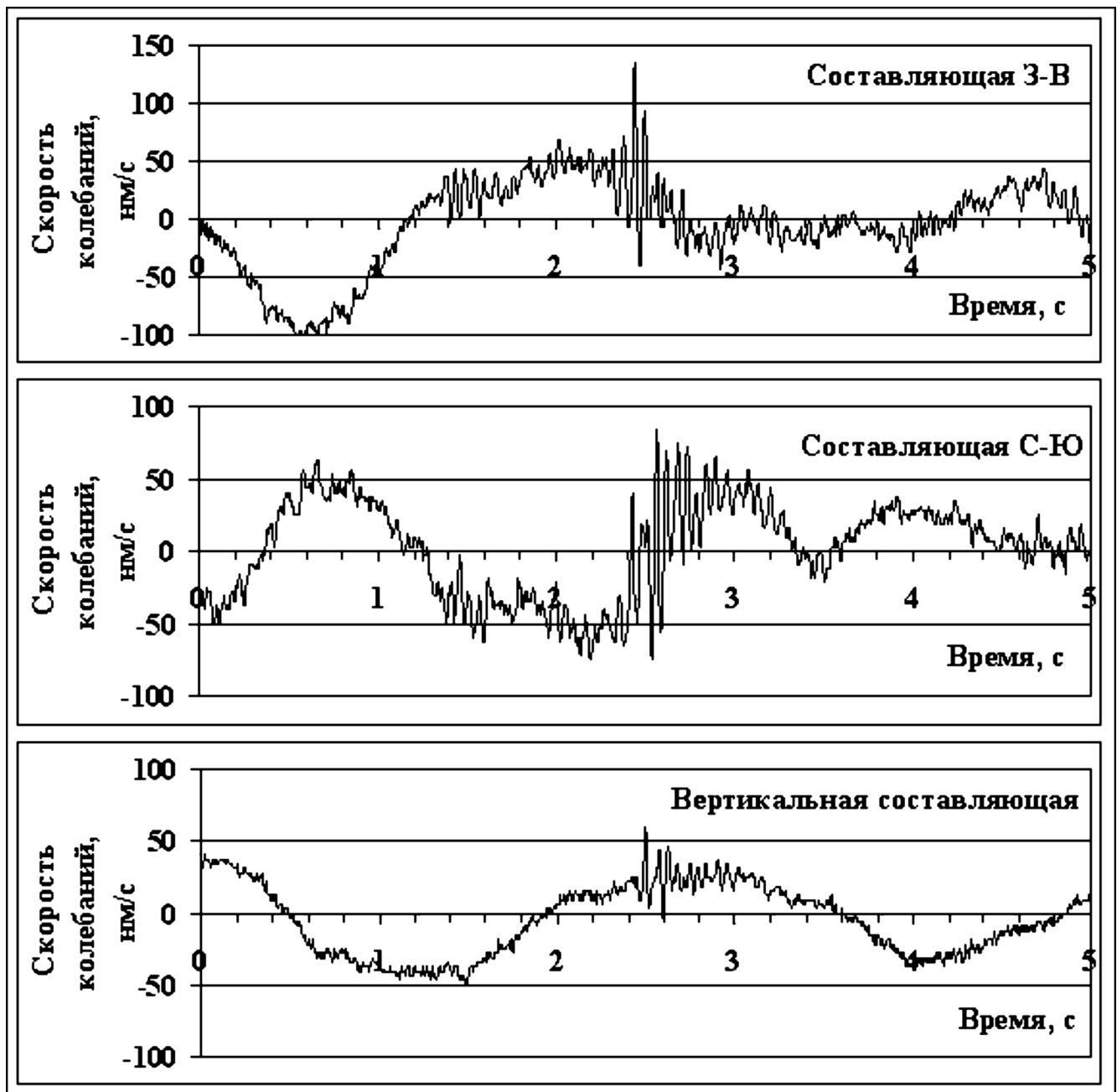


Рис. 3. Велосигramмы микросейсмического события с доминированием сигнала на горизонтальных составляющих, зарегистрированного на участке Поньгома 7 августа 2011 г. в 15:19 GMT

п-ова в 30 км к северо-западу от мыса Св. Нос в районе губы (залива) Савиха (рис. 4, а, б) и, в общих чертах, описана ранее (Зыков, 2015; Зыков и др., 2017). Геологические особенности территории и рельеф во многом сходны с предыдущими случаями: коренные породы – в основном гранито-гнейсы архейского возраста и прорывающие их протерозойские породы основного состава, рельеф сильно расчлененный (с размахом в 100–200 м), холмистый, структурно-денудационный.

В этих местах по дистанционным данным выделяется разрыв (названный авторами «Савихинским разломом»), простирающийся от губы Савиха в общем юго-юго-западном направлении на расстояние нескольких десятков километров (рис. 4, б).

На космических снимках он выражен линейamentом, который осложняется закономерными коленчатыми изгибами, появляющимися через каждые несколько километров. В южном направлении он постепенно затухает, а в северной части входит в губу Савиха, определяя прямолинейность ее обрывистого восточного побережья.

На местности эта структура выражается врезанной эрозионной долиной и сгущением субвертикальных трещин, с тектоническими зеркалами с бороздами скольжения, отражающими сбросо- и взбросо-сдвиговую кинематику, что позволяет уверенно отнести ее к разрывным нарушениям. Дизъюнктив согласуется с простираниями вытянутых магнитных аномалий, установленных в этом районе,

что свидетельствует о его связи с глубинной структурой.

Отмечаемые вдоль его шва коленовидные изгибы осложняются ромбовидными депрессиями (интерпретируемые авторами статьи как структуры типа пулл-аппарт). Закономерности их расположения указывают на левосдвиговую кинематику смещения по разрыву, согласно тектонофизической модели (рис. 4, в).

Рельеф по сторонам разлома в условиях однородных по составу кристаллических пород различается в разных местах по высоте примерно на сто метров, что, видимо, отражает тенденцию блоковых субвертикальных новейших движений. Существуют также признаки и горизонтальных перемещений. Ромбовидные депрессии выражены понижениями, заполненными озерами. Это, видимо, свидетельствует о реактивации левосдвиговых подвижек в новейшее время.

Важную информацию о неотектонической активизации разрыва дает рельеф, окружающий залив Савиха. Дешифрирование дистанционных материалов показывает, что на западном берегу залива выделяется ряд слабоизогнутых структурных линеаментов, практически параллельных Савихинскому разлому и слегка расходящихся в сторону морской акватории, образуя структуру «конского хвоста» (рис. 4, б). На местности линеаменты отвечают разрывам, выраженным сгущением трещин, круто падающим в сторону залива (в восточном направлении). На плоскостях трещин иногда присутствуют зеркала и борозды скольжения. Разрывы разграничивают несколько выраженных в рельефе сравнительно крупных вытянутых вдоль залива блоков, каждый из которых слегка приподнят в сторону залива и морской акватории и опускается в своей тыловой части в сторону суши (в западном направлении), где протягивается цепочка озер, прижатых к приразрывному уступу. В целом вся морфоструктура имеет вид серии наклоненных от залива и от моря ступеней, имеющих несколько километров в длину, менее километра в ширину и 5–20 м в высоту. Подобные морфоструктуры могут быть ассоциированы с листрическими разломами и обстановкой растяжения. На приразрывных уступах, разделяющих выраженные в рельефе блоки, фиксируются сдвиго-сбросовые борозды скольжения, что может указывать на субсинхронные обстановки формирования как борозд, так и рельефа.

Анализ геологического строения территории показывает, что формирование здесь ступенчатого рельефа не может быть связано с препарировкой каких либо неоднородностей субстрата и является следствием неотектонических движений. Можно констатировать, что вся ступенчатая морфоструктура западного берега залива Савиха, вместе с депрессией самого залива, по своим геоморфологическим и структурно-кинематическим признакам отвечает зоне растяжения, маркируемой сбросами

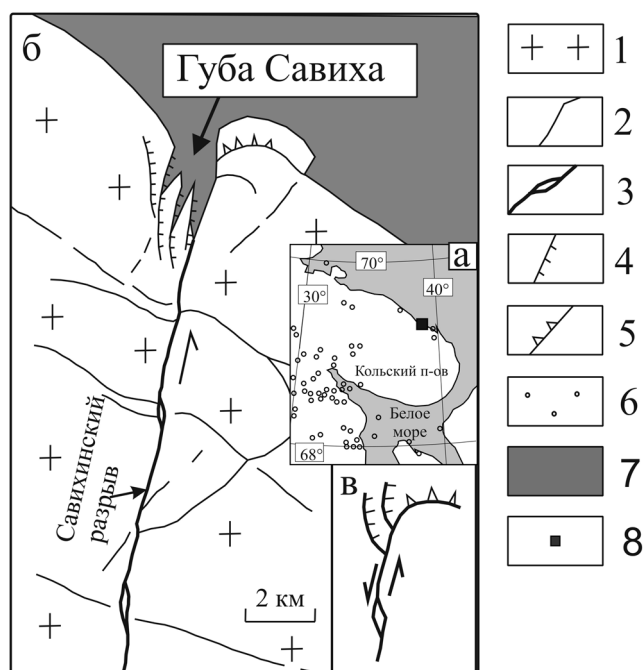


Рис. 4. Крупный сдвиг на северо-восточном побережье Кольского п-ова: а – региональная привязка участка исследования и характер сейсмичности территории, согласно (Earthquakes..., 2012); б – особенности морфоструктуры губы Савиха и Савихинского разрыва; в – структурно-кинематическая модель. 1 – кристаллические породы; 2 – разрывы и зоны повышенной трещиноватости, установленные по дистанционным данным; 3 – морфоструктуры пулл-аппарт у Савихинского разрыва; морфоструктурно проявленные: 4 – сбросы; 5 – надвиги; 6 – эпицентры землетрясений, по (Earthquakes..., 2012); 7 – акватория Баренцева моря; 8 – расположение участка исследования на обзорной схеме

и возникшей на крыле Савихинского разлома у его видимого окончания.

Противоположный (восточный) берег залива Савиха имеет иные геоморфологические характеристики. Он имеет вид сравнительно высокой возвышенности, слаборасчлененная вершинная поверхность которой полого опускается в сторону морской акватории под углами примерно 5–10°. Непосредственно у места смыкания восточного берега губы и морского побережья расположен полуостров, вдающийся в море на расстояние около километра. Полуостров сложен как гранито-гнейсами, так и прорывающей их пластовой интрузией габбро-долеритов. Морфоструктуру восточного берега за счет приподнятости и монолитности, видимо, можно ассоциировать с зоной сжатия, проявившейся на крыле Савихинского разрыва в новейшее время.

Контакт интрузии и гнейсов наблюдается в районе восточного берега губы. Он явно тектонический и представляет собой обширную, в сотни квадратных метров плоскость зеркала скольжения (к сожалению, выветрелого), круто ныряющую под интрузивное тело в общем северном направлении. Этот разрыв на космическом снимке прослеживается в виде дуговидного линеамента вдоль всего основания полуострова (рис. 4, б). Интрузия превышает

в рельефе вмещающие гнейсы, что может быть объяснено как ее возможной большей потенциальной прочностью, так и новейшими движениями (взбросовой кинематики) по разрыву.

Таким образом, в районе губы Савиха наблюдаются морфоструктуры сжатия и растяжения, разделенные Савихинским разрывом и расположенные у его окончания. Согласно структурным моделям (Буртман и др., 1963; Reading, 1980; Расцветаев, 1987 и др.), закономерное сочетание таких структур свидетельствует о левосдвиговом характере перемещения вдоль разрыва (рис. 4, в). Это согласуется с кинематикой сдвигового смещения, восстанавливаемой по новейшим морфоструктурам типа пулл-апарт.

Необходимо отметить, что в исследуемых местах побережья Кольского п-ова береговая линия, в районе которой наблюдаются морфоструктуры окончания разрыва, также связана с тектоникой. Она маркирует край Фенноскандинавского щита, который в этих местах ступенями по разрывам погружается к Баренцевоморской плите под воды Баренцева моря. Неотектоническое развитие этой морфоструктуры (известной как линеамент Карпинского) подчеркивается не только рельефом, но и современной сейсмичностью (рис. 4, в) (Ассиновская, 1986).

В районе губы Савиха и вдоль Савихинского разлома на местности выделяются многочисленные морфоструктуры – крупноглыбовые развалы и обвалы со значительным отбросом глыб от стенок отрыва, выступающие над обвалами «перья» – скалы многометровой высоты и трещины-провалы, в которые «засасываются» обвальные глыбовые накопления и т.п. (Зыков и др., 2011). Все вместе эти морфоструктуры имеют, по всей видимости, палеосейсмическое происхождение (Никонов и др., 2017).

*Озеро Паанаярви.* Исследования, посвященные выявлению новейших сдвигов, были проведены в Северной Карелии и прилегающих районах Кольского п-ова между оз. Паанаярви и северо-восточным окончанием Кандалакшского залива (рис. 5, а, б). Так же, как и в остальных районах Фенноскандинавского щита, здесь выступают кристаллические породы. Рельеф преимущественно структурно-денудационный, холмистый, а у оз. Паанаярви – низкогорный (если учесть амплитуду расчлененности от дна озера до вершин обрамляющих возвышенностей, которая достигает 500 м). Оз. Паанаярви (I на рис. 5, б) имеет вытянутую, практически прямолинейную в плане форму, размеры около 25×2 км и субширотное простирание. Глубина его достигает 140 м. По своим характеристикам озеро является геоморфологической аномалией на фоне окружающих более мелких и изометричных озер и образовалось, по-видимому, по развивающейся в новейшее время крупной трещине отрыва в земной коре.

Северо-западная часть Кандалакшского залива расположена над областью замыкания Кандалакш-

ского грабена Белого моря (II, III на рис. 5, б), активно развивающегося на неотектоническом этапе вплоть до настоящего времени, что проявляется в его значительной глубине, сбросово-ступенчатом строении бортов и интенсивной современной сейсмичности (Невесский, 1977).

Восточное окончание оз. Паанаярви соединяется с северо-западным окончанием Кандалакшского грабена Паанаярвско-Кандалакшским (Ковдозерским) разрывом, имеющим северо-восточное простирание и длину порядка 100 км (IV на рис. 5, б). Этот разрыв является крупной, сложно построенной структурой докембрийского заложения, неоднократно активизировавшейся в фанерозое (Сыстра, 1999). Зона разрыва сильно тектонизирована и на местности представляет собой серию линзовидно изгибающихся швов, представленных в обнажениях катаклазитами и тонко рассланцованными милонитами. Борозды скольжения свидетельствуют о значительной сдвиговой составляющей движений по разрыву. Морфологически зона разрыва представлена понижениями рельефа, образующими приразрывные долины (Зыков и др., 2007). На существующих схемах магнитных аномалий дизъюнктив разделяет крупные области контрастно намагниченных пород и на этом основании может считаться глубоко залегающим, связанным с глубинной структурой.

От восточного окончания оз. Паанаярви в юго-восточном направлении отходит и другой крупный разрыв, который прослеживается на протяжении более 200 км и определяет прямолинейность юго-западных берегов двух крупных озер, расположенных в этом районе – Топозера (V на рис. 5, б) и Пяозера (VI на рис. 5, б). На местности Топозерско-Пяозерский разрыв (VII на рис. 5, б) выражен ступенчатостью разнонаправленных зон повышенной трещиноватости, что придает ему в плане пилообразную форму. По своей морфологии разрыв является новейшим сбросом, причем опущено его северо-восточное крыло, на котором и располагаются депрессии крупных озер.

Структурно-кинематическая интерпретация морфоструктурного рисунка этого района была дана ранее (Зыков и др., 2007). Паанаярвско-Кандалакшский и Пяозерско-Топозерский разрывы, вместе с краем Кандалакшского грабена обособляют блок земной коры размером примерно 100×250 км, расположенный на юго-западном борту грабена (VIII на рис. 5, б). Этот блок, судя по повышенному количеству озер и (по отношению к окружающей территории) более низкому рельефу, испытывает в неотектонический этап относительное опускание. Наличие на его противоположной от грабена границе, у сброса, крупных депрессий, заполненных озерами, свидетельствует о его перекосе и, возможно, о листрическом характере сброса. Учитывая, что в развитии Кандалакшского грабена участвует поперечное тектоническое растяжение (Зыков, 2014), можно констатировать, что, судя по



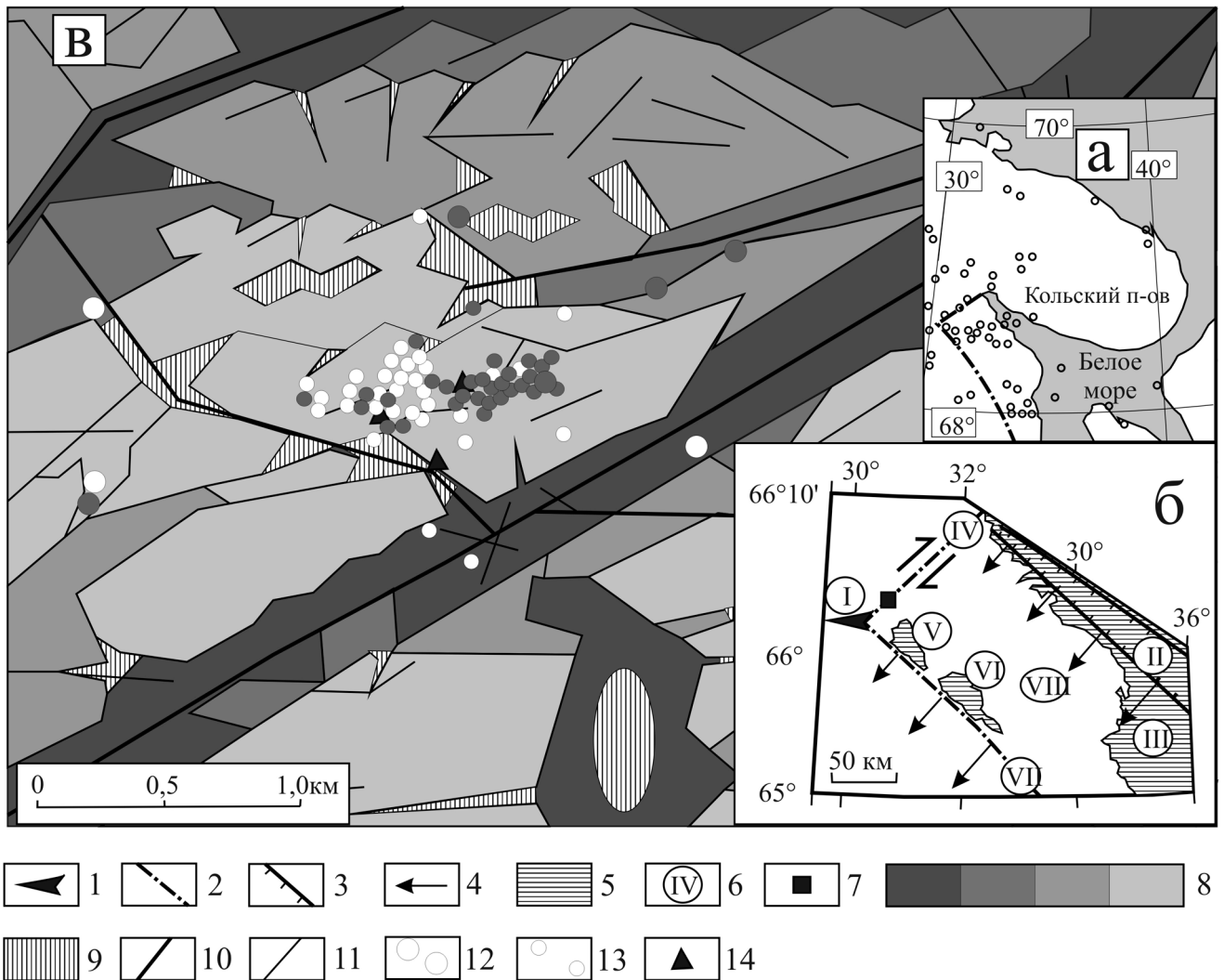


Рис. 5. Крупный сдвиг между оз. Паанаярви и Кандалакшским заливом: а – региональная привязка участка исследования и характер сейсмичности территории, по (Earthquakes..., 2012); б – образование депрессии оз. Паанаярви как трещины растяжения у окончания крупного сдвига; в – пространственное распределение эпицентров макросейсмических событий на детальном участке Паанаярвско-Кандалакшского разрыва. 1 – отрыв в земной коре в области между двумя раздвигающимися разрывами, маркируемый оз. Паанаярви; 2 – региональные разрывы; 3 – сбросы, ограничивающие новейшие депрессии; 4 – направление раздвигания субстрата вокруг Кандалакшского грабена; 5 – акватории; 6 – названия, обсуждаемые в тексте; 7 – расположение детального участка; 8 – высотная градация вершинных поверхностей, морфоструктурно проявленных блоков, дифференцированных по высоте с шагом примерно 10 м; 9 – зоны локального растяжения; 10 – основные разделяющие блоки разрывы, хорошо выраженные крупными формами рельефа; 11 – межблоковые и внутриблоковые разрывы, выраженные в рельефе более мелкими скульптурными формами; 12 – эпицентры микросейсмических событий с энергией >100 Дж: с преобладающей частотой сигнала 2–9 Гц (а) и 9–40 Гц (б); 13 – эпицентры микросейсмических событий с энергией в очаге <100 Дж: с преобладающей частотой сигнала 2–9 Гц (а) и 9–40 Гц (б); 14 – пункт сейсмических наблюдений

морфологическим признакам, область растяжения расширена относительно грабена и распространяется на его обрамление. Прилегающий к нему блок, судя по низкому рельефу и перекосу, включился в эту область, а значит, испытывает некоторое горизонтальное отодвигание от грабена, вслед за своей раздвигающейся рамой, проходящей по Топозерско-Пяозерскому сбросу.

В рамках этой интерпретации получает объяснение и появление мегатрещины, маркируемой оз. Паанаярви. Отодвигание блока от грабена должно привести к его проскальзыванию по Паанаярвско-Кукаозерскому разрыву с образованием правого сдвига и некоторому вращению в горизонтальной плоскости (рис. 5, б). При этом в раскрывающемся

углу между Паанаярвско-Кукаозерским и Топозерско-Пяозерским разрывами, на конце сдвига, образуется область трансенсии, происходит разрыв геологического субстрата в виде трещины отрыва. Такая картина – сдвиг и область растяжения на одном из крыльев на его конце в целом сходна с примерами, приведенными выше для других участков Фенноскандинавского щита.

В районе одной из приразрывных долин Паанаярвско-Кукаозерского сдвига в период с 7 по 11 июля 2004 г. были проведены наблюдения микросейсмической эмиссии. Всего за это время было зарегистрировано 112 микросейсмических событий с энергией до нескольких тысяч Дж. Распределение преобладающих частот их сигналов имеет

полиmodalный характер с наиболее выраженными модами 5 и 11 Гц (Спунгин и др., 2006). Особенности пространственного распределения эпицентров этих событий позволяют связать их с условиями современного напряженного состояния, в частности с геодинамическими ситуациями сжатия и растяжения.

Характерно, что события разного частотного состава (рис. 5, в) сформировали две обособленные в пространстве группы, приблизительно одинаковые по числу событий. Относительно низкочастотные сконцентрированы в группе, линейно вытянутой в восток-северо-восточном направлении с азимутом  $\sim 70^\circ$ . Вторые составляют эллипсоидное облако, большая ось которого имеет север-северо-восточное простирание с азимутом  $\sim 25^\circ$ . При этом обе группы образуют неявный кулисный ряд, отражающий особенности современной геодинамики данного участка. Очевидно, что при развивающемся сдвиге в объеме горных масс отдельные блоки испытывают вращение, растрескивание на части в процессе взаимодействия друг с другом. При этом на границах блоков образуются «зацепы», которые при поворотах могут находиться как в состоянии сжатия, так и в состоянии растяжения, в зависимости от развития ситуации на контакте с соседними блоками. На схеме (рис. 5, в) подобные «зацепы» выделяются морфологически выраженными в виде оврагов зонами растяжения у выступов на границах блоков.

Из наблюдений сильных землетрясений известно, что последние различаются по частотному диапазону максимума излучаемой энергии. Землетрясения, приуроченные к дивергентным тектоническим зонам, в среднем являются более длиннопериодными, чем землетрясения в конвергентных зонах. Установлено также, что очаги взбросового типа в среднем излучают энергию в более высокочастотном диапазоне, чем сдвиговые (Лыскова, 1999). По аналогии, область сгущения эпицентров низкочастотных микросейсм на участке Паанаярви отражает, очевидно, область активизации современного растяжения, а высоко-

частотных, соответственно, — область сжатия. При этом общая структура системы разрывов по своему диагональному расположению к простиранию главного разрыва может быть интерпретирована как серия развивающихся трещин отрыва, образующихся при объемном сдвигании блоковой среды.

### Заключение

Опираясь на закономерности распределения и характер морфоструктур, отвечающих областям рассеянных, сравнительно малоамплитудных деформаций растяжения и сжатия, закономерно расположенных у окончаний крупных разрывов, удастся с определенной долей вероятности расширить круг выявленных на Фенноскандинавском щите (в районе Белого и Баренцева морей и Ботнического залива) сдвиговых дислокаций. Они образуют верхнекоревые структурно-морфологические ансамбли в долгоживущих, в большинстве своем унаследованных зонах дислокаций, кинематическая эволюция которых является индикатором внутриплитного тектогенеза. Тектонофизическую базу для анализа составляет модель, описывающая механизм возникновения у конца сдвигов структур сжатия и растяжения.

В частности, выявлению таких морфоструктур на местности способствует «подсвечивание» водоемами не всегда явных на общем ландшафтном фоне особенностей рельефа, находящихся в закономерной связи с геологической структурой. Признаки современной активности выявленных сдвиговых дислокаций подтверждаются результатами микросейсмических исследований, распределением современных землетрясений и наличием в окружающих районах следов поздне- и послеледниковых палеосейсмодеформаций. Связь разрывов с глубинной структурой подтверждается геофизическими данными.

Работа выполняется в рамках программы государственного задания (тема № 0135-2016-0012), при поддержке программы ОНЗ № 10, программы Президиума РАН № 19 и РФФИ, проект 18-05-00485.

### ЛИТЕРАТУРА

- Асиновская Б.А. Механизмы очагов землетрясений северо-восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1986. № 1. С. 101–105.
- Бискэ Г.С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова / Ред. П.А. Борисов. Мурманск: Мурманское книжное изд-во, 1961. С. 32–42.
- Богатилов О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: Связь во времени и пространстве. М.: Наука, 2010. 606 с.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры / Ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5–34.
- Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
- Земная кора восточной части Балтийского щита / Ред. К.О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 232 с.
- Зыков Д.С. Морфоструктура области сочленения Восточно-Европейской и Западно-Арктической платформ как отражение горизонтальной компоненты подвижности земной коры // Геоморфология. 2014. № 3. С. 62–73.
- Зыков Д.С. Геоморфологические признаки проявления горизонтальной компоненты неотектонических движений вдоль границы Балтийского щита и Западно-Арктической платформы (Мурманская обл.) // Геоморфология. 2015. № 3. С. 27–28.
- Зыков Д.С., Полещук А.В., Никонов А.А. Морфоструктура пограничной зоны между Балтийским щитом и Западно-Арктической платформой как отражение взаимодействия геодинамических систем // Геоморфология. 2017. № 2. С. 79–89.
- Зыков Д.С., Терехов Е.Н., Балугев А.С. Признаки новейшей активизации разрывов и следы вероятных палео-

сейсмодетформаций на участке баренцевоморского побережья Кольского полуострова // Мат-лы XVII Всеросс. конф. с междунар. участием «Проблемы сейсмоструктоники». 20–22 сентября 2011 г. / Ред. А.О. Глико, Е.А. Рогожин, Ю.К. Шукин, Л.И. Надежка. М., 2011. С. 210–214.

*Зыков Д.С., Шукин Ю.К., Спунгин В.Г., Иоффе А.И.* Возможные морфоструктурные проявления горизонтального расклинивания в земной коре (Северная Карелия) // Геоморфология. 2007. № 1. С. 64–71.

*Колодяжный С.Ю.* Структурно-кинематические парагенезы в осадках фанерозойского чехла Среднерусской зоны дислокаций // Геотектоника. 2010. № 2. С. 56–76.

*Колодяжный С.Ю.* Структуры латерального течения северо-восточной части Восточно-Европейской платформы. Статья 1. Особенности геологического строения, структурные парагенезы фундамента // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2012. Т. 87, вып. 1. С. 15–24.

*Колодяжный С.Ю., Балуев А.С., Терехов Е.Н.* Структурные парагенезы и особенности внутриплитной эволюции Андомского сегмента линеамента Полканова (Юго-Восточная окраина Балтийского щита) // Геотектоника. 2016. № 4. С. 48–67.

*Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 313 с.

*Копп М.Л.* Мобилистическая неотектоника платформ Юго-Восточной Европы. М.: Наука, 2004. 340 с.

*Лукашов А.Д.* Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.

*Лыскова Е.Л.* Квантификация землетрясений и сравнительный анализ очагов на основе спектров Р-волн. Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. СПб.: СПбГУ, 1999. 36 с.

*Невесский Е.Н., Медведев В.С., Кальниченко В.В.* Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.

*Никонов А.А., Полещук А.В., Зыков Д.С.* О новейших разрывах и палеосейсмодислокациях в Онежской палеопротерозойской структуре Балтийского щита (Восточно-Европейская платформа) // Тр. Карельского НЦ РАН. Сер. Геол. докембрия. 2017. С. 3–18.

*Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. 1 / Ред. А.В. Пейве, А.В. Лукьянов. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 173–235.

*Спунгин В.Г., Зыков Д.С., Бурчик В.Н.* Микросейсмичность локальных структур Фенноскандии // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения. Мат-лы XII междунар. конф. 18–23 сентября 2006 г. Т. 2 / Ред. Н.М. Чернышов, А.А. Маловичко. Воронеж: ВГУ, 2006. С. 179–183.

*Спунгин В.Г., Макаров В.И., Бурчик В.Н., Сыстра Ю.Й.* Микросейсмичность участка Заонежский (Карелия), ее связи с экзогенными факторами и особенностями геологического строения // Геоэкология. 2011. № 1. С. 49–57.

*Спунгин В.Г., Полещук А.В.* Характеристики сейсмического шума на участках Приладожья и оценка его эндогенной составляющей // Глубинное строение и геодинамика Приладожья. Мат-лы конф. с междунар. участием (22–24 мая 2017 г. Петрозаводск, Республика Карелия). Петрозаводск: КНЦ РАН, 2017. С. 215–224.

*Сыстра Ю.Й.* Тектоника Карельского региона. Л.: Наука, 1999. 176 с.

*Сыстра Ю.Й.* Основные черты геологического строения Карельского региона // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2004. С. 14–29.

*Федотова Ю.В.* Техногенная сейсмичность Кольского полуострова. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукин. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2007. С. 182–192.

*Axberg S.* Seismic stratigraphy and bedrock geology of the Bothnian Sea, northern Baltic // Acta University Stockholm. Stockholm Contrib. Geol. 1981. Vol. 36, N 3. P. 153–213.

Earthquakes in North Europe 1971–2012 (map). University of Helsinki. 2012. URL: <http://www.seismo.helsinki.fi/bulletin/list/catalog/instrumap.html> (дата обращения 12.08.2016).

*Mörner N.-A.* Paleoseismicity of Sweden – A Novel Paradigm. A contribution to INQUA from its Sub-Commission on Paleoseismology at the 16th International INQUA Congress in Reno, Nevada. P&G print, Stockholm, Sweden. 2003. 320 p.

*Reading H.G.* Characteristics and recognition of strike-slip fault system // Spec. Publ. International Association of Sedimentology. 1980. Vol. 4. P. 7–26.

**Сведения об авторах:** *Зыков Дмитрий Сергеевич* – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. ГИН РАН, *e-mail:* zykovd58@gmail.com; *Спунгин Вадим Геннадьевич* – канд. техн. наук, вед. инж. Ин-та динамики геосфер РАН, *e-mail:* spungin@idg.chph.ras.ru; *Полещук Антон Владимирович* – канд. геол.-минерал. наук, ст. науч. сотр. ГИН РАН, *e-mail:* anton302@mail.ru