

ГЕОДИНАМИКА БЕЛОМОРСКОЙ КОТЛОВИНЫ В ГОЛОЦЕНЕ*

Евзеров В.Я.¹, Виноградов А.Н.², Николаева С.Б.¹

¹Геологический институт Кольского научного центра РАН

²Кольский филиал Геофизической службы РАН

Аннотация

Анализ материалов по геологическому строению и тектонике района Беломорской котловины свидетельствует о том, что эта депрессия существовала уже в среднем плейстоцене и была соединена с Мировым океаном. Она образовалась на рубеже позднего миоцена – плиоцена, когда после регрессивного развития континентальной окраины началось погружение шельфа. Позднее, в голоцене произошло опускание Кандалакшского грабена и формирование Колвицкого грабена. В опускание были вовлечены окружающие Кандалакшский залив массивы кристаллических пород, что отразилось в изгибе изобаз гляциоизостатического поднятия района. Совокупное воздействие тектонической составляющей и гляциоизостатического поднятия привело к возникновению напряжений, разрядка которых обусловила высокую сейсмическую активность Кандалакшского грабена и его окрестностей.

Ключевые слова:

Беломорская котловина, Кандалакшский грабен, Колвицкий грабен, землетрясение, палеосейсмодеформация, голоцен.



Беломорская котловина – это внутриплитная морфоструктура на северной окраине Восточно-Европейской платформы. Котловина включает три субструктуры второго порядка: обширный Бассейн с открывающимися в него Кандалакшским, Онежским и Двинским заливами, Воронку и Горло (рис. 1).

Внешняя граница Воронки проходит по линии, соединяющей вершины полуостровов Святой Нос и Канина. На юго-востоке Воронка сопряжена с Мезенским заливом. С Бассейном ее соединяет узкий пролив, вытянутый с юго-запада на северо-восток и получивший название Горла.

Большинство исследователей признает, что контур современной Беломорской депрессии предопределен структурным планом рифейской системы грабенов, возникших на пассивной окраине палеократона Балтика в интервале 1263–1080 млн лет назад [1]. В этот период на раннедокембрийском гранито-гнейсовом цоколе сформировался стратиферный слой мощностью от 3 до 8 км, что обусловило возникновение резкой петрофизической и геомеханической неоднородности в теле континентального геоблока, с которой в последующей истории морфоструктур связана различная реакция котловины и ее кристаллического обрамления на воздействие внешних физических полей. Значительно позднее произошла реактивация разломов рифейских грабенов. Один из последних ее этапов имел место в четвертичное время. Окончательное формирование морфоструктуры определялось взаимодействием двух факторов – эндогенных тектонических напряжений в цоколе и экзогенных статических и динамических нагрузок, создаваемых Скандинавским ледниковым покровом.

* Работа выполнена при поддержке Правительства Мурманской области в рамках государственной программы «Развитие экономического потенциала и формирование благоприятного предпринимательского климата» и РФФИ – грант 14-05-98806 р_север_a и гранта 14-05-98806а.

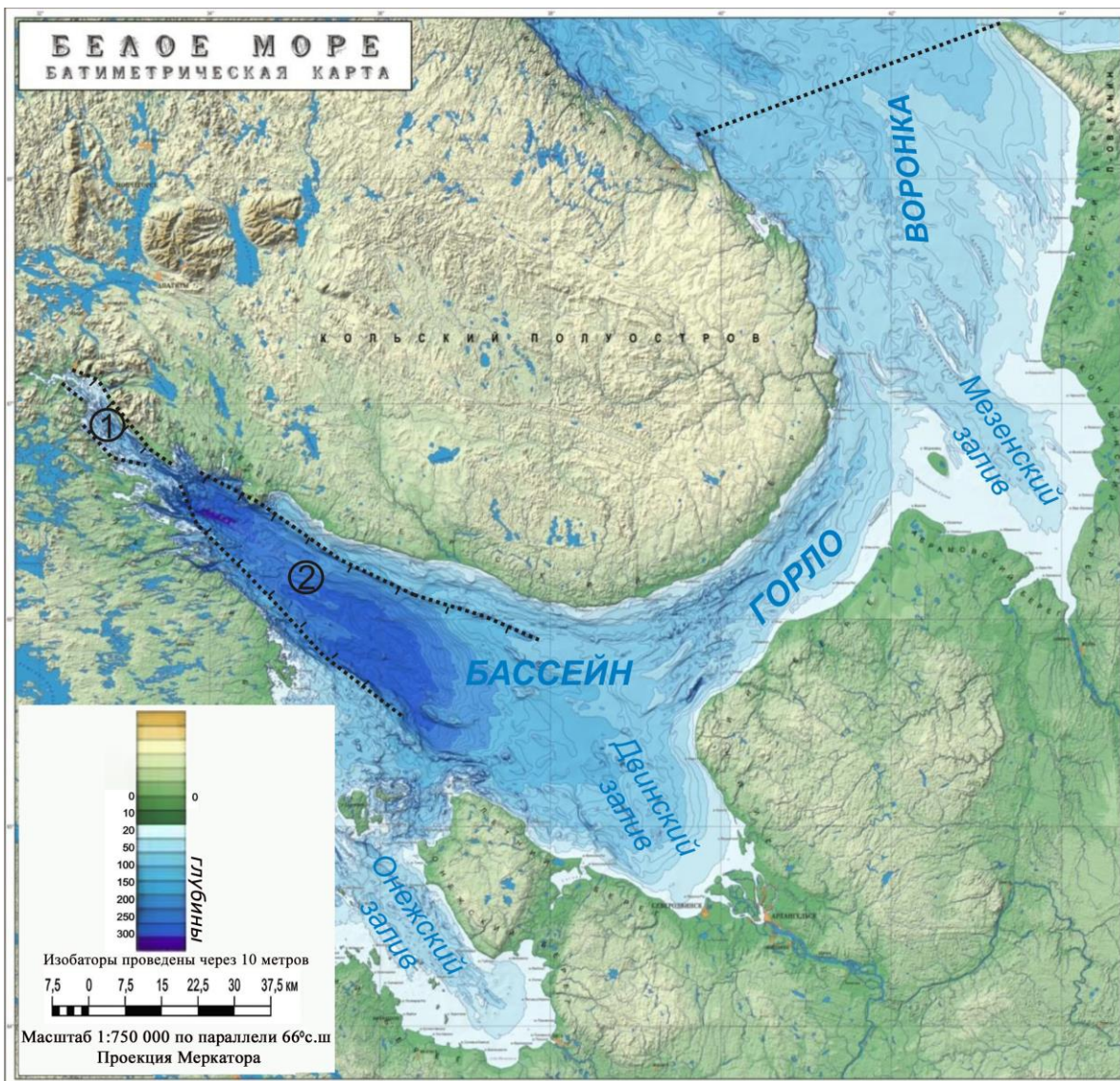


Рис. 1. Упрощенный вариант цифровой модели дна Белого моря (по [2]):
цифры в кружках: 1 – Кольский грабен; 2 – Кандалакиский грабен [1, 3, 4]

Мощность четвертичных отложений в бассейне достигает 300 метров, однако время первоначального заполнения Беломорской котловины водами внутреннего морского бассейна точно не выяснено. На основании изучения верхних горизонтов осадочного чехла на дне Баренцева моря сделан вывод о том, что морские условия седиментогенеза установились в котловине в среднем голоцене около 6 тыс. лет назад [1, 3]. Позднее в разрезах четвертичных отложений на северном побережье в районе устья р. Варзуги были обнаружены осадочные породы позднего и среднего неоплейстоцена, содержащие раковины морских моллюсков с возрастом, определенным методом ЭПР А. Молодьковым в 316.0 ± 23.6 , 319.0 ± 22.7 и 318.0 ± 38.5 тыс. лет назад [5]. Еще более древние образования вскрыты скважинами на Архангельском побережье в долине р. Пёзе у деревни Сафоновской, где под мореной, подстилающей морские осадки среднего неоплейстоцена, встречен горизонт морских отложений [6]. С учетом этих находок, представляется правомерной и логичной гипотеза [7], связывающая формирование Беломорской котловины и морского бассейна в ней с переходом от регрессивного развития континентальной окраины к трансгрессивному шельфовому погружению на рубеже позднего миоцена – плиоцена.

В данной статье внимание концентрируется на геодинамике Беломорской депрессии в голоцене – последнем периоде геологической истории Земли, который начался около 12 тысяч лет назад и продолжается до сих пор. Перед голоценом территория, окружающая

котловину, и сама котловина были покрыты мощным покровом льда. Скандинавское оледенение, предшествовавшее голоцену, продвигалось в восточном направлении двумя потоками: Кольским и Беломорским. Первый из них покрывал большую часть Кольского п-ова, а второй переполнял Беломорскую котловину. Между этими потоками сформировалась аккумулятивная гряда Терских Кейв, высотные отметки которой возрастают в восточном направлении, что свидетельствует об активности Беломорского потока льда и его большей мощности [8, 9]. По результатам реконструкции [10] мощность льда в восточной части региона составляла около 400 м, а в западной превышала 2 км.

Общеизвестно, что вследствие ледниковой нагрузки происходило проседание подстилающей поверхности, его масштабы определялись мощностью ледового покрова. Согласно гляциоизостатической концепции, после таяния ледника должно проявляться компенсационное воздымание земной поверхности в связи со снятием статической пригрузки. В Фенноскандии реальность этой концепции была в целом подтверждена более 100 лет назад. Однако реальная картина поднятия в Кольском регионе оказалась более сложной. Первую схему изобаз поднятия этой области на основе высотного положения поверхностей флювиогляциальных террас составил В. Рамзай [11], встроив ее в схему изобаз всей Фенноскандии. Было показано, что амплитуда поднятия поверхности за последние 10–12 тыс. лет составила около 150 м, при этом изобазы огибают территорию Кандалакшского залива, где, как отмечалось, мощность льда была больше, чем на его побережьях (рис. 2 А).

Более детальные исследования выполнены в конце XX в., когда началось планомерное изучение строения отложений озерных котловин, изолированных от моря вследствие гляциоизостатического поднятия. Полученные материалы позволили построить графики перемещения береговой линии Баренцева и Белого морей в ряде пунктов побережий и, опираясь на эти данные, реконструировать характер поднятия северо-востока Балтийского щита в различные временные отрезки [12]. В частности, уточненная схема изобаз поднятия побережья Кандалакшского залива за последние 8 тыс. лет (рис. 2 Б) полностью подтвердила первоначальные наблюдения В. Рамзая о нарушении в этом районе ключевого положения гляциоизостатической модели: «чем толще ледник, тем выше воздымается территория после его стаивания».

Кроме этого отклонения от общего правила, в Беломорской котловине выявлена еще одна особенность структурной эволюции региона, необъяснимая с позиций гляциоизостатической модели – доминирование сдвигов среди неотектонических разрывных нарушений. На это первыми обратили внимание авторы Тектонической карты Белого моря [2, 3], предложившие два альтернативных варианта интерпретации наблюдаемой сегодня архитектуры структурно-парагенетического ансамбля рифтовой системы северо-западного простиранья и наложенных на нее трансформных разломов северо-восточного простиранья. В качестве базовой концепции неотектонической кинематики Западно-Арктической континентальной окраины авторы карты приняли «Скандинавскую сеймотектоническую модель» Ф.Н. Юдахина [13], согласно которой контроль поля напряжений в Беломорском регионе приписывается деформационным волнам сжатия, исходящим из срединно-океанических рифтов Северной Атлантики. С этой концепцией непротиворечиво увязывается картина развития морфоструктуры дна Белого моря по модели «расклинивания» Кандалакшской котловины при столкновении ее днища с Архангельским выступом фундамента. Слабое место данного варианта состоит в несовпадении максимума современной сейсмической активности с фронтом столкновения подвижной пластины дна с «упором» (как показано на рис. 3, очаговый ареал тектонических землетрясений локализован на западном фланге рифта, т.е. «смещен» на 200–250 м в тыл мобильного блока). В последние годы появились и новые аргументы против указанной концепции: поставлена под сомнение сама направленность главных векторов деформации и движения геоблоков на северо-западной окраине Евразии.

Анализ механизмов землетрясений в Северной и Центральной Атлантике в совокупности с данными геодезического мониторинга показал, что на современном этапе межплитная граница Евразии и Северной Америки вышла из режима дивергенции и на всем протяжении от Шпицбергена до моря Лаптевых представляет собой трансформную тектоническую структуру [14, 15]. Следовательно, действие ключевого постулата

«Скандинавской модели» Ф.Н. Юдахина о доминанте юго-восточного движения масс в Евро-Арктическом регионе должно быть ограничено по времени периодом активного раскрытия Северного Ледовитого океана. Точной датировки времени смены режима дивергенции трансформным режимом нет, но представляется логичным увязать этот переход со вспышкой сейсмической активности на нижнем рубеже голоцена, когда на атлантическом побережье Скандинавии проявились мощные оползневые процессы, вызванные краевыми разломами северо-восточного простирания. Доминантным типом тектонических движений на новейшем этапе стали вращательные смещения как Евразийской плиты в целом, так и отдельных геоблоков на ее северо-западной окраине (рис. 3).

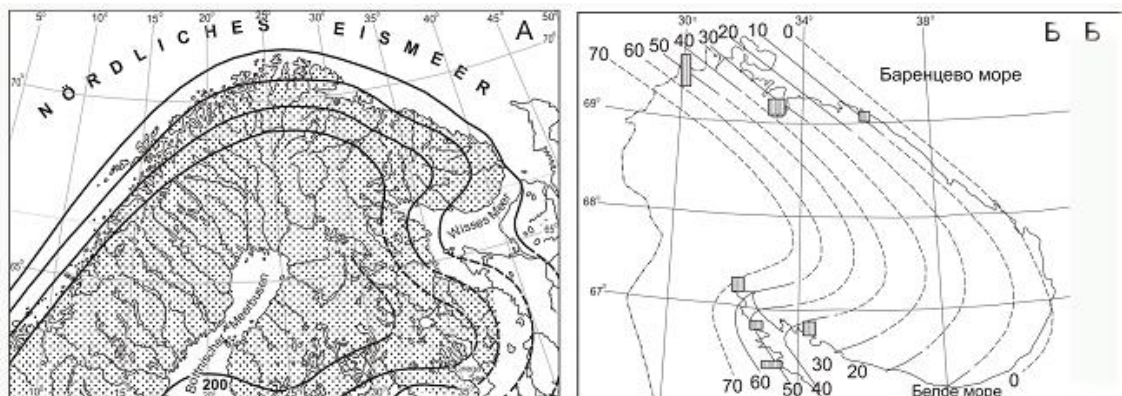


Рис. 2. А – фрагмент схемы изобаз гляциоизостатического поднятия Фенноскандии В. Рамсея [11]. Б – схема изобаз гляциоизостатического поднятия Кольского региона за последние 8 тыс. лет [12]. На рис. Б сплошными линиями показаны изобазы установленные, пунктиром – предполагаемые; прямоугольниками обозначены участки детальных работ по изучению осадков озерных котловин, изолировавшихся от моря в результате гляциоизостатического поднятия континента

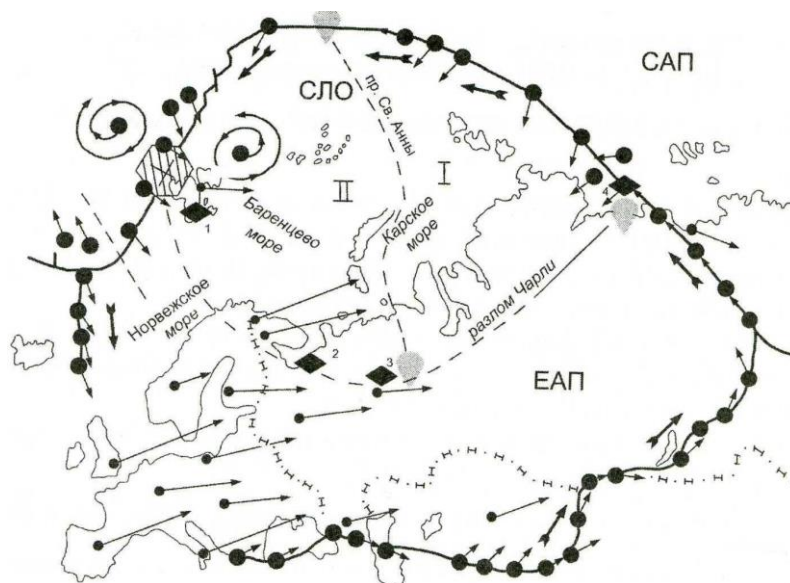


Рис. 3. Схема современного движения горных масс на северо-западной окраине Евразии (по [14]): жирные точки с короткими стрелками – направления скольжения масс в очагах сильных землетрясений; длинные стрелки с мелкими точками – векторы движения блоков по данным сети GPS; ромбы – сдвиги; циклоиды – миграция эпицентров в локальных роях землетрясений. СЛО – Северный Ледовитый океан; ЕАП – Евразийская литосферная плита; САП – Северо-Американская литосферная плита

Это представление полностью корреспондируется со второй альтернативной моделью авторов Тектонической карты [1], названной ими моделью «трансформных разломов и вращения блоков». В рамках этой модели раскрытие Кандалакшской и Колвицкой рифтогенных впадин удовлетворительно объясняется противоположной направленностью вращения Кольского и Карельского массивов. На этот процесс накладываются гляциоизостатические деформации, контролируемые мощностью ледниковой лопасти, стекавшей в Беломорскую депрессию, и темпами компенсационных восходящих движений после снятия ледниковой нагрузки. При таянии ледникового покрова нагрузка на геологическое основание в Кольско-Карельском геоблоке «щитового» типа с кристаллическими породами гранито-гнейсового слоя на поверхности должна была сниматься полностью [16], вследствие чего поверхность блока воздымалась за счет совместного действия изостазии и релаксации упругих напряжений, накопленных в арочных структурах фундамента. В рифтогенных депрессиях Беломорской котловины перемежаются пластичные и компетентные слои, осложненные интенсивной трещиноватостью. Поля напряжений и дислокаций в этой среде контролируются преимущественно вертикальной компонентой статической нагрузки, аккумуляция энергии упругих деформаций редуцирована, арочные эффекты проявляются локально. Степень проседания поверхности под ледниковой нагрузкой за счет компактации пластичных слоев здесь выше, чем в упоминавшемся «щитовом» геоблоке. Релаксация упругих напряжений при исчезновении ледниковой нагрузки играла подчиненную роль по отношению к изостатическим силам, при этом действие последних в какой-то мере сдерживалось гидросферным слоем. Таким образом, если возникновение Колвицкого грабена полностью контролировалось тектоникой, то погружение Кандалакшского грабена в основном тоже было обусловлено тектоникой, но вместе с тем имело место некоторое отставание поднятия дна грабена от основной поверхности Карело-Кольского геоблока вследствие отмеченного выше различия в геологическом строении и, соответственно, реакции названных геоструктур на снятие ледниковой нагрузки. Уже упоминавшийся изгиб изобаз (рис. 2 А и Б) вызван тем, что в погружение Колвицкого и Кандалакшского грабенов вовлекаются породы кристаллических массивов, окружающих Кандалакшский залив. Амплитуда погружения дна залива в голоцене составила примерно 150 м.

Различия в темпах и амплитуде движений создают локальные возмущения в напряженном состоянии компетентных блоков коры, способствовавшие развитию вдоль бортов грабена на протяжении последних 10–12 тыс. лет сопряженной системы трещин и разломов, обеспечивающих разрядку аномального стресса. Наиболее крупным в голоценовой генерации дизъюнктивов был сбросо-сдвиг, сформировавший Колвицкий грабен, продолжающий Кандалакшский рифт вглубь Беломорского кристаллического блока (рис. 1). Амплитуда вертикального смещения при погружении его дна достигает 70 м. Судя по глубинности современных очагов землетрясений в этом тектоническом узле: от 10 до 30 км [17], активизация рифта и пропация его в северо-западном направлении связана с нарушением геомеханической стабильности не только в верхних горизонтах коры, подвергавшихся непосредственному воздействию ледниковой нагрузки, но и на глубинных этажах кристаллического цоколя.

При веерообразном раскрытии Кандалакшского грабена также произошла просадка дна с амплитудой до 150 м, не скомпенсированная полностью встречными восходящими движениями, связанными с релаксацией ледниковой пригрузки. Вследствие сложной кинематики разнонаправленных тектонических и гляциоизостатических деформаций возникали напряжения в породных массивах, которые периодически разряжались землетрясениями различной силы. Об этом свидетельствуют обнаруженные в последнее время многочисленные палеосейсмодеформации, а также расположение эпицентров исторических и современных землетрясений (рис. 4, 5). Анализ инструментально зарегистрированных сейсмических событий свидетельствует о концентрации землетрясений в западной части Беломорской котловины, которая отличается от восточной и более высоким уровнем сейсмоактивности. Здесь же расположены эпицентры исторического землетрясения 1542 г.

с интенсивностью не менее 7 баллов и самого выдающегося по силе события 1627 г. с магнитудой 6.5 и интенсивностью 8 баллов по шкале MSK-64 [18].

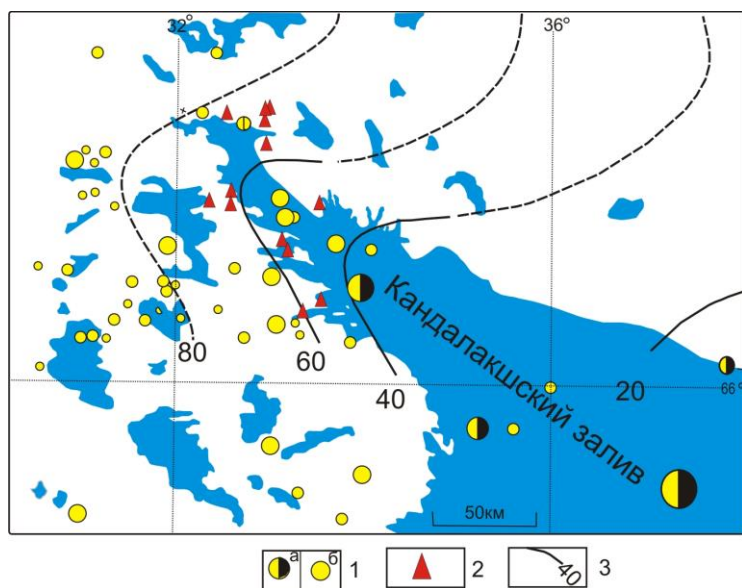


Рис. 4. Схема размещения эпицентров землетрясений и палеосейсмодеформаций: 1 – эпицентры землетрясений (1542–2003 гг.) в интервале магнитуд 0.9–6.5 (по [17–20]): а – исторические, б – инструментальные; размер значка пропорционален магнитуде; 2 – палеосейсмодеформации, 3 – изобазы гляциоизостатического поднятия (см. рис. 2 Б)



Рис. 5. Сейсмотектонический ров в гранулитах, пересекающий отроги Лувенгских тундр. Северное побережье Кандалакшского залива

Пространственное положение сейсмотектонических проявлений в рельефе побережий залива хорошо согласуется с наибольшим изгибом изобаз, что свидетельствует о влиянии тектонической составляющей наряду с общим ходом гляциоизостатического поднятия, скорости которого постепенно снижались от позднеледникового к настоящему времени. В тех же временных рамках резко снижались энергетический уровень и пространственное размещение очагов палеоземлетрясений. Судя по степени выраженности в рельефе и масштабам проявления

палеосейсмодеформаций, наибольшей интенсивностью отличались события, происходившие на рубеже позднеледниковья – начала голоцена [19–21]. Это хорошо согласуется с данными по реконструкции временного хода максимальных магнитуд палеоземлетрясений: пиковые значения до 8 единиц по шкале Рихтера приходятся на интервал 10–9 тыс. лет, а на рубеже 2 тыс. лет происходит резкий спад с 6.5 до современного уровня 5.1–5.3 [22].

Приуроченность большинства очагов землетрясений к западной части Беломорского бассейна, как отмечалось, указывает на тесную связь сейсмичности с опусканием котловины Кандалакшского залива на фоне общего гляциоизостатического поднятия. При этом на фоне медленного опускания дна котловины имели место импульсные энергетические разрядки с быстрыми «клавишными» смещениями мелких блоков. Они приводили к образованию разрывных дислокаций сбросо-сдвигового типа в кристаллическом цоколе и осадочном покрове рифта [2, 3], проявлениям на беломорском побережье волн цунами с высотой заплеска 2.5–3 м [17, 23] и вызванных цунами ледовых надвигов с высотой вала до 17 м [24].

Анализ пространственно-временной картины голоценовой сейсмичности в Беломорской котловине и ее материковом обрамлении [17–26] показывает, что район Кандалакшского рифта находится в узле пересечения с двумя линейными очаговыми зонами землетрясений – Хибинско-Ловозерской и Куусамо-Порьегубской (рис. 6). Это обстоятельство, безусловно, способствовало активизации сейсмических проявлений в рассматриваемом районе. Дальнейшее изучение сейсмических событий Кольского региона, включая прогнозы сейсмической опасности для конкретных территорий, должно проводиться на геологической основе, включающей сведения о палеосейсмодеформациях, тектонике коренного фундамента и последствиях ледниковой нагрузки.

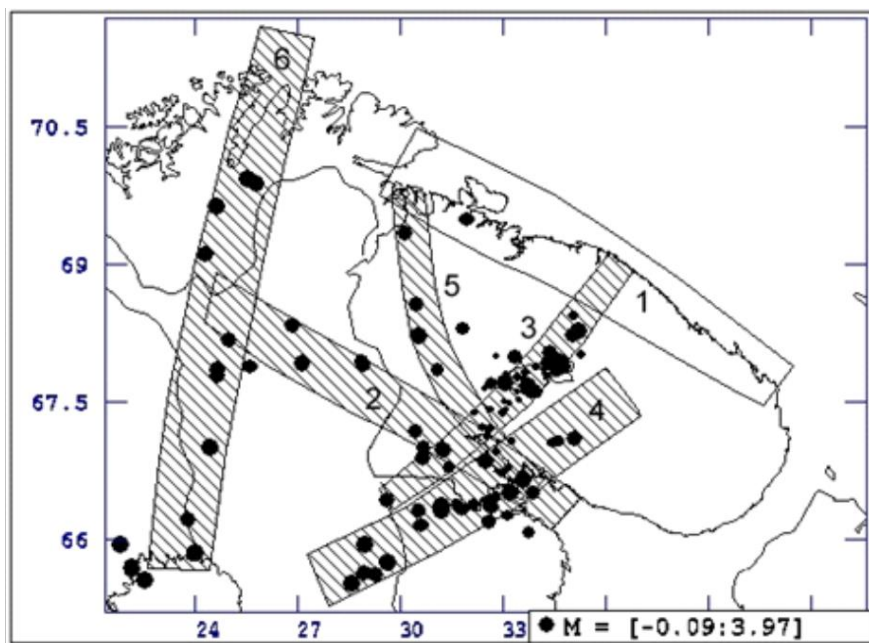


Рис. 6. Схема главных сейсмогенных зон северной части Балтийского щита (по [26, с коррекцией по данным 2013–2014 гг.]):

- 1 – Мурманская; 2 – Кандалакшская; 3 – Хибинско-Ловозерская; 4 – Куусамо-Порьегубская; 5 – Кандалакшско-Варангерская, 6 – Ботний-Финмаркская.

ЛИТЕРАТУРА

1. Тектоника Белого моря: объяснительная записка к «Тектонической карте Белого моря и прилегающих территорий масштаба 1:1500000/ А.С. Балуев, В.А. Журавлев, Е.Н. Терехов [и др.]. М.: ГЕОС, 2012. 104 с.
2. Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
3. Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю., Балуев А.С. Признаки горизонтальной неотектонической подвижности фундамента в районе Беломорья // Бюлл. МОИП. Отд. геологическое. Вып. 2. 2008. Т. 83. С.15–25.
4. Геология Белого моря / М.А. Спиридонов, Н.А. Девдариани, А.В. Калинин [и др.] // Советская геология. 1980. № 4. С.45–55.
5. Корсакова О.П., Семенова Л.Р., Колька В.В. Средне- и

верхнеоплейстоценовые осадки в разрезе обнажения Варзуга (юг Кольского полуострова) // Региональная геология и металлогения. 2011. № 48. С. 19–24. **6.** *Девятова Э.И., Лосева Э.И.* Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 106 с. **7.** Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое / *Э.В. Шипилов, В.А. Тюремнов, В.Н. Глазнев [и др.]* // Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 3. С. 378–383. **8.** *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского региона // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73. **9.** *Hättestrand C., Kolka V., Stroeven A.P.* The Keiva ice marginal zone on the Kola Peninsula, northwest Russia: a key component for reconstructing the palaeoglaciology of the northeastern Fennoscandian Ice Sheet. *Boreas*. 2007. Vol. 36. P. 352–370. **10.** *Евзеров В.Я., Самойлович Ю.Г.* Реконструкция северо-восточной краевой области скандинавского ледникового покрова в поздневалдайское время // Геоморфология. 1998. № 4. С. 65–70. **11.** *Ramsay W.* Über die Geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartarzeit // *Fennia*, Helsingfors. 1898. Vol. 16, № 1. 151 p. **12.** Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита / *В.В. Колька, В.Я. Евзеров, Я.И. Мёллер [и др.]* // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 15–25. **13.** *Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. 299 с. **14.** *Беленович Т.Я., Кутинов Ю.Г.* Современный геодинамический режим Срединно-Атлантического хребта и прилегающих территорий // Материалы XVI международной конференции «Свойства, структура, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы». Воронеж. 2010. Т. 2. С. 118–123. **15.** *Vinogradov A.N., Baranov S.V.* Recent geodynamic regime of the Eurasia – North American interplate boundary: Evidences from seismology of Arctic // Вестник МГТУ. Труды Мурманского государственного технического университета. 2012. Т. 15, №2. С. 435–438. **16.** Строение литосферы российской части Баренц-региона / под ред. *Н.В. Шарова, Ф.П. Митрофанова, М.Л. Вербы [и др.]*. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2005. 318 с. **17.** *Годзиловская 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. **18.** *Ассиновская Б.А., Никонов А.А.* Сводный каталог землетрясений Карельского региона за 1542–2003 гг. // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2004. С. 218–222. **19.** *Шевченко Н.В., Кузнецов Д.Е., Ермолов А.А.* Сейсмотектонические проявления в рельефе берегов Белого моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География, 2007. №3. С. 44–48. **20.** *Николаева С.Б.* Голоценовые движения и сейсмичность Кандалакшского залива Белого моря (северная окраина Восточно-Европейской платформы) // Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия. Материалы Всероссийского совещания (г. Иркутск, 18–21 августа 2009 г.): в 2-х т. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2009. Т. 2. С. 43–45. **21.** *Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И.* Сейсмичность Фенноскандии в позднем плейстоцене и голоцене // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, 2011. С. 220–223. **22.** *Степанов В.В.* Геодинамическая опасность промышленных объектов. М. 2001. 100 с. **23.** *Никонов А.А., Субетто А.А.* Историческое цунами на Соловецких островах // Изв. РГО. Вып. 6. 2007. Т. 139. С. 24–31. **24.** *Евзеров В.Я.* Цунами в Белом море (о событии 5 января 1888 года) // Вестник ВГУ, сер. Геологическая. 2013, № 2. С. 181–183. **25.** *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шеварев С.В.* Детальные палеосейсмогеологические исследования на ключевом участке в бортовой зоне впадины оз. Имандра (Европейское Заполярье) – новые подходы и результаты // Материалы совместной международной конференции «Геоморфология и палеогеография полярных регионов», симпозиума «Леопольдина» и совещания рабочей группы INQUA Peribaltic. Санкт-Петербург, СПбГУ, 9–17 сентября 2012 г. / отв. ред. А.И. Жиров, В.Ю. Кузнецов, Д.А. Субетто, Й. Тиде. СПб: изд. СПбГУ, 2012. С. 161–163. **26.** Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / под ред. *Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина*. Кн. 1: Землетрясения. Петрозаводск: Изд. КарНЦ РАН, 2007. 381 с.

Сведения об авторах

Евзеров Владимир Яковлевич – д.г.-м.н., ведущий научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; e-mail: yevzerov@geoksc.apatity.ru

Виноградов Анатолий Николаевич – к.г.-м.н., директор КФ ГС РАН, главный ученый секретарь Кольского научного центра РАН; e-mail: vino@admksk.apatity.ru

Николаева Светлана Борисовна – к.г.-м.н., старший научный сотрудник Геологического института КНЦ РАН; e-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru