

примитивной мантии. Причем она проявляет тенденцию к прогрессирующему понижению с повышением степени дифференциального плавления. Объяснение этого эффекта простой контаминацией веществом вмещающих базальтов не согласуется с балансными расчетами, так же, как и в работе [3]. При этом концентрация и самария, и неодима с уменьшением степени плавления закономерно возрастает, но практически не заходит за их содержание в примитивной мантии. Если предполагать, что такое увеличение концентрации РЗЭ связано с контаминацией редкоземельными элементами из вмещающих базальтов, то придется делать маловероятное допущение, что такая контаминация веществом, на два порядка более богатого лантаном по сравнению с РМ, в подавляющем большинстве случаев останавливается на составе РМ или до него. Дополнительные возможности объяснения этого феномена открывает селективная контаминация РЗЭ, связанная с развитием пленочных фосфатов. Мы исследуем этот парадокс на основе различных подходов и в частности в связи с особенностью поведения Sm и Nd, при котором только самарий имеет две разные формы валентности, а также с позиций изменения коэффициентов распределения этих двух элементов при разных давлениях.

(3) Заведомо обедненные магмафильными элементами мантийные ксенолиты нередко проявляют значительный дефицит REE (до двух порядков величины) по сравнению с составом РМ при том, что отношение Sm/Nd в них ниже хондритового. Такое вещество, как и его магматические производные, будет мечено отрицательными значениями ENd, создавая иллюзию мантийного источника, обогащенного высоко несовместимыми элементами.

(4) Часто толеиты MORB имеют величину Sm/Nd существенно более высокую по сравнению с хондритовой. Очевидно, что, если такие заведомо обогащенные производные мантийного вещества не покинут мантийный резервуар и через какое-то время подвергнутся повторному плавлению, они будут генерировать расплавы с изотопным составом неодима, соответствующим обедненному источнику вещества.

Из всего этого следует, что особенности распределения редкоземельных элементов, скорее всего, не связаны универсальной зависимостью с содержанием главных петрогенных элементов. Соответственно неодимовые изотопные характеристики не несут надежной информации о петрохимической обедненности или обогащенности мантийного вещества, обусловленной его участием в корообразовании, а отражают лишь конечный результат перераспределения РЗЭ в разнообразных мантийных процессах.

Гранты РФФИ № 08-05-00861-а и № 07-05-00527-а

ЛИТЕРАТУРА

1. Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т.12. №5. С. 451-466.
2. Caro G., B.Bourdon, A.N.Xalliday, G.Quitte Super-chondritic Sm/Nd ratios in Mars, the Earth and the Moon // Nature, 2008. Vol.452. №20.
3. Stosch H.G., Lugmair G.W., Kovalenko V.L. Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and N and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1996. Vol.50 P. 2601-2614.

ВОЛНЫ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ И МИГРАЦИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ФЕННОСКАНДИИ

Никонов А.А.

Институт физики Земли РАН, г. Москва, nikonov@ifz.ru

Фенноскандия (каледониды Норвегии и Фенноскандинавский щит – ФЩ) с поперечником в направлении СЗ–ЮВ 1200–1500 км может рассматриваться как единый домен с точки зрения сейсмичности и действующего регионального поля напряжений. Основные сейсмические события в регионе известны за последние 500–700 лет, каталоги умеренных и слабых тектонических землетрясений вполне представительны за последние 200–300 лет. Это позволяет выявить основные черты сейсмичности региона (домена) в указанных пространственно-временных рамках. Эти черты следующие: 1) умеренный по выделенной сейсмической энергии уровень сейсмичности в ряду сейсмически активных регионов; 2) общее уменьшение числа и энергии сейсмических событий от континентального склона на северо-западе региона (на границе с бассейном Северного моря) к юго-востоку, вплоть до практически полного сейсмического спокойствия в полосе на Северо-Польской равнине, Мазурско-Белорусском поднятии и в северо-западных районах Европейской России; 3) чередование полос («зон») общего СВ–ЮЗ простираения повышенной и пониженной сейсмичности при общем снижении её уровня с СЗ к ЮВ, т.е. с удалением от внешней границы ФЩ [1–4].

Стационарное региональное поле напряжений согласно исследованиям ряда авторов с использованием прямых измерений в горных выработках в породах фундамента и определений механизмов очагов коровых землетря-

сений характеризуется в целом господством горизонтального сжатия и направлением оси максимальных сжимающих усилий СЗ–ЮВ [5-9]. Во временном аспекте сопоставлялась выделенная сейсмическая энергия в Серединно-Атлантическом хребте и в Фенноскандии и при этом обнаружилась хорошая временная корреляция в период 1917-1987 гг. [10]. Недавно выполненная двумя коллективами тщательная обработка сейсмических данных подтвердила вывод о существовании геодинамической связи («динамического контроля») сейсмической активности» соседних тектонических регионов [11, 12]. В сущности, подтверждается положение Ю.К. Щукина о динамическом влиянии орогенов (в данном случае Серединно-Атлантического хребта) на платформенную область Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [11, 13, 14]. В настоящее время большинством авторов, как сейсмичность региона, так и действующее поле напряжений считаются результатом расширения Серединно-Атлантического хребта. Если пространственное распределение сейсмичности и векторов поля напряжений в Фенноскандинавско-Балтийском регионе (ФЦ+ВЕП=ФБР) в основных чертах выяснено, то закономерности тех же характеристик во времени выявлены частично, применительно к 20 веку [11].

Наш независимый подход основан на 1) не только сейсмических данных, но и деформационном показателе, 2) использовании более длительного, до 200 лет (с 1811/1814 гг.) ряда наблюдений, 3) охвате более обширной территории, включающей не только ФЦ, но и прилежащие части ВЕП.

Для сравнения с сейсмичностью использован независимый признак, отражающий, в той или иной степени, изменения модуля региональных напряжений во времени, а именно, наблюдения за уровнем моря во многих пунктах региона. Как известно, в среднегодовом исчислении уровень моря в каждом пункте наблюдений является функцией процессов атмосферных, гидрологических и тектонических. Здесь отметим лишь установленную многими специальными исследованиями тесную зависимость изменений уровня моря от современных вертикальных движений земной коры в разных пространственных масштабах, в том числе в связи с подготовкой и реализацией крупных сейсмических событий (см. [15]).

Рассмотрение базируется на анализе длинных рядов уровневых наблюдений на опорных пунктах в разных частях региона от СЗ к ЮВ. Для суждения о современных вертикальных движениях земной коры использованы уровневые наблюдения на постах Балтийского моря. Оно, как известно, является не только крупным внутренним бассейном на севере Европы, но, что важно в контексте поставленной задачи, сильно вытянуто по широте и долготе, глубоко проникая заливами в пределы и ФЦ, и ВЕП, что обеспечивает возможность сравнивать измерения в разных, в том числе удаленных частях региона.

Для сопоставления выбраны наиболее сильные сейсмические события в регионе за период последних 200 лет, обеспеченный уровневыми наблюдениями (хотя и не во всех пунктах одинаково). Выделены следующие группы событий в разных частях региона:

31.VIII.1819 г, $M=6.6\pm 0.6$; 23.X.1904 г, $M=6.5\pm 0.5$; 21.IX.2004 г, $M=4.9(5.1)$. Каждое из событий состояло из нескольких сильных толчков, магнитуда приводится только для сильнейшего из них. Суммарная выделенная при каждой группе землетрясений в 1819 г и в 1904 г энергия оценена в 1.3×10^{22} эрг [16].

Для начала XIX в имеются наблюдения на трех постах только по южному побережью Балтики, на эпицентральных расстояниях $\Delta=1500-1600$ км. На всех этих постах в 1820-1824 гг отчетливо выделяются резкие межгодовые колебания уровня с максимальной амплитудой в Пиллау (ныне Балтийск в Калининградской области) до 0.5 м. Уникальность столь значимых колебаний, с одной стороны, и сильные различия в амплитуде на разных постах одного побережья, чего не наблюдалось в течение 200 лет впоследствии, не позволяет соотносить аномалию этого краткого периода с гидрометеорологическими факторами. Остается связывать ее с единственным за тот же период сильнейшим землетрясением с эпицентральной областью на севере Норвегии. Подобные же межгодовые колебания, но в пределах 20-22 см, синхронно на тех же трех постах Южной Балтики ($\Delta=600-700$ км) отмечены в 1897-1907 гг., т.е. в период, включающий землетрясение 23.X.1904 г. Показательно, что подобные колебания обнаружил и ход уровня полузамкнутого Куршского залива. В этот же период подобные по ходу и амплитуде аномалии уровня зафиксированы также в пунктах Стокгольм и Ханко, расположенных на эпицентральных расстояниях $\Delta=400-700$ км, но уже не на платформе, а на самом щите, как и эпицентральная зона землетрясения.

Для случая Калининградского землетрясения 21.IX.2004 удалось получить только результаты кратковременных наблюдений во вторую половину сентября 2004 года. Специальная обработка [15] записей трех постов с эпицентральными расстояниями $\Delta=10-30$ км обнаружила именно не гидрометеорологические, но за счет движений земной коры аномалии в ходе уровня моря. Аномалии в виде быстрого погружения земной коры (блока Самбийского полуострова) на 25-35 см начались на 5-6 часов ранее первого толчка и сохранялись, по крайней мере, до конца месяца. В данном случае из решения механизма очага независимо по макросейсмическим и инструментальным данным возникновение землетрясения определяется в условиях регионального сжатия с ССЗ–ЮЮВ направлением главной оси.

Естественно проверить, не возникали ли в течение периода наблюдений кратковременные, в пределах от нескольких до 10 лет, аномалии в ходе уровня без связи с сильными землетрясениями. В этой связи обращено внимание на десятилетие 1876-1887 гг., после 1884 г, когда скорости движений оказались необычно высоки. В пункте Стокгольм среднегодовая скорость изменения уровня составила $V=-8.3$, против средней за бо-

лее чем 10 лет -4.2 , в Балтийске (Пиллау) $V=+5.7$ против средней за 170 лет $+1.2$, в Свиноуйсьце и Устка $+4.0$ и $+7.2$ против $+0.6$ и $+1.8$ соответственно. Сильные землетрясения с $M=4.9$, в регионе в этот период возникали в 1879 г в Западной Норвегии, в 1882-1888гг. на севере Ботнического залива и в 1887 г в Северной Норвегии. Налицо отчетливая активизация сейсмической активности в северной и западной частях региона с выделением энергии, заведомо сильно превышающей обычный уровень. Если ставить в причинную связь аномалии скорости смещения уровня и всплески сейсмической активности, то надо констатировать, что значительно южнее на эпицентральных расстояниях $\Delta=700-800$ км и $\Delta=800-1300$ км в средней и южной частях Балтийского моря одновременно возникали аномальные вертикальные движения и деформации.

Пространственно-временная связь рассматриваемых явлений позволяет ставить вопрос и о генетической их связи. Если обнаруживаемые временные корреляции действительно имеют место, уместно заключить об охвате одновременными кратковременными (по несколько лет, до 10 лет) деформациями (и меняющимися напряжениями) не только всей площади региона до 1 млн. км², но и верхней части коры до глубин 15-20 км, где сосредоточены очаги сильных землетрясений. Это, конечно, не исключает возможности сильной трансформации поля напряжений и деформаций в зонах активных разломов и зонах их влияния. Нельзя не заметить, что рассмотренные факты вполне укладываются в концепцию геодинамического воздействия расширяющегося Срединно-Атлантического хребта на весь ФБР [10-14].

Для выявления направленности сеймотектонических импульсов и волн деформаций представляется показательной миграция очагов основных, хотя и умеренных по энергии, землетрясений вслед за сильнейшими в регионе событиями 1819 и 1904 гг. Так, в северной части региона после землетрясения 1819 г на севере Норвегии с СЗ-ЮВ ориентировкой очага [16] очаги следующих событий 1882 г с $M=4.6$ и 4.9 , 1902 г с $M=4.9$, 1921 г и 1926 г с $M=4.1$ и $M=4.6$ сместились к ЮВ на 600 и 700 км соответственно. В южной части региона после события 1904 г, также с СЗ-ЮВ вытянутостью очага, очаги следующих землетрясений 1928 г (3 события) с $M=2.6-3.5$ и 1930 г с $M=4.1$ с широтной вытянутостью очагов подобным образом сместились к ЮВ и ЮЮВ на 600 и 350 км соответственно. Поскольку в рассмотренных частях региона в указанные периоды близких по энергии сейсмических событий не было, есть основания миграцию очагов с СЗ на ЮВ считать не случайной, но отражающей общую геодинамическую ситуацию и направленность перемещения волн деформации именно в указанном направлении.

Таким образом, намечается последовательное смещение к Ю и ЮВ эпицентральных зон (и очагов) наиболее сильных в регионе по энергии землетрясений в последние 200 лет, одновременно с уменьшением магнитуды (выделенной энергии) по мере удаления от внешней континентальной окраины Фенноскандии в пределах Норвегии. Южнее южного побережья Балтийского моря тектонические землетрясения с $M \geq 3$ не зарегистрированы. За несколько сот лет случаи обратной миграции в регионе неизвестны.

Место двух последних во времени относительно сильных землетрясений – Осмуссаарского 1976 г с $M=4.7$ в западной части Финского залива и Калининградских 2004 г с $M=4.9$ и $M=4.9(5.1)$ в намечаемой последовательности (линейной миграции к ЮВ и Ю) однозначно определить затруднительно. Считать их прямым продолжением соответственно восточной ветви после Восточно-Ладожского землетрясения 1921 г с $M=4.1$ и Северо-Польских 1928 г с $M=2.6, 3.0, 3.0$ нет оснований. В то же время места их возникновения не противоречат общей тенденции смещения очагов к юго-востоку и, во всяком случае, заполняют область сейсмического затихания (в отношении событий рассматриваемых размеров) в течение сотен лет на юго-востоке региона. В любом случае их возникновение не нарушает общую закономерность смещения очагов умеренных по силе землетрясений с СЗ к ЮВ от внешней окраины ФЦ к прилегающей части ВЕП.

В свете выдвигаемой концепции перемещения очагов сильных землетрясений (центров временной сейсмической активности) в пределах региона с СЗ на ЮВ уместно рассмотреть вопрос о том, в какой фазе цикла находится процесс в текущие десятилетия и каков может быть сценарий возникновения сильных событий в долговременной перспективе. Поскольку очаги землетрясений 1976 и 2004 гг. располагаются в непосредственной близости к юго-восточным границам распространения землетрясений в рассматриваемой сейсмической области вообще, нет оснований допускать дальнейшее распространение значительных очагов к юго-востоку и к югу. Пример сейсмической активизации в начале XIV века в Юго-Восточной Балтике не позволяет только исключать возникновения таковых в ближайшие десятки лет восточнее очагов 2004 г. Если опираться на сведения о сейсмогеодинамике региона в последние столетия, то в более отдаленной перспективе можно ожидать, начало нового цикла сейсмической активизации у северо-западного бордерленда ФЦ в Норвегии и возникновение последующей «волны» смещения очагов к юго-востоку и югу в течение столетий. Другие сценарии нельзя исключить, но обосновать их в настоящее время невозможно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Husebye E. S., Bungum H., Fyen J., Gjystdal H. Earthquake activity in Fennoscandia between 1497 and 1975 and intraplate tectonics // Norsk Geol. Tidsskr. 1978. V. 58. P. 51-68.
2. Gregersen S., Korhonen H., Husebye E.S. Fennoscandian dynamics: Present-day earthquake activity // Tectonophysics. 1991. V. 189. P. 333-344.

3. Ahjos T., Uski M. Earthquakes in Northern Europe in 1375-1989 // *Tectonophysics*. 1992. V. 207. P. 1-23.
4. Gregersen S. Earthquakes and change of stress since the ice age in Scandinavia // *Bulletin of the Geol. Soc. of Denmark*. 2002. V. 49. P. 73-78.
5. Slunga R. Focal mechanisms and crustal stresses in the Baltic shield / *Earthquakes at North Atlantic passive margins: neotectonics and postglacial rebound*. 1988. P. 261-276.
6. Slunga R.S. The Baltic Shield earthquakes // *Tectonophysics*. 1991. V. 189. P. 323-331.
7. Stephansson O., Ljunggren C., Jing L. Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // *Tectonophysics*. 1991. 189. P. 317-322.
8. Müller B., Zoback M.L., Fuchs K., Mastin L., Gregersen S., Pavoni N., Stephansson O., Ljunggren C. Regional patterns of tectonic stress in Europe // *Journal of geophysical Research*. 1992. V. 97. N B8. P. 11,783-11,803.
9. Heidbach O., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Sperner B., Tingay M., Wenzel F. World stress map // *Episodes*. 2007. V. 30. N 3. P. 197-201.
10. Skordas E.S. et al. Casuality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // *Tectonophysics*. 1991. V. 185. P. 295-307.
11. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург. 2003. 300 с.
12. Мухамедиев Ш.А., Грачев А.Ф., Юнга С.Л. Нестационарный геодинамический контроль сейсмической активности платформенных областей со стороны срединно-океанических хребтов // *Физика Земли*. 2008. № 1. С. 12-22.
13. Щукин Ю.К. Глубинное строение и геодинамика Восточно-Европейской платформы в связи с проблемой ее сейсмичности // *Землетрясения Северной Евразии в 1986 году*. М. 2001.
14. Юдахин Ф.Н. Геодинамические процессы в земной коре и сейсмичность континентальной части европейского Севера // *Литосфера*. 2002. № 2. С. 3-23.
15. Никонов А.А., Энман С.В. Анализ вертикальных движений земной коры в период Калининградского землетрясения 21 сентября 2004 г. (по равномерным данным) // *Физика Земли*. 2007. № 6. С. 52-65.
16. Никонов А.А. Фенноскандия – недооцененная сейсмогенерирующая провинция / *Геофизика XXI столетия*. 2002 год: Сб. трудов IV геофиз. чтений им. В.В. Федынского. М.: Научный мир, 2003. С. 207-214.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЕ ОТ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА К ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЕ В РАЙОНЕ ЛАДОЖСКОГО ГРАБЕНА

Никонов А.А., Энман, С.В., Флейфель Л.Д.

Институт физики Земли РАН, г. Москва, nikonov@ifz.ru

Вопросы геодинамики Фенноскандинавского (Балтийского) щита в последние годы снова привлекают повышенное внимание многих российских исследователей. По инициативе Ю.К. Щукина обращено внимание, в частности, на выяснение структурного и геодинамического значения выделенной еще в середине прошлого века «флексуры Полканова». Последняя, как известно, осложнена несколькими поперечными грабенообразными структурами средне-позднепротерозойского заложения. Одной из наиболее представительных среди них является Ладожская грабеновая структура СЗ–ЮВ простираения, обновленная, как считает большинство исследователей, в новейшее время (см. [1]). Авторы попытались оценить тектоническую активность Ладожской депрессии (грабена) в последние примерно 15 тыс. лет и в настоящее время на региональном фоне и проверить наличие признаков активности в это время древней флексуры Полканова в рассматриваемом секторе.

Изобазы **поздне- и послеледникового поднятия** для рассматриваемой области, а также прилегающей части Карельского перешейка и окрестностей Финского залива реконструировались неоднократно [2-7] на основе измерений высотного положения береговых линий последовательно сменявших здесь друг друга водных бассейнов – Балтийского ледникового озера (БЛО), Иольдиевого моря, Анцилового озера (АО), Литоринового моря (ЛМ) и Ладожской трансгрессии (ЛТ). Главные черты изобаз, характеризующие общее поднятие земной коры региона за последние 15 тыс. лет, – это их протяжение в ЮЗ–СВ направлении (1), нарастание поднятия с ЮВ к СЗ в течение всего рассматриваемого периода (2), примерно равные расстояния между изобазами, т.е. равномерность поднятия в каждый период (3), уменьшение величины и скорости поднятия от позднеледниковья в течение послеледниковья, вплоть до последних тысяч лет (4).

Расхождения в положении изобаз поднятий у перечисленных исследователей невелики и не имеют принципиального значения. Гораздо важнее общее сходство направленности и тенденций смещения изобаз у всех исследователей (а) и одинаковость их характеристик во всей области от восточных побережий Ладожского озера до внешней части Финского залива (и на все остальной части Финляндии) (б). Согласно имеющимся, уточненным А.А. Никоновым данным, побережья Ладожского озера испытали поднятия как это показано в таблице.