



DEEP LITHOSPHERIC STRUCTURE AND SEISMICITY OF THE BELARUSIAN-BALTIC REGION

R.E. Girin  

Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, 10 Francysk Skaryna St, Minsk 220114, Belarus

ABSTRACT. The territory of the Belarusian-Baltic region, located in the west of the East European craton, has been represented by a three-dimensional block model showing a regular decrease in the average consolidated crustal thickness of the blocks from 59 to 39 km, in the average longitudinal wave velocity from 6.80 to 6.50 km/s, and in the lower crustal magnetization from 4–5 to 0.5 A/m. A comparative analysis of the 3D model of the deep lithospheric structure and epicentral distribution of 67 significant local tectonic events of the Belarusian-Baltic region for the period 1602–2008 showed that the Baltic part of this region experienced 6.33 times as much earthquakes and 6.76 times as much total energy release than the Belarusian part of it: 58 earthquakes and the total seismic energy release equal to $1.0399 \cdot 10^{13}$ J against 9 events and $1.5382 \cdot 10^{12}$ J. The vast majority of the earthquake epicenters fall within the different-type crustal block boundary zones, with the maximum number of earthquakes of the Baltic part of the region (27) occurred at the boundaries between the thickest and most solid Incukalns block of the Earth's crust (average thickness – 59 km, average longitudinal wave velocity – 6.80 km/s) and adjacent thinner and less solid crustal blocks. The earthquake epicenters of the Baltic part of the region are largely concentrated on the Baltic Sea coast. It has been found that during the first three days after the 28.12.1908 Messina 7.1 magnitude earthquake, largest in Europe, the Belarusian-Baltic region was hit by nine significant $3.8416 \cdot 10^{12}$ J total seismic energy earthquakes, which corresponds to 32 % of the whole seismic energy released therein over a 400 year period. Substantiation has been provided for the initiation of the East Baltic rift system of triple junction, its sufficient plume energy supply, which causes high seismic activity of the Baltic part of the study region. A combination of vertical and horizontal forces acting at the crustal blocks of the Belarusian-Baltic region determines the oblique-slip earthquake focal mechanism in the brittle upper consolidated crust.

KEYWORDS: East European craton; crustal block; thickness; epicenter; magnitude; seismic energy; East Baltic rift system; heat flow; neotectonics

FUNDING: The study has been conducted as part of the Belarusian State Research Program 2021–2025 "Natural resources and environment", subprogram "Mineral resources of Belarus".



EDN: JOKJTH

RESEARCH ARTICLE

Correspondence: Robert E. Girin, girinrobert@gmail.com

Received: September 10, 2024

Revised: February 12, 2025

Accepted: February 14, 2025

FOR CITATION: Girin R.E., 2025. Deep Lithospheric Structure and Seismicity of the Belarusian-Baltic Region. *Geodynamics & Tectonophysics* 16 (2), 0816. doi:10.5800/GT-2025-16-2-0816

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ БЕЛОРУССКО-БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

Р.Э. Гирин

Институт природопользования НАН Беларуси, 220114, Минск, ул. Франциска Скорины, 10, Беларусь

АННОТАЦИЯ. Для территории Белорусско-Балтийского региона, расположенного на западе Восточно-Европейского кратона, построена трехмерная блоковая модель земной коры, характеризующаяся закономерным уменьшением средней мощности консолидированной коры блоков от 59 до 39 км, средней скорости продольных волн от 6.80 до 6.50 км/с, а также намагниченности нижней части коры от 4–5 до 0.5 А/м. Сравнительный анализ трехмерной модели глубинного строения литосферы и распределения эпицентров 67 значимых местных тектонических землетрясений Белорусско-Балтийского региона за период 1602–2008 гг. позволил установить, что на территории балтийской части данного региона произошло в 6.33 раза больше землетрясений и выделилось в 6.76 раза больше суммарной сейсмической энергии, чем на площади его белорусской части: 58 землетрясений и $1.0399 \cdot 10^{13}$ Дж суммарной сейсмической энергии против 9 событий и $1.5382 \cdot 10^{12}$ Дж. Подавляющее большинство эпицентров землетрясений попадает в зоны границ разнотипных блоков земной коры, причем максимальное количество землетрясений балтийской части региона (27 событий) произошло на границах самого мощного и тяжелого Инчукалнского блока земной коры (средняя мощность – 59 км, средняя скорость продольных волн – 6.80 км/с) с окружающими его более тонкими и легкими блоками коры. Эпицентры землетрясений балтийской части региона концентрируются главным образом в полосе побережья Балтийского моря. Установлено, что за первые три суток после сильнейшего в Европе Мессинского землетрясения 28.12.1908 г. магнитудой 7.1 на территории Белорусско-Балтийского региона произошло девять значительных землетрясений, суммарная сейсмическая энергия которых составила $3.8416 \cdot 10^{12}$ Дж, что соответствует 32 % от всей сейсмической энергии, выделившейся на данной территории за 400-летний период. Обосновывается существование зарождающейся Восточно-Балтийской рифтовой системы тройного сочленения, ее значительной плюмовой энергетической подпитки, что и обуславливает повышенную сейсмическую активность балтийской части изучаемого региона. Сочетание вертикальных и горизонтальных сил, действующих на блоки земной коры Белорусско-Балтийского региона, определяет сбросо-сдвиговый фокальный механизм землетрясений в хрупкой верхней консолидированной коре.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Восточно-Европейский кратон; блок земной коры; мощность; эпицентр; магнитуда; сейсмическая энергия; Восточно-Балтийская рифтовая система; тепловой поток; неотектоника

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование проведено в рамках белорусской государственной программы научных исследований «Природные ресурсы и окружающая среда» на период 2021–2025 годы, подпрограмма «Белорусские недра».

1. ВВЕДЕНИЕ

Белорусско-Балтийский регион (ББР) располагается на западе Восточно-Европейского кратона (ВЕК) между Фенноскандинавским и Украинским щитами и охватывает площадь Припятского прогиба, Мазурско-Белорусской антеклизы, Подляско-Брестской впадины, Оршанской впадины Московской синеклизы, Балтийской синеклизы, Латвийской седловины и западную часть Балтийской моноклинали. В географическом плане Белорусско-Балтийский регион, отображенный прямоугольной рамкой на [рис. 1](#), включает территорию Беларуси, Восточной Польши, а также Калининградскую область России, Литву, Латвию, Эстонию, западные части Ленинградской и Псковской областей России, а также прилегающую к этим странам акваторию Балтийского моря.

На территории запада ВЕК установлены разнотипные блоки консолидированной земной коры, которые закономерно изменяются по средней и максимальной

мощности, по соотношению мощностей верхнего, среднего и нижнего слоев, по форме и амплитуде границы Мохо, а также по средней скорости продольных волн в коре, плотности, массе и намагниченности нижней части коры, скорости волн в подстилающей верхней мантии [[Girin, 2022](#)]. Для удобства геологической интерпретации типы блоков коры были обозначены латинскими буквами А, В, С, D, Е и особый тип шовных зон обозначен буквой G. Промежуточные по структуре блоки обозначались двумя буквами соседних по строению блоков, например С-D. Типы блоков земной коры запада ВЕК изображены на [рис. 2](#). На основе хорошо изученной в геологическом и геофизическом отношении территории Украинского щита и его склонов были построены эталонные геофизические модели всех выявленных типов блоков консолидированной коры, которые выстроились в закономерную последовательность от наиболее мощных и тяжелых блоков типа А со средней мощностью 52 км и средней скоростью

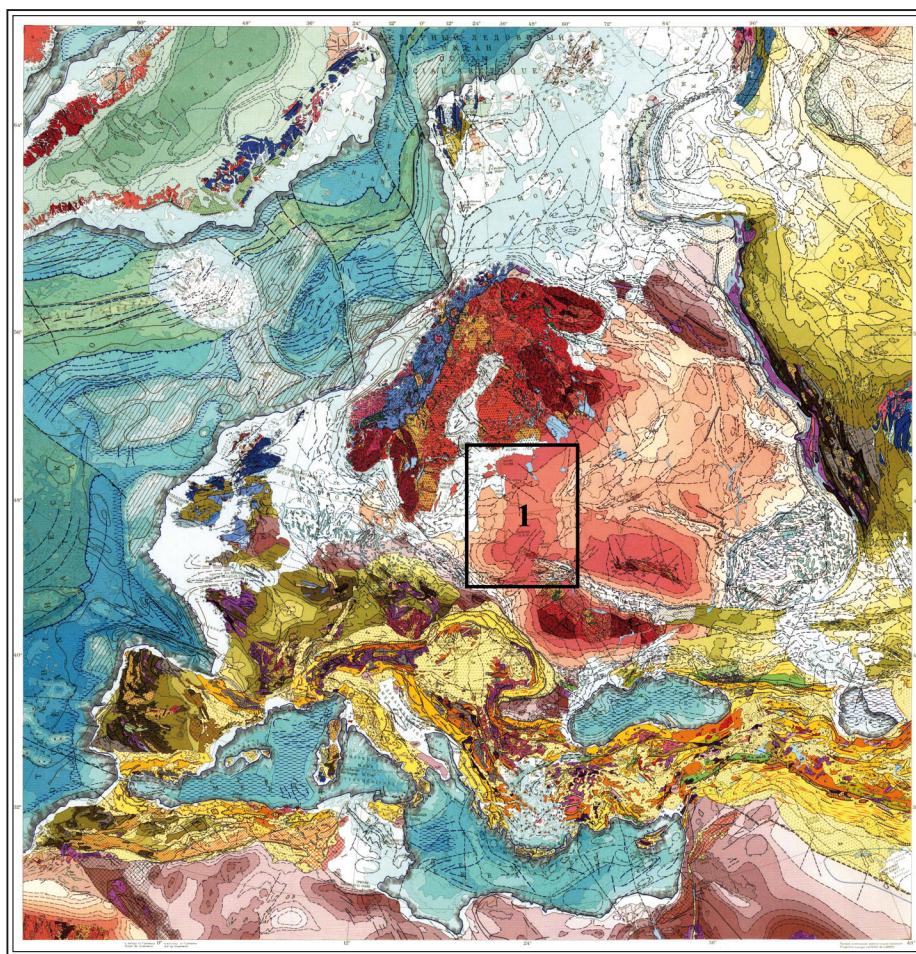


Рис. 1. Территория Белорусско-Балтийского региона на фоне тектонической карты Европы и смежных областей [Tectonic Map..., 1979].

Fig. 1. The territory of the Belarusian-Baltic region against the background of the tectonic map of Europe and related areas [Tectonic Map..., 1979].

продольных волн 6.78 км/с до блоков типа Е, где средняя мощность и скорость продольных волн соответствуют значениям 39 км и 6.55 км/с. Ниже приведены обобщенные эталонные геолого-геофизические модели всех выявленных типов блоков коры.

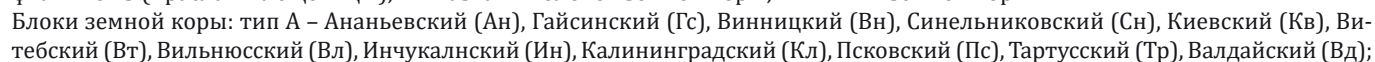
Тип А. Блоки Ананьевский, Винницкий, Гайсинский, Одесский, Синельниковский. Мощность консолидированной коры: максимальная мощность 57 ± 6 км, средняя мощность коры 52 ± 7 км. Мощность нижнего слоя много больше как мощности среднего, так и мощности верхнего слоя. Форма рельефа границы Мохо – прогиб с амплитудой порядка 15 км. Вещественный состав нижней части коры гранулит-базитовый (намагниченность 4–5 А/м, плотность 2980–3050 кг/м³).

Тип В. Блок Новоград-Волынский. Мощность консолидированной коры: максимальная 55 ± 3 км, средняя 50 ± 3 км. Толщина нижнего слоя больше толщины среднего и верхнего слоев. Форма границы Мохо – прогиб с амплитудой около 11 км, осложненный горстом в центральной части. Вещественный состав нижней части коры гранулит-базитовый (намагниченность 3.5–4.0 А/м, плотность 3000–3100 кг/м³).

Тип С. Блок Приднепровский. Мощность коры: максимальная 53 ± 2 км, средняя 46 ± 2 км. Мощность нижнего слоя больше либо равна толщине среднего и верхнего слоев земной коры. Морфология границы Мохо – резко выраженная ступень с амплитудой 15–20 км. Вещественный состав нижней земной коры габброидный (намагниченность 3.0 А/м, плотность 2950–3030 кг/м³).

Тип Д. Блок Кировоградский. Мощность консолидированной земной коры: максимальная 44 ± 2 км, средняя 41 ± 2 км. Мощность нижнего слоя меньше мощности среднего и верхнего слоев земной коры. Морфология границы Мохо горизонтально-ступенчатая с амплитудой около 5 км. Вещественный состав нижней части земной коры дифференцированный: эндербитовый, габброидный и гранулитовый (намагниченность 2.0 А/м, плотность 2860–3030 кг/м³).

Тип Е. Блок Коростенский. Мощность консолидированной земной коры: максимальная 42 км, средняя 39 км. Толщина нижнего слоя много меньше толщины среднего и меньше мощности верхнего слоя земной коры. Морфология границы Мохо: поднятие амплитудой



тип А-В – Луцкий (Лц), Бобруйский (Бб), Рижский (Рж); тип В – Новоград-Волынский (НВ), Брестский (Бр), Мозырский (Мо); тип С – Приднепровский (Пд), Ковельский (Ко), Центрально-Литовский (ЦЛ), Речицкий (Рч); тип С-Д – Белоцерковский (Бц), Минский (Мн), Латгальский (Лг), Лепельский (Лп), Брагавский (Бл), Мазовецкий (Мз); тип D – Кировоградский (Кг), Новгородский (Нг); тип E – Коростенский (Кр), Лиепайский (Лп); тип G – Западно-Ингулецкий (ЗИ), Западно-Приазовский (ЗП), Львовский (Лв), Тартуско-Псковский (ТП), Невельский (Нв).

Fig. 2. Typification of the consolidated crustal blocks of the western East European Craton (EEC) ([Girin, 2022], modified from [Pashkevich et al., 1989]).

1 – boundaries of typified crustal blocks; 2 – boundaries of the East European Platform; 3 – boundaries of the Polotsk-Kurzeme and Pripyat-Brest deep fault zones; 4 – Moho depth isolines; 5 – border of the Ukrainian shield; 6 – international DSS-CMRW profiles; 7 – Soviet DSS-CMRW profiles (prior to 1991); 8 – ECWM profile (Braslav-Pleschenitsy); 9 – names of crustal blocks; 10 – types of crust. Crustal blocks: type A – Ananyev (An), Gaisin (Gs), Vinnitsa (Vn), Sinelnikovo (Sn), Kiev (Kv), Vitebsk (Vt), Vilnius (VI), Incukaln (In), Kaliningrad (Kg), Pskov (Ps), Tartu (Tr), Valdai (Vd); type A-B – Lutsk (Lk), Bobruisk (BB), Riga (Rzh); type B – Novograd-Volyn (NV), Brest (Br), Mozyr (Mo); type C – Pridneprovsk (Pd), Kovel (Ko), Central Lithuanian (CL), Rechitsa (Rch); type C-D – Belotserkovsk (Bts), Minsk (Mn), Latgale (Lg), Lepel (Lp), Braslav (Bl), Mazowiec (Mz); type D – Kirovograd (Kg), Novgorod (Ng); type E – Korosten (Kr), Liepaja (Lp); type G – West Inhulets (WI), West Azov (WA), Lvov (Lv), Tartu-Pskov (TP), Nevel (Nv).

более 5 км. Вещественный состав нижней части земной коры эндербитовый (намагниченность 0.5 А/м, плотность 2990–3010 кг/м³).

Тип G (шовные зоны). Блоки Западно-Ингулецкий, Западно-Приазовский и Львовский. Мощность консолидированной земной коры: максимальная 47±5 км, средняя 43±4 км. Мощность нижнего слоя меньше либо равна мощности среднего и верхнего слоев земной коры. При этом мощность среднего слоя в целом преобладает в структуре коры шовных зон, немного превышая толщину верхнего слоя коры. Форма поверхности Мохо: крупная ступень амплитудой около 8 км. Вещественный состав нижних зон земной коры гипербазитовый (намагниченность 5.0 А/м и плотность 2950–3070 кг/м³).

На территории ББР, расположенного на западе ВЕК, эти геофизические модели были впоследствии уточнены благодаря имевшимся советским материалам по глубинным сейсмическим исследованиям данного региона. С целью составления более точной и взаимосвязанной картины структуры земной коры ББР при помощи комплексной нелинейной модели, описывающей связь поверхности Мохо с системой различных геологических и особенно геофизических данных [Karataev, Pashkevich, 1986], была построена карта глубины залегания поверхности Мохо региона [Karataev et al., 1993], которая также отражена на рис. 2.

Проведенные позднее по территории ББР международные сейсмические профили ГСЗ-КМПВ: EUROBRIDGE-95 [Yliniemi et al., 2001], EUROBRIDGE-96 [EUROBRIDGE..., 1999], EUROBRIDGE-97 [Thybo et al., 2003], POLONAISE-97 P4 [Grad et al., 2003], CELEBRATION-2000 CEL05 [Grad et al., 2006] и GEORIFT-2013 [Starostenko et al., 2018] позволили уточнить объемную глубинную структуру земной коры ББР [Girin, 2022].

Таким образом, была построена трехмерная модель земной коры ББР, которая явилась основой для сравнительного анализа сейсмичности и глубинного строения этой территории.

Сейсмичности и сейсмотектонике ББР посвящено большое количество публикаций, наиболее значимые из которых: [Aizberg et al., 1997, 2007; Safronov et al., 2005; Aronov et al., 2007; Nikulin, 2007; Garetsky, Ne-

smeyanov, 2009; Karabanov et al., 2009]. Однако в этих работах практически не учитывались имевшиеся данные о глубинном строении литосферы, полученные в результате глубинных сейсмических зондирований вдоль советских и международных профилей, пересекающих указанный регион, а также результаты комплексного анализа сейсмического, гравитационного, магнитного полей и геологических данных, позволившие построить трехмерную модель земной коры региона, представленную выше [Girin, 2022].

Впервые взаимосвязь глубинного строения ББР и сейсмичности была описана в работе [Girin, Karataev, 1993]. Важное и многостороннее изучение взаимосвязи глубинной структуры литосферы и сейсмичности в целом для Восточно-Европейской платформы было отражено в работе [Shchukin, 2007]. Публикация [Shchukin et al., 2009] была посвящена взаимосвязи глубинного строения Балтийского региона и сейсмичности в аспекте обоснования геодинамической модели генерации Калининградского землетрясения 21.09.2004 г. В работе [Gordienko et al., 2009] рассмотрена Балтийская зона современной активизации на основании геолого-геофизических данных и показана ее связь с сейсмической активностью.

2. МЕТОДЫ

Цель исследования состояла в поиске возможных закономерностей между глубинным строением литосферы и характером распределения сейсмической активности на территории ББР. В основу данного анализа был положен наиболее полный каталог исторических (52 события) и инструментально зафиксированных (15 событий) землетрясений, произошедших на территории ББР с 1602 по 2008 г., размещенный в работе [Aronov, Aronova, 2009]. В этом каталоге были оставлены все параметры землетрясений, указанные в первоисточниках, за исключением корректировки энергетических характеристик. За основу была принята магнитуда MLH, как принято для неглубоких землетрясений, характерных для ББР. В итоге была построена карта сейсмической активности ББР, на которой были отражены эпицентры всех значительных землетрясений с 1602 по 2008 г. с магнитудой MLH от 2.5

до 4.7. На этой карте эпицентры землетрясений ББР были обозначены кружками трех разных диаметров в зависимости от величины их магнитуды, которая попадала в интервалы от 2 до 3, от 3 до 4 и от 4 до 5. Данная карта сейсмической активности ББР была наложена на карту блоков консолидированной земной коры запада ВЕК из работы [Girin, 2022], и полученная картина отражена на рис. 3. Затем был проведен сравнительный анализ глубинной структуры литосферы, расположения эпицентров землетрясений ББР и величины их сейсмической энергии.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Анализ распределения эпицентров наиболее сильных местных исторических и инструментально зафиксированных тектонических землетрясений ББР с магнитудой 2.5–4.7 и интенсивностью от 3 до 7 баллов по шкале МСК-64 показал, что подавляющее большинство эпицентров данных землетрясений попадает в зоны границ разнотипных блоков консолидированной зем-

ной коры. Более того, максимальное количество эпицентров землетрясений оказалось сосредоточенным на границах самого мощного и тяжелого на территории ББР Инчукалнского блока коры типа А с другими, более тонкими и легкими разнотипными блоками: Лиепайским типа Е, Латгальским типа С-D и Центрально-Литовским типа С. Инчукалнский блок, так же как Центрально-Литовский и Тартусско-Псковский блоки, пересекается профилем ГСЗ-КМПВ Советск – Кохтла – Ярве [Ankudinov et al., 1991]. Анализ строения земной коры вдоль данного профиля показывает, что максимальная мощность Инчукалнского блока земной коры около 64 км (консолидированная кора составляет 63 км, платформенный чехол примерно 1 км), а средняя мощность его консолидированной коры равна 59 км. Как видно, Инчукалнский блок характеризуется максимальными модельными значениями для блоков земной коры типа А средней (52 ± 7 км) и максимальной (57 ± 6 км) мощности консолидированной коры, т.е. 59 и 63 км соответственно. Средняя скорость продольных

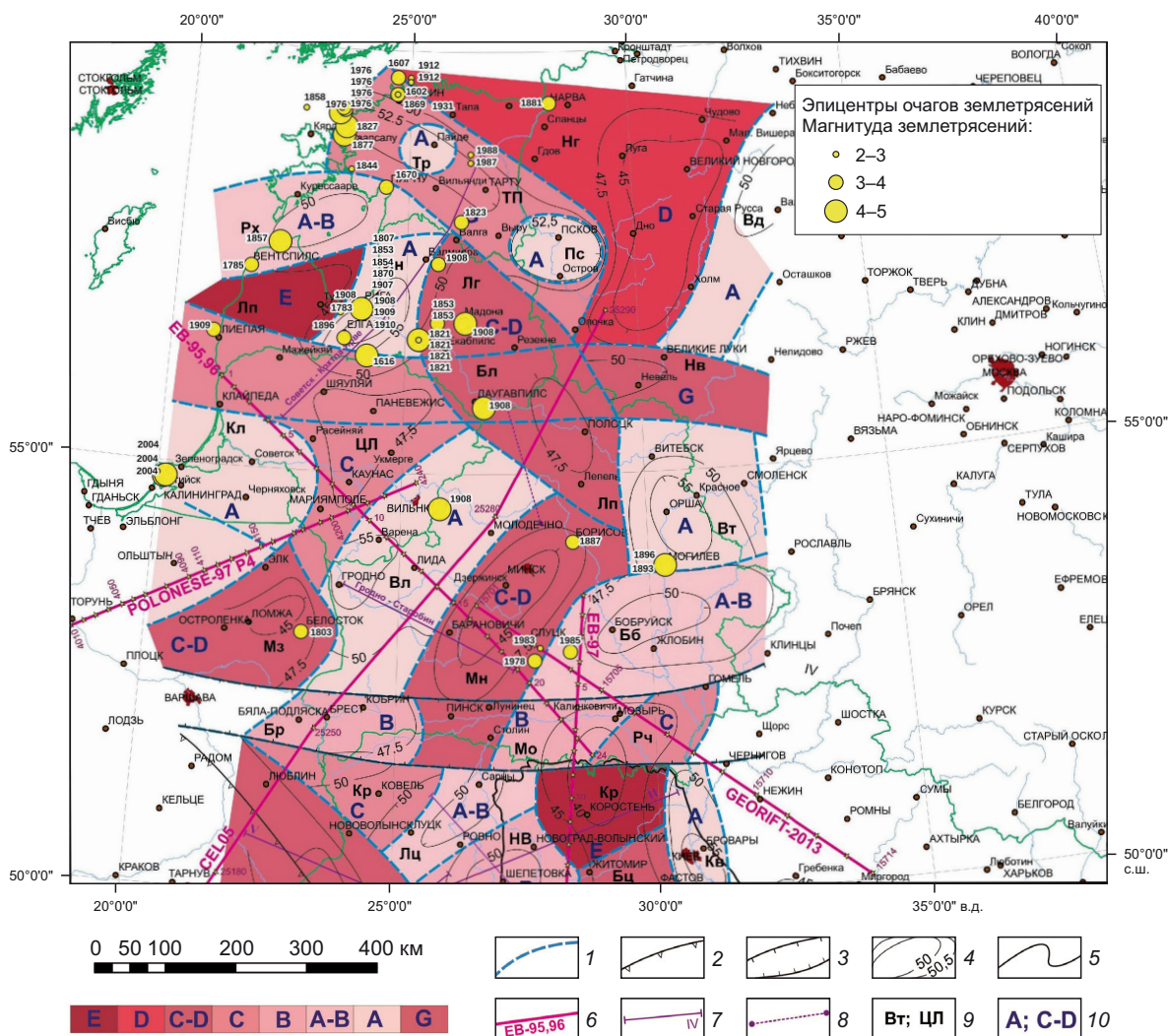


Рис. 3. Глубинное строение земной коры и сейсмичность Белорусско-Балтийского региона. Условные обозначения 1–10 как на рис. 2.

Fig. 3. Deep crustal structure and seismicity of the Belarusian-Baltic region. Symbols 1–10 are the same as in Fig. 2.

волн в коре этого блока – 6.80 км/с. Самое большое количество землетрясений произошло на западной границе Инчукалнского блока, где он контактирует с самым тонким и легким на территории ББР Лиепайским блоком коры типа Е (средняя мощность коры – 39 км и средняя скорость продольных волн – 6.55 км/с). На этой границе с 1783 по 1910 г. произошло 16 ощутимых землетрясений при наиболее сильном землетрясении с магнитудой, равной 4.0. Для расчета выделившейся в результате местных тектонических землетрясений ББР сейсмической энергии целесообразно воспользоваться формулой Т.Г. Раутиан для землетрясений слабой и средней силы [Rautian, 1960]:

$$\lg E = 4 + 1.8M,$$

где E – выделившаяся сейсмическая энергия в Дж, M – магнитуда землетрясения.

Расчет показал, что в процессе 16 землетрясений, произошедших на западной границе Инчукалнского блока, выделилось $3.0959 \cdot 10^{11}$ Дж сейсмической энергии, причем энергия самого сильного из них с магнитудой 4.0 составила $1.5849 \cdot 10^{11}$ Дж, то есть больше половины от всей сейсмической энергии, высвободившейся на данной границе этого блока.

На восточной границе Инчукалнского блока, где он контактирует также со сравнительно тонким и легким Латгальским блоком земной коры типа С-D (средняя мощность коры – 43 км, средняя скорость продольных волн – 6.56 км/с), зафиксировано десять землетрясений с магнитудой от 2.5 до 4.5. Самое сильное из них с эпицентром в пос. Кокнесе 22.02.1821 г. имело магнитуду 4.5 и интенсивность 7 баллов при глубине очага 13 км. Выделившаяся при этом сейсмическая энергия составила $1.2589 \cdot 10^{12}$ Дж. Сейсмическая энергия всех десяти землетрясений, случившихся на восточной границе данного блока, равна $1.4615 \cdot 10^{12}$ Дж. Южная граница Инчукалнского блока со сравнительно мощным и тяжелым Центральным-Литовским блоком коры типа С (средняя мощность коры – 47 км, средняя скорость – 6.65 км/с) характеризуется только одним землетрясением 30.06.1616 г. с эпицентром в районе латвийского города Семгаллен магнитудой 4.1 и сейсмической энергией $2.3988 \cdot 10^{11}$ Дж. Здесь важно отметить, что на северной границе Инчукалнского блока, где он контактирует с близким по мощности и весу земной коры Рижским блоком типа А-В (средняя мощность около 51 км, максимальная – 56 км, средняя скорость продольных волн – 6.73 км/с), не зафиксировано ни одного ощутимого землетрясения.

Таким образом, по периферии аномально мощного и тяжелого Инчукалнского блока земной коры произошло 27 сейсмических событий (47 % от всего количества землетрясений балтийской части ББР), суммарная энергия которых составила $2.011 \cdot 10^{12}$ Дж. При этом характерно то, что максимальное количество землетрясений (16 событий) произошло именно на западной границе аномально мощного и тяжелого Инчукалнского блока (средняя мощность земной коры около 59 км

и средняя скорость в коре приблизительно 6.80 км/с), где он контактирует с аномально тонким и легким Лиепайским блоком земной коры (средняя мощность – 39 км и средняя скорость в коре около 6.55 км/с). Максимально сильное землетрясение в полосе западной границы Инчукалнского блока имеет магнитуду 4.0, а в зоне его восточной границы – магнитуду величиной 4.5. Здесь важно отметить, что большое количество эпицентров землетрясений, зафиксированных на границе аномально мощного и тяжелого Инчукалнского блока земной коры с аномально тонким и легким Лиепайским блоком, по всей вероятности, связано с постоянным накоплением и разрядкой тектонических напряжений в пограничной зоне данных блоков в связи с противоположно направленными вертикальными неотектоническими движениями данных блоков. Дело в том, что Инчукалнский блок в плане хорошо соответствует Среднелатвийскому району интенсивных неотектонических опусканий, тогда как территория Лиепайского блока коры совпадает с площадью Курземского района неотектонических сводовых поднятий.

Вторым по количеству землетрясений, зафиксированных на его границах, является Тартусско-Псковский блок консолидированной коры типа G, который имеет в своем составе две округлых области распространения более мощной и тяжелой коры: Тартусский и Псковский подблоки коры типа А (рис. 3). В целом Тартусско-Псковский блок характеризуется средней мощностью земной коры порядка 47 км, максимальной – около 52 км и скоростью волн в коре примерно 6.65 км/с. На его северо-западной границе, которая простирается вдоль побережья Балтийского моря, этот блок контактирует с более тонким и легким блоком земной коры по данным [Pavlenkova, 2006], мощностью примерно 42–43 км. В полосе этой границы с 1602 по 1976 г. произошло 17 землетрясений с суммарной сейсмической энергией, равной $3.5454 \cdot 10^{12}$ Дж. Энергия самого сильного из них – Осмуссаарского землетрясения 25.10.1976 г. магнитудой 4.7 и интенсивностью 6–7 баллов, с глубиной очага 13–15 км – оказалась максимальной для всего ББР за период 1602–2008 гг. и составила величину $2.8840 \cdot 10^{12}$ Дж.

На юго-западной границе Тартусско-Псковского блока, где он граничит с более мощным и тяжелым Рижским блоком коры типа А-В (средняя мощность коры около 51 км, максимальная – 56 км; скорость волн – 6.73 км/с) произошло три землетрясения: два события с магнитудой 3.9 и одно событие с магнитудой 2.5, которые высвободили $2.0974 \cdot 10^{11}$ Дж сейсмической энергии. На северо-восточной границе Тартусско-Псковского блока, где он контактирует с более тонким и легким Новгородским блоком земной коры типа D, произошло четыре сейсмических события с магнитудой от 2.7 до 3.5, при которых выделилось $2.4847 \cdot 10^{11}$ Дж энергии.

Таким образом, по периферии Тартусско-Псковского блока земной коры произошло 24 землетрясения со значениями магнитуды от 2.0 до 4.7, при которых

выделилось $3.78 \cdot 10^{12}$ Дж сейсмической энергии. Подавляющее большинство эпицентров этих землетрясений (17 событий) расположено в полосе побережья Балтийского моря на северо-западной границе данного блока.

Эпицентры еще некоторых землетрясений также оказались приурочены к побережью Балтийского моря. Это землетрясение на побережье Финского залива в районе г. Нарва 28.01.1881 г. с магнитудой 3.2 и сейсмической энергией $5.754 \cdot 10^9$ Дж. Два землетрясения произошли на границе мощного и тяжелого Рижского блока А-В (средняя мощность коры около 51 км, максимальная – 56 км; скорость продольных волн 6.73 км/с) и тонкого, легкого Лиепайского блока типа Е (средняя мощность коры 39 км и скорость продольных волн 6.55 км/с): 31.10.1785 г. с эпицентром в районе г. Вентспилса, магнитудой 3.5, соответствующей $1.9952 \cdot 10^{10}$ Дж выделившейся энергии и 18.05.1857 г. с эпицентром в районе латвийского пос. Ирбе магнитудой 4.5 и сейсмической энергией $1.2589 \cdot 10^{12}$ МДж. Кроме того, эпицентр землетрясения 12.02.1909 г. в районе г. Лиепая (магнитуда 3.5; сейсмическая энергия $1.9952 \cdot 10^{10}$ Дж) расположен как на побережье Балтийского моря, так и на границе разнотипных блоков: Лиепайского типа Е и Центрально-Литовского типа С.

Вблизи побережья Балтийского моря на западной границе тяжелого и мощного Калининградского блока типа А, в центре которого прогнозируется максимальная мощность консолидированной коры порядка 55 км, также располагается и эпицентр сравнительно сильного Калининградского землетрясения 21.09.2004 г. Это землетрясение проявилось тремя событиями с магнитудой MLN соответственно 4.1, 4.3 и 3.0. Для первых двух событий короткопериодная аппаратура показала значения магнитуды (Mb), равные 4.9 и 5.1. Интенсивность сотрясений при этом составила 4–5 баллов для первого толчка, 5–6 баллов для второго и 3 балла для третьего, причем глубина очагов этих землетрясений закономерно уменьшалась: с 21 км для первого толчка, 17 км для второго и до 3 км в случае третьего толчка. Сейсмическая энергия, высвободившаяся в процессе Калининградского землетрясения, равнялась 7.9193×10^{11} Дж: при первом толчке было выделено 2.3988×10^{11} Дж, при втором толчке – $5.4954 \cdot 10^{11}$ Дж, при третьем толчке – $2.511 \cdot 10^9$ Дж.

Таким образом, в полосе побережья Балтийского моря произошло 42 землетрясения из 58 событий, зафиксированных на территории балтийской части ББР, то есть 72 % от всего количества сейсмических событий на данной площади. Суммарная сейсмическая энергия, высвободившаяся при этих 42 землетрясениях, составила $6.0579 \cdot 10^{12}$ Дж, или 58 % от всей упругой энергии, выделившейся на балтийской части ББР – $1.04 \cdot 10^{13}$ Дж.

На территории балтийской части ББР (Латвия) 29 декабря 1908 г. были зафиксированы два сильных землетрясения с магнитудой 4.5. Первое, с эпицентром в районе г. Мадона, произошло примерно в час ночи, а

второе, с эпицентром в районе г. Даугавпилса, в 22 часа вечера. Немного раньше, 28 декабря 1908 г. приблизительно в 5 часов утра, было зафиксировано землетрясение магнитудой 4.5 южнее Даугавпилского, на территории Северо-Западной Беларуси с эпицентром в районе пос. Гудогай Островецкого района. Данные эпицентры землетрясений, судя по каталогу [Aronov, Aronova, 2009], расположены в субмеридиональном направлении: эпицентр Гудогайского соответствует 25.80° в.д. и 54.60° с.ш., эпицентр Даугавпилского – 26.70° в.д., 55.80° с.ш., а эпицентр Мадонского землетрясения – 26.30° в.д. и 56.80° с.ш. Как видно на рис. 3, данные эпицентры сильных землетрясений размещаются примерно по прямой линии с небольшим северо-восточным азимутом и приблизительно на одинаковом расстоянии друг от друга. Эпицентр Мадонского землетрясения расположен во внутренней области Латгальского блока коры С-Д и попадает на Гулбекский разлом. Эпицентр Даугавпилского землетрясения попадает на Неманско-Полоцкий разлом, разграничивающий Браславский и Лепельский блоки коры и одновременно являющийся южным краевым разломом Полоцко-Курземского пояса глубинных разломов [Garetsky et al., 2007]. Эпицентр Гудогайского землетрясения расположен на Ошмянском разломе, ограничивающем Воложинский грабен на северо-востоке, который находится внутри Вильнюсского блока коры типа А.

Столь короткий период времени между тремя данными сильнейшими землетрясениями ББР, каждое из которых высвободило $1.2589 \cdot 10^{12}$ Дж сейсмической энергии, наводит на мысль об общей причине их возникновения. Как известно, 28 декабря 1908 г. в 05:20:27 по местному времени (04:20:27 по UTC) в Мессинском проливе между Сицилией и Апеннинским полуостровом произошло сильнейшее в истории Европы землетрясение магнитудой 7.1 по моментальной шкале магнитуд, которое вызвало катастрофические последствия и разрушение городов Мессина, Реджо-Ди-Калабрия и Пальми. Анализ каталога землетрясений ББР [Aronov, Aronova, 2009] показал, что за 72 часа с момента Мессинского землетрясения на территории ББР произошло девять местных тектонических землетрясений с магнитудой от 2.9 до 4.5: на балтийской части ББР восемь событий и одно событие на территории белорусской части ББР. По времени происхождения эти события выстроились следующим образом. Гудогайское землетрясение 28.12.1908 г. (белорусская часть ББР) около 5 часов утра с магнитудой 4.5; землетрясение 28.12.1908 г. примерно в 20 часов в г. Риге, в районе Чиекуркалнс магнитудой 2.9; землетрясение 28.12.1908 г. в 22 часа 45 минут в г. Риге, район Межапаркс магнитудой 2.9; землетрясение 29.12.1908 г. в час ночи в районе латвийского г. Мадона с магнитудой 4.5; землетрясение 29.12.1908 г. в 3 часа 30 минут в г. Риге, район Агенскалнс с магнитудой 3.5; землетрясение 29.12.1908 г. в 22 часа в районе г. Даугавпилс магнитудой 4.5; землетрясение 29.12.1908 г. в латвийском

г. Валмиера магнитудой 3.5; землетрясение 30.12.1908 г. в 5 часов с магнитудой 2.9 в г. Риге, район Агенскалнс, и землетрясение 31.12.1908 г. в 4 часа в г. Риге, район За-сулаукс магнитудой 3.5. Суммарная сейсмическая энергия этих девяти землетрясений ББР, произошедших в течение трех суток после мощнейшего Мессинского землетрясения, составила $3.8416 \cdot 10^{12}$ Дж. Балтийская часть ББР проявила при этом повышенную сейсмическую активность: здесь произошло восемь сейсмических событий с общей высвободившейся упругой энергией, равной $2.5827 \cdot 10^{12}$ Дж. Однако энергия Гудогайского землетрясения, произошедшего на территории белорусской части ББР, равная $1.2589 \cdot 10^{12}$ Дж, составляет 33 % от всей индуцированной Мессинским землетрясением сейсмической энергии ББР. На долю балтийской части ББР приходится $2.5827 \cdot 10^{12}$ Дж, или 67 % сейсмической энергии местных тектонических землетрясений, инициированных мощнейшим Мессинским событием на территории ББР.

Таким образом, в течение примерно 72 часов после сильнейшего в Европе Мессинского землетрясения 28.12.1908 г. магнитудой 7.1 на территории Белорусско-Балтийского региона произошло девять значительных землетрясений (восемь из которых случились на площади балтийской части). Три землетрясения при этом имели магнитуду 4.5, а общая сейсмическая энергия всех девяти событий составила $3.8416 \cdot 10^{12}$ Дж, что соответствует, как будет показано ниже, почти трети (32 %) от всей суммарной сейсмической энергии, выделившейся на территории данного региона (1.1938×10^{13} Дж) за 406-летний период наблюдения.

Далее перейдем к рассмотрению землетрясений Белорусского региона. В соответствии с данными каталога [Aronov, Aronova, 2009] на территории белорусской части ББР зарегистрировано девять ощутимых землетрясений, эпицентры которых отражены на рис. 3. Эпицентр 6-балльного землетрясения 8.01.1803 г. с магнитудой 3.6 (сейсмическая энергия $3.02 \cdot 10^{10}$ Дж) и глубиной очага 5 км в районе г. Белостока располагается в зоне границы мощного и тяжелого Вильнюсского блока консолидированной коры типа А (средние мощность и скорость волн составляют 52 км и 6.78 км/с) с более тонким и легким Мазовецким блоком коры типа С-D (средняя мощность около 43 км и средняя скорость в коре порядка 6.56 км/с). Эпицентры двух землетрясений в районе г. Могилева 29.08.1893 г. магнитудой 3.5 (сейсмическая энергия $1.9952 \cdot 10^{10}$ Дж) и интенсивностью 5 баллов, с глубиной очага 5–10 км и 12.11.1896 г. магнитудой 4.0 (сейсмическая энергия $1.5849 \cdot 10^{11}$ Дж) и интенсивностью 6 баллов, с глубиной очага 5–10 км оказались расположенными в полосе суперрегионального Стоходско-Могилевского разлома, разграничивающего мощный и тяжелый Витебский блок коры типа А и более тонкий и легкий Бобруйский блок типа А-В. Эпицентр землетрясения в районе г. Борисова 10.12.1887 г. магнитудой 3.7 (сейсмическая энергия $4.5709 \cdot 10^{10}$ Дж) и интенсивностью 5 баллов, с глубиной гипоцентра 5–10 км располагается

внутри площади Минского блока коры типа С-D и приурочен к внутриблоковому глубинному Борисовскому разлому.

Наиболее сильное землетрясение белорусской части ББР произошло, как было сказано выше, 28.12.1908 г. в районе пос. Гудогай Островецкого района Гродненской области с магнитудой 4.5 (сейсмическая энергия $1.2589 \cdot 10^{12}$ Дж), интенсивностью 7 баллов при глубине гипоцентра 9–10 км. Эпицентр данного землетрясения расположен внутри Вильнюсского блока мощной и тяжелой коры типа А и попадает на бортовой Ошмянский разлом Воложинского грабена.

Три эпицентра землетрясений, произошедших на территории Беларуси, попадают на площадь герцинского Припятского прогиба. Эпицентр землетрясения 10.05.1978 г. в окрестностях г. Солигорска с магнитудой 3.5 (сейсмическая энергия равна $1.9952 \cdot 10^{10}$ Дж), интенсивностью 4–5 баллов при глубине очага 10 км и эпицентр землетрясения 1.12.1983 г. северо-восточнее г. Солигорска с магнитудой 2.8 (сейсмическая энергия $1.096 \cdot 10^9$ МДж), интенсивностью 4–5 баллов с глубиной гипоцентра 7 км расположены на границе Минского (тип С-D) и Бобруйского (тип А-В) блоков земной коры. Сейсмический разрез по профилю EUROBRIDGE-96, который проходит вблизи этих эпицентров, отображенных на рис. 3, показывает, что на границе этих блоков структура земной коры изменяется очень резко: аномально мощный (47–52 км) и тяжелый в этой части Минский блок сочленяется с более тонким и легким в этом месте Бобруйским блоком [Girin, 2022]. Эпицентр землетрясения 17.10.1985 г. в районе г. Глусска с магнитудой 3.1 (сейсмическая энергия $3.801 \cdot 10^9$ Дж) и интенсивностью 4 балла при глубине очага 7 км попадает в полосу Северо-Припятского краевого листрического разлома, ограничивающего Припятский прогиб. Эпицентр слабого землетрясения 16.03.1998 г. в Солигорском районе, западнее пос. Погост, магнитудой 1.9 (сейсмическая энергия всего $2.6 \cdot 10^7$ Дж) и интенсивностью 4–5 баллов попадает в полосу границы разнотипных Минского С-D и Бобруйского А-В блоков земной коры.

Таким образом, на белорусской части ББР за период 1602–2008 гг. произошло девять ощутимых землетрясений с суммарной сейсмической энергией, равной $1.5381 \cdot 10^{12}$ Дж, из которых восемь событий высвободили всего $2.7922 \cdot 10^{11}$ Дж упругой энергии, а самое мощное Гудогайское землетрясение 28.12.1908 г. высвободило порядка $1.2589 \cdot 10^{12}$ Дж сейсмической энергии, что составляет 82 % от всей сейсмической энергии, выделившейся на данной части ББР. Как видно, за первые 72 часа после Мессинского землетрясения на территории Белорусско-Балтийского региона произошло девять значительных землетрясений, общая сейсмическая энергия которых составила $3.8416 \cdot 10^{12}$ Дж. Данная упругая энергия составляет 32 % от всей суммарной сейсмической энергии, сгенерированной на территории данного региона за 406-летний период регистрации.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Резюмируя приведенные выше данные, можно констатировать, что на всей территории ББР за период 1602–2008 гг. произошло 67 наиболее ощутимых местных тектонических землетрясений с магнитудой от 1.6 до 4.7, сейсмическая энергия которых составила величину $1.1938 \cdot 10^{13}$ Дж. Сейсмическая энергия 58 землетрясений балтийской части ББР оказалась равной $1.04 \cdot 10^{13}$ Дж, тогда как девять землетрясений белорусской части ББР высвободили $1.5382 \cdot 10^{12}$ Дж упругой энергии. Как видно, выделившаяся сейсмическая энергия балтийской части ББР в 6.76 раза больше, чем энергия землетрясений белорусской части ББР. Очевидно, что сейсмический климат территории Беларуси намного мягче сейсмического климата балтийской части ББР, хотя эти две части запада ВЕК находятся рядом и примерно равны по своей площади.

Данный контраст в сейсмической активности балтийской и белорусской части ББР, по всей вероятности, обусловлен развитием молодой Восточно-Балтийской рифтовой системы. Ниже мы остановимся на геологических и геофизических признаках этого молодого рифтогенеза.

В результате неотектонического районирования на западе ВЕК были выделены следующие наиболее крупные новейшие структуры: Фенноскандинавский щит,

Воронежско-Тверская и Украинская антеклизы, Балтийско-Белорусская и Днепровская синеклизы [Karabanov et al., 2009]. Центральное положение в рассматриваемом регионе занимает обширная Балтийско-Белорусская синеклиза, в пределах которой почти целиком расположена Беларусь. По своим размерам Балтийско-Белорусская синеклиза (1000×1000 км) далеко опережает все остальные неотектонические элементы запада ВЕК и Центрально-Европейского региона в целом. Она изображена на рис. 4 и наследует палеозойскую Балтийскую синеклизу, наложена на Латвийскую седловину, Белорусскую антеклизу, западную часть Оршанской впадины, восточную часть Припятского прогиба. Наиболее погруженные участки Балтийско-Белорусской неотектонической синеклизы приурочены к котловине восточной части Балтики, Ботническому и Финскому заливам. Они образуют субмеридиональную Готландско-Ботническую (Восточно-Балтийскую) и субширотную Финскую систему грабенных. Первая состоит из Ботнического и Восточно-Готландского грабенных, которые далее к югу переходят в Гданьскую и Мазовецкую депрессии; вторая включает Финский грабен, Ладожскую и Онежскую депрессии.

Амплитуда гольштейн-голоценовых вертикальных движений, то есть за последние 400000 лет, в пределах запада ВЕК достигает максимальных значений

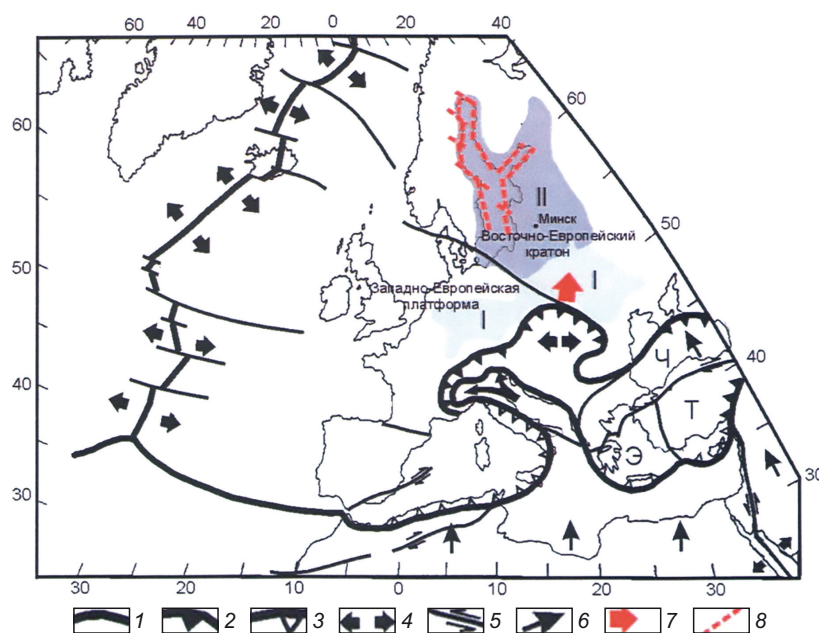


Рис. 4. Геодинамические факторы формирования крупнейших неотектонических структур запада ВЕК (сост. А.К. Карабанов [Karabanov et al., 2009] с использованием материалов проекта № 346 МПГК).

I–II – неотектонические структуры: I – Центрально-Европейская зона поднятий, II – Белорусско-Балтийская синеклиза; 1–3 – границы литосферных плит: 1 – спрединговые, 2 – коллизионные, 3 – субдукционные; 4 – растяжение; 5 – сдвиги; 6 – направления движения плит; 7 – направление воздействия Карпатского орогена на ВЕК; 8 – разломы Восточно-Балтийской рифтовой системы; микроплиты: Ч – Черноморская, Э – Эгейская, Т – Турецкая.

Fig. 4. Geodynamic factors in the formation of the largest neotectonic structures in the west of the EEC (compiled by A.K. Karabanov [Karabanov et al., 2009] using materials from Project No. 346 IGCP).

I–II – neotectonic structures: I – Central European uplift zone, II – Belarusian-Baltic syncline; 1–3 – lithospheric plate boundaries: 1 – spreading, 2 – collisional, 3 – subductional; 4 – extension; 5 – shears; 6 – directions of plate movement; 7 – direction of dynamic influence of the Carpathian orogen on the EEC; 8 – faults of the East Baltic rift system; microplates: Ч – Black Sea, Э – Aegean, Т – Turkish.

порядка 250 м в восточной части котловины Балтийского моря: Ботнический залив, Восточно-Готландская впадина.

На послеледниковом этапе развития Балтийского бассейна продолжается изостатическое поднятие бортов Ботнического залива со скоростью 7–8 мм/год и тектоническое прогибание грабенов в его осевой части. В целом авторы монографии [Karabanov et al., 2009] на основании палеогеографических данных приходят к выводу об очень молодом возрасте котловин Восточной Балтики, Финского и Ботнического заливов (не древнее второй половины среднего плейстоцена), которые в совокупности представляют собой закладывающуюся Восточно-Балтийскую рифтовую систему, имеющую характерный рисунок тройного сочленения. Это предположение подтверждается наличием глубоких впадин в рельефе дна, с которыми связаны максимальные амплитуды неотектонических прогибаний. Они имеют форму узких линейно вытянутых структур грабенового типа. Гольштейн-голоценовые прогибания достигают здесь наибольших величин: 150–200 м и более. Новейшая разломная сеть отчетливо ограничивает эти грабенообразные структуры. Внутри дна заливов и юга Восточной Балтики разломы намечают

ряд блоковых линейных структур типа горстов – Центрально-Ютландское поднятие – и грабенов – Западно-Готландский и Восточно-Готландский. К краевым ограничениям грабенов приурочена повышенная сейсмичность. Эти неотектонические особенности наиболее четко видны на примере Ботнического залива, который расположен в зоне максимальных послеледниковых современных вертикальных движений. Побережье залива, как видно из рис. 5, взятого из работы [Levkov, 1980], отличается высокой сейсмичностью, что связывается с приуроченностью эпицентров землетрясений к зонам разрывных нарушений, протягивающихся вдоль залива.

В работе [Levkov, 1980] высокая сейсмичность Ботнического залива связывается с максимумом гляциоизостатического поднятия. Данный автор предполагал, что стремительное для платформенных областей воздымание Фенноскандии, обусловленное исчезновением мощного ледникового покрова, привело к оживлению разломных зон древнего заложения. Их активизация значительнее на тех отрезках, на которых выше скорость вертикальных движений. Этому способствовала и многократность ледниковых эпох, несколько раз вводивших в действие гляциоизостатический фактор.

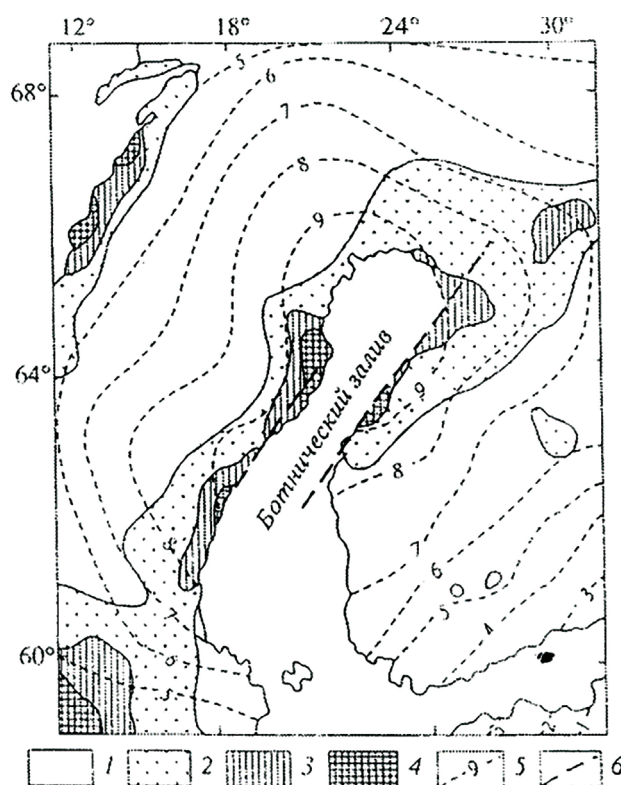


Рис. 5. Соотношение сейсмичности [Sahlström, 1930], современных движений [Nikonov, 1977] и зон разрывных нарушений [Strömberg, 1976] в центре позднеплейстоценового фенноскандинавского ледникового покрова.

1–4 – количество землетрясений за период 1600–1925 гг. (1 – менее 5, 2 – 6–11, 3 – 12–17, 4 – более 18); 5 – изобазы, мм/год; 6 – разрывные нарушения.

Fig. 5. The relationship between seismicity [Sahlström, 1930], modern movements [Nikonov, 1977] and fault zones [Strömberg, 1976] in the center of the Late Pleistocene Fennoscandian ice sheet.

1–4 – number of earthquakes for the period 1600–1925 (1 – less than 5, 2 – 6–11, 3 – 12–17, 4 – more than 18); 5 – isobases, mm/year; 6 – faults.

По наблюдениям за период с 1600 г. в Ботнической зоне за одно столетие происходит до 25–30 землетрясений, тогда как вне ее – обычно не более пяти [Sahlström, 1930]. Как показывают работы финских геологов, большинство эпицентров оказываются приуроченными к зонам разрывных нарушений, протягивающимся вдоль залива [Strömberg, 1976]. Здесь важно акцентировать внимание на том факте, что количество землетрясений в Ботнической зоне за столетний период примерно в шесть раз больше, чем на обрамляющих ее территориях Фенноскандинавского щита (25–30 событий против 5). Такое соотношение сейсмических событий на площади данного щита практически совпадает с соотношением количества землетрясений балтийской и белорусской части ББР: 58 событий против 9 соответственно, то есть количество землетрясений, произошедших на территории балтийской части в 6.33 раза выше их количества, зафиксированного на белорусской части данного региона. Такое же практически соотношение (6.76) характерно и для суммарной сейсмической энергии землетрясений этих частей ББР: для балтийской части – это $1.04 \cdot 10^{13}$ Дж, а для белорусской – $1.5382 \cdot 10^{12}$ Дж.

Этот факт свидетельствует, по всей вероятности, об аналогичной природе сейсмической активности в этих двух разных зонах. Первая зона (рифтовая) располагается вблизи побережья Балтийского моря, непосредственно вдоль контуров Восточно-Балтийской рифтовой системы, и характеризуется сравнительно высокой

сейсмической активностью. Вторая зона (внерифтовая) располагается вокруг первой (рифтовой) на соседней окружающей ее территории запада ВЕК и характеризуется низкой сейсмической активностью.

Одним из признаков развивающегося процесса рифтообразования в зоне Восточно-Балтийской системы грабенов является и неотектонический перекося территории Беларуси в сторону котловины Балтийского моря, отраженный на рис. 6.

Как видно из рис. 6, несмотря на незначительные локальные отклонения, распределение амплитуд суммарных неотектонических движений территории Беларуси в целом подвержено закономерным изменениям: наиболее приподнятыми оказались южные и восточные территории республики (120–200 м), наименее – западные и северо-западные (20–60 м). Это означает, что по геологическим данным установлен отчетливо выраженный моноклиальный перекося от Украинского щита и Воронежской антеклизы на северо-запад в сторону восточной части котловины Балтийского моря [Levkov, Karabanov, 1994].

Анализ современного положения опорного горизонта морских нижнеолигоценовых отложений и одновозрастной с ним поверхности выравнивания показал, что для территории между Ботническим заливом и Северной Украиной суммарная величина вертикальных перемещений достигала 500 м и более [Karabanov et al., 2009]. На территории Беларуси за новейшее время исходная опорная поверхность испытала, как показано

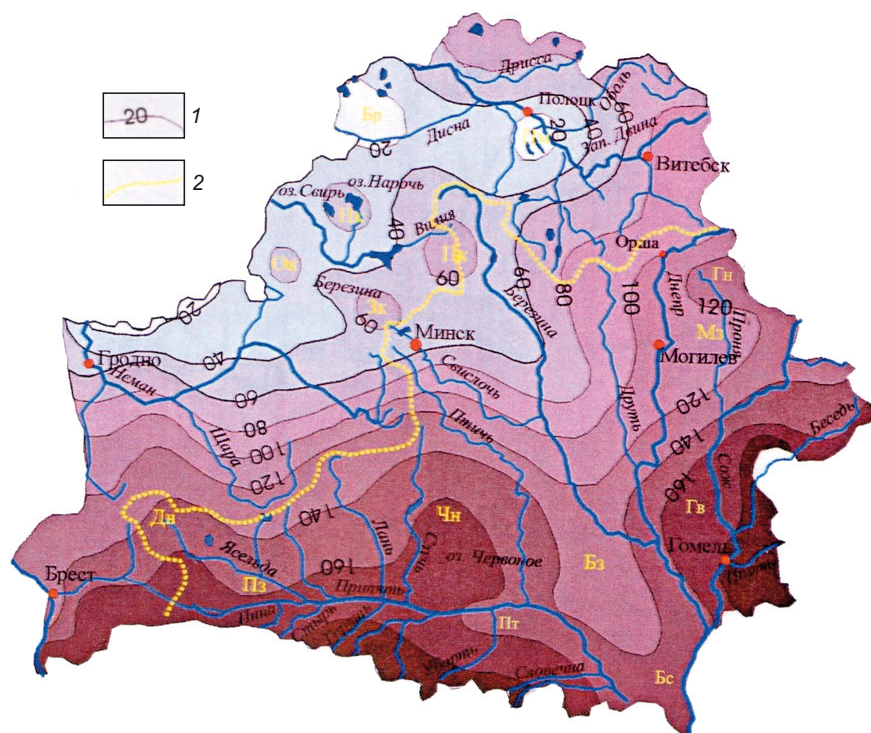


Рис. 6. Соотношение гидрографической сети и неотектонического структурного плана на территории Беларуси (по [Levkov, Karabanov, 1992], с изменениями). 1 – изобазы, м; 2 – линия Черноморско-Балтийского водораздела.

Fig. 6. The relationship between the hydrographic network and the neotectonic structural plan on the territory of Belarus (modified from [Levkov, Karabanov, 1992]). 1 – isobases, m; 2 – dividing line between the Black Sea and the Baltic Sea watersheds.

на рис. 6, неравномерное неотектоническое поднятие с амплитудой 170 м и более. Вследствие неотектонической перестройки образовался новый структурный план, в значительной степени наложенный по отношению к допозднеолигоценовым структурам платформенного чехла этой площади запада ВЕК.

Далее остановимся на геофизических признаках зарождающегося рифтогенеза Восточной Балтики. Как известно, рифтогенез происходит при горизонтальном тектоническом растяжении литосферы, вызванном подъемом мантийного диапира, который приводит к утонению континентальной земной коры и сопровождается увеличением теплового потока в рифтогенной зоне. В Готландско-Ботнической зоне грабенов отмечается сокращение мощности земной коры, причем разница в залегании поверхности Мохо достигает 10–15 км. На площади Восточно-Балтийской рифтовой системы наблюдаются локальные положительные аномалии теплового потока, зафиксированные во внутренних частях моря: район островов Готланд, Куршский, Финский заливы и др. На карте теплового потока Балтийской синеклизы из работы [Urban, Tsybulia, 2004], изображенной на рис. 7, хорошо видна крупная положительная тепловая аномалия с плотностью теплового потока более 60 мВт/м², распространенная на территории котловины Балтийского моря южнее области сочленения Ботнического и Финского заливов, а также на территории Калининградской области России, Литвы и запада Латвии. Внутри этой аномалии располагаются меньшие по площади, но гораздо более интен-

сивные области теплового потока: Клайпедская аномалия со значениями до 100 мВт/м², Калининградская аномалия интенсивностью 80–90 мВт/м² и аномалия острова Готланд с тепловым потоком более 70 мВт/м². Значительно меньший тепловой поток с интенсивностью 10–50 мВт/м² наблюдается на территории балтийской части ББР за пределами вышеописанной крупной геотермальной аномалии Балтийской синеклизы и на территории белорусской части ББР [Levashkevich, 2005].

Клайпедская аномалия теплового потока со значениями до 100 мВт/м² в работе [Gordienko et al., 2009] интерпретируется наличием двух зон частичного плавления на глубине порядка 60–90 км (превышение солидуса мантийных пород) и на глубине 20–30 км (плавление пород амфиболитовой фации метаморфизма) для источника возрастом 7 млн лет и менее. В этой работе обосновывается адвекционно-полиморфная природа глубинных процессов в тектоносфере этой части Балтики и приводятся доказательства реальности этих процессов путем интерпретации аномалий теплового, гравитационного и сейсмического полей, а также данных по электропроводности земной коры и верхней мантии.

Частичное плавление пород в верхней мантии и коре рассматриваемой области Балтики с повышенным тепловым потоком (60–100 мВт/м²) подтверждается и установленным завышением времен пробега продольных волн на сейсмическую станцию «Минск» от землетрясений с азимутом более 300° и эпицентральной

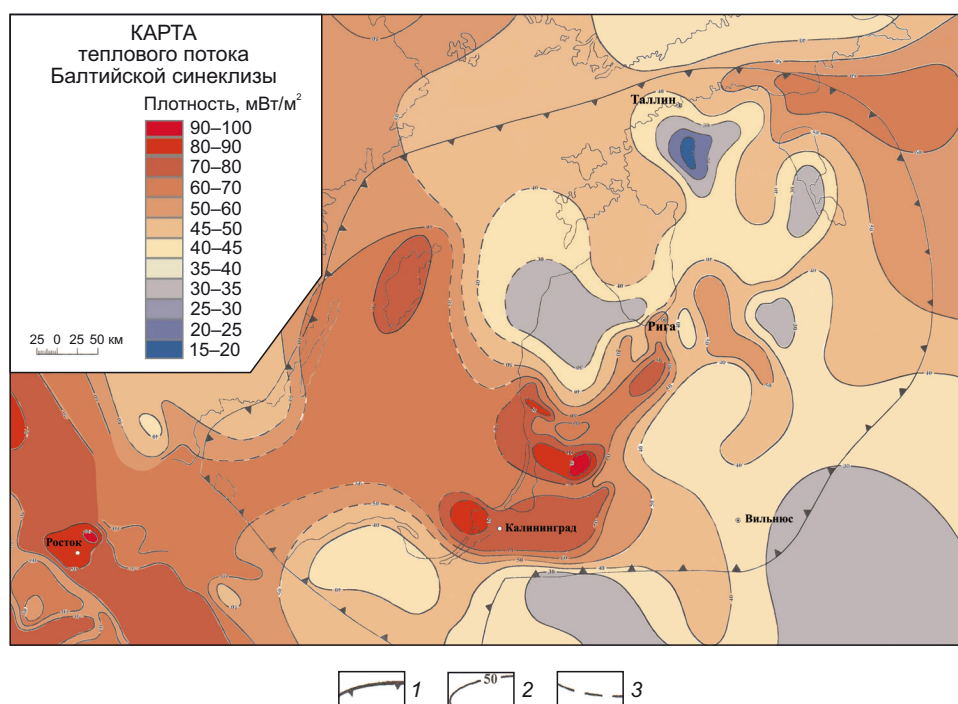


Рис. 7. Карта теплового потока Балтийской синеклизы (по [Urban, Tsybulia, 2004]). 1 – границы Балтийской синеклизы; 2–3 – изолинии теплового потока, мВт/м²: 2 – достоверные, 3 – предполагаемые.

Fig. 7. Heat flow map of the Baltic syneclise (after [Urban, Tsybulia, 2004]). 1 – boundaries of the Baltic syneclise; 2–3 – heat flow isolines, mW/m²: 2 – reliable, 3 – expected.

расстоянием, равным 10–40°, что соответствует землетрясениям Гренландского и Норвежского морей [Sergolov, Pugach, 1985]. Аналогичное относительное запаздывание продольных волн выявлено и для других сейсмических станций запада ВЕК.

В работе [Garbar, 1996] отмечается, что Таллинско-Петербургский рифт (рифт Финского залива) характеризуется локальными аномалиями электропроводности, эпицентрами землетрясений интенсивностью 2–4 балла с глубиной гипоцентров 15–20 км, многочисленными интенсивными аномалиями радона и других газов, радиоактивными аномалиями. Данный автор подчеркивает, что Финская зона грабенов, скорее всего, протягивается далее на восток, северо-восток и включает прогибы Ладожского и Онежского озер, а также Белого моря.

Таким образом, приведенные выше геологические и геофизические данные достаточно обоснованно свидетельствуют о начальной стадии развития рифтового процесса на территории Восточно-Балтийской системы грабенов, который в значительной степени и определяет характер проявления сейсмической активности на территории ББР.

Расположение Восточно-Балтийской рифтовой системы в составе ВЕК отображено на рис. 4.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, сравнительный анализ глубинного строения литосферы и сейсмичности ББР за период 1602–2008 гг. показал следующее. На территории балтийской части данного региона произошло в 6.33 раза больше землетрясений и выделилось в 6.76 раза больше суммарной сейсмической энергии, чем на площади его белорусской части (эти части сопрягаются между собой и имеют примерно равную площадь): 58 землетрясений и $1.0399 \cdot 10^{13}$ Дж сейсмической энергии против 9 событий и $1.5382 \cdot 10^{12}$ Дж упругой энергии. Подавляющее большинство эпицентров землетрясений попадает в зоны границ разнотипных блоков земной коры. Максимальное количество землетрясений балтийской части региона (27 событий) произошло на границах самого мощного и тяжелого Инчукалнского блока земной коры (средняя мощность 59 км, средняя скорость продольных волн 6.80 км/с) с окружающими его более тонкими и легкими блоками коры: Лиепайским, Латгальским и Центральным-Литовским. На границах Тартусско-Псковского блока земной коры (максимальная мощность около 52 км, средняя мощность и скорость продольных волн равны 47 км и 6.65 км/с) балтийской части региона произошло 24 землетрясения, в том числе и самое сильное на всей территории ББР Осмуссаарское землетрясение 25.10.1976 г. с магнитудой 4.7. Четко проявляется закономерность, заключающаяся в повышенном количестве землетрясений, происходящих на границах блоков земной коры, которые максимально различаются по своей мощности и весу. Особенно отчетливо это фиксируется на границах аномально мощного и тяжелого Инчукалнского

блока земной коры (средняя мощность 59 км, средняя скорость продольных волн 6.80 км/с): на его западной границе с наиболее тонким и легким на территории ББР Лиепайским блоком (средняя мощность коры 39 км, средняя скорость продольных волн 6.55 км/с) зафиксировано 16 сейсмических событий. На восточной границе Инчукалнского блока с немного более мощным Латгальским блоком (средняя мощность коры 43 км, средняя скорость 6.56 км/с) зарегистрировано десять сейсмических событий, тогда как на южной границе Инчукалнского блока со сравнительно более мощным Центральным-Литовским блоком (средняя мощность коры 47 км, средняя скорость 6.65 км/с) произошло только одно землетрясение. На северной границе Инчукалнского блока с близким по мощности и весу Рижским блоком коры (средняя мощность около 51 км, максимальная – 56 км; средняя скорость продольных волн 6.73 км/с) вообще не зафиксировано ни одного землетрясения. По всей вероятности, это связано с накоплением и разрядкой тектонических напряжений в пограничной зоне данных блоков в связи с их противоположно направленными или аналогичными, но разноскоростными вертикальными неотектоническими движениями. Например, аномально мощный и тяжелый Инчукалнский блок в плане соответствует Среднелатвийскому району интенсивных неотектонических опусканий, тогда как территория намного более тонкого и легкого Лиепайского блока коры совпадает с площадью Курземского района неотектонических сводовых поднятий. Одновременно с этим большинство эпицентров землетрясений балтийской части региона концентрируется в полосе побережья Балтийского моря, по контуру развития молодой Восточно-Балтийской рифтовой системы: здесь произошло 42 землетрясения, которые составляют 72 % от всего количества сейсмических событий (58 землетрясений), случившихся на территории балтийской части ББР. Суммарная сейсмическая энергия землетрясений данной части ББР, эпицентры которых расположены в полосе побережья Балтийского моря, составляет 6.0579×10^{12} Дж, что соответствует 58 % от всей сейсмической энергии ($1.04 \cdot 10^{13}$ Дж), высвободившейся на этой территории.

Выявлено, что за 72 часа после Мессинского землетрясения 28.12.1908 г. на территории Белорусско-Балтийского региона произошло девять ощутимых землетрясений, общая упругая энергия которых составила 32 % от всей суммарной сейсмической энергии, высвободившейся на этой территории за 406-летний период наблюдения ($1.1938 \cdot 10^{13}$ Дж). Такой резкий всплеск сейсмической активности, по всей вероятности, говорит о том, что на территории ББР упругие волны катастрофического Мессинского землетрясения 28.12.1908 г. послужили триггером, который резко ускорил достижение критических величин тектонических напряжений, накапливавшихся сотни лет в объеме коры данного региона ВЕК, что быстро привело к превышению прочности горных пород и индуцированию

разрывов в очагах трех сильных и шести более слабых землетрясений на этой территории. Сильные землетрясения с магнитудой 4.5: Гудогайское, Мадонское и Даугавпилское, а шесть более слабых землетрясений включают три события магнитудой 2.9 и три землетрясения магнитудой 3.5, из которых пять событий произошло на западной границе Инчукалнского блока в районе г. Риги и одно событие – на его восточной границе в районе г. Валмиера.

Эпицентры Гудогайского, Даугавпилского и Мадонского сильных землетрясений размещаются примерно по прямой линии, имеющей небольшой северо-восточным азимут, и приблизительно на одинаковом расстоянии друг от друга. Вероятно, это связано с наиболее короткой траекторией движения упругих волн от Мессинского землетрясения к территории ББР и соответственно с их максимальной энергией воздействия на земную кору вдоль этого направления.

Представляется, что если бы катастрофическое Мессинское землетрясение не произошло, то ожидать данных индуцированных землетрясений с магнитудой 4.5 в описанных выше зонах эпицентров ББР пришлось бы многие десятки, а возможно, и сотни лет. Обращает на себя внимание и тот факт, что эти землетрясения произошли не в самых характерных местах, не на границах разнотипных блоков земной коры (за исключением, по-видимому, Даугавпилского землетрясения), а во внутриблоковых областях, где тектонические напряжения накапливаются значительно медленнее. Подтверждением этому являются пять вышеописанных более слабых землетрясений с магнитудой 2.9 и 3.5, произошедших за эти же трое суток на западной границе Инчукалнского блока в районе г. Риги и одно землетрясение на восточной границе данного блока в районе г. Валмиера магнитудой 3.5. Как было показано ранее, на границах аномально мощного и тяжелого Инчукалнского блока с окружающими его более тонкими и легкими блоками земной коры за период 1602–2008 гг. произошло 27 землетрясений с магнитудой от 2.5 до 4.5, при этом на его западной границе с наиболее тонким и легким на всей территории ББР Лиепайским блоком коры случилось 16 землетрясений, самое мощное из которых было магнитудой 4.0, а суммарная сейсмическая энергия всех этих землетрясений составила всего $3.0959 \cdot 10^{11}$ Дж. Другими словами, на западной границе Инчукалнского блока фиксируется постоянная разрядка накапливающихся там тектонических напряжений в виде сравнительно большого количества слабых землетрясений. Вместе с тем на восточной границе данного блока с более мощным и тяжелым, по сравнению с Лиепайским, Латгальским блоком коры произошло десять сейсмических событий с магнитудой от 2.5 до 4.5, то есть на этой границе разрядка тектонических напряжений происходила существенно реже, но зато привела к более сильному землетрясению с магнитудой 4.5 в районе г. Кокнесе. В итоге по количеству землетрясений западная граница Инчукалнского блока существенно превосходит его восточ-

ную границу, но по суммарной энергии сейсмических событий значительно уступает – $3.0959 \cdot 10^{11}$ Дж против $1.4615 \cdot 10^{12}$ Дж, то есть в 4.72 раза.

В настоящее время накоплено много геолого-геофизических данных, свидетельствующих о начальном этапе развития Восточно-Балтийской рифтовой системы, имеющей тройное сочленение и состоящей из трех ветвей: Ботнической, Финской и котловины Восточной Балтики. К признакам рифтогенеза относится образование огромной Балтийско-Белорусской неотектонической синеклизы, в которой наиболее погруженными участками, особенно за гольштейн-голоценовый период (0.4 млн лет), являются системы грабен: Ботническая, Финская и котловины Восточной Балтики. Повышенный тепловой поток ($70\text{--}100$ мВт/м²) и связанные с ним зоны частичного плавления в земной коре и верхней мантии, сокращенная мощность земной коры (на 10–15 км) в Готландско-Ботнической зоне, по сравнению с соседними территориями Фенноскандинавского щита, также указывают на процесс развития рифтогенеза.

Таким образом, повышенная сейсмическая активность балтийской части ББР в отличие от его белорусской части обусловлена главным образом значительной мантийной плюмовой энергетической подпиткой данной территории в связи с развитием молодого Восточно-Балтийского рифта. Дорифейские блоки консолидированной земной коры испытывают при этом активизацию и движутся либо разнонаправленно по отношению друг к другу, либо в одном направлении, но с разной скоростью, генерируя очаги землетрясений в пограничных зонах. Вместе с тем на эту картину вертикальных движений блоков земной коры ББР накладываются мощные горизонтальные силы, действующие на Восточно-Европейский кратон с двух сторон: с юго-запада, со стороны Карпатского коллизионного орогена, и с севера, северо-запада, со стороны активного Срединно-Атлантического хребта, испытывающего спрединг. Данные горизонтальные силы отображены на рис. 4. Такое сочетание вертикальных и горизонтальных сил, действующих на блоки земной коры ББР, обуславливают сбросо-сдвиговый фокальный механизм подавляющего числа землетрясений, инструментально зафиксированных на этой территории. Палеосейсмологические исследования также подтверждают данный механизм землетрясений. В частности, установлено, что в районе Витебско-Суражского разлома, приуроченного к руслу Западной Двины, вблизи северной границы Витебского блока мощной и тяжелой коры, произошло сильное землетрясение интенсивностью более 5 баллов, зафиксированное по структурам сейсмиков раннеголоценовых ленточных глин, радиоуглеродный возраст которых составляет примерно 9339 лет. Тектонофизические параметры этого сейсмического события соответствуют условиям сбросо-сдвигового режима деформаций при широтной ориентировке оси растяжения и субмеридиональной – оси сжатия [Kolodyazhny et al., 2021]. В этой работе также

говорится, что в целом сейсмические события новейшего этапа, установленные в карьере Гралево (район Витебско-Суражского разлома) в интервале времени поздний плейстоцен – голоцен, проявились в условиях сбросо-сдвигового режима деформаций.

Практически все очаги землетрясений ББР располагаются в верхнем слое консолидированной земной коры до глубины 15–20 км, который ограничивается скоростью продольных волн от 5.9 км/с на кровле кристаллического фундамента до изолинии скорости 6.4 км/с, которая отделяет верхнюю консолидированную кору от средней консолидированной коры, характеризующейся диапазоном скоростей 6.4–6.8 км/с [Girin, 2022]. Такой интервал расположения глубин очагов местных тектонических землетрясений свидетельствует о том, что разрядка горизонтальных и вертикальных тектонических напряжений этого региона происходит в геологически наиболее хрупком объеме верхней консолидированной коры.

6. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Автор заявляет об отсутствии какого-либо конфликта интересов. Автор прочел и одобрил финальную версию перед публикацией.

The author has no conflicts of interest to declare. The author read and approved the final manuscript.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Aizberg R.E., Aronov A.G., Garetsky R.G., Karabanov A.K., Safronov O.N., 1997. Seismotectonics Within the Territory of Belarus and the Baltic States. *Litasfera* 7, 5–18 (in Russian) [Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н. Сейсмотектоника Беларуси и Прибалтики // *Литасфера*. 1997. № 7. С. 5–18].

Aizberg R.E., Aronov A.G., Garetsky R.G., Karabanov A.K., Safronov O.N., Seroglazov R.R., Aronova T.I., 2007. Seismotectonic Zoning of the Western Part of the East European Platform. In: N.V. Sharov, A.A. Malovichko, Y.K. Shchukin (Eds), *Earthquakes and Microseismicity in Modern Geodynamics Problems on the East European Platform. Part 1: Earthquakes*. Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, 368–381 p. (in Russian) [Айзберг Р.Е., Аронов А.Г., Гарецкий Р.Г., Карабанов А.К., Сафронов О.Н., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмотектоническое районирование западной части Восточно-Европейской платформы // *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Книга 1: Землетрясения* / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. 368–381 с.].

Ankudinov S.A., Brio Kh.S., Sadov A.S., 1991. The Deep Crustal Structure in the Baltic States According to the DSS Data. *Belarusian Seismological Bulletin* 1, 111–117 (in Russian) [Анкудинов С.А., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ // *Белорусский сейсмологический бюллетень*. 1991. Вып. 1. С. 111–117].

Aronov A.G., Aronova T.I., 2009. Seismotectonic Criteria for the Long-Term Forecasting of the Kaliningrad Earthquakes. In: *Kaliningrad Earthquake of September 21, 2004*. VSEGEI, Saint-Petersburg, p. 136–150 (in Russian) [Аронов А.Г., Аронова Т.И. Сейсмотектонические критерии долгосрочного прогноза Калининградских землетрясений // *Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года*. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 136–150].

Aronov A.G., Seroglazov R.R., Aronova T.I., 2007. Seismicity of the Territory of Belarus. In: N.V. Sharov, A.A. Malovichko, Yu.K. Shchukin (Eds), *Earthquakes and Microseismicity in Relation to Problems of Recent Geodynamics of the East European Platform. Book I. Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk*, p. 357–364 (in Russian) [Аронов А.Г., Сероглазов Р.Р., Аронова Т.И. Сейсмичность территории Беларуси // *Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы* / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукин. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Кн. 1. С. 357–364].

EUROBRIDGE Seismic Working Group, 1999. EUROBRIDGE Seismic Working Group. Seismic Velocity Structure Across the Fennoscandia-Sarmatia Suture of the East-European Craton Beneath the EUROBRIDGE Profile Through Lithuania and Belarus. *Tectonophysics* 314 (13), 193–217. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00244-9](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00244-9).

Garbar D.I., 1996. The Tallinn-Petersburg (Finnish) Rift Is a Manifestation of Neorifting Within the Eurasian Supercontinent. Abstracts of the XXIX Tectonic Meeting. GEOS, Moscow, p. 30–31 (in Russian) [Гарбар Д.И. Таллинско-Петербургский (Финский) рифт – проявление новейшего рифтогенеза в пределах Евразийского суперконтинента // *Тезисы докладов XXIX Тектонического совещания*. М.: ГЕОС, 1996. С. 30–31].

Garetsky R.G., Karataev G.I., Astapenko V.N., Dankevich I.V., 2007. Polotsk-Kurzeme Fault Belt. In: R.E. Aizberg (Ed.), *Crustal Faults in Belarus*. Krasiko-Print, Minsk, p. 185–192 (in Russian) [Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Астапенко В.Н., Данкевич И.В. Полоцко-Курземский пояс разломов // *Разломы земной коры Беларуси* / Ред. Р.Е. Айзберг. Минск: Красико-Принт, 2007. С. 185–192].

Garetsky R.G., Nesmeyanov S.A. (Eds), 2009. Seismotectonics of Plate-Ancient Platforms Glaciated During the Quaternary. *Kniga i Biznes*, Moscow, 288 p. (in Russian) [Сейсмотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения / Ред. Р.Г. Гарецкий, С.А. Несмеянов. М.: Книга и Бизнес, 2009. 288 с.].

Girin R.E., 2022. Tectono-Geodynamic Analysis of the Crustal Thickness in the West of the East European Platform. *Belaruskaya Navuka*, Minsk, 110 p. (in Russian) [Гирин Р.Э. Тектоно-геодинамический анализ мощности земной коры запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 2022. 110 с.].

Girin R.E., Karataev G.I., 1993. Types of the Earth's Crust and Seismicity of the Region. In: *Geophysical Models of the Earth's Crust of the Belarusian-Baltic Region*. Navuka i Tehnika, Minsk, p. 118–120 (in Russian) [Гирин Р.Э., Каратаев Г.И. Типы земной коры и сейсмичность региона //

Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Навука і тэхніка, 1993. С. 118–120].

Gordienko V.V., Gordienko I.V., Zavgorodnyaya O.V., Logvinov I.M., 2009. Baltic Zone of Recent Activation: Deep Processes and Physical Fields. In: Kaliningrad Earthquake of September 21, 2004. VSEGEI, Saint-Petersburg, p. 34–40 (in Russian) [Гордиенко В.В., Гордиенко И.В., Завгородняя О.В., Логвинов И.М. Балтийская зона современной активизации: глубинные процессы и физические поля // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 34–40].

Grad M., Guterch A., Keller G.R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślaczka A., Tiira T., Yliniemi J., 2006. Lithospheric Structure Beneath Trans-Carpathian Transect from Precambrian Platform to Pannonian Basin: CELEBRATION 2000 Seismic Profile CEL05. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 111 (B3), 1–23. <https://doi.org/10.1029/2005JB003647>.

Grad M., Jensen S.L., Keller G.R., Guterch A., Thybo H., Janik T., Tiira T., Yliniemi J., Luosto U. et al., 2003. Crustal Structure of the Trans-European Suture Zone Region Along POLONAISE'97 Seismic Profile P4. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B11), 2541. <https://doi.org/10.1029/2003JB002426>.

Karabanov A.K., Garetsky R.G., Aizberg R.E., 2009. Neotectonics and Neogeodynamics of the Eastern European Platform. *Belaruskaya Navuka*, Minsk, 184 p. (in Russian) [Карабанов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Неотектоника и неогеодинамика Восточно-Европейской платформы. Минск: Беларуская навука, 2009. 184 с.].

Karataev G.I., Pashkevich I.K., 1986. Geological and Mathematical Analysis of the Complex of Geophysical Fields. *Naukova Dumka*, Kiev, 168 p. (in Russian) [Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Геолого-математический анализ комплекса геофизических полей. Киев: Наукова думка, 1986. 168 с.].

Karataev G.I., Pashkevich I.K., Girin R.E., Rusetskaya L.S., 1993. Relief and Moho Depth in the Region. In: *Geophysical Models of the Crust in the Belarusian-Baltic Region*. *Navuka i Tehnika*, Minsk, p. 37–43 (in Russian) [Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Гирин Р.Э., Русецкая Л.С. Рельеф и глубинность поверхности Мохоровичича в регионе // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Навука і тэхніка, 1993. С. 37–43].

Kolodyazhny S.Y., Pevzner M.M., Poleshchuk A.V., Zykov D.S., Leonov M.G., Varentsov I.M., Ivanov P.V., 2021. Signs of Seismicity and Neotectonic Activity of Ancient Faults in the Area of the Sloboda Geodynamic Intersection in the West of the East European Platform. *Journal of Volcanology and Seismology* 15, 399–413. <https://doi.org/10.1134/S0742046321060063>.

Levashkevich V.G., 2005. Regular Distribution of the Geothermal Field of the Eastern European Platform Margins. Brief PhD Thesis (Doctor of Geology and Mineralogy). Moscow, 44 p. (in Russian) [Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин

Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М., 2005. 44 с.].

Levkov E.A., 1980. *Glaciotectionics*. *Nauka i Tekhnika*, Minsk, 280 p. (in Russian) [Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 280 с.].

Levkov E.A., Karabanov A.K., 1992. Neotectonic Regularities in the Development of the Hydrographic Network of Belarus. In: *Hydrographic Network of Belarus and River Flow Regulation*. Publishing House "Universitetskoe", Minsk, p. 73–76 (in Russian) [Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектонические закономерности формирования гидро-сети Беларуси // Гидрографическая сеть Беларуси и регулирование речного стока. Минск: Изд-во «Университетское», 1992. С. 73–76].

Levkov E.A., Karabanov A.K., 1994. Neotectonics of Belarus. *Litasfera* 1, 119–126 (in Russian) [Левков Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Литасфера. 1994. № 1. С. 119–126].

Nikonov A.A., 1977. *Holocene and Contemporary Crustal Movements*. *Nauka*, Moscow, 240 p. (in Russian) [Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.].

Nikulin V.G., 2007. Seismicity on the Territory of the Baltic States In: N.V. Sharov, A.A. Malovchinko, Yu.K. Shukin (Eds), *Earthquakes and Microseismicity in Relation to Problems of Recent Geodynamics of the East European Platform*. Book I. Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, p. 364–368 (in Russian) [Никulin В.Г. Сейсмичность территории стран Балтии // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловчинко, Ю.К. Щукин. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Кн. 1. С. 364–368].

Pashkevich I.K., Karataev G.I., Dankevich I.V., Apirubite R.A., 1989. Typification of the Earth's Crust by Complex Geological and Geophysical Data. In: *Lithosphere of Central and Eastern Europe: Eastern European Platform*. *Naukova Dumka*, Kiev, p. 102–117 (in Russian) [Пашкевич И.К., Каратаев Г.И., Данкевич И.В., Апирубите Р.А. Типизация земной коры по комплексу геолого-геофизических данных // Литосфера Центральной и Восточной Европы: Восточно-Европейская платформа. Киев: Наукова думка, 1989. С. 102–117].

Pavlenkova N.I., 2006. Structure of the Baltic Shield Lithosphere According to the DSS Data. In: *Lithospheric Structure and Dynamics of Eastern Europe*. EUROPROBE Research Results. GEOKART, GEOS, Moscow, p. 33–58 (in Russian) [Павленкова Н.И. Структура литосферы Балтийского щита по данным ГСЗ // Строение и динамика литосферы Восточной Европы: Результаты исследований по программе EUROPROBE. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2006. С. 33–58].

Rautian T.G., 1960. Energy of Earthquakes. In: *Methods of Detailed Study of Seismicity*. Vol. 176. Publishing House of the USSR Academy of Science, Moscow, p. 75–114 (in Russian) [Раутиан Т.Г. Энергия землетресений // Методы детального изучения сейсмичности. М.: Изд-во АН СССР, 1960. № 176. С. 75–114].

Safronov O.N., Nikulin V.G., Aronova T.I., 2005. Seismotectonics and Possibility of Seismic Hazard Prediction in the Belorussian-Baltic Region. *Geophysical Journal* 27 (3), 491–495 (in Russian) [Сафронов О.Н., Никулин В.Г., Аронова Т.И. Сейсмотектоника и возможность прогноза сейсмической опасности в Белорусско-Балтийском регионе // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 3. С. 491–495].

Sahlström K.E., 1930. A Seismological Map of Northern Europe. Stockholm, 8 p. and map.

Seroglazov R.R., Pugach A.V., 1985. P-Wave Travel Time Discrepancies Recorded by the "Minsk" Seismic Station. In: *Seismological and Geothermal Research in Belarus*. Nauka i Tekhnika, Minsk, p. 46–56 (in Russian) [Сероглазов Р.Р., Пугач А.В. Невязки времен пробега Р-волн, зарегистрированных сейсмической станцией «Минск» // Сейсмологические и геотермические исследования в Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1985. С. 46–56].

Shchukin Yu.K., 2007. Dynamic Geology as a Basis of the Observation System for Natural Processes. In: N.V. Sharov, A.A. Malovchinko, Yu.K. Shchukin (Eds), *Earthquakes and Microseismicity in Relation to Problems of Recent Geodynamics of the East European Platform*. Book I. Karelian Research Centre of RAS, Petrozavodsk, p. 117–172 (in Russian) [Щукин Ю.К. Динамическая геология – основа системы наблюдений за природными процессами // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Ред. Н.В. Шаров, А.А. Маловчинко, Ю.К. Щукин. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. Кн. 1. С.117–172].

Shchukin Yu.K., Sharov N.V., Assinovskaya B.A., 2009. Deep Crustal Structure. Geodynamic Model. In: *Kaliningrad Earthquake of September 21, 2004*. VSEGEI, Saint Petersburg, p. 25–34 (in Russian) [Щукин Ю.К., Шаров Н.В., Ассинов-

ская Б.А. Глубинное строение земной коры. Геодинамическая модель // Калининградское землетрясение 21 сентября 2004 года. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. С. 25–34].

Starostenko V., Janik T., Yegorova T., Czuba W., Sroda P., Lysynchuk D., Aizberg R., Garetsky R. et al., 2018. Lithospheric Structure Along Wide-Angle Seismic Profile GEORIFT 2013 in Pripyat-Dnieper-Donets Basin (Belarus and Ukraine). *Geophysical Journal International* 212 (3), 1932–1962. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx509>.

Strömberg A.G.B., 1976. A Pattern of Tectonic Zones in the Western Part of the East European Platform. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar* 98 (3), 227–243. <https://doi.org/10.1080/11035897609454373>.

Tectonic Map of Europe and Adjacent Areas, 1979. Scale of 1:10000000. Main Department of Geodesy and Cartography, Moscow (in Russian) [Тектоническая карта Европы и смежных областей. Масштаб 1:10000000. М.: ГУГК, 1979].

Thybo H., Janik T., Omelchenko V., Grad M., Garetsky R., Belinsky A., Karataev G., Zlotski G. et al., 2003. Upper Lithospheric Seismic Velocity Structure Across the Pripyat Trough and the Ukrainian Shield Along the EUROBRIDGE 97 Profile. *Tectonophysics* 371 (1–4), 41–79. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00200-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00200-2).

Urban G.I., Tsibulya L.A., 2004. Thermal Flow of the Baltic Syneclysis. Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow, 158 p. (in Russian) [Урбан Г.И., Цыбуля Л.А. Тепловой поток Балтийской синеклизы. М.: ИФЗ РАН, 2004. 158 с.].

Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Motuza G., Nasedkin V., Jacyna J. et al., 2001. EUROBRIDGE-95: Deep Seismic Profiling Within the East European Craton. *Tectonophysics* 339 (1–2), 153–176. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00037-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00037-3).