

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

СЕНЦОВ АЛЕКСЕЙ АНДРЕЕВИЧ

**СЕЙСМОТЕКТОНИКА ОПАСНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНО-
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

25.00.03 – Геотектоника и геодинамика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
старший научный сотрудник
Владимир Александрович Зайцев

Москва – 2022

Оглавление

Введение	4
Актуальность исследования.	5
Личный вклад автора и научная новизна работы.	6
Защищаемые положения:	7
Теоретическая и практическая значимость	7
Глава 1. Исходные данные.....	8
1.1. Данные сейсмических каталогов.....	8
1.2. Геолого-геоморфологические данные	9
Глава 2. Используемые методы	9
2.1. Сейсмотектонические методы.....	9
2.2. Структурно-геоморфологический метод.....	10
2.3. Компьютерное геодинамическое моделирование.....	11
2.4. Сравнение выделившейся сейсмической энергии и временных вариаций гравитационного поля	13
Глава 3. Сейсмическая активность Восточно-Европейской платформы.....	16
Глава 4. Сейсмически опасные области Восточно-Европейской платформы.....	20
4.1. Фенноскандия.....	20
4.1.1. Геологическое строение.....	21
4.1.2. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность	31
4.1.3. Компьютерное моделирование новейшей геодинамики	36
4.1.4. Схема зон возможных очагов землетрясений	40
4.1.5. Об унаследованности древних структур	42
Выводы.....	47
4.2 Балтийская синеклиза	49
4.2.1. Геологическое строение.....	49
4.2.2. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность	54
4.2.3. Компьютерное моделирование новейшей геодинамики	59
4.2.4. Схема зон возможных очагов землетрясений	61
4.2.5. Об унаследованности древних структур	65
Выводы.....	67
4.3. Воронежская антеклиза	68
4.3.1. Геологическое строение.....	69
4.3.2. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность	75
4.3.3. Компьютерное моделирование новейшей геодинамики	79

4.3.4. Схема зон возможных очагов землетрясений	80
Выводы.....	82
4.4. Волго-Уральская антеклиза	84
4.4.1. Геологическое строение.....	84
4.4.2. Современная сейсмическая активность.....	87
4.4.3. О новейших движениях на территории Волго-Уральской антеклизы	89
4.4.4. Компьютерное геодинамическое моделирование новейшей геодинамики	90
4.4.5. Схема зон возможных очагов землетрясений	93
Выводы.....	94
Заключение	95
Список литературы.....	97

Введение

В настоящее время большое внимание уделяется проблеме прогноза землетрясений в районе активных континентальных окраин и горно-складчатых зон. Однако, землетрясения происходят и на территории древних платформ, которые характеризуются большей стабильностью, нежели коллизионные зоны, зоны трансформных разломов и зоны субдукции. На платформенных территориях энергия землетрясений меньше. Произошедшие Калининградское землетрясение 2004 года, Шалкарское землетрясение 2008 года, Сыктывкарское землетрясение 1939 года, а также ряд землетрясений на территории Балтийского щита показали, что до сих пор остается проблема оценки прогноза и сейсмического потенциала в пределах Восточно-Европейской платформы (ВЕП).

Степень разработанности темы. Для этой территории уже достаточно длительное время проводятся работы по изучению сейсмичности. Например, на территорию Карелии и Мурманской области есть достаточно большой список работ А.А. Никонова, который работал на разных элементах Балтийского щита [Никонов, 2003]. На территории Белорусской синеклизы после землетрясения в 2004 году были проведен ряд неотектонических исследований [Сейсмотектоника..., 2009] и палеосейсмологических работ [Рогожин и др., 2010, Рогожин, 2012, Рогожин и др., 2014]. На территории Воронежской антеклизы установлением взаимосвязи между неотектоническими структурами и землетрясениями занимается И.Т.Ежова [Ежова и др., 2010]. Наиболее полное собрание данных о сейсмичности Восточно-Европейской платформы приведены в работе Н.В. Шарова [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007].

В настоящей работе современные методы, с помощью которых можно определить и уточнить новейшее напряженное состояние некоторых регионов (о них будет сказано чуть позже) для того, чтобы уточнить прогноз землетрясений для Восточно-Европейской платформы по месту, а так же по времени.

Цель исследования – сейсмотектонический анализ платформенных территорий на примере Фенноскандии, Балтийской синеклизы, Воронежской антеклизы и Волго-Уральской антеклизы.

Задачи:

1. Анализ региональной сейсмичности с целью построения графиков периода повторяемости землетрясений и оценки максимально возможных магнитуд ВЕП;
2. Выделение новейших разрывных нарушений (в том числе и сейсмогенерирующих) структурно-геоморфологическими методами (с использованием

топографических карт разного масштаба, космических снимков Landsat 7 и 8, цифровых моделей рельефа);

3. Построение на новейший этап геодинамических моделей Фенноскандии, Балтийской синеклизы, северного склона Воронежской антеклизы и Волго-Уральской антеклизы;

4. Сопоставление характера распределения сейсмичности со строением кристаллического фундамента исследуемых районов Восточно-Европейской платформы;

5. Выделение зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) с помощью компьютерного геодинамического моделирования и анализа временных вариаций гравитационного поля, полученных с помощью системы GRACE.

Объектом исследования в данной работе является Восточно-Европейская платформа, а **предметом исследования** – основные особенности сейсмотектоники опасных областей Восточно-Европейской платформы.

Фактический материал и методы исследования. В качестве исходных данных в работе использованы различные сейсмические каталоги, результаты дистанционного зондирования Земли (цифровые модели рельефа, космические снимки, данные спутников GRACE), информация о геологическом строении района.

Данные сейсмических каталогов проходили обработку традиционными сейсмотектоническими методами (по [Рогожин, 2012]), включающие анализ пространственного распределения эпицентров землетрясений по площади и построение графиков повторяемости землетрясений. Анализ современного рельефа проводился структурно-геоморфологическими методами, предложенными Н.П. Костенко [Костенко, 1999]. Дешифрированием выделены линейные неоднородности, которые могут маркировать как зоны трещиноватости, так и активные разрывные нарушения. Полученные результаты использованы при построении компьютерных геодинамических моделей. При построении моделей задавались разные типы деформационно-напряженного состояния с целью установления, которое из них наиболее полно описывает характер современной сейсмичности. По результатам этого сопоставления выделялись зоны возможных очагов землетрясений.

Актуальность исследования. В отечественной науке достаточно большое внимание уделено проблеме прогноза землетрясений на платформенных территориях. Так, в данной области работали и работают такие ученые, как: В.И. Уломов, Г.П. Горшков, Е.А. Рогожин, А.А. Никонов, А.С. Несмеянов, А.Н. Овсяченко, В.Г. Трифонов, А.Л. Стром, И.Т. Ежова, С.И. Шерман, и многие другие. Хочется отметить, что у российских исследователей есть работы, как регионального масштаба, так и более

детальные, что позволяет судить о востребованности данных исследований в нашей стране. Проблемой сейсмического прогноза на платформах также широко занимаются и зарубежные исследователи: E. Calais (США), James McCalpin (США), E. Bäckman (США), Martin Jakobsson (Швеция), Jukka-Pekka Palmu (Финляндия) и многие другие.

К сожалению, наблюдается отставание отечественной науки от зарубежной в количестве локальных сейсмостанций, способных регистрировать низкомagnitude события на платформенной территории. По этой причине сейсмические каталоги не всегда полны, а некоторые территории, на которых проявлена маломagnitude сейсмичность, остаются «слепыми» в это отношении.

Важно помнить о том, что проблему прогноза землетрясений нельзя решить до конца и с точностью до часа, но можно и нужно стремиться к доведению точности прогноза хотя бы до нескольких дней.

Достоверность полученных результатов и апробация. Достоверность обеспечена качеством исходных данных, комплексностью интерпретации использованных независимых методов, а также полевыми авторскими наблюдениями.

Апробация. По теме диссертации опубликовано **18** работ, в которых основополагающий вклад принадлежит соискателю: **4** статьи в рецензируемых научных изданиях, индексируемых в базах данных WoS, Scopus, RSCI и рекомендованных для защиты в диссертационном совете МГУ; **14** статей в журналах, материалов совещаний и тезисов докладов. Промежуточные результаты исследований представлены на конференциях, в том числе на «Международном тектоническом совещании», «Научной конференции молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН», конференциях «Ломоносовские чтения», рамках семинара “Seismic Source Zones (Workshop)”, проведенного университетом Хельсинки на базе проекта SEISRISK.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из введения, **4** глав, заключения, списка литературы. Объем диссертации составляет **116** страниц текста, работа включает **38** иллюстраций, **1** таблицу и библиографию из **227** наименований.

Личный вклад автора и научная новизна работы. Автор принимал участие в полевых геолого-геоморфологических исследованиях на территории центральной части Русской плиты (в рамках подготовки технического отчета работ по оценке сейсмической опасности для проектных основ Смоленской АЭС-2) и Карелии. Им составлен сводный сейсмический каталог на исследуемые области ВЕП, учитывающий информацию о сейсмичности с 1800 г. Построены оригинальные графики повторяемости землетрясений, структурно-геоморфологические схемы и схемы блоковой делимости, проведены работы по определению региональных полей напряжений сейсмоактивных районов ВЕП.

Предложены схемы зон ВОЗ и проведена работа по уточнению среднесрочного сейсмического прогноза на основании данных об временных вариациях гравитационного поля. Принимал активное участие в следующих НИР: «Развитие методов детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования» (ИФЗ РАН); «Новейшая геодинамика и ее влияние на фильтрационные свойства геологической среды»; «Новейшая геодинамика и обеспечение безопасности хозяйственной деятельности» (МГУ им. М.В. Ломоносова).

Защищаемые положения:

1. Территория Фенноскандии разделена на 6 геодинамически различных блоков, каждый из которых обладает своим полем напряжений. Для периферийных частей характерны сжимающие напряжения, для центральной – обстановка растяжения. Для данной территории предложена новая компьютерная сеймотектоническая модель, благодаря которой удалось уточнить график повторяемости, выделить 13 зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) и скорректировать среднесрочный сейсмический прогноз по данным о временных вариациях гравитационного поля, полученных с помощью системы GRACE.
2. Для территории Балтийской синеклизы предложена двухъярусная сеймотектоническая модель, описывающая сейсмичность в фундаменте и осадочном чехле. Сейсмичность, согласно этой модели, вызывается сдвиговыми деформациями в фундаменте, которые приводят к росту новейших поднятий в чехле. Различие механизмов, вызывающих сейсмичность, подтверждается различием в наклоне графиков повторяемости землетрясений в фундаменте и чехле. Выделено 3 зоны ВОЗ в фундаменте и 5 в чехле.
3. Различие сейсмичности территорий антеклиз Восточно-Европейской платформы (Воронежской и Волго-Уральской) связано с различием современного поля напряжения. Сейсмичность Воронежской антеклизы разделяется на северную и южные группы. Для обоих районов установлено сдвиговое поле напряжений в фундаменте. Ось сжатия ориентирована субгоризонтально в северо-западном направлении на области северного склона Воронежской антеклизы и субширотно на территории Волго-Уральской антеклизы. По результатам моделирования выделено 6 и 9 зон ВОЗ соответственно.

Теоретическая и практическая значимость исследования заключается в установлении связи между полями напряжений и сейсмичностью платформенных территорий ввиду активного использования последних в хозяйственных целях, в том числе для построения стратегически важных объектов, таких, как АЭС и военные базы.

Благодарности. Автор выражает благодарность следующим людям, чьё мнение и поддержка привели к написанию данной работы: к.г.-м.н. Владимиру Александровичу Зайцеву и д.г.-м.н. Евгению Александровичу Рогожину за неоценимую помощь в подготовке, напутствии и помощи в анализе полученных данных и без чьей помощи данная работа бы не была составлена; д.г.-м.н. Владимиру Сергеевичу Захарову за предоставление данных по сейсмическим каталогам и помощи в освоении методов математической статистики; к.г.-м.н. Алексею Олеговичу Агибалову и к.г.-м.н. Антону Владимировичу Полещуку за совместное решение научных задач; к.г.-м.н. Людмиле Викторовне Паниной за помощь в освоении структурно-геоморфологического метода Александру Николаевичу Овсяченко, чьи советы помогли более детально погрузиться в проблему анализа землетрясений; академику РАН Дмитрию Викторовичу Ушакову и д.ф.н. Сергею Александровичу Лебедеву, чьи работы помогли более объективно оценивать собственные исследования на творчества (создания нового) и оценивать полученные результаты с точки зрения критериев научного знания; чл.-корр. РАН Владимиру Владимировичу Жмуру, к.т.н. Елене Робертовне Рудцкой, коллективу шведской музыкальной группы InSammer, Сергею Анатольевичу Дмитриеву, Олегу Александровичу Изотову и многих-многих других.

Глава 1. Исходные данные

1.1. Данные сейсмических каталогов

При анализе сейсмичности Восточно-Европейской платформы в данной работе были использованы каталоги землетрясений (как мировые, так и региональные). Сводный каталог был собран из данных Американской геологической службы (USGS) [Сейсмологический..., 2019а], данных университета Хельсинки [Сейсмологический..., 2019в], оперативного сейсмологического каталога Геофизической Службы РАН (ОСК) [Сейсмологический..., 2019б], каталога Воронежской региональной сети [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007], расширенного сводного каталога землетрясений Южной Прибалтики [Сейсмотектоника..., 2009] и унифицированного каталога землетрясений Северной Евразии под редакцией Н.В. Кондорской и В.И. Уломова (рис. 1). Разумеется, не все перечисленные выше источники являются равнозначными как по их надежности, так и по количеству представленных в них сейсмических событий. Была произведена чистка сводного каталога с целью удаления дублирующихся сейсмических событий.

Кроме этого, исходными материалами для прогноза землетрясений по времени послужили данные о временных вариациях гравитационного поля, полученные с

помощью системы GRACE. Результаты структурно-геоморфологического анализа использовались для сейсмического прогноза по месту.

1.2. Геолого-геоморфологические данные

К этому типу данных относятся используемые цифровые модели рельефа, радарные снимки ASTER, с разрешением 1,5 arc-секунды, серии космических снимков Landsat 7 и 8, топографические карты, а также данные геологического строения изучаемых регионов. О последних будет более подробно рассказано в главах, посвященных каждому отдельному региону. Используемые космические изображения являются спектрзональными. Комбинирование разных спектров (например, видимых с инфракрасными) позволило выделить и лучше оконтурить морфоструктуры рельефа и «слабые» зоны.

Глава 2. Используемые методы

2.1. Сеймотектонические методы

В данной работе выделяют следующие методы, используемые в сеймотектонике [по Рогожину, 2012]:

1. Традиционные методы. Этот метод исследования сильных землетрясений основывается на изучении данных сейсмических каталогов вкупе с материалами об активности разрывных нарушений. Каталоги собираются на базе современной (инструментальной), исторической сейсмичности. Степень же активности разломов позволяют установить геолого-геоморфологические методы.

2. Палеосейсмологический метод. Он основывается на выявлении геоморфологическими методами следов древних землетрясений, вскрытие этих следов в расчистках, канавах, шурфах и т.д. с целью датирования этих сейсмических событий. Этот метод позволяет дополнить сейсмические каталоги древними сильными землетрясениями с большим периодом повторяемости, которые могли быть не зафиксированы в инструментальное или историческое время.

3. Формализованный метод. Данный тип исследования впервые предложил Рейснер [Рейснер, 1997]. Суть метода заключается в разделении земной коры на блоки, отличающиеся по типу коры на основании геолого-геофизических данных, а также присвоению этим блокам значений $M_{\max}$ на базе сейсмических каталогов. Далее происходит интерполяция данных о значении максимальных энергий на сходные типы коры.

2.2. Структурно-геоморфологический метод

Современная геология имеет в своем арсенале достаточно обширное количество и геолого-геоморфологических методов, которые позволяют оценить степень новейшей активности геологических структур. Согласно А.С. Несмеянову [Несмеянов, 2012] можно выделить следующие методы:

1) Морфоструктурный метод (выделение новейших структур, получивших прямое отражение в рельефе). «При типизации новейших структур принимается во внимание характер их соответствия древним структурам, выраженным в дислокациях толщ доновейших отложений, с разделением унаследованных, инверсионных и других типов структур» [Несмеянов, 2012]. Этот метод имеет ряд модификаций.

2) Аэрокосмический метод (основывается на данных дешифрирования космических и аэрофотоснимков).

3) Метод анализа мощностей, фаций и формаций новейших отложений; объемный метод (основывается на корреляции отложений и эффективен при работе в районах с активной аккумуляцией).

4) Метод анализа деформаций первично субгоризонтальных стратиграфических уровней, позволяющий охарактеризовать погребенную морфоструктуру и количественно оценить суммарные и поэтапные амплитуды вертикальных движений.

5) Морфометрический метод Философова, позволяющий в камеральных условиях обособлять тектонические структуры по косвенным признакам, а именно по характеру эрозионной сети.

6) Картографический метод, позволяющий на основе карт выделять линеаменты различной природы и давать их количественную и качественную характеристику.

7) Метод анализа деформаций геоморфологических уровней, позволяющий оценивать и анализировать деформации первично субгоризонтальных поверхностей, таких, как речные террасы и поверхности выравнивания.

8) Палеогеографический метод, при помощи ряда своих модификаций, помогает охарактеризовать тектонические движения.

В данной работе был использован структурно-геоморфологический метод, предложенный Н.П. Костенко [Костенко, 1999], результатом которого являются структурно-геоморфологические карты. Основными элементами этих карт являются новейшие структурные формы (пликативные), сформировавшиеся за конэрозионный этап развития, которые, как правило, разделены между собой и внутри себя «слабыми» зонами (дизъюнктивными структурами). Основным материалом при составлении структурно-геоморфологических карт, на данный момент, служат цифровые модели рельефа,

обработанные радарные изображения и космические снимки. Главными объектами исследований являются «слабые» зоны и пликативные структуры (поднятия и впадины). Под термином «слабые» зоны понимают ландшафтные особенности, связанные с повышенной трещиноватостью, дроблением пород и разрывными нарушениями. Такие зоны избирательно разрабатываются процессами денудации и особенно эрозией. Активность разработки «слабых» зон зависит от морфологии разрыва. Изучение «слабых» зон в плане позволяет выделить региональные направления, ограничивающие и пересекающие конэрозионные поднятия и впадины [Костенко, 1999].

Вторым важным параметром, дешифрируемым по картам, является средняя высота водораздельных пространств возвышенностей – поднятий, очертания которых были определены по рисунку «слабых» зон и строению речных долин. Кроме того, построение геоморфологических профилей с нанесенными на них «слабыми» зонами и сопоставление этих профилей с геологическим строением региона позволяют подтвердить частичную унаследованность морфологии рельефа от геологического строения. В частности, это касается дизъюнктивных нарушений.

Главные задачи, решаемые при структурно-геоморфологическом анализе территории: 1) определение типов конэрозионных деформаций по особенностям их новейшего развития в рельефе, 2) количественная оценка суммарных движений, которые испытали исследуемые структурные формы с начала их становления в рельефе до настоящего времени. Этот метод был выбран для использования в данной работе по ряду причин: 1) «интерпретация рельефа по фототону космоснимков исключает индивидуальную трактовку» [Костенко, 1999], т.е. более объективна; 2) структурно-геоморфологические карты позволяют оконтурить поднятия и впадины; 3) сопоставление таких карт в разных масштабах позволяет детализировать и уточнить положение структурных форм рельефа в пределах изучаемой территории.

Подводя итог об обоснованности выбора именно метода Н.П. Костенко можно сказать следующее – данный метод позволяет выделять: а) новейшие поднятия и впадины, б) малоамплитудные (со смещением до первых метров) новейшие разрывные нарушения, в) активизированные на новейшем этапе древние (докембрийские) структуры и давать количественную оценку неотектонических движений.

2.3. Компьютерное геодинамическое моделирование

Одним из перспективных направлений является моделирование. Существенный вклад в развитие данного метода внесли М.В. Гзовский, М.А. Гончаров, О.И. Гуценко, Ю.Л. Ребецкий и многие другие. Одна из его разновидностей, компьютерное

моделирование, позволяет проводить геодинамические построения с большей скоростью, чем аналоговое моделирование, что позволяет существенно увеличивает объем обрабатываемого материала, моделей и их интерпретации.

В данной работе компьютерное геодинамическое моделирование производится на базе специального программного обеспечения. Суть моделирования заключается в следующем: создается новейшая трехмерная модель исследуемой области. На эту область наносятся сетка новейших неоднородностей. Далее этой модели задается внешнее (региональное) новейшее поле напряжений, а также физико-механические параметры среды.

Методика расчета базируется на том, что модель состоит из упругого однородного материала [Daly, Muller, 2004], для которого заданы коэффициенты Пуассона и внутреннего трения. Под действием регионального поля напряжений, величина которого является достаточной, для возникновения новых трещин или малых разрывных нарушений, происходит перераспределение локального поля напряжения. Физической основой для определения областей нового разломообразования служит закон Кулона-Мора, который описывает зависимость касательных напряжений (τ) от величины приложенных нормальных (σ):

$$\tau = \sigma \tan \varphi + C$$

где φ – угол внутреннего трения, C – сцепление ($C=2T$, где T – предел прочности породы). Так, близость предела на разрыв в кулоновой среде (которой являются горные породы) определяется кулоновским напряжением τ_c , являющееся разностью между касательными напряжениями и напряжением «сухого» трения, вызванным суммарным воздействием нормального напряжения к трещине и флюидного давления ($p(fl)$) внутри самой трещины (эффективного нормального напряжения (σ^*)): $\tau_c = \tau_n + k\sigma^*$, $k = k_s, k_f$, где $\sigma^* = \sigma + p(fl) \leq 0, p(fl) \geq 0, \tau_n \geq 0$, k_f и k_s – коэффициенты внутреннего трения эффективно сплошной породы [Терцаги, 1961] и статического поверхностного трения трещины, используемые при оценке кулоновских напряжений, в результате воздействия которых происходит образование новых трещин или реактивизация уже имеющих. Тогда, положительным значениям эффективного нормального напряжения отвечает растяжение, а положительные давления порового флюида соответствуют сжатию. Разрушение горных пород посредством образования новых трещин возможны: 1) из-за повышения уровня максимальных касательных напряжений (начальная фаза дилатансионно-диффузионной модели, 2) понижения эффективного всестороннего давления, 3) снижение прочности пород на завершающей стадии модели лавинного неустойчивого трещинообразования [Ребецкий, 2008].

В рамках данного исследования методика компьютерного моделирования имеет свои особенности: 1) одна из нормальных осей действует вертикально, промежуточное напряжение (σ_2) равно среднему и перемещения по заданным разрывам происходит до полной релаксации напряжений; 2) задаваемое напряжение является региональным; 3) изменение поля напряжений приводит к изменению локальных напряжений в соседних точках; 4) используются величины деформаций. Тензор напряжений полностью определен ($\tau = \sigma_m \sin \varphi + C \cos \varphi$) ввиду того, что значения σ_m и τ известны, а также то, что известны значения сцепления и угла внутреннего трения. Тензор напряжений, связанный с кругом Мора, фиксируется до целого значения. Смещение σ_m вдоль оси абсцисс же приводит к изменению масштаба тензора напряжений.

Как уже говорилось ранее, программное обеспечение при расчете использует величины деформаций, что позволяет ему произвольно выбирать значение нормальных напряжений σ . Разломы разделяются на сегменты, для каждого из которых программа рассчитывает относительные амплитуды перемещений. Последние же определяются с помощью коэффициента Пуассона и модуля Юнга посредством системы дифференциальных уравнений [Руководство..., 2012; Агibalов и др., 2017; Агibalов, 2019].

Стоит отметить, что результатом моделирования является качественная оценка вероятности возможного разломообразования, которая может быть скоррелирована с плотностями эпицентров землетрясений. Этот синтезирующий параметр может быть использован в дальнейшем для первичного выделения зон ВОЗ, которое производится путем оконтуривания землетрясений в областях формирования новых трещин. Оценка $M_{\max}$ проводилась, согласно [Об утверждении..., 2018] прибавлением 0,5 к максимальной зарегистрированной магнитуде в данной зоне ВОЗ.

2.4. Сравнение выделившейся сейсмической энергии и временных вариаций гравитационного поля

Для всех вышеописанных регионов был проведен анализ по выявлению взаимосвязи между выделившейся сейсмической энергией и временными вариациями гравитационного поля, полученного с помощью системы GRACE. Подобные исследования ранее проводились для территорий активных континентальных окраин [Михайлов и др., 2014] и платформенных территорий [Огадажанов и др., 2005]. Gravity Recovery And Climate Experiment — спутниковая миссия, направленная на изучение гравитационного поля Земли и его временных вариаций. Система картографирует гравитационное поле, измеряя положение двух идентичных спутников, находящихся на полярной орбите на высоте 500 км. Ввиду большого расстояния между спутниками, они

реагируют по-разному на аномалии в силе тяжести: когда первый приближается, например, к области с меньшим значением силы тяжести, то он будет находится выше, что улавливает второй спутник. Миссия была запущена в 17 марта 2002 года. Они пролетают над каждым участком Земли приблизительно раз в месяц, что позволяет прослеживать естественные перемещения масс. В системе используются высокоточные приборы (GPS, микроволновые дальномеры), которые позволяют получать ежемесячные модели аномалии гравитационного поля в сетке $1^\circ \times 1^\circ$ с точностью до сотых долей мкГал [Tapley et al., 2004; Лыгин и др., 2019]. Исходные данные представляются в виде ежемесячных отклонений (в мм) гравитационного потенциала от усредненной за период работы системы модели. Сами отклонения гравитационного потенциала выложены в открытом доступе в виде разложения по полиномам Лежандра на 180 полных гармоник. С 2018 года функционирует система GRACE-FO, производящие измерения с более высокой точностью.

В рамках нашего исследования, наиболее представительные результаты были получены для территории Фенноскандии.

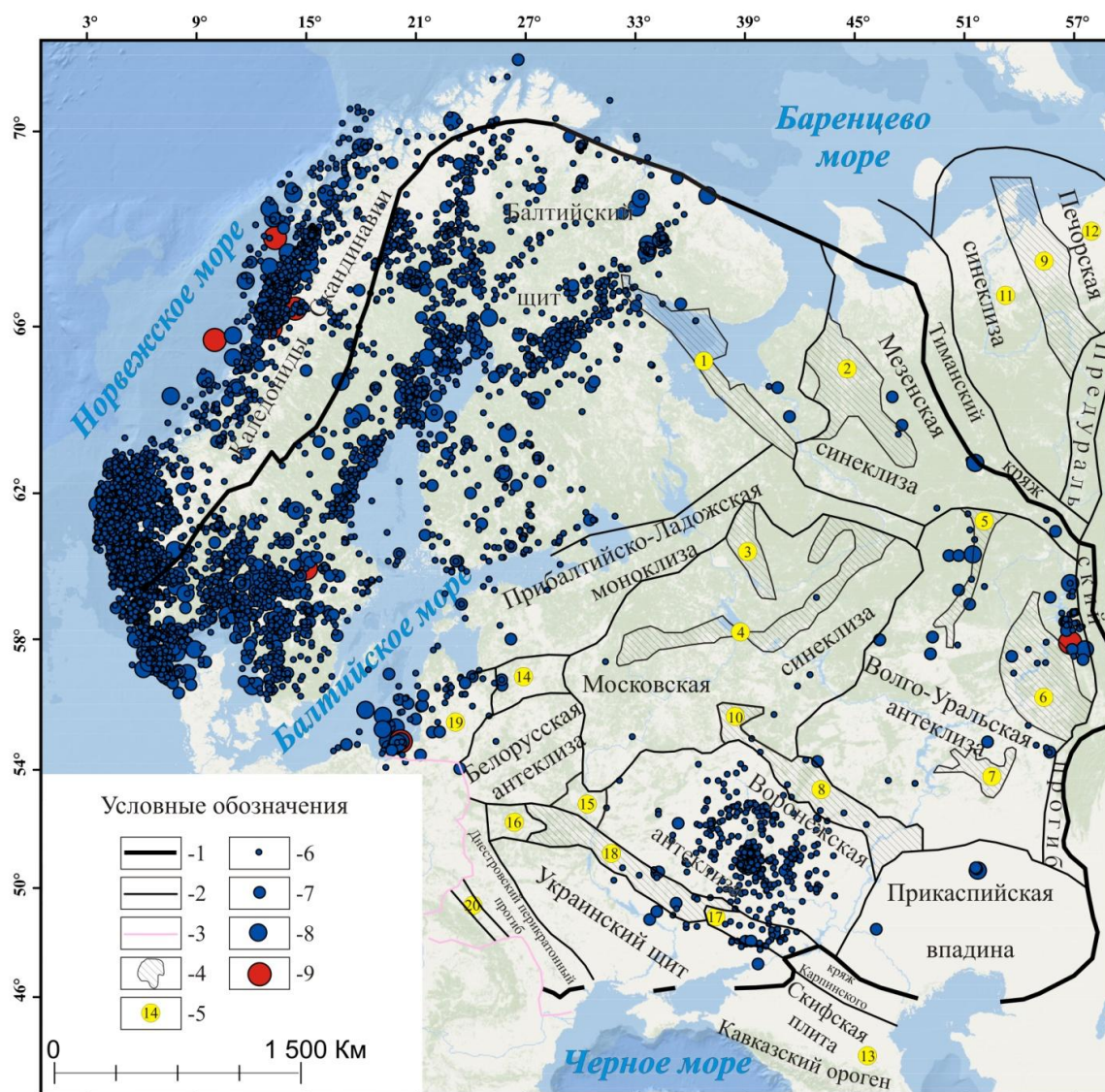


Рис. 1 Сейсмичность Восточно-Европейской платформы (по [Сейсмологический каталог..., 2020а-в; Землетрясения и микросейсмичность..., 2007; Сейсмотектоника..., 2009]) на схеме тектонического районирования (по [Карта тектонического..., 2000; Юдахин, 2003; Карта тектонического..., 2005] с изменениями). 1 – граница Восточно-Европейской платформы; 2 – границы основных структур, основных структур; 3 – западная граница СССР; 4 – авлакогены; 5 – названия структур, не подписанных на схеме: авлакогены: (1 – Беломорский, 2 – Лешуконский, 3 – Вожже-Лачский, 4 – Среднерусский, 5 – Кажимский, 6 – Калтасинский, 7 – Серноводско-Абдулинский, 8 – Пачелмский, 9 – Печоро-Колвинский, 10 – Московский грабен, 18 – Припятско-Донской), 11 – Ижма-Печорская впадина, 12 – Хорейверская впадина, 13 – Предкавказский краевой прогиб, 14-16 – седловины (14 – Латвийская, 15 – Жлобинская, 16 – Полесская), 17 – Донбасс, 19 – Балтийская синеклиза, 20 – Предкарпатский прогиб; 6-9 – эпицентры землетрясений с магнитудой: 6 – ≤ 3 ; 7 – $3 < M \leq 4$; 8 – $4 < M \leq 5$; 9 – $M > 5$.

Глава 3. Сейсмическая активность Восточно-Европейской платформы

Одним из отправных моментов при анализе сейсмичности Восточно-Европейской платформы могут служить карты общего сейсмического районирования (ОСР-2015) Российской Федерации, входящих в состав СП 14.13330.2018 «СНиП II-7-81* Строительство в сейсмических районах», утвержденного приказом Министра России 24 мая 2018 года. На этих картах отражена степень сейсмической опасности в баллах шкалы MSK-64 и вероятности возможного превышения расчетной сейсмической интенсивности в каждом из пунктов в течение 50 лет (10%, 5% и 1% для категорий карт ОСР-2015А, ОСР-2015В и ОСР-2016С соответственно). Этими же оценками показана 90%-ая вероятность непревышения указанных значений сейсмической интенсивности в течение таких временных интервалов как 50, 100 и 500 лет. Приведенные на этих картах оценки отражают повторяемость таких сотрясений в среднем один раз в 500 (карты А), 1000 (карты В) и 5000 (карты С) лет. Карты ОСР-2015 построены по сетке 25×25 км².

Анализируя карту ОСР-2015С (рис. 2) в пределах российской части Восточно-Европейской платформы можно выделить следующие наиболее сейсмоопасные (с сейсмической интенсивностью 6-7 баллов и более) области: Балтийский щит, Балтийская синеклиза, Воронежская антеклиза, Волго-Уральская антеклиза, Прикаспийская впадина, Мезенская синеклиза и Украинский щит.

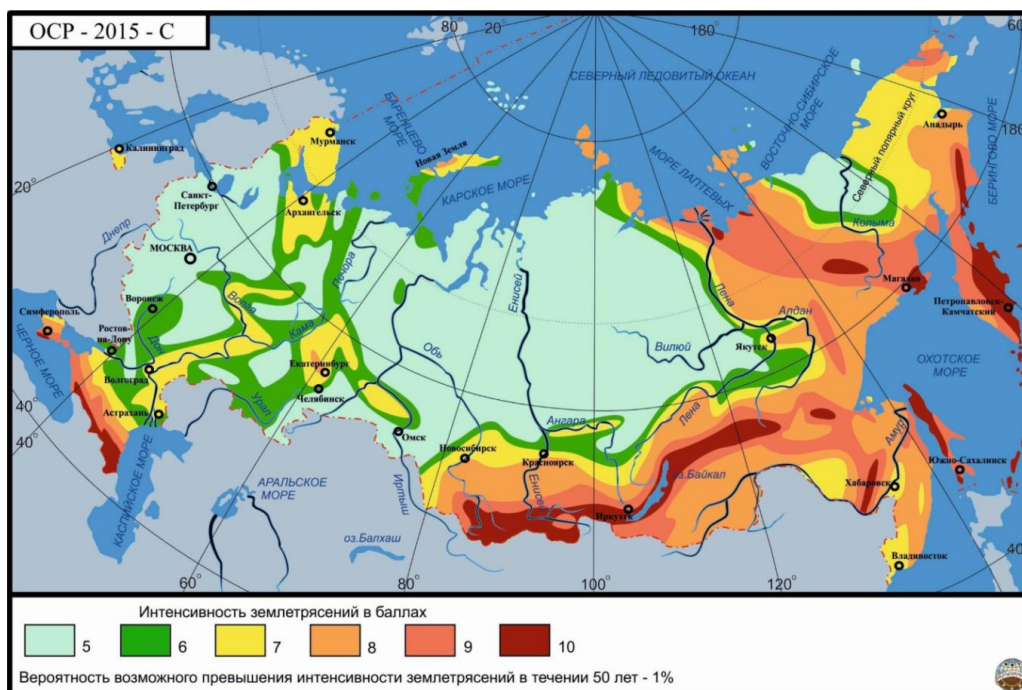


Рис. 2 Карта общего сейсмического районирования России (ОСР-2015С) [СП 14.13330.2018..., 2018].

Мезенская синеклиза расположена на северо-восточном окончании Восточно-Европейской платформы и характеризуется редкими, но достаточно сильными (с $M \approx 4$ и

энергетическим классом $K=8$ [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007]) сейсмическими событиями. Первые работы, посвященные сейсмичности этого региона, берут свое начало со времен Российской империи [Мушкетов, Орлов, 1893], обобщались А.А. Никоновым [2000], Н.В. Шаровым [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007] и продолжают сейчас [Конечная, 2013; Антоновская и др., 2019]. Свидетельства о палеоземлетрясениях на данной территории отсутствуют, а среди исторических Н.В. Шаровым [2007] выделено несколько достоверных сейсмических событий. Примером такого события может послужить землетрясение, случившееся на северном борту Среднерусского авлакогена 31.08.1829, имевшее по макросейсмическим данным сотрясаемость в эпицентральной зоне порядка 6 баллов и $M=4,5\pm 0,7$ [Ананьин, 1987]. Введение в эксплуатацию новых сейсмических станций в 1995 и 2005 годах на территории республики Коми и Архангельской области позволили зарегистрировать ряд новых землетрясений разных магнитуд и определить их тектоническую позицию. Так, землетрясения, расположенные в восточной части Мезинской синеклизы (республика Коми), тяготеют к Вычегорскому прогибу [Удуратин, 2002], оцененной как зоной 6-и балльных землетрясений. К таковым можно отнести землетрясение 17.09.2004, имевшего, по мнению Н.В. Шаров [2007], $M=3,8$. Архангельская сейсмическая сеть позволила зарегистрировать два сейсмических события (22.10.2005 и 28.03.2013 [Конечная, 2013; Антоновская и др., 2019]) с $M_1 = 2,9$ и $3,4$ соответственно. Эпицентры этих землетрясений также приурочены к разлому северо-восточного простирания, ограничивающую Мезинскую синеклизу на юге. Эту область относят к зоне 6 балльных землетрясений [Удуратин, 2002]. Решение очага землетрясения 2013 года согласуется с результатами реконструкции напряженно-деформационного состояния, выполненного для этой территории Л.А. Сим [Сим и др., 2011; Сим, Гордеев, 2019]. Новые сейсмостанции помогают расширить каталоги землетрясений, однако имеющееся на сегодняшний момент количество сейсмических событий пока не позволяет использовать метод компьютерного геодинамического моделирования для данной территории.

Инструментальные сейсмические наблюдения на территории Прикаспийской впадины начали вести с 60-х годов прошлого века [Померанцева, Мозженко, 1977], позволившие зарегистрировать 40 событий, которые четко интерпретировались как землетрясения. Нефтедобывающие компании имеют свои сети по сейсмическому мониторингу. Существенный вклад в сейсмический мониторинг данной территории внесло создание в 1995 г. Саратовского геодинамического полигона, позволившего регистрировать удаленные и, что особенно важно, местные землетрясения. С 2005 года введена в эксплуатацию станция «Саратов» ГС РАН [Землетрясения и

микросейсмичность..., 2007]. Проведенный В.А. Огаджановым [2002, 2006] анализ взаимосвязи местной сейсмичности с сейсмичностью прилегающих активных поясов, таких как Каспийско-Средиземноморский, позволил установить, что сейсмичность Прикаспийской впадины подчинена сейсмическому режиму смежных, более активных в тектоническом плане областей. Наибольший период сейсмической активности относится к зимним сезонам. Примером подобных событий можно считать Балханское землетрясение 6.12.2006 года, которое ощущалось в районе Астрахани как 4-5 балльное [Огаджанов и др., 2002]. Известно сравнительно немного землетрясений, случившихся непосредственно в самой Прикаспийской впадине. Так, согласно данным Н.Н. Михайловой [Михайлова, Великанов, 2008], а также последним данным ГС РАН [Сейсмологический каталог..., 2019б] известно о 8 землетрясениях, случившихся с 1974 по 2019 гг. на данной территории. Почти у всех этих событий $m_b > 4$. Наиболее сильным из них считается Шалкарское землетрясение 26.04.2008, имевшее $M_w = 4,8 \pm 0,3$. Землетрясение произошло в северной части Прикаспийской впадины с глубиной очага на 17 км. Решение механизма очага землетрясения показало, что тип подвижек в очаговой зоне – сдвиг-сброс, а смещение произошло по плоскости северо-восточного простирания. Авторы статьи указывают на наличие в непосредственной близости от очага землетрясения тектонического разрывного нарушения, установленного в результате дешифрирования космических снимков. Авторы предполагают две природы данного сейсмического события: 1) активный соляной диапиризм, происходящий в данном регионе или 2) процесс карстообразования.

Низкомагнитудная сейсмичность характерна и для территории Украинского щита. В сводном каталоге [Маловичко и др., 2007] данные, относящиеся к данной территории весьма малочисленны (с 1996 по 2007 гг. было зарегистрировано 23 сейсмических события с $2 < M < 4$). Опираясь на литературные источники [Пронишин и др., 2004; Кендзера, 2007; Кутас и др., 2007; Кендзера и др., 2008; Андрущенко и др., 2010] можно сделать вывод, что для данной территории характерны землетрясения, с максимальной зарегистрированной магнитудой 3,9 (19.12.2000). Это землетрясение, как и большинство в данном регионе, тяготеет к разломам. В частности, это событие связано с Криворожско-Кременчужской зоной Украинского щита. С этим же разломом связаны землетрясения 24.05.1996, 21.05.2001 и 12.02.2002, имевшие магнитуды 3,3, 3,7 и 3,7 соответственно. Повышенная сейсмичность характерна и для краевых сегментов Украинского щита. Так, на границе щита с Днестровским прогибом 22.10.2006 и 18.11.2007 произошло два землетрясения с $M = 2,4$ и $2,7$ соответственно, которые сопровождали 8 сейсмических события с магнитудами от 1,4 до 2 [Андрущенко и др., 2010]. Припятско-Днепровско-

Донецкий прогиб, являющийся восточной границей Украинского щита, также представляет интерес в плане современной сейсмичности, ввиду того, что в районе сочленения данного прогиба с Украинским щитом расположена Чернобыльская АЭС. Для этого района известно о семи (1858-1985 гг.) [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007] сейсмических событиях, с зарегистрированной максимальной магнитудой $3,5 \pm 0,5$. В целом, характеризуя сейсмичность Украинского щита и его окраин можно сделать вывод о том, что для этой территории $M_{\max} = 4,5$, а на участке, смежном с Припятско-Днепровско-Донецким прогибом она может увеличиваться до $M=7,1$ [Кендзера и др, 2008].

Обобщая описание сейсмичности Мезинской синеклизы, Прикаспийской впадины и Украинского щита можно сделать вывод о том, что они являются сейсмически активными. Однако отсутствие единого каталога для каждого региона, в который были бы включены все зарегистрированные землетрясения, даже самых низких магнитуд, не позволяет, на данный момент, приметить методику компьютерного геодинамического моделирования к этим районам, в отличие от Фенноскандии, Балтийской синеклизы, Волго-Уральской антеклизы и северного склона Воронежской антеклизы, о которых пойдет речь далее.

Глава 4. Сейсмически опасные области Восточно-Европейской платформы

4.1. Фенноскандия¹

Мы будем рассматривать сейсмичность данной территории совместно, не зависимо от различия в ее тектоническом строении, т.к. на современном этапе вся территория Фенноскандии испытывает гляциоизостатическое поднятие. Под Фенноскандией мы будем понимать территорию Балтийского щита вместе с каледонидами Скандинавии, но рассматривать его геологическое строение будем в привычном виде: отдельно строение Балтийского щита и отдельно каледонид. На юге эта структура граничит с

¹ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

- 1) Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С. Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. Т. 8. №4. 2017. С. 791-807 (0,63 авторского листа, 0,93 п.л., личный вклад – 25%, импакт-фактор в РИНЦ 0,871)
- 2) Сенцов А.А., Агибалов А.О. Выделение зон возможных очагов землетрясений Фенноскандии по данным анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. №1. 2021. С. (0,61 авторского листа, 0,4 п.л., личный вклад – 50%, импакт-фактор в РИНЦ 0,763)
- 3) Сенцов А.А. Использование данных о временных вариациях гравитационного поля для уточнения прогноза маломagnitude землетрясений по времени на примере Балтийского щита и Воронежской антеклизы // Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей". Москва, 24 – 26 мая 2016 г. Москва. 2016. С. 212-216 (0,12 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%)
- 4) Сенцов А.А. Предварительные результаты анализа сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2021. №.1 С. 93-97 (0,16 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%)
- 5) Сенцов А.А. Современная геодинамика и зоны возможных очагов землетрясений территории Фенноскандинавского щита, установленные с помощью компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI тектонического совещания. Москва. 2019. Т.2. С. 228-233 (0,24 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 100%)
- 6) Сенцов А.А., Агибалов А.О. Сейсмичность Фенноскандинавского щита и её связь с геоморфологическим строением региона // Материалы всероссийской научной конференции «Восточно-Европейская платформа: геология, неотектоника, геоморфология». Москва. 2018. С. 102-103 (0,1 авторского листа, 0,05 п.л., личный вклад – 50%)
- 7) Сенцов А.А., Агибалов А.О., Зайцев В.А. Особенности сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Материалы всероссийской научной конференции «Современные проблемы динамической геологии». Москва. 2021б. С. 114-119 (0,1 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 8) Сенцов А.А., Агибалов А.О., Рогожин Е.А. Анализ сейсмичности прибрежных районов Фенноскандии и Баренцевоморского региона // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник науч. материалов Всерос. конф. с междунар. участием, посвящен. 90-летию со дня рождения акад. Николая Павловича Лавёрова. Архангельск. 2021а. С. 825-828 (0,23 авторского листа, 0,2 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 9) Сенцов А.А., Зайцев В.А., Агибалов А.О. О возможности применения данных системы GRACE для прогноза маломagnitude платформенных землетрясений // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2020. № 2. С. 138-145 (0,1 авторского листа, 0,43 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 10) Сенцов А.А., Зайцев В.А., Полещук А.В., Бардышев Г.П. Новейшая геодинамика сейсмоактивных областей Восточно-Европейской платформы (на примере Балтийской синеклизы, Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы) // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). Москва. 2019. С. 129-146 (0,81 авторского листа, 0,97 п.л., личный вклад – 25%)

платформенным чехлом. Щит сохранял приподнятое над уровнем моря положение в течение большей части истории платформы [Никишин, 2014]; лишь в раннем палеозое щит частично перекрывался морем. На современном этапе он испытывает поднятие, о чем свидетельствуют данные GPS-станций (см. раздел 4.1.2).

4.1.1. Геологическое строение

В строении Балтийского щита выделяются три мегаблока [Милановский, 1987], которые отличаются по возрасту консолидации. Наиболее древним из них является восточный мегаблок, охватывающий Кольский п-ов и Карелию, которые имеют архейский и частично раннепротерозойский возраст. Кольско-Карельский мегаблок отделен от центрального раннепротерозойского (Свекофеннского) блока линией разломов, пересекающих северно-восточную вершину Ботнического залива и протягивающейся к Ладожскому озеру. Свекофеннский блок расположен по обе стороны Ботнического залива и на южном своем конце граничит с Свеконорвежским среднепротерозойским блоком. Последний расположен на юго-западе Скандинавского полуострова.

Далее перейдем к более детальному описанию сегментов Балтийского щита, данного Е.Е. Милановским и дополненных современными данными.

Кольско-Карельский мегаблок

В пределах Кольско-Карельского мегаблока широко распространены архейские метаморфические породы, среди которых присутствуют отдельные фрагменты более слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, а также интрузивные тела раннепротерозойского возраста. Основной этап метаморфизма этой области приходился на архейское время, в то время как в раннем протерозое преобладал орогенный режим с осложнениями в виде рифтоподобных впадин. Мегаблок разделяется на следующие области (с северо-востока на юго-запад): 1) Мурманская позднеархейский гранит-мигматитовая область; 2) Кольская позднеархейская гранулит-гнейсовый область; 3) область Норрботтен раннепротерозойский осадочно-вулканогенный пояс; 4) Беломорская позднеархейский-раннепротерозойский гранулит-гнейсовый область; 5) Карельская архейская гранит-зеленокаменная область. Все они, кроме последней, вытянуты в северо-западном - юго-восточном направлении. Рассмотрим их с северо-востока на юго-запад (рис. 3, 4):

1) *Мурманская область* расположена вдоль северо-восточного побережья Кольского п-ова полосой, шириной около 60-70 км. Ее юго-западная часть надвинута на расположенные южнее структуры Кольской области по Кейвскому надвигу, в результате чего она может рассматриваться как аллохтонная пластина. На северо-востоке породы

данной область погружаются под позднедокембрийский осадочный чехол, который, в свою очередь, надвинут на складчатые образования тиманид [Милановский, 1987].

Большая часть Мурманской области сложена плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами, гранодиоритами с реликтами кристаллических сланцев, амфиболитов, плагиогнейсов и мигматитов возрастом 2,8-2,7, а на юго-востоке - 2,6-2,4 млрд. лет, которые выступают на поверхность в виде куполовидных структур. Местами сохранились реликты ортометаморфических пород, являющихся субстратом протоконтинентальной коры данной области. В раннепротерозойское время данная область испытала термальное воздействие, а также воздействие от свекофеннской складчатости.

2) Древнейшими отложениями *Кольской* области являются архейские плагиограниты и гнейсы, местами выходящие на поверхность в восточной части структуры. Кольская серия, выходящая в западной части области, представлена гранат-биотитовые, биотитовы гнейсы с присутствием кварцитов и метаконгломератов, и метавулканитов, сформировавшиеся по основным и кислым образованиям. Этой серией сложен Кольско-Норвежский террейн. Общая мощность серии составляет порядка 4-6 км. Породы кольской серии смяты в изоклинальные складки, вытянутые в северо-западном направлении. Складки образовались в результате интенсивных деформаций 2,5-2,4 млрд. лет [Ernst, Bleeker, 2007] и рассечены продольными и диагональными крутопадающими разрывами.

На востоке Кольская область сложена, преимущественно, гранитоидами Кейвского террейна позднеархейского-раннепротерозойского возраста. Основание террейна (тундровая серия) сложено полевошпатовыми амфиболитами и амфибол-биотитовыми гнейсами и лептитами, сохранивших следы первичных структур и текстур эффузивных пород и туфов от среднего до кислого состава. В меньшей степени в разрезе преобладают слоистые туфогенно-осадочные породы, претерпевшие сланцевую фацию метаморфизма. Верхняя часть разреза представлена тонкозернистыми биотитовыми, двуслюдяными и биотит-гранатовыми гнейсами, образованным по кислым интрузиям (лебяжинская серия). Мощность серии составляет до 3 км.

В строении области достаточно большое место занимают архейские супрокустальные зеленокаменные пояса, возрастом 2,9-2,82, 2,75-2,68 млрд. лет. Более древние пояса расположены вдоль северо-восточной границы Кольской области, моноклиальной погружаясь под породы Мурманской области (Колмозеро-Воронье зеленокаменный пояс), а более молодые – на западной границе. Породы Кольской области

местами прорваны гранитоидами возрастом 1,85-1,75 млрд. лет [Милановский, 1987; Слабунов и др., 2011].

В пределах этой области распространены раннепротерозойские (кейвская и песчово-тундровая серии) осадочно-вулканогенные отложения, метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фации, а также супрокрустальные интрузивные образования различного состава, образуя протоплатформенные отложения. Последние тяготеют к краевым зонам данной области. Основание кейвской серии представлено первично сложенными песчано-глинистыми толщами, сменяющимися вверх по разрезу слюдяными сланцами и реликтами гнейсов, а также каолиновые сланцы. Мощность серии 0,5-0,8 км. Поверх, с несогласием, залегают породы песчово-тундровой серии, представленная двуслюдяными гнейсами, мусковит-кварцитовыми сланцами, кварцитами. Мощность серии около 0,4 км [Милановский, 1987].

3) *Беломорская область* одноименной серией («беломориды») архейских пород (2,9-2,7 млрд. лет), представленной гранитогнейсами, амфиболитами, биотитовых, двуслюдяных и глиноземистыми гнейсами, и сланцами, прорванными интрузиями основного и кислого состава архейского и раннепротерозойского возраста. Породы серии характеризуются отсутствием железистых пород, но большим (по сравнению с кольской серией) преобладанием первично эффузивных пород основного состава. Накопление первичных осадочных и вулканогенных пород происходило в архейское время. Так, архейские зеленокаменные пояса возрастом 2,9-2,82 млрд. лет развиты в центральной части Беломорской области, а более молодые (2,8-2,75 и 2,75-2,68 млрд. лет) в северной и южной части соответственно [Bibikova et al., 1994, 2001, 2004; Слабунов и др., 2011]. Мощность серии достигает 10 км. Породы этой серии подвергались неоднократным тектоническим переработкам. Так, наиболее ранние два этапа характеризовались высоким тепловым режимом, приведшего к пластичности пород, приходится на архейское время. Первый этап выражен в изоклинальной складчатости, преимущественно северо-западного простирания, и гранулитовой стадии метаморфизма произошел 2,85 млрд. лет назад. Во время второго этапа деформаций, произошедшего 2,7-2,5 млрд. лет назад произошло формирование субширотных складок, внедрение гранитных, плагиогранитных интрузий и метаморфизм амфиболитовой фации высоких давлений. Во время раннего протерозоя также произошло два этапа деформаций (2,2 и 1,9-1,8 млрд. лет), в результате которых образовались наложенные складки, зоны рассланцевания, внедрение плагиомикроклиновых гранитов, а также основная часть мусковитовых пегматитов с последующим метаморфизмом амфиболитовой, зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [Милановский, 1987].

Исходя из вышесказанного, можно сказать, что Беломорская область является гранулитогнейсовым коллизионным поясом, формирование которого началось со стадии рифтогенеза и завершилось коллизией Кольского и Карельского эпиплатформальных блоков в конце раннего протерозоя [Короновский, 2011].

4) На территории *Карельской области* породы архейского возраста представлены 1) комплексом основания, 2) лопийским комплексом метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, прорванного интрузиями различного состава, 3) раннепротерозойский протоплатформенный комплекс. Наиболее древние породы представлены гранитоидами Водлозерского террейна, расположенного в юго-восточной части массива, возрастом 3,5-2,7 млрд. лет [Слабунов и др., 2011]. Комплекс основания развит в пределах всей области. Характеризуется высокой степенью гранитизации и превращен, в значительной степени, в массивы гранитоидов позднеархейского времени. Реликты комплекса представлены амфиолитовыми и пироксеновыми гнейсами между телами гранитоидов. Метаморфизм в пределах территории проявлен слабее, чем на предыдущих областях Кольско-Карельского мегаблока [Милановский, 1987].

Породы лопийского комплекса выражены в виде узких синклинальных зон субмеридианального простирания, разделенных выходами тектонизированного основания и крутопадающими разрывами. Начало разреза составляют метаосадочные терригенные породы, далее следуют претерпевшие изменение эффузивные породы основного состава, сменяющиеся вверх по разрезу кислыми метатифитами и метавулканитами. В средней части разреза также встречаются графитистые, кварц-слюдяные сланцы и кварциты. Верх комплекса сложен толщами метавулканитами спилит-диабазового состава. Мощность комплекса составляет порядка 3-5 км. Породы этого комплекса формируют зеленокаменные пояса, образовавшиеся 3,55-3,1; 3,0-2,85 и 2,8-2,65 млрд. лет, простирающиеся в северо-северо-западном направлении [Вревский, 2011]. В целом, эти зеленокаменные пояса схожи с аналогичными, распространенными на других докембрийских щитах, представленными метаморфизованными вулканитами, преимущественно основного состава и осадочными породами. Вероятно, формирование этой области завершилось 2,9-2,7 млрд. лет назад, о чем свидетельствуют гранитоиды этого возраста, расположенные в ее центральной части.

Раннепротерозойские породы представлены тремя, разделенных перерывами, частями карелия: нижний, средний и верхний. Породы нижнего (сумийско-сариольского) комплекса несогласно залегают на архейских метаморфизованных породах и наиболее распространен в северо-восточной части области. Его основание составляет кора выветривания. Сам комплекс сложен осадочно-вулканогенными толщами,

метоморфизованными до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Вверх по разрезу увеличивается кислотность первичных вулканитов. Кровля комплекса представлена метаморфизованными пирокластическими породами основного и андезитового состава, реже – конгломератами, гнейсами и амфиболитами. Общая мощность комплекса – 4-6 км. Формирование комплекса завершилось в селецкую эпоху в виде деформаций умеренной интенсивности 2,5-2,3 млрд. лет.

Средний комплекс (2,2-1,9 млрд. лет), метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами (глинистыми сланцами, мраморированными карбонатными породами, метатифами, шунгитами и метавулканитами основного состава), имеет мощность до 2 км и залегает на породах нижнего комплекса или архейских породах.

Верхний (вепский) комплекс, мощностью до 1 км, представлен красноцветным кварцитами, сохранившими реликты первичной слоистости, а также метабазальтами и интрузиями габброидов. Породы несогласно залегают как на нижнем и среднем комплексах, так и на архейских образованиях. Возраст комплекса оценивается в 1,9-1,7 млрд. лет. Порфирировидные граниты-раппакиви, возрастом 1,65-1,54 млн. лет, являются самыми молодыми раннепротерозойскими породами в пределах области и располагаются в южной ее части [Милановский, 1987; Слабунов и др., 2011].



Рис. 3 Схема главных тектонических элементов Балтийского щита (по [Балаганский, 2002; Павленкова, Ушаков, 2002; Слабунов и др., 2011] с изменениями). 1 – границы мегаблоков, 2 – границы областей в пределах Кольско-Карельского мегаблока. Пояснения в тексте.

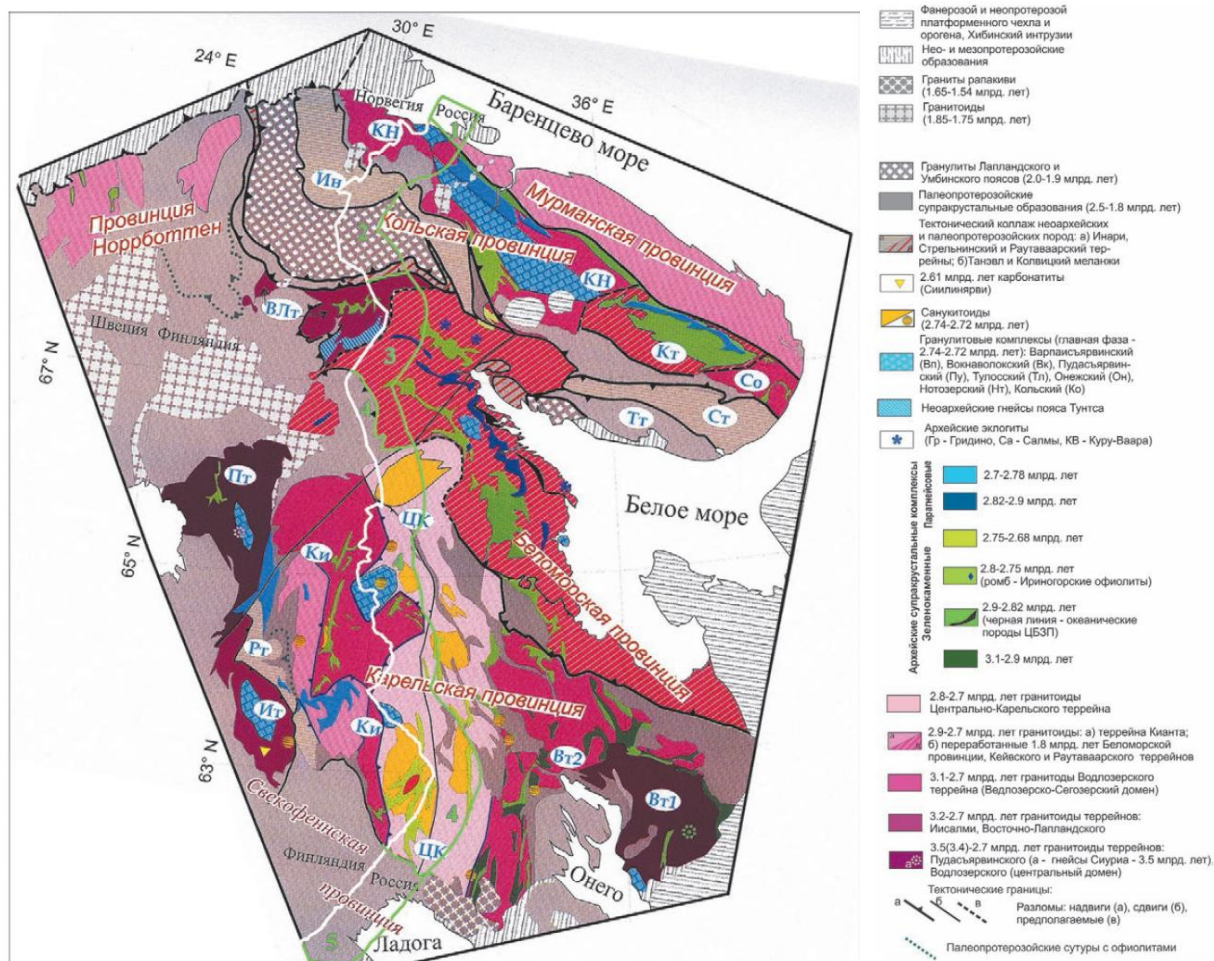


Рис. 4 Схема геологического строения архея Фенноскандинавского щита [Слабунов и др., 2011]. Белая линия – государственная граница РФ. Зеленая линия – условная восточная граница Зеленого пояса Фенноскандии (ЗПФ) и выделяемых фрагментов ЗПФ: 1 – Мурманский, 2 – Кольский, 3 – Беломорский, 4 – Карельский, 5 – Свекофенский возрастом 2,8-2,6 млрд. лет.

5) Область Норрботтен рассматривается как кратон позделопийского возраста позднего архея (2,8-2,5 млрд. лет) [Слабунов и др., 2011]. Наиболее древними образованиями области являются расположенные архейские гранитоиды, в южной части области представлены Пудосъявинским террейном, возрастом 3,5-2,7 млрд. лет., в северо-восточной части – Восточно-Лапландским террейном, имеющие возраст 3,2-2,7 млрд. лет и на севере гранитоидами, возраста 2,8-2,7 млрд. лет. Эти гранитоиды пронизаны архейскими супрокустальными зеленокаменными комплексами, причем наиболее древние (3,1-2,9 млрд. лет) внедрены в Восточно-Лапландский террейн, а в других – интрузиями 2,75-2,68 млрд. лет. С юго-восточной части к Пудосъявинскому террейну прилегают парагнейсовые супрокустальные комплексы позднеархейского возраста (2,8-2,78 млрд. лет). Все архейские террейны соединены позднеархейскими-раннепротерозойскими супрокустальными образованиями, возрастом 2,5-1,8 млрд. лет. Последние прорваны гранитоидными телами раннепротерозойского возраста (1,85-1,75

млрд. лет). В восточной части описываемая территория надвинута на Кольскую область [Слабунов и др., 2011].

Свекофеннский мегаблок

Данный блок представляет собой метаморфическую провинцию средних давлений и высоких температур с локальными проявлениями зонального метаморфизма от гранулитовой до низкотемпературной амфиболитовой фаций, развитой по осадочным и вулканогенным породам, испытавшим главные складчатые деформации в свекофеннскую эпоху [Korsman et al., 1999; Korja et al., 2006; Lahtinen et al., 2008; Балтыбаев, 2013].

В основании области находятся архейские породы, подвергшиеся интенсивной переработке в свекофеннскую стадию орогенеза, и выступающие в виде куполовидных массивов восточной части мегаблока. Раннепротерозойские породы представлены в виде метаграувакков, глинистых сланцев, метавулканитами от основного до кислого состава. Общая мощность этих отложений достигает 8 км. В целом, разрез напоминает метаморфизованную активную континентальную окраину, которая находилась на западной части Кольско-Карельского мегаблока, к которому последовательно причленялись островные дуги. Этим же и объясняется смена состава вулканитов с востока на запад. Основание нижнего протерозоя слагают первично кварцевые конгломераты, песчаники и сланцы. Выше залегают слюдяные сланцы, сменяющиеся флишеидными терригенными отложениями. Последние были подвержены метаморфизму в районе 1,9 млрд. лет в результате складчатости, которая привела к ремобилизации архейской коры и внедрению поздеорогенных интрузий кварцитов, диоритов, гранодиоритов и габброидов, возрастом 1,9-1,8 млрд. лет. Сама свекофеннская складчатость проходила в три этапа: саво-лапландский (1,9-1,89 млрд. лет), феннийский (1,87-1,84) и свекобалтийский (1,83-1,8 млрд. лет) [Lahtinen et al., 2008; Балаганский и др., 2016]. Процесс кратонизации восточной части мегаблока завершился на рубеже 1,6-1,7 млрд. лет внедрением массивов гранитов-рапакиви.

Западная часть Свекофеннского мегаблока, на границе с Свеконорвежским мегаблоком, в конце раннего протерозоя располагался Готский вулкано-плутонический пояс, в котором были развиты кварцевые порфиры, с подчиненными им вулканитами среднего и основного состава, а также крупные интрузии порфировых гранитов и обломочных пород, вместе образуя комплекс, называемый «субиотнией» и имеющего мощность в несколько километров [Миланоский, 1987]. Вулканиты имеют почти синхронный возраст с гранитами-рапакиви, расположенными в восточной части области. Вышеназванные породы перекрываются толщами кварцито-песчаников иотния,

образующих протоплатформенный чехол мощностью около 1 км. Отложения субиотния и иотния (1,4-1,1 млрд. лет) вместе образуют готский комплекс, который окончательно сформировался в результате кратонизации всего мегаблока, проходившего в интервал 1,75-1,1 млрд. лет.

Свеконорвежский мегаблок

Свеконорвежский мегаблок, расположенный на юго-западной части Швеции и Норвегии, отделен от Свекофеннского мегаблока субмеридиональными разрывными нарушениями. Этот мегаблок близок по своему строению к Гренвильскому поясу Северной Америки и, вследствие этого, рассматривается как восточное его продолжение [Минц, 2017]. В пределах данной структуры выделяют пять литотектонических сегментов, большая часть которых представлена гнейсовыми комплексами, которые претерпели перемещение и переработку в интервале 1,14-0,9 млрд. лет по причине последовательно сменявшихся фаз сжатия и растяжения. Эти литотектонические сегменты разделены сквозькоровыми деформационными зонами [Минц, 2017]. Наиболее древние породы мегаблока датируются в 1,75 и даже до 1,9 млрд. лет, что в какой-то мере соответствует Свекофеннидам, но они подверглись переработке в 1,6 млрд. лет и повторно 1,2-0,9 млрд. лет [Милановский, 1987].

Свеконорвежский мегаблок имеет зональное строение, выраженное в омоложении метаморфических пород в западном направлении от 1,75 до 1,55 млрд. лет, что соответствует интервалу Готского орогенеза. Согласно одной из существующих точек зрения [Graál, Gorbachev, 1987], данный орогенез проявился по завершению аккреции осадочно-вулканогенных комплексов островодужного типа. По другой версии, породы данной территории образовались в результате последовательного приращения террейнов к раннепротерозойской окраине Восточно-Европейского кратона [Anderson et al., 2018]. В интервале 1,5-1,4 млрд. лет западная окраина Восточно-Европейского кратона претерпела интенсивную мигматизацию и метаморфизм, получившие название Данополюнской орогении [Bogdanova et al., 2008]. После этого имел место метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций. Непосредственно самому Свекофеннскому орогенезу предшествовали по [Brewer et al., 2002] бимодальный магматизм и формирование осадочных бассейнов в интервале 1,28-1,14 млрд. лет, которые указывают на условия внутриконтинентального растяжения. Свекофеннский орогенез завершился около 0,9 млрд. лет формирование в восточной части мегазоны эклогитов, последовательно омолаживающихся в восточном направлении вследствие надвигания на западную окраину Восточно-Европейского кратона [Минц, 2017].

Каледониды Скандинавии

Складчатое сооружение каледонид простирается от региона Ставангер на юге Норвегии до побережья Баренцева моря на северо-западе Скандинавского полуострова. Протяженность этой покровно-надвиговой структуры составляет около 1 500 км. Породы этого комплекса шарьированы на архей-протерозойский фундамент Фенноскандинавского щита. Породы щита (автохтонный комплекс), подвергшиеся деформациям и метаморфизму в каледонскую эпоху представлены в отдельных тектонических окнах внутри складчатого сооружения каледонид. Сам комплекс аллохтонных пород представлен метавулканическими и метаосадочными породами, которые ограничиваются крупными разрывными нарушениями, преимущественно надвиговой кинематики. На севере (в пределах Норвежского моря) каледониды перекрыты осадочными породами фанерозойского возраста, которые образовались во времена открытия океана Северной Атлантики [Corfu et al., 2014]. Сам комплекс также является изменчивым вдоль простирания, ввиду его образования в несколько тектонических фаз: так, наиболее молодая часть каледонид (по возрасту фундамента), отвечающая рифейско-вендскому времени, расположена на южном сегменте, а позднеархейско-раннепротерозойская – на севере (рис. 5).

В строении *южного сегмента* преобладают следующие тектонические элементы (с юго-востока на северо-запад): 1) автохтонный рифей-вендский фундамент, перекрытый аллохтонным складчато-надвиговым комплексом, сложенным, преимущественно, вендско-кембрийскими породами, 2) аллохтонные океанические породы палеозойского возраста, 3) сильно дислоцированный в каледонскую эпоху комплекс гнейсов фундамента, 4) девонские отложения. Территория разбита системой крупных надвигов, с падением в юго-западном и северо-западном направлении, а также сдвиговыми зонами. Мощность осадочных отложений раннепалеозойского времени составляет около 1 км. В некоторых районах развиты интрузии гранитного состава, возрастом 430-420 млн. лет. [Lundmark, Corfu, 2007; Corfu et al., 2014].

Центральный сегмент расположен между Мьёса-Кристиансунн на юге и Лундгеном на севере. Комплекс состоит из: 1) базальный складчато-надвиговой пояс, в котором преобладают метаосадочные породы поздневендского возраста, частично связанные с роями даек основного состава. Базальный слой перекрыт 2) осадочными породами, метаморфизованные до амфиболитовой фации, с подчиненной ролью интрузий ультраосновного и кислого состава, выше коротых залегает 3) комплекс палеозойских пород, преимущественно океанического генезиса. Завершает разрез платформенные флишеидные толщи и вулканические островодужные комплексы ордовикско-

силурийского времени. В тектонических окнах, образовавшихся в результате позднеорогенного расширения [Greiling et al. 1993, 1998; Steltenpohl et al. 2011] выходят породы архей-протерозойского фундамента Фенноскандинавского щита. Центральный сегмент отличается от южного большим преобладанием метаосадочных и амфиболитовых пород, палеозойскими афиолитовыми и островодужными комплексами.

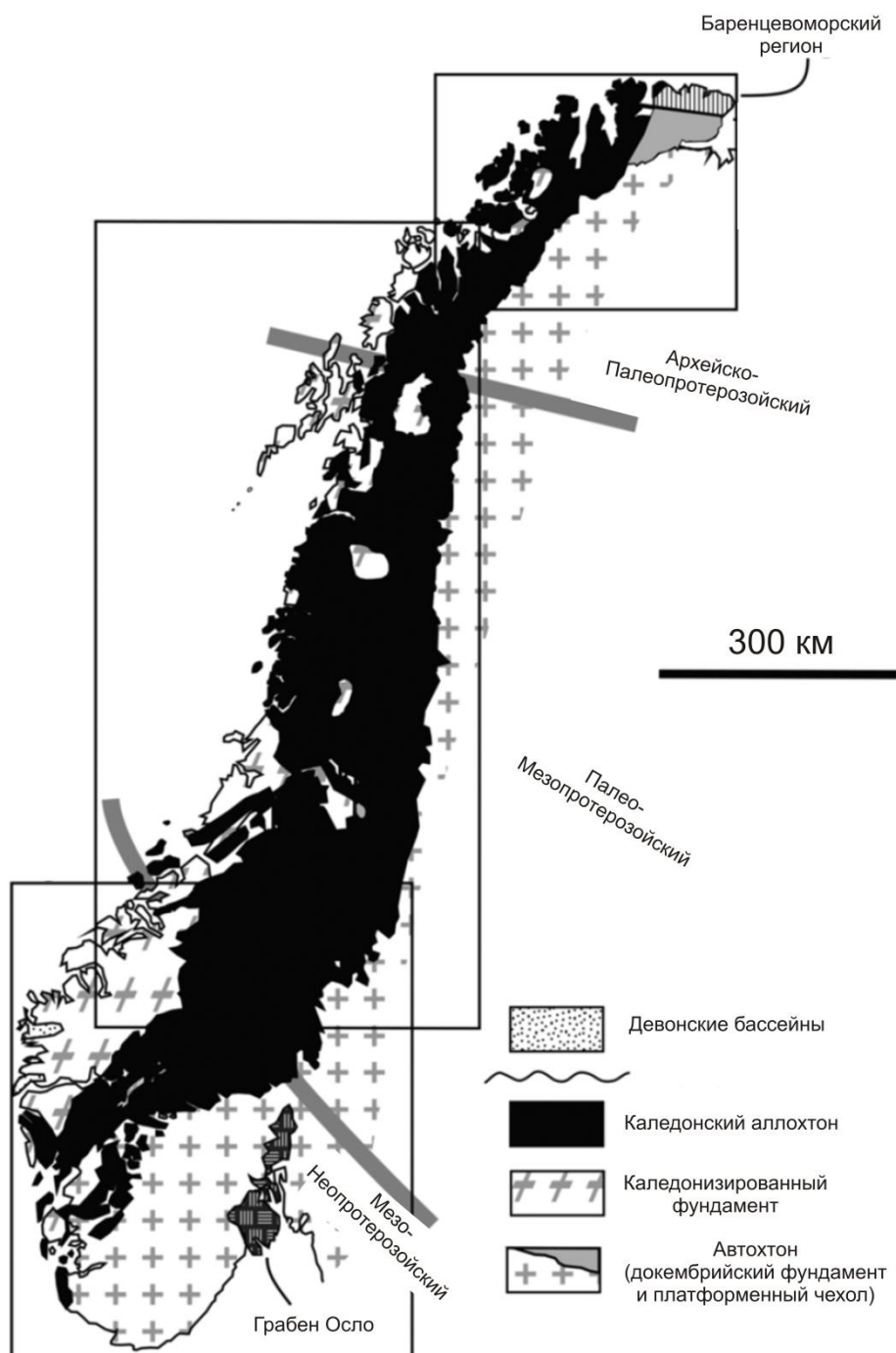


Рис. 5 Генерализованная схема Скандинавских каледонид[по Corfu et al., 2014]. Серым цветом проведены линии, которые соответствуют схематическим границам между архейско-палеопротерозойским доменом на севере, палео-мезопротерозойским центральным доменом и мезо-неопротерозойским южным доменом.

Северный сегмент занимает территорию севернее г. Люнген. В его строении можно выделить следующие основные компоненты: 1) обширный автохтонный комплекс архей-раннепротерозойского возраста, 2) аллахтонные комплексы ранне-позднепротерозойского возраста, представленный, преимущественно метаосадочными породами, пара- и ортрогнейсов, а также гранитными интрузиями возрастом от 980-960 до 600 млн. лет [Kirkland et al. 2007] 3) ордовикско-силурийские метавулканические и метаплутонические образования. Отличием от центрального сегмента заключается в отсутствии офиолитовых и энсиалических островодужных комплексов, а также отсутствием зон син- и постколлизийного растяжения [Corfu et al., 2014].

4.1.2. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность

Ввиду того, что большую часть четвертичного времени данная территория была перекрыта ледником, принято считать, что начало становления современного рельефа в данной области связывают с отступанием последнего оледенения (осташковского), случившегося 10 000 лет назад. В пользу современной активности данной территории свидетельствуют данные GPS-станций (рис. 6), которые говорят об активном воздымании, особенно в центральной части. Так, скорости вертикальных движений в центральной части щита (р-н западного борта Ботнического залива) составляют порядка 8 мм/год и снижаясь к периферии до 2 мм/год. В северо-восточном и юго-западном направлении происходит относительно равномерное изменение скоростей, в то время как градиент скоростей на северо-западе и юго-востоке структуры значительно более крутой. Вместе с вытянутостью изолиний скоростей в северо-восточном направлении, это может являться косвенным свидетельством того, что центральная часть щита испытывает растяжение в северо-западном направлении.

Наибольший интерес для анализа сейсмичности представляют активные разломы, которые используются при построении геодинамических моделей и к которым приурочены землетрясения. В качестве основы для геомеханического моделирования, нами были взяты наиболее крупные активные разрывные нарушения, о которых говорится в [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007; Olesen et al., 2013]. Кроме них также использовались выраженные в рельефе и предположительно активные разрывные нарушения, взятые с Международной тектонической карты Европы 1996 г. и результаты структурно-геоморфологического дешифрирования, выполненного автором.

Методом структурно-геоморфологического дешифрирования было выделено около 2 700 «слабых» зон различной ориентировки, максимальная протяженность которых достигает 650 км (рис. 7). Установлено, что коэффициент корреляции Пирсона между

плотностями «слабых» зон и эпицентров землетрясений (радиус поиска – 250 км) составляет «-0,40». При исключении из рассмотрения землетрясений с магнитудой до 3 включительно, значение данного коэффициента возрастает до «-0,52». Подобная отрицательная корреляция может быть связана с накоплением упругой энергии в пределах наименее тектонически раздробленных блоков, которое приводит к возникновению землетрясений высоких магнитуд, в то время как на территории слабосейсмичных участков с большим количеством разрывных нарушений и зон трещиноватости происходит релаксация напряжений по средствам крипа. Таким образом, проведенные исследования позволили наметить взаимосвязь между структурно-геоморфологическим строением региона и сейсмичностью.

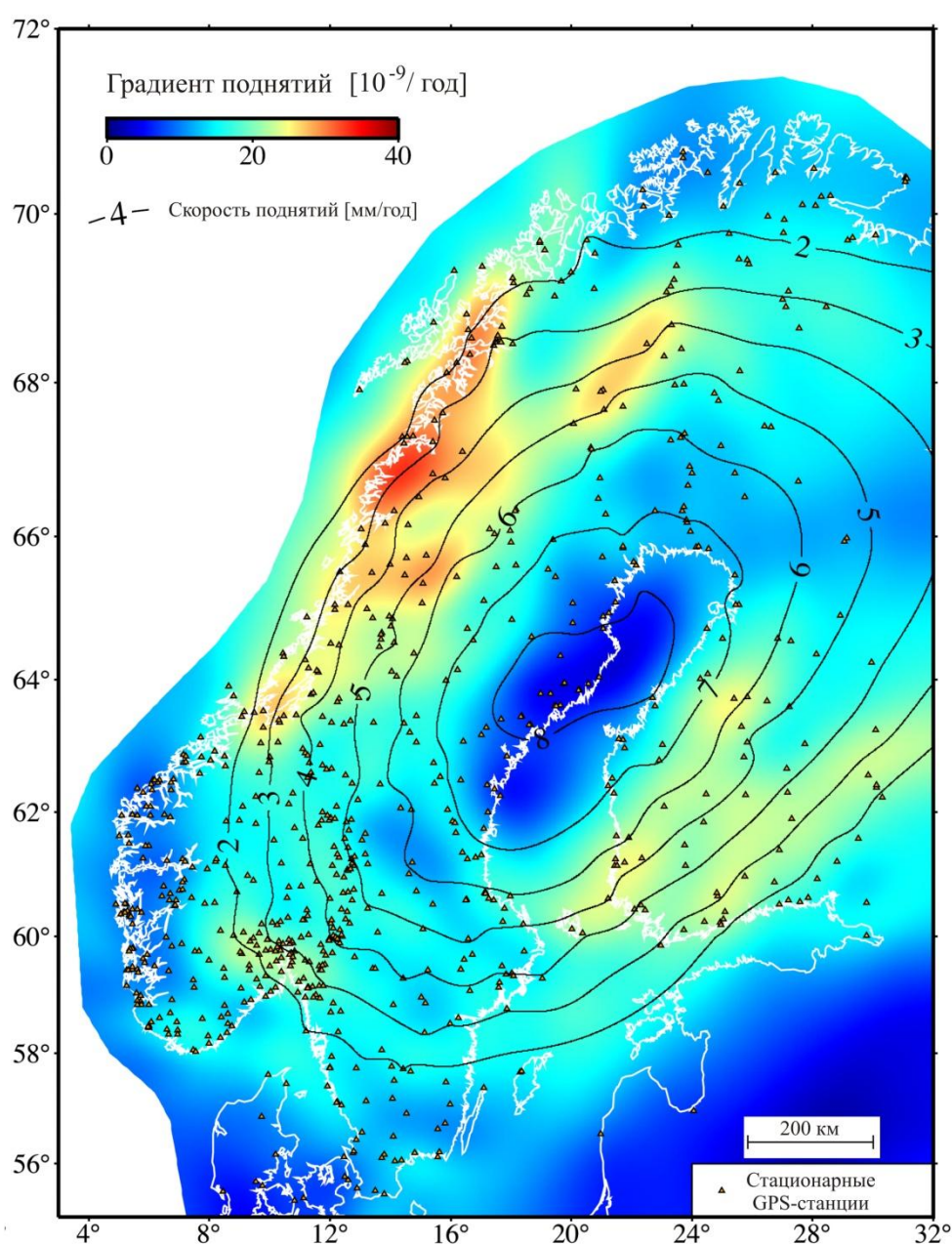


Рис. 6 Схема скоростей современных движений, полученная по данным стационарных GPS-станций [Keating et al, 2015].

На территории Фенноскандии было зафиксировано 12 343 землетрясения с 1800 по 2020 года, из них 850 имели магнитуду выше трех (рис. 8). Для уточнения прогноза землетрясений по времени на данную территорию был построен график повторяемости (рис. 9), в котором использовались данные о современной и исторической сейсмичности. Данные палеосейсмологических наблюдений, активно проводимых скандинавскими исследователями, например, в работах Мёрнера [Mörner, 2013], Палму [Palmu et al, 2015] и Джейкобсоном [Jakobsson et al, 2014] были использованы для оценки $M_{\max}$ выделенных зон ВОЗ. Наиболее частыми на данной территории являются землетрясения, магнитуда которых находится в интервале от 1 до 3, а землетрясения более высоких магнитуд довольно редки (рис. 8).

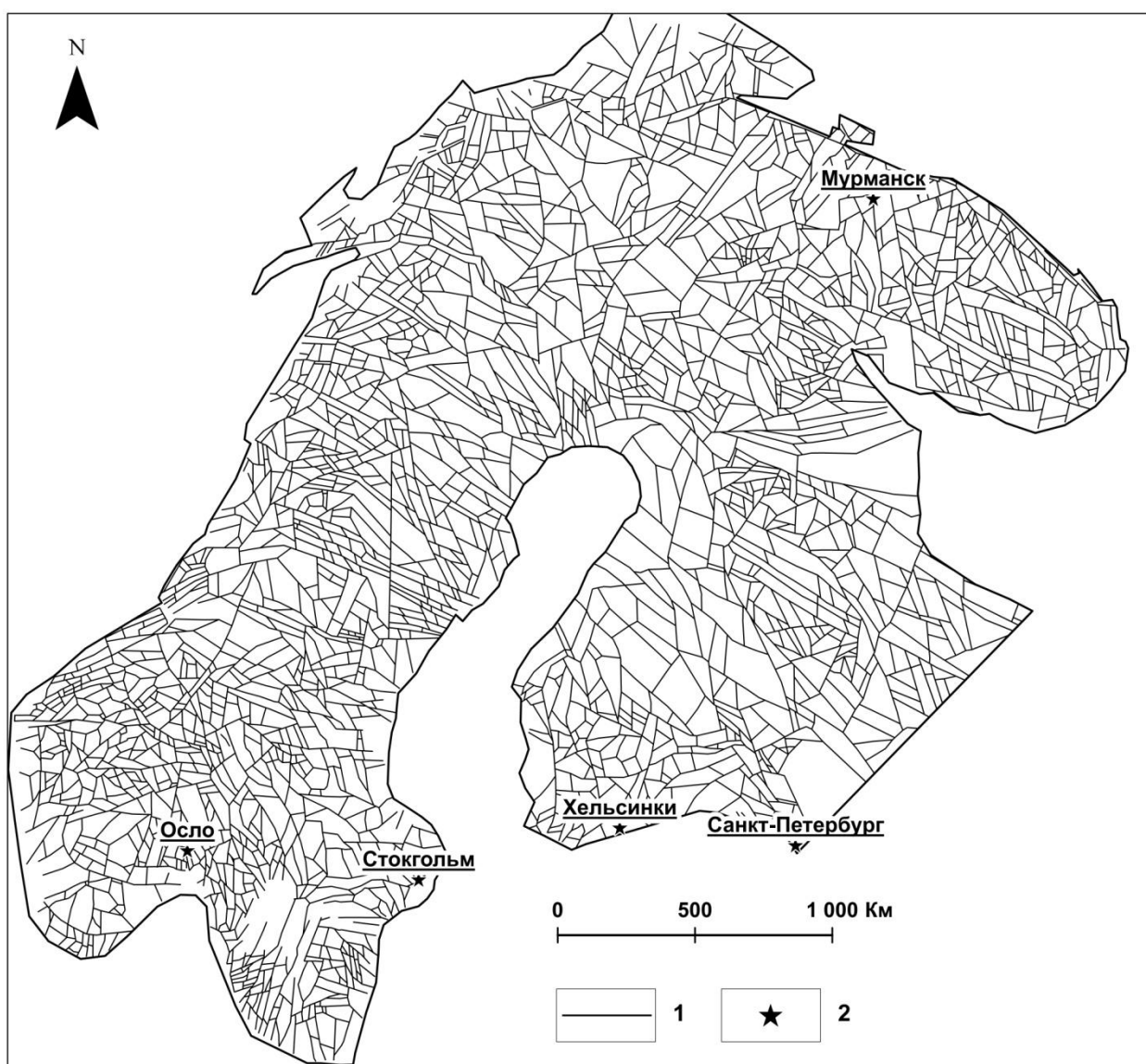


Рис. 7 Схема «слабых» зон Фенноскандинавского щита, построенная структурно-геоморфологическим методом [Сенцов, Агибалов, 2021]. 1– «слабые» зоны, 2 – города.

Как правило, очаги расположены на глубинах 10-20 км, только у 64 сейсмических событий очаг расположен на глубинах, превышающих 25 км. Наибольшая сейсмическая активность характерна для западного побережья изучаемой территории, в пределах которого эпицентры землетрясений группируются в линейные области («сейсмолинементы») протяженностью до 1 500 км (рис. 8, 11), которые преимущественно ориентированы вдоль контуров береговой линии. Большая часть подобных «сейсмолинементов» простирается в северо-западном направлении.

Как мы можем заметить, на графике (рис. 9) большинство точек почти "ложится" на прямую, описывающую повторяемость землетрясений в данном регионе. Ряд исследователей [Никонов, Шварев, 2011; Möner, 2013; Jakobsson et al, 2014] выделяет на данной территории палеоземлетрясения с $M=6-8$, в то время как современные каталоги ограничиваются $M=5,8$. Исходя из решения уравнения повторяемости землетрясений, построенного по инструментальным и историческим данным и приведенного ниже, в пределах Фенноскандии землетрясения таких магнитуд должны происходить раз в 34, 220 и 1 400 лет соответственно. Скорее всего, землетрясения таких магнитуд имели место быть на самых ранних этапах снятия ледниковой нагрузки, что приводило к высокомагнитудным событиям. Согласно [Кошечкин, 1979], скорости вертикальных движений в раннеголоценовое время могли достигать 46 мм/год, а результаты, изложенные в [Толстобров, Колька, 2019] могут говорить о том, что скорости вертикальных движений вблизи Ботнического залива могли достигать 18 мм/год. На основании этих данных можно сделать предположение, что в начале голоцена действительно могли быть высокомагнитудные землетрясения, однако скорости новейших и современных вертикальных движений отличаются на порядок, что выражается в менее сильных (в энергетическом отношении) землетрясениях в инструментальный и исторический этап. $\lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,81(\pm 0,03)M + 3,33(\pm 0,13)$, где T – время, с которым происходят сейсмические события в количестве (N) с магнитудой M . $R_c=0,992$; $R^2=0,984$ (R_c – коэффициент корреляции, R^2 – коэффициент дисперсии). Приведенные численные показатели проходят проверку критериями Фишера и Стьюдента ($F=580,13$ и $t=18,31$ при $F_{\text{крит}}=5,11$ и $t_{\text{крит}}=1,3$ для уровня статистической значимости $\alpha=0,05$).

Анализируя временные вариации гравитационного поля Фенноскандии (рис. 10) видно, что для них характерен синусоидальный характер изменения, в котором минимальные значения приходятся на каждые 6-7 месяцев. Снижение гравитационного длится около 10-11 месяцев, затем картина начинает повторяться. И лишь в 2014 году мы видим, что положительный экстремум уходит в отрицательные значения, хотя на

протяжении всего времени наблюдений (до этого времени) он имел положительные значения. Сравнивая эти данные с выделившейся сейсмической энергией видно, что июля 2002 года максимальные значения соответствуют минимальным значениям гравитационного поля, после июля 2002 года максимальные значения сейсмической энергии наблюдались на 1-3 месяца ранее, чем пики в гравитационном поле. Такая картина сохраняется где-то до октября 2003 года. Затем, до ноября 2005 года пики выделившейся сейсмической энергии отстают от максимумов в гравитационном поле на 2-3 месяца. От ноября 2005 года до декабря 2008 года картина напоминает временной интервал, зафиксированный до июля 2002 года. Начиная с 2009 года по февраль 2014 года на территории Балтийского щита и Скандинавских гор экстремумы средних значений выделившейся сейсмической энергии для маломagnitude землетрясений соответствуют экстремумам в гравитационном поле, но с обратным знаком (положительные пики в гравитационном поле соответствуют минимумам выделившейся сейсмической энергии). Однако, в этом же временном интервале произошло несколько высокомагнитудных событий. Их выделившаяся энергия коррелируется с максимальными пиками в гравитационном поле. Согласно [Огаджанов и др., 2005], это может быть связано с общим уплотнением пород перед крупным сейсмическим событием. Затем, по дилатансионной модели, происходит возникновение трещин в области очага землетрясения, которое приводит к общему понижению плотности земной коры. Понижения в гравитационном поле, связанные с дилатансией, хорошо коррелируются со средней выделившейся энергией низкомagnitude землетрясений. Исключение наблюдалось в феврале 2013, где минимум сейсмической энергии соответствовал минимуму в гравитационном поле. В интервале с 2009 по 2014 гг. произошло несколько сильных землетрясений, которые почти не коррелируются с временными вариациями гравитационного поля. Обобщая результаты данного анализа, удалось выявить корреляцию между временными вариациями гравитационного поля и выделившейся сейсмической энергией для маломagnitude землетрясений, однако можно попытаться выявить её более четко, если установить более чувствительные сейсмостанции на данную территорию. Коэффициент Пирсона между средним значением выделившейся среднемесячной сейсмической энергией для землетрясений с $M \leq 3$ и среднемесячным значением гравитационного поля составляет 39% (при осреднении значения сейсмической энергии в пределах ± 3 месяцев² от экстремума в гравитационном поле), а между среднемесячным значением энергией и средним

² Имеется ввиду то, что «длина волны» изменения гравитационного поля составляет год (экстремумы каждые пол года), а у сейсмической энергии длина волны хаотична. Ввиду этого была рассчитана средняя сейсмическая энергия за полугодовой интервал

значением гравитационного поля = 46% (при осреднении значения сейсмической энергии в пределах ± 3 месяцев от экстремума в гравитационном поле).

4.1.3. Компьютерное моделирование новейшей геодинамики

Изучая результаты известных исследователей, занимавшихся проблемой определения новейшей геодинамики Фенноскандии (Кединг, Киеруф, Никонов, Сим и др.), мы не видим общепринятой точки зрения, касающейся напряженного состояния данной территории. Ввиду этого, автором настоящей работы было сделано предположение о том, что в разных частях Фенноскандии проявляются разные типы напряженного состояния. В результате проведенного анализа, данная территория была разделена автором на 6 блоков, границы которых были выделены по изменению пространственного рисунка эпицентров землетрясений и морфоструктурам рельефа. Для восстановления поля тектонических напряжений был использован метод компьютерного моделирования, заключающийся в том, что для каждого блока исследуемой территории рассматривались все возможные ориентировки напряжений, задаваемые с шагом 15° для каждого типа напряженного состояния. Выбор наиболее достоверной модели проводился путем сопоставления вероятности формирования новых разрывов малой протяженности с плотностью эпицентров землетрясений. Обоснованность такого сопоставления связана с тем, что расчетные алгоритмы, используемые при моделировании, применяются при прогнозе сейсмических событий [King, Cocco, 2001]. При проведении данного вида моделирования был использован ряд допущений: а) о геометрии разломов (которые считаются непересекающимися), б) величины напряжений достаточны для возникновения новых разломов. Более подробно с использованными допущениями можно ознакомиться в главе 2.3. настоящей работы, а также в [Руководство пользователя..., 2012] и в [Агибалов и др., 2017].

Применение компьютерного моделирования позволило сделать предположения о типах напряженного состояния, проявляющихся на территории Фенноскандинавского щита и выделить участки, отличающиеся высокими значениями вероятности формирования новых разрывов. Как показывает опыт применения программного продукта для геодинамического моделирования, повышенные значения обратной корреляции образования разломов малой протяженности связаны с областями, в пределах которых формируются структуры растяжения.

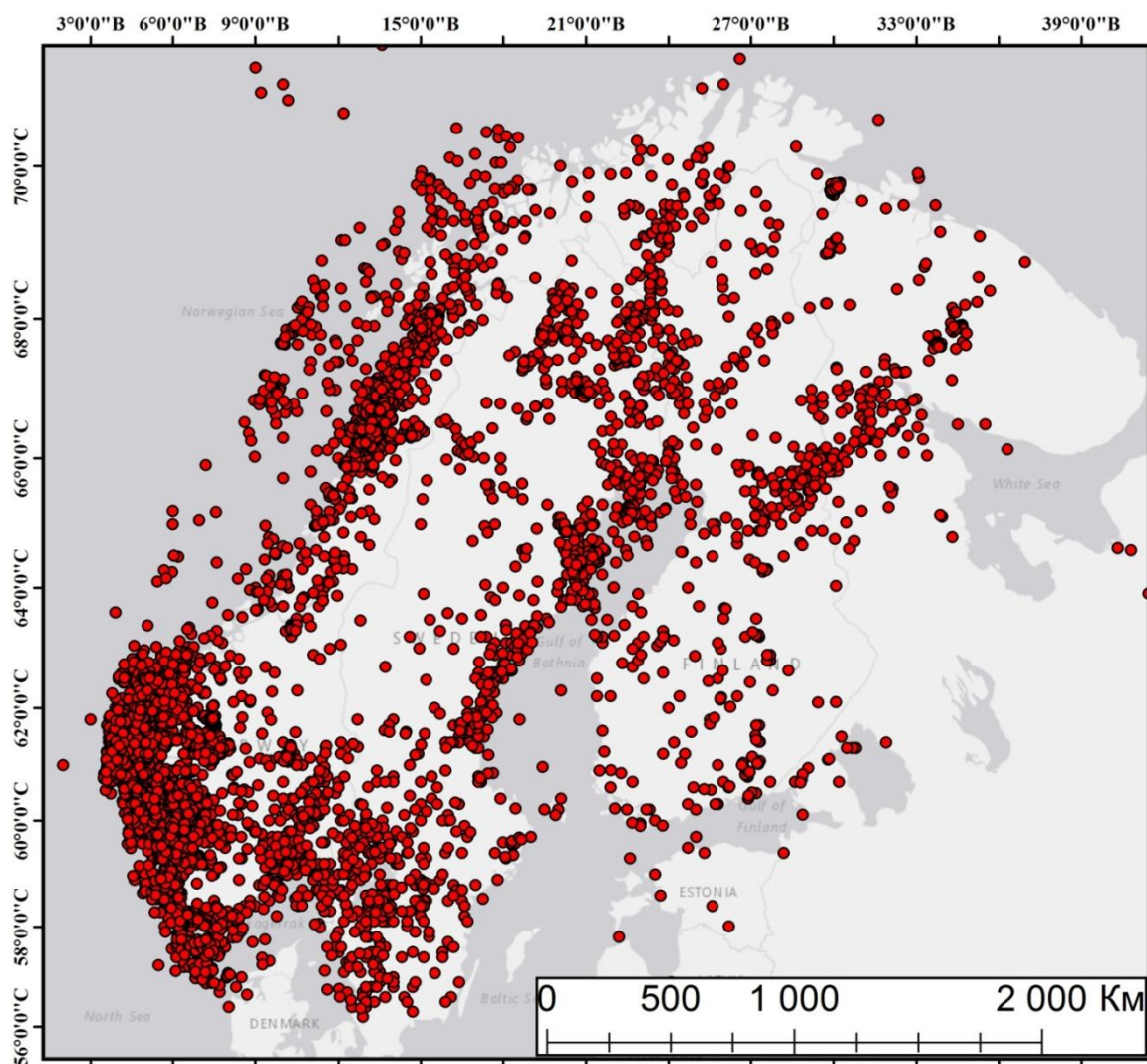


Рис. 8 Схема современной и исторической сейсмичности Фенноскандинавского щита и сопредельных территорий.

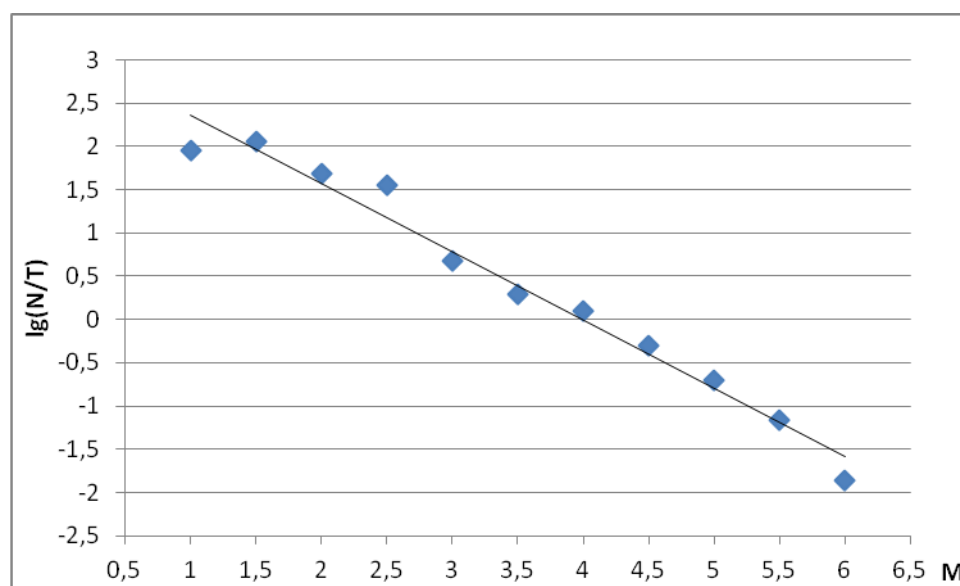


Рис. 9 График повторяемости землетрясений на территории Фенноскандинии, составленный на основании исторической и современной сейсмичности.

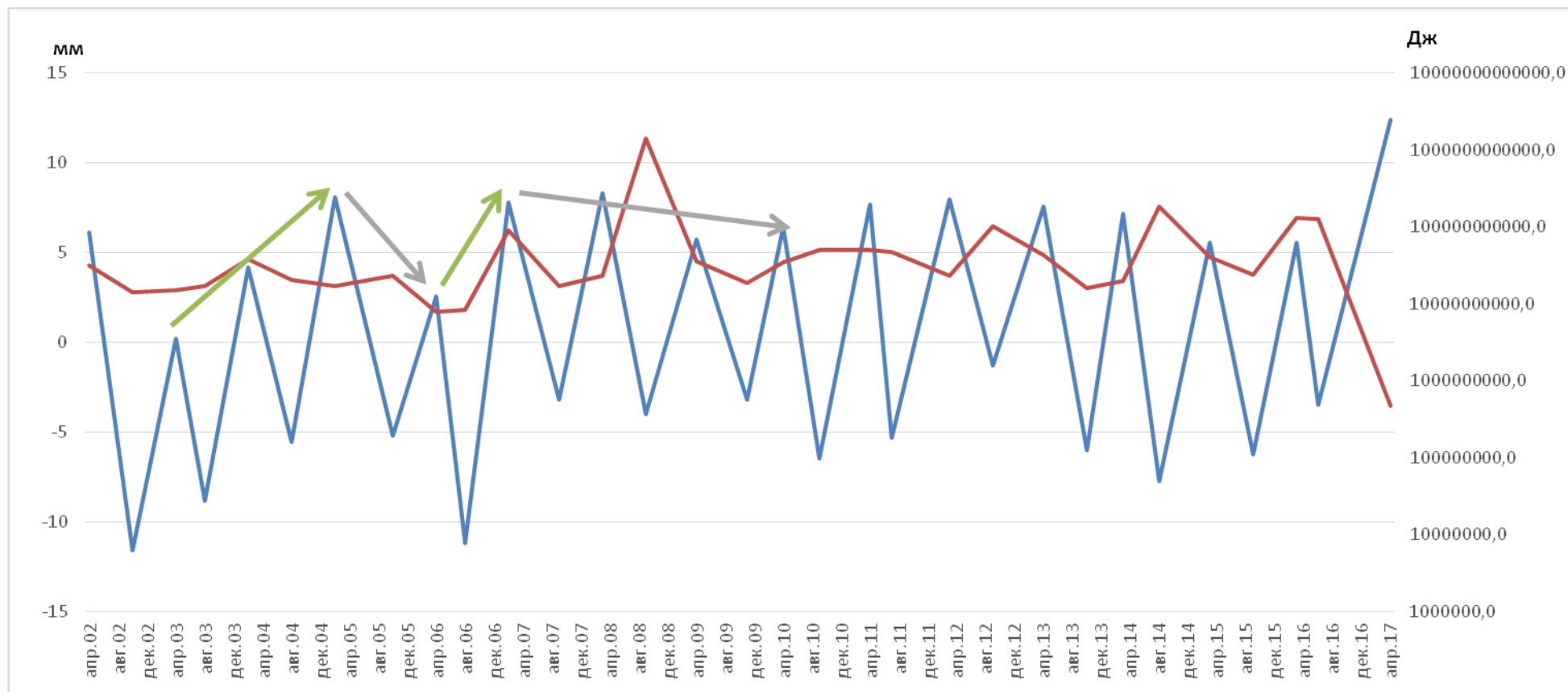


Рис. 10 Зависимость между средним значением гравитационного поля (в см, синий график), полученных системой GRACE и суммарной сейсмической энергией (в Дж, красный график). Зеленые стрелки показывают восходящий тренд в гравитационном поле и прямую корреляцию с выделившейся сейсмической энергией, серые – нисходящий и обратную корреляцию с тем же параметром.

Проведенное компьютерное моделирование показало, что территорию Фенноскандии можно разделить на 6 крупных блоков, в пределах каждого из которых проявляется определенный тип напряженного состояния на современном этапе [Сенцов, Агибалов, 2021]:

1) на территории Venusland реализуется сдвиг, с субгоризонтально ориентированной осью сжатия в 285° (ориентировка оси растяжения – 15°), коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,37»;

2) в области Fjordland основным является сдвиговое поле напряжения, с субгоризонтальной ориентированной осью сжатия в 315° (ориентировка оси растяжения – 45°), коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,47»;

3) в области блока InSammer³ происходит растяжение, с ориентировкой субгоризонтальной оси растяжения в 330° (ось сжатия субвертикальная). коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «-0,5»;

4) на территории Porttipahdan реализуется обстановка сжатия, с субгоризонтальной ориентировкой оси сжатия в 315° (ось растяжения субвертикальная), а коэффициент Пирсона между вероятностью трещинообразования и плотностью землетрясений равен «0,43»;

5) в районе Jarvidol преобладает обстановка сжатия, с ориентировкой одноименной субгоризонтальной оси в 330° (ось растяжения субвертикальная) (рис. 11, 12). В пределах данного блока не удалось получить численную корреляцию между вероятностью разломообразования и плотностью землетрясений ввиду малого количества последних в пределах данного участка;

6) стоит отметить, что более восточная часть (шестой блок) была рассмотрена нами ранее [Агибалов и др., 2017]. Так, в пределах блока Ladoga, реализуется региональное поле напряжения сжатия, с ориентировкой субгоризонтальной оси в 330° . Численную корреляцию так же не удалось получить ввиду низкой представительности современной сейсмичности на данной территории.

³ Название использовано с разрешения правообладателя — шведско-русского музыкального коллектива InSammer

Вышеуказанные представления и результаты хорошо согласуются с ранее опубликованными материалами [Kierulf et al., 2014]. Таким образом, на основе данных компьютерного моделирования предложена схема напряженного состояния территории.

4.1.4. Схема зон возможных очагов землетрясений

По данным о характере распределения эпицентров землетрясений, а также их плотностей и расположению участков, на территории которых, по данным компьютерного моделирования, происходит формирование новых разрывов малой протяженности, построена схема зон ВОЗ (рис. 13, 14, табл. 1), насчитывающая 13 объектов. Так, на рисунке 13 представлена сейсмичность с учетом каталога университета Хельсинки, который охватывает и исторический период, начиная с 1800, в то время как на рисунке 14 использованы данные сейсмических каталогов ГС РАН и Американской геологической службы. Как видно из сравнения этих рисунков, привлечение данных по исторической сейсмичности меняет размеры некоторых зон ВОЗ.

В Норвежской (I) зоне ВОЗ, протягивающейся вдоль побережья Норвегии, наиболее сильные землетрясения (31.08.1819, 27.07.1984 и 19.12.1958 с магнитудами 5,8, 5,4 и 4,9 соответственно) тяготеют к пересечению двух «слабых» зон. Это пересечение находится в непосредственной близости от изгиба изолиний современного поднятия [Olsen et al, 2013], который может маркировать глубинное разрывное нарушение. Финско-Шведско-Норвежская (II) субмеридиональная зона ВОЗ характеризуется $M_{\max} = 3,8$, а самое известное сейсмическое событие, случившееся 4.01.1983 с $M = 3,3$, по-видимому, связано с постледниковым разломом субмеридионального простирания, представленным в работах [Kukkonen et al, 2010; Olsen et al, 2013]. Самое сильное землетрясение, зарегистрированное в северо-западно ориентированной Финско-Норвежской (III) зоне ВОЗ с магнитудой 3,7. Землетрясение с магнитудой 3,8 было зафиксировано в пределах выделенной S-образной Шведско-Российской зоны ВОЗ (IV) 17.02.1819 г., эпицентр которого находится в зоне пересечения выделенной «слабой» зоны с постледниковым разрывом [Olsen et al, 2013; Palmu et al, 2015]. Землетрясение с $M = 3,6$ произошедшее южнее г. Мурманск, связано с одним из главных разрывных нарушений (Мурманский разлом) Кольского п-ова [Николаева, 2013], который прослеживается и на оригинальной карте «слабых» зон (см. рис. 8), что может говорить в пользу активности данного разрыва на новейшем этапе. Финско-Российская зона ВОЗ (V), расположенная южнее Кандалакшского залива, имеет северо-восточную ориентировку, а максимальное зарегистрированное в пределах этой зоны землетрясение имело магнитуду 4,6 (18.08.1926). Большая часть землетрясений этой зоны ВОЗ, как и самое сильное, можно

связать с влиянием Паанаярвинского разлома [Николаева и др., 2019], расположенного в том же регионе. Беломорская зона ВОЗ (VI) является отражением активности Кандалакшского рифта вглубь континента. Наиболее сильное ($M=3,2$) зарегистрированное землетрясение здесь тяготеет к зоне сочленения «слабых» зон северо-восточного и субмеридианального простирания. С Апатитовой зоной ВОЗ (VII) северо-восточного простирания связаны несколько сильных землетрясений ($M=4,7$, $4,6$ и $4,5$ 10.04.1981, 17.08.1999 и 27.08.1984 соответственно). Последние два тяготеют к выраженным в рельефе и, возможно, подновленным на новейшем этапе геологическим разрывам, в то время как первое событие, скорее всего, связано с активностью разлома Карпинского [Николаева и др., 2019]. Результаты палеосейсмических исследований, проведенных ранее на территории, охватывающей зоны ВОЗ IV-VII, [Никонов, Шварев, 2015; Никонов и др., 2015; Николаева и др., 2019] говорят о возможности возникновения землетрясений с магнитудой до 7 с периодом повторяемости от 5 000 до 10 000 лет. Землетрясения с $M=4,9-4,6$ были зафиксированы в северной части Ботнической зоны ВОЗ (VIII), соответствующей одноименному заливу. Эти события связаны с крупными сейсмолинеаментами северного борта Ботнического залива. Среди инструментальных событий вышеназванные являются наиболее сильными. Проведенные Мёрнером палеосейсмологические исследования показали, что на данной области возможны землетрясения с M более 8 [Mörner, 2013]. Если сравнивать эту зону ВОЗ с распределением палеосейсмодислокаций, предложенной Мёрнером [2013], то можно разделить эту зону на две подзоны: южную и северную, отделенные северо-западно ориентированной «слабой» зоной, проходящей в центральной части блока InSammer, причем для южной подзоны возможные магнитуды могут достигать ранее названной 8 и более, а в северной – до 7. Всего для данной территории зафиксировано 31 палеоземлетрясения, случившихся в интервале 11 000-2 000 лет назад. Венерская (IX) зона ВОЗ расположена в юго-западной части Скандинавского п-ова и имеет почти изометричную, с небольшой вытянутостью в северо-восточном направлении, форму. Большая часть сейсмических событий здесь связана с северо-северо-восточным сейсмолинеamentом, а также разломом, проходящим по дну оз. Вэттерн (Vättern). С последним связывают [Jacobsson et al, 2014] палеоземлетрясение, имевшее место 19 000 лет назад с магнитудой 7,5. Кроме этого, известно еще о 13 палеоземлетрясениях, имевших места в области Венерской зоны ВОЗ, произошедших в интервале 13 000- 2 000 лет назад. Пять из этих события, в том числе самое молодое, привели к цунами. Землетрясения в зоне ВОЗ Осло (X), с максимально зарегистрированной магнитудой 5,4 (23.10.1904), по-видимому, связаны с подновлением на новейшем этапе пермского грабена

Осло. Центральнo-Норвежская зона (XI), находящаяся севернее зоны Осло и вытянутая также в северо-восточном направлении, характеризуется максимально возможными магнитудами до 5,3. Землетрясения в этой области связаны со «слабыми» зонами северо-восточного простираия. Бергенская (XII) зона воз вытянута вдоль южного побережья Норвегии в субмеридиональном направлении. Максимальные зарегистрированные магнитуды в этой области составляют 5,2 (15.05.1982, 3.06.1955 и 23.01.1989). Эпицентры этих землетрясений располагались в северной части зоны, в месте пересечения нескольких сейсмолинеаментов. Последняя, Мурманская (XIII) зона ВОЗ располагается вдоль северо-восточного побережья Кольского п-ова. Наиболее сильно зарегистрированное землетрясение в этой области имело магнитуду 4,7. Сейсмичность самой зоны обусловлена активностью разлома Карпинского, причем неравномерной на всем его протяжении [Никонов и др, 2015]. Так, Андрей Алексеевич разделяет данный разлом на три сектора: западный, с максимальными землетрясениями $M = 7$ и повторяемостью $4\,000 \pm 2\,000$ лет, центральный, с такой же максимальной магнитудой, но повторяемостью 700-1 000 лет и восточный, в котором возможны землетрясения с $M = 6$ и повторяемостью $2\,000 \pm 1\,000$ лет. Полученные в результате моделирования зоны ВОЗ сравнивались с ранее выделенными [Панасенко, 1969; Землетрясения и микросейсмичность..., 2007]. Так, Финско-Российской и Апатитовой зоне частично соответствуют Хибинско-Ловозерская и Куусамо-Порьегубская сейсмогенные зоны, Шведско-Российской и Беломорской – Кандалакшская, Ботническая и Финско-Шведско-Норвежская зоны частично совпадают с Ботний-Финнмаркской, а Мурманская зона ВОЗ и «сейсмогенная зона» совпали практически полностью. Зоны ВОЗ I, IX-XII являются полностью оригинальными.

4.1.5. Об унаследованности древних структур

На данной территории по результатам структурно-геоморфологического дешифрирования были выделены наиболее крупные, предположительно активные на новейшем этапе, линейные структуры (см. раздел 4.1.2.), однако это далеко не все структуры, которые нашли свое отражение в современном рельефе. Результаты дешифрирования будут сопоставляться с международной тектонической картой Европы 1996 г. под редакцией Ю.Г. Леонова и В.Е. Хаина [Международная тектоническая..., 1996]. Контурь Хибинского массива, расположенного в пределах Кольско-Карельского мегаблока, достаточно хорошо читаются в современном рельефе, в частности, его южная граница. Также хорошо выражены границы смежных архейских зеленокаменных поясов. Визуально коррелируются также «слабые» зоны с надвиговыми разрывами.

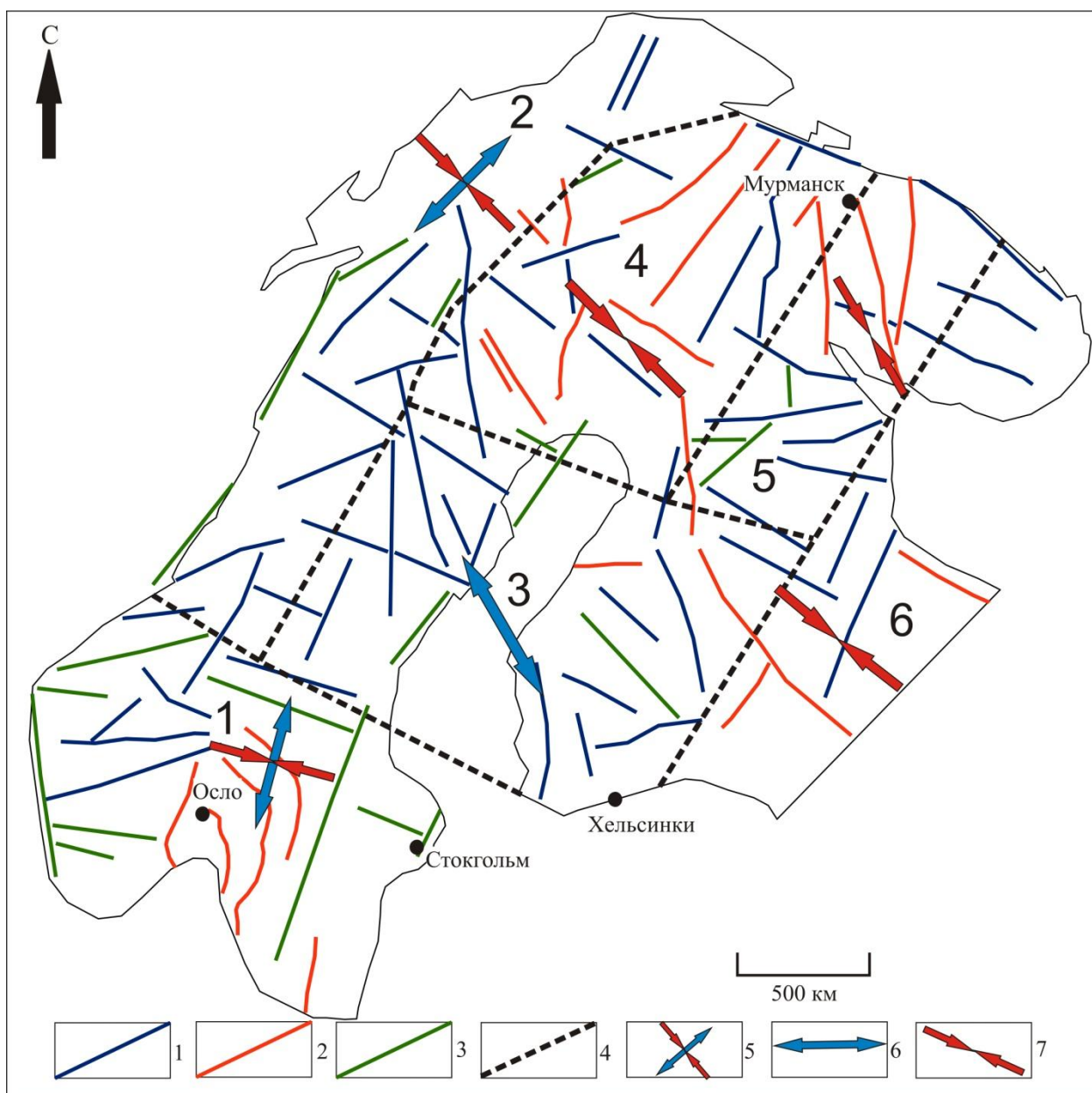


Рис. 11 Схема блоковой делимости Фенноскандии, составленная на основе анализа геоморфологических данных и пространственного распределения эпицентров землетрясений (по [Сенцов, Агибалов, 2021] с изменениями): 1-3 – активные линейные тектонические структуры: 1 – достоверные разрывные нарушения (по [Международная тектоническая..., 1996; Olsen et al., 2013]; 2 – предполагаемые разрывные нарушения, выделенные по геоморфологическим признакам; 3 – сейсмолинеamentы; 4 – границы блоков; 5 – ориентировка осей сжатия и растяжения в сдвиговом поле напряжений; 6 – ориентировка оси растяжения, тип напряженного состояния – горизонтальное растяжение; 7 – ориентировка оси сжатия, тип напряженного состояния – горизонтальное сжатие. Цифрами обозначены номера блоков: 1 – Venusland, 2 – Fjordland, 3 – InSammer, 4 – Porttipahdan, 5 – Jarvidol, 6 – Ladoga.

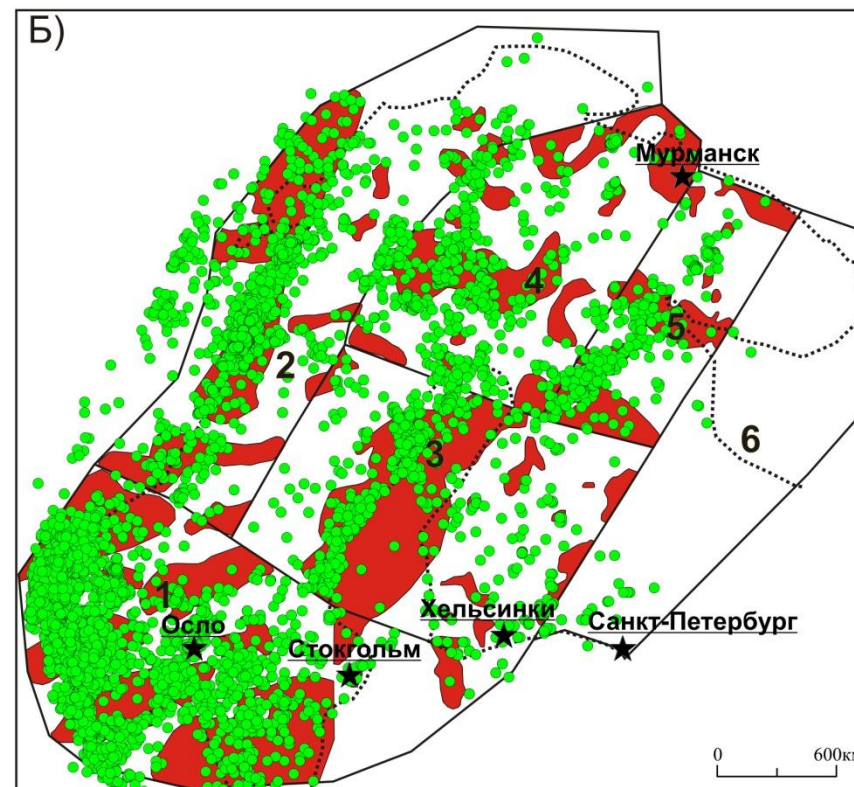
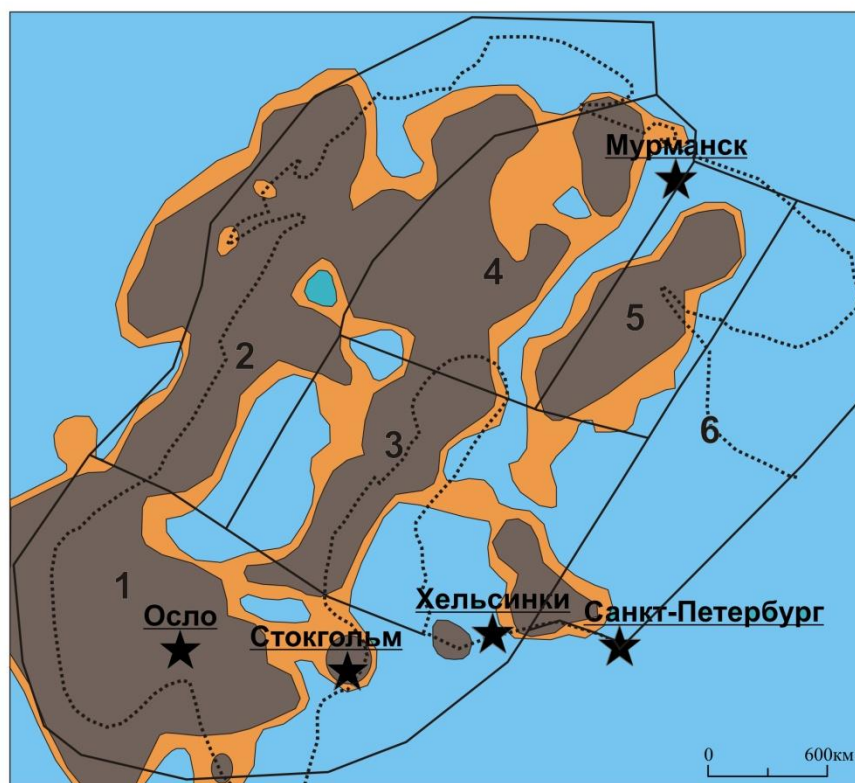


Рис. 12 Схемы плотностей землетрясений (А) и участков формирования новых разрывов малой протяженности (Б) Фенноскандии, составленная по данным компьютерного геодинамического моделирования. 1 – 3 плотность эпицентров землетрясений (1- малая, 2 – средняя, 3 – высокая), 4 – береговая линия; 5 – города; 6– эпицентры землетрясений; 7 – участки формирования разрывов малой протяженности; 8 – участки, в которых не образуются разломы малой протяженности. Цифрами обозначены номера блоков: 1– Venusland, 2 – Fjordland, 3 – InSammer, 4 – Porttipahdan, 5 – Jarvidol, 6 – Ladoga.

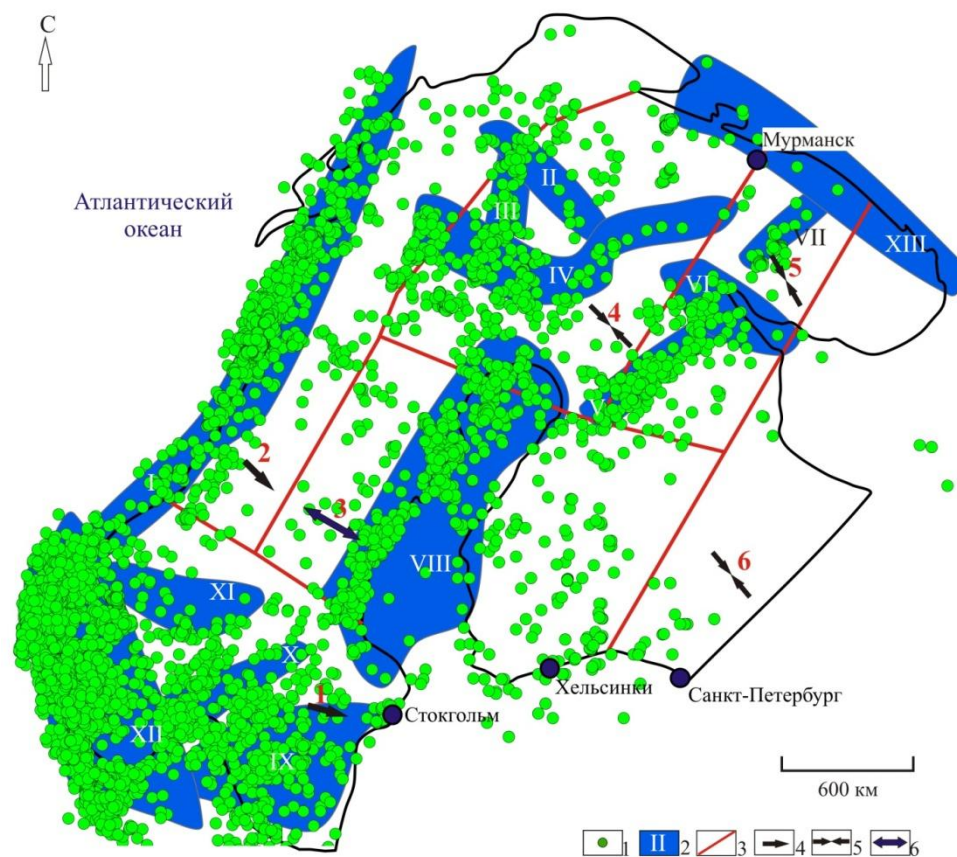


Рис. 13 Схема зон ВОЗ территории Фенноскандии: 1-эпицентры землетрясений, произошедшие с 1800 по 2020 гг, 2 – зоны ВОЗ и их номера (см. Табл. 1), 3 – границы блоков, 4 – ориентировка оси сжатия при сдвиге, 5 – ориентировка оси сжатия в обстановке сжатия, 6 – ориентировка оси растяжения в обстановке растяжения

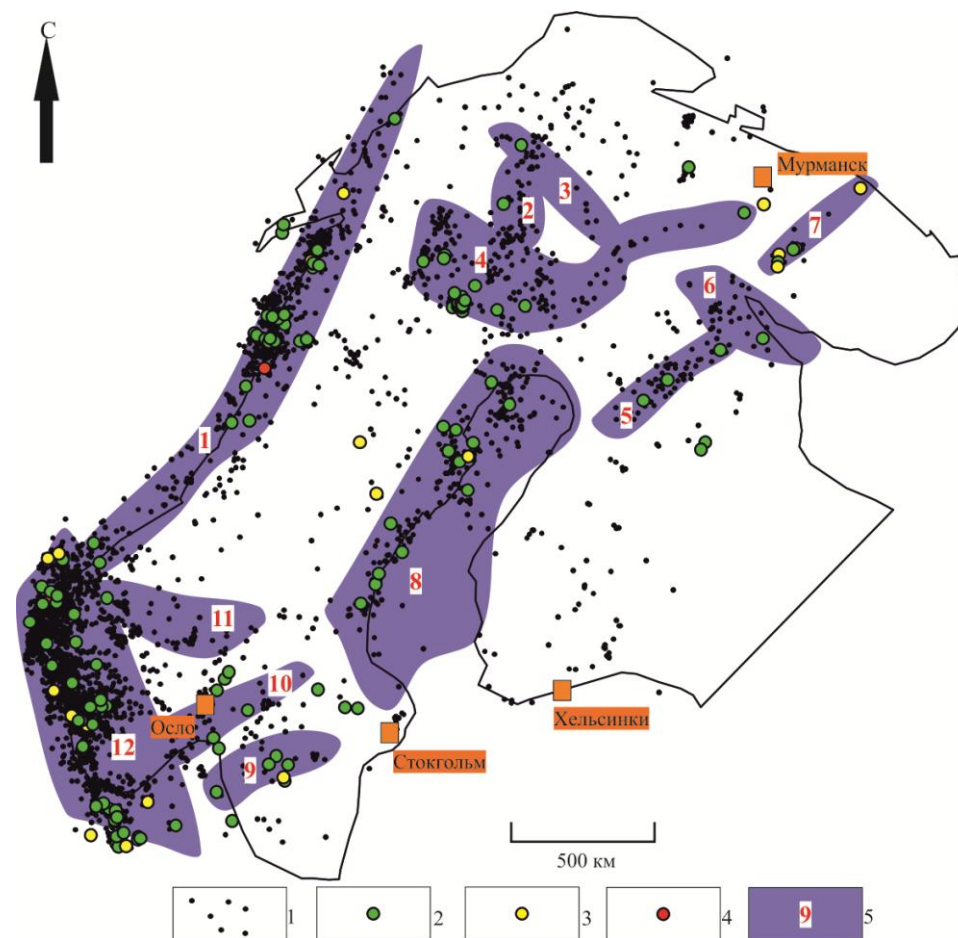


Рис. 14 Схема зон ВОЗ территории Фенноскандии: 1-4 – эпицентры землетрясений, произошедших с 1956 по 2020 гг. с магнитудами: 1– менее 3; 2 – 3-4; 3 – 4-5; 4 – более 5; 5 – зоны ВОЗ и их номера (см. Табл. 1)

№ п/п	Название зоны ВОЗ	Линейные размеры (в км)	$M_{\max}$ по исторической и современной сейсмичности	$M_{\max}$ с учетом палеосейсмологических данных	Тип напряженного состояния, полученный при моделировании	Ближайшее к зоне ВОЗ решение очага землетрясения [по Keiding et al., 2015]
I	Норвежская	2670x200	6,3	-	Сдвиг, 315° ⁴	Сдвиг, 300-315°
II	Финско-Шведско-Норвежская	300x200	3,8	-	Сжатие, 315°	Сжатие, 315-330°
III	Финско-Норвежская	700x135	4,2	-	Сжатие, 315°	Сжатие, 315-330°
IV	Шведско-Российская	1540x200	4,3	7 [Никонов и др, 2015]	Сжатие, 315°	Сжатие, 315-330° или 45-60°
V	Финско-Российская	670x130	5,1	7 [Никонов и др, 2015]	Растяжение, 330°	Растяжение/сдвиг, 45°/60°
VI	Беломорская	650x380	3,7	7 [Никонов и др, 2015]	Сжатие, 330°	Нет данных
VII	Апатитовая	600x100	5,2	7 [Никонов и др, 2015]	Сжатие, 330°	Нет данных
VIII	Ботническая	1750x500	5,4	>8 [Mörner, 2013]	Растяжение, 330°	Растяжение, 315-330°
IX	Венернская	900x 500 (рис. 13) 480x170 (рис. 14)	5,3	7,5 [Jacobsson et al, 2014]	Сдвиг, 285°	Сдвиг, 300°
X	Осло	715x160	5,9	-	Сдвиг, 285°	Сбросо-сдвиг, 30° ⁵
XI	Центрально-Норвежская	700x200	5,3	-	Сдвиг, 285°	Сдвиг, 270°
XII	Бергенская	1350x500	5,7	-	Сдвиг, 285°	Взбросо-сдвиг, 30° ⁶
XIII	Мурманская	1800x200	5,2	7 [Никонов и др, 2015]	Сжатие, 330°	Нет данных

Табл. 1. Краткое описание выделенных зон ВОЗ

⁴ Ориентировка оси сжатия (при обстановке сдвига или сжатия)/ растяжения

⁵ Ориентировка оси растяжения в сбросовом поле напряжений

⁶ Ориентировка оси сжатия в взбросовом поле напряжений

Следующим объектом, который хорошо выражен в современном рельефе, являются разломы, ограничивающие гранулитогнейсовый раннепротерозойский пояс в районе оз. Инари, а также разлом, отделяющий полуостров Рыбачий от остальной части континента.

Вся надвиговая граница каледонид в современном рельефе выражена фрагментарно. Наиболее хорошо она выражена на тех участках, где эта тектоническая граница наиболее спрямленная, а также в пределах субширотной границы каледонид и Свеконорвежского мегаблока (севернее г. Осло). Западная граница пермского грабена Осло выражена более четко, чем восточная.

Таких сравнений достаточно много в пределах данной территории и этот список можно продолжать очень долго, однако есть одна отличительная особенность всей этой территории – чем моложе блок Фенноскандии, тем более ярко и точно «слабые» зоны повторяют очертания древних разрывных нарушений. Так, в пределах каледонского складчатого сооружения и Свеконорвежского мегаблока эти зоны подчеркивают степень изогнутости разломов, в то время как в пределах Кольско-Карельского и Свеконорвежского мегаблоков лучше прослеживаются спрямленные участки древних разрывов. Учитывая этот факт, а также пространственное распределение эпицентров землетрясений, можно говорить о том, что часть из выраженных в современном рельефе разрывов, заложившихся в архей-протерозойское время, может быть активна на новейшем этапе (рис. 15).

Выводы

Проведенные исследования позволили предложить новую схему зон ВОЗ территории Фенноскандии. По данным компьютерного моделирования сделаны выводы об ориентировках главных нормальных напряжений на современном этапе в разных частях рассматриваемой территории. За исключением центральной части, развивающейся в обстановке северо-западного растяжения, Фенноскандия находится в обстановке северо-западного сжатия. Установленная обратная корреляция между плотностями эпицентров землетрясений и «слабых» зон может быть связана с тем, что накопление упругой энергии происходит преимущественно в зонах, отличающихся меньшим количеством дизъюнктивных структур, в то время как в тектонически нарушенных зонах имеет место релаксация напряжений по типу крипа.

Основные результаты, изложенные в данном разделе, были опубликованы в следующих работах: [Полещук и др., 2015; Сенцов, 2016; Агибалов и др., 2017; Сенцов, Агибалов, 2018; Сенцов, 2019; Сенцов и др., 2019; Сенцов и др., 2020; Сенцов и др., 2021а; Сенцов и др., 2021б; Сенцов, 2021; Сенцов, Агибалов, 2021]

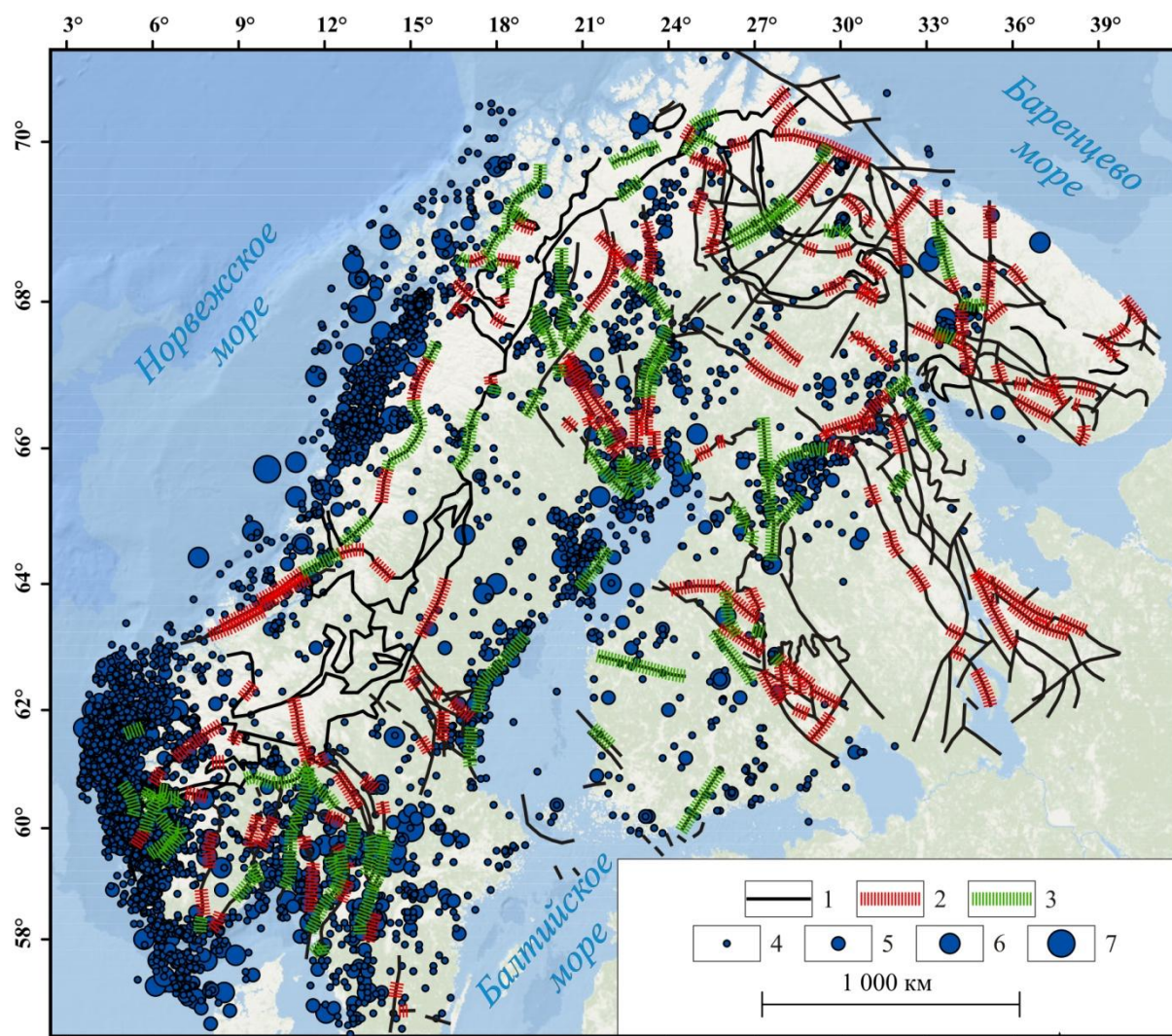


Рис. 15 Схема выраженности древних структур на новейшем этапе.: 1 – разрывные нарушения различной кинематики и возраста (по [Международная тектоническая..., 1996]); 2-3 – наиболее выраженные древние структуры: 2 – в современном рельефе; 3 – в современной сейсмичности; 4-7 – землетрясения с M : 4 – $M \leq 3$; 5 – $3 < M \leq 4$; 6 – $4 < M \leq 5$; 7 – $M > 5$

4.2 Балтийская синеклиза⁷

4.2.1. Геологическое строение

Балтийская синеклиза расположена на западном окончании Восточно-Европейской платформы, граничит на севере с Балтийским щитом, на юге – с Белорусской антеклизой, а на востоке – с Латвийской седловиной. Гарецкий [1999] выделяет переходную зону от Балтийского щита к Балтийской синеклизе, представленную Эстонско-Латвийской моноклиналию. В строении антеклизы выделяют два структурных этажа: нижний, представленный архей-протерозойским складчатым комплексом и верхним, сложенным осадочным чехлом фанерозойского возраста. Синеклиза представляет собой ассиметричную глубокую впадину, кристаллический фундамент которой погружается в западном направлении на глубины от 1-2 км до 4-6 км близ Датско-Польского прогиба (авлакогена) (рис. 16) [Милановский, 1987].

Породы кристаллического фундамента представлены, преимущественно, архейскими метаморфическими толщами гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, кристаллическими сланцами, которые прорваны гранитными и гранодиоритовыми интрузивными телами возрастом 1,6-1,2 млрд. лет [Мещерский, Харин, Чегесов, 2003]. Граниты, преимущественно крупнокристаллические, полевошпатовые. Реже встречаются (по результатам бурения) темно-серые мелко- и скрытокристаллические диориты, а также от темно-серых до темно-красных крупнокристаллические плотные гранодиориты [Отмас А.А.(старший), Коханова А.Н., 2015].

В осадочном чехле различают три основных комплекса отложений: каледонский — от отложений поздневенского времени до отложений раннедевонского времени, 2)

⁷ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

- 1) Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Сравнительный анализ новейшей геодинамики Балтийской синеклизы и северного склона Воронежской антеклизы // Геодинамика и тектонофизика. Т. 12. №4. 2021б. С. 951-968. DOI: <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0565> (0,98 авторского листа, 1 п.л., личный вклад – 33,3%, импакт-фактор в РИНЦ 0,871)
- 2) Сенцов А.А. Предварительные результаты анализа сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2021. №.1 С. 93-97 (0,16 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%)
- 3) Сенцов А.А., Агibalов А.О., Зайцев В.А. Особенности сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Материалы всероссийской научной конференции «Современные проблемы динамической геологии». Москва. 2021б. С. 114-119 (0,1 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 4) Сенцов А.А., Зайцев В.А., Полеицук А.В., Бардышев Г.П. Новейшая геодинамика сейсмоактивных областей Восточно-Европейской платформы (на примере Балтийской синеклизы, Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы) // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). Москва. 2019. С. 129-146 (0,81 авторского листа, 0,97 п.л., личный вклад – 25%)

герцинский — от пород позднедевонской эпохи до позднепермской, и 3) альпийский — от юрского периода, а в некоторых районах, в том числе в рассматриваемом — от позднепермской эпохи до кайнозой эры [Милановский, 1987]. Предполагается, что основание осадочного чехла, располагающегося в пределах акваторийной части, осложнено авлакогенами байкальского времени, которые ориентированы в северо-восточном направлении. Осадочный чехол имеет наименьшую мощность на восточной части структуры, на границе с Латвийской седловиной, в которой она достигает 500–1 000 м [Сейсмогеотектоника плит..., 2009].

Отложения вендского времени представлены трансгрессивной серией песчаников, алевритов и глин. В основании разреза встречаются лавы и пирокласты базального и кислого состава. Общая мощность отложений данного возраста составляет около 300 м [Короновский, 2011]. Кембрийские отложения, сложенные беломорской серией, в районе синеклизы представлены пестроцветными песчаниками, гравелитами, алевритами, кварц-гауканитовыми песчаниками и гравилитами, мощностью до 100 м. В ордовикское время территория синеклизы располагалась в пределах Балтийской пассивной окраины, на территории которой отлагались преимущественно карбонатные осадки, мощностью до 700 м, с прослоями горючих сланцев [Шейн и др., 2020]. Силурийские отложения, согласно залегающие на ордовикских, также представлены карбонатными породами, преимущественно известняками, доломитами и мергелями, сменяясь в центральной части глубоководными алеврито-глинистыми отложениями, в которых встречаются прослой граптолитовых сланцев. Общая мощность отложений данного возраста варьируется от 200-300 м на северо-востоке и увеличивается до 1 км в районе Калининграда. В ранне-среднедевонское время на территории Прибалтики накапливалась пестроцветная гравийно-песчаная толща лагунно-озерного генезиса, общей мощностью до 1 000 м. [Милановский, 1987].

В позднедевонское время произошло воздымание территории ВЕП [Шейн и др., 2020]. Основание отложений этого возраста представлено косослоистыми красноцветными песчаниками с гравийно-галечным материалом аллювиально-делювиального происхождения, сменяясь кверху чередованием прослоев глин, доломитов, известняков и песчаников с мелководно-морской фауной. Вершина разреза снова представлена, преимущественно, породами регрессивной серии – пестроцветными континентальными песчаниками. Мелководно-морские отложения накапливались лишь в отдельных лагунах. Мощность отложений составляет около 600 м. Отложения каменноугольного возраста на территории синеклизы почти отсутствуют и выражены маломощными прослоями терригенных отложений. Основание отложений пермского

возраста представлено конгломератами и песчаниками, которые маркируют собой начало трансгрессивной серии. Вверх по разрезу они сменяются глинами, известняками, доломитами и толщей эвапоритов (гипсы, ангидриты, каменная соль). Общая мощность отложений составляет около 200-300 м [Милановский, 1987].

Триасовые отложения в пределах синеклизы представлены маломощными красноцветными глинистыми толщами раннетриасового времени, и маломощными каолиновыми глинами и песчаниками поздне триасового времени, общей мощностью до 400 м. Породы юрского возраста представлены от сероцветных песчано-глинистых толщ, с прослоями углей среднеюрского времени до коралловых известняков и мергелей позднеюрского времени, мощностью до 200 м [Lietuvos..., 1984]. Мощность меловых отложений, представленных известковистыми песками, мергелями, реже трепелами, опоками и глауканитовыми песками, варьируется до 500 м. Палеогеновые отложения представлены эоценовыми песчано-алевритистыми породами с большим количеством янтаря. Оligоценовые отложения представлены мелководно-морскими и прибрежными кварцевыми песками. Мощность отложений ~ 100 м [Милановский, 1987]. Выше коренные отложения перекрываются четвертичными породами, важную роль в формировании которых играли покровные оледенения.

На новейшем этапе, начало которого для этой территории является позднее олигоценовое время, область Балтийской синеклизы представлена Балтийско-Белорусской впадиной, имеющей большие размеры в сравнении с синеклизой, сформировавшейся в палеозойское время (рис. 17). В пределах впадины выделяют [Сейсмоструктура плит..., 2009] Готландско-Ботническую зону грабенов, представленную Западно-, Центрально- и Восточно-Готландскими грабенами, и Литовско-Эстонскую моноклинали (расположение приведено с запада на восток). На северо-западе Балтийская впадина граничит с Стокгольмской моноклиной Балтийского щита, на юге – с Западно-Балтийской и Центрально-Европейской зонами поднятий. Готландско-Ботническая зона грабенов, по которой произошло заложение котловины Балтийского моря, является системой грабенов байкальского возраста, реактивизированной в среднеплейстоценовое время, вследствие гляциоизостатической активности [Милановский, 1987; Гарецкий, 1999].

Общая величина опусканий за олигоцен- четвертичный этап достигает 200 м в юго-западной части впадины. Изучаемая территория неоднократно подвергалась воздействию покровных ледников: Донского (~ 0,65 млн. лет), Окского (0,4-0,33 млн. лет), Калужского (0,27-0,2 млн. лет), Московского (0,16-0,125 млн. лет), Ранневалдайского (80-53 тыс. лет) и Осташковского (22-10 тыс. лет), к области распространения которого приурочена сейсмичность изучаемого района [Шик и др., 2004; Сейсмоструктура..., 2009]. В виду

того, что вышеназванные ледники имели многокилометровую мощность, в результате чего изучаемая область прогибалась, а после отступления ледника происходила гляциоизостатическая компенсация. Последовательная смена ледниковой и межледниковой привела «раскачке» кристаллического фундамента. Так, амплитуды суммарных прогибаний и воздыманий оцениваются в 0,3 км [Сейсмоструктура плит..., 2009]. Амплитуды постледниковых поднятий, установленные по надпойменным террасам, достигают на данной территории 15-20 м [Левков, Карабанов, 1987, Левков, Карабанов, 1994]. Примерно такие же деформации отмечены и в кровле кристаллического фундамента [Piasecki, 1982], что может говорить о реактивизации в поствалдайское время погребенных структур фундамента (в первую очередь, дизъюнктивных), которые можно рассматривать как потенциальные сейсмогенерирующие структуры.

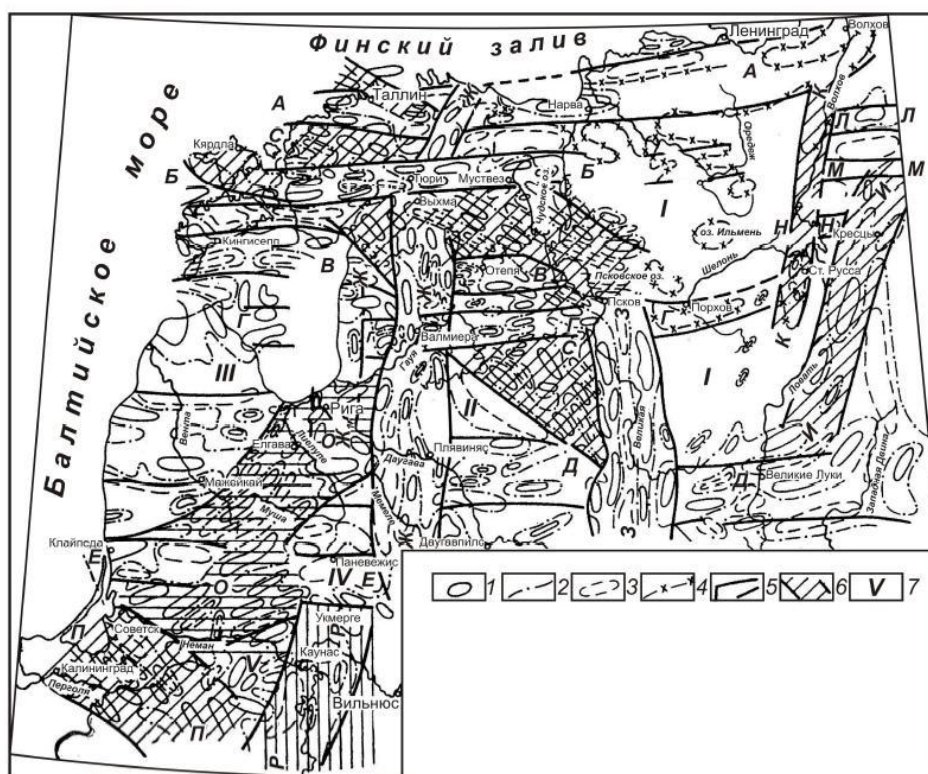


Рис. 16 Структурная схема кристаллического фундамента Северо-Запада Русской плиты (по материалам аэромагнитной съемки) [Можжаев, 1973] Изолинии ΔT_a : 1 — положительные, 2 — нулевые, 3 — отрицательные; 4 — относительные максимумы в отрицательном поле ΔT_a ; зоны повышенной тектонической активности: 5 — широтного и меридионального простирания (АА — Таллин — Гатчина, ББ — Муху — Муставаэ, ВВ — Кингисеп (Сарема) — Опея, ГГ — Валмиера — Старая Русса, ДД — Лиеная — Великие Луки, ЕЕ — Клайпеда — Укмерге, ЖЖ — Плявиняс — Выхма, ЖІЖІ — Рижская, ЗЗ — Себеж — Псков, ЛЛ — Будогощская, ММ — Вишерская, НН — Ильменская), 6 — северо-западного и северо-восточного простирания (СС — Эстонско-Латвийская, III — Вино-Крестецкая, КК — Волховская, ОО — Советск — Рига, ПП — Советск — Алитус, РР — Каунасская); 7 — блоки пониженной тектонической активности (I — Лужско-Новгородский, II — Латгальский (Вараклянский), III — Курземский, IV — Каунасский, V — Неманский).

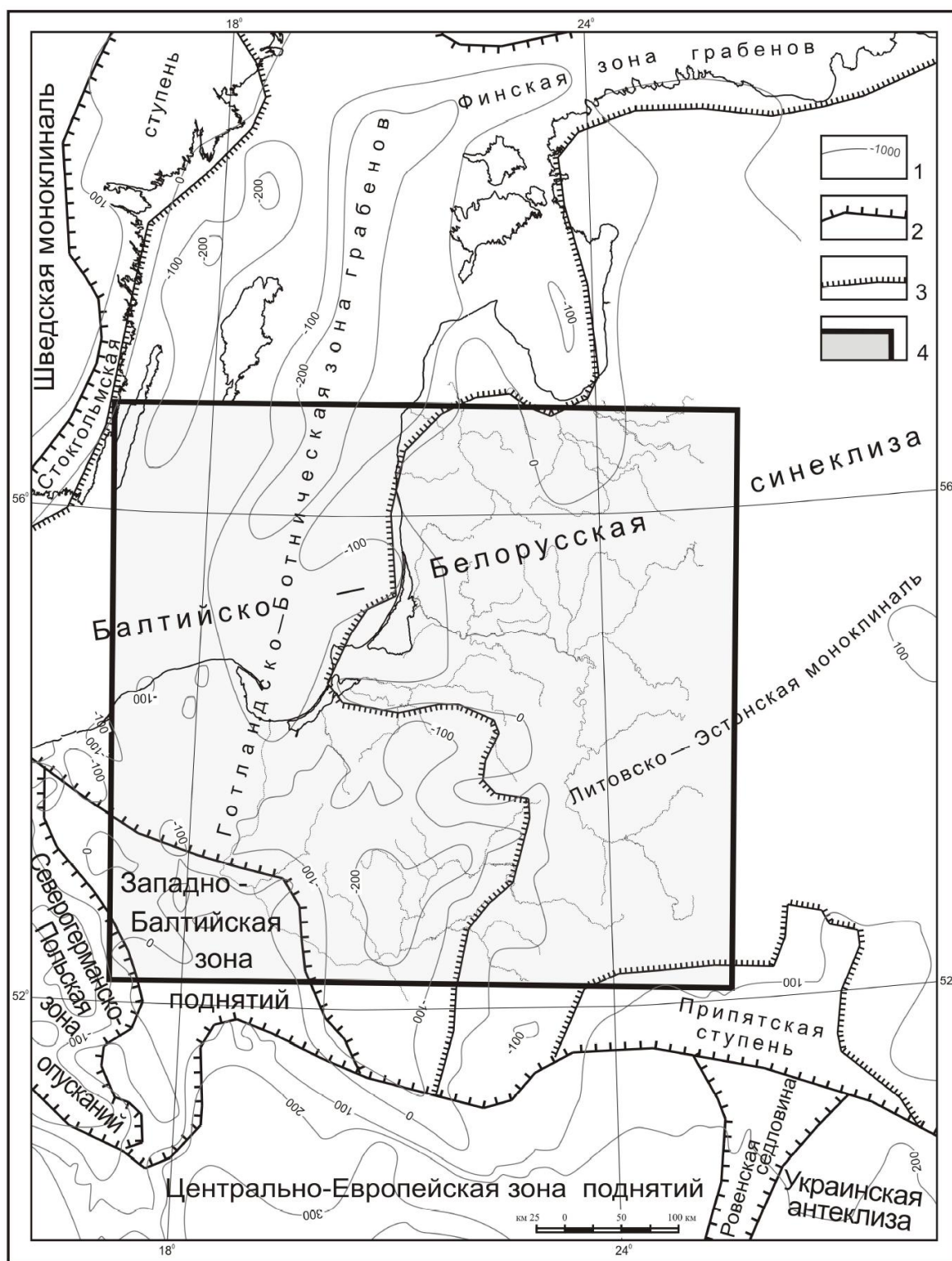


Рис. 17 Схема новейших структур западной части Русской плиты и смежных территорий [по Гарецкий и др., 1999] 1 — изолинии вертикальных неотектонических движений (в м); 2-3 — границы: 2-3 — новейших структур: 2 — третьего порядка, 3 — четвертого порядка; 4 — граница рассматриваемой территории.

4.2.2. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность

В результате структурно-геоморфологического анализа была построена схема новейших структур исследуемого района. На схеме «слабых» зон (рис. 18) представлены результаты визуального дешифрирования, проведенного в масштабе 1:500 000 с учетом данных предшественников [Сейсмотектоника плит..., 2009]. На данной схеме отображено большое количество «слабых» зон, протяженностью до 400 км. Результаты столь детального (при данном масштабе исследования) дешифрирования помогают нам получить не только количество, но и плотность этих зон, которая так же может быть использована в процессе анализа новейшей геодинамики. Подавляющее большинство из них ориентированы в северо-западном и северо-восточном направлениях, но встречаются «слабые» зоны и субмеридиональной, и субширотной ориентировки. Зоны имеют размеры от нескольких километров до первых сотен километров. Большие скопления «слабых» зон приурочены к областям предположительно активных разрывных нарушений II и III порядков, выделенных С.А. Несмеяновым с коллегами [Сейсмотектоника плит..., 2009], а также к областям с повышенным количеством разрывных нарушений (рис. 19). Наиболее хорошо выражены в рельефе структуры диагонального простираия. Этот факт свидетельствует в пользу того, что современный рельеф может отражать глубинные неоднородности, расположенные как в фундаменте, так и в осадочном чехле. Например, одна из «слабых» зон совпадает с разломом, установленным Е.А. Рогожиным [Рогожин и др., 2010; Рогожин, 2012], протягивающимся в субширотном направлении от Калининградского залива вглубь континента примерно до 23-го градуса восточной долготы (рис. 20). Это достаточно важное дополнение, т.к. согласно данным Н.В. Шарова и его коллег [Шаров и др., 2007], точно такую же ориентировку имеет часть новейших активных разрывных нарушений в смежных регионах. Исходя из этого, мы предположили, что наиболее крупные (по протяженности) из выделенных нами «слабых» зон являются активными разрывными нарушениями, которые достигают фундамента Восточно-Европейской платформы. По мнению Н.В. Шарова [Шаров и др., 2007], это может быть связано с тем, что платформенный чехол относительно маломощный, и он отражает разрывные нарушения хрупкого консолидированного фундамента платформы. Так же результаты этих работ были сопоставлены с другими схемами разломной тектоники данного региона (рис. 19, 20). Было установлено, что землетрясения 2004 года произошли по Янтарненской или Бакалинской разломным зонам северо-западного простираия. Кинематика этих разрывных зон - правые сдвиги, причем эти зоны выражены в рельефе, что говорит о возможности использования структурно-геоморфологического анализа для прогноза землетрясений по месту для данного региона.

За период наблюдений с 1302 по 2014 [Сейсмотектоника плит..., 2009] было зафиксировано 91 землетрясение, из них 76 в инструментальный период (рис. 17), из них 23 имели магнитуду больше 3. Раньше эта область не попадала на карте ОСР-97 в зоны высокой интенсивности, однако 2 землетрясения с магнитудой 4,6 и 4,7, произошедшие в сентябре 2004 года показали, что на данной территории возможны достаточно сильные для платформенных территорий землетрясения. После этих землетрясений Е.А. Рогожиным [Рогожин, 2012] были проведены полевые работы по микросейсмическому районированию данной территории. В результате этих работ с помощью палеосейсмологического метода было выявлено палеоземлетрясение с интенсивностью в 7 баллов (магнитуда около 5) и возрастом 10 000 лет.

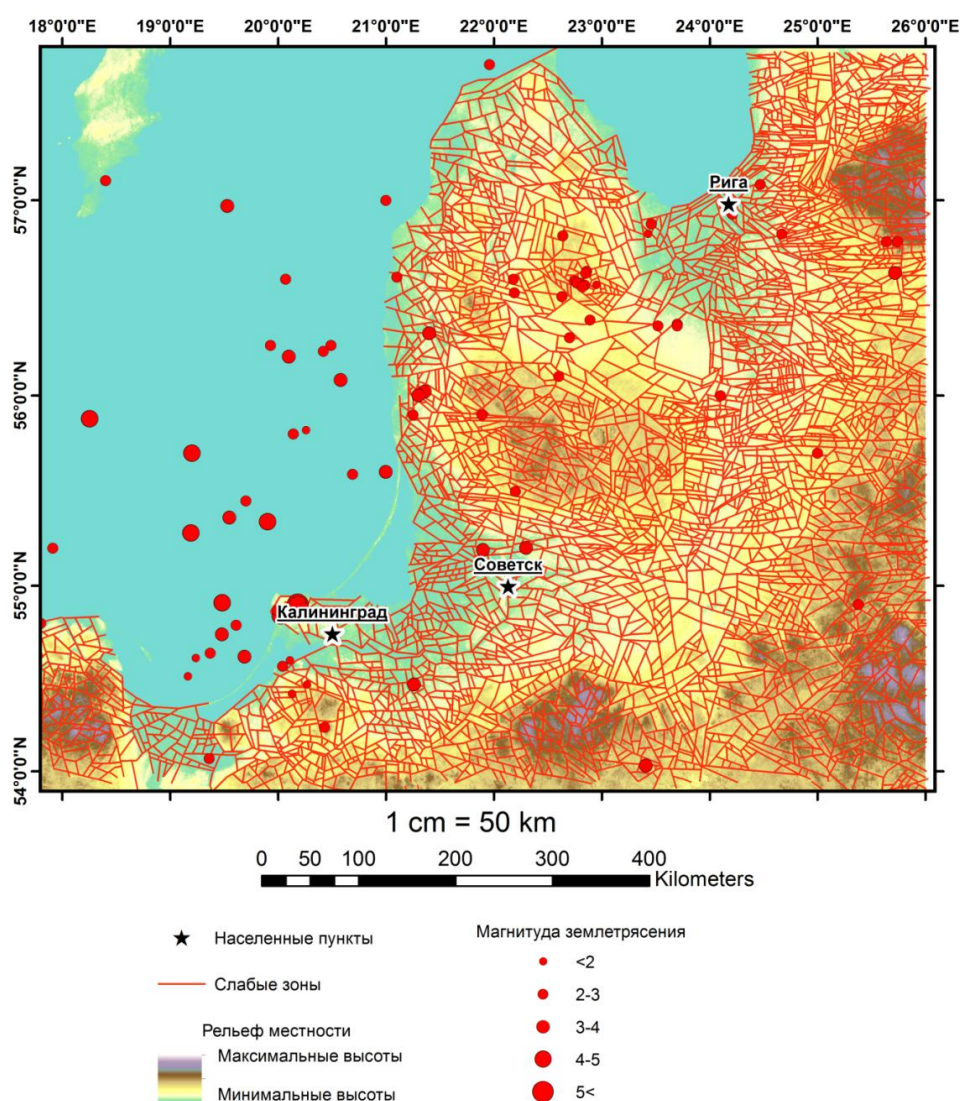


Рис. 18 Схема «слабых» зон территории Балтийско-Белорусской синеклизы, составленная структурно-геоморфологическим методом Н.П. Костенко.

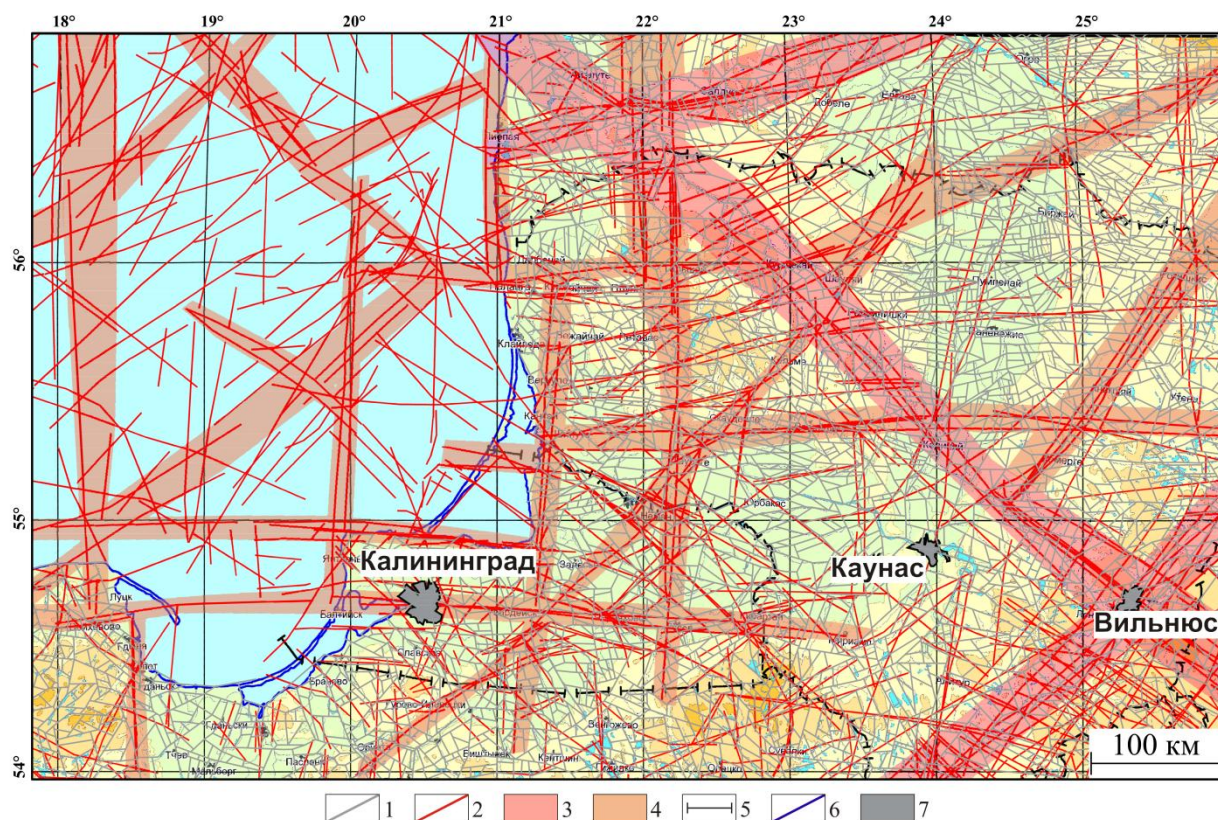


Рис. 19 Схема расположения разрывных нарушений Балтийской синеклизы [Сейсмотектоника плит..., 2009] с дополнениями. 1 – «слабые» зоны, 2 – данные о разрывных нарушениях, 3-4 – основные предположительно активные разрывные нарушения, используемые при компьютерном моделировании: 3 – II порядка, 4 – III порядка, 5 – государственные границы, 6 – береговая линия, 7 – крупные города

Проведенный анализ сейсмичности позволил установить, что коэффициент Пирсона между плотностями эпицентров землетрясений в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте равен 26%. Коэффициент корреляции между величинами сейсмической энергии, интерполированными на всю изучаемую территорию и рассчитанными для чехла и фундамента, составляет 14%. Кроме того, углы наклона линии тренда графиков повторяемости землетрясений, произошедших в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле различны (рис. 21). Повторяемость землетрясений в фундаменте описывается уравнением $Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,44(\pm 0,07)M + 0,35(\pm 0,25)$, $R_c=0,93$; $R^2=0,88$, где N – количество землетрясений магнитуды M , T – представленный период наблюдений в годах, R_c – коэффициент корреляции, R^2 – коэффициент дисперсии. Для землетрясений осадочного чехла характерна следующая зависимость: $Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,78(\pm 0,15)M + 1,72(\pm 0,48)$, $R_c=0,94$; $R^2=0,89$. Приведенные численные показатели проходят проверку критериями Фишера и Стьюдента как для кристаллического

фундамента ($F=40,23$ и $t=6,34$ при $F_{\text{крит}}=6,6$ и $t_{\text{крит}}=2,57$ для уровня статистической значимости $\alpha=0,05$), так и для осадочного чехла ($F=24,8$ и $t=4,98$ при $F_{\text{крит}}=10,12$ и $t_{\text{крит}}=3,18$ для уровня статистической значимости $\alpha=0,05$), которые доказывают значимость зависимости $Lg\left(\frac{N}{T}\right)$ от M . В целом, полученные данные позволяют сделать вывод о разном характере сейсмичности в осадочном чехле и фундаменте Балтийской синеклизы и обосновывают необходимость отдельного рассмотрения новейшей геодинамики в этих структурных этажах.

Повторяемость всех землетрясений Балтийской синеклизы описывается уравнением $Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,66(\pm 0,1)M + 1,53(\pm 0,36)$, $R_c=0,946$; $R^2=0,89$. Данная зависимость является значимой, т.к. проходит проверку критериев Фишера и Стьюдента ($F=43,43$ и $t=6,59$ при $F_{\text{крит}}=6,6$ и $t_{\text{крит}}=2,57$ для уровня статистической значимости $\alpha=0,05$). Наклон полученного графика имеет промежуточное положение по сравнению с графиками, построенными по Содовому и Сокращенному каталогам ($Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,865(\pm 0,039)Ms + 2,305(\pm 0,192)$ и $Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,588(\pm 0,065)Ms + 0,939(\pm 0,319)$ соответственно) [Сеймотектоника плит..., 2009]. Предложенная нами версия графика, на наш взгляд, может больше отражать сейсмичность региона. Это связано с тем, что сейсмический каталог на данную территорию достаточно скуден и весьма сложно объяснить точность графиков предшественников. Достаточно пологий наклон данного графика может свидетельствовать 1) о малом количестве сейсмических событий низких магнитуд и, 2) что график построен за интервал времени, характеризующийся повышенной активностью. Для районов с умеренной или высокой сейсмоактивностью это сопоставимо с периодами форшоковой, афтершоковой или роевой активности [Завьялов, 2006].

Обобщенные результаты структурно-геоморфологического анализа, анализа сейсмичности и использование литературных данных позволили составить генерализованную схему разрывных нарушений, предположительно активных на новейшем этапе (рис. 19), которая использовалась при компьютерном моделировании.

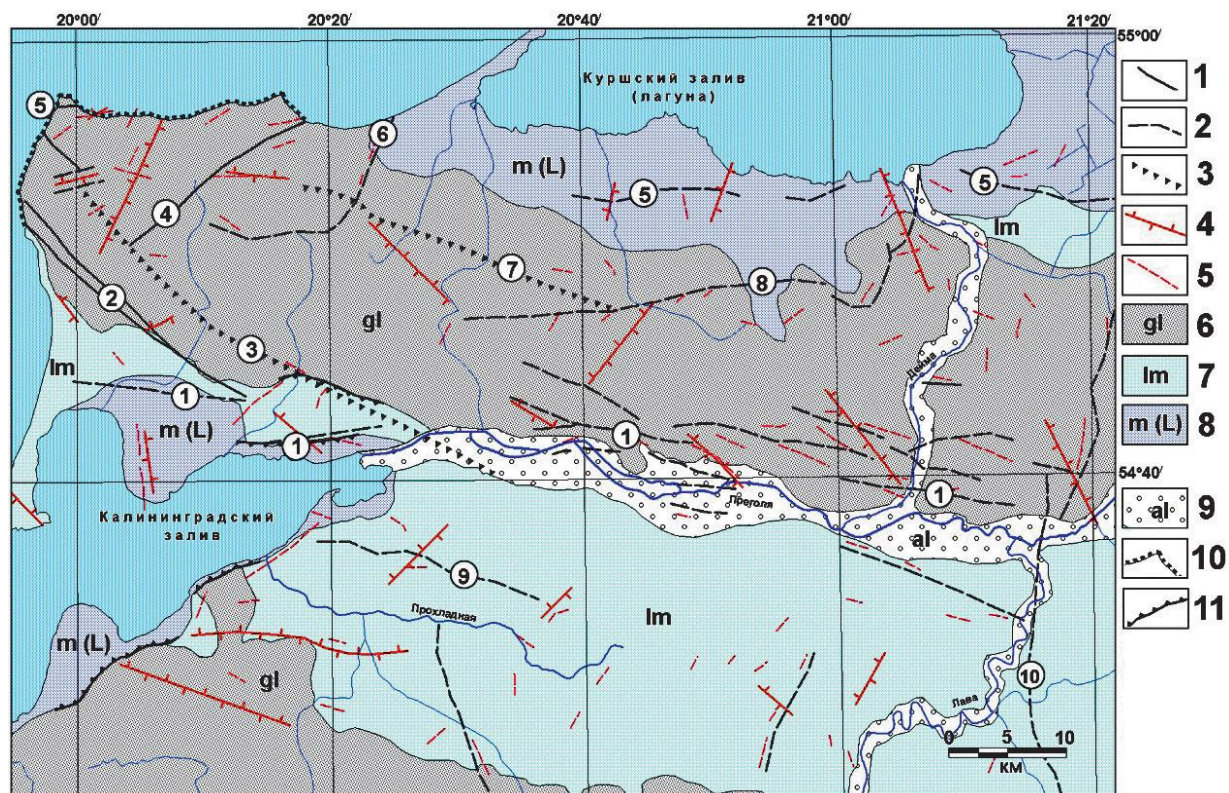


Рис. 20 Схема разломной тектоники и генетических типов рельефа района г. Калининград [Рогожин, 2012]. Составлена с использованием материалов: [Додонов и др., 1976; Загородных и др., 2002]. Условные обозначения: 1 – разломы, установленные на поверхности; 2 – разломы, установленные в каледонском и герцинском структурных ярусах по данным сейсморазведки и бурения; 3 – флексурно-разрывные зоны, нарушающие отложения альпийского этажа; 4 – оси новейших антиклинальных поднятий; 5 – оси локальных поднятий (брахиантиклиналей), установленных в каледонском и герцинском структурных этажах; 6 – холмисто-грядовые и слабо всхолмленные равнины, сложенные основной и краевой моренами валдайского оледенения; 7 – озерно-аккумулятивные равнины Балтийского ледникового озера; 8 – аккумулятивная морская равнина среднеголоценового возраста (Литоринское море); 9 – пойма и надпойменные террасы крупных речных долин; 10 – активный абразионный уступ (клиф); 11 – отмершие среднеголоценовые клифы. Названия разломных и флексурно-разрывных зон (номера в кружках): 1 – Прегольская разломная зона; 2 – Янтарненская разломная зона; 3 – Бакалинская флексурно-разрывная зона; 4 – Пионерский разлом; 5 – Светлогорско-Полесская разломная зона; 6 – Зеленоградский разлом; 7 – Мельниковская флексурно-разрывная зона; 8 – Гурьевский разлом; 9 – Нивенский разлом; 10 – Знаменская разломная зона.

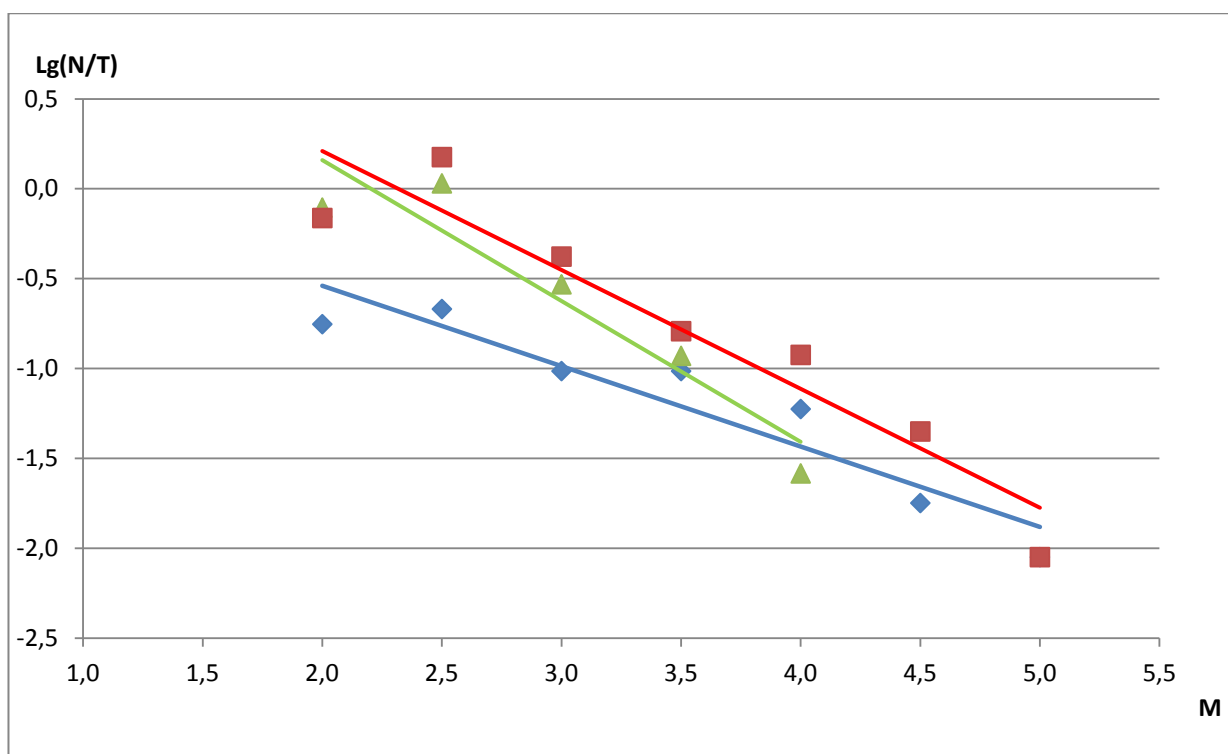


Рис. 21 Графики повторяемости землетрясений Балтийской синеклизы. Синим цветом показан график повторяемости сейсмических событий в кристаллическом фундаменте, зеленым – в осадочном чехле, красным – общий график на Балтийскую синеклизу. М – магнитуда землетрясений, N – количество землетрясений магнитуды М, Т – представленный период наблюдений в годах (пояснения в тексте).

4.2.3. Компьютерное моделирование новейшей геодинамики

На этом этапе было проанализировано две модели напряженного состояния (для фундамента и осадочного чехла).

Моделирование новейшей геодинамики в фундаменте

При моделировании новейшей геодинамики фундамента в качестве внешней нагрузки задавалось сдвиговое поле напряжения с азимутом простирания оси максимального сжатия в $330-345^\circ$ и углом падения, близким к 0° . Это было сделано исходя из решения фокального очага Калининградского землетрясения, случившегося 21.09.2004 и имевшего магнитуду $M_w = 4.8$. Очаг этого землетрясения располагался на глубине 7-10 км в районе Самбийского полуострова [Рогожин и др., 2014]. В результате моделирования было установлено, что для землетрясений, гипоцентры которых располагаются в пределах фундамента на глубинах до 20 км, такой тип напряженного состояния наиболее вероятен.

Был рассчитан коэффициент корреляции Пирсона (рис. 22) для следующих групп параметров: глубина и вероятность разломообразования; энергия (в Дж) и вероятность разломообразования. В первом случае коэффициент корреляции составляет 65%, а во

втором 42%. Стоит отметить, что в первом случае, нами были убраны из рассмотрения землетрясения, чей гипоцентр располагался на глубине 10 км. Это было сделано на основании исследований Е.А. Рогожина и его коллег [Рогожин и др., 2014], которые установили в данном районе в средней части земной коры (на глубинах 7-11 км) существует аномальная низкоскоростная зона. Во втором случае нами рассматривались исключительно высокомагнитудные (для данного региона) землетрясения ($M > 4$), т.к. такие события, скорее всего, являются природными, а не техногенного характера.

Отметим, что для более глубоких землетрясений такая корреляция не проводилась, т.к. с увеличением глубины будут меняться и деформационные свойства горных пород, что может привести к некорректным результатам при интерпретации. В результате первого этапа моделирования была построена модель напряженного состояния фундамента платформы на исследуемой территории. Данное напряженное состояние не коррелируется с малоглубинной сейсмичностью осадочного чехла, что позволяет сделать вывод о том, что чехол находится в другом поле напряжений. Это поле напряжений, по-видимому, зависит от поля напряжений фундамента и деформаций, происходящих в нем. В качестве геодинамической интерпретации того, что в фундаменте реализуется сдвиговое поле напряжений можно предложить влияние расположенной севернее зоны InSammer, испытывающей растяжение в точно таком же направлении. Таким образом, направление сжатия в районе Балтийской синеклизы может быть вызвано растяжением центральной части Балтийского щита (об этом говорилось в 4.1.3).

Моделирование новейшей геодинамики в осадочном чехле

Согласно М.А. Гончарову [Гончаров и др., 2005], при сдвиговых деформациях фундамента, в осадочном чехле должны образовываться антиклинальные поднятия. В нашем случае, при деформациях, вызванных осью сжатия $330-345^\circ$, в осадочном чехле будут образовываться поднятия, вытянутые в северо-восточном направлении около 60° . В таких условиях деформации, осадочный чехол будет испытывать растяжение, причем ось растяжения в чехле должна иметь ориентировку около $330-345^\circ$. При росте поднятий указанной выше ориентировки, в их сводовых частях будут образовываться трещины отрыва, с азимутом простирания в 60° . Данная гипотеза подтверждается тем, что часть закартированных в районе Калининграда новейших антиклинальных поднятий вытянуты в северо-восточном направлении, с небольшими отклонениями от ориентировки в 60° [Рогожин и др., 2014]. Ввиду этого, в качестве внешней нагрузки для осадочного чехла задавалось сбросовое поле напряжений, с ориентировкой субгоризонтальной оси растяжения $330-345^\circ$, а разломная сеть осталась без изменений (т.к. было предположено, что выделенные нами и нашими предшественниками активные разрывные нарушения

берут свое начало в фундаменте, то, соответственно, они есть и в осадочном чехле). Такой тип внешней нагрузки позволил выявить зоны возможного разломообразования в чехле платформы, в которые попадают почти все землетрясения, произошедшие как на материковой, так и на шельфовой части исследуемого региона (рис. 23). Так же, как и в случае фундамента, был рассчитан коэффициент Пирсона для тех же групп параметров (глубина сейсмического очага и вероятность разломообразования; энергия (в Дж) и вероятность разломообразования). В первом случае это значение равно почти 70%, а во втором – 58% (с увеличением энергии землетрясений увеличивается и вероятность разломообразования на отрыв). При рассмотрении землетрясений осадочного чехла были убраны из рассмотрения землетрясения с гипоцентром равным 0. Это было сделано по причине того, что достаточно часто данные каталогов несколько округляют значения и привязывают их к определенной границе. Вторая причина - ввиду того, что сейсмичность на территории низкомагнитудная, не исключено, что эти сейсмические события могут быть связаны с хозяйственной деятельностью человека.

Итак, результатом компьютерного моделирования является двухъярусная геодинамическая модель. Механизм возникновения такой геодинамической модели, по-видимому, связан с гляциоизостатическим поднятием Фенноскандинавского щита. Согласно данным M.Keiding [Keiding et al., 2015], наибольшие современные горизонтальные перемещения (по данным GPS) фиксируются на окраинных частях щита, в то время, как в центральной части они близки к 0. На основании этого нами делается предположение, что периферийная часть Фенноскандинавского щита оказывает давление в районе Балтийской синеклизы, вызывая в ней горизонтальные перемещения. Данный вывод не противоречит общим геодинамическим представлениям. Результаты, полученные по итогам моделирования, можно использовать в практических целях, а для уточнения сейсмического прогноза по месту и энергии. Известно [Рогожин и др., 2014; Никонов и др., 2005], что сейсмический потенциал данного региона, по принятой карте общего сейсмического районирования (ОСР-97), входящей в нормативы СНиП II-7-81, явно был недооценен и исправлен в последующей редакции карты ОСР-2015.

4.2.4. Схема зон возможных очагов землетрясений

По картам вероятности формирования новых разрывов малой протяженности и плотности эпицентров землетрясений нами было выделено 8 зон ВОЗ (3 в фундаменте и 5 в осадочном чехле Балтийской синеклизы) (рис. 24). В фундаменте установлены две ортогональные зоны (Береговая и Южно-Калининградская), возможная максимальная

магнитуда в их пределах оценивается в 4,5. Основанием для установления $M_{\max}$ служат сейсмические события, приведенные в Расширенном каталоге [Сейсмотектоника..., 2009].

Размеры субмеридиональной Береговой зоны (1) составляют около 490×115 км, а $M_{\max} = 4,5$, а субширотной Южно-Калининградской (2) - 555×70 км и $M_{\max} = 4,5$. Выделяется также и северо-западная (Калининградская) зона ВОЗ (3) с максимальной магнитудой 5,5. В осадочном чехле выделены следующие зоны. Вильнюсская зона (4), ориентированная в северо-западном направлении, длиной почти 290 км и шириной до 90 км, с максимально возможной магнитудой 3,4. Рижско-Советская зона (5), вытянутая в северо-восточном направлении, с максимальной магнитудой 3,5, длиной 400 км и шириной до 350 км. Рижская зона ВОЗ (6), вытянутая в северо-северо-западном направлении, длиной 215 км и шириной 65 км, с максимальной магнитудой 3,3. Советско-Балтийская (7) зона ВОЗ с максимальной магнитудой 4,1, так же ориентированная в северо-западном направлении (длина - 645 км, ширина - до 185 км). Гданьская зона (8), вытянутая в север-северо-восточном направлении, с максимальной магнитудой 4,9, длиной 260 км и шириной 190 км. Выделенные нами зоны ВОЗ являются региональными, их расположение хорошо согласуется с данными Е.А. Рогожина и его коллег [Рогожин, 2014] и С.А. Несмеянова [Сейсмотектоника..., 2009]. Так, Южно-Калининградская зона объединяет три зоны ВОЗ, выделенные С.А. Несмеяновым [Сейсмотектоника плит..., 2009] с $M_{\max} = 4,5$, Калининградская охватывает зону ВОЗ с $M_{\max} = 5$, а Гданьская расположена на территории трех зон ВОЗ с $M_{\max} = 4-5,5$. Выделенные нами зоны согласуются с активными разрывными нарушениями третьего порядка. Вильнюсская зона охватывает три зоны с $M_{\max} = 3$, Рижско-Советская – с зоной ВОЗ $M_{\max} = 3,5$. Рижская зона объединяет три области с $M_{\max} = 3$. Авторские три зоны соответствуют активным разрывным нарушениями второго порядка, а именно Шауляй-Гомельской шовно-разрывной и Лиепайско-Псковской шовно-антиклинарной мелкоблоковой погребенным активизированным структурам [Сейсмотектоника..., 2009]. Это означает, что проведенные нами исследования позволили подтвердить обоснованность выделения зон ВОЗ независимым методом, а также дополнить существующие схемы.

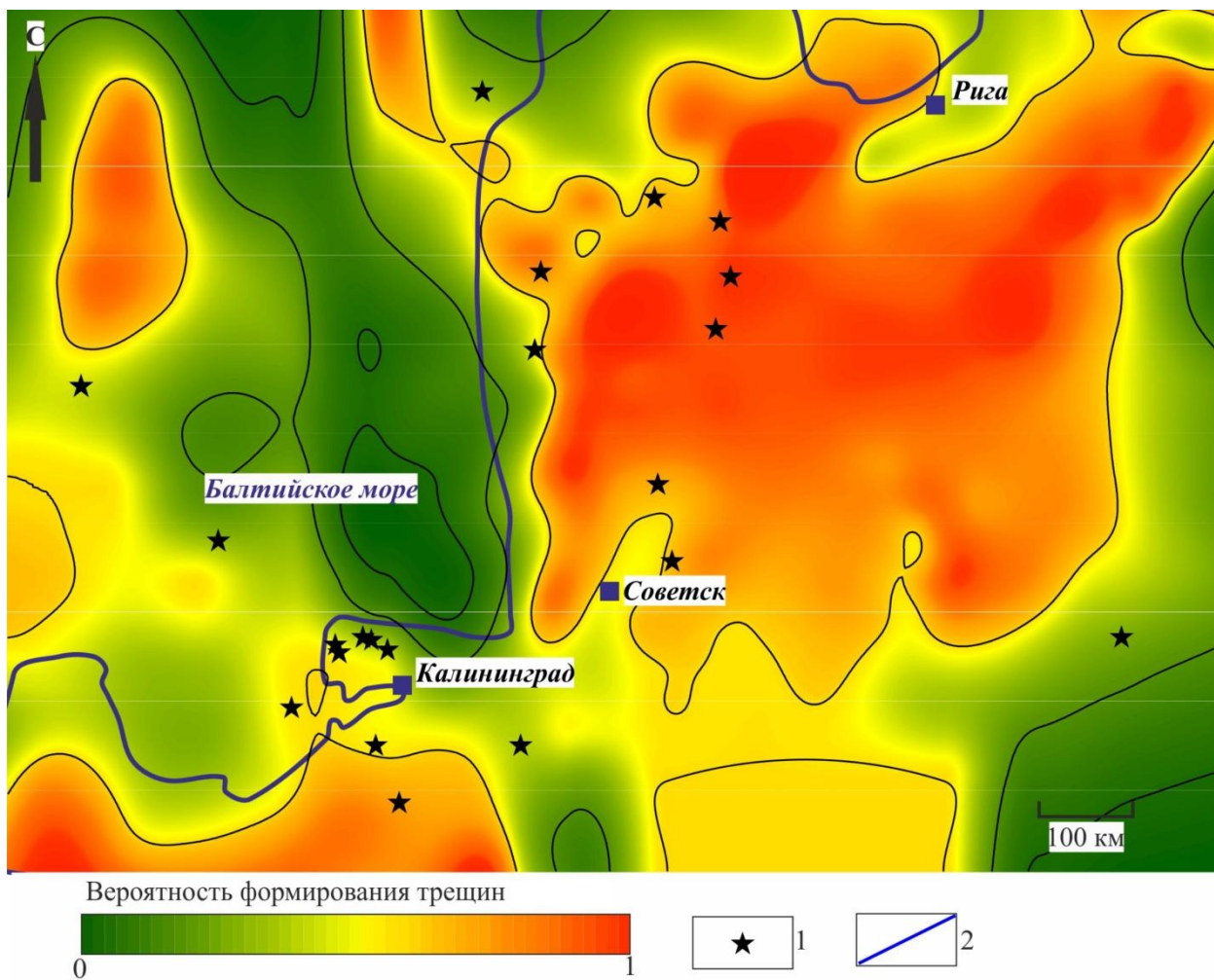


Рис. 22 Вероятность формирования трещин в фундаменте Балтийской синеклизы по результатам компьютерного моделирования [Агибалов и др., 2021б]. 1 – землетрясения, 2 – береговая линия.

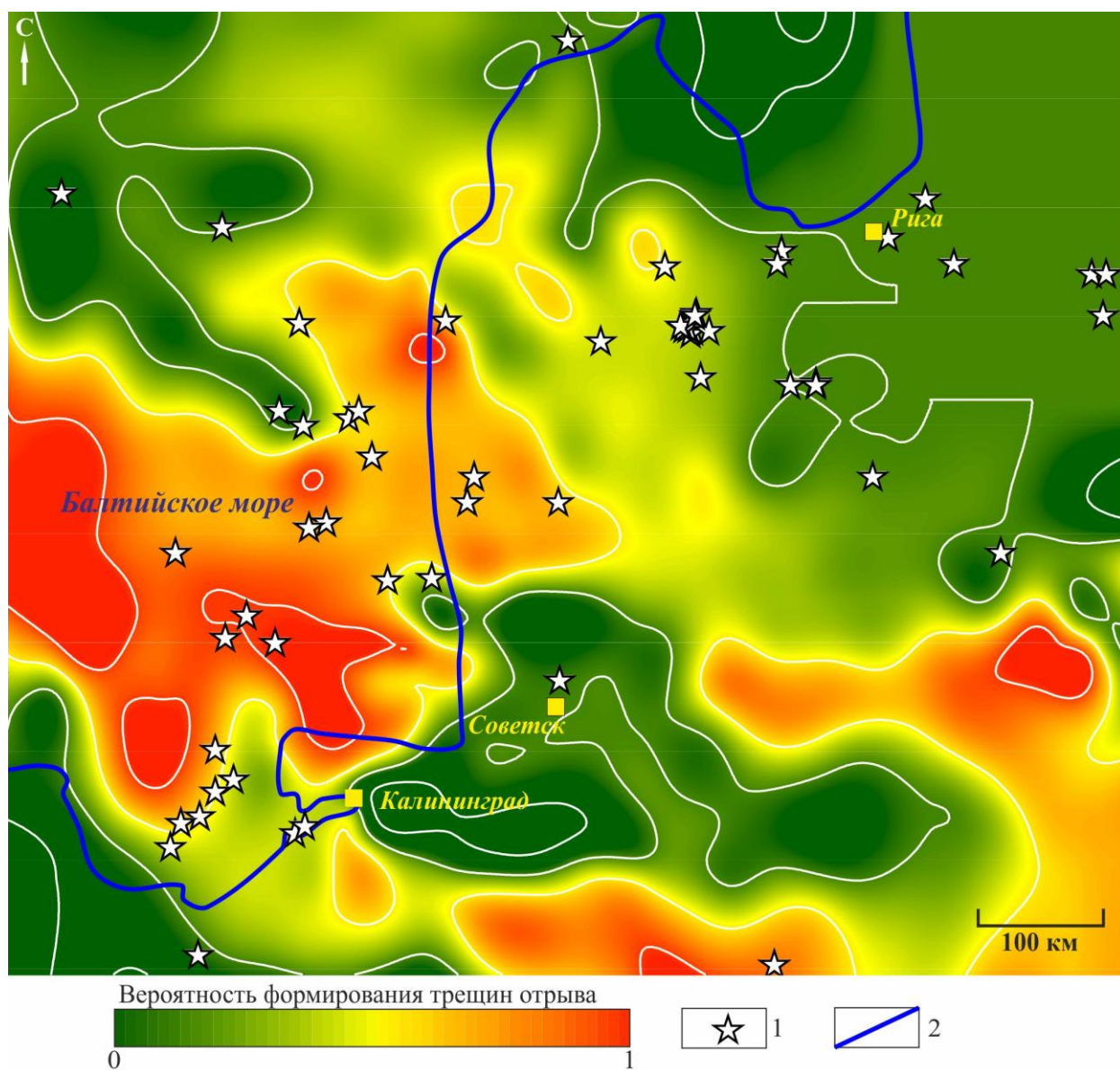


Рис. 23 Вероятность формирования трещин отрыва в осадочном чехле Балтийской синеклизы по результатам компьютерного моделирования [Агибалов и др., 2021б]
. 1 – землетрясения, 2 – береговая линия.

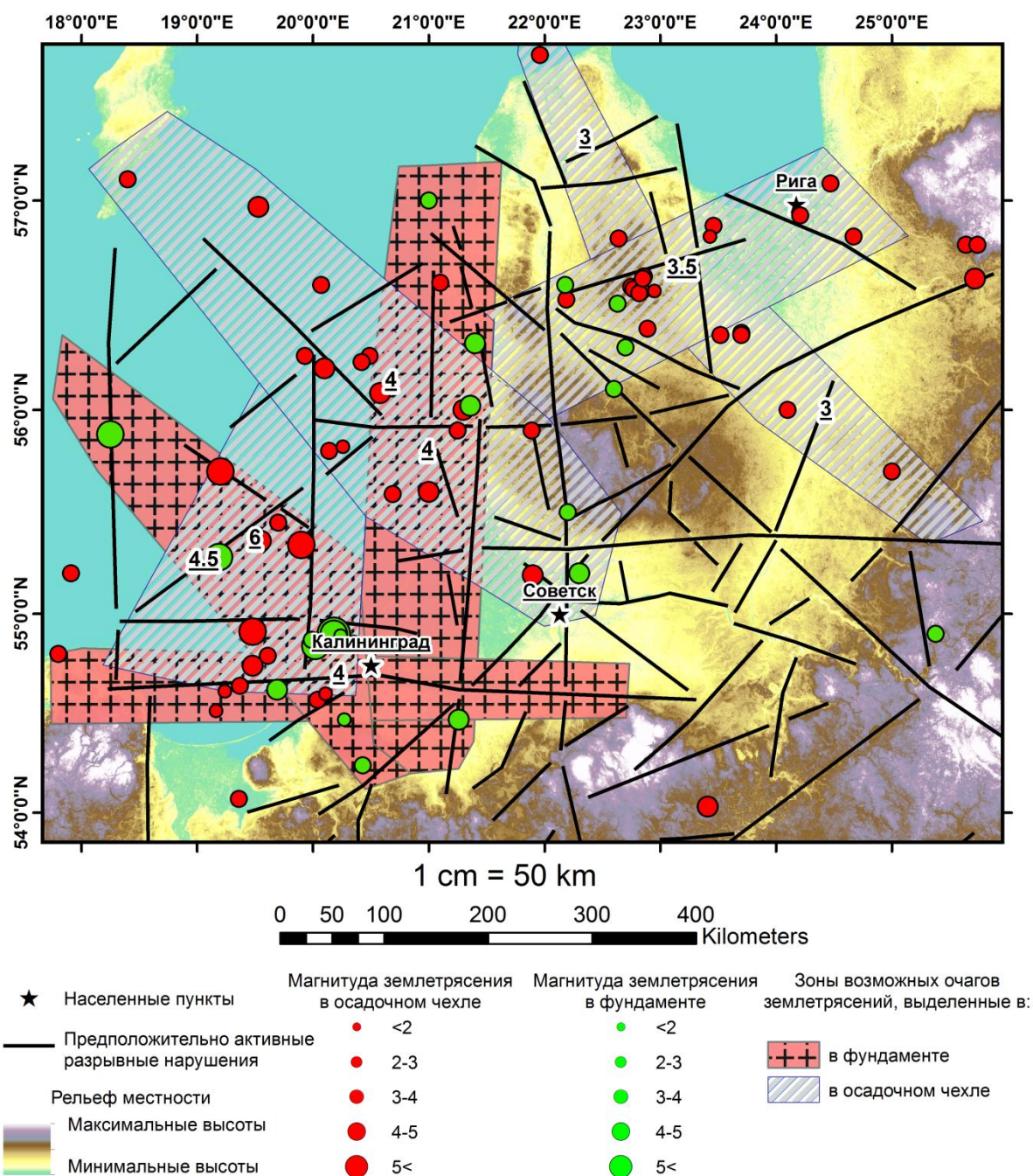


Рис. 24 Схема зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Калининградской области и сопредельных территорий (цифра, указанная внутри зоны ВОЗ, соответствует максимально возможной магнитуде землетрясения в пределах этой зоны).

4.2.5. Об унаследованности древних структур

Сопоставляя результаты структурно-геоморфологического анализа с данными о геологических разломах, обобщенных коллективом авторов под руководством С.А. Несмеянова [Сейсмотектоника плит..., 2009], можно заметить, что тенденция в выраженности в рельефе этих разломов сохраняется. Так, на западной части территории (в р-не г. Луцка) «слабые» зоны достаточно хорошо коррелируются с разломными зонами

В районе Вильнюса корреляция между двумя названными параметрами наиболее ярко прослеживается в диагонально ориентированных системах, причем как разрывов II ранга, так и отдельных разрывов. Похожая история прослеживается и системы разрывов, проходящей от побережья в р-не Лиепая вглубь континента в северо-восточном направлении. Разрывы субширотной ориентировки также имеют выражение в рельефе от Веркуле до Пумпенай, и в р-не Юрбакаса.

Обобщая результаты описания можно сделать вывод о том, что разломы диагональной системы более выражены в рельефе, чем разрывы ортогональной системы. Одной из причин такого явления, возможно, является северо-западное сжатие, которому легче влиять именно на диагональные разрывы.

Выводы

По результатам анализа данного участка Восточно-Европейской платформы можно сделать следующие выводы: 1) современный рельеф частично наследует более древний структурный план фундамента; 2) напряженное состояние фундамента в данном регионе представлено сдвиговым полем напряжения, с ориентировкой субгоризонтальной оси максимального сжатия в 330° ; 3) напряженное состояние в чехле платформы - растяжением, с ориентировкой субгоризонтальной оси максимального растяжения в 330° ; 4) выделено 8 зон ВОЗ, из которых три находятся в фундаменте, а пять – в осадочном чехле.

Основные выводы, приведенные в данном разделе, были представлены в следующих работах: [Сенцов и др., 2019; Сенцов, 2021; Сенцов и др., 2021б; Агибалов и др., 2021б]

4.3. Воронежская антеклиза⁸

Согласно каталогу [Новый...,1977], одним из сильнейших описанных сейсмических событий на территории Воронежской антеклизы является землетрясение 21.07.1825 г., эпицентр которого располагался в районе г. Павловска. Магнитуда этого события, оцененное по макросейсмическим данным, равняется $3,6 \pm 0,7$. Это значение является достаточно большим для платформенной территории. Детальный сейсмический мониторинг проводится на данной территории с 1998 г. По результатам мониторинга установлено [Надежка и др., 2010; Ефременко, 2011; Ежова и др, 2013], что в исследуемом районе возможны землетрясения 9-го энергетического класса (по шкале MSK-64), который соответствует $M \approx 3$. Результаты этих наблюдений позволяют сделать вывод об активной (по меркам древних платформ) сейсмичности региона.

⁸ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

- 1) Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Сравнительный анализ новейшей геодинамики Балтийской синеклизы и северного склона Воронежской антеклизы // Геодинамика и тектонофизика. Т. 12. №4. 2021б. С. 951-968. DOI: <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0565> (0,98 авторского листа, 1 п.л., личный вклад – 33,3%, импакт-фактор в РИНЦ 0,871)
- 2) Панина Л.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Агibalов А.О. Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. Т. 91. № 4-5. 2016. С. 51-60 (0,23 авторского листа, 0,4 п.л., личный вклад – 25%, импакт-фактор в РИНЦ 0)
- 3) Зайцев В.А., Панина Л.В., Мануилова Е.А., Сенцов А.А. Современные методы и результаты изучения неотектоники центральной части Восточно-Европейской платформы / Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей" // М.: Издательство "Перо". 2016. С. 49-55 (0,15 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 25%)
- 4) Зайцев В.А., Панина Л.В., Сенцов А.А. Структурно-геоморфологические исследования центральной части Русской плиты // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. Москва. 2017. Т. 2. С. 177-180 (0,1 авторского листа, 0,2 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 5) Панина Л.В., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Агibalов А.О., Сенцов А.А. Новейшая тектоника Восточно-Европейской платформы как отражение деформации фундамента // Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей. Москва. 2016а. С. 22-26 (0,12 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 20%)
- 6) Сенцов А.А. Использование данных о временных вариациях гравитационного поля для уточнения прогноза маломagnitude землетрясений по времени на примере Балтийского щита и Воронежской антеклизы // Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей". Москва, 24 – 26 мая 2016 г. Москва. 2016. С. 212-216 (0,12 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%)
- 7) Сенцов А.А. Предварительные результаты анализа сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2021. №.1 С. 93-97 (0,16 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%)
- 8) Сенцов А.А., Агibalов А.О., Зайцев В.А. Особенности сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Материалы всероссийской научной конференции «Современные проблемы динамической геологии». Москва. 2021б. С. 114-119 (0,1 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 9) Сенцов А.А., Зайцев В.А., Полещук А.В., Бардышев Г.П. Новейшая геодинамика сейсмоактивных областей Восточно-Европейской платформы (на примере Балтийской синеклизы, Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы) // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). Москва. 2019. С. 129-146 (0,81 авторского листа, 0,97 п.л., личный вклад – 25%)

4.3.1. Геологическое строение

В тектоническом отношении изучаемая территория делится на два структурных этажа: *нижний*, представленный сложно дислоцированными и метаморфизованными породами, пронизанными интрузивными образования различного состава, архейско-раннепротерозойского возраста, и *верхний*, представленный отложениями позднепротерозойского, фанерозойского и четвертичного возраста, которые залегают субгоризонтально и представлены, в большинстве своем, осадочными породами [Кузьмин и др., 2015].

Кровля нижнего структурного этажа, являющегося поверхностью кристаллического фундамента (рис. 26) залегает на разных глубинах: так, в южной части она находится на отметке +0,1 м (р-н Курской магнитной аномалии), а при приближении к Пачелмскому авлакогену она достигает отметок в -1500 м (в самом авлакогене – -4500 м). Наиболее древними отложениями этого этажа являются архейские породы обоянского и михайловского комплексов. Первый представлен светло-серыми мелко-среднезернистыми биотитовыми, амфибол-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсами амфиболитов, которые находятся в виде линз и ксенолитов в гранитно-метаморфическом комплексе, а также слагают антиклинорные зоны и ядра срединных массивов. Мощность пластов и линз может достигать 248 м [Кузьмин и др., 2015], а возраст пород данного комплекса оценивается в 3-3,64 млрд. лет Sm-Nd методом [Щипанский и др., 2007]. Михайловский метаморфический комплекс залегает в виде вытянутых цепочек внутри обоянского комплекса. Породы данного комплекса представлены биотитовыми и роговообманковыми-биотитовыми среднезернистыми гнейсами, мигматитами, силикатно-магнетитовыми полосчатыми рудами. Данные отложения могут быть прорваны в различных частях дайками ультраосновных пород. Данные отложения имеют возраст позднего архея (лопия) [Гаврюшова и др., 2005], а их максимальная мощность составляет 179,6 м [Кузьмин и др., 2015].

В состав нижнего структурного этажа также входят породы нижнего и верхнего протерозоя. Отложения раннепротерозойского возраста, представленные вулканогенно-осадочными породами курской серии, а также яковлевской, роговской, тимской и белгородскими свитами, перекрывают архейские отложения.

Породы курской серии, в составе которых находятся железистые кварциты, слагают ядра антиклинарных структур и расположены в юго-западной части изучаемого региона [Молотков и др., 1999]. Возраст отложений – 2500 ± 50 млн. лет [Головин, Филиппов, 2001]. Породы этой серии представлены как серыми сланцами кварцослюдистого состава, розовыми кварцитопесаниками, биотит-мусковитовыми светло-

розовыми гнейсами, которые образуют стойленскую свиту, мощностью от 30 до 120 м, так и сланцами железистыми кварцитами коробовской свиты, мощностью 300-650 м [Государственная..., 2009].

Породы яковлевской свиты развиты фрагментарно, залегая на породах курской серии. Они представлены доломитами, хемогенными кремнисто-железистыми кварцитами, гравелитами, песчаниками, черными углистыми сланцами и железистыми кварцитами, имеющих общую мощность до 1,5 км [Ахмедов и др., 2011].

Породы роговской свиты представлены доломитовыми мраморами, слюдисто-карбонатными и слюдисто-кварцевыми сланцами, кварцитопесчаниками, с максимальной мощностью в 150 м [Государственная..., 2009].

Породы тимской свиты представлены метавулканическими породами основного состава с прослоями метаосадочных пород до 47 м [Кузьмин и др., 2015]. Метавулканиты представлены афировыми и порфировыми метабазами, в то время как метаосадочные породы представлены черными углеродистыми сланцами, метаалевролитами с прослоями метапесчаников. Общая мощность свиты составляет 1,2 км, а возраст – 2060-2100 млн. лет [Головин, Филиппов, 2001].

Белгородская свита заполняет мульдообразные прогибы в которых согласно залегают на породах яковлевской свиты. Основание свиты сложено кварцитопесчаниками, слюдистыми сланцами, сменяясь кверху магнетитовыми кварцитами, сульфитно-углеродистыми сланцами. Общая мощность свиты составляет около 1,1 км [Ахмедов и др., 2011]

Породы верхнебайкальского структурного этажа представлены терригенными формациями, накапливавшимися в условиях мелководных бассейнов. В основании этажа залегают базальная гравийно-аргиллито-песчаниковая формация, мощностью до 70 м. Выше неё – туфогенно-песчаниково-алевролит-аргиллитовая формация с мощностью до 190 м. Следом идёт туфогенно-песчано-аргиллитовая формация, мощностью в 200, а завершает разрез яруса песчанико-алевролит-аргиллитовая пестроцветная формация с мощностью до 80 м. Возраст пород яруса – поздневендский-раннекембрийский (томмотский век), а общая мощность – 540 м [Кузьмин и др., 2015]. Отложения этого возраста залегают со структурным и стратиграфическим несогласием на поверхности отложений нижнебайкальского яруса. Южная граница распространения пород данных отложений достигает 54°-53° с.ш. Глубина залегания кровли у этой границы составляет порядка 700 м.

Нижнегерцинский структурный ярус на рассматриваемой территории представлен в полном объеме – от нижнего девона (эмский ярус) до нижнего карбона (нижневезейский

ярус) включительно. Основанием формации служат мелкозернистые серые песчаники, сменяющаяся вверх по разрезу соленосным карбонато-гипсово-глинистой формацией, терригенными отложениями и известково-глинистыми породами. Максимальная мощность отложений составляет 1100 м, при этом увеличение мощности происходит с юго-запада на северо-восток [Кузьмин и др., 2015].

Верхнегерцинский структурный ярус сложен терригенными, терригенно-карбонатными и сульфатно-карбонатными формациями. Имеет южную границу распространения в 53° с.ш., а общую мощность до 400 м. Терригенные отложения представлены глинисто-песчанистыми отложениями с прослоями углей, сменяющиеся вверх по разрезу известняками, глинами и песчано-глинистых отложениями.

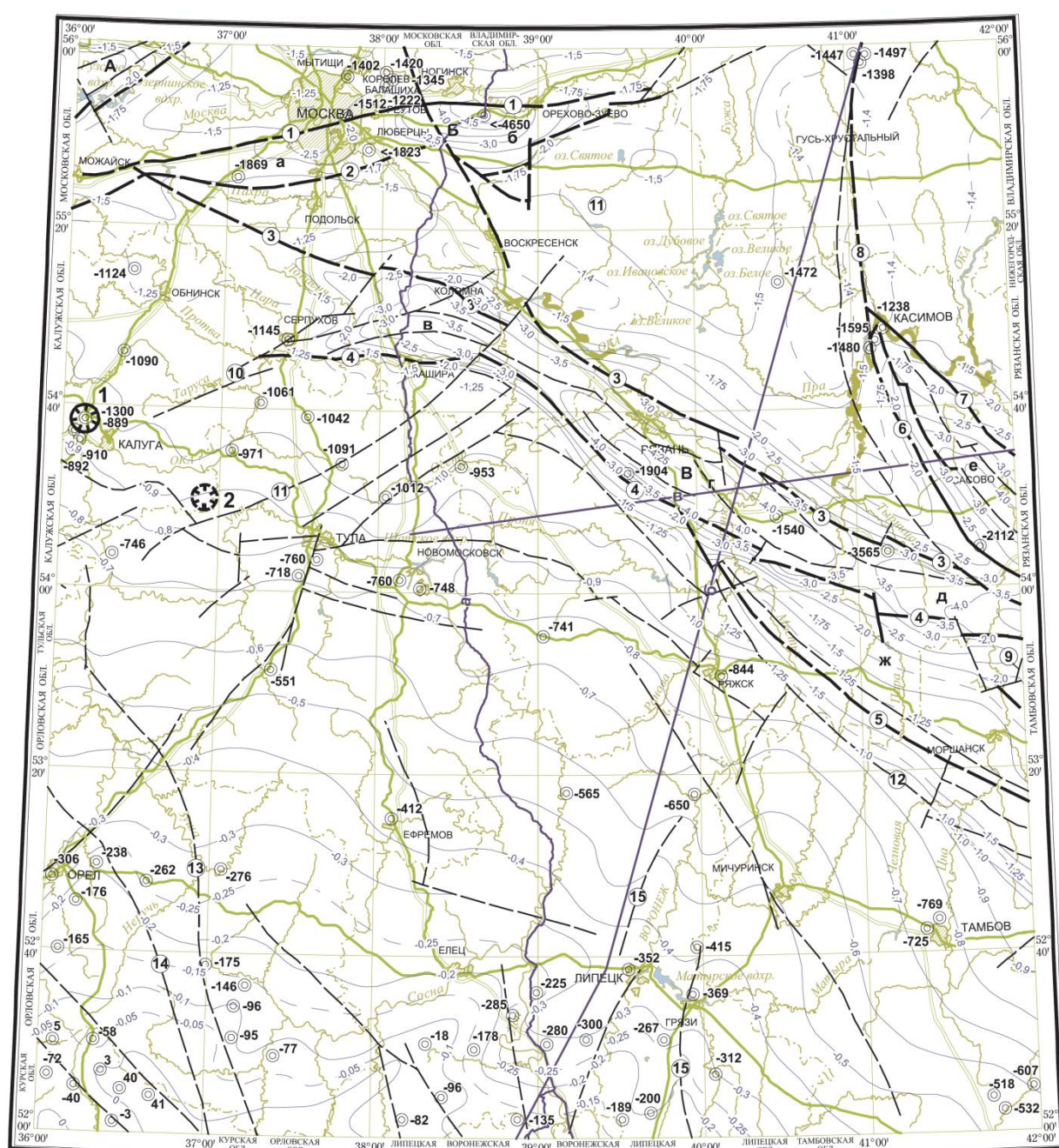
Киммерийско-альпийский структурный ярус представлен отложениями юрского, мелового и неогенового возрастов. Породы юрского возраста, начинающиеся с байосского века, представлены глинами, часто песчанистыми, песчаниками и алевролитами, мергелями, опоками, фосфоритами. В целом, это ряд пород, отражающий трансгрессивный этап развития территории, с общей мощностями 50-90 м в своде антеклизы и до 500 м ближе к границам структуры.

Одной из особенностей данной территории является наличие древней коры выветривания досреднедевонского возраста. Эти коры развиты в мафитовых-ультрамафитовых породах. Коры выветривания развиты по алюмосиликатам карельского возраста, а также по железистым кварцитам курской серии и яковлевской свиты. Мощность этих кор может достигать 300 м

В тектоническом отношении, фундамент исследуемой территории делится на следующие мегаблоки (с северо-запада на юго-восток): Могилевский, Брянский, Курский, Хоперский и Волгоградский. Курский и Хоперский мегаблоки разделяет Лосевская шовная зона. Все мегаблоки разбиты рядом разрывных нарушений (рис. 27), большая часть которых хорошо дешифрируется в современном рельефе.

Исследуемая территория располагается в пределах нескольких крупных неотектонических структур (с запада на восток): Смоленский, Днепрово-Деснинский, Среднерусский, Окско-Донской и Приволжский (рис. 28) [Трегуб, 2005, Ежова и др, 2010]. При сравнении этих структур со строением фундамента можно заметить, что новейшие структуры являются ничем иным, как активизированными докембрийскими структурами, что подтверждается их зональностью в широтном направлении: Днепрово-Деснинский (опущенный), Среднерусский (приподнятый) и Окско-Донской (опущенный) мегаблоки являются отражением Брянского, Курского и Хоперского мегаблоков в кристаллическом фундаменте [Соколов, 2013]. Средние амплитуды восходящих неотектонических

движений пяти перечисленных неотектонических зон составляют 75–100 м, 75 м, 150 м, 90 м и 100–200 м соответственно [Трегуб, 2001]. Исследуемая территория подвергалась воздействию окского (на северной части) и днепровского (среднеоплейстоценовое время) оледенениям. Покровные оледенения могли привести на новейшем этапе к реактивизации глубинных разрывов, что было показано ранее на примере Балтийской синеклизы. В пределах северного склона Воронежской антеклизы такое утверждение тоже может иметь место, ввиду преобладания на данной территории восходящих неотектонических движений, которые могут быть частично вызваны снятием ледниковой нагрузки.



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Разломы:

-  главные достоверные, установленные по геологическим и геофизическим данным
-  главные предполагаемые, установленные по геофизическим данным
-  второстепенные предполагаемые, установленные по геологическим и геофизическим данным

Изогипсы рельефа поверхности кристаллического фундамента:

-  основные (через 100 м от 0 до 1000 м; через 500 м от 1000 м)
-  промежуточные (через 50 м от 0 до 1000 м; через 250 м от 1000 м)

Вулкано-тектонические структуры

-  1 Калужская (изученная по материалам бурения и геофизических исследований)
-  2 Дугнинская (изученная по данным геофизических исследований)

Опорные геолого-геофизические профили:

- а – 1-ЕВ;
- б – Купянск–Липецк–Кинешма;
- в – Тула-Инсар

-  -2112 Скважины и абсолютные отметки глубин залегания поверхности фундамента

Авлакогены:

- А – Гжатский; Б – Подмосковский; В – Пачелмский

Грабены:

- а – Теплостанский;
- б – Павлово-Посадский;
- в – Серпуховский;
- г – Рязанский;
- д – Сомовский;
- е – Сасовский;
- ж – Захарово-Пересыпкинская терраса

Разломы (номера в кружках):

- 1 – Павлово-Посадский;
- 2 – Раменский;
- 3 – Коломенский;
- 4 – Зарайско-Сердобский;
- 5 – Старожилово-Пересыпкинский;
- 6 – Каверинский;
- 7 – Касимовский;
- 8 – Непейцинский;
- 9 – Морсовский;
- 10 – Калужско-Серпуховский;
- 11 – Дугнинско-Шатурский;
- 12 – Вернадский;
- 13 – Орлово-Курская зона;
- 14 – Алексеевско-Жилевский;
- 15 – Липецко-Скопинская (Лосевско-Мамоновская) зона

Рис. 26 Структурная схема поверхности фундамента. Масштаб 1 : 2 500 000 [Кузьмин и др., 2015]. Составил В. П. Кириков с использованием карт-трансформант геофизической основы [Алексеев и др., 2005], а также отчетов [Бобров, 2006; Буш и др., 2002].

Линейные прогибы, разделяющие неотектонические поднятия, связаны с зонами крупных разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте. В современном рельефе им соответствуют речные долины с широким спектром неогеновых и четвертичных террас (рис. 28). Так, Окско-Донская впадина представляет собой ориентированный в субмеридиональном направлении широкий опущенный блок, располагающийся между Приволжским и Среднерусским мегаблоками. Окско-Донская впадина выполнена мощной толщей морских и аллювиальных, аллювиально-озерных неогеновых (до 100 м) и аллювиально-флювиогляциальных, ледниковых четвертичных отложений мощностью до 80 м. Границы впадины отмечены флексурами в разрезе осадочного чехла, следующими вдоль разломов в кристаллическом фундаменте [Трегуб, 2005, Панина и др., 2016].

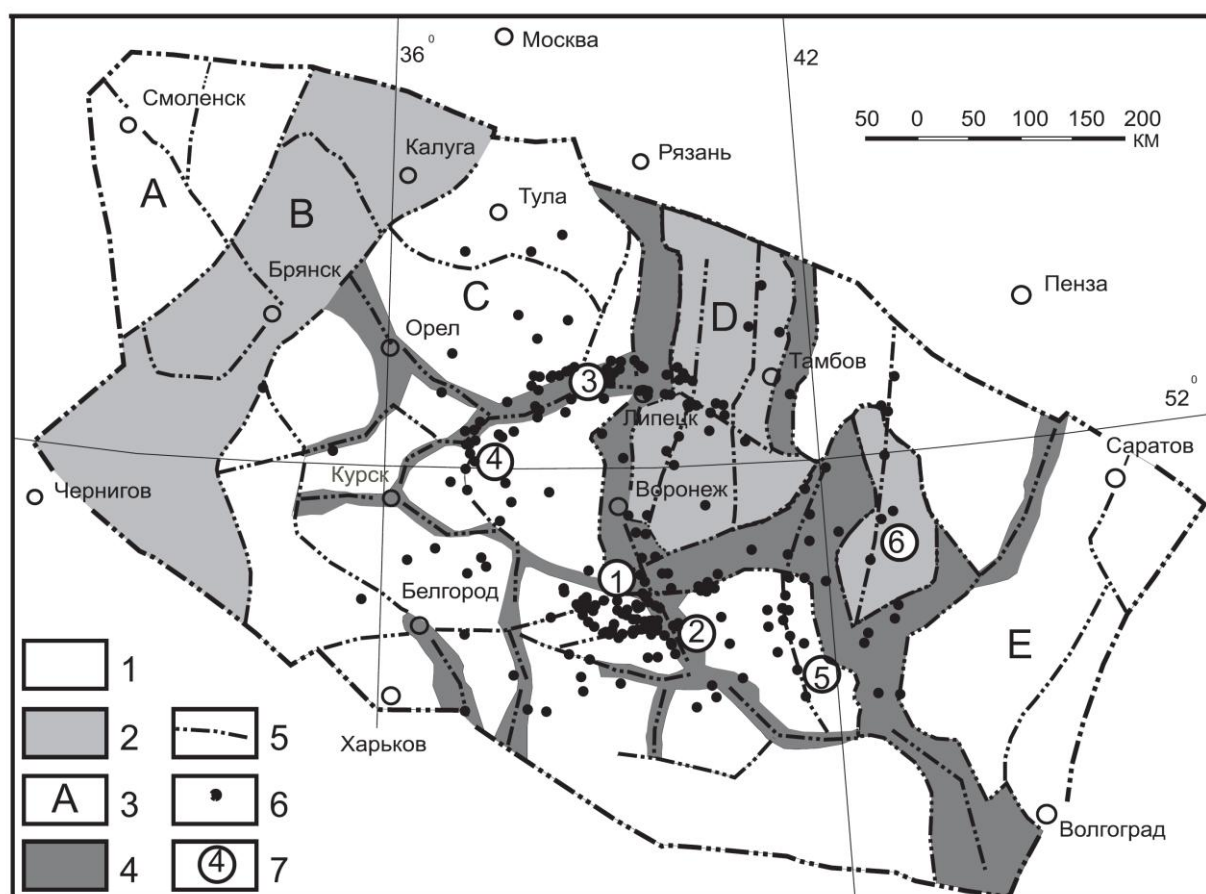


Рис. 27 Схема соотношений элементов неотектонической структуры и эпицентров землетрясений территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ) [Ежова и др., 2010]. Мегаблоки неотектонической структуры: 1 – поднятые; 2 – опущенные; 3 – наименования мегаблоков: А – Смоленский, В – Днепровско-Деснинский, С – Среднерусский, D – Окско-Донской, E – Приволжский; 4 – линейные неотектонические прогибы в неоген-четвертичном структурно-вещественном комплексе; 5 – границы структур (разломы в фундаменте); 6 – эпицентры землетрясений; 7 – номера областей повышенной плотности эпицентров землетрясений.

4.3.2. Структурно-геоморфологический анализ и сейсмичность

Для северного участка Воронежской антеклизы, как области, в которой с большей частотой возможны землетрясения с $M \geq 3$, выполнено структурно-геоморфологическое дешифрирование, позволившее установить основные особенности пространственного рисунка «слабых» зон. Выбор этой области обусловлен также тем, что она ограничена Сеймской (на юге), Верхнеокской (с запада), Юхнов-Серпуховской (на севере) и Лосевской (востоке) геодинамически активными зонами [Макарова и др., 2016], вследствие чего ее можно рассматривать как отдельный сегмент.

Линейные прогибы, разделяющие неотектонические поднятия, тесно связаны с зонами крупных разрывных нарушений в кристаллическом фундаменте. В современном рельефе им соответствуют речные долины с широким спектром неогеновых и четвертичных террас. [Трегуб, 2005, Панина и др., 2016а, б].

На приведенной структурно-геоморфологической схеме (рис. 28) вынесены наиболее крупные пликативные структуры, а также «слабые» зоны. Наиболее крупными понятиями в исследуемом районе являются (с запада на восток) Ельнинское, Стародубовское, Среднерусское, Веневское, Плавское, Курское, Зарайское, Голдинское, Милославское, Липецкое и Олымское. Абсолютные отметки высот в пределах перечисленных поднятий колеблются в интервалах 150-270 м, 127-237 м, 132-270 м, 122-277 м, 120-280 м, 160-263 м, 98-242 м, 109-239 м, 109-234 м, 131-230 м и 109-260 м соответственно. Высоты в пределах Окско-Донского прогиба, представляющего из себя сочетание частных поднятий и впадин с преобладанием первых, составляют от 92 до 195 м, и Большинство крупных пликативных структур осложнены локальными поднятиями и линейными зонами, например, Среднерусское и Плавское. Юго-восточная часть последнего прослеживается в дочетвертичных комплексах, где также обнаружены взбросы субширотного простирания, которые выражены в рельефе «слабыми» зонами.

В пределах данной территории преобладают «слабые» зоны диагональной системы (рис. 29). «Слабые» зоны, в большинстве случаев, подчеркивают границы пликативных структур [Зайцев и др., 2016, 2017]. Так, достаточно хорошо в рельефе, в частности по эрозионной сети, выражена западная часть Окско-Донского прогиба. На приведенной схеме видно, что достаточно часто сводовые части новейших поднятий разбиты более густой сетью «слабых» зон, нежели их периферийные части.

Сравнение результатов структурно-геоморфологического анализа с гравитационными и магнитными аномалиями позволило выявить некоторые соответствия между ними [Зайцев и др., 2016, 2017]. С целью оценки геодинамической активности привлекались данные о сейсмичности территории. На рис. 28 видно, что эпицентры

низкомагнитудных землетрясений приурочены к границам новейших поднятий, а также маркируют «слабые» зоны. Глядя на схему можно заметить, что эпицентры землетрясений выстраиваются в сейсмолинеаменты. Достаточно ярко выражены восток-северо-восточная и северо-западная ориентировки. Для первой длина сейсмолинеаментов может достигать 510 км, а северо-западной - 350 км. В сводовой части новейших поднятий землетрясений меньше. При более детальном рассмотрении можно заметить, что большая часть сейсмолинеаментов маркируется ослабленными зонами (рис. 28), преимущественно руслами рек.

Результаты структурно-геоморфологических исследований хорошо коррелируются с полевыми геоморфологическими наблюдениями, проведенными в 2015 году на территории Смоленской области и соседних областей С.С. Новиковым и автором работы. Установлено, что большинство разломов фундамента находит прямое отражение в рельефе [Кузьмин и др., 2015; Зайцев и др., 2016; Зайцев и др. 2017; Панина и др., 2017]. Этот факт является одним из аргументов в пользу их геодинамической активности. Данные о геометрии и расположении таких разломов были в дальнейшем использованы при проведении компьютерного моделирования.

При анализе сейсмичности были рассмотрены материалы, полученные лабораторией сейсмического мониторинга Воронежского кристаллического массива за интервал времени с 1998. Мониторинг проводился с использованием местной сейсмической сети, состоявшей из семи цифровых и одной аналоговой станции [Надежка и др., 2010; Ефременко, 2011]. Отметим, что для каждого землетрясения, произошедшего на территории Воронежского массива, указан его энергетический класс. Для того чтобы объединить результаты этого сейсмического мониторинга с данными других каталогов [Сейсмологический..., 2019; Сейсмологический..., 2020] был произведен пересчет энергетического класса в энергию, а затем в магнитуду по следующим формулам: $Ks = \lg E$ [Сторчеус, 2008] $\lg E = 4.8 + 1.5Ms$, $\lg E = -1.2 + 2.4mb$ (предложены Рихтером) и $mb = 2.3 + 0.63Ms$ (зависимость Гутенберга-Рихтера) [Gutenberg, Richter, 1956; Захаров, Смирнов, 2016], где Ks – энергетический класс землетрясения, E – энергия землетрясения (в Дж), Ms – магнитуда по поверхностным волнам, mb – магнитуда по объемным волнам.

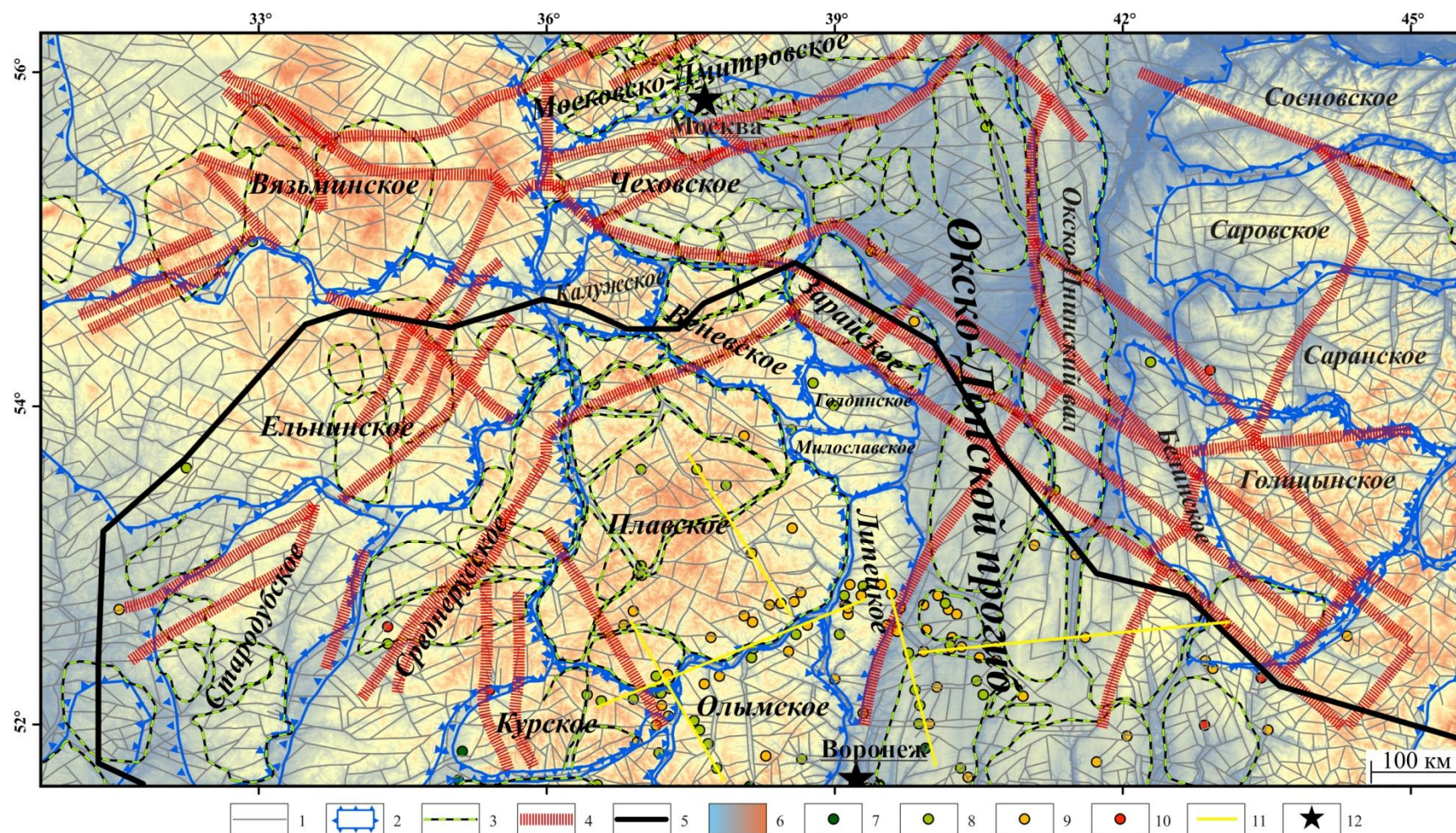


Рис. 28 Структурно-геоморфологическая схема северного склона Воронежской антеклизы и сопредельных территорий. 1 – «слабые» зоны; 2 – региональные поднятия (по [Панина и др., 2016]); 3 – локальные поднятия (по [Панина и др., 2016]); 4 – разрывные нарушения фундамента (по [Кузьмин и др., 2015]), выраженные в рельефе; 5 – северная граница Воронежской антеклизы; 6 – абсолютные отметки рельефа (от 50 до 375 м); 7-10 – землетрясения (по [Землетрясения..., 2007; Сейсмологический..., 2020]): 7 – с $M_s \leq 1$; 8 – $1 < M_s \leq 2$; 9 – $2 < M_s \leq 3$; 10 – $3 < M_s$; 11 – сейсмолинеamentы; 12 – крупные города. Курсивом приведены названия крупных пикативных структур в пределах Воронежской антеклизы.

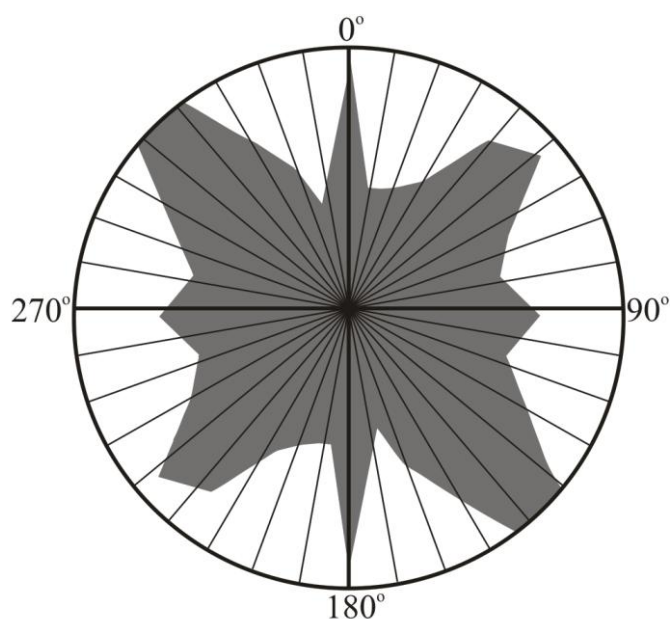


Рис. 29 Роза-диаграмма, иллюстрирующая закономерности ориентировки выделенных путем структурно-геоморфологического дешифрирования «слабых» зон севера Воронежской антеклизы

Путем преобразований получаем зависимость $Ks + 1.2 = 2.4(2.3 + 0.63Ms)$, в результате которой получаем, что $Ms = \frac{\frac{Ks+1.2}{2.4} - 2.3}{0.63}$, где Ks – энергетический класс землетрясения, E – энергия землетрясения (в Дж), Ms – магнитуда по поверхностным волнам, mb – магнитуда по объёмным волнам. На данной территории было зарегистрировано 423 землетрясения [Сейсмический..., 2020б; Землетрясения..., 2007]. Отмечено неравномерное пространственное распределение эпицентров землетрясений на территории Воронежской антеклизы. Эпицентры землетрясений северной группы образуют выпуклую на север дугу, в то время как эпицентры южной группы формируют крупные рои, простирающиеся в юго-восточном направлении. Эти же группы различаются характером сейсмичности: так, для северной группы характерно более частое возникновение землетрясений относительно высоких магнитуд ($M=3-3,5$). Повторяемость северной группы землетрясений описывается уравнением $Lg(\frac{N}{T}) = -0,87(\pm 0,13)M + 1,93(\pm 0,27)$, $Rc=0,96$, $R^2=0,93$, $F_c=44,77$, повторяемость землетрясений южной группы – $Lg(\frac{N}{T}) = -0,82(\pm 0,16)M + 1,82(\pm 0,34)$, $Rc=0,94$, $R^2=0,89$, $F_{ю}=25,4$, повторяемость землетрясений в пределах всей Воронежской антеклизы описывается $Lg(\frac{N}{T}) = -0,84(\pm 0,15)M + 2,15(\pm 0,32)$, $Rc=0,95$, $R^2=0,9$, $F=29,89$ (рис. 30). Критические значения для регрессий одинаковы ($F_{крит}=10,12$ при уровне статистической значимости $\alpha=0,05$).

4.3.3. Компьютерное моделирование новейшей геодинамики

Компьютерное геодинамическое моделирование (для этого использовались данные об активности разломов фундамента, карты поверхности фундамента и рельефа, а также современный сейсмический каталог) северного склона Воронежской антеклизы показало, что фундамент данной территории находится в сдвиговом поле напряжения, с ориентировкой оси сжатия в 335° . Данный тип поля напряжений был получен путем перебора различных видов напряженного состояния (сдвигового, взбросового и сбросового), с шагом изменения оси субгоризонтального сжатия каждые 15° , т.е. было построено 36 моделей). Такой тип напряженного состояния согласуется с результатами об активности Пачелмского авлкогена, ведущего себя на новейшем этапе как левый сдвиг [Макарова и др., 2016]. Данный тип напряженного состояния, возможно, является результатом взаимодействия нагрузки от горного сооружения Кавказа, расположенного на юге и давления от сооружения Урала [Копп, 2000; Копп, 2004; Зыков, 2004; Зыков, Полещук, 2016]. Согласно этим работам, Кавказский сегмент Альпийско-Гималайского пояса оказывает воздействие на Донецкую складчатую зону, испытывающую сжатие. Это сжатие передается как перпендикулярно фронту, так и вдоль Днепровско-Донецкого авлакогена, передавая напряжения в платформу. Косвенным подтверждением данной гипотезы можно считать схожесть углов наклона графиков повторяемости землетрясений Воронежской антеклизы (приведен ранее) и землетрясений Западного Кавказа, построенного по материалам Каталога землетрясений Кавказа, созданного в ЕГС РАН [Рогожин и др., 2019]: $Lg(\frac{N}{T}) = -0,8(\pm 0,04)M + 2,27(\pm 0,18)$ $R_c=0,98$, $R^2=0,96$, $F=353,09$, $t=29.71$ при $F_{\text{крит}}=9,64$ и $t_{\text{крит}}=3,11$ для уровня статистической значимости $\alpha=0,01$. Коэффициент корреляции Пирсона между плотностями землетрясений и вероятности нового разломообразования равен 41 % (рис. 31). Таким образом, в рамках геокинематической модели, предложенной М.Л. Коппом [2004], Кавказ передает напряжения, полученные от Аравийской плиты. Влияние Уральского орогена может быть выражено в меньшей степени, так как он находится в «условиях косого сближения Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ», и может ослабляться под действием Каспийской геодинамической системы, основное место в которой занимает Прикаспийский прогиб [Макарова и др., 2016]. Сами области формирования разрывов занимают 39% от всей площади исследуемого района, в который попадает 71% эпицентров землетрясений [Агибалов и др., 2021б].

4.3.4. Схема зон возможных очагов землетрясений

На рисунке 32 показаны зоны ВОЗ, выделенные на основании корреляции (коэффициент Пирсона равен 0,41) вероятности возможного трещинообразования, полученного при геодинамическом моделировании, с гипоцентрами малоглубинных землетрясений (до 6 км.). Всего было выделено шесть зон ВОЗ (максимальные магнитуды в пределах зон определены на основании сейсмического каталога): 1) Пачелмская ($M_{\max}=3,8$), простирающаяся в северо-западном направлении, протяженностью в 825 км и шириной от 80 до 160 км, совпадающая с Пачелмским авлакогеном. Основанием для установления данной $M_{\max}$ является землетрясение 17.03.05, имевшее $K_s=9,3$ (по данным регионального каталога). 2) Липецкая ($M_{\max}=2,7$), простирающаяся субмеридианально, длиной 324 км и шириной от 38 до 74 км. Основание для $M_{\max}$ – землетрясение с $K_s=8$, произошедшее 14.12.1999 (по данным регионального каталога). 3) Калужско-Елецкая ($M_{\max}=2,7$, основанием для выделения которой является землетрясение от 13 декабря 1998 года с $K_s=7,7$), зона северо-западного простирания, длиной в 620 км и шириной от 55 до 100 км. 4) Северо-Воронежская ($M_{\max}=2,7$) субширотная зона, размерами 220×96 км.. Основанием является зарегистрированное ГС РАН 13.11.09 событие с магнитудой 2,2. 5) Тербунская ($M_{\max}=2,4$) зона северо-западного простирания длиной 135 км и шириной от 35 до 81 км. Обоснованием для установления данной $M_{\max}$ является землетрясение от 16.05.2008, полученное ГС РАН и имевшее магнитуду 1,9. Шестая, Курско-Липецкая зона, была выделена также на основании следующих критериев: 1) пространственного рисунка эпицентров землетрясений, 2) приуроченности землетрясений к границам неотектонических структур, 3) тяготение землетрясений к градиентным границам гравитационного поля, о чем говорится в работе М.А. Ефременко [2011]. Протяженность этой зоны составляет 347 км и ширина до 76 км, с $M_{\max}=3,2$. Обоснованием $M_{\max}$ может послужить событие с $K_s=8,5$, произошедшее 15.04.2004. Часть выделенных зон ВОЗ соответствует тектоническим структурам. Так, Пачелмская зона соответствует одноименному авлакогену, Северо-Воронежская – центральной части Лосевской шовной зоны, ограниченной разрывными нарушениями первого порядка [Землетрясения..., 2007], Липецкая зона приурочена к границе двух новейших поднятий с умеренной интенсивностью движения: Лебедянь-Липецкой и Орловско-Тульской [Соколов, 2013]. Тербунскую зону можно соотнести с локальными поднятиями в пределах Кшень-Оскольского блока третьего ранга в пределах центральной части Среднерусского сегмента Воронежской антеклизы [Трегуб, 2001]. Липецкая, Тербунская и Курско-Липецкие зоны ВОЗ совпадают с геодинамическими зонами неоген-четвертичных движений и проявления сейсмичности [Ефременко, 2011], а Пачелмская и Калужско-Елецкая – с

геодинамическими зонами, коррелируемыми с неотектоническими движениями [Агибалов и др., 2021б].

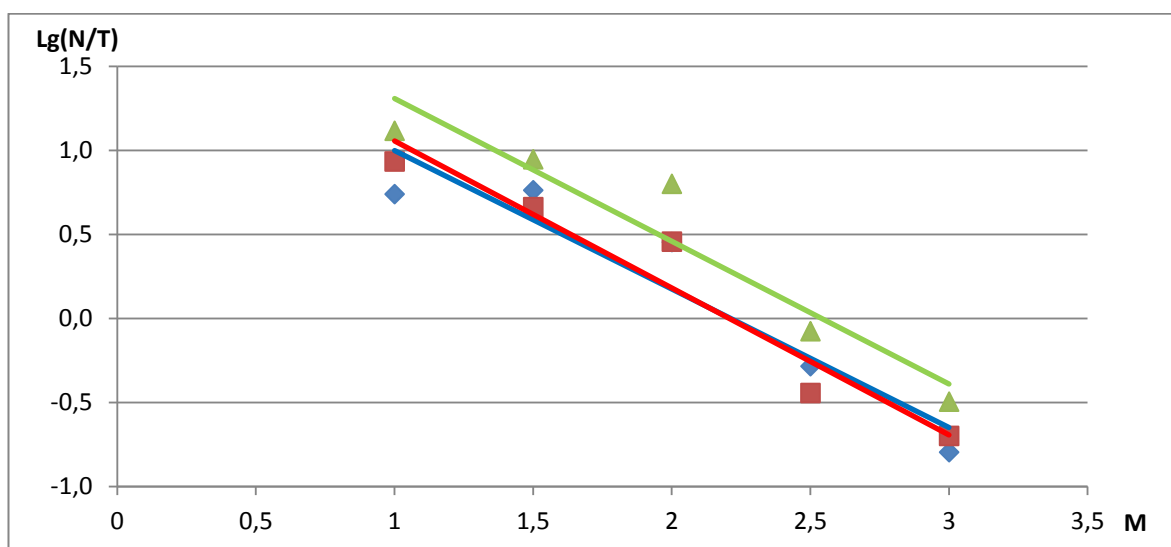


Рис. 30 Графики повторяемости землетрясений Воронежской антеклизы для землетрясений северной части (красный), южной части (синий) и сводный (зеленый). антеклизы. По вертикальной оси – зависимость $Lg(N/T)$ (количество событий N за время T), по горизонтальной – M (магнитуды).

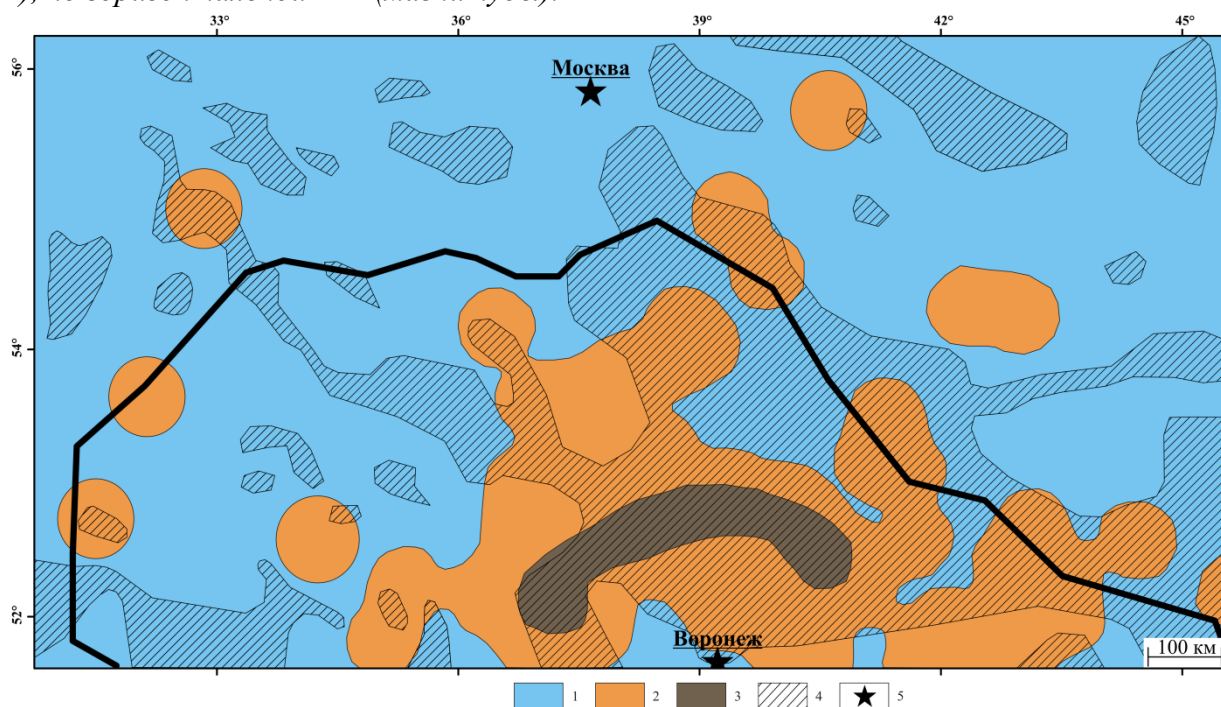


Рис. 31 Сопоставление областей формирования новых трещин с плотностями землетрясений. 1-3 – плотности землетрясений: 1 – минимальная, 2 – средняя, 3 – высокая, 4 – области формирования трещин, 5 – крупные города. Жирная черная линия – северная граница Воронежской антеклизы.

Выводы

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

- 1) С помощью структурно-геоморфологического анализа и компьютерного геодинамического моделирования был определен тип новейшего напряженного состояния, которое определяет сейсмичность в данном районе. Это сдвиговое поле напряжений, с ориентировкой субгоризонтальной оси сжатия в 335° .
- 2) Предложен оригинальный график повторяемости для уточнения сейсмического прогноза по времени и энергии.
- 3) Компьютерное моделирование позволило выделить шесть зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ).

Результаты данного раздела прошли апробацию в следующих работах: [Панина и др., 2016а; Панина и др., 2016б; Зайцев и др., 2016; Зайцев и др., 2017; Сенцов и др., 2019; Сенцов, 2021; Сенцов и др., 2021б; Агибалов и др., 2021б;]

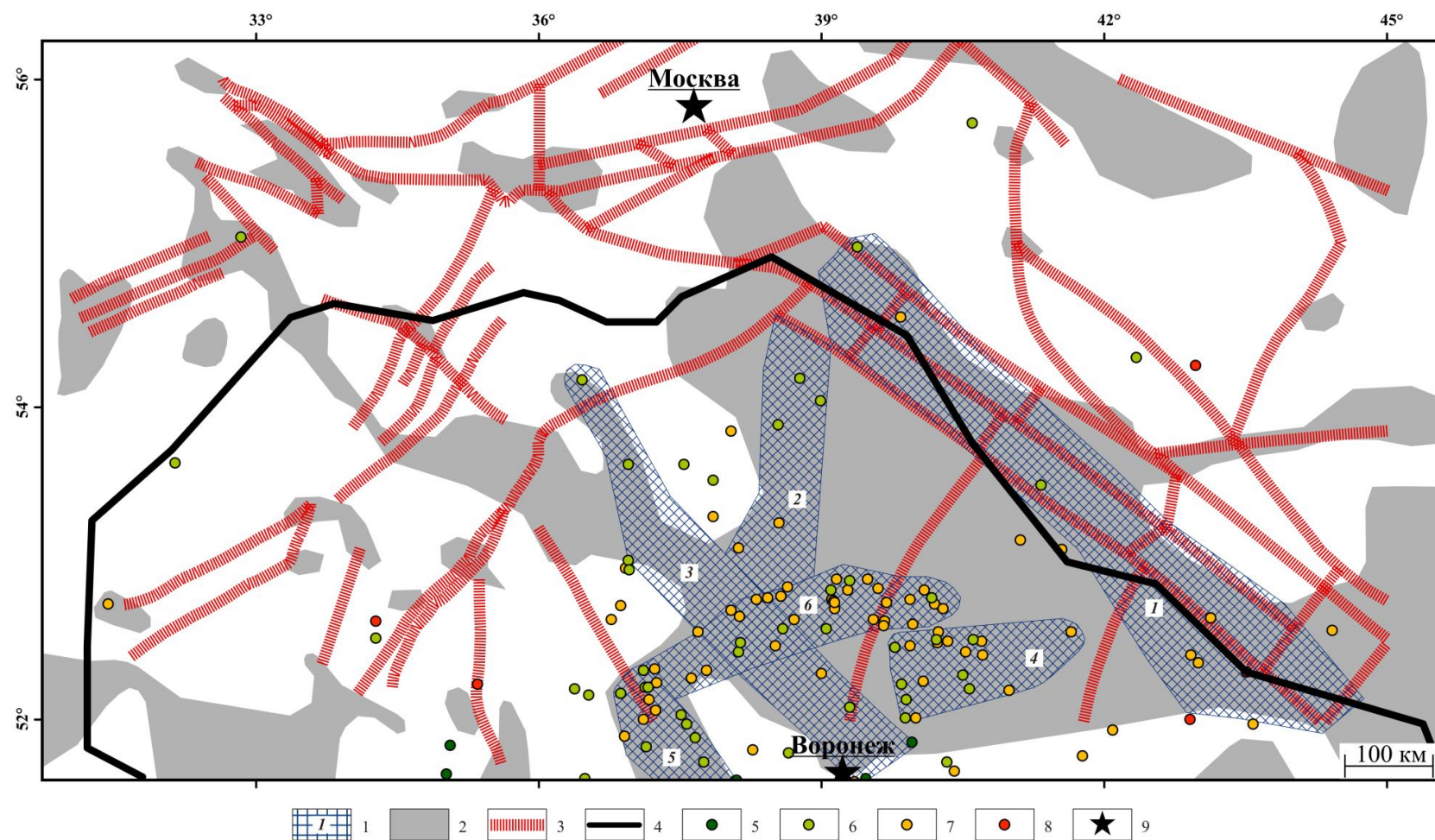


Рис. 32 Схема зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) для северного склона Воронежской антеклизы и сопредельных территорий. 1 — зоны ВОЗ, выделенные в фундаменте (1 — Пачелмская, 2 — Липецкая, 3 — Калужско-Елецкая, 4 — Северо-Воронежская, 5 — Тербунская, 6 — Курско-Липецкая); 2 — области формирования новых разрывов; 3 — выраженные в рельефе разломы фундамента по [Кузьмин и др., 2015], используемые при компьютерном моделировании; 4 — северная граница Воронежской антеклизы; 5-8 — землетрясения (по [Землетрясения..., 2007; Сейсмологический..., 2020]): 5 — с $M_s \leq 1$; 6 — $1 < M_s \leq 2$; 7 — $2 < M_s \leq 3$; 8 — $3 < M_s$, 9 — Крупные населенные пункты.

4.4. Волго-Уральская антеклиза⁹

Изучение данной территории в сейсмотектоническом отношении имеет большой интерес, обусловленный, во-первых, в пределах этой структуры имело место несколько высокомагнитудных (для платформы) сейсмических событий ($M > 3,5$), во-вторых, в районе исследования активно развита добыча углеводородов, которая также может приводить к сейсмичности, но техногенного характера.

4.4.1. Геологическое строение

Волго-Уральская антеклиза располагается на восточном окончании ВЕП. Ее западной границей является Московская синеклиза, на севере – Мезенская синеклиза, на востоке – Предуральский прогиб, на юге – Прикаспийская впадина и Пачелмский авлакоген.

Фундамент антеклизы, располагающийся на глубинах от -0,8 км (на западе) до -12 км (на востоке в районе Предуральского прогиба), представлен метаморфическими гнейсами и гранито-гнейсами, реже кристаллическими сланцами и амфиболитами, имеющих архей-протерозойский возраст. Одна из особенностей данного района заключается в том, что архейские блоки разделены раннепротерозойскими метаморфическими зонами, которые сложены породами амфиболитовой фации метаморфизма [Лозин, 2002]. Вместе эти породы образуют нижний структурный этаж данной территории. Фундамент представляет собой несколько крупных блоков (массивов), осложненных рифейскими авлакогенами: Кажимским, Верхнекамским и

⁹ При подготовке данного пункта диссертации использованы следующие публикации автора, в которых, согласно «Положению о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова», отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

- 1) Агibalов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Полещук А.В., Мануилова Е.А. Морфометрические параметры рельефа и локализация месторождений углеводородов Волго-Уральской антеклизы // Вестник Московского университета. Серия 5: География. Москва. Изд-во МГУ. 2021а. №4. С. 116-128 (1,12 авторского листа, 0,7 п.л., личный вклад – 20%, импакт-фактор в РИНЦ 1,031)
- 2) Агibalов А.О., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Мошкин И.В., Сенцов А.А. О влиянии неотектонических движений на особенности локализации месторождений нефти и газа Волго-Уральской антеклизы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2020. № 2. С. 125-137 (0,1 авторского листа, 0,4 п.л., личный вклад – 20%)
- 3) Сенцов А.А. Предварительные результаты анализа сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2021. №.1 С. 93-97 (0,16 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%)
- 4) Сенцов А.А., Агibalов А.О., Зайцев В.А. Особенности сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Материалы всероссийской научной конференции «Современные проблемы динамической геологии». Москва. 2021б. С. 114-119 (0,1 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 33,3%)
- 5) Сенцов А.А., Зайцев В.А., Полещук А.В., Бардышев Г.П. Новейшая геодинамика сейсмоактивных областей Восточно-Европейской платформы (на примере Балтийской синеклизы, Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы) // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). Москва. 2019. С. 129-146 (0,81 авторского листа, 0,97 п.л., личный вклад – 25%)

Серноводско-Абдулинским. Все авлакогены делят территорию антеклизы на четыре зоны: западную, центральную, восточную и южную [Милановский, 1987].

Отложения осадочного чехла, образующего верхний структурный этаж, подразделяются на два комплекса: рифейский и венд-фанерозойский. Породы рифейского возраста заполняют авлакогены и представлены базальными песчаниками, вулканитами основного состава, углеродосодержащими алевритами, доломитами. Они распространены в восточной и северной части антеклизы и имеют максимальную мощность порядка 10 км [Пучков, 2004].

Вендские отложения, также развитые в авлакогенах, представлены терригенными, местами молассовыми отложениями, мощностью до 1,5 км в восточной части, постепенно выклиниваясь к западу (например, в районе Татарского свода).

Осадки ордовикского-силурийского и раннедевонского времени развиты фрагментарно, в периферийных частях антеклизы. Первые представлены терригенными породами, мощностью до 300 м, вторые – мелководно-морскими осадками. В эмском веке происходит образование базальной толщи песчаников, на которых формируется основная часть осадочного чехла. Эти песчаники могут фациально замещаться на известняки в южных и восточных частях структуры [Пучков, 2004]. К концу среднего девона происходило формирование песчано-глинистых отложений, мощностью до 100 м. К этому же времени относится формирование малых грабенообразных структур, глубиной первые десятки метров, происходившее, вероятно, под действием суперплюма [Никишин, 2002]. Позднедевонские отложения представлены трансгрессивным рядом пород: песчано-глинистыми, алевритовые и известково-глинистые морские породы, мощностью от 50 (в сводах) до 700 м (в авлакогенах) [Милановский, 1987]. Эти осадки сформировались в результате трансгрессии Уральского океана [Шеин и др., 2020]. Породы этих толщ являются нефтегазоносными. Вверх по разрезу они сменяются карбонатными породами.

Каменноугольные отложения, мощностью до 2 км представлены следующими типами пород (от основания разреза к вершине): глинисто-кремнистые известняками, песчаниками с прослоями углистых сланцев, кварцевыми песчаниками и аргиллитами, алеврито-глинистыми породами, известняками, доломитами и глинами.

Разрез отложений пермского возраста представлен наиболее полон по сравнению со многими районами ВЕП. Основание разреза (раннепермское время) слагают морские карбонатные породы (известняки, доломиты), выше лагунными сульфатного и хлоридного (соли кунгурского возраста) состава, общей мощностью до 200 м. Осадки средне-позднепермского возраста представлены пестроцветными континентальными терригенными толщами, накапливавшимися в аллювиально-дельтовых и озерных

условиях. Это глины, алевролиты, косослоистые песчанки, содержащие остатки тетрапод и растений. Верх разреза пермских отложений завершают континентальными толщами, сносившихся с Урала, татарского века с примесью доломитов и мергелей. Общая мощность средне-позднепермских отложений составляет порядка 2 500-3 000 м [Милановский, 1987].

Отложения триасового возраста развиты только в южной части антеклизы. Здесь они представлены терригенными отложениями: 1) раннетриасовые красноцветные песчаники, 2) средне-позднетриасовые пестроцветные и сероцветные песчано-глинистые отложения с прослоями бурых углей, сидеритовыми конкрециями и бурыми железняками). Общая мощность триасовых отложений не превышает 1 500 м [Милановский, 1987; Пучков, 2004].

Достаточно часто встречающейся является схема районирования антеклизы по поверхности палеозойских отложений [Нефтегазоносные..., 1977; Лозин, 2002; Пуков, 2004] (рис. 33), на которой прослеживается взаимосвязь между сводами, которым соответствуют наиболее приподнятые блоки архейской коры, и впадинами, которые частично наследуют древние авлакогены. На примере центральной части Калтасимского авлакогена можно заметить, что в палеозойских отложениях его восточная часть соответствует Башкирскому своду, т.е. является инверсионной структурой.

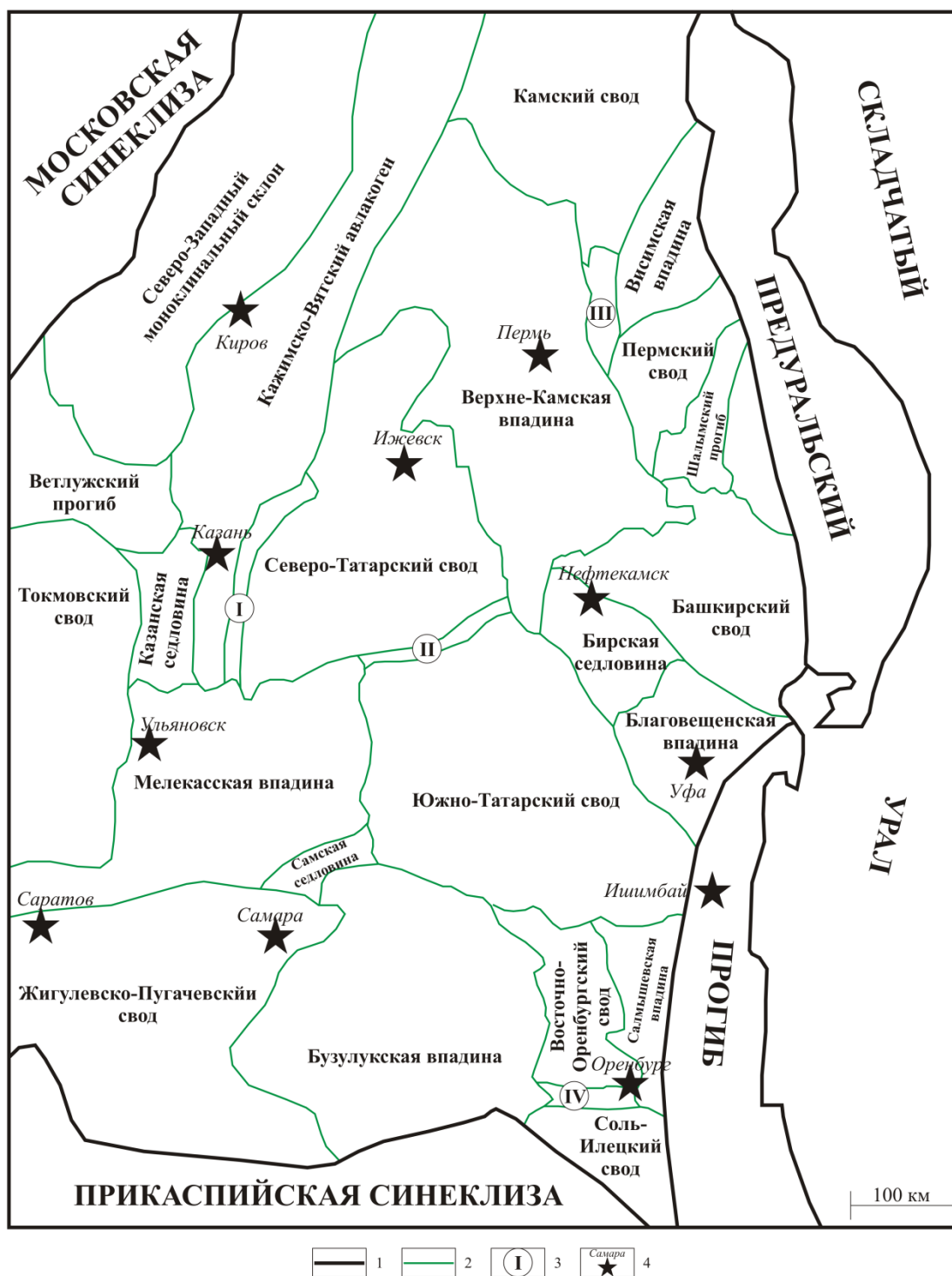


Рис. 33 Схема тектонического районирования Волго-Уральской нефтегазоносной области по поверхности палеозойских отложений (по [Лозин, 2002] с изменениями). 1 – границы структур I-го ранга; 2 – границы структур в пределах антеклизы; 3 – внемасштабные структуры в пределах антеклизы: I – Вятская система валов, II – Сарайлинская седловина, III – Ракинская седловина, IV – Павловская седловина; 4 – крупные города

4.4.2. Современная сейсмическая активность

В пределах изучаемой территории имело место несколько высокомагнитудных сейсмических событий. Так, Сысольское землетрясение 1939 г., очаг которого

располагался на глубине около 10 км и приурочен к зоне сочленения Сысольского свода и западного борта Кажимского авлакогена, имело магнитуду около 4,5, а интенсивность в эпицентральной зоне составляла (по макросейсмическим данным) около 7 баллов по шкале MSK-64 [Землетрясения и микросейсмичность..., 2007]. Землетрясения таких магнитуд в пределах антеклизы не единичны: сейсмическое событие 18.01.2000 с $M \approx 4$, 17.09.2004 с $M \approx 3,8$. Высокомагнитудные события в северной части антеклизы, в большинстве своем, связаны именно с западным крылом Кажимского авлакогена, который можно рассматривать как сейсмогенерирующую область.

Вторым районом, где достаточно широко развиты землетрясения, является район восточного борта Верхнекамской впадины, наследующей структуру Верхнекамского авлакогена. Имеются данные об историческом землетрясении 23.5.1798 года с оцененной магнитудой по макросейсмическим данным $M \approx 5,3$. Инструментально зафиксированным является событие 28.7.1956 г. с $M = 4,8$ [Сейсмологический каталог..., 2020б]. Стоит отметить, что сейсмическая активность данного региона антеклизы может быть обусловлена как хозяйственной деятельностью (добычей полезных ископаемых), которая приводит к низкомагнитудной техногенной сейсмичности, так и сейсмической активностью складчатого сооружения Урала, которое оказывает воздействие на восточный борт антеклизы.

На территории Волго-Уральской антеклизы с 1798 по 2014 года произошло 74 землетрясения. На основании этих данных нами был построен график повторяемости (рис. 34) для данного участка Восточно-Европейской платформы. Этот график описывается следующим уравнением $Lg\left(\frac{N}{T}\right) = -0,53(\pm 0,09)M + 0,49(\pm 0,32)$, $R_c=0,91$, $R^2=0,84$. Данная зависимость проходит проверку критериями Фишера и Стьюдента ($F=32,84$ и $t=3,05$ при $F_{\text{крит}}=5,98$ и $t_{\text{крит}}=2,44$). При решении этого линейного уравнения получаем, что землетрясения с магнитудой 6 происходят тут раз в 573 года, а магнитудой 1 где-то раз в год. Все землетрясения на данной территории мелкофокусные (глубины гипоцентров располагают на глубинах до 20 км).

Подводя итог описанию сейсмичности данной территории, можно сделать вывод о том, что она тесно связана с рифейскими авлакогенами.

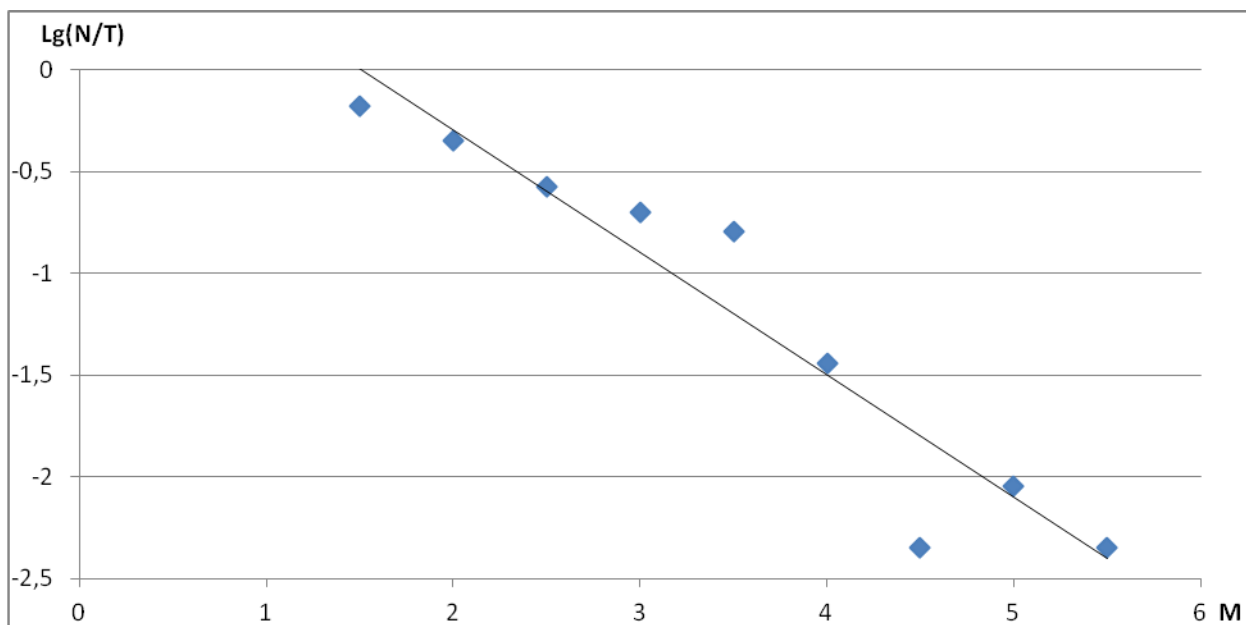


Рис. 34 График повторяемости землетрясений Волго-Уральской антеклизы

4.4.3. О новейших движениях на территории Волго-Уральской антеклизы

Данный раздел базируется на методах и результатах, подробно изложенных в [Агибалов и др., 2021a]. Для данной территории был проведен морфометрический анализ рельефа, методом В.П. Философова, заключающийся в анализе базисных поверхностей водотоков различного порядка. Разность этих поверхностей позволяет оценить амплитуды новейших движений за определенный подэтап [Философов, 1960]. Для оценки новейших движений нами были выбраны следующие морфометрические параметры (как наиболее информативные): 1) разность базисных поверхностей 1-го (не имеющие ни одного притока) и 2-го порядка (результат слияния двух долин 1-го порядка); 2) длины водотоков 2-го порядка; 3) плотность водотоков 1-го порядка; 4) глубина вертикального расчленения; 5) крутизна склонов; 6) максимальная кривизна поверхности рельефа. Эти параметры были выбраны на основании того, что они опосредованным образом связаны с характером неотектонических движений. При построении карт базисных поверхностей были использованы высотные отметки базиса эрозии водотоков соответствующих порядков и интерполированы на исследуемую территорию. Из базисной поверхности 1-го порядка вычиталась поверхность 2-го порядка. Области с наибольшей разностью этих параметров рассматривались как области, связанные с тектоническими поднятиями (рис. 35). Разница значений базисных поверхностей на данной территории находится в интервале от -711 до 500м, что является свидетельством о сложно дифференцированном характере новейших движений. Эти данные согласуются с результатами геоморфолого-неотектонического районирования: согласно [Карта..., 1980; Panina, Zaitsev, 2019], в новейшей структуре антеклизы выделяется большое количество разноранговых поднятий

и впадин, осложненных линеаменами и активными разломами. Интересно отметить, что северо-западная часть Волго-Уральской антеклизы отличается меньшими глубинами вертикального расчленения по сравнению с юго-восточной, где, по-видимому, происходили более интенсивные восходящие новейшие движения. Такое предположение согласуется с картой изобаз [Физико-географический..., 1964], согласно которой в северо-западной части Волго-Уральской антеклизы амплитуды новейших поднятий составляют 0-100 м, а в юго-восточной достигают 200-300 м. Распределение глубины вертикального расчленения, крутизны склонов и максимальной кривизны рельефа по территории отличается рядом общих особенностей: коэффициент корреляции Спирмена между значениями глубины вертикального расчленения и крутизны склонов равен 0,59; между значением глубины вертикального расчленения и максимальной кривизны рельефа – 0,86. Оценка значимости этих коэффициентов корреляции выполнена по таблице Стьюдента. Эти результаты были соотнесены с результатами компьютерного моделирование

4.4.4. Компьютерное геодинамическое моделирование новейшей геодинамики

Компьютерное моделирование, проведенное на данную территорию, показало, что наибольшие величины сжимающих напряжений распространены в восточной части антеклизы (рис. 36), для которого характерна наибольшая сейсмичность. В этой же части структуры отмечены повышенные значения коэффициента суммарной эрозионной расчлененности рельефа, который, в ряде случаев, соотносится с характером неотектонических движений [Философов, 1967; Голодовкин, 1996; Симонов, 1999; Нетребин, 2012]. Коэффициент ранговой корреляции Спирмена между суммарной эрозионной расчлененностью и относительными величинами сжимающих напряжений составляет 0,48. Геодинамическое моделирование территории Волго-Уральской антеклизы, для которого использовались результаты структурно-геоморфологического анализа, проведенного [Агибалов и др., 2021a], показало, что землетрясения в этой области коррелируются с вероятностью нового разломообразования в сдвиговом поле напряжений с ориентировкой оси сжатия в 90° (рис. 37) (Коэффициент Пирсона между вероятностью разломообразования и землетрясениями равен 0,28).

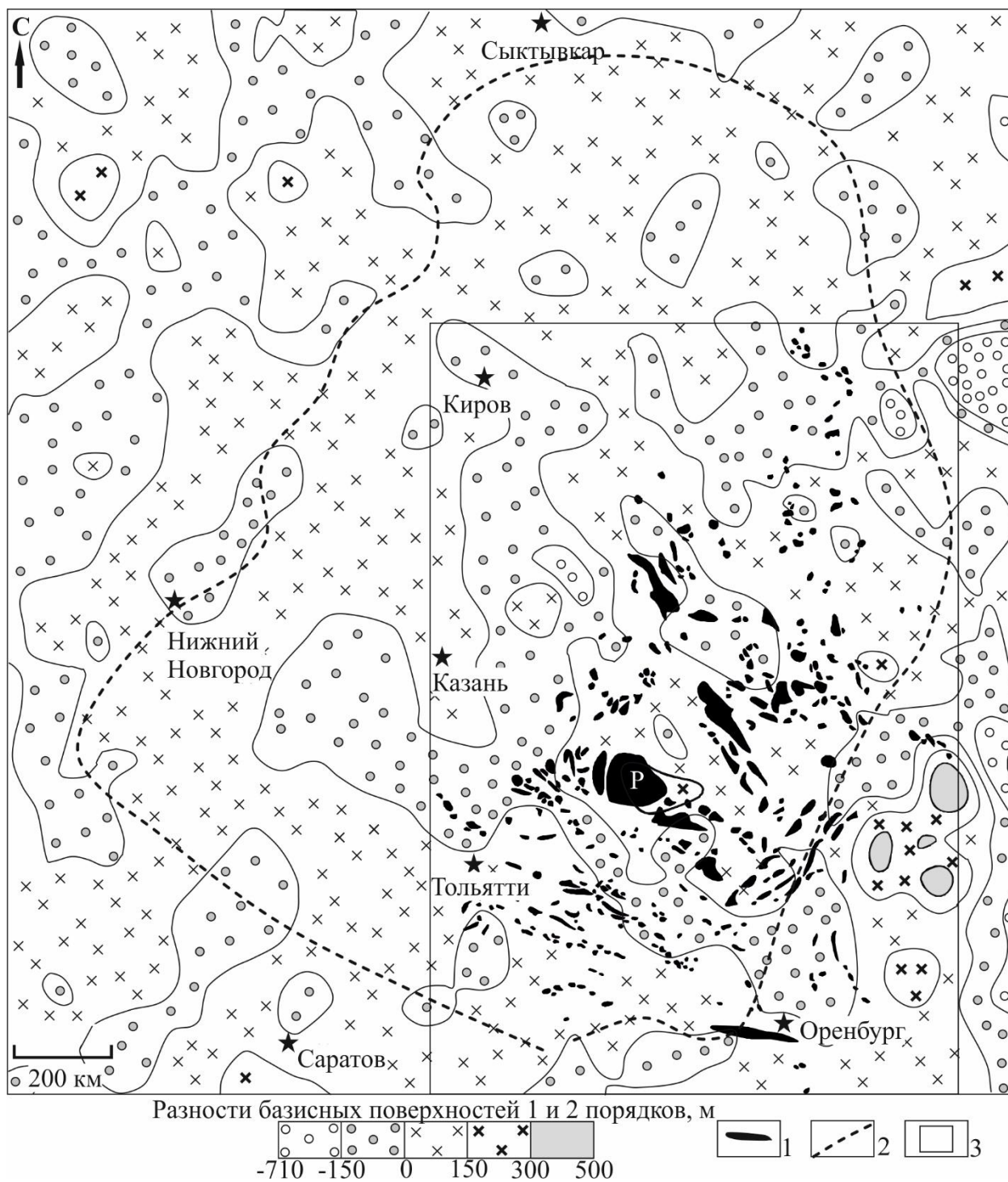


Рис. 35 Схема разности базисных поверхностей 1 и 2 порядков Волго-Уральской антеклизы [Агибалов и др., 2021a]: 1 – нефтяные и газовые месторождения (по: [Лозин, 2002]), 2 - границы Волго-Уральской антеклизы (по: [Гаврилов, 1981]), 3 – контуры локального участка, изученного с большей детальностью; Р – Ромашкинское нефтяное месторождение

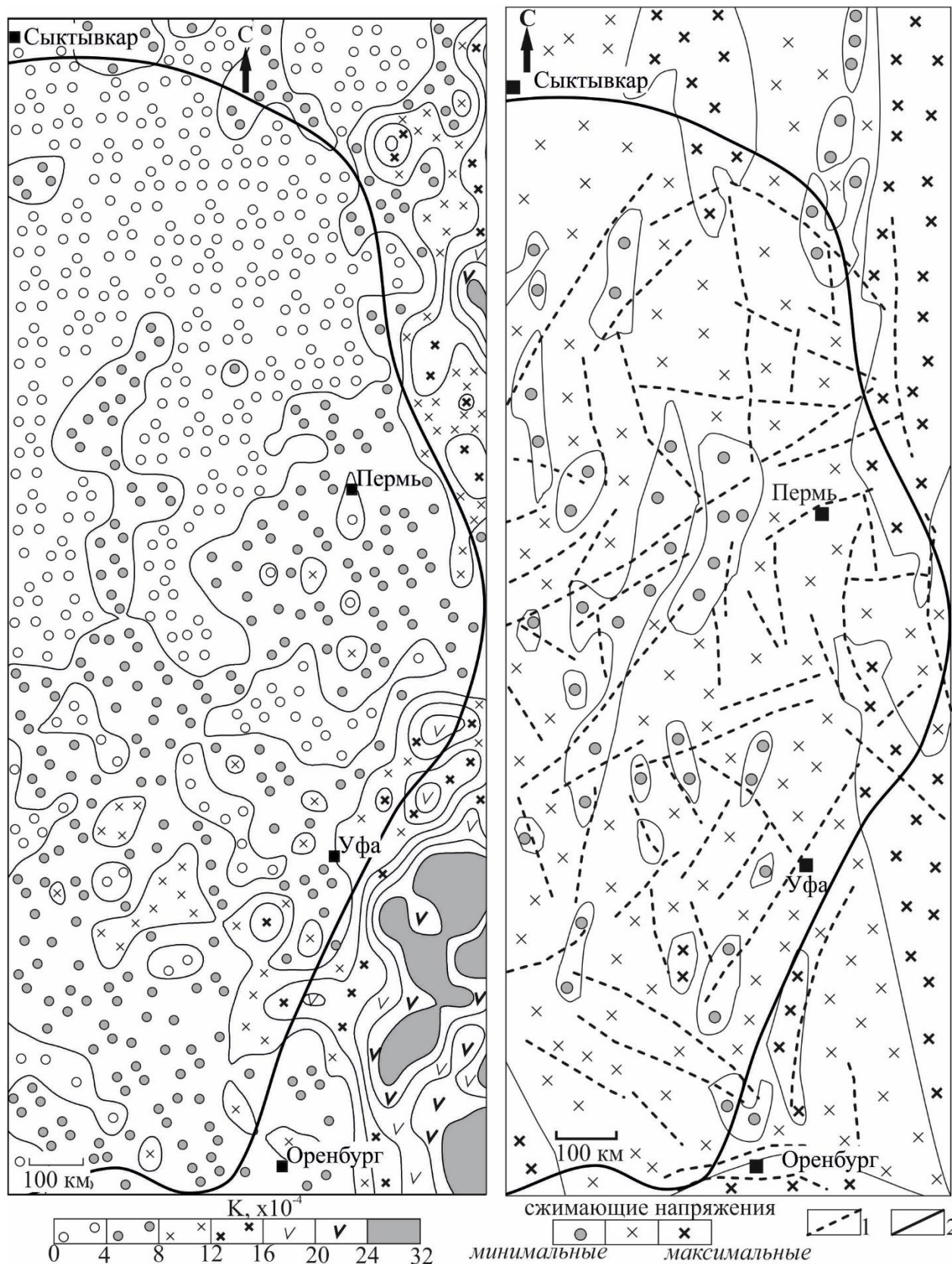


Рис. 36 Сопоставление схем коэффициента суммарной эрозионной расчлененности рельефа (K) (слева) и рассчитанных с помощью компьютерного моделирования относительных величин сжимающих напряжений (справа [Агibalов и др., 2021a]): 1 – «слабые» зоны, 2 - границы Волго-Уральской антеклизы (по: [Гаврилов, 1981])

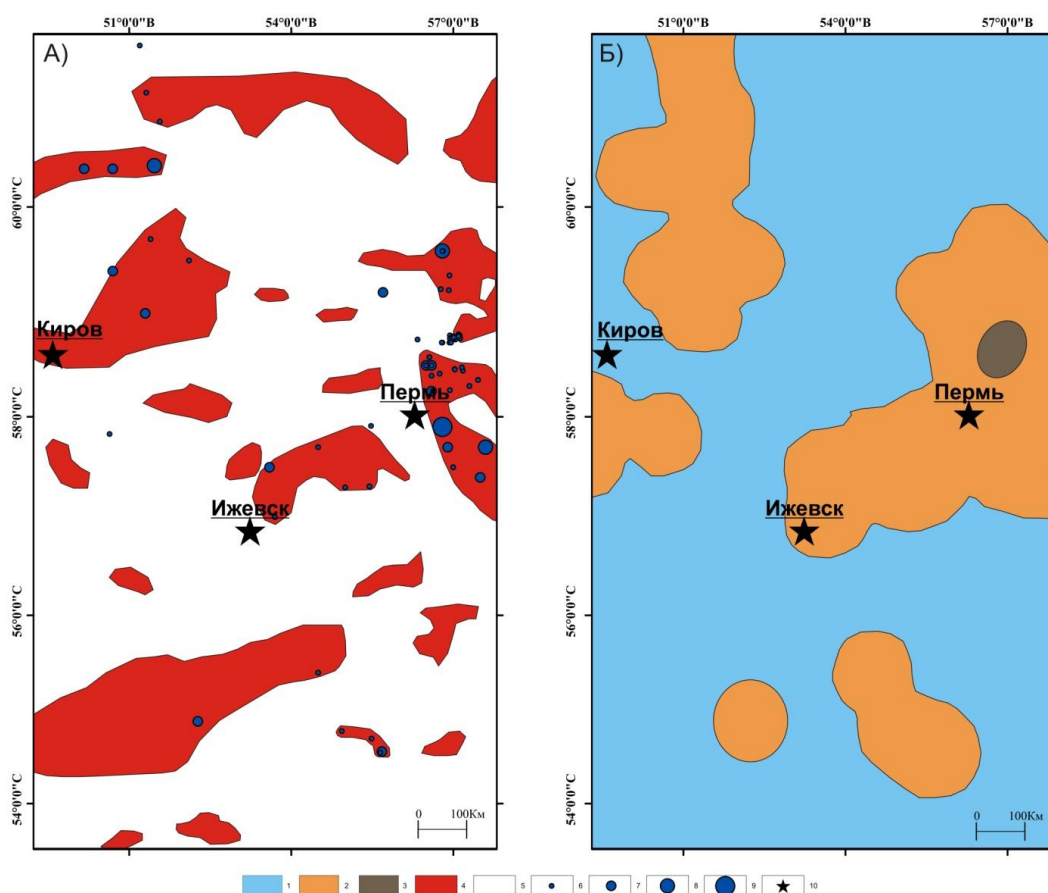


Рис. 37 Сопоставление схем вероятности формирования разрывов малой протяженности (А) и плотностей землетрясений для Волго-Уральской антеклизы (Б). 1-3 плотности землетрясений: 1 – минимальные, 2 – средние, 3 – максимальные; 4-5 вероятность формирования разрывов: 4 – максимальная, 5 – минимальная; 6-9 магнитуды землетрясений: 6 – $3 \leq M$, 7 – $3 < M \leq 4$, 8 – $4 < M \leq 5$, 9 – $M > 5$; 10 – города.

4.4.5. Схема зон возможных очагов землетрясений

По результатам моделирования выделены 9 зон ВОЗ (рис. 38). Почти все зоны ВОЗ приурочены к окончаниям крупных «линеamentов» или границам авлакогенов. Припермская (1) зона ВОЗ простирается в восток-северо-восточном направлении с $M_{\max}=3,5$ и размерами 90×57 км. Пермская (2) зона вытянута в северо-западном направлении с $M_{\max}=5,8$ и размерами 266×77 км. Геологически она связана с восточной границей Калтасинского авлакогена. Предуральская (3) зона простирается также в меридиональном направлении и находится у западной границы Предуральского прогиба. $M_{\max}=5,2$, а размеры 130×46 км. Присыктывкарская зона (4), размерами 614×114 км и $M_{\max}=3,3$ преимущественно субширотная. Геологически она связана с Кажимским авлакогеном и северной границей Волго-Уральской антеклизы. Кирово-Сыктывкарская зона (5) также ориентирована субширотно, $M_{\max}=5$ и имеет размеры 375×50 км. С этой зоной связано землетрясение 1939 года, произошедшее на западном крыле Кажимского авлакогена. Кажимская зона ВОЗ северо-восточного простирания (6) с $M_{\max} = 4,3$ связана с

южной частью одноименного авлакогена, а ее линейные размеры достигают 370×135 км. Ижевско-Пермская (7) зона простирается в северо-восточном направлении, ее размеры — 270×40 км, $M_{\max}=3,7$. Яринская (8) зона субизометричная (30×35 км) имеет $M_{\max}=3,5$. Бирская (9) зона ориентирована в северо-западном направлении, имеет размеры 100×10 км и $M_{\max}=3,8$. В целом полученные результаты существенно дополняют схему зон возможных очагов землетрясений, составленных Ю.В. Барановым [2016].

Выводы

Проведенные исследования позволили соотнести морфометрические параметры рельефа с современным полем напряжений, определенным по результатам компьютерного моделирования. На территории Волго-Уральской антеклизы установлено сдвиговое поле напряжения с субширотной осью сжатия. Проведенное моделирование позволило выделить 9 зон ВОЗ, а построенный график повторяемости — скорректировать сейсмический прогноз. Результаты исследований были опубликованы в следующих работах: [Агибалов и др., 2020; Агибалов и др., 2021a; Сенцов, 2021; Сенцов и др., 2021b].

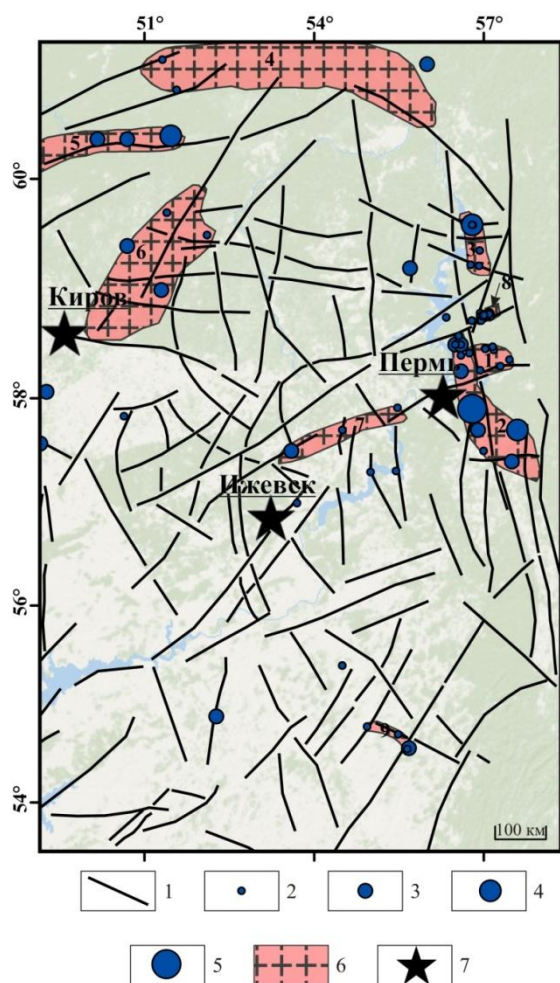


Рис. 38 Схема зон ВОЗ Волго-Уральской антеклизы. 1 – линейные неоднородности, используемые при моделировании в качестве разрывных нарушений (по [Агибалов и др., 2021a] с изменениями); 2-5 – эпицентры землетрясений (2 – с $M \leq 3$, 3 – $3 < M \leq 4$, 4 – $4 < M \leq 5$, 5 – $5 < M \leq 6$); 6 – зоны ВОЗ в фундаменте антеклизы; 7 – города. Цифрами показаны зоны ВОЗ

Заключение

Проведенные исследования позволили сделать следующие выводы:

- Анализ землетрясений, произведенный на основе сводного сейсмического каталога, составленного автором на базе международных и региональных, позволил выделить наиболее сейсмоактивные области Восточно-Европейской платформы: Фенноскандию, Балтийскую синеклизу, Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы. Меньшей представительностью данных отмечены территории Мезенской синеклизы, Прикаспийской синеклизы и Украинского щита. На основании этого, для наиболее сейсмоактивных областей, которые можно считать потенциально опасными, было проведено структурно-геоморфологический анализ, позволивший выделить активные на новейшем этапе древние структуры. Этот факт свидетельствует в пользу того, что новейший структурный план частично наследуется на новейшем этапе, а часть структур является новообразованными. Результаты структурно-геоморфологического анализа, сопоставленные с данными о разломной тектоники четырех названных регионов, позволили заложить основу для компьютерного геодинамического моделирования.
- По результатам проведенного компьютерного геодинамического моделирования на территорию Фенноскандии была предложена схема зон ВОЗ, состоящая из тринадцати наименований, была проведена оценка максимальных магнитуд этих зон. Было установлено, что эти зоны реализуются в разных полях напряжений. В результате территория Фенноскандии была разделена на шесть блоков, отличных ориентировкой осей максимально сжатия и растяжения, а также типом напряженно-деформационного состояния. Решения фокальных очагов землетрясений, имеющиеся на данную территорию, достаточно хорошо согласуются с установленными по результатам компьютерного моделирования полями напряжений. Полученные результаты свидетельствуют в пользу того, что большая часть сейсмичности региона связана с гляциоизостатическими движениями. Был составлен график повторяемости землетрясений на данную территорию, а результаты структурно-геоморфологического анализа позволили установить активизацию и выраженность на новейшем этапе древних разрывных нарушений Фенноскандии.
- Компьютерное геодинамическое моделирование позволило установить два типа напряженного состояния, инициирующих сейсмичность в пределах Балтийской синеклизы: 1) сдвиговое поле в кристаллическом фундаменте (ориентировка субгоризонтальной оси сжатия – 330°) и, подчиненное ему, 2) соосное поле растяжения (субгоризонтальная ось растяжения – 330°). На основании проведенных исследований впервые были выделены зоны ВОЗ в фундаменте (3) и в осадочном чехле (5).

Сопоставление результатов моделирования с пространственным распределением сейсмичности позволил разделить землетрясения осадочного чехла и кристаллического фундамента, о чем свидетельствует различие в наклоне графиков повторяемости на этих структурных уровнях. Предполагаемым источником напряжений для данной территории является воздымающаяся территория Фенноскандии. Результаты структурно-геоморфологического анализа позволили установить, что часть разрывных нарушений кристаллического фундамента выражена в современном рельефе и может быть активна.

- При геодинамическом моделировании северного склона Воронежской антеклизы использовалась только однарусная модель (фундамент) ввиду отсутствия мощного осадочного чехла на данной территории. На основе результатов моделирования было выделено шесть зон ВОЗ в фундаменте данной территории. Моделирование показало, что фундамент исследуемой территории, вызывающий землетрясения, находится в сдвиговом поле напряжений с ориентировкой субгоризонтальной оси сжатия в северо-западном направлении (335°). Проведенное сопоставление графиков повторяемости Воронежской антеклизы и Северо-Западного Кавказа показало возможность влияния последней структуры на территорию антеклизы. Результаты геоморфологических исследований позволили установить активизацию древних разрывных нарушений на новейшем этапе.
- На территории Волго-Уральской антеклизы было выделено 9 зон ВОЗ, которые были получены по результатам компьютерного геодинамического моделирования. Установлено, что наиболее вероятный механизм, описывающий локализацию землетрясений, является сдвиговое поле напряжений с субширотной осью сжатия.
- Для Фенноскандии установлена корреляция между энергией землетрясений за период с 2002 по 2017 гг. и временными вариациями гравитационного поля, полученными спутниковой системой GRACE. В результате этого сопоставления были выделены участки, на которых нарастающему тренду гравитационного поля соответствует снижение сейсмической энергии и наоборот. Данный подход может в дальнейшем быть использован для сейсмического прогноза при увеличении времени наблюдения спутниковой системой и своевременной актуализацией (чистки) сейсмических каталогов.

Список литературы

ОПУБЛИКОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. *Агибалов А.О.* Неотектоническая активизация докембрийского структурного плана Северного Приладожья (юго-восток Балтийского щита): дис. канд. г.-м.н. : 25.00.03 / Алексей Олегович Агибалов ; науч. руководитель В.А. Зайцев,. Москва, 2019. 210 с.
2. *Агибалов А.О., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Мошкин И.В., Сенцов А.А.* О влиянии неотектонических движений на особенности локализации месторождений нефти и газа Волго-Уральской антеклизы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2020. № 2. С. 125-137 (**0,1 авторского листа, 0,7 п.л., личный вклад – 20%**).
3. *Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А.* Сравнительный анализ новейшей геодинамики Балтийской синеклизы и северного склона Воронежской антеклизы // Геодинамика и тектонофизика Т. 12. №4. 2021б. С. 951-968. DOI: <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-4-0565> (**0,98 авторского листа, 1 п.л., личный вклад – 33,3%, импакт-фактор в РИНЦ 0,871**).
4. *Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С.* Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2017. Т.8. №4. С. 791-807 (**0,63 авторского листа, 0,93 п.л., личный вклад – 25%**).
5. *Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Полецук А.В., Мануилова Е.А.* Морфометрические параметры рельефа и локализация месторождений углеводородов Волго-Уральской антеклизы // Вестник Московского университета. Серия 5: География. Москва. Изд-во МГУ. 2021а. №.4. С. 116-128 (**1,12 авторского листа, 0,7 п.л., личный вклад – 20%**).
6. *Алексеев Е. П.* и др. Комплект карт геофизической основы геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу N-37 – Москва. СПб. 2005.
7. *Ананьин И.В.* Сейсмичность северной части Восточно-Европейской платформы и ее связь со строением земной коры // Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. М.: Наука. 1987. С. 187-194.
8. *Андрущенко Ю.А., Кутас В.В., Кендзера А.В., Омельченко В.Д., Гординеко Ю.А., Калитова И.А.* Природа Сейсмических событий, зарегистрированных на западе Украинского щита в 205-2007 гг. // Геофизический журнал. № 2. Т. 32. 2010. С. 64-74.

9. Антоновская Г.Н., Конечная Я.В., Ваганова Н.В., Морозов А.Н. Архангельская область // Землетрясения Северной Евразии. Вып. 22 (2013 г.). Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2019. С. 247-255.
10. Ахмедов А.М., Ключев Н.К., Наумкин А.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-37 – Воронеж. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2011. 255 с. + 12 вкл.
11. Балаганский В.В. Основные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: автореф. дис. д-ра. г.-м. наук : 25.00.01 / Виктор Валентинович Балаганский. СПб. 2002. 32 с.
12. Балаганский В.В., Горбунов И.А., Мудрук С.В. Палеопротерозойские Лапландско-Кольский и Свекофеннский орогены (Балтийский щит) // Вестник Кольского научного центра РАН. 2016. №3. С. 5-11.
13. Балтыбаев, Ш.К. Свекофеннский ороген Фенноскандинавского щита: вещественно-изотопная зональность и ее тектоническая интерпретация // Геотектоника. 2013. №6. С. 44-59.
14. Баранов Ю.В. Анализ геофизических полей для выделения зон возможных очагов землетрясений восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Вестник Пермского университета. Геология. Вып. 4(33). 2016. С. 36-40.
15. Белая Н.И., Дубинин Е.П., Ушаков С.А. Геологическое строение Московского региона. Геологические практики: учебно-методическое пособие // Геологические практики: М.: МГУ. 2001. 104 с.
16. Бобров С.П. Отчет о выполнении работ по теме «Обобщение геолого-геофизических материалов с целью прогнозной оценки перспектив территории Калужской области на нетрадиционные виды полезных ископаемых». Калуга. 2006. 843 с.
17. Бугаев Е.Г. Об условиях формирования графиков повторяемости и оценке долговременной и текущей (ожидаемой) сейсмической опасности // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 40. № 2. С.25-34.
18. Вревский А.Б. Архейские зеленокаменные пояса – геологические и изотопно-геохимические факты и геодинамические спекуляции // Геология Карелии: от архея до наших дней: материалы докл. Всеросс. Конф., посвящ. 50-летию ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск, 24-26 мая 2011 года). Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 33-36.
19. Гаврилов В.П. Как устроены и чем богаты наши недра. М.: Недра. 1981. 191 с.

20. *Гарецкий Р.Г.* Новейшая геотектоника и геодинамика Центральной Европы / Р.Г. Гарецкий [и др.] // Геотектоника. 1999. №5. С. 3-14.
21. Геология Европы. Том II Внеальпийская западная Европа. Часть I Каледониды и вариссиды / С.Н. Бубнов. Ленинград-Москва: Главная редакция геолого-разведочной и геодезической литературы. 1935. 739 с.
22. *Головин А.А., Филиппов С.В.* Отчет о работах по составлению геохимической основы Государственной геологической карты Российской Федерации. Листы N-37, N-38 масштаба 1 : 1 000 000. М. 2001.
23. *Голодовкин В.Д.* Опыт применения карты расчлененности рельефа для прогноза тектонического строения южной части Куйбышевской области // Геоморфологические методы при нефтегазопроизводственных работах. М.: Наука. 1966. С. 126–128.
24. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику: Учебное пособие / Отв. ред. Н. В. Короновский. М.: Книжный дом «Университет». 2005. 496 с.
25. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Воронежская. Лист N-37-XXXI (Малоархангельск). Авторский макет / Сост А.В. Черешинский, Б.В. Глушков, П.В. Холин и др. СПб. 2003.
26. *Гуфельд И.Л.* Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений/ И.Л. Гуфельд, М.И. Матвеева, О.Н. Новоселов // *Geodynamics& Tectonophysics*. 2011. Vol.2 Р. 378-415.
27. *Додонов Е.А., Наместников Ю.Г., Якушева А.Ф.* Новейшая тектоника юго-востока Балтийской синеклизы. М.:МГУ. 1976. 196 с.
28. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Сеймотектонические последствия развития покровных оледенений четвертичного периода в Кольском регионе // Геоморфология. — 2003. С. 61-64.
29. *Ежова И.Т., Ефременко М.А., Трегуб А.И.* Сейсмическая активность и неотектоника Воронежского кристаллического массива // Вестник ВГУ. Серия геология. 2010. №1. С. 229-232.
30. *Ефременко М.А.* Современные геодинамически активные зоны Воронежского кристаллического массива по геологическим, геофизическим и сейсмологическим данным. Автореф. дисс. ... канд. геол.- минерал. наук. М. 2011. 23 с.
31. *Завьялов А.Д.* Среднесрочный прогноз землетрясений. Основы. Методика. Реализация. Москва: Наука. 2006. 254 с.

32. *Загородных В.А., Довбня А.В., Жамойда В.А.* Стратиграфия Калининградского региона. Калининград: Янтарный сказ. 2001. 226 с.
33. *Зайцев В.А., Панина Л.В., Мануилова Е.А., Сенцов А.А.* Современные методы и результаты изучения неотектоники центральной части Восточно-Европейской платформы / Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей"// М.: Издательство "Перо". 2016. С.49-55 (**0,15 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 25%**).
34. *Зайцев В.А., Панина Л.В., Сенцов А.А.* Структурно-геоморфологические исследования центральной части Русской плиты // Тектоника современных и древних океанов и их окраин. Материалы XLIX Тектонического совещания, посвященного 100-летию академика Ю.М. Пушаровского. Москва. 2017. Т. 2. С. 177-180 (**0,1 авторского листа, 0,2 п.л., личный вклад – 33,3%**).
35. *Захаров В.С., Смирнов В.Б.* Физика Земли. М.: НИЦ ИНФРА-М, 2016. 328 с.
36. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. КН.1 Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 2007. 381 с.
37. Землетрясения Северной Евразии, 2008 год/ отв. ред. О.Е. Старовойт [и др.] Обнинск: ГС РАН. 2014. 428 с.
38. *Зыков Д.С.* Об активных структурах и вероятных палеосейсмодеформациях в Карелии // Геоморфология. 1997. № 3. С. 58–62.
39. *Зыков Д.С.* Структурно-кинематическая модель неотектонических деформаций юга Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП. Отдел Геологический. 2004. Т. 79. Вып. 4. С. 11–17.
40. *Зыков Д.С., Полещук А.В.* Взаимодействие геодинамических систем на Восточно-Европейской платформе // Бюллетень МОИП. Отдел Геологический. 2016. Т. 91. Вып. 1 С. 3–14.
41. Карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР. М-б 1: 1 500 000 / Гл. ред. В.И. Бабак. М.: ГУГК СССР. 1980.
42. Карта четвертичных образований масштаба 1: 1 000 000 / ред. Пруцкая Л.Д., ФГУП "ВСЕГЕИ", Санкт-Петербург. 2014.
43. *Кендзера А.В.* Юго-западные регионы Восточно-Европейской платформы // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К.Щукина. Петрозаводск. 2007. С. 310–327.

44. Кендзера А.В., Омельченко В.Д., Кутас В.В., Дрогицкая Г.М., Калитова И.А. Эпицентры землетрясений Восточно-Европейской платформы в границах территории Украины по данным инструментальных наблюдений и их связь с тектоникой // Геодинаміка. №1 (7). 2008. С. 66-77.
45. Конечная Я.В. Анализ сейсмичности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Вестник САФУ. Сер. Естественные науки. 2013. № 1. С. 10–13.
46. Конн М.Л. Мобилистская неотектоника платформ Юго-Восточной Европы // Тр. Геол. ин-та РАН. Вып. 552. М.: Наука. 2004. 340 с.
47. Конн М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейских плит как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26–42.
48. Конн М.Л., Колесниченко А.А., Макарова Н.В. Структурно-кинематический анализ рисунков гидросети для реконструкции и датирования новейших палеонапряжений в платформах (восток Русской плиты) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 33-49.
49. Короновский Н.В. Геология России и сопредельных территорий: учебное пособие. М.: Издательский центр «Академия». 2011. 240 с.
50. Костенко Н.П. Геоморфология: учебник. М.: Издательство МГУ. 1999. 379 с.
51. Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л. Наука. 1979. 158 с.
52. Краак М.Я. Картография: визуализация геопространственных данных/ М.Я. Краак, Ф. Ормелинг / перевод под ред. В.С. Тикунова. М.: Научный мир. 2005. 325 с.
53. Крашенинников Г.Ф., Волкова А.Н., Иванова Н.В. Учение о фракциях с основами литологии: руководство к лабораторным занятиям. М.: Издательство МГУ. 1988. 214 с.
54. Кутас В.В., Омельченко В.Д., Кендзера А.В., Дрогицкая Г.М., Калитова И.А. Сейсмичность западной части Восточно-Европейской платформы в пределах Украины // Геофизический журнал. № 5. Т. 29. 2007. С. 59–72.
55. Левко Э.А., Карабанов А.К. Неотектоника Беларуси // Літасфера. 1994. № 1 С. 119-126.
56. Левко Э.А., Карабанов А.К. Неотектоническое районирование территории Белоруссии // Доклады АН БССР. 1987. Т. XXXI, №9 С. 821-823.
57. Левко Э.А., Карабанов А.К. Неотектоническое районирование территории Беларуси // Доклады АН БССР. 1987. Т. 31, № 9. С. 821-824.

58. *Левко Э.А., Карабанов А.К.* О позднеплейстоценовой активизации разломов в Белорусском Поозерье // Доклады АН Беларуси. 1994. Т. 38. №5. С. 92-96.
59. *Левко Э.А., Карабанов А.К.* Проявление гляциоизостатических движений в краевой зоне последнего оледенения на территории Белоруссии // Литология, геохимия и стратиграфия континентальных кайнозойских отложений. 1988. С. 203-208.
60. *Лозин Е.В.* Глубинное строение и нефтегазаносность Волго-Уральской области и смежных территорий // Литосфера. 2002. №3 С. 46-68.
61. *Лунина О.В.* Систематизация активных разломов для оценки сейсмической опасности / О.В. Лунина, А.С. Гладков, А.А. Гладков // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. №1. С. 49-60.
62. *Лыгин И.В., Ткаченко Н.С., Зотов Л.В.* Анализ временных вариаций гравитационного поля над северо-восточным сектором тихоокеанского региона по данным спутниковой системы ГРЕЙС // Геофизика. 2019. №2. С. 73-82.
63. *Макарова Н.В., Макеев В.М., Дорожко А.Л., Суханова Т.В., Коробова И.В.* Геодинамические системы и геодинамически активные зоны Восточно-Европейской платформы // Бюллетень МОИП. Отдел Геологический. 2016. Т. 91. Вып. 4–5. С. 9–26.
64. *Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е.* Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн.1. Землетрясения. Петрозаводск. 2007. С. 14–66 .
65. *Макаров В.И.* Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их сейсмической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Вып. 13. Спец. С. 53–60.
66. *Мануилова Е.А.* Неотектоника центральной части Московско – Дмитровского поднятия: бакалаврская работа. М.: МГУ. 2014. 107 с.
67. *Международная тектоническая карта Европы.* Третье издание / Ред. Леонов Ю.Г., Хаин В.Е. М.: ГИН РАН. 1996.
68. *Мещерский А.А., Харин Г.С., Чегесов В.К.* Докембрийская кора выветривания кристаллического фундамента в Калининградской области //Литология и полезные ископаемые. 2003. №.1. С. 58-65.
69. *Милановский Е.Е.* Геология России и ближнего зарубежья (Северной Евразии): учебник М.: Издательство МГУ. 1996. 448 с.
70. *Милановский Е.Е.* Геология СССР Ч.1. М.:МГУ. 1997. 416 с.

71. Минц М.В. Мезонеопротерозойский Гренвилл-Свеконорвежский внутриконтинентальный ороген: история, тектоник, геодинамика // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. Vol.8. Issue 3. P. 619-642.
72. Мировой центр данных по физике твердой Земли [Электронный ресурс] Мировой центр данных по физике твердой Земли. Электрон. дан. URL: <http://www.wdcb.ru/sep/index.ru.html>
73. Михайлов В.О., Panet Isabelle, Hayn Michael, Тимошкина Е.П., Bonvalot Sylvain, Ляховский В., Diamant Michel, Viron Olivier De Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников ГРЕЙС в областях трех недавних гигантских землетрясений // *Физика Земли*. 2014. № 2. С.29-40.
74. Можаяев Б.Н. Новейшая тектоника северо-запада Русской равнин Л.: Недра. 1973. 231 с.
75. Мошкин Н.В., Фадеева Т.И., Зайцев В.А. Трехмерное компьютерное моделирование Предуральского краевого прогиба // *Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал*. 2019. №3. С. 70-79.
76. Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений в Российской империи. Спб.. 1893. 582 с.
77. Несмеянов С.А. Инженерная геотектоника М.: Наука. Компьютерный вариант. 2012. 560 с.
78. Несмеянов С.А., Воейкова О.А., Лутиков А.И., Никонов А.А. Влияние гляциоизостазии на местную сейсмичность краевой части Русской плиты в области позднечетвертичного оледенения // *Литасфера*. 2008. № 2. С. 164-167.
79. Несмеянов С.А., Макаров В.И. Детальное сейсмическое районирование и уточнение исходной сейсмичности для сейсмического микрорайонирования / Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных районов. Мат. Всероссийской конференции с международным участием // Архангельск. Т. II. 2004. С. 108.
80. Нетребин П.Б. Морфометрический анализ рельефа Большого Кавказа. Дис. ... канд. геогр. наук. Краснодар: Кубанский государственный университет. 2012. 227 с.
81. Нефтегазоносные провинции СССР / Дикенштейн Г.Х., Алиев И. М., Аржевский Г.А. и др. М.: Недра. 1977. 328 с.
82. Никишин А.М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд. МГК. 2002. 366 с.
83. Никонов А.А., Мокрушина Н.Г., Лубягина Л.И. Исторические землетрясения Вятского края // *Вестн. Вятского гос.пед. ун-та*. 2000. № 2. С. 76-80.

84. *Николаев Н.И.* Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. М.: Недра. 491 с.
85. *Николаева С.Б.* Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66 – 74.
86. *Николаева С.Б.* Проблемы и перспективы изучения сейсмодетформаций в четвертичных отложениях европейского севера / Материалы конференции Фундаментальные проблемы квартара, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований // 2013. С. 473-475.
87. *Николаева С.Б., Евзеров В.Я., Петров С.И.* Сейсмичность Фенноскандии в позднем плейстоцене и голоцене / Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы // Обнинск. 2011. С. 220–223.
88. *Николаева С.Б., Никонов А.А., Шварев С.В.* Поздне- и послеледниковые разломы и палеосейсмонарушения в восточной части Фенноскандинавского щита: обзор и результаты исследований / Труды Ферсмановской научной секции ГИ КНЦ РАН // 2019. №16. С. 428-432.
89. *Никонов А. А., Мийдел А.М.* Обнаружение сейсмогенных деформаций в послеледниковых отложениях на южном побережье Финского залива // Доклады Академии Наук. 2003. Т. 390. № 6. С. 799 – 804.
90. *Никонов А.А.* Землетрясения Севера Европейской России (новая версия каталога на основе первичных материалов) / Геодинамика и тектоногенез: материалы Всерос. совещ. (Ярославль, 12-15 сентября 2000 г.) // Ярославль. 2000. С. 118-119.
91. *Никонов А.А.* Сейсмичность Карельского региона. Исторические землетрясения. В кн.: Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона. Петрозаводск. 2003. С. 193-214.
92. *Никонов А.А., Николаева С.Б., Шварев С.В.* Мурманское побережье – крупнейшая в Российской Арктике сейсмогенерирующая зона: новейшие разработки / Природные ресурсы и комплексное освоение прибрежных районов Арктической зоны: Сб. научных трудов /отв. ред.д.э. н., проф. В.И. Павленко // Архангельск. 2015. С. 34-40.
93. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Землетрясения доисторического периода в системе совершенствования оценок сейсмической опасности (Восточно-Европейская платформа и ее обрамление) / VII Общеросс. конфер. «Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в РФ» (15-16 декабря 2011 г.) // М.: ИФЗ РАН. С. 224-227.

94. *Никонов А.А., Шварев С.В.* Сейсмолинеаменты и разрушительные землетрясения в российской части Балтийского щита: новые решения для последних 13 тысяч лет / Материалы Международной конференции «Геолого-геофизическая среда и разнообразные проявления сейсмичности» // Нерюнгри. 2015. С. 243-251.
95. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / АН СССР, Междувед. совет по сейсмологии и сейсмостойкому стр-ву, Ин-т физики Земли им. О.Ю. Шмидта. - Москва. Наука. 1977. 535 с.
96. *Огаджанов В.А.* О проявлениях сейсмичности в Поволжье после сильных землетрясений в бассейне Каспийского моря // Физика Земли. 2002. №. 4. С. 48-51.
97. *Огаджанов В.А.* Связь сейсмичности Альпийско-Средиземноморского пояса сейсмичностью русской плиты // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 45. 2006. С. 41-47.
98. *Огаджанов В.А., Гестрин С.Г., Назаров А.А.* Локальные волны землетрясений // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 31. 2002. С. 56-63.
99. *Огаджанов В.А., Конценебин Ю.П., Назаров А.А., Огаджанов А.В., Соломин С.В.* Связь изменений гравитационного поля на Саратовском геодинамическом полигоне с сейсмической активностью Альпийско-Средиземноморского пояса и прилегающей части Европейской плиты // Вестник Воронежского университета. Геология. 2005. № 1. С. 225-229.
100. *Отмас А.А.(старший), Коханова А.Н.* Строение фундамента Калининградской области в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности региона // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2015. Т. 10. №1. С.1 -20.
101. *Панина Л.В., Зайцев В.А., Мануилова Е.А., Агибалов А.О., Сенцов А.А.* Новейшая тектоника Восточно-Европейской платформы как отражение деформации фундамента // Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей. Москва. 2016а. С. 22-26 (**0,12 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 20%**).
102. *Панина Л.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Агибалов А.О.* Неотектоника центральной части Восточно-Европейской платформы // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. Москва. 2016б. № 4-5. С. 51-60 (**0,23 авторского листа, 0,4 п.л., личный вклад – 25%**).
103. *Полещук А.В., Маркин А.Г., Прянишников К.Г., Сенцов А.А.* О возможности привлечения данных по изменению нормального хода роста растительности для оценки возраста современных движений Онежской структуры Балтийского щита / Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные

аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания // М.: ГЕОС. 2015. Т.2. С. 40-43 (0,1 авторского листа, 0,2 п.л., личный вклад – 25%).

104. Померанцева И.В., Мозженко А.Н. Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: "Недра". 1977. 250 с.

105. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений-основа реального сейсмического прогноза /Е.А. Рогожин [и др.] М.: Светоч Плюс. 2011. 367 с.

106. Приказ Ростехнадзора от 02.03.2018 N 90 (ред. от 11.05.2018) "Об утверждении руководства по безопасности при использовании атомной энергии "Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях" (вместе с "РБ-019-18...").

107. Пронишин Р.С., Вербицкий С.Т., Стасюк А.Ф. Микулинецкое землетрясение 3 января 2002 года // Сейсмологический бюллетень Украины за 2002г. Симферополь.2004. С. 97–114.

108. Пучков В.Н. Особенности строения и развития Волго-Уральской нефтегазоносной провинции // Геол. сборник. Информ. мат-лы. ИГ УНЦ РАН. Уфа: ООО "Дизайн-ПолиграфСервис". 2004. №4. С. 3-9.

109. Ребецкий Ю.Л. Современное состояние теорий прогноза землетрясений. Результаты оценки природных напряжений и новая модель очага землетрясений // Проблемы тектонофизики. к сорокалетию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. 2008. М. С. 359-395.

110. Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС. 2017. 234 с.

111. Рейснер Г.И. Типизация земной коры и современные эндогенные режимы Охотии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН. 1997. С. 62–83.

112. Рогожин Е.А. Очерки региональной сеймотектоники М.: ИФЗ РАН. 2012. 338 с.

113. Рогожин Е.А., Ефременко М.А. Геофизические поля и землетрясения на территории Воронежского кристаллического массива // Геофизические исследования. 2010. Т.11. № 4. С. 57-71 .

114. Рогожин Е.А., Лутиков А.И., Овсяченко А.Н., Донцова Г.Ю., Сысолн А.И. // Детальное сейсмическое районирование Северо-Западного Кавказа с учетом результатов палеосейсмогеологических исследований. Москва. 2019. № 4(41). С. 32-38.

115. Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., А.В. Горбатиков, А.И. Лутиков, С.С. Новиков, А.В. Мараханов, М.Ю. Степанова, Н.В. Андреева, А.С. Ларьков Оценка

сейсмической опасности г. Калининград в детальном масштабе // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2014. №4. С. 19-27.

116. *Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Новиков С.С., Мараханов А.В.* Сеймотектоническая позиция очагов Калининградских землетрясений 21 сентября 2004 года с $M_w = 4.6$ и 4.8 , $I_0 = 6$ и $6-7$ (запад России) // Землетрясения Северной Евразии в 2004 году. Обнинск: издание ГС РАН. 2010. С. 364–369.

117. Руководство пользователя «Analysis Package Reservoir Modelling System (RMS)» [Электронный ресурс]. URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnyeprosobiya-2 (дата обращения: 10.10.2020).

118. *Русский Г.А.* Физическая география Оренбургской области. Оренбургское книжное издательство. 1999. 64 с.

119. Сейсмологический каталог Американской геологической службы. URL: <https://earthquake.usgs.gov/> (дата обращения 1.04.2020а).

120. Сейсмологический каталог единой геофизической службы РАН. URL: <http://www.ceme.gsras.ru/cgi-bin/new/catalog.pl> (дата обращения 1.04.2020б).

121. Сейсмологический каталог Хельсинского университета. URL: <http://www.seismo.helsinki.fi/english> (дата обращения 1.04.2020в).

122. Сеймотектоника плит древних платформ в области четвертичного оледенения/ Р.Е. Айзберг [и др.] — М.: “Книга и Бизнес”. 2009. 288 с.

123. *Сенцов А.А.* Использование данных о временных вариациях гравитационного поля для уточнения прогноза маломagnitude землетрясений по времени на примере Балтийского щита и Воронежской антеклизы // Труды всероссийской научной конференции "Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей". Москва, 24 – 26 мая 2016 г. Москва. 2016. С. 212-216 (**0,12 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%**).

124. *Сенцов А.А.* Предварительные результаты анализа сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2021. №.1 С. 93-97 (**0,16 авторского листа, 0,23 п.л., личный вклад – 100%**).

125. *Сенцов А.А.* Современная геодинамика и зоны возможных очагов землетрясений территории Фенноскандинавского щита, установленные с помощью компьютерного моделирования // Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI тектонического совещания. Москва. 2019. Т.2. С. 228-233 (**0,24 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 100%**).

126. Сенцов А.А., Агibalов А.О. Выделение зон возможных очагов землетрясений в Фенноскандии по данным анализа сейсмичности и компьютерного геодинамического моделирования // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. Москва. Изд-во МГУ. 2021. №1. С. 15-22 (**0,61 авторского листа, 0,4 п.л., личный вклад – 50%**).

127. Сенцов А.А., Агibalов А.О. Сейсмичность Фенноскандинавского щита и её связь с геоморфологическим строением региона // Материалы всероссийской научной конференции «Восточно-Европейская платформа: геология, неотектоника, геоморфология». Москва. 2018. С. 102-103 (**0,1 авторского листа, 0,05 п.л., личный вклад – 50%**).

128. Сенцов А.А., Агibalов А.О., Зайцев В.А. Особенности сейсмической активности Восточно-Европейской платформы // Материалы всероссийской научной конференции «Современные проблемы динамической геологии». Москва. 2021б. С. 114-119 (**0,1 авторского листа, 0,27 п.л., личный вклад – 33,3%**).

129. Сенцов А.А., Агibalов А.О., Рогожин Е.А. Анализ сейсмичности прибрежных районов Фенноскандии и Баренцевоморского региона // Глобальные проблемы Арктики и Антарктики [электронный ресурс]: сборник науч. материалов Всерос. конф. с междунар. участием, посвящен. 90-летию со дня рождения акад. Николая Павловича Лавёрова. Архангельск. 2021а. С. 825-828 (**0,23 авторского листа, 0,2 п.л., личный вклад – 33,3%**).

130. Сенцов А.А., Зайцев В.А., Агibalов А.О. О возможности применения данных системы GRACE для прогноза маломagnitude платформенных землетрясений // Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал. Москва. 2020. № 2. С. 138-145 (**0,1 авторского листа, 0,41 п.л., личный вклад – 33,3%**).

131. Сенцов А.А., Зайцев В.А., Полещук А.В., Бардышев Г.П. Новейшая геодинамика сейсмоактивных областей Восточно-Европейской платформы (на примере Балтийской синеклизы, Фенноскандинавского щита и Воронежской антеклизы) // Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984). Москва. 2019. С. 129-146 (**0,81 авторского листа, 0,97 п.л., личный вклад – 25%**).

132. Сим Л.А., Гордеев Н.А. Сопоставление результатов реконструкций напряженнодеформированного состояния программным обеспечением SGM-SIM с ранее опубликованными работами на территорию Беломорско-Кулойского плато / Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН // 2019. Т.16. С. 97-100.

- 133.** Сим Л.А., Жиров Д.В., Маринин А.В. Реконструкция напряженно-деформированного состояния восточной части Балтийского щита // Геодинамика и тектонофизика. 2011. № 3. С. 219-243.
- 134.** Сим Л.А.. Влияние глобального тектогенеза на новейшее напряженное состояние платформ Восточной Европы // М. В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука. 2000. С. 326-348.
- 135.** Симонов Ю.Г. Объяснительная морфометрия рельефа. М.: ГЕОС. 1999. 251 с.
- 136.** Слабунов А.И. 4-D модель формирования земной коры Фенноскандинавского щита в архее как синтез современных геологических данных / Геология Карелии: от архея до наших дней: материалы докл. Всеросс. Конф., посвящ. 50-летию ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск, 24-26 мая 2011 года) // Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2011. С. 13-21.
- 137.** Соколов С.А. Структурно-геоморфологическое строение и неотектоническое районирование территории Воронежского кристаллического массива Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: 2013. 24 с.
- 138.** Спивак А.А., Кишкина С.Б. Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // Физика Земли. 2004. №7. С. 35-49.
- 139.** Страхов В.Н., Савин М.Г. О научных основах краткосрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2013. Т. 35. № 2. С. 18-23.
- 140.** Страхов В.Н., Савин М.Г. Уменьшение сейсмической опасности: упущенные возможности // Геофизический журнал. 2013. Т. 35. № 2. С. 4-11.
- 141.** Терцаги К. Теория механики грунтов. М.: Госстройиздат. 1961. 507 с.
- 142.** Технический отчет работ по оценке сейсмической опасности для проектных основ Смоленской АЭС-2: М.: ИФЗ РАН. 2014. 226 с.
- 143.** Толстоборов Д.С., Колька В.В. Новые схемы изобаз поднятия северо-востока Фенноскандии за последние 10 тысяч лет // Арктический вектор геологических исследований. 2019. №11. С.3-8. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-11-3-8
- 144.** Трегуб А.И. Морфоструктура дна Онежского полуострова и дна прилегающей акватории Белого моря на основе статистических моделей рельефа и морфографического анализа // Вестник ВГУ, серия: Геология. 2010. № 2. С. 59-64.
- 145.** Трегуб А.И. Неотектоника Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ. 2002. 220 с.

- 146.** *Трегуб А.И.* Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива: дис.... док-ра. геол.-мин. н.: 25.00.01 Воронеж. 2005. 329с.
- 147.** *Трегуб А.И., Лукьянов В.Ф., Шишов В.В., Бунеев В.Н., Сиротин В.И., Макаров С.А., Шатров В.А.* Неотектоническая структура Онежской площади и ее соотношение с палеотектонической структурой среднего карбона и блоковой структурой фундамента Деп. ВИНТИ. №874. Вып. 93. 1993. 24 с.
- 148.** *Трегуб А.И., Лыткин К.А.* Тектонические напряжения Онежского мегавала // Вестник ВГУ, серия: Геология. 2016. № 2. С. 147-149.
- 149.** *Трегуб А.И., Трегуб С.А., Шевцов Д.Е.* Неотектоника Шумилинско-Новохоперской зоны разломов (Воронежский кристаллический массив) // Вестник ВГУ, серия: Геология. 2015. № 4. С. 171-173.
- 150.** *Трифонов В. Г.* Неотектоника Евразии. М. : Научный мир. 1999. 253 с.
- 151.** *Трифонов В.Г.* Живые разломы земной коры // Соросовский образовательный журнал. 2001. Т. 7. № 7. С. 66-74.
- 152.** *Трифонов В.Г., Бачманов Д.М., Иванова Т.П., Имаев В.С.* Принципы и технология использования геологических данных для оценки сейсмической опасности (на примерах Сирии и Фенноскандии) // Инженерные изыскания. 2010. № 4. С. 44-51.
- 153.** *Удоротин В.В.* Глубинное строение и сейсмичность южных районов Республики Коми. Екатеринбург. УрО РАН. 2002. 72 с.
- 154.** *Уломов В.И.* Макросейсмический режим и дифференцированная оценка сейсмических воздействий // журнал "ГеоРиск" 2009. С. 16-19.
- 155.** *Уломов В.И.* Общее сейсмическое районирование территории Российской Федерации - ОСР-2012 // Вопросы инженерной сейсмологии. 2013. Т. 4. № 4. С. 5-20.
- 156.** *Уломов В.И.* От сейсмического районирования к прогнозу землетрясений / Сб. статей "Научное наследие Г.А. Гамбургцева и современная геофизика: Развитие идей. Воспоминания"// М.: ОИФЗ РАН. 2003. С. 189–202.
- 157.** *Уломов В.И., Шумилина Л.С.* Проблемы сейсмического районирования территории России М.: ВНИИНТПИ. 1999. 54 с.
- 158.** *Ушаков А.Л., Павленкова Н.И.* Структура верхней мантии Балтийского щита по сейсмическим данным / Геофизика XXI столетия: Сборник трудов четвертых геофизических чтений им. ВВ. Федынского// М.: Научный мир. 2002. С. 58-63.
- 159.** Физико-географический атлас мира. М.: АН и ГУГК СССР. 1964. 300 с.
- 160.** *Философов В.П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур / под ред. А.А. Корженевского. Саратов: Изд-во Саратовского университета. 1960. 91 с.

- 161.** *Философов В.П.* Методика вычисления и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа // Вопросы морфометрии. 1967. Т. 1. Вып. 2. С. 112–146.
- 162.** *Шеин В.С., Алференок А.В., Долматова И.В., Мельникова Н.А.* Геодинамические условия формирования осадочного чехла палеобассейнов Восточно-Европейского палеоконтинента // Геология нефти и газа. 2020. № 1. С. 35–55. DOI: 10.31087/0016-7894-2020-1-35-55.
- 163.** *Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.
- 164.** *Шерман С.И.* Тектонофизический анализ сейсмического процесса в зонах активных разломов литосферы и проблема среднесрочного прогноза землетрясений // Геофизический журнал. 2005. Т. 27. № 1. С. 20–38.
- 165.** *Шерман С.И., Бержинский Ю.А., Павленов В.А., Антикаев Ф.Ф.* Региональные шкалы сейсмической интенсивности. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО». 2003. 189 с.
- 166.** *Шерман С.И., Лысак С.В., Горбунова Е.А.* Тектонофизическая модель Байкальской сейсмической зоны, ее тестирование и возможности среднесрочного прогноза землетрясений // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 4. С. 508–526.
- 167.** *Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П.* Проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России // Бюллетень КИЧП. 2004. № 65. С. 102–114.
- 168.** *Шитов М.В., Бискэ Ю.С., Сумараева И.В.* Позднеголоценовое сейсмическое событие в юго-восточном Приладожье. II. Параметры // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2010. Вып.3. С. 18–28.
- 169.** *Шпанченко Р.В.* Рентгенофазовый анализ: методическая разработка для спецпрактикума к курсу лекций "Практические аспекты рентгеновской дифрактометрии" / Р.В. Шпанченко, М.Г. Розова. М.: Издательство МГУ. 1998. 25 с.
- 170.** *Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И.* Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской. Екатеринбург: УрО РАН. 2003. 299 с.
- 171.** *Andersson J., Bingen B., Cornell D., Johansson L., Söderlund U., Möller C.* The Sveconorwegian Orogen of Southern Scandinavia: Setting, Petrology and Geochronology of Polymetamorphic High-Grade Terranes // 33 IGC. Excursion No 51. Oslo. 2008. 83p.

172. *Andersson J., Bingen B., Cornell D., Johansson L., Söderlund U., Möller C.* The Sveconorwegian Orogen of Southern Scandinavia: Setting, Petrology and Geochronology of Polymetamorphic High-Grade Terranes // 33 IGC. 2008. № 51. 83 p.
173. *Bäckman E.* Earthquakes in the Baltic shield, Hudiksvall, Sweden. Estimation of the b- and a-value, modeling of focal spheres and correlation to tectonics. University of Gothenburg. 2013. 24 p.
174. *Bibikova E.V.* Belomoride Geochronology: interpretation of multi-stage. Belomoride Geochronology: interpretation of multi-stage history. *Geokhimiya* 10. 1994. P.1393–1411 [in Russian].
175. *Bibikova E.V., Bogdanova S.V., Glebovitsky V.A., Claesson S., Skiold T.* Evolution of the Belomorian Belt: NORDSIM U-Pb zircon dating of the Chupa paragneisses, magmatism, and metamorphic stages. *Petrology*. 2004. №12. P. 195–210.
176. *Bibikova E.V., Claesson S., Glebovitsky V.A., Sedova I.S., Ruch'ev A.M.* Isotope dating of the Svecofennian metamorphism of the Belomorian belt, Baltic Shield // *Geokhimiya*. 2001. №10. P.1116–1119 [in Russian].
177. *Björn L.* Paleoseismology of Glaciated Terrain // *Encyclopedia of Earthquake Engineering*. 2015. 16 p.
178. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.* The East European craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. №160 (1-2). P. 23-45. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.024>.
179. *Bogdanova S.V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Volozh Yu.A.* The East European craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia // *Precambrian Research*. 2008. Vol. 160 (1-2). P. 23-45.
180. *Brewer T.S., Åhäll K.I., Darbyshire D.P.F., Menuge J.F.* Geochemistry of late Mesoproterozoic volcanism in south-western Scandinavia: implications for Sveconorwegian/Grenvillian plate tectonic models // *Journal of the Geological Society*. 2002. №159 (2). P. 129-144. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-044>.
181. *Corfu, F., Andersen T.B., Gasser D* The Scandinavian Caledonides: main features, conceptual advances and critical questions // *Geological Society. London. Special Publications*. 390(1). 2014. P. 9-43.
182. *Emrah Y., Atkinson G.M.* Regionally Adjustable Generic Ground-Motion Prediction Equation Based on Equivalent Point-Source Simulations: Application to Central and Eastern North America // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2015. Vol. 105. № 4. P. 1-21.

183. Ernst R.E., Bleeker W. Status of global LIP bar-code record and implications since the Archean // Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk. 2007. P. 19–21.
184. Gaál G., Gorbatshev R. An outline of the Precambrian evolution of the Baltic shield // Precambrian Research. 1987. №35. P.15-52. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(87\)90044-1](https://doi.org/10.1016/0301-9268(87)90044-1).
185. Gravity Recovery And Climate Experiment [Электронный ресурс] // Gravity Recovery And Climate Experiment — Электрон. дан. — URL: <http://www.csr.utexas.edu>
186. Greiling R.O., Garfunkel Z., Zachrisson E. The orogenic wedge in the central Scandinavian Caledonides: Scandian structural evolution and possible influence on the foreland basin // GFF. 1998. №120. P. 181–190.
187. Greiling R.O., Gayler, R.A., Stephens, M.B. A basement culmination in the Scandinavian Caledonides formed by antiformal stacking (Bångonåive, northern Sweden) // Geological Magazine. 1993. №130. P. 471–482.
188. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper). Bull. Seismol. Soc. Am. 1956. № 46. P.105–145.
189. Jakobsson M., Björck S., O'Regan M., Flodén T., Greenwood S.L., Swärd H., Lif A., Ampel L., Koyi H., Skelton A. Major earthquake at the Pleistocene-Holocene transition in Lake Vättern, southern Sweden // Geology. 2014. P.379-383
190. Johnsen M. Seismic hazard in Norway due to large earthquakes // University of Bergen. 2015. 133 p.
191. Keiding M., Kreemer C., Lindholm C.D., Gradmann S., Olsen O., Kierulf H.P. A comparison of strain rates and seismicity for Fennoscandia: depth dependency of deformation from glacial isostatic adjustment // Geophysical Journal International. 2015. Vol. 202. P.1021-1028.
192. Kierulf H.P., Steffen H., Simpson M.J.R., Lidberg M., Wu P., Wang H. A GPS velocity field for Fennoscandia and a consistent comparison to glacial isostatic adjustment models // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2014. Vol. 119. P. 6613– 6629.
193. King G.C.P., Cocco M. Fault interaction by elastic stress changes: New clues from earthquake sequences // Advances in geophysics. 2001. Vol. 44. P. 1–38.
194. Kirkland C.L., Daly J.S., Whitehouse M.J. Provenance and terrane evolution of the Kalak Nappe Complex, Norwegian Caledonides: implications for Neoproterozoic paleogeography and tectonics // Journal of Geology. 2007. № 115. P. 21–41.

195. Korja A., Lahtinen R., Nirogen M. The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs // *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society London, Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 561-578.
196. Korsman, K., Korja T., Pajunen M., Virransalo P., GGT/SVEKA working group The GGT/SVEKA transect: structure and evolution of the continental crust in the Paleoproterozoic Svecofennian Orogen in Finland // *International Geology Review*. 1999. Vol. 41. P. 287-333.
197. Kukkonen I.T., Olesen O., Ask Maria V.S., The PFDP Working Group Postglacial faults in Fennoscandia: targets for scientific drilling // *GFF*. 2010. Vol. 132. P. 71-81.
198. Lahtinen R., Garde A.A., Melezhik V.A. Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland // *Episodes*. 2008. Vol. 31. № 1. P. 20-28.
199. Lietuvos geologija: monografija (Algimantas Grigelis) Mokslo ir enciklopedijų leidykla in Lithuanian 1994. 447 p.
200. Lundmark A.M., Corfu, F. Age and origin of the Årdal dike complex, SW Norway: False isochrons, incomplete mixing, and the origin of Caledonian granites in basement nappes // *Tectonics*. 2007. № 26. P. 1-13. DOI: <http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001844>
201. Mäntyniemi P., Tatevossian R.E., Tatevossian T.N. How to deal with sparse macroseismic data: Reflections on earthquake records and recollections in the Eastern Baltic Shield // *Annals of Geophysics*. 2011. T. 54. №3. P. 305-313.
202. Marzocchi W., Douglas Zechar J. Earthquake forecasting and earthquake prediction: different approaches for obtaining the best model // *Seismological Research Letters*. 2011. Vol. 82. №3. P. 442-448.
203. McCalpin J. Seismology: Post-glacial seismicity and paleoseismology at Forsmark Initial review phase. Technical Note. 2013. 59 p.
204. Morales-Esteban A., Martínez-Álvarez F., Reyes J. Earthquake prediction in seismogenic areas of the Iberian Peninsula based on computational intelligence // *Tectonophysics*. 2013. № 593. P. 121-134.
205. Möner N.-A. Paleoseismology: The application of multiple parameters in four case studies in Sweden // *Quaternary International*. 2011. №242. P. 65-75.
206. Möner N.-A. Patterns in seismology and palaeoseismology, and their application in long-term hazard assessments – the Swedish case in view of nuclear waste management // *Pattern recognition in Physics*. 2013. Vol.1 P. 75-89.
207. Olesen O., Bungum H., Dehls J., Lindholm C., Pascal C. Roberts D. Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway – mechanisms and implications //

Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication. 2013. V. 13. P. 145–174.

208. *Olesen O., Kierulf H.P., Brønner M., Dalsegg E., Fredin O., Solbakk T.* Deep weathering, neotectonics and strandflat formation in Nordland, northern // Norwegian journal of geology. 2013. Vol.93. P. 189-213.

209. *Olesen, O., Bungum, H., Dehls, J., Lindholm, C., Pascal, C. and Roberts, D.* Neotectonics, seismicity and contemporary stress field in Norway – mechanisms and implications // Quaternary Geology of Norway, Geological Survey of Norway Special Publication. №13. 2013. P. 145–174.

210. *Olesen, O., Kierulf, H.P., Brønner, M., Dalsegg, E., Fredin, O. & Solbakk, T.* Deep weathering, neotectonics and strandflat formation in Nordland, northern Norway. Norwegian Journal of Geology. 2013. Vol 93. P. 189–213.

211. *Osmundsen, P.T.; Redfield, T.F.; Hendriks, B.H.W.; Bergh, S.; Hansen, J.-a.; Henderson, I.H.C.; Dehls, J.; Lauknes, T.R.; Larsen, Y.; Anda, E.; Davidsen, B.* Fault-controlled alpine topography in Norway. Journal of the Geological Society. 2010. №167 (1). P. 83–98.

212. *Palmu J.-P., Ojala A.E.K., Ruskeeniemi T., Sutinen R., Mattila J.* LiDAR DEM detection and classification of postglacial faults and seismically-induced landforms in Finland: a paleoseismic database // GFF. 2015. Vol. 137. №4. P. 344-352.

213. *Panina L.V., Zaitsev V.A.* The Influence of the Basement on the Formation of the Newest Structure of the East European Platform // Moscow University Geology Bulletin. 2019. V. 74. №4. P. 342-348. DOI: 10.3103/S0145875219040100

214. *Peltonen P.* Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield // Developments In Precambrian Geology. 14. Amsterdam: Elsevier. 2005. P. 237-278.

215. *Piasecki D.* Evolucja dolin rzek Prymorza // Przegląd Georg. Warszawa. 1982. T.52. №1-2. P. 49-68.

216. *Ramirez C.M., Liel A.B., Mitrani-Reiser J., Haselton C.B., Spear A.D., Steiner J., Deilerlein G.G., Miranda E.* Expected earthquake damage and repair costs in reinforced concrete frame buildings // Earthquake Engineering & Structural Dynamics. 2012. 21 p.

217. *Rebetsky Yu.L. Tatevossian R.E.* Rupture propagation in strong earthquake sources and tectonic stress field // Bull. Soc. Geol. Fr. 2013. Vol. 184. №4-5. P. 335-346.

218. *Redfield T.F., Osmundsen P.T.* Some remarks on the earthquakes of Fennoscandia: A conceptual seismological model drawn from the perspective of hyperextension // Norwegian journal of geology. 2015. Vol.94. P. 232-262.

219. *Saarnisto M.* Late Holocene land uplift/neotectonics on the island of Valamo (Valaam), Lake Ladoga, NW Russia // *Quaternary International*. 2012. № 260. P. 143-152.
220. *Sidorin A. Ya.* On the Causes of Unordinary Periodicity of Earthquakes // *Seismic Instruments*. 2012. Vol.48. No.2. P. 196-207.
221. *Slunga R.S.* The Baltic Shield earthquakes // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 189. № 1–4. P. 323–331.
222. *Steltenpohl M.G., Moecher D., Andresen A., Ball J., Mager S., Hames, W.E.* The Eidsfjord shear zone, Lofoten–Vesterålen, north Norway: An early Devonian, paleoseismogenic lowangle normal fault // *Journal of Structural Geology*. 2011. № 33. P. 1023–1043.
223. *Sutinen R., Hyvönen E., Middleton M., Ruskeeniemi T.* Airborne LiDAR detection of postglacial faults and Pulju moraine in Palojärvi, Finnish Lapland // *Global and Planetary Change*. 2014. Vol.115 P. 24-32.
224. *Tapley B.D., Bettadpur S., Watkins M., Reigber C.* The gravity recovery and climate ex-periment: Mission overview and early results: Mission overview and early results // *Geophys. Res. Lett.* 2004. T. 31. No 9. P. 1-4.
225. *Uski M., Tiira T., Grad M., Yiniemi J.* Crustal seismic structure and depth distribution of earthquakes in the Archean Kuusamo region, Fennoscandian Shield // *Journal of Geodynamics*. 2012. Vol. 53. P. 61-80.

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА

226. *Буш В.А.* и др. Отчет о геологоразведочных работах по теме 035гф: «Разработка глубинной модели Московской синеклизы». М. 2002.
227. *Молотков С.П.* и др. Изучение особенностей геологического строения и металлогении Воронежского кристаллического массива с целью составления прогнозно-металлогенических карт масштаба 1 : 500 000 (титул 360). Воронеж. 1999.