ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ, 2022, № 2, с. 74–92

УДК 550.361, 550.34

Посвящается памяти Евгения Александровича Рогожина

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2022 г. М. Д. Хуторской[a], *, Г. Н. Антоновская[b], **, И. М. Басакина[b], **, Е. А. Тевелева[a], ***

[a] *Геологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия*

[b] *Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН, наб. Северной Двины, 23, Архангельск, 163000 Россия*

**e-mail: mdkh1@yandex.ru*

***e-mail: essm.ras@gmail.com*

****e-mail: eteveleva@yandex.ru*

Поступила в редакцию 14.10.2021 г.
После доработки 08.12.2021 г.
Принята к публикации 24.12.2021 г.

Рассмотрены проявления сейсмической активности и тепловой поток в регионах обрамления Восточно-Европейской платформы: в Западном секторе Арктики, в Карпатах, Балканах, Родопы-Рила, в Кавказско-Каспийском регионах. На статистическом уровне доказана значимая антибатная связь этих параметров. Приведены уравнения регрессии, позволяющие оценить сейсмическую активность в зависимости от геотермического режима.

Ключевые слова: тепловой поток, сейсмичность, антибатная связь

DOI: 10.31857/S0203030622020043

ВВЕДЕНИЕ

Априорно можно утверждать, что такие геофизические параметры как тепловой поток (ТП) и магнитуда землетрясений (M_w) генетически связаны. Сейсмичность имеет более широкие механизмы и так же, как и ТП, является следствием процессов в литосфере. Землетрясение происходит при разрыве сплошности среды, т.е. в хрупком, ригидном относительно холодном блоке, в котором должны наблюдаться пониженные температуры, сопровождающиеся низким ТП. Если же температура и ТП в литосфере высокие, то породы становятся более пластичными, дактильными, и при увеличении напряженного состояния они флексурообразно деформируются без разрыва сплошности. Например, в работе [Papadakis et al., 2016] получено, что высокие значения ТП согласуются с отсутствием сильных землетрясений. В работе [Zhan, 2017] указывает на то, что глубокофокусные землетрясения чаще происходят в более холодных плитах, чем в более теплых.

Анализ регионального распределения ТП, а особенно зон резких горизонтальных изменений термических характеристик уже не раз подтверждал гидродинамическую природу температурных аномалий для активных геодинамических зон. В сейсмоактивных поясах Земли (Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском), в которых происходит 96% всех землетрясений, корреляционная связь ТП и сейсмичности отмечалась во многих работах. В работе [Doser, Kanamori, 1986] были использованы фокальные глубины более 1000 землетрясений, произошедших в период с 1977 по 1983 гг. в районе Империал-Вэлли (Imperial Valley Region) южнее оз. Солтон-Си, для изучения взаимосвязей между глубиной сейсмичности, тепловым потоком и структурой земной коры. В частности, было высказано предположение о существовании связи региональных вариаций фокальной глубины землетрясений с тепловым потоком.

В работе [Ito, 1990] отмечено, что для северного района Кинки (Kinki) в Японии проанализированы параметры более 8000 землетрясений с целью исследования региональных вариаций сейсмоасейсмической границы в средней коре. На основе современных наблюдений и других имеющихся данных о сейсмичности и поверхностном тепловом потоке авторами была изучена связь между этими параметрами. Было показано, что региональные вариации глубин статистически значимо коррелируются с термической структурой земной коры.

В статьях А. Танака [Tanaka, 2004; Tanaka et al., 2004] подчеркивается, что температура литосферы является “фундаментальным параметром для определения толщины сейсмогенной зоны и глубин гипоцентров землетрясений...”. Автор отмечает, что глубина нижней границы сейсмоактивной зоны в Японии обратно пропорциональна величине теплового потока.

В работе [Filippucci et al., 2019] исследовалась термореологическая модель вязкоупругого полупространства с реологией Максвелла и температурно-зависимой вязкостью. Модель связывает поверхностный тепловой поток с глубиной хрупкопластичного перехода и толщиной сейсмогенного слоя. Модель применялась к полуострову Гаргано (Gargano), Апулия, Италия, который часто подвержен сейсмической активности низкой магнитуды, хотя он вдается в Адриатическое море, то есть за пределами оси Апеннин, которая является основным сейсмогенным районом Италии. Сейсмическая активность в районе Гаргано и его окрестностях происходит на глубинах, которые систематически отличаются в северо-восточной зоне от юго-западной. В соответствии с изменением глубины очагов землетрясений авторы наблюдали изменение величины поверхностного теплового потока.

Анализ данных синхронных изменений температуры и дебита подземных вод, связанных с сильными землетрясениями в Японии [Асада и др., 1982], указывает на совпадение в большинстве случаев знака аномалий. Это обстоятельство позволяет предположить вариант схемы одновременных изменений дебита и температуры подземных вод в период сейсмической активности.

Режимные наблюдения температуры гидротермальных проявлений, проводившиеся в районе г. Ташкента, в том числе и во время сильнейшего разрушительного землетрясения 26 апреля 1966 г. [Гейнс и др., 1971], экспериментально подтвердили гидродинамическую природу температурных аномалий, связанную с сейсмическими событиями.

В данной работе мы исследовали связь геотермического и сейсмического режимов за пределами сейсмоактивных поясов в плитных и складчатых структурах обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (рис. 1). Проверка на количественном уровне существования корреляционной связи как в асейсмичных, так и сейсмически активных районов обрамления ВЕП с привязкой к тектонической обстановке вызывает интерес для изучения особенностей протекания геодинамических процессов. Мониторинг сейсмической активности литосферы, проводимый сетью сейсмостанций на планете, позволил составить и постоянно обновлять глобальные базы данных по региональной сейсмичности. Контрастные по структурно-геологическим условиям регионы в обрамлении ВЕП характеризуются высокой степенью изученности обоих параметров: теплового потока и современной сейсмичности.

Геотермическое поле в обрамлении ВЕП усилиями исследователей многих стран изучено достаточно хорошо. Это один из тех регионов Земли, где имеются контрастные тектонические объекты, обеспеченные измерениями теплового потока и других потенциальных геофизических полей. На периферии ВЕП национальные сети сейсмического мониторинга на протяжении почти двух веков детально изучали проявления сейсмичности, локализации землетрясений и физику сейсмического очага [Старовойт, 2005; Маловичко и др., 2007].

Нами проведены сопоставления и статистическая обработка данных геотермических и сейсмических полей в Европейском секторе Арктического региона, в районах складчатых Карпат и Балкан-Родопы-Рила, а также Большого и Малого Кавказа совместно с Северным и Средним Каспием.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мы воспользовались каталогом Международного сейсмологического центра (ISC) для анализа сейсмических данных, который заканчивается 2018 г. За основу был выбран период 1980–2018 гг., когда количество и расположение сейсмических станций стало удовлетворительным для надежного определения параметров землетрясений. Для района Европейской Арктики информацию о землетрясениях мы дополнили сведениями из локального каталога ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, составленного по данным Архангельской сейсмической сети (https://doi.org/10.7914/SN/AH).

Каталог ISC включает данные разных агентств, и по каждому землетрясению приводятся различные типы магнитуд (M_L, mb, M_w и пр.), в том числе магнитуда mb, вычисленная самим ISC по данным десятков станций. Такое разнообразие связано с удаленностью станций каждой сети от эпицентральной зоны землетрясения, а также принятыми формулами расчета магнитуды в каждом сейсмологическом агентстве. Каталог ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, например, содержит локальную магнитуду M_L. Таким образом, для анализа данных нами были преобразованы разные типы магнитуд к моментной магнитуде M_w. После получения унифицированного каталога с магнитудами M_w, мы не рассматривали в выборке землетрясения с магнитудами меньше 3.0 для районов Карпат и Балкан-Родопы-Рила и 3.5 для Кавказско-Каспийского региона в силу преобладающего количества землетрясений. Исключением стал район Европейской Арктики в силу незначительного количества землетрясений с маг-

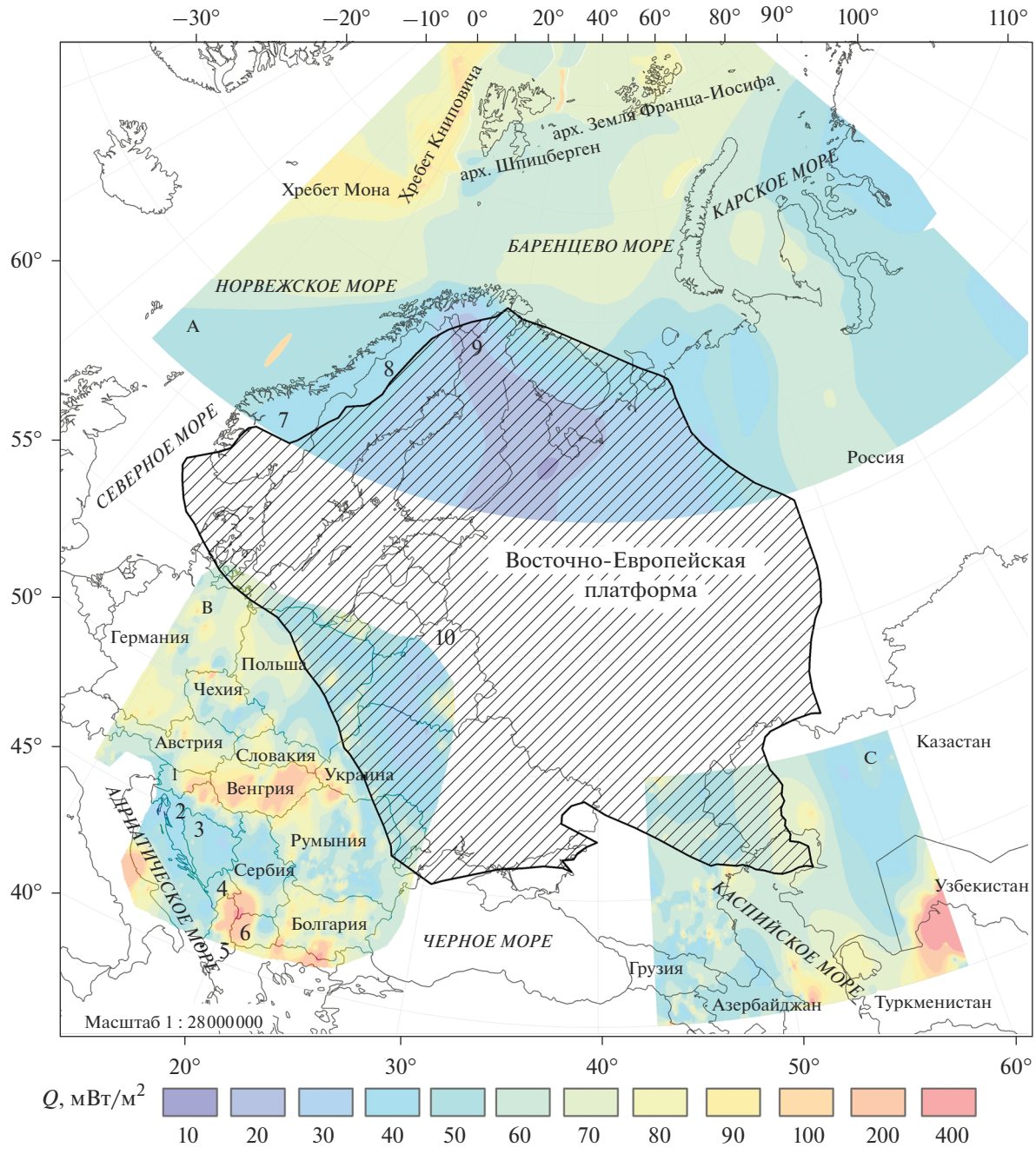


Рис. 1. Распределение значений теплового потока в районах исследований.
A – Европейский сектор Арктического региона, B – район складчатых Карпат и Балкан-Родопы-Рила, C – район Большого и Малого Кавказа совместно с Северным и Средним Каспием.
1 – Словения, 2 – Хорватия, 3 – Босния и Герцеговина, 4 – Черногория, 5 – Албания, 6 – Македония, 7 – Норвегия, 8 – Швеция, 9 – Финляндия, 10 – Беларусь. Система координат Stereographic North Pole.

нитудами более 3.0. Поэтому для этого района в анализ была включена вся имеющаяся информация о сейсмичности [Antonovskaya et al., 2021].

Информация о пространственном распределении значений теплового потока (ТП) была взята из международной базы по тепловому потоку [The Global Heat Flow Database, 2021]. Интерполяция данных производилась средствами программного комплекса ArcGis, с применением набора инструментов Spatial Analyst Tools – Topo to Raster. Данный метод интерполяции, основанный на программе ANUDEM, был специально разработан для создания корректных цифровых моделей рельефа [Hutchinson, 1989; Hutchinson et al., 2011].

Для расчета корреляционной связи теплового потока и сейсмичности для всех регионов, кроме

Европейской Арктики, мы определили средние значения каждого параметра внутри квадратов географической сетки, которая разбивалась на квадраты разного масштаба от 0.05° × 0.05° до 1° × 1°, 2° × 2°, если для более дробного разбиения не хватало фактических данных по тому или иному параметру.

Статистическая значимость эмпирического коэффициента корреляции Пирсона определялась по формуле:

$$t_{эмп} = \frac{|r|\sqrt{n-1}}{1-r^2}. \quad (1)$$

Если это значение окажется больше критического значения t-критерия Стьюдента, при числе степеней свободы $k = n - 2$, где n – количество квадратов средних значений ТП и M_w и уровнем значимости α, то коэффициент корреляции r считается значимым при доверительной вероятности $P = 1 - \alpha$ [Гмурман, 2005; Фастовец, Попов, 2012].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Европейский сектор Арктики

Изучение современной сейсмичности Арктического региона, простирающегося от рифтового хребта Книповича – на западе до Северной Земли – на востоке, включая окраины Евразийского континента и архипелаги, продемонстрировало пространственное совпадение участков концентрации эпицентров землетрясений и зон резкого изменения значений теплового потока [Хуторской и др., 2015; Антоновская и др., 2018]. Авторы отмечают важность совместного исследования этих полей для обоснования локализации зон новейшей тектонической активности.

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в Баренцевом море от устья р. Кола в северо-восточном и северо-западном направлениях. Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение ТП составляет 54 мВт/м^2, а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м^2 [Хуторской и др., 2013]. Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцеворской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении.

Ранее уже высказывалось предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза [Шипилов и др., 2006; Хуторской и др., 2009]. Особенно наглядно значение современного рифтового процесса, отражающегося в величинах теплового потока, проявляется в трогах на северной окраине Свальбардской плиты (рис. 2).

В троге Франц-Виктория получены весьма контрастные значения ТП – как аномально низкие (30 и 34 мВт/м^2), так и аномально высокие (88 и 97 мВт/м^2). Такой контраст значений, измеренных на очень близких расстояниях (на полигоне размером 1° × 3°), характерен для районов развития эвапоритов в осадочном чехле при деструкции континентальной коры. Эвапоритовые отложения, особенно каменная соль, обладают аномально высокой теплопроводностью, что обусловливает рефракцию глубинного теплового потока. Наличие эвапоритов в этом троге предсказывается также по данным гравиметрической съемки [Верба и др., 2004]. В троге Орла и на его продолжении в пределах континентального склона ТП составлял от 300 до 520 мВт/м^2, что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря [Хуторской и др., 2013]. Аномально высокий тепловой поток характерен для всего трога Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м. Только при больших глубинах отмечается его снижение, хотя и на глубине от 1400 до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90 мВт/м^2.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6.0–6.5 км под дном в троге могут быть встречены солидусные температуры. Это говорит о том, что деструкция континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а, возможно, проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Морфология трога Орла, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что он имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Относительно повышенный тепловой поток наблюдается на западном побережье Ямала и в Южно-Карской впадине (выше 70 мВт/м^2). Эти точки приурочены к газовым и газоконденсатным месторождениям (см. рис. 2). Очевидна связь локализации месторождений углеводородов и повышенного теплового потока. Более низкие его значения характерны для Ямало-Гыданской синеклизы (о. Белый) и северо-западных склонов Таймыра (о. Свердрупа), а также сопредельных континентальных участков п-ова Таймыр [Хуторской и др., 2013]. Таким образом, выявляется связь величины теплового потока с возрастом коры. По мере удревнения коры в восточном направле-

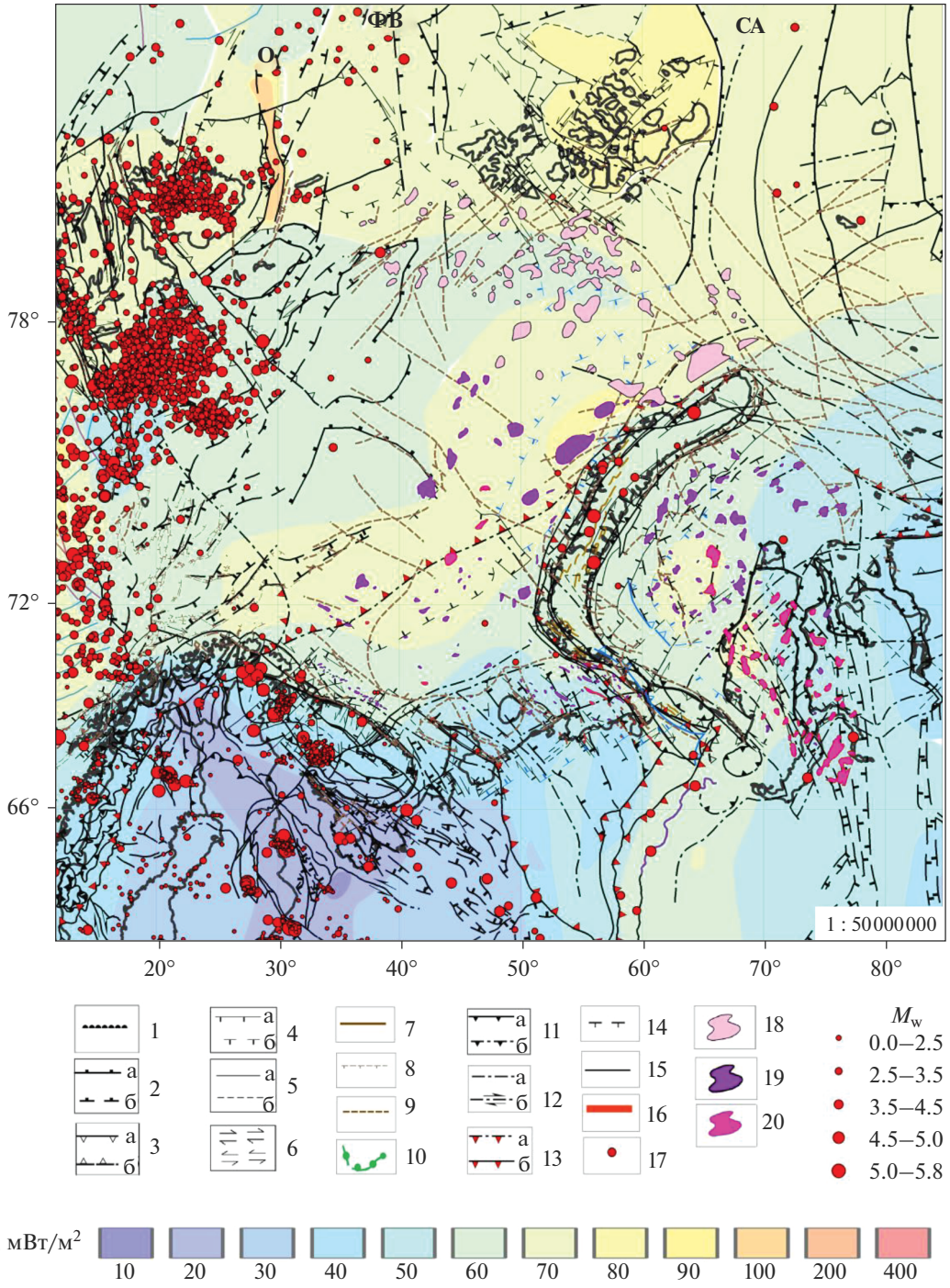


Рис. 2. Распределение теплового потока, сейсмичности и основных неотектонических структур Западного сектора Российской Арктики.

1 – кромка шельфа; 2–5 – новейшие разломы [Атлас ..., 2004]: черные – активные (поздний неоплейстоцен–голоцен), синие – (поздний плиоцен–средний неоплейстоцен): а – достоверные, б – предполагаемые (2 – сбросы, штрихи на опущенном крыле, 3 – взбросы, треугольники на приподнятом крыле, 4 – разломы неустановленного типа, штрихи на опущенном крыле, 5 – разломы без установленного смещения); 6 – стрелками показано направление смещения при сдвигах; 7–9 – разломы [Arctic Petroleum Geology, 2011]: 7 – активный спрединговый центр, 8 – нормальные разломы офшоры, 9 – неклассифицированные разломы; 10 – зеленокаменные пояса; 11 – надвиг и взброс; 12 – сдвиговый сброс (стрелка – направление сброса); 13 – фронт деформаций для орогенов; 14 – нормальные листрические разломы; 15 – не классифицированные разломы; 16 – граница РФ; 17 – землетрясения; 18 – потенциальные объекты УВ; 19 – выявленные структуры УВ; 20 – месторождения УВ.

О – трог Орла, *ФВ* – желоб Франц-Виктория, *СА* – желоб Святой Анны. Система координат WGS 1984 Web Mercator Auxiliary Sphere.

нии, в сторону Сибирской платформы, снижается и тепловой поток.

Разломным зонам и разрывным нарушениям приписана огромная роль в формировании напряженного состояния коры и релаксации напряжений при деформационных межблоковых процессах. Считается, что землетрясения – есть результат внезапного проскальзывания на заранее существующем геологическом разломе [Кочарян, 2016]. Как пример, можно наблюдать скопления эпицентров сейсмических событий на разломах или в зонах пересечений разломов (см. рис. 2). Границы структур не всегда оконтуриваются разрывными нарушениями, т.к. первые имеют более сложную морфологию [Никитин и др., 2020].

Мы собрали информацию о выделенных разрывных нарушениях для Баренцево-Карского региона и северной окраины ВЕП в соответствии с тектонической информацией по данным [Атлас ..., 2004; Arctic Petroleum Geology, 2011; Pubellier et al., 2018]. Геолого-геофизические исследования на территории Баренцево-Карского шельфа проводились с разной плотностью, многие места очагов сейсмических событий попадают на “белые зоны”. Как видно на рис. 2, континентальная часть Евразийской плиты характеризуется слабой сейсмичностью. Заметная сейсмическая активность проявляется на севере Баренцевоморского шельфа (см. рис. 2), который характеризуется малой мощностью литосферы (35 км) и большой раздробленностью континентального склона. Прослеживается четкая приуроченность эпицентров землетрясений к рифтогенным грабенам шельфа. Значения локальных магнитуд M_L варьируются от 0.6 до 3.8. Заметим, что именно к рифтогенным структурам северной части Баренцева моря приурочены аномально высокие значения теплового потока. Однако пространственного совпадения аномалий теплового потока и эпицентров ждать не приходится. Это объяснимо высокой температурой литосферы и связанной с ней пониженной вязкостью. Этим, в частности, обусловлена асейсмичность трога Орла в пределах Свальбардской плиты и проявления сейсмической активности на континентальном склоне и у подножья плиты.

Самым сейсмоактивным районом является архипелаг Шпицберген (Свальбард). Современная сейсмическая активность наиболее сильно проявлена в грабене Стурё (пролив Стур-фиорд), большая часть событий приурочена к левому борту и сопутствующим неотектоническим разломам. Афтершоковая сейсмичность в районе пролива Стур-фиорд представлена суперпозицией релаксационного процесса (события с магнитудами больше 2) и триггерного механизма (события с магнитудами больше – 0.2) [Baranov, 2011].

Другим сейсмоактивным районом архипелага Шпицберген является Свальбардское поднятие (см. рис. 2). Большая часть зарегистрированных эпицентров приходится на о. Северо-Восточная Земля, землетрясения группируются вдоль неотектонических разломов. Предположительно, природа событий, попадающих на береговую линию, связана с ледниковыми процессами. Небольшое количество событий приходится на Хинлопен-Ольгинский грабен. Роевая сейсмичность наблюдается вокруг о. Белый, часть землетрясений имеет магнитуды 2.8–3.6. Некоторые события приурочены к границе грабена Франц-Виктория и поднятию Белый и Виктория в районе выделения неотектонических разломов. Сгущение эпицентров событий наблюдается в устьевой части грабена на границе континентального шельфа.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) расчленен неотектоническими разломами. Эпицентры сейсмических событий ложатся на разломы вокруг архипелага. Небольшая часть землетрясений зафиксирована в районе грабена Святой Анны, эпицентры их приурочены к бортам грабена и центральной зоне его устьевой части.

У границы шельфа ЗФИ мощность литосферы увеличивается до 60 км, значения ТП уменьшаются до 70 мВт/м^2, снижается сейсмическая активность. На шельфе от арх. ЗФИ до Южно-Баренцевоморской впадины мощность литосферы увеличивается до 80 км, толщина консолидированной коры – от 15 до 25 км и мощность осадочного слоя – до 10 км. Граница Мохо погружается до 35 км. Значения ТП в пределах 60–70 мВт/м^2 [Шварцман, 2008; Никитин и др., 2020].

В Южно-Баренцевоморской впадине фоновый тепловой поток составляет 58–66 мВт/м^2. В этом районе мощность литосферы сокращается до 65 км, местами – до 35 км. Согласно работе [Артюшков, 1993], происходит растяжение блоков литосферы, сопровождающееся тепломассопотоком из аномальной верхней мантии. Данные процессы, начавшиеся 15 млн лет назад, в силу инерционности кондуктивного теплопереноса, не находят своего отражения в современной сейсмичности.

Восточная окраина Балтийского щита и северные прогибы Восточно-Европейской платформы отмечаются мощной, более 200 км, холодной литосферой, земной корой континентального типа мощностью 40 км и сравнительно тонким, вплоть до выклинивания, осадочным слоем. Значения теплового потока снижаются здесь до 30–35 мВт/м^2 (см. рис. 2). В сейсмологическом плане встречаются единичные слабые землетрясения на границах крупных тектонических структур [Литосфера и гидросфера ..., 2001].

Карпатский регион

В структуре Карпатского региона выделяются многочисленные тектонические элементы разного возраста и происхождения, свидетельствующие о длительной и многофазной истории развития. Имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют считать, что его заложение на континентальной окраине Евразийской плиты произошло в конце протерозоя [Хаин, 1984; Литосфера ..., 1994]. Но современный тектонический и геоморфологический облик региона сформировался в неогене. Альпийский этап геологической истории Карпат начался в конце триаса с деструкции континентальной коры и образования океанических бассейнов. К концу раннего мела режим растяжения сменился сжатием, закрытием океанических бассейнов и образованием покровно-складчатого сооружения на юго-западной окраине Евразийской плиты и Паннонского бассейна – во внутрикарпатской области.

В строении этого региона различают Внешние (Флишевые) Карпаты, Закарпатский прогиб, локальные фрагменты Паннонского бассейна, Предкарпатский прогиб (рис. 3). На востоке Карпатский блок обрамляют структуры докембрийской Восточно-Европейской и палеозойской Западно-Европейской платформ. Внешние Карпаты имеют покровно-складчатое строение. Они сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми флишоидными комплексами общей мощностью до 8–10 км. В их структуре выделяют серию надвигов северо-восточной вергенции, образующих аккреционную призму. Формирование призмы началось в конце олигоцена и закончилось в сармате. Аллохтон Флишевых Карпат представлен многочисленными сорванными складками, чешуями, которые объединяются в разномасштабные покровы. С учетом этих тектонических преобразований и зонального седиментогенеза здесь выделяют несколько тектонических зон и серию подзон (покровов регионального плана), количество которых различно в разных транскарпатских сечениях. Общая мощность осадочной толщи аллохтона и автохтона во Флишевых Карпатах по сейсмическим данным достигает 18–26 км [Литосфера ..., 1994]. Предполагается, что большая часть Флишевых Карпат сформировалась на платформенном основании, и флишевые комплексы залегают непосредственно на платформенных осадках.

Закарпатский прогиб располагается между Паннонским бассейном и Внешними Карпатами. Он состоит из трех впадин: Восточно-Словацкой (Кошецкой), Мукачевской и Солотвинской. Прогиб выполнен неогеновыми молассовыми отложениями, мощность которых изменяется от сотен метров до 3500 м.

Паннонский бассейн сформировался на погруженном основании Внутренних Карпат в неогене (см. рис. 3). Образование бассейна сопровождалось магматической деятельностью, утонением земной коры и литосферы и накоплением неогеновых осадков, мощность которых на некоторых участках достигает 6–7 км.

Предкарпатский прогиб сформировался на различных структурах доальпийской Европы в миоцене-плейстоцене. Юго-западная, прилегающая к Складчатым Карпатам, Бориславско-Покутская зона прогиба заложилась на флишевом основании. Она сложена нижнемиоценовой молассой и перекрыта надвигом Флишевых Карпат.

Палеозойские и мезозой-кайнозойские геодинамические процессы в Карпатах затронули также прилегающие структуры Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. Эти процессы проявились в активизации старых и образовании новых разломных зон, раздробленности земной коры, формировании системы надвигов и глубоких осадочных бассейнов.

Активное развитие этого региона продолжается и в настоящее время, о чем, в частности, свидетельствуют материалы изучения геотермического режима и современной сейсмичности (см. рис. 3). Многофазные усиления геотермической активности подтверждаются наличием в земной коре продуктов разновозрастной магматической и гидротермальной деятельности [Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Кутас, 2014]. Значительная дифференциация теплового поля характерна для Карпатского региона и в настоящее время. Плотность теплового потока изменяется здесь от 35 до 130 мВт/м^2.

Измерения температуры в глубоких скважинах и определения теплового потока Карпатского региона приурочены, в основном, к локальным структурам нефтяных и газовых месторождений. Такое распределение пунктов измерения объясняется зависимостью геотермических исследований от стратегии и объемов бурения. Экспериментальные данные о плотности теплового потока имеют разную точность и надежность, поскольку для определений использовались результаты измерения температур разными термометрами в скважинах различной глубинности и разной степени готовности для проведения высокоточных геотермических измерений [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1978; Čermak, Bodri, 1998; Lenkey, 1999; Majorowicz et al., 2003 и др.]. В скважинах глубиной свыше 1000 м существенно уменьшается влияние поверхностных факторов: рельефа, изменений климата, инфильтрации вод, эрозии и др. В мелких скважинах надежность измерения температуры и определения теплового потока, естественно, уменьшается. Поэтому заключения о региональных особенностях поля

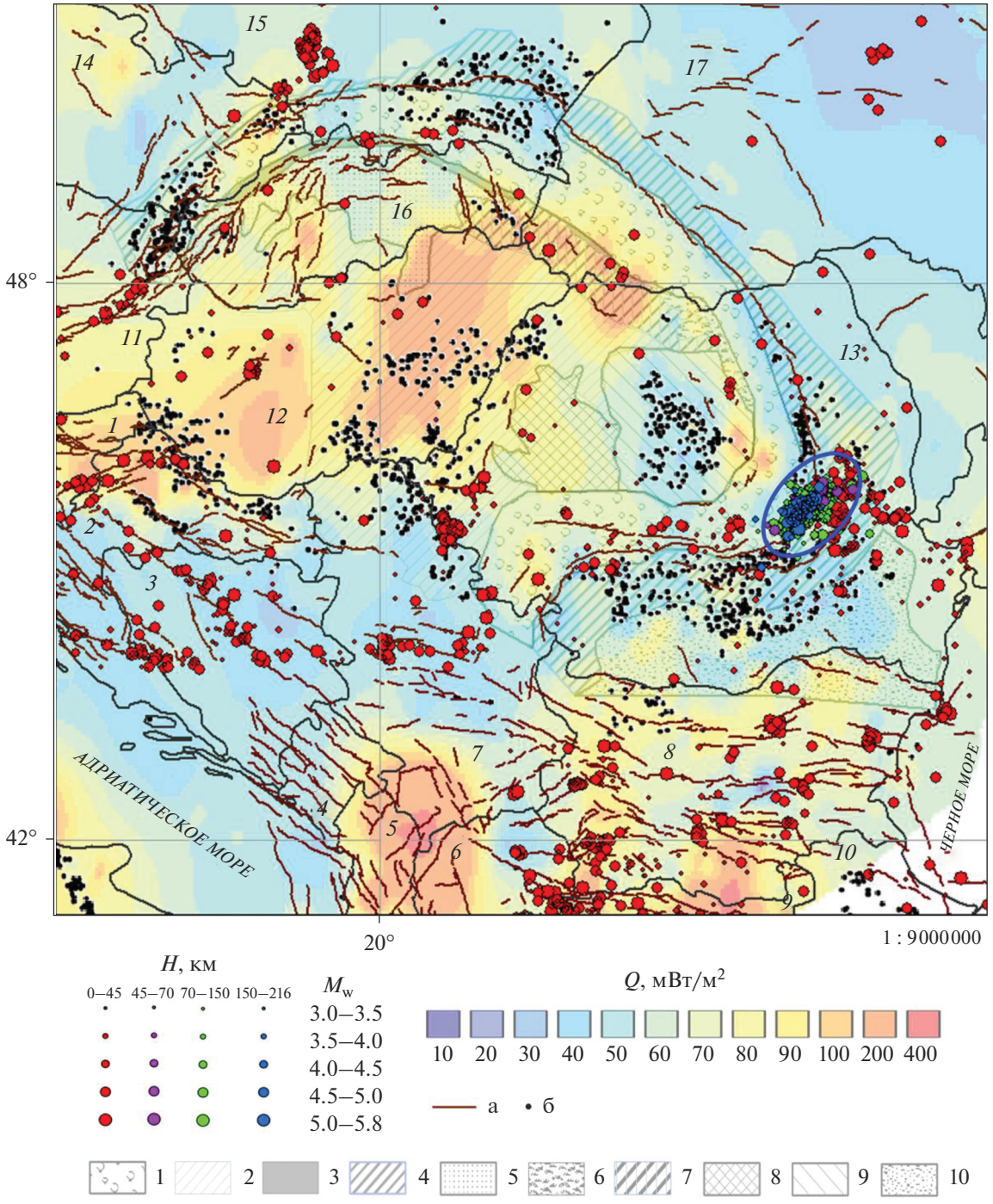


Рис. 3. Распределение теплового потока, современной сейсмичности и активных разломов в Карпатско-Балканском и Рила-Родопском регионах.
H – глубина гипоцентров землетрясений; M_w – их моментная магнитуда; *Q* – тепловой поток; а – активные разломы; б – месторождения углеводородов.
Структурно-тектонические элементы: 1 – Карпатская складчатая область, 2 – Паннонский массив, 3 – Пенинская утесовая зона, 4 – Передовой Предкарпатский прогиб, 5 – Центральная зона древних ядер Западных Карпат, 6 – Мармарошский массив, 7 – Закарпатский внутренний прогиб, 8 – горы Апусени, 9 – Трансильванская впадина, 10 – Мизийская плита. Овалом показана зона Вранча.
1 – Словения, *2* – Хорватия, *3* – Босния и Герцеговина, *4* – Черногория, *5* – Албания, *6* – Македония, *7* – Сербия, *8* – Болгария, *9* – Греция, *10* – Турция, *11* – Австрия, *12* – Венгрия, *13* – Румыния, *14* – Чехия, *15* – Польша, *16* – Словакия, *17* – Украина. Система координат WGS 1984 Web Mercator Auxiliary Sphere.

сделаны на основе статистической обработки данных в рамках однородных тектонических элементов [Кутас, 2014]. По результатам такой обработки можно сделать вывод, что относительная погрешность определения теплового потока в глубоких скважинах составляет 5–10%.

Современные геотермические условия Карпатского региона характеризуются большим разбросом. Геотермический градиент и тепловой поток изменяются в 2–3 раза, а разница температур на одних и тех же глубинах достигает 40–45°С. В региональном плане распределение геотермических параметров согласуется с тектоническим строением, однако особенности структур и развитие процессов в земной коре отдельных тектонических элементов нередко нарушают эти закономерности, образуя сеть зональных и локальных аномалий. Но главная особенность теплового поля Карпатского региона – это постепенное повышение теплового потока от древней платформы к Альпийскому складчатому поясу – от внешних зон к Паннонскому бассейну. В прилегающих к Карпатам краевых зонах Восточно-Европейской платформы (см. рис. 3) преобладают низкие значения теплового потока (38–50 мВт/м^2).

Тепловое поле Предкарпатского прогиба неоднородно (см. рис. 3). Тепловой поток изменяется от 30 до 70 мВт/м^2. На большей части прогиба преобладают низкие значения (40–55 мВт/м^2), но при этом сохраняются некоторые различия в распределении геотермических параметров между главными тектоническими зонами прогиба. Вариации геотермического градиента и теплового потока по глубине скважин наблюдаются на локальных нефтегазоносных структурах, что можно объяснить рефракцией теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей.

В Складчатых Карпатах геотермические исследования проводились в одиночных скважинах, распределенных по площади неравномерно, но имеющийся материал позволяет выявить здесь определенные закономерности, в первую очередь, существенные различия во внешних и внутренних зонах Флишевых Карпат [Кутас, Гордиенко, 1971]. Во Флишевых Карпатах тепловой поток изменяется от 46 до 70 мВт/м^2. Он увеличивается в направлении Закарпатского прогиба и Паннонского бассейна (см. рис. 3).

В Паннонском бассейне, во впадинах Закарпатского прогиба (особенно Кошецкой и Мукачевской), в других депрессиях внутрикарпатской области тепловой поток увеличивается до 70–130 мВт/м^2. Фоновый уровень составляет 90 мВт/м^2. Значения, превышающие 100 мВт/м^2, образуют относительно ограниченные аномалии. Аномалии высокого теплового потока протягиваются вдоль центральной части Закарпатского прогиба и Береговского холмогорья.

Высоким тепловым потоком выделяются области проявления неоген-плиоценового магматизма. При этом области миоценового среднего и кислого известково-щелочного вулканизма характеризуются более высокой геотермической активностью (90–130 мВт/м^2) по сравнению с позднемиоценовыми и плиоценовыми проявлениями андезитового вулканизма (75–100 мВт/м^2).

Трехмерная модель, построенная методом объемной интерполяции по 2D-профилям (рис. 4), выявила конфигурацию зоны утонения литосферы под Паннонским бассейном [Хуторской, Поляк, 2014]. На рис. 4 видно, что прогнозируемый под ним выступ субсолидусных температур продолжается в северо-восточном направлении под соседнюю Закарпатскую впадину, где фиксируется существование локальной астенолинзы. Судя по форме изотерм, проникновение разогретого вещества под Закарпатскую впадину происходило не снизу, а латерально – со стороны Паннонского бассейна, уже после образования под ним астеносферного выступа, т.е. в конце миоцена.

Термальная активизация Паннонской и Закарпатской впадин, выделяющая их на относительно спокойном геотермическом фоне Центральной Европы, проявляется не только в высоком кондуктивном тепловом потоке, но и в выходах термальных источников, а также проявлениях позднекайнозойского вулканизма. Это “горячее пятно Европы”, как некогда назвал Паннонский бассейн Ф. Хорват [Хорват и др., 1982], выделяется не только физическими проявлениями геотермальной активности. Как и в зонах рифтогенеза, эти проявления сопровождаются появлением в подземных флюидах мантийного гелия.

Максимальное в Паннонском бассейне значение отношения ^{3}He/^{4}He, измеренное в термальных водах из плиоценовых кислых туфов, достигает 550×10^{-8} [Cornides et al., 1986], что всего вдвое ниже изотопной метки резервуара MORB. Почти такие же значения $(200–320) \times 10^{-8}$ были найдены в источниках Выгорлат-Гутинской вулканической гряды Восточных Карпат с температурами до 55°С [Поляк и др., 1999].

Продолжение совместного анализа геотермического режима и сейсмичности Карпат лежит в области описания региональной сейсмичности региона и поиска статистических и генетических проявлений связи этих полей.

Рассматриваемый регион характеризуется сложным тектоническим (и, как следствие, скоростным) строением литосферы региона. Отметим три крупные тектонические структуры: Складчатые Карпаты, передовой Предкарпатский и тыловой Закарпатский прогибы. Они имеют разную мощ-

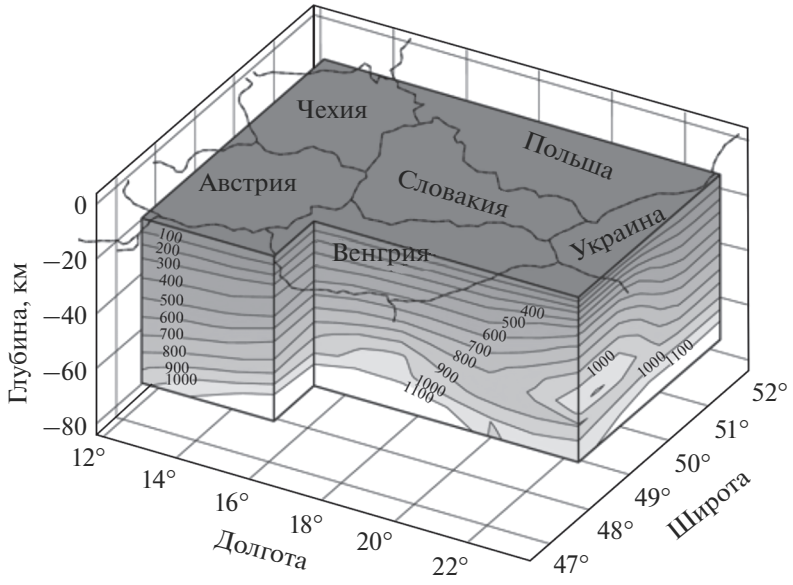


Рис. 4. 3D-геотермическая модель Центрально-Европейского региона.

ность коры (25–27 км в Закарпатье, 35–55 км в Карпатах и 45–65 км в Предкарпатье) и разные ее скоростные характеристики (наличие слоев пониженных скоростей в "гранитах" и "базальтах" в Закарпатье и коромантийной смеси под Карпатами), густую сеть диагональных (северо-западного–юго-восточного карпатского простирания), ортогональных и меридиональных разломов. В Закарпатском прогибе цепочками землетрясений хорошо прослеживаются сейсмически активные в настоящее время вертикальные разломы, служившие в миоцене каналами подвода магм для Выгорлат-Гутинской вулканической гряды и других вулканических структур в регионе (см. рис. 3).

В табл. 1 приведены результаты расчетов корреляционной связи теплового потока и сейсмичности (M_w) для основных структурно-тектонических элементов Карпатско-Балканского и Рила-Родопского регионов в соответствии с рис. 3 и по формуле (1). На рис. 5 представлены графики зависимостей ТП и M_w.

Мы наблюдаем два проявления антибатной связи между исследуемыми параметрами. Во-первых, это северная часть Западных Карпат на границе Польши и Словакии, где отмечается относительно низкий тепловой поток (<50 мВт/м^2) и высокая плотность землетрясений с магнитудой до 3.8. Во-вторых, это зона Вранча в Румынии на сочленении Восточных и Южных Карпат (см. рис. 3, синий овал). Здесь тепловой поток не превышает 40 мВт/м^2, а землетрясения за рассматриваемый временной интервал проявляются часто, и их магнитуда достигает 4.5–5. Зона Вранча – это уникальная сейсмоактивная зона Европы, в ее пределах очаги землетрясений расположены в консолидированной коре, а также в верхней мантии на глубинах 80–160 км [Уломов, 2010].

На рис. 6а приведены графики взаимосвязи значений теплового потока и гипоцентров землетрясений за 1980–2018 гг., для различных тектонических структур Карпатского региона, $M_w > 3.0$. Для зоны Вранча наблюдается перерыв между коро-

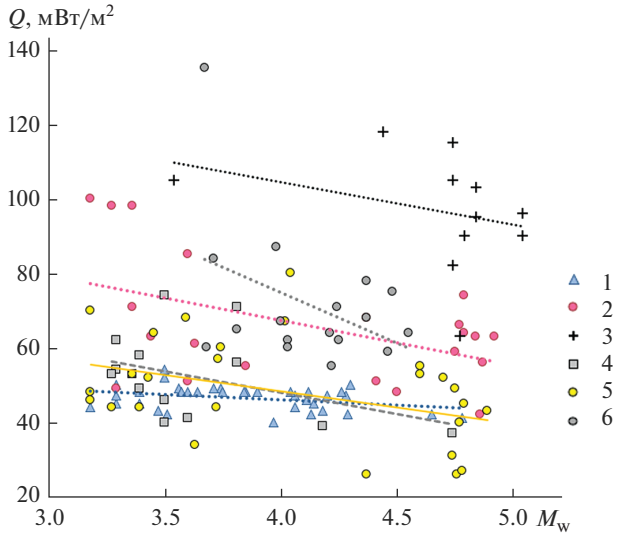


Рис. 5. Графики зависимостей средних значений теплового потока и унифицированных магнитуд для некоторых структурно-тектонических элементов Карпатско-Балканского и Рила-Родопского регионов.
1 – Карпатская складчатая область, 2 – Паннонский массив, 3 – Закарпатский внутренний прогиб, 4 – Мизийская плита, 5 – ВЕП, 6 – Рила-Родопский массив.

Таблица 1. Расчет корреляционной связи теплового потока и магнитуды землетрясений Карпатско-Балканского и Рила-Родопском регионов

№ п/п	Регион	Размерность квадрата средних значений ТП и M_w	Размерность массива, n	Коэффициент корреляции, r	Доверительная вероятность коэффициента корреляции, P	Уравнение регрессии M_w и ТП
1	Карпатская складчатая область	0.1° × 0.1°	36	–0.35	0.97	$M_w = -0.005q + 5.93$
2	Паннонский массив	0.25° × 0.25°	21	–0.48	0.98	$M_w = -0.019q + 5.39$
3	Пенинская утесовая зона	–	–	Не значим	–	–
4	Передовой предкарпатский прогиб	–	–	Не значим	–	–
5	Центральная зона древних ядер Западных Карпат	–	–	н#д	–	–
6	Мармарошский массив	–	–	н#д	–	–
7	Закарпатский внутренний прогиб	В связи с малостью выборки осреднение не производилось. Статистическая обработка велась по исходным данным	11	–0.31	0.68	$M_w = -0.008q + 5.48$
8	Горы Апусени	–	–	Не значим	–	–
9	Трансильванская впадина	–	–	Не значим	–	–
10	Мизийская плита	0.1° × 0.1°	14	–0.41	0.90	$M_w = -0.015q + 4.4$
11	Рила-Родопы	1° × 1°	17	–0.42	0.94	$M_w = -0.006q + 4.59$
12	ВЕП	1° × 1°	27	–0.37	0.95	$M_w = -0.015q + 4.77$

Примечание. “не значим” – доверительная вероятность значимости коэффициента корреляции менее 0.5; н#д – данных в массиве менее 5, и статистическая обработка не представляется возможной.

выми и мантийными землетрясениями, при этом значения теплового потока находятся в пределах 40–55 мВт/м^2 (см. рис. 6а). В соответствии с работой [Гинтов и др., 2015] на глубинах 47.6–59 км в районе зоны Вранча выделяется волновод, а на глубинах 60–200 км находится зона повышенных скоростей.

Большое количество землетрясений Карпатского региона относится к коровым, они сосредоточены в основном на глубинах 10–15 км, при этом преобладающие значения теплового потока лежат в пределах 45–65 мВт/м^2 (см. рис. 6а). Мантийные землетрясения на глубинах 120–150 км приурочены к верхней границе астеносферы.

Ареалы углеводородных месторождений в пределах Паннонского бассейна (см. рис. 3) совпадают с высокими значения теплового потока (≥200 мВт/м^2), в которых практически отсутствуют сейсмические события. Закарпатский внутренний прогиб характеризуется повышенными значениями теплового потока (90–118 мВт/м^2), при этом землетрясения происходят на глубинах 12.9–16.1 км. Для Пенинской утесовой зоны, где коровые землетрясения происходят в основном на глубинах 8–13 км, наблюдается разброс значений теплового потока от 54 до 115 мВт/м^2. Для Мизийской плиты большая часть землетрясений происходит на глубинах 8–18 км, а преобладающие значения теплового потока 35–55 мВт/м^2.

Балканский и Рила-Родопский складчатые пояса

За рассматриваемый период сейсмических наблюдений крупных разрушительных землетрясений с $M_w > 6$ в районе Балканского-Рила-Родопского складчатого пояса не наблюдалось, хотя в историческом прошлом известно о землетрясениях в Балканах и Родопах, приводивших к изменению рельефа и траектории течения рек. Балканский складчатый пояс, особенно его восточная Причерноморская часть, а также Рила-Родопский срединный массив и сейчас являются наиболее сейсмически активными на территории Болгарии (см. рис. 3, 6б).

Анализ глубины гипоцентров землетрясений за тот же период наблюдений показал, что наиболее глубокофокусные события приурочены к районам Мизийской плиты в пределах Болгарии и Румынии и в прилегающей акватории Черного моря.

Эта закономерность объясняется с позиций распределения теплового потока, который уменьшается с юга на север страны [Khutorskoy et al., 2019]. Если рассчитать глубинные температуры в литосфере Болгарии, исходя из значений теплового потока и теплофизической модели, то получится, что литосфера более прогрета в районе Родопского массива, и там переход от ригидного к дактильному состоянию вещества происходит на меньшей глубине, чем в районах Мизийской плиты и Черноморской впадины. По-видимому, с этим связаны меньшие глубины гипоцентров в Родопах.

Большой и Малый Кавказ совместно с Северным и Средним Каспием

Каспийская впадина в структурном отношении является сложным гетерогенным образованием на месте пересечения древних рифтовых систем. Фундамент неоднороден и имеет разный возраст консолидации с характерным омоложением с севера на юг. Прикаспийская впадина расположена на юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы (рис. 7).

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические ..., 1977], В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины [Жеваго, 1972], А.В. Дружинина – по западной части [Дружинин, 1961]. В работе [Хуторской и др., 2004] проанализирована связь ТП и локализации месторождений углеводородов.

Структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные аномально высокой теплопроводностью соли, создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и плотности теплового потока, поэтому оценка их фоновых значений путем простого осреднения параметров вдоль ствола скважин затруднительна и должна идти по пути детального рассмотрения особенностей температурного поля буквально в каждой скважине.

Прикаспийская впадина относится к регионам со слабой сейсмичностью. Так, за временной период с 1980 по 2017 гг. здесь зафиксировано немногим более 200 землетрясений с моментной магнитудой более 3.5 (см. рис. 7). Значения теплового потока для этой территории варьируются в среднем от 40 до 62 мВт/м^2.

Сейсмичность в пределах Среднего Каспия распределена неравномерно с существенным преобладанием к его южной части (магнитуды землетрясений до 6.3), относящейся к Терско-Каспийскому прогибу (см. рис. 7). В Среднекаспийской синеклизе значения теплового потока варьируют от 48 до 80 мВт/м^2 и от 35 до 90 мВт/м^2 – в Терско-Каспийском прогибе (см. рис. 6в). Преобладающая часть землетрясений, сосредоточенных на глубинах до 20 км, соотносятся со значениями теплового потока в диапазоне от 30 до 100 мВт/м^2 (см. рис. 6в). Область землетрясений, происходящих на глубинах 45–55 км, отмечается значениями ТП от 70 до 85 мВт/м^2. Для

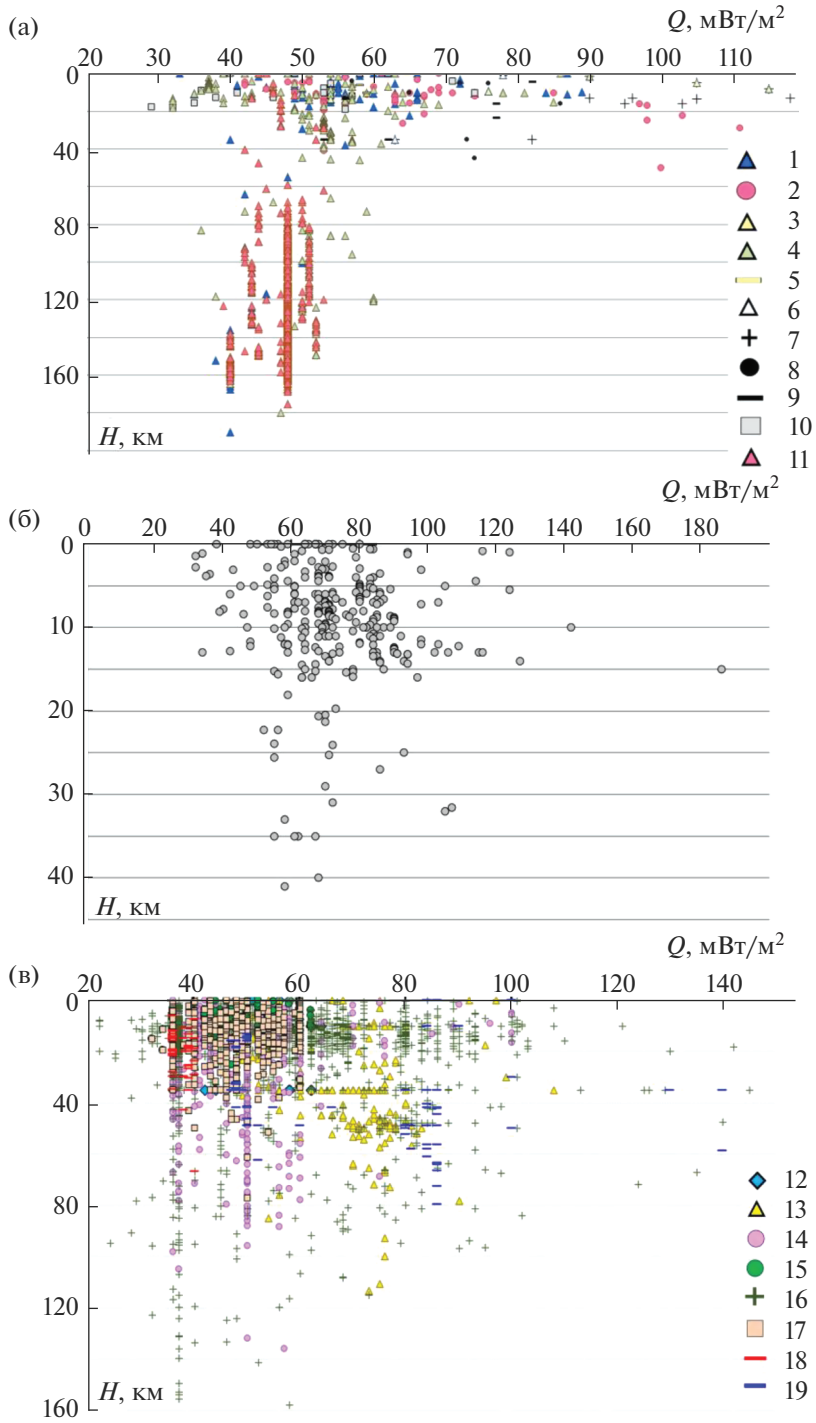


Рис. 6. График взаимосвязи значений теплового потока и гипоцентров землетрясений за 1980–2018 гг. для различных тектонических структур.
а–в – регионы – Карпатский, $M_w > 3.0$ (а), Рила-Родопский, $M_w > 3.0$ (б), Кавказско-Каспийский, $M_w > 3.5$ (в).
1–11 – структурно-тектонические элементы Карпатского региона: 1 – Карпатская складчатая область, 2 – Паннонский массив, 3 – Пенинская утесовая зона, 4 – Передовой Предкарпатский прогиб, 5 – Центральная зона древних ядер Западных Карпат, 6 – Мармарошский массив, 7 – Закарпатский внутренний прогиб, 8 – горы Апусени, 9 – Трансильванская впадина, 10 – Мизийская плита, 11 – зона Вранча; 12–19 – структурно-тектонические элементы Кавказско-Каспийского региона: 12 – Прикаспийская впадина, 13 – Среднекаспийская синеклиза, 14 – Большой Кавказ, 15 – Малый Кавказ, 16 – Терско-Каспийский прогиб, 17 – Куринская впадина, 18 – Кусаро-Дивичинский прогиб, 19 – Апшерон-Прибалханская система поднятий.

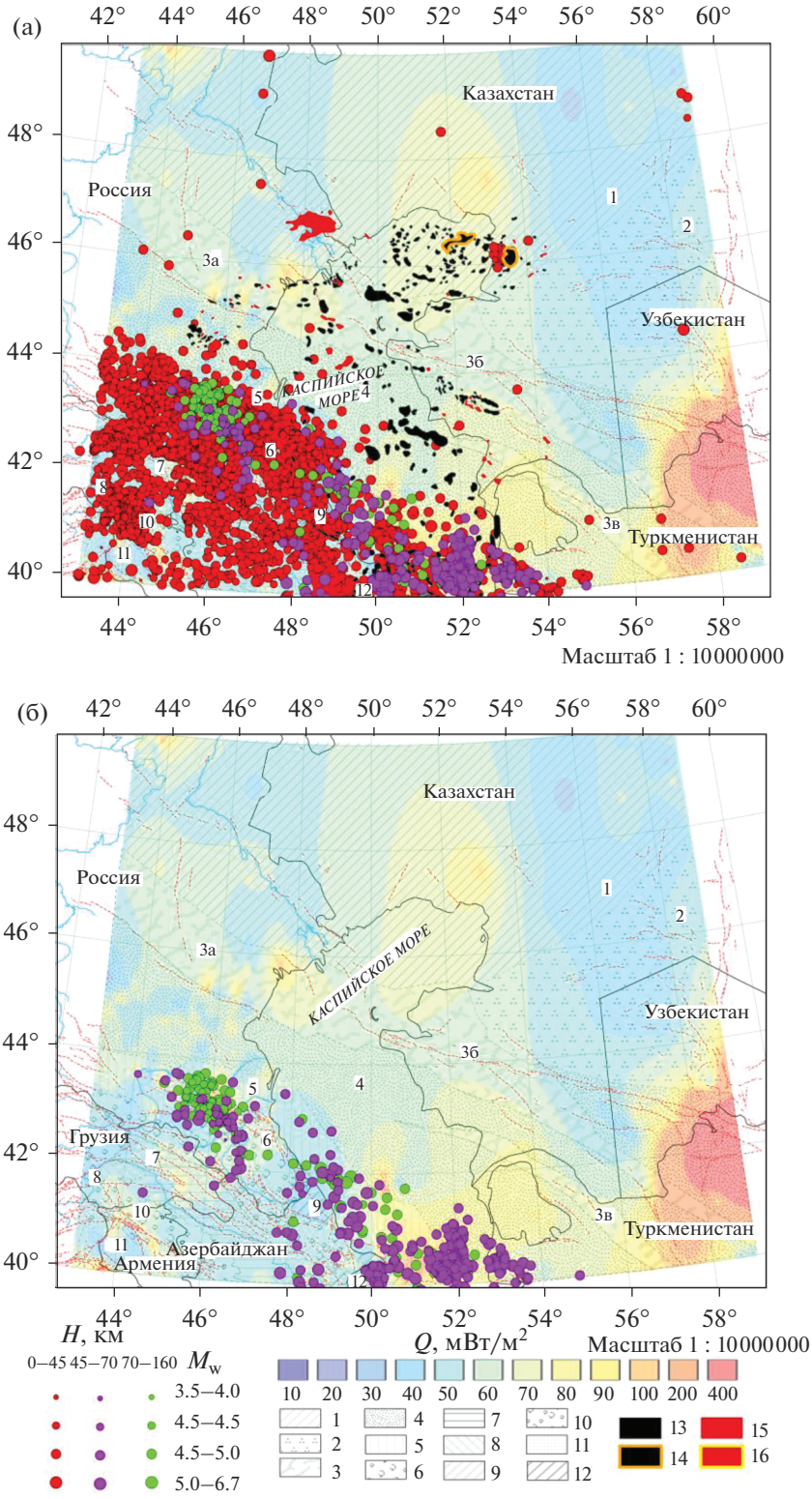


Рис. 7. Распределение теплового потока, современной сейсмичности и активных разломов в Кавказско-Каспийском регионе (а – все землетрясения с $M_w > 3.5$, б – землетрясения, произошедшие на глубинах более 45 км). *H* – глубина гипоцентра землетрясений; M_w – их моментная магнитуда; красные пунктиры – активные разломы. 1–12 – структурно-тектонические элементы: 1 – Прикаспийская впадина, 2 – Северо-Устюртский блок, 3 – складчатость (3а – Кряж Карпинского, 3б – Мангышлакско-Центральноустюртская зона, 3в – Туаркырская зона), 4 – Среднекаспийская синеклиза, 5 – Терско-Каспийский прогиб, 6 – Большой Кавказ, 7 – Куринская впадина, 8 – Аджаро-Триалетская складчатая зона, 9 – Кусаро-Дивичинский прогиб, 10 – Малый Кавказ, 11 – Центральный армянский прогиб, 12 – Апшерон-Прибалханская система поднятий; 13–16 – углеводородные месторождения: 13 – нефтяные, 14 – крупнейшие нефтяные, 15 – газовые, 16 – крупнейшие газовые. Система координат Stereographic North Pole.

глубокофокусных землетрясений (до 160 км), приуроченных исключительно к Терско-Каспийскому прогибу, характерны различающиеся по величине зоны теплового потока. Одна часть – это невысокие значения ТП (35 мВт/м^2 – максимум, до 50 мВт/м^2), другая – в среднем от 65 до 90 мВт/м^2, максимальные значения достигают 145 мВт/м^2 в области сочленения Терско-Каспийского прогиба с Южно-Каспийской впадиной, где широко проявлены углеводородные структуры (см. рис. 7).

Геотермическое поле региона Северного Кавказа тесно связано с тектоническим строением и историей геологического развития. Минимальные измеренные значения теплового потока приурочены к докембрийским выступам фундамента, например, таким как Ростовский выступ ВЕП, а также к областям с большой скоростью седиментации, где происходит экранирование глубинного теплового потока накапливающимися “холодными” осадками (Терско-Каспийский прогиб). В этих районах значения теплового потока изменяются от 36 до 60 мВт/м^2. Максимальный ТП фиксируется в структурах транскавказского простирания: Минераловодском, Майкопском выступах, где он достигает 80–100 мВт/м^2 (см. рис. 7).

На южном склоне Большого Кавказа соблюдается та же тенденция, т.е. тепловой поток на выступах транскавказского простирания выше, чем в межгорных впадинах с высокой скоростью осадконакопления. Так, в Рионской и Нижнекуринской впадинах тепловой поток изменяется от 32 до 65 мВт/м^2, а в Аджаро-Триалетии, Армянской глыбе – достигает 80–85 мВт/м^2.

Прилегающая с севера к Кавказскому региону платформенная область (см. рис. 7), Грузинская глыба и некоторые другие стабильные участки характеризуются средними значениями теплового потока (42–60 мВт/м^2). Велика при этом роль тектонического фактора. Так, в Индоло-Кубанском прогибе не встречены аномально низкие значения теплового потока из-за влияния складчатой системы Большого Кавказа и Ставропольского поднятия, а средние значения ТП в центре Терско-Каспийской впадины ассоциируются с Терско-Сунженским поднятием. В Армении высокие значения отмечаются в области развития гранитоидов с повышенным содержанием радиоактивных элементов и с активной верхней мантией, вызывающей новейшую тектоно-магматическую перестройку.

Структуры Кавказа обладают большой тектонической неоднородностью, что обусловливает также неоднородность теплового поля. Из-за этого на границах тектонических зон длительное время существуют полосы резких горизонтальных температурных градиентов. Они создают термоупругие напряжения, которые обусловливают живучесть глубинных разломов кавказского и транскавказского простираний. Для Большого Кавказа значения ТП в среднем находятся в диапазоне от 35 до 60 мВт/м^2, максимальные значения достигают 100 мВт/м^2. Для Малого Кавказа значения ТП сосредоточены в диапазоне от 35 до 60 мВт/м^2. Различия наблюдаются в гипоцентрах землетрясений. Для Малого Кавказа землетрясения происходят на глубинах до 20 км, для Большого Кавказа – это, в том числе, глубокофокусные события – до 100 км.

За рассматриваемый период сейсмических наблюдений из крупных, возможно и разрушительных, землетрясений с $M_w > 6$ в районе складчатого пояса Большого Кавказа наблюдалось четыре события. Для районов эпицентров этих землетрясений характерны небольшие значения ТП – 34–44 мВт/м^2. Землетрясения являются коровыми, гипоцентры – от 10 до 15 км.

В табл. 2 приведены результаты расчетов корреляционной связи теплового потока и сейсмичности (M_w) для основных структурно-тектонических элементов Кавказско-Каспийского региона в соответствии с рис. 3в и по формуле (1). На рис. 8 представлены графики зависимостей ТП и M_w.

Аналогично Карпатскому региону наблюдаются проявления антибатной связи между исследуемыми параметрами. Наиболее значимая антибатная связь характерна для Северного Каспия, для Прикаспийской впадины и для Южного Каспия в пределах Апшерон-Прибалханской системы (см. рис. 8).

Согласно историческим сведениям, в Кавказском регионе ощущались землетрясения с магнитудой более 7 – это события 1668, 1406 и 1139 гг. По результатам моделирования возможных мест сильных землетрясений в Черноморско-Каспийском регионе предполагается, что большая их часть приурочена к зонам сочленения Большого и Малого Кавказа с граничащими структурами [Новикова, Горшков, 2018]. Отметим, что это области со значениями теплового потока от 40 до 55 мВт/м^2. Данный факт и тепловой поток в районах исторических землетрясений подтверждает, что большие значения магнитуд землетрясений соответствуют меньшим значениям ТП, т.е. подтверждается антибатная связь между значениями теплового потока и магнитудой землетрясений, выделенная нами за период 1980–2018 гг.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составленные карты распределения значений теплового потока в районах исследований позволяют говорить о наличии низких значений теплового потока в краевых зонах Восточно-Европей-

Таблица 2. Расчет корреляционной связи теплового потока и магнитуды землетрясений в Каспийско-Кавказском регионе

№ п/п	Регион	Размерность квадрата средних значений ТП и M_w	Размерность массива, n	Коэффициент корреляции, r	Доверительная вероятность коэффициента корреляции, P	Уравнение регрессии M_w и ТП
1	Прикаспийская впадина	0.25° × 0.25°	12	–0.46	0.92	$M_w = -0.004q + 5.0$
2	Северо-Устюртский блок	–	–	Не значим	–	–
3	Складчатости: Кряж Карпинского, Мангышлакско-Центральноустюртская зона, Туаркырская зона	–	–	Не значим	–	–
4	Среднекаспийская синеклиза:	0.1° × 0.1°	17	–0.2	0.59	$M_w = -0.005q + 5.09$
	– Скифская плита – Песчаномысская зона поднятий	0.5° × 0.5°		–0.33	0.94	$M_w = -0.003q + 4.99$
5	Терско-Каспийский прогиб	–	–	Не значим	–	–
6	Большой Кавказ (точки севернее 42.5 в.ш. не учитывались)	0.5° × 0.5°	32	–0.32	0.94	$M_w = -0.008q + 5.07$
7	Куринская впадина	0.5° × 0.5°	33	–0.33	0.96	$M_w = -0.018q + 5.09$
8	Аджаро-Триалетская складчатая зона	0.05° × 0.05°	22	–0.28	0.87	$M_w = -0.009q + 4.96$
9	Кусаро-Дивичинский прогиб	0.1° × 0.1°	22	–0.24	0.74	$M_w = -0.042q + 6.23$
10	Малый Кавказ	0.1° × 0.1°	18	–0.38	0.91	$M_w = -0.002q + 5.42$
11	Центральный армянский прогиб	–	–	Не значим	–	–
12	Апшерон-Прибалханская система поднятий	0.1° × 0.1°	29	–0.28	0.89	$M_w = -0.001q + 4.92$

Примечание. “Не значим” – доверительная вероятность значимости коэффициента корреляции менее 0.5; прочерк – данных в массиве менее 5, и статистическая обработка не представляется возможной.

ской платформы. Среднее значение ТП на границах рассматриваемых регионов составляет 30–50 мВт/м^2.

Анализ геотермического и сейсмического полей для рассматриваемых структур обрамления Восточно-Европейской платформы позволяет выделить следующие общие закономерности.

1. Преобладающая часть землетрясений Карпатского, Рила-Родопского и Кавказско-Каспийского регионов относится к коровым, гипоцентры которых сосредоточены в основном на глубинах до 20 км.

2. Глубокофокусные землетрясения приурочены к складчатым областям зоны Вранча и Большого Кавказа, а также Терско-Каспийского прогиба.

3. Выявлена антибатная связь между значениями ТП и магнитудой землетрясений.

4. В районах с повышенным значением ТП (более 70 мВт/м^2) практически отсутствуют коровые землетрясения.

По всей вероятности, подобные выводы можно отнести и к Арктическому региону, для которого пока отсутствует представительная база сейсмических данных в силу слабой сейсмичности региона и редкой сети сейсмических станций, поэтому нет возможности выполнить расчет корреляционной связи теплового потока и магнитуды землетрясений. Тем не менее, для ряда шельфовых землетрясений гипоцентр определен до глу-

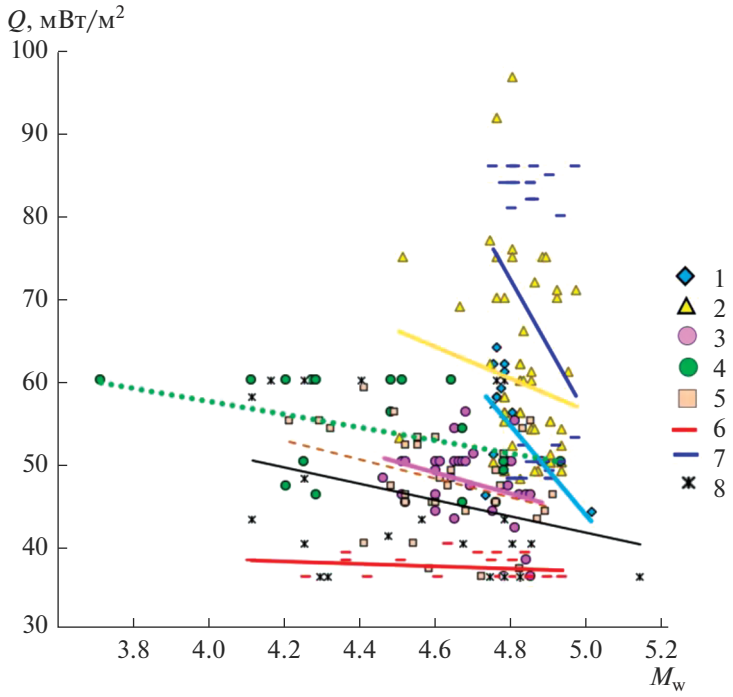


Рис. 8. Графики зависимостей средних значений теплового потока и унифицированных магнитуд для некоторых структурно-тектонических элементов Кавказско-Каспийского региона.
1 – Прикаспийская впадина, 2 – Среднекаспийская синеклиза, 3 – Большой Кавказ, 4 – Малый Кавказ, 5 – Куринская впадина, 6 – Кусаро-Дивичинский прогиб, 7 – Апшерон-Прибалханская система поднятий, 8 – Аджаро-Триалетская складчатая зона.

бин 20 км. Преобладающие значения ТП находятся в диапазоне от 60 до 80 мВт/м^2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы исследовали связь геотермического поля и сейсмичности в ключевых регионах на периферии Восточно-Европейской платформы: в Западном секторе Арктики, в районах складчатых поясов Карпат и Балкан, а также пространственно связанных с этими поясами межгорных и предгорных впадин, в уникальном солянокупольном бассейне – Прикаспийской впадине, на Большом и Малом Кавказе. Все эти регионы разнотипны по своему глубинному строению, по истории геологического развития, интенсивности сейсмических проявлений и тепловому потоку, но для всех них характерна антибатная зависимость сейсмической активности, выраженной величиной магнитуды землетрясений, и теплового потока.

Первая фраза этой работы на эмоциональном уровне констатировала: “априорно можно утверждать, что такие геофизические параметры как тепловой поток (ТП) и магнитуда землетрясений (M_w) генетически связаны”. Оставалось только на количественном уровне подтвердить или опровергнуть такое утверждение.

Нами использовались два апробированных ресурса: ГИС-технологии и статистический анализ. Фактические данные, которые характеризовали распределение сейсмичности и теплового потока, брались из Мировых баз данных этих полей. Но особенностью селекции данных было то, что мы полностью учли те измерения параметров землетрясений в Западно-Арктической зоне и теплового потока в Баренцевом море, в Рила-Родопском складчатом поясе и в Прикаспийской депрессии, которые были непосредственно получены авторами этой работы.

Связь “сейсмичность–тепловой поток” для геодинамических зон, характеризующихся высокой сейсмичностью, была описана во многих публикациях. Но в данном исследовании мы акцентировали внимание на существовании такой связи в районах, которые относятся к категории асейсмичных.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны коллегам, с которыми обсуждались отдельные разделы статьи, а также сотрудникам наших организаций, участвовавшим в полевых работах в различных регионах и в разные годы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Госбюджетных тем № 0135-2019-0040 “Тепловой ре-

жим, геотермальная активность и геоэнергетика в обрамлении Восточно-Европейской платформы" и НИР № 1220113003898 "Изучение закономерностей проявления современных геодинамических процессов в Западном арктическом секторе Российской Федерации для разработки научно-методических основ мониторинга природно-техногенных опасностей Северного морского пути", а также гранта РФФИ № 19-05-00014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Конечная Я.В. Распределение сейсмичности и аномалии теплового потока Баренцевоморского региона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 52–62.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

Асада Т., Исибаси К., Матсуда Т. и др. Методы прогноза землетрясений, их применение в Японии. М.: Недра, 1982. 248 с.

Атлас "Геология и полезные ископаемые шельфов России" / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: Научный мир, 2004. 108 с. ISBN 5-89176-239-0.

Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // Тр. НИИГА–ВНИИОкеангеология. Т. 203. СПб., 2004. С. 169–175.

Гейнс В.А., Грабенников А.В., Куликов Г.В. и др. Результаты изучения режима термальных вод в районе г. Ташкента в связи с Ташкентским землетрясением // Ташкентское землетрясение 26.04.66. Ташкент: Фан, 1971. С. 200–208.

Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.

Гинтов О.Б., Муровская А.В., Егорова Т.П., Вольфман Ю.М., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Я., Островной А.Н., Бубняк И.Н., Фарфуляк Л.В., Амашукели Т.А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса // Геофиз. журнал. 2015. Т. 37. № 3. С. 22–49.

Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 2005. С. 327–349.

Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.

Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6. С. 126–131.

Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

Кутас Р.И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат // Геофиз. журнал. 2014. Т. 36. № 6. С. 3–27.

Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев: Наукова думка, 1971. 140 с.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1978. 140 с.

Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1994. 332 с.

Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 408 с.

Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика // Геофиз. журнал. 2005. Т. 27. № 6. С. 1005–1011.

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 / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Щукина. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 14–66.

Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А., Горских П.П. Глубинное строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского шельфа // Тр. ГИН РАН. Вып. 622. М.: ГЕОС, 2020. 146 с.

Новикова О.В., Горшков А.И. Высокосейсмичные пересечения морфоструктурных линеаментов Черноморско-Каспийского региона // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 23–31.
https://doi.org/10.1134/S020303061806007X

Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л. и др. Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 2. С. 244–249.

Старовойт О.Е. Сейсмические наблюдения в России // Земля и Вселенная. 2005. № 2. С. 82–89.

Уломов В.И. Прогноз сейсмических проявлений в Москве при землетрясениях в зоне Вранча // Физика Земли. 2010. № 1. С.3–20.

Фастовец Н.О., Попов М.А. Математическая статистика. М.: Изд-во "Нефть и газ", 2012. 99 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хорват Ф., Бодри Л., Оттлик П. Геотермия Венгрии и тектонофизика "красного пятна" Паннонской впадины // Тепловое поле Европы / Ред. В. Чермак, Л. Рибах. М.: Мир, 1982. С. 176–190.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 318–323.

Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р, Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей // Тр. ГИН РАН. Вып. 605. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника. 2014. № 1. С. 77–96.

Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М. и др. Сейсмичность, тепловой поток и тектоника Западно-Арктического бассейна // Мониторинг. Наука и технологии. 2015. № 3(24). С. 23–32.

Шварцман Ю.Г. Тепловой режим и глубинное строение литосферы Европейского сектора Арктики // Тепловое поле Земли и методы его изучения // Сб. науч.

трудов / Отв. ред. Ю.А. Попов. М.: РИО РГГРУ, 2008. С. 279–284.

Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.

Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., Kapustian N.K., Konechnaya Ya.V., Morozov A.N. Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // Seismolog. Res. Lett. 2021. V. 92(5). P. 2876–2890. https://doi.org/10.1785/0220210024

Arctic Petroleum Geology / Eds A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen // Geological Society Memoir № 35. The Geological Society, London. 2011. 661 p. https://doi.org/10.1144/M35.21

Baranov S.V. Modeling and simulating an aftershock process caused by a strong earthquake in the Barents Sea shelf // Russ. J. Earth. Sci. 2011.V. 12. P. 1–9. https://doi.org/10.2205/2011ES000502

Čermak V., Bodri L. Heat flow map of Europe revised. 1998 / Ed. C. Clauser. Mitteilungen DGG, Sonderband II/1998. P. 58–63.

Cornides I., Takaoka N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gases to subsurface gases in a tectonically quiescent area, the Carpathian Basin, Hungary, revealed from noble gases measurements // Geochem. J. 1986. V. 20. P. 119–125.

Doser D.1., Kanamori H. Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977–1983 and its relationship to heat flow, crustal structure, and the October 15, 1979 earthquake // J. of Geophys. Res. 1986. V. 91. № 81. P. 675–688.

Filippucci M., Tallarico A., Dragoni M., de Lorenzo S. Relationship between depth of seismicity and heat flow: the case of the Gargano area (Italy) // Pure Appl. Geophys. 2019. V. 176. P. 2383–2394.

Hutchinson M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits // Journal of Hydrology. 1989. V. 106. Iss. 3–4. P. 211–232. https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90073-5

Hutchinson M.F., Xu T., Stein J.A. Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure // Geomorphometry 2011/ Eds T. Hengel, I.S. Evans, J.P. Wilson, M. Gould. Redlands, California, USA, 2011. P. 19–22.

Ito A. Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters – clustering of microearthquakes // Tectonophysics. 1990. V. 175. P. 47–66.

Khutorskoy M., Kostova N., Hristov V., Benderev A. Heat flow and depth temperatures in the earth crust of Bulgaria based on numerical modeling // Review of the Bulgarian geological Society. 2019. V. 80. Part 2. P. 443–452.

Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Amsterdam: Netherlands Research School of Sedimentary geology, 1999. 215 p.

Majorowicz J A., Čermak V., Safanda J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment // Phys. Chem. Earth. 2003. V. 28. P. 375–391.

Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P. Non-extensive statistical physics applied to heat flow and the earthquake frequency–magnitude distribution in Greece // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. 2016. V. 456(C). P. 135–144. https://doi.org/10.1016/j.physa.2016.03.022

Pubellier M., Rossi P., Petrov O., Shokalsky S., St-Onge M., Khanchuk A., Pospelov I. Tectonic map of the Arctic. St. Petersburg, Russia: VSEGEI Printing House, 2018. https://doi.org/10.14683/2018TEMAR10M

Tanaka A. Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 1195–1199.

Tanaka A., Yamano M., Yano Y., Sasada M. Geothermal Gradient and Heat Flow Data in and around Japan, Digital Geoscience Map DGM P-5 // Geological Survey of Japan. 2004.

The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. Site Provided by the University of North Dakota [Electronic resort]. 2021 – Access mode: http://www.ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database

Zhan Z. Gutenberg–Richter law for deep earthquakes revisited: A dual-mechanism hypothesis // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 461. P. 1–7. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.030

Seismicity and Heat Flow in the Frame of Eastern European Platform

M. D. Khutorskoi[1], *, G. N. Antonovskaja[2], **, I. M. Basakina[2], and E. A. Teveleva[1], ***

[1]Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

[2]Laverov's Federal Research Center for the Integrated Arctic Study Ural Branch of the RAS, Northern Dvina emb., 23, Arkhangelsk, 163000 Russia

**e-mail: mdkh1@yandex.ru*

***e-mail: essm.ras@gmail.com*

****e-mail: eteveleva@yandex.ru*

The manifestations of seismic activity and heat flow in the regions of the Eastern European Platform framing are considered: in the Western sector of the Arctic, in the Carpathians, the Balkans, the Rhodopes-Rila, and in the Caspian Basin. At the statistical level, a significant anti-negative relationship of these parameters is proved. Regression equations are given that allow us to estimate the seismic activity depending on the geothermal regime.

Keywords: heat flow, seismicity, antibath relationship