УДК 551.24, 550.34

© Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Кременецкая Е.О., Кваерна Т.

СЕЙСМИЧНОСТЬ, ТЕПЛОВОЙ ПОТОК И ТЕКТОНИКА ЗАПАДНО-АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

[1]Хуторской М.Д., [2]Антоновская Г.Н., [2]Басакина И.М., [3]Кременецкая Е.О., [4]Кваерна Т.

[1]Геологический институт РАН, Москва, Россия
[2]Институт экологических проблем Севера УрО РАН, Архангельск, Россия
[3]Кольский филиал ГС РАН, Апатиты, Россия
[4]NORSAR, Норвегия

e-mail: mkhutorskoy@ginras.ru

Представлены новые данные по сейсмичности и измерениям теплового потока региона Западного сектора Арктического бассейна. На основе последних данных о сейсмичности региона сделаны предположения о природе неотектонических процессов, вызванных рифтогенезом, активным растяжением блоков литосферы и вулканической деятельностью. Используя все доступные данные, проанализированы геодинамические процессы Западно-Арктического бассейна.

Ключевые слова: Западно-Арктический бассейн, тепловой поток, сейсмичность, тектоника.

The paper presents a modern data of seismic activities and heat flow measurements for the Western part of the Arctic basin. Assumptions about the nature of neotectonic processes caused by rifting, active stretching lithospheric blocks and volcanic activity were made in combination with the latest data of the regional seismicity. Modern geodynamic processes of the region were analyzed using all available data.

Keywords: Western Arctic basin, heat flow, seismicity, tectonics.

Введение

Западно-Арктический бассейн, простирающийся от рифтового хребта Книповича – на западе до Новосибирских островов – на востоке, включая окраины Евразийского континента и архипелаги, в настоящее время является наиболее изученным арктическим регионом. Здесь проведен огромный объем геолого-геофизических исследований, направленных как на изучение фундаментальных проблем развития литосферы Арктики, так и прикладных вопросов, связанных с поиском минеральных ресурсов, и в первую очередь, углеводородов. Доказательство существования крупнейшей западно-арктической нефтегазоносной провинции [1] стимулировало резкое увеличение объемов геофизических работ и разведочного бурения, в результате чего были открыты промышленные залежи углеводородов в российской и норвежской экономических зонах Баренцева моря, а также в Карском море.

В данной статье мы приводим новые оригинальные данные по сейсмологии и геотермии региона. Совместный анализ этих полей, как будет показано ниже, продемонстрировал пространственное совпадение участков концентрации эпицентров землетрясений и зон резкого изменения значений теплового потока. Мы уверены, что включение информации о распределении эпицентров землетрясений и о плотности теплового потока в интерпретационный комплекс поможет более обоснованно говорить о природе и размещении нефтематеринских слоев, а также о проявлениях новейшей тектонической активности.

Тепловой поток сектора Арктического бассейна

Первые геотермические работы на шельфе Баренцева моря были выполнены по профилю «п-ов Рыбачий – ЗФИ» (Земля Франца Иосифа) в 1976г. [2]. В 1980-е годы, в связи с развитием бурения в Арктике, были получены первые кондиционные оценки теплового потока по термокаротажным данным в Баренцевом и Карском морях [3]. Впоследствии эти данные были уточнены [4]. На акватории Печорского моря были проведены измерения сотрудниками Института океанологии РАН [5], а в северной части Баренцева моря, а так-

же в Атлантике западнее Шпицбергена – ГИН РАН [6].

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 (рис. 1). Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение теплового потока составляет 54 мВт/м^2, а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия – 70 мВт/м^2. Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении. Ранее уже высказывалось предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза [7,8]. Особенно наглядно значение современного рифтового процесса, отражающегося в величинах теплового потока, проявляется в трогах на северной окраине Свальбардской плиты (рис. 1).

В троге Франц-Виктория получены весьма контрастные значения теплового потока – 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°x3°), 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 [9].

В троге Орла и на его продолжении в пределах континентального склона тепловой поток составлял от 300 до 520 мВт/м^2, что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря (рис. 1) [7]. Аномально высокий тепловой поток характерен для всего трога Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м. Только при больших глуби-

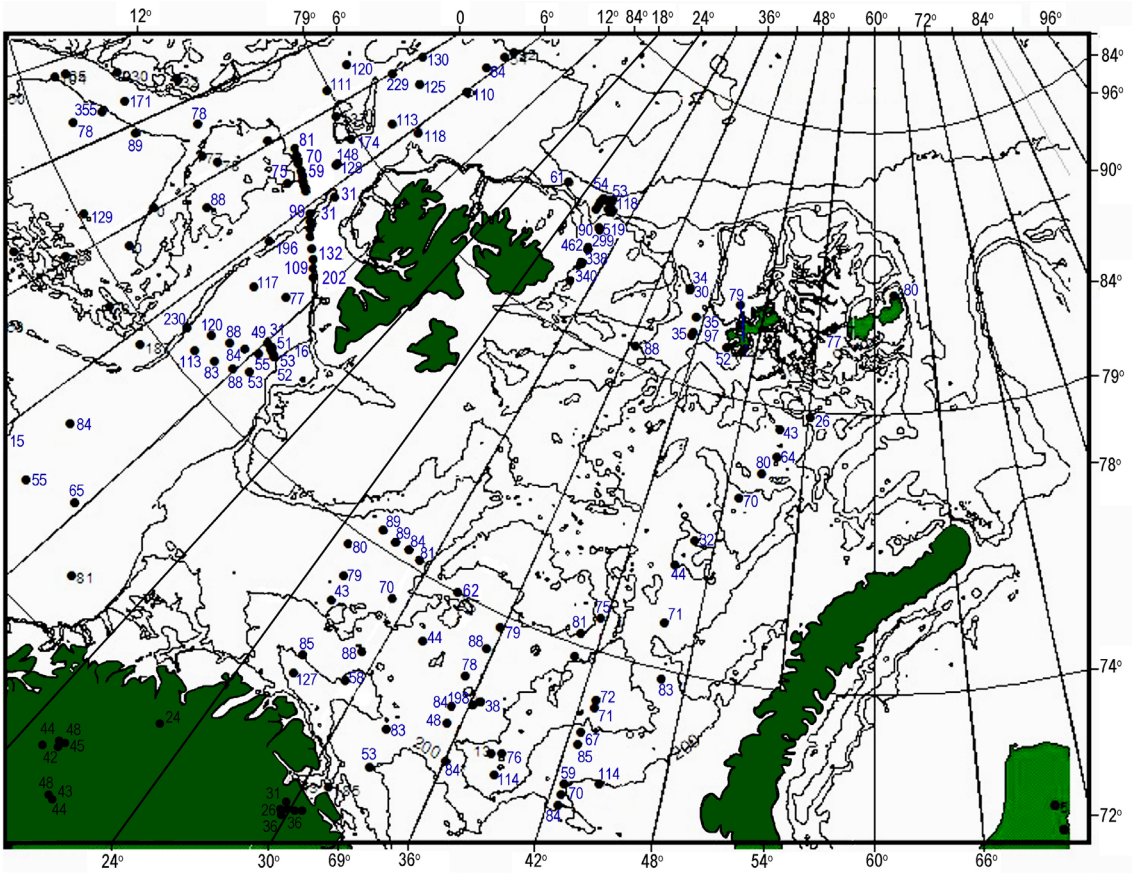

Рис. 1. Размещение измерений теплового потока в Западно-Арктическом регионе (значения теплового потока, мВт/м^2)

нах отмечается снижение теплового потока, 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 она имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Относительно повышенные тепловые потоки наблюдаются на западном побережье Ямала и в Южно-Карской впадине (выше 70 мВт/м^2). Эти точки приурочены к газовым и газоконденсатным месторождениям (рис. 2). Очевидна связь локализации месторождений углеводородов и повышенных тепловых потоков. Более низкий тепловой

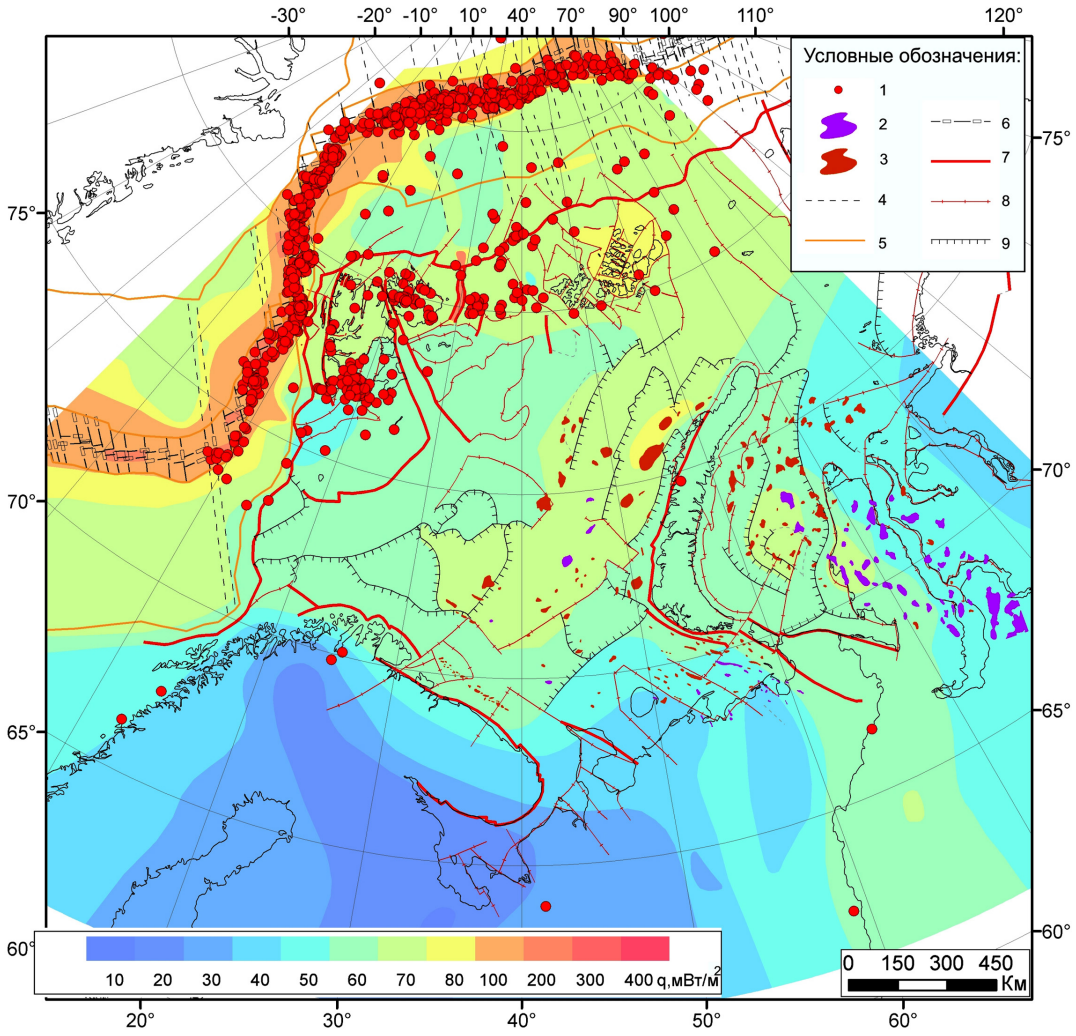

Рис. 2. Распределение теплового потока, сейсмичности и основных неотектонических структур Баренц-региона
1 – сейсмические события по данным арктических сейсмических сетей за 2011–2014 гг; 2 – углеводородные месторождения [12]; 3 – структуры месторождений; 4 - предполагаемые разломы в океанической плите [13]; 5 – контуры океанической плиты вдоль области океанического рифтогенеза; 6 – зоны разломов, ограничивающие осевой рифт [13]; 7 - перегиб флексурно-разрывной зоны континентального шельфа и главные неотектонические разломы; 8 – границы разрывных нарушений; 9 – границы неотектонических структур [14]

поток характерен для Ямало-Гыданской синеклизы (о. Белый) и северо-западных склонов Таймыра (о. Свердрупа) и сопредельных континентальных участков п-ова Таймыр [10]. Таким образом, выявляется связь величины теплового потока с возрастом коры. По мере удревнения коры в восточном направлении, в сторону Сибирской платформы, снижается и тепловой поток.

Наибольшие значения теплового потока и существенный разброс данных характерны для хребтов Арктического бассейна Книповича и Гаккеля, что свидетельствуют о наличии гидротермальной активности района [11].

Геотермическое изучение акватории между Западным Шпицбергеном и хребтом Книповича проводилось в целом ряде экспедиций норвежских и американских исследователей [15,16]. Максимальные значения теплового потока 230 и 301 мВт/м^2 были зафиксированы в осевой зоне хребта Книповича (рис. 1 и 2) [17].

Результаты численного моделирования глубинных температур подтвердили высказанное выше утверждение о высокой геодинамической активности литосферы в районе хребта Книповича [15,16]. Согласно данным [18], хребет Книповича занимает промежуточное положение между трансформным разломом и типичным спрединговым центром. Морфологию хребта составляют магматические поднятия и амагматические троги. Под хребтом Книповича средняя мощность океанской литосферы уменьшается до 10–15 км.

При удалении от оси хребта Книповича на восток, в сторону Шпицбергена, мощность термической литосферы резко увеличивается, и к подножью континентального склона составляет уже 45–50 км. Что, тем не менее, свидетельствует об активности всего блока океанической коры. Хребет Книповича представляется скорее как юный океанический рифт, существующий с миоцена, активность которого постоянно поддерживается на протяжении последних 20 млн лет за счет близости и активности астеносферы.

Район хребта Гаккеля является северной границей, разделяющей Евроазиатскую и Северо-Американскую литосферные плиты. В начале кайнозоя по оси хребта Гаккеля произошло раскрытие Евразийского суббассейна. Евразийский суббассейн с прилегающей котловиной Нансена и Амеразийский суббассейн с прилегающей котловиной Амундсена лишились элементов симметрии по уровню поверхности литосферы относительно полярной ветви Срединно-Атлантического хребта. Данный факт является основным отличительным признаком хребта Гаккеля от других срединно-океанических хребтов [19]. Тепловой поток на хребте Гаккеля аномально высокий: от 100 до 585 мВт/м^2. В котловине Нансена, где толщина литосферы возрастает до 60 км, значения теплового потока уменьшаются до 80–100 мВт/м^2.

На основе батиметрических и геофизических данных хребет Гаккеля может быть разделен на три зоны: западную вулканическую (ЗВЗ), центральную амагматическую (ЦАЗ) и восточную вулканическую (ВВЗ) (рис. 3) [20-22]. В ЗВЗ каждые 20-30 км наблюдаются вулканические хребты высотой 1.2–1.5 км и длиной 15–80 км. ЦАЗ состоит из удлиненных впадин, где почти не обнаружено лавовых построек. В ВВЗ в рельефе просматривается наличие крупных поднятий, перпендикулярных оси рифта. Крутые склоны долины расчленены сбросами, по степени вулканической активности ВВЗ уступает ЗВЗ, [21-24].

Представленные данные указывают на различие тектонического строения и характера геотермического поля рассматриваемого сектора Арктического бассейна и его обрамлений. На рисунке 2 представлена карта изолиний теплового потока и проявлений неотектонической активности.

Современная сейсмичность Арктического бассейна

Сейсмологические наблюдения в Арктике начались с установки в 1906г. станции «Abisko» в Швеции. Вместе со станцией «Scoresbysund», установленной в 1928г. в Гренландии, они были единственными полярными станциями до 1950г. за исключением временных станций, которые осуществляли сейсмические наблюдения в период с 1911 по 1912гг. на архипелаге Шпицберген [25,26]. Даже с учетом станций, расположенных к северу от 60° с.ш., магнитудный порог регистрации землетрясений соответствовал вели-

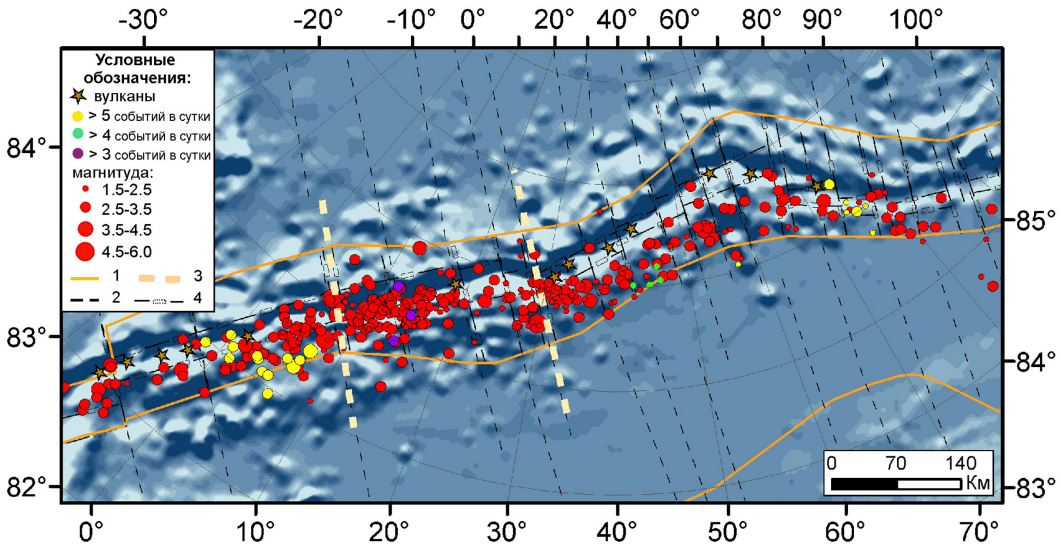

Рис. 3. Карта эпицентров землетрясений по данным Архангельской сети, крупнейших разломов [13] и вулканов [21] в пределах хр. Гаккеля

1 – контуры океанической плиты вдоль области океанического рифтогенеза; 2 – трансформные разломы в океанической плите; 3 – условное разделение очагов землетрясений вдоль осевой линии хребта; 4 – зоны трансформных разломов, ограничивающие осевой рифт

чинам в 5.5–6, что, конечно же, могло дать только поверхностное представление о сейсмичности Арктики. Открытие в 2011г. пункта сейсмических наблюдений на архипелаге Земля Франца-Иосифа (арх. ЗФИ) в составе Архангельской сейсмической сети позволило расширить знания о сейсмической активности исследуемого региона [27]. Совокупная информация о современной сейсмичности по данным арктических сейсмических сетей за 2011–2014гг. представлена на рисунке 2.

Континентальная часть Евразийской плиты характеризуется слабой сейсмичностью [24,25,28,29,30]. Заметная сейсмическая активность проявляется на севере Баренцевоморского шельфа (рис. 2), который характеризуется малой мощностью литосферы (35 км) и большой раздробленностью континентального склона. Прослеживается четкая приуроченность эпицентров землетрясений к рифтогенным грабенам шельфа. Значения магнитуд ML 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 (Свальдбард). Современная сейсмическая активность наиболее сильно проявлена в грабене Стуре (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) [31].

Другим сейсмоактивным районом архипелага Шпицберген является Свальбардское поднятие (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 Хипопен-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 выде-

ления неотектонических разломов. Сгущение эпицентров событий наблюдается в устьевой части грабена на границе континентального шельфа.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа 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.

В рассматриваемом секторе Арктического бассейна наибольшая сейсмическая активность сосредоточена в рифтовых зонах хребтов Книповича и Гаккеля (рис. 2). Своеобразный тектонический режим хребта Книповича характеризуется преобладающей сдвиговой компонентой спрединга, процессы вулканизма редуцированы, либо практически отсутствуют [18,25].

Геодинамическая обстановка в районе хребта Гаккеля определяется рядом тектонических процессов: растяжением в направлении спрединга, вертикальным напряжением, обусловленным поднятием вещества из недр, и продвижением рифта [25,20,32-35]. Сейсмический пункт на арх. ЗФИ позволяет нам рассматривать более детально сейсмическую активность хребта Гаккеля.

Сейсмический мониторинг хребта Гаккеля

На батиметрической карте (рис. 3) представлена сводная информация о сейсмичности хребта Гаккеля за 2012–2014гг. по данным Архангельской сейсмической сети (АСС), местоположения вулканов, согласно [20], и основные разломы по [13,14]. За весь период наблюдений в зоне хребта Гаккеля зарегистрировано около 200 землетрясений. Большинство являются слабыми и имеют магнитуду 2.5–3.5.

При определении параметров эпицентров используются данные сейсмических станций, расположенных на арктических арх. Шпицберген и арх. ЗФИ. Региональный годограф NOES (разработан в лаборатории сейсмологии ИЭПС УрО РАН) получен по методологии приемных функций обменных волн P-receiver functions [36]. Расчет эллипсов ошибок при определении координат эпицентров показал, что для района хребта Гаккеля S=120–160 км^2. Эпицентры землетрясений в данном случае удалены от регистрирующих станций на 600–700 км, причем и азимутальное расположение станций не позволяет повысить точность локации. Сейсмический мониторинг хребта Гаккеля позволил выявить рои сейсмических событий, произошедших в течение суток (рис. 3). События соответствуют разным зонам хребта Гаккеля и отражают геодинамические процессы, протекающие в каждой из них.

В западной вулканической зоне выявлены рои сейсмических событий на океаническом дне, которые, предположительно, связываем с вулканотектонической деятельностью [23,35,37-39]. По данным АСС, сейсмические события выстраиваются вдоль довольно узкой осевой линии срединно-арктического хребта, большая часть которых приурочена к южному борту. С 29 по 30 августа 2012г. зарегистрирован рой землетрясений (13 событий) (рис. 3), предположительно связанный с активной вулканической деятельностью данной зоны.

Центральная амагматическая зона. Сейсмическая активность наблюдается в западной части рассматриваемой зоны, большая часть событий также сосредоточена на южном борту хребта Гаккеля, что сопоставимо с расчлененностью рельефа (рис. 4).

Выявлено всего два центра вулканической деятельности на 13º и 19º [18,20]. Сопоставляя с результатами картирования океанического дна, можно предположить, что роевая сейсмичность в центре рифтовой зоны связана с вулканотектоническими процессами, что подтверждается отображением события на профиле А[20]. Спад сейсмической активности наблюдается в восточной части ЦАЗ, где более сглаженный рельеф (рис. 4). Согласно [13,20], в районе изгиба оси спрединга (профиль F) образуется серия смещений в виде сдвигово-раздвиговых зон, что выражается в повышенной сейсмичности.

Восточная вулканическая зона характеризуется молодым базальтовым вулканизмом [21]. Внеосевой рельеф представлен плато-образными возвышенностями с крупными поднятиями, перпендикулярными рифтовой

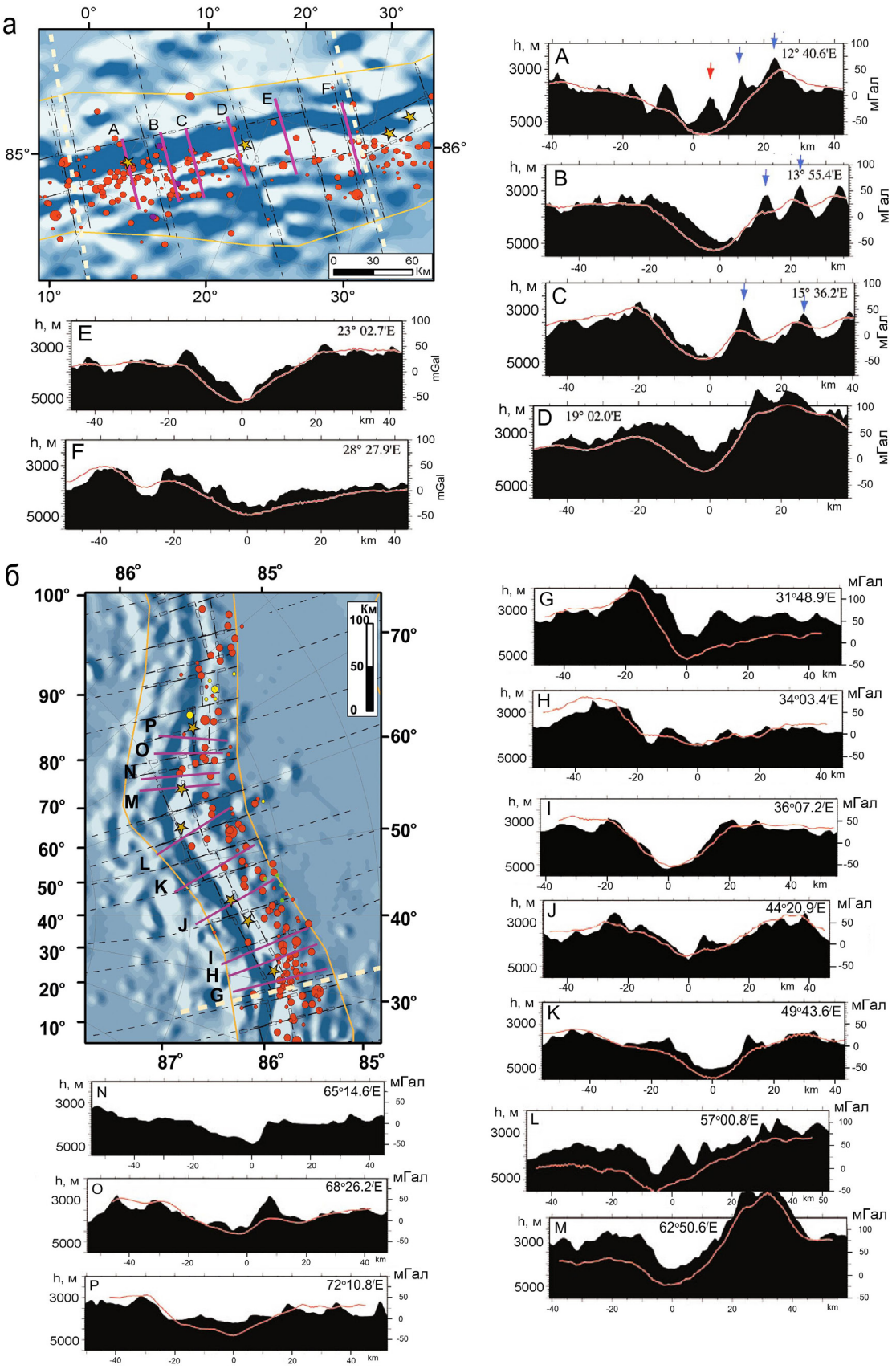

Рис. 4. Результаты картирования океанического дна по данным батиметрии и гравиметровой съемки в Центральной амагматической зоне (а) и Восточной вулканической зоне (б) и распределение сейсмических событий по данным Архангельской сейсмической сети

Буквенные отметки – линии профилей, вдоль которых проводились батиметрическая и гравиметровая съемки, согласно [20]; условные обозначения см. на рис. 3

оси [18]. Сейсмические события ВВЗ ложатся вдоль оси срединно-арктического хребта Гаккеля и приурочены к его южному борту.

Не все зарегистрированные сейсмические события привязаны к эпицентрам и включены в каталог, т. к. они были записаны только одной сейсмической станцией. В силу некорректного годографа для ВВЗ описать природу землетрясений, с привязкой к тектоническим структурам весьма затруднительно. Землетрясения распределены с одинаковой плотностью вдоль осевой линии хребта ВВЗ (рис. 4).

Обсуждение результатов

Совокупность данных о мощности литосферы, тепловом потоке и сейсмической активности по профилю, проходящему с севера на юг по меридиану 40°в.д. от хребта Гаккеля через шельф Баренцева моря и континентальную часть северной Европы, представлена на рисунке 5. Структура земной коры показана по [40,41], представление разреза литосферы выполнено Ю.Г.Шварцманом [42,43].

В районе хребта Гаккеля литосфера сокращена до 30 км и менее, мощность земной коры до 10 км, тепловой поток возрастает от 100 до 500 мВт/м^2, что характерно для зон океанического спрединга, современного вулканизма и проявления сейсмической активизации. У границы шельфа мощность литосферы увеличивается до 60 км, значения теплового потока уменьшаются до 70 мВт/м^2, идёт снижение сейсмической активности. На шельфе от арх. ЗФИ до Южно-Баренцеворской впадины мощности литосферы увеличивается до 80 км, консолидированной коры – от 15 до 25 км и осадочного слоя – до 10 км. Граница Мохо погружается до 35 км. Значения теплового потока в пределах 60–70 мВт/м^2 [42].

В Южно-Баренцевоморской впадине фоновый тепловой поток составляет 58–66 мВт/м^2 (происхождение здесь аномальных значений 114 и 196 мВт/м^2 (см. рис. 1) можно связать с влияние экзогенных факторов, например, придонных течений). В этом районе мощность литосферы сокращается до 65 км, местами – до 35 км. Согласно [44], происходит растяжение блоков литосферы, сопровождающееся тепломассопотоком из аномальной верхней мантии, астенолитов

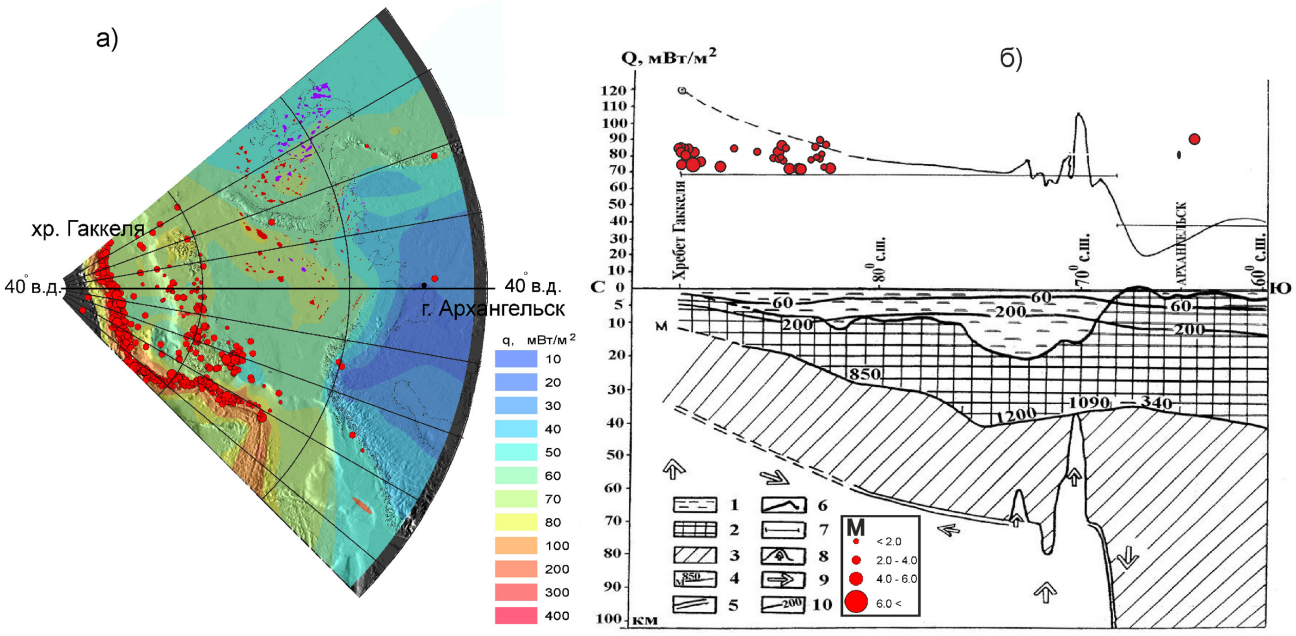

Рис. 5. Геолого-геофизический разрез литосферы по 40° в.д. (хребет Гаккеля - Архангельск) с наложением сейсмических событий

1 – осадочный слой земной коры; 2 – консолидированная земная кора; 3 – верхняя мантия литосферы; 4 – граница М и температуры на ней, °С; 5 – граница литосферы и астеносферы по геотермическим данным; 6 – график изменения теплового потока, мВт/м2; 7 – линия его фоновых значений на континенте и в океане; 8 – астенолиты; 9 – направления активного тепломассопереноса в астеносфере и преобладающих напряжений в нижней части литосферы; 10 – изотермы в верхней части земной коры, °С; 11 – эпицентры сейсмических событий и их магнитуда

или мантийных диапиров. Данные процессы, запущенные 15 млн лет назад, в силу ультрамедленных скоростей кондуктивного теплопереноса, не находят своего отражения в современной сейсмичности.

Континентальная часть профиля, проходящего через восточную окраину Балтийского щита и северные прогибы Восточно-Европейской платформы, отмечается 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. В сейсмологическом плане встречаются единичные слабые землетрясения на границах крупных тектонических структур [42,43].

Таким образом, анализ разреза по меридиану 40ºв.д. показывает хорошую корреляцию между строением литосферы и значениями теплового потока. Данные о сейсмичности отражают активизацию процессов проявления новейшей тектонической активности Арктического бассейна.

Выявляется тенденция приуроченности структур и месторождений углеводородов к зонам повышенного термического потенциала [25]. Исходя из особенностей строения, тектонической позиции и геодинамической эволюции бассейны Западно-Арктического шельфа можно отнести к окраинно-континентальным рифтогенным. Их возникновение и развитие связаны с неоднократно проявлявшимися этапами растяжения земной коры. Все это позволяет сделать прогноз на обнаружение нефтематеринских слоев и на севере Баренцевоморского шельфа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 14-05-93080 и 14-05-00012, РФФИ и Правительства Архангельской области регионального конкурса «Север» в рамках научного проекта № 14-05-9880, Минобрнауки России – соглашение о предоставлении субсидии № 14.610.21.0006 и темы НИР 0410-2014-0031.

Список литературы

1. Грамберг И.С., Супруненко О.И., Лазуркин Д.В. Нефтегазовый потенциал Северного Ледовитого океана / Сб. «Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне», СПб, ВНИИОкеангеология, 2000. С. 5–19.
2. Методические и экспериментальные основы геотермии. М., Наука, 1983. С. 181–185.
3. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г. Тепловое поле Баренцевоморского региона. Апатиты, 1992. с. 114.
4. Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцевоморский и Белорусско-Прибалтийский регионы) / Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 2005. 42 с.
5. Вержбицкий Е.В. Геотермический режим, тектоника дна и температуры генерации углеводородов в восточной части Баренцева моря // Геотектоника, 2002, №1, С.76–85
6. Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей. М.: ГЕОС, 2013. 232 с.
7. 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. 1–7.
8. Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна //Геотектоника, 2003. №3, С.79-96.
9. 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.
10. Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск. Наука. 1987. 196 с.
11. Фролов И.Е., Ашик И.М., Соколов В.Т. Гидрофизические характеристики придонного слоя глубоководных районов Арктического бассейна Северного ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики. № 75. 2007. С. 35–42.
12. Обзорная карта Баренцева и Карского морей, 2006.
13. Тектоническая карта северной полярной области Земли, гл. ред. Б.Х. Егиазаров, масштаба 1:5 000 000 // ВСЕГИИ, Ленинградская фабрика объединения «Аэрогеология», 1975
14. Атлас “Геология и полезные ископаемые шельфов России” Гл. ред. М.Н. Алексеев. Москва: Научный мир, 2004.108 с. ISBN 5-89176-239-0;
15. Crane K., Sundor E., Foucher J.-P., Hobart M., Myhre A. M., LeDouran S. Thermal evolution of the Western Svalbard

Margin // Marine Geophysical Researches. 1988. №9. P. 165–194.
16. Eldholm O., Sundvor E., Vogt P. R., Hjelstuen B.O., Crane K., Nilsen A.K., Gladczenko T.P. SW Barents Sea continental margin heat flow and Haskon Mosby Mud Volcano // Geo-Marine Letters. 1999. V. 19. P. 29–37.
17. Ахмедзянов В.Р., Ермаков А.В., Хуторской М.Д. Новые данные о тепловом потоке Северной Атлантики // Доклады академии наук, 2012, т. 442, № 1, с. 112–117
18. Дубинин Е.П., Кохан А.В., Сущевская Н.М. Тектоника и магматизм ультрамедленных спрединговых хребтов // Геотектоника, 2013, № 3, с. 3–30
19. Отчет «Составление сводных геологических карт кайнозойских отложений масштаба 1:1000 000 южной части Баренцева моря и внедрения их в АКМГЭ ВИНПО «Союзморинжгеология» и МАГЭ ПГО «Севморгеология» на 1987–1989 гг.» / Отв. испол. Костин Д.А. и др. в 2 кн., Росгеолфонд, 1989.
20. Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkel ridge, Arctic ocean // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 174. P. 1153–1173
21. Cochran J.R., Kurras G.J., Edwards M.H., Coakley B.J. The Gakkel Ridge: bathymetry, gravity anomalies and crustal accretion at extremely slow spreading rates // JGR. 2003. Vol. 108. P. 2116–2137.
22. Michael P.J., Langmuir C.H., Dick H.J. et al. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2003. Vol. 423. P. 956–961
23. Müller C, Jokat W (2000) Seismic evidence for volcanic activity discovered in Central Arctic. EOS Trans AGU 81(24):265–269
24. Жолондз А.С., Яновская Т.Б. Новейшие данные о сейсмичности глубоководной части Северного Ледовитого океана // Проблемы Арктики и Антарктики №2 (88). 2011.
25. Аветисов Г.П. Сейсмоактивные зоны Арктики // Комитет РФ по геологии и исследованию недр ВНИИ Океанология, Спб.:1996. 186 с.
26. Ассиновская Б.А. Сейсмичность Баренцева моря. М.: 1994. 123 с.
27. Morozov A.N., Konechnaya Y.V. // Journal of Seismology. 2013, V. 17, Iss. 2, pp. 819–827.
28. Ассиновская Б.А., Соловьев С.Л. // Физика Земли. 1993. № 2. С 23–37.
29. Юдахин Ф.Н. Французова В.И., Николаев А.В., Морозов А.Н. Сейсмичность Архангельской области: контроль природных и техногенных катастроф и процессов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2009, №3, С. 1–11.
30. Ringdal, F. et al // NORSAR Scientific Report No. 2-2004, P. 28–40, 2004.
31. BaranovS.V. Modeling and simulating an aftershock process caused by a strong earthquake in the Barents Sea shelf // Russ. J. Earth. Sci. 2011.Vol. 12. P. 1–9. doi: 10.2205/2011ES000502.
32. Coakley B.J., Cochran J.R., 1998. Gravity Evidence of very thin crust at the Gakkel Ridge (Arctic Ocean), Earth planet. Sci. Lett., 162,81–95;
33. Jokat, W. & Schmidt-Aursch, M.C., 2007. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean, Geophys. J. Int., 168, 983–998.
34. Jokat, W., Ritzmann, O., Schmidt-Aursch, M.C., Drachov, S., Gauger, S. & Snow, J.E., 2003. Geophysical evidence for reduced melt production on the Arctic ultraslow Gakkel mid-ocean ridge, Nature, 423, 962–965;
35. Schlindwein V, Müller C, Jokat W (2005) Seismoacoustic evidence for volcanic activity on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. Geophys Res. Lett 32:L1830. doi:10.1029/2005 GL023767
36. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1977. V.15. P. 39–45.
37. Schlindwein V., Riedel C. (2009). The 1999–2001 explosive volcanic episode on Gakkel Ridge, Arctic Ocean: reconstruction of the volcanic events from multidisciplinary observations. Geochem Geophys Geosyst.
38. Sohn R.A. et al (2008) Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean. Nature 453: 1236–1238/
39. Tolstoy M, Bohnenstiehl DR, Edwards MH, Kurras GJ (2001) Seismic character of volcanic activity at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge. Geology 29: 1139–1142
40. Карта поверхности мантии Евразии. Масштаб 1:15 000 000 / Гл. ред. В. Белоусов. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 1987.
41. Карта рельефа поверхности фундамента Евразии. Масштаб 1:15 000 000 / Гл. ред. В. Белоусов. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 1987.
42. Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблеммы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 408 с.
43. 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.
44. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 С.