

УДК 550.83.015(261-17)

ВЛИЯНИЕ ИСЛАНДСКОГО ГОРЯЧЕГО ПЯТНА НА ОСЕВУЮ ЗОНУ ХРЕБТА РЕЙКЪЯНЕС: ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

© 2009 Н.И. Гуревич¹, С.А. Меркурьев²

¹Санкт-Петербургская Лаборатория Геологического института РАН,
190121, Санкт-Петербург; e-mail: n.gur@mail.ru

²Санкт-Петербургский филиал Института Земного магнетизма и распространения радиоволн РАН,
199034, Санкт-Петербург; e-mail: sam_hg@hotmail.com

Для определения влияния Исландского горячего пятна на морфологические и геофизические характеристики оси хребта Рейкьянес выполнено сопоставление этих характеристик с характеристиками участков осевых зон быстросредингового Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) и медленносредингового Срединно-Атлантического хребта (САХ), удаленных от горячих пятен. Проведенное сопоставление показало, что отличительными чертами хребта Рейкьянес, не свойственными ВТП и САХ, являются: косой спрединг, связанный с направлением оси хребта на горячее пятно; монотонное увеличение мощности коры, сопровождающееся уменьшением величины мантийной аномалии Буге и воздыманием дна оси при приближении к горячему пятну; локальные вариации глубин дна; отсутствие четкой сегментации. Локальные изменения мощности коры и мантийных аномалий Буге у оси хребта Рейкьянес малы, как у ВТП, в отличие от САХ. На юге хребта Рейкьянес выявлена коровая магматическая камера, отсутствующая у САХ.

Ключевые слова: хребет Рейкьянес, горячее пятно, ось, морфологические, геофизические характеристики.

ВВЕДЕНИЕ

Цель данной работы – определение влияния Исландского горячего пятна на морфологию, строение коры, характер гравитационных и магнитных аномалий и их вариации вдоль осевой зоны хребта Рейкьянес. Для достижения поставленной цели выполнено сопоставление морфологических и геофизических характеристик осей медленносредингового хребта Рейкьянес с характеристиками быстросредингового и медленносредингового срединно-океанических хребтов (СОХ), не подверженных влиянию горячих пятен. При описании перечисленных характеристик хребта Рейкьянес использованы опубликованные результаты исследований зарубежных авторов. В качестве быстросредингового хребта выбрана наиболее изученная часть Восточно-Тихоокеанского поднятия от 2° до 13° с.ш. На этом участке НПО «Севморгеология» проведены региональные и детальные геолого-геофизические съемки. Морфология осевой зоны хорошо изучена при проведении батиметрических работ американскими учеными. Детальными сейсмическими и гравиметрическими наблюдениями американскими геофизиками определено строение коры и верхней части верхней мантии на отрезке оси от 8°40' до 13° с.ш. Основная информация о геофизических полях у оси медленносредингового СОХ почерпнута из систематических геофизических исследований на Канаро-Багамском геотраверсе, выполненных сотрудниками НПО «Севморгеология» совместно с ВНИИОкеангеология в Северной Атлантике между 24° и 29° с.ш. Кроме того, привлекались зарубежные морфологические и геофизические данные по осевой зоне САХ, полученные как в районе геотраверса, так и за его пределами.

Накопленные к середине 90-х годов батиметрические данные показали, что там, где абсолютные глубины осей СОХ не отличаются заметно от средних значений (2000–3000 м), при полной скорости раскрытия дна $S = 2.0\text{--}3.6$ см/год у осей возникает рифтовая долина, а при $S = 6.5\text{--}16.0$ см/год – осевое топографическое поднятие (Malinverno, 1993). Исключения из этой

трических работ американскими учеными. Детальными сейсмическими и гравиметрическими наблюдениями американскими геофизиками определено строение коры и верхней части верхней мантии на отрезке оси от 8°40' до 13° с.ш. Основная информация о геофизических полях у оси медленносредингового СОХ почерпнута из систематических геофизических исследований на Канаро-Багамском геотраверсе, выполненных сотрудниками НПО «Севморгеология» совместно с ВНИИОкеангеология в Северной Атлантике между 24° и 29° с.ш. Кроме того, привлекались зарубежные морфологические и геофизические данные по осевой зоне САХ, полученные как в районе геотраверса, так и за его пределами.

закономерности обнаружены на тех участках СОХ, где абсолютные глубины оси значительно отличаются от указанных.

Модель корового генезиса, включающая аккрецию коры и ее гидротермальное остывание, позволила Дж. Фиппсу Моргану и Дж. Чену (Morgan, Chen, 1993) заключить, что осевую морфологию рельефа дна контролирует термальная структура у оси, которая, в свою очередь, является функцией и скорости спрединга, и интенсивности магматического снабжения. У оси ВТП повышенная температура, и как следствие, пониженная плотность коры и верхней мантии связана с быстрым спредингом. За счет плавучести более легких разогретых пород изостатически поддерживается осевое вулканическое поднятие. У оси медленносредингового САХ температура коры и верхней мантии ниже, а плотность выше, жесткий литосферный слой имеет большую мощность. В таких условиях за счет тектонического растяжения образуется рифтовая долина (Глубинное строение..., 1998). У хребта Рейкьянес, даже при медленном спрединге, из-за влияния Исландского горячего пятна, от которого под ось хребта поступает поток разогретой астеносферы, аномально мелкие глубины, а в северной части хребта, наиболее приближенной к горячему пятну, осевое поднятие.

Совместный анализ морфологических и геофизических характеристик осевых зон ВТП и САХ, наряду с геологическими данными, позволил установить некоторые особенности вулканотектонического режима у их осей. Поэтому сравнение морфологических и геофизических характеристик осевой зоны хребта Рейкьянес с характеристиками осевых зон ВТП и САХ (чему посвящена данная статья и что в полном объеме еще сделано не было) представляет определенный интерес.

МОРФОЛОГИЯ СОПОСТАВЛЯЕМЫХ СОХ

Хребет Рейкьянес. Системами SeaMARC II и Hydrosweep, а на локальных участках придонной съемкой зарубежные исследователи покрыли осевую зону хребта и примыкающей с юга части САХ от 55°50' с.ш. до 63° с.ш. (Appelgate, Shor, 1994; Lee, Searle, 2000; Parson et al., 1993; Peirce et al., 2005). Самая северная часть хребта, между 63° и 63°40' с.ш. была объектом детальных батиметрических и геолого-геофизических исследований в 1975 году (Sempere et al., 1990). Отечественными батиметрическими работами с однолучевым эхолотом ось хребта исследована от 56.7° до 60.9° с.ш. Эти медленные СОХ ($S = 2$ см/год) разделяют литосферные плиты Евразийскую и Северо-Американскую. Простираение северной части САХ составляет 5° и

является ортогональным направлению спрединга. У 56°47' с.ш. ось спрединга меняет простираение на 31° по часовой стрелке, отделяя «ортогональный» САХ от «косого» хребта Рейкьянес (рис. 1). Изгиб совпадает с трансформным разломом Байт, у которого ось спрединга смещается вправо на 15 км вдоль единого линейного разлома, ориентированного почти параллельно направлению спрединга.

Между 58°50' и 59° с.ш. отмечается переход от рифтовой долины на юге к осевому поднятию на севере, делящий хребет Рейкьянес на «южный» и «северный». Осевая глубина «северного» хребта Рейкьянес к северу от 61° с.ш. составляет в среднем 900 м и увеличивается к югу, достигая у южной части осевого поднятия примерно 1200 м, а у зоны разлома Байт 2500 м (рис. 2) (Appelgate, Shor, 1994; Peirce et al., 2005; Searle et al., 1998). На длинноволновое изменение глубины наложены вариации глубин 2-го порядка. В «южном» хребте Рейкьянес ось спрединга лежит в рифтовой долине. Вертикальный рельеф между фланговыми рифтовыми горами и наиболее глубокими бассейнами составляет 1300 м. Современная вулканическая активность сосредоточена во внутренней долине шириной 6–8 км, ограниченной обращенными внутрь нормальными разломами. Внутренняя долина на 100–500 м глубже внешней. (Appelgate, Shor, 1994).

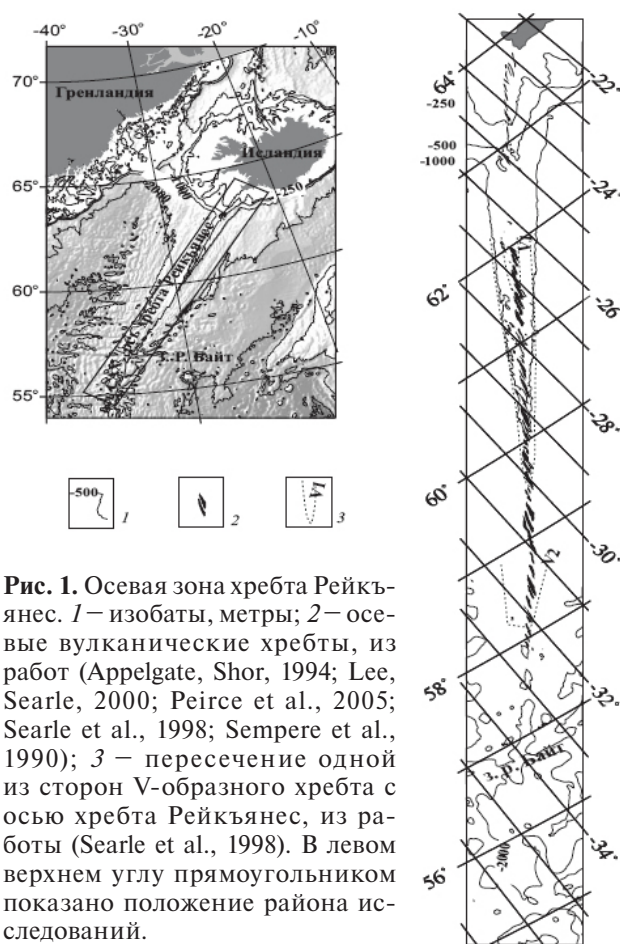


Рис. 1. Осевая зона хребта Рейкьянес. 1 – изобаты, метры; 2 – осевые вулканические хребты, из работ (Appelgate, Shor, 1994; Lee, Searle, 2000; Peirce et al., 2005; Searle et al., 1998; Sempere et al., 1990); 3 – пересечение одной из сторон V-образного хребта с осью хребта Рейкьянес, из работы (Searle et al., 1998). В левом верхнем углу прямоугольником показано положение района исследований.

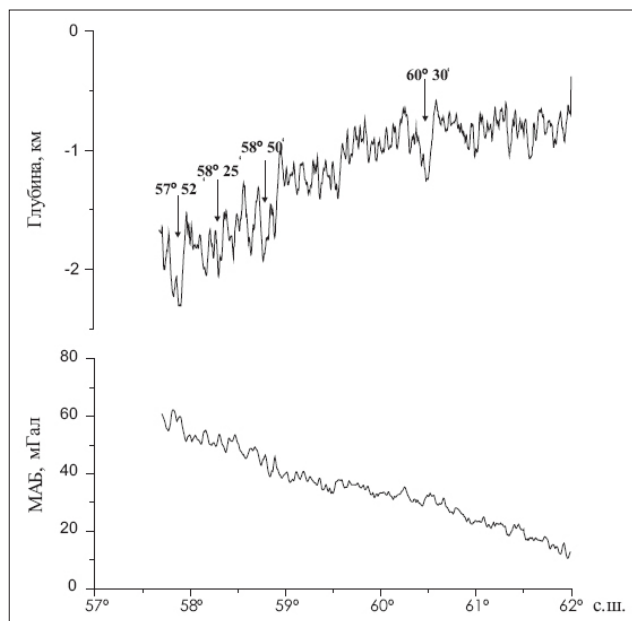


Рис. 2. Профили рельефа дна и мантийной аномалии Буге вдоль оси хребта Рейкъянес. Положение оси хребта получено путем стыковки профилей длиной 100 км, проходящих через гребни осевых вулканических хребтов. Стрелки указывают углубления дна на оси, которые могут отмечать границы сегментов. Большинство локальных батиметрических поднятий длиной примерно 10 км являются индивидуальными осевыми вулканическими хребтами, из работы (Searle et al., 1998).

Вдоль оси повсеместно распространены эшелонированные, смещающиеся вправо осевые вулканические хребты, практически перпендикулярные к направлению спрединга, протяженностью от 5 до 45 км, шириной 0.5–6 км, перекрывающиеся на 1/3, иногда 1/2 их длины (рис. 1). Их высота варьирует вдоль оси. Самые высокие (около 300–500 м) находятся в пределах рифтовой долины, где литосфера более прочная. Большие осевые вулканические хребты появляются у $61^{\circ}30'$ с.ш., к северу от пересечения хребта Рейкъянес с северным V-образным хребтом (Parson et al., 1993; Peirce et al., 2005). Здесь они локально достигают глубины менее 550 м. В самой северной части хребта, к югу от Исландии вулканические хребты высотой около 100 м и шириной у основания ~ 3 км наложены на ровное плато глубиной от 500 м до менее 250 м (Sempere et al., 1990). Вдоль оси отмечается большое разнообразие форм осевых вулканических хребтов и состояний их деформаций. Исследовано 42 осевых хребта и выделены их типы, соответствующие вулканическим конструкционным и тектоническим деструкционным периодам (Parson et al., 1993). В осевой зоне хребта Рейкъянес выявлены сбросы. Они перпендикулярны направлению спрединга в неовулканической зоне, но становятся параллельными хребту за ее

пределами (Peirce et al., 2005). Количество сбросов значительно больше в «южном» хребте, чем в «северном» (Lee, Searle, 2000).

Хотя близость к Исландскому горячему пятну подавляет сегментацию хребта Рейкъянес, он имеет морфологические вариации, включающие поднятия и углубления дна. Эти морфологические особенности, а также характер осевых вулканических хребтов исследователи посчитали признаками сегментации осевой зоны хребта (Appelgate, Shor, 1994; Peirce et al., 2005; Searle et al., 1998).

Восточно-Тихоокеанское поднятие. Отрезок оси от 2° до 13° с.ш., является дивергентной границей между плитами Тихоокеанская и Кокос и ориентирован ортогонально направлению спрединга (рис. 3). В осевой зоне скорость спрединга увеличивается в южном направлении от 10.4 до 14.0 см/год. По американским наблюдениям многолучевым эхолотом Seabeam и детальным геолого-геофизическим работам НПО «Севморгеология» на семи полигонах осевая зона характеризуется протяженным вулканическим поднятием шириной от 2 до 10 км и высотой 200–400 м. Неовулканическая зона занимает узкий регион (0.5–2.0 км) вдоль вершины поднятия. Осевое поднятие имеет три различных формы сечения, коррелирующие с осевыми глубинами: треугольную, приуроченную к заглубленным участкам оси – результат небольшого магматического снабжения; трапециевидную, связанную с более мелкими осевыми глубинами – показатель обильного снабжения магмой, и промежуточную – куполовидную (Макдональд, Фокс, 1990; Сульфидное..., 1992). Эта часть ВТП делится на сегменты четырех порядков (Макдональд, Фокс, 1990). Границами сегментов являются: зоны разломов Клиппертон и Сикейрос (границы 1-го порядка), 12 перекрытий центров спрединга (ПЦС), 4 из которых относятся к крупным (границы 2-го порядка) и 8 к мелким (границы 3-го порядка), и множество девелов (границы 4-го порядка). У всех границ сегментов отмечаются локальные погружения дна (рис. 3). Все перечисленные виды морфоструктурных границ могут быть и петрологическими границами. Поэтому их происхождение связывают с процессами снабжения магмой. Трансформные разломы существуют десятки – сотни млн. лет. Характер сегментации 2-го порядка у оси ВТП меняется за период 0.3–0.8 млн лет (Гуревич, Машенков, 1998; Сульфидное..., 1992).

По глубинному уровню и продольной форме осевого поднятия (купол, асимметричный купол, прямоугольник) данный отрезок ВТП делится на семь сегментов разного порядка, границами которых являются ПЦС $11^{\circ}45'$, разломы Клиппертон ($10^{\circ}16'$) и Сикейрос ($8^{\circ}21'$), ПЦС 5° , $3^{\circ}36'$ и

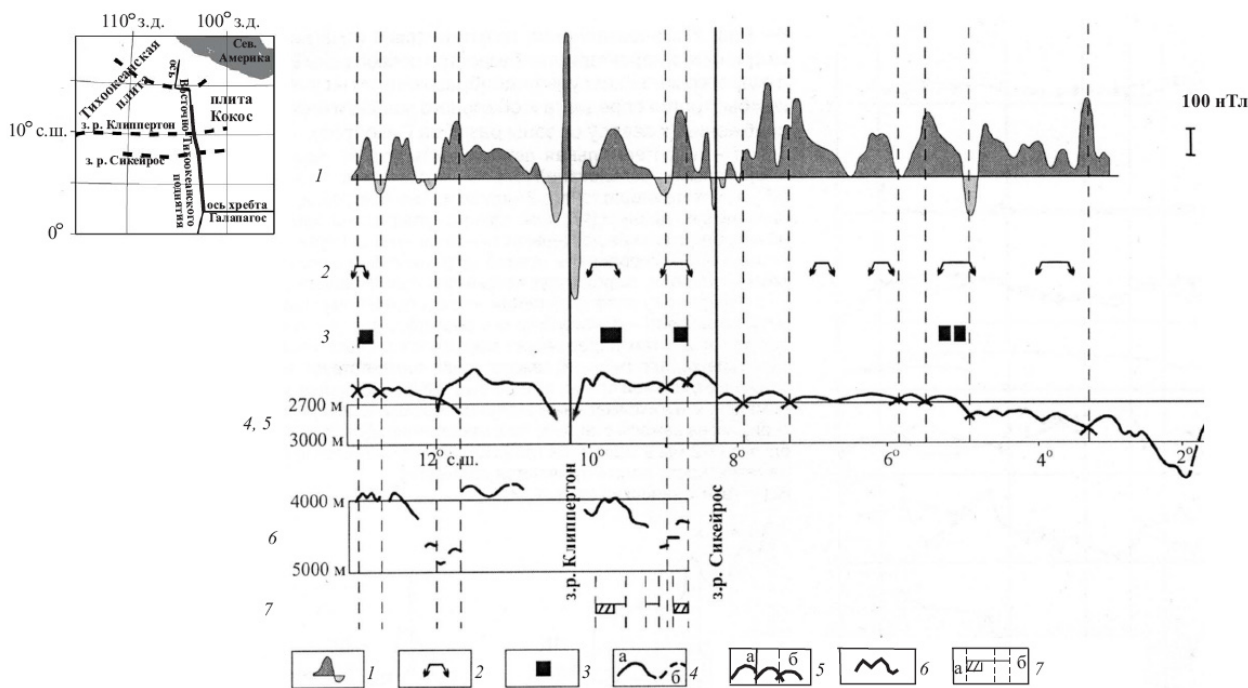


Рис. 3. Некоторые характеристики осевой зоны ВТП от 2° до 13° с.ш., из работы (Гуревич, Машенков, 1998). 1 – график аномального магнитного поля (ΔT) вдоль оси (по материалам НПО «Севморгеология»); 2 – положение полигонов детальных исследований НПО «Севморгеология»; 3 – вулканические центры; 4 – рельеф вдоль оси осевого вулканического поднятия (обобщение по литературным данным выполнено И.М. Порошиной), а – достоверный, б – неточный; 5 – границы сегментов, а – пересечение оси трансформными разломами, б – перекрытия центров спрединга; б – распространение вдоль оси кровли коровой магматической камеры, по (Detrick et al., 1987); 7 – участки с дефицитом масс под Мохо по мантийным аномалиям Буге, по (Varth et al., 1991), а – менее -6 мГал, б – от -6 мГал до -4 мГал. Вверху слева – положение района исследований (показано утолщенной линией на оси ВТП).

3° с.ш. В трех северных сегментах, к северу от зоны разлома Сикейрос, минимальны глубины дна: 2500-2600 м, часто встречается трапецевидное, иногда куполообразное, но в основном, широкое сечение. К югу от зоны разлома Сикейрос, в 4-ом сегменте гребень хребта глубже примерно на 170 м по сравнению с северными сегментами. Сечение осевого поднятия сильно меняется вдоль оси. В 5-м и 6-м сегментах глубина оси увеличивается еще на 100 м, а в 7-м сегменте, у тройного сочленения с Галапагосской осью спрединга, становится равной 3000 м и более. Это означает, что к северу от зоны разлома Сикейрос магматический бюджет больше, чем к югу. Перепады глубин осевого поднятия, за исключением границ сегментов 1-го и 2-го порядков, колеблются в интервале ~ 250 м и не зависят от изменения глубин дна и скорости спрединга.

Срединно-Атлантический хребет. Медленоспрединговый САХ ($S = 2.5$ см/год) между 24° и 29° с.ш. является большей частью сегмента 1-го порядка между трансформными разломами Кейн (к югу от участка) и Атлантис (к северу от участка) (Глубинное..., 1998). Его ось – это дивергентная граница между Африканской и Северо-Американской плитами (врезка на рис. 4).

Вдоль оси хребта отчетливо прослеживается рифтовая долина шириной 10-40 км. Ширина дна долины изменяется от 2 до 18 км с преобладающими значениями 5-10 км. Глубина дна долины постепенно увеличивается от 3000 м в северной части геотраверса до 4500 м в южной. Рельеф дна долины сформирован вулканическими и тектоническими процессами. Там, где преобладает вулканизм, он строит вулканические хребты, состоящие из отдельных многочисленных вулканов, общее число которых на участке 24°-30° с.ш. достигает 481 (Smith, Cann, 1992). Направление оси рифтовой долины сохраняется к северу от 25° с.ш. и имеет северо-восточное простирание с азимутом ~ 30°, ортогональное направлению спрединга. В днище рифтовой долины видны проявления тектоники: узкие линейные впадины на вершинах хребтов, тектонические трещины. Их параллельность рифтовой долине позволяет считать их следствием растяжения, ориентированного по направлению спрединга. В бортах рифтовой долины преимущественно развиты ступенчатые склоны высотой от 500 м до 2000 м. Ступени ограничены разломами, падающими к рифтовой долине.

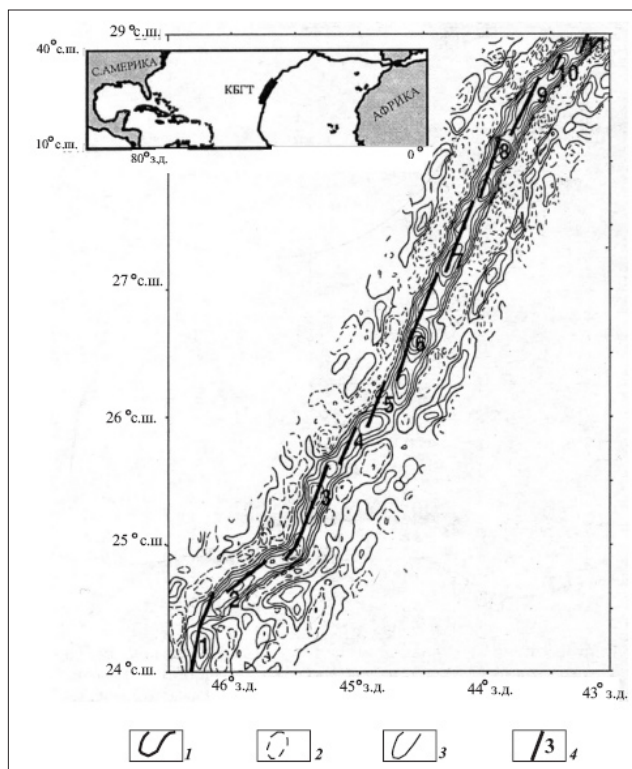


Рис. 4. Карта изолиний аномального магнитного поля (ΔT), с редукцией к полюсу, осевой зоны САХ в полосе Канаро-Багамского геотраверса, из работы (Гуревич, Машенков, 1998). Сечение изодинам 100 нТл. 1 – нулевая изодинама; 2 – отрицательные значения; 3 – положительные значения; 4 – положение оси с номерами сегментов, по (Sempere et al., 1993), с изменениями. На врезке – положение района исследований.

По материалам исследований на Канаро-Багамском геотраверсе данный участок САХ разделен на 11 сегментов 2-го порядка длиной от 24 до 104 км (рис. 4). Границами 2-го порядка являются нетрансформные смещения, проявляющиеся в рельефе дна как поперечные депрессии, протягивающиеся до коры возраста 10 млн. лет (Sempere et al., 1993). Величина смещений от 6 до 14 км. Часто эти депрессии расположены косо к рифтовой долине, отражая (как и на ВТП) развитие или угасание сегментов. У концов сегментов происходит углубление днища (на 300–500 м) и расширение рифтовой долины, тогда как в центральной части отмечается сужение рифтовой долины и ее днища и воздымание дна. В модели магматического бюджета принимается, что генерация расплава из верхней мантии возрастает под центральными, приподнятыми участками сегментов и затухают на их концах (Макдональд, Фокс, 1990).

СТРОЕНИЕ КОРЫ СОПОСТАВЛЯЕМЫХ СОХ

Хребет Рейкъянес. В «северном» хребте сейс-

мические исследования выполнены к северу от 61° с.ш. и до полуострова Рейкъянес (Smallwood et al., 1995; Smallwood, White, 1998; Weir et al., 2001). Профиль сейсмических наблюдений методом преломленных волн (ПВ) пересекает хребет у 59.5° с.ш. В центральной части «южного» хребта Рейкъянес, между 57°33' и 57°53' с.ш. широкоугольные сейсмические профили вдоль и вкрест оси с океаническими донными сейсмометрами и работами методом отраженных волн (ОВ) сопровождалось электромагнитным и магнитотеллурическим зондированием (Sinha et al., 1998). В перечисленных районах «северного» хребта выявлена океаническая кора повышенной мощности. Мощность коры нулевого возраста равна 12 км на широте 63° с.ш., 11 км у 62°40' с.ш., 10–8.4 км между 62° и 61° с.ш. К северу от 61° с.ш. слой 2А имеет среднюю мощность 0.5 км, варьируя от 700 м под осевыми вулканическими хребтами до менее 200 между ними. Средняя мощность верхней коры к северу от 62°40' составляет 4.4 ± 0.2 км, нижней коры 8.1 ± 0.9 км. Скорость в нижней коре от 6.5 до 7.2 км/с. Мантийные скорости равны 7.7–7.9 км/с, хотя они определены недостаточно точно. В районе исследований не обнаружено коровой магматической камеры. Тем не менее, максимальная глубина землетрясений здесь составляет 8–10 км, оставаясь в коре. Таким образом, значительная часть нижней коры может быть достаточно горячей, что препятствует вариациям мощности коры (Smallwood, White, 1998; Weir et al., 2001).

Коровая магматическая камера выявлена в «южном» хребте Рейкъянес, где мощность коры равна 7–7.5 км (Sinha et al., 1998). Геофизические результаты эксперимента дали убедительные доказательства наличия значительного объема флюида под осевым вулканическим хребтом у 57°45' с.ш., и в коре, и на глубине более 50 км в мантии. На глубине 2.5 км от дна выявлена линза с очень низкой скоростью продольных сейсмических волн, заполненная большей частью базальтовым расплавом. Частично раскристаллизованная «каша» протягивается вниз от линзы до глубины 1 км над Мохо. По величине электрического сопротивления фракция расплава в зоне не менее 20%.

Восточно-Тихоокеанское поднятие. Наиболее качественные сейсмические данные методом ПВ, полученные после 1970 года, демонстрируют, что в районах с быстрым спредингом мощность коры в среднем равна 6 км и имеет незначительный разброс значений (Гуревич, Машенков, 1998). При этом мощность 2-го океанического слоя, в основном, не превышает 2 км. Первые же сейсмические исследования методом ПВ выявили низкоскоростную коровую зону под осью ВТП к северу от зоны разлома Сикейрос.

Детальные исследования ПВ в районе 9°20'–9°50' с.ш. обнаружили у кровли низкоскоростной зоны реальную коровую магматическую камеру, где сейсмические волны ведут себя как в жидкости: скорость продольных сейсмических волн < 3 км/с, поперечных = 0 (Vera et al., 1990). Кровля коровой магматической камеры создает сильный рефлектор, что позволило проследить распространение камеры методом ОБ между 8°50' и 13°30' с.ш. (Detrick et al., 1987) (рис. 3). Глубина рефлектора от дна колеблется от 1.2 до 2.1 км. Коровая магматическая камера прерывиста. Она отсутствует у зоны разлома Клиппертон, углубляется или прерывается у границ сегментов более высоких порядков, может отсутствовать под отдельными сегментами 4-го порядка.

Сейсмические исследования показали, что расплав у оси ВТП может также находиться под Мохо, в виде силлов у Мохо, а в отдельных районах на очень высоком уровне над коровой камерой. Распространение вдоль оси мантийных диапиров и коровой магматической камеры не всегда совпадают, что свидетельствует о миграции расплава вдоль оси на коровых уровнях или у Мохо (Barth et al., 1991).

Поданным сейсмологии в пределах ВТП хрупкий литосферный слой простирается только до глубин 2–3 км от дна (Huang, Solomon, 1998). Следовательно, нижняя кора ВТП, как и северной части хребта Рейкьянес, является разогретой.

Срединно-Атлантический хребет. Сейсмические исследования методом ПВ обнаружили значительные колебания мощности коры в сегментах медленноспрединговых СОХ (Chen, Sandwell, 1990), в основном за счет 3-го океанического слоя. У концов сегментов 2-го порядка кора на 1–4 км тоньше, чем в центрах. Устойчивые магматические камеры под осью САХ выявлены не были, даже в районе МАРК к югу от зоны разлома Кейн, где обнаружена высокотемпературная зона и массивное гидротермальное поле Снейк Пит. Это означает, что если камеры и существуют вдоль низкоскоростных хребтов, то они являются небольшими и короткоживущими (Detrick et al., 1990). Непосредственно под медианным вулканическим поднятием в ряде районов САХ выделяется зона низких скоростей, что свидетельствует о более горячей и слабой коре. При этом уменьшения скоростей не превышают 10–20% (Purdy, Detrick, 1986). Сейсмологические наблюдения показывают, что землетрясения под рифтовой долиной могут происходить до глубин 8 км, свидетельствуя о хрупком, в целом, разрезе коры. Положительная корреляция между глубинами землетрясений, глубинами дна у оси рифтовой долины и скоростными характеристиками коры означает, что приподнятые участки рифта подстилаются разогретой корой, где более

высокая температура приводит к понижению скоростей упругих волн (Kong et al., 1992).

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОПОСТАВЛЯЕМЫХ СОХ

Хребет Рейкьянес. Гравитационные аномалии измерены американскими геофизиками в разных круизах на 337 субширотных профилях, отстоящих на 3.5–5 км, увязаны и гридированы. У оси хребта аномалии в свободном воздухе (Δg св.в.) отражают топографию, свидетельствуя, что топография не полностью изостатически уравновешена и частично динамически поддерживается процессами, связанными с мантийным плюмом (Peirce et al., 2005). Наилучшее соответствие наблюдаемой гравитационной аномалии дает модель, в которой мощность коры, равная 7.1 ± 0.8 км, повышается к северу от 59° с.ш., плотность коры постоянна и = 2.75 г/см^3 , плотность мантии уменьшается постепенно к северу от 3.30 до 3.23 г/см^3 (Peirce et al., 2005).

Величина мантийной аномалии Буге уменьшается вдоль оси в северном направлении от 45 мГал у 57°25' с.ш. до -10 мГал у 62° с.ш., подтверждая, что кора становится толще, а мантия менее плотной к северу (рис. 2). Наибольшая коротковолновая вариация аномалии составляет 8 мГал у нетрансформного смещения у 57°50' с.ш. Минимум мантийной аномалии Буге следует простиранию хребта Рейкьянес, свидетельствуя, что снабжение магмой происходит вдоль его оси, а осевые вулканические хребты являются отводами в этом апвеллинге (Peirce et al., 2005; Searle et al., 1998).

Над многими осевыми хребтами наблюдаются аномалии «бычий глаз», но с меньшими амплитудами, чем на других участках САХ.

Восточно-Тихоокеанское поднятие. Гравиметрические аномалии в свободном воздухе ВТП взяты с «Гравиметрической карты Тихого океана» в редукции в свободном воздухе по осредненным в $1^\circ \times 1^\circ$ трапециях значениям аномалий силы тяжести масштаба 1: 12 000 000 (Красюкова, Гаврюшова, 1985). За основу карты взят «Морской атлас гравитационных аномалий в свободном воздухе» масштаба 1:5 000 000 (Bowin et al., 1982), дополненный или исправленный результатами работ, не вошедших в атлас. На этой карте ВТП не проявляется в гравитационных аномалиях в свободном воздухе, означая, что в региональном масштабе его кора изостатически скомпенсирована. Мантийные аномалии Буге варьируют в сегментах 2-го порядка на 6–20 мГал. Отрицательные аномалии пространственно совпадают с рефлекторами под Мохо. Вместе сейсмические и гравиметрические данные позволяют заключить, что примерно в двух

километрах под Мохо расположены мантийные диапиры, сегментированные вдоль оси, с разным процентом расплава (Barth et al., 1991).

Срединно-Атлантический хребет. При работах на Канаро-Багамском геотраверсе был создан опорный каркас гравиметрических профилей. Субширотные маршруты отстояли на 15-20 км, над отдельными участками гребневой зоны хребта на 5-10 км (Глубинное..., 1998). К рифтовой долине САХ приурочен минимум гравитационной аномалии в свободном воздухе — свидетельство того, что в литосфере существуют некомпенсированные эффекты.

Медленноспрединговый САХ характеризуется интенсивными отрицательными изометричными мантийными аномалиями Буге «бычий глаз» над поднятиями рельефа в центрах сегментов и уменьшениями интенсивности отрицательных аномалий у концов. Величина их изменений в сегментах 2-го порядка составляет 30–60 мГал. Там, где выполнялись сейсмические исследования, они показали, что вариации мантийных аномалий Буге соответствуют вариациям мощности коры: аномалии уменьшаются на участках с увеличенной мощностью коры и растут при уменьшении ее мощности (Detrick et al., 1995). Исследования показали отсутствие типичных аномалий «бычий глаз» в южной части геотраверса. Это может означать пониженную, по сравнению с северной частью, мощность коры и режим тектонического растяжения у оси.

МАГНИТОМЕТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СОПОСТАВЛЯЕМЫХ СОХ

Хребет Рейкъянес. Систематические американские гидромагнитные съемки, дополненные данными канадских аэромагнитных работ, покрыли осевую часть хребта от 57° до 63°40' с.ш. (Lee, Searle, 2000; Searle et al., 1998). Вдоль оси хребта Рейкъянес, как и вдоль осей ВТП и САХ, наблюдаются вариации интенсивности аномального магнитного поля и эффективной намагниченности $J_{эф}$. Вариации в мощности намагниченного слоя 2А могут быть причиной половины наблюдаемых вариаций вдольосевой намагниченности. Факторами, воздействующими на интенсивность $J_{эф}$ вулканических построек на дне, могут быть относительный возраст экструзивов и степень сбросо- и трещинообразования. Вероятное объяснение вариаций $J_{эф}$ в региональном масштабе — изменение концентрации магнитных элементов, таких, как Fe и Ti, в экструзивных породах (Lee, Searle, 2000). По характеру осевой намагниченности и компиляции другой информации хребет между 57°45' и 62° с.ш. разделен исследователями на три части с

разными режимами, соответствующими различным магматическим и тектоническим стилям, которые предположительно представляют эффекты пульсации плюма под Исландией (рис. 5). Ось к югу от 59°10' с.ш. имеет самые интенсивные аномалии $J_{эф}$ с наибольшей вариабельностью. Это регион низкой продукции расплава, до которого мантийный поток от горячего пятна еще не дошел — режим 1. Ось между 59°10' с.ш. и 60°50' с.ш. характеризуется самыми низкими аномалиями $J_{эф}$ — режим 2, связанный с положением современного фронта плюма и значительной суммой избыточного расплава (что приводит к нагреванию коры, подъему изотермы Кюри и уменьшению мощности магнитоактивного слоя). Среднее увеличение аномалии $J_{эф}$ наблюдается к северу от 60°50' с.ш., свидетельствуя о постепенном восстановлении коровой продукции и подстилающей структуры после прохождения фронта плюма — режим 3.

Эффективная намагниченность над осями отдельных осевых вулканических хребтов может быть повышенной или пониженной (Searle et al., 1998). Много локальных максимумов $J_{эф}$ отмечается у концов осевых хребтов, отражая концентрацию здесь Fe-Ti базальтов (Lee, Searle, 2000).

Восточно-Тихоокеанское поднятие. По материалам региональных и локальных гидромагнитных съемок НПО «Севморгеология» обнаружена магнитометрическая сегментация осевой зоны ВТП между 2° и 13° с.ш. (Гуревич, 1991; Гуревич и др., 1995; Гуревич, Машенков, 1998) (рис. 3). Магнитометрические границы, в основном, совпадают с морфоструктурными. Выявлена приуроченность положительных вдольосевых магнитных аномалий к тем участкам осевой зоны, где кровля коровой магматической камеры находится на меньшей глубине, то есть где обильное магматическое снабжение и более горячий термический режим. На таких участках — вулканических центрах, обычно находятся наиболее молодые базальты, обладающие высокой термоостаточной намагниченностью. Однако повышение интенсивности поля (ΔT) а сохраняется вкрест оси до коры возраста несколько десятков-сотен тысяч лет. Очевидно, столько времени сохраняется и режим повышенного магматического снабжения. Наиболее частые излияния и уменьшение проницаемости коры из-за более высокой температуры и, как следствие, наименьшая степень низкотемпературных изменений базальтов определяют повышенную интенсивность аномального магнитного поля на таких участках (Гуревич и др., 1995). Характерной особенностью магнитных аномалий над вулканическими центрами является их асимметричная форма вкрест оси.

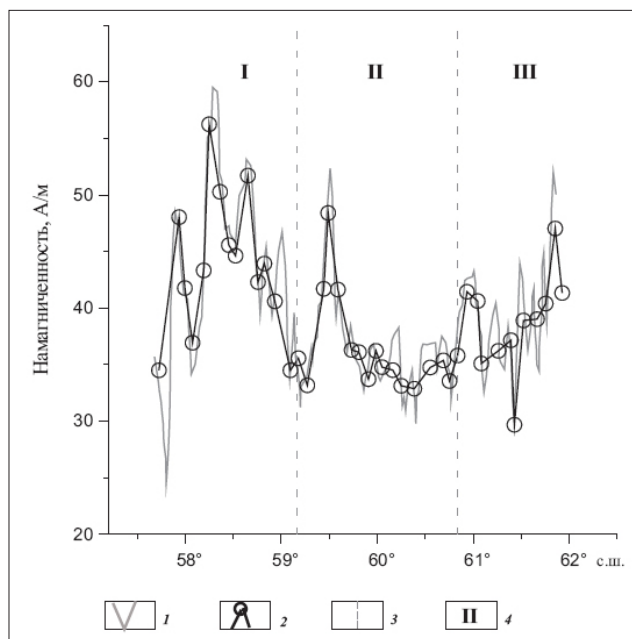


Рис. 5. Вдольосевой профиль эффективной намагниченности на хребтае Рейкъянес. 1 – эффективная намагниченность; 2 - средние значения намагниченности индивидуальных осевых вулканических хребтов; 3 - границы участков оси с разными режимами снабжения магмой; 4 – номер режима: I – регион низкой продукции расплава, до которого мантийный поток от горячего пятна еще не дошел; II – район современного фронта плюма и значительной суммы избыточного расплава; III – участок постепенного восстановления коровой продукции и подстилающей структуры после прохождения фронта плюма, из работы (Lee, Searle, 2000).

Эта асимметрия, вероятно, связана с боковыми внеосевыми магматическими внедрениями при обильном поступлении расплава из камеры ко дну. В вулканических центрах сосредоточены основная высокотемпературная гидротермальная деятельность и сульфидообразование (Гуревич, 1991).

Повышенная интенсивность поля (ΔT)а отмечается также у концов некоторых сегментов. Здесь она связана с более дифференцированными базальтами.

Таким образом, по характеру аномального магнитного поля можно судить об интенсивности магматического снабжения осевой зоны ВТП и о ее перспективности на гидротермальное сульфидообразование.

Срединно-Атлантический хребет. Вдоль оси САХ изменяется интенсивность, ширина и форма осевой магнитной аномалии (Гуревич и др., 2002). По современным представлениям участкам САХ с наиболее интенсивным магматическим снабжением – вулканическим центрам – должны соответствовать следующие характеристики: минимумы глубин днища рифтовой долины; минимумы ширины рифтовой до-

лины и (или) ее днища; минимальные значения мантийных аномалий Буге (рис. 6). Практически во всех вулканических центрах, выявленных в полосе Канаро-Багамского геотраверса по перечисленным характеристикам, отмечаются минимумы интенсивности осевой магнитной аномалии, увеличение ее ширины и трехгорбая форма. На полигоне детальных исследований НПО «Севморгеология» в 1-ом рейсе НИС «Геолог Ферсман» на участке 25°47'–26°15' с.ш. все профили с широкой трехгорбой магнитной аномалией проходят через районы с признаками гидротермальной деятельности. При этом над неовулканической зоной интенсивность поля (ΔT)а понижается (Глубинное..., 1998). Сопоставление наблюдаемого магнитного поля с модельным, построенным над источником, сформированным в условиях инверсий геомагнитного поля при стандартных отклонениях мест внедрения расплава относительно оси « σ », меняющихся от 0.6 до 5.0 км, показало, что ширина осевой магнитной аномалии увеличивается при росте « σ ». Рост « σ » означает увеличение ширины осевой вулканической зоны за счет последовательных скачков мест внедрения расплава. Этот процесс приводит к появлению у оси более старых пород, часто намагниченных в противоположном направлении, что понижает интенсивность осевой магнитной аномалии. Одной из возможных причин увеличения ширины осевой вулканической зоны может быть повышение интенсивности магматического снабжения, которому сопутствует подъем изотермы Кюри, что также понижает интенсивность осевой аномалии.

Следовательно, вдольосевые минимумы поля (ΔT)а, сопровождаемые увеличением ширины и осложнением формы осевой магнитной аномалии вкрест оси, служат показателем увеличения интенсивности магматического снабжения осевой зоны САХ и ее перспективности на гидротермальное сульфидообразование.

РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ОСЕЙ СОХ

Сравнение морфологии осевых зон трех хребтов показывает, что по морфологическим особенностям хребет Рейкъянес отличается и от ВТП, и от САХ. Первое отличие: хребет Рейкъянес, как и разломы в его неовулканической зоне, ориентирован косо по направлению к спредингу, а ВТП и САХ – перпендикулярно ему (врезки к рис.1, 3 и рис. 4). Глубины осевого вулканического поднятия у «северного» хребта Рейкъянес значительно мельче, чем у ВТП (рис. 2, 3). Существенные различия имеют вдольосевые и поперечные профили этих под-

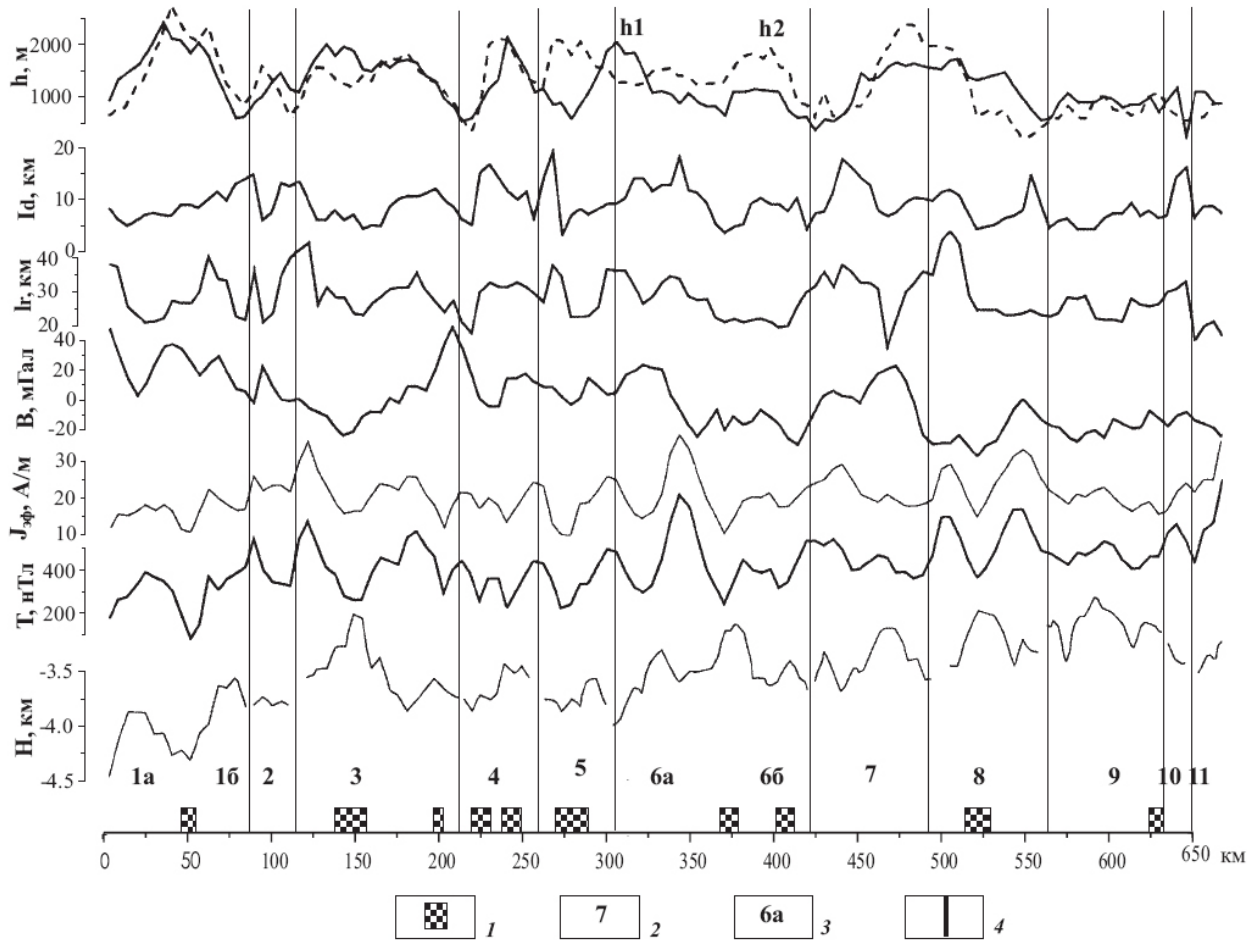


Рис. 6. Изменение характеристик рифтовой долины САХ вдоль ее оси в районе Канаро-Багамского геотраверса, из работы (Гуревич, Машенков, 1998). H – глубина дна рифтовой долины; T – интенсивность осевой магнитной аномалии; $J_{эф}$ – эффективная намагниченность осевого блока; B – интенсивность мантийной аномалии Буге; l_g – ширина рифтовой долины; l_d – ширина дна рифтовой долины; h – высота бортов рифтовой долины: h_1 – западного, h_2 – восточного. Все характеристики, кроме H , l_g и l_d , – гридированные значения параметров из банка данных по Канаро-Багамскому геотраверсу. H – по (Sempere et al., 1993), l_g и l_d сняты с карты (Purdy et al., 1990). 1 – вулканические центры; 2 – номера сегментов; 3 – номера подсегментов; 4 – границы сегментов. Сегментация САХ по (Sempere et al., 1993), с изменениями. Положение района указано на рис. 4.

нятий. Неовулканическая зона у ВТП уже, чем у хребта Рейкьянес. Хотя между морфологией осевых зон «южного» хребта Рейкьянес и САХ различий меньше, они достаточно велики, вопреки мнению Д. Смит и ее коллег (Smith et al., 1995). Глубина дна внутренней долины хребта Рейкьянес гораздо меньше, чем у САХ (рис. 2, 6). Вулканические хребты в неовулканической зоне хребта Рейкьянес построены трещинными излияниями и отдельными вулканами, в то время как вулканические хребты в неовулканической зоне САХ состоят только из множества вулканов центрального типа. Морфологические особенности сопоставляемых хребтов позволяют заключить, что для быстроспредингового ВТП характерен двухмерный апвеллинг, для медленносредингового САХ – магматизм из точечных изолированных источников, хребту Рейкьянес

свойственны оба типа мантийного апвеллинга и более обильный (даже по сравнению с ВТП) магматический бюджет. Сегментация осевой зоны всего хребта Рейкьянес значительно отличается по характеру от сегментации и ВТП, и САХ и проявлена значительно слабее (рис. 1, 3, 4). У осей ВТП и САХ, как и у хребта Рейкьянес, отмечается увеличение глубин дна к югу. Причиной этого может быть южное направление астеносферного потока, остывающего при движении, количество которого убывает в направлении движения по мере поступления из него магмы в океаническую кору.

Рассматриваемые СОХ отличаются и по закономерностям изменения мощности коры, и по ее строению. Хотя у хребта Рейкьянес из-за достаточно горячей нижней коры локальные изменения коровой мощности малы, как и у ВТП,

для него характерно монотонное увеличение мощности коры при приближении к Исландскому горячему пятну. Это не свойственно ни ВТП, ни САХ. Еще одной отличительной чертой хребта Рейкьянес являются вариации мощности слоя 2А.В «северном» хребте Рейкьянес мощность коры растет за счет 2-го и 3-го океанических слоев, в отличие от САХ, где мощность коры меняется, в основном, за счет 3-го слоя. Мощности и верхней, и нижней коры хребта Рейкьянес больше, чем у ВТП и САХ, по крайней мере в его северной части. Обнаружение в «южном» хребте Рейкьянес коровой магматической камеры значительных размеров отличает его от других медленносрединговых СОХ.

У хребта Рейкьянес и у САХ гравитационные аномалии Δg св.в. отражают топографию, которая у них не полностью изостатически уравновешена, а у первого, кроме того, и уменьшение плотности мантии при приближении к Исландии. Величина мантийной аномалии Буге уменьшается к северу вдоль оси хребта Рейкьянес из-за увеличения мощности коры и температуры коры и верхней мантии, с чем связано уменьшение глубины дна (White et al., 1995). У рассматриваемых участков быстросредингового ВТП и медленносредингового САХ, находящихся далеко от горячих пятен, такой закономерности нет. У хребта Рейкьянес локальные вариации МАБ, отражающие локальные вариации мощности коры, малы, как и у ВТП, в отличие от САХ.

У ВТП и у САХ по характеру осевой магнитной аномалии можно выявить вулканические центры, к которым, в основном, приурочено гидротермальное сульфидообразование (рис. 3, 6). Систематическая съемка гидротермальной активности вдоль хребта Рейкьянес от $57^{\circ}45'$ с.ш. до $63^{\circ}09'$ с.ш. выявила только одно место гидротермальной активности – поле Стейнахолм у $63^{\circ}06'$ с.ш. Не исключено, что у оси хребта Рейкьянес гидротермальная деятельность сосредоточена в коре, а не у дна, в отличие от ВТП и САХ (German et al., 1994). По интерпретации осевой аномалии $J_{\text{эф}}$ хребта Рейкьянес, выполненной зарубежными геофизиками, выделено три района хребта с разным характером намагниченности, связанным с тремя геодинамическими режимами у оси (Lee, Searle, 2000). Причины локальных вариаций $J_{\text{эф}}$ вдоль оси хребта Рейкьянес остаются неясными. По диапазону ширины зоны коровой аккреции самая северная часть хребта Рейкьянес схожа с другими медленносрединговыми СОХ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Хребет Рейкьянес – один из самых уни-

кальных Срединно-океанических хребтов. Его уникальность связана с близостью к горячему пятну и с взаимодействием осевой зоны хребта с горячим пятном. В результате интенсивных исследований, зарубежных и отечественных, установлены морфологические и геофизические характеристики его осевой зоны, геохимия изверженных пород у оси. Однако не выработано единой точки зрения на вариации вулканотектонического режима вдоль оси. Опыт изучения осевых зон быстросредингового ВТП и медленносредингового САХ показал, что комплексный анализ морфологических и геофизических характеристик осевых зон позволяет дать ответ на эти вопросы. Выявлена информативность аномального магнитного поля в их решении. Авторы надеются, что подобная методика даст новые сведения о процессах у оси хребта Рейкьянес.

Подводя итоги выполненной работы можно отметить следующее.

У «северного» хребта Рейкьянес: глубины осевого вулканического поднятия значительно мельче, чем у осевого вулканического поднятия ВТП, а их продольные и поперечные профили существенно отличаются; мощность коры больше, чем у ВТП, и монотонно увеличивается к северу, сопровождаясь уменьшением мантийной аномалии Буге, что не характерно для ВТП; локальные изменения мощности коры и локальные изменения мантийной аномалии Буге малы у обоих хребтов.

У «южного» хребта Рейкьянес: глубина рифтовой долины мельче, чем у САХ; выявлена коровая магматическая камера значительных размеров, не свойственная другим медленносрединговым СОХ; мантийная аномалия Буге монотонно уменьшается к северу и имеет слабые локальные вариации, что не свойственно САХ.

Для хребта Рейкьянес в целом характерны: косой спрединг (в отличие от ВТП и САХ); двухмерный и трехмерный апвеллинг; проявление топографии оси в гравитационных аномалиях Δg св. в. (как у САХ); отсутствие четкой сегментации (в отличие от ВТП и САХ); локальные (как у ВТП и САХ) и региональные вариации интенсивности осевой магнитной аномалии. Последние объясняются количеством расплава под осью, степенью перемешивания и процессами дифференциации на мелком коровом уровне. Локальные вариации нуждаются в объяснении.

Указанные различия связаны с горячим термическим режимом (у оси «северного» хребта Рейкьянес более горячим, чем у ВТП, у оси «южного» – более горячим, чем у САХ) и с более обильным, чем у ВТП и САХ, магматическим снабжением.

Работа выполнена при финансовой поддерж-

ке РФФИ (гранты 06-05-64297, 07-05-00246).

Список литературы

- Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро–Багамском геотраверсе) / Под редакцией С.П. Машенкова, Ю.Е. Погребницкого. СПб: ВНИИОкеангеология, 1998. 300с.
- Гуревич Н.И. Природа магнитных аномалий у оси Восточно-Тихоокеанского поднятия и их связь с сульфидообразованием (на примере отрезка оси от 11 до 13° с.ш.) // Бюл. МОИП. 1991. № 5. С. 29-38.
- Гуревич Н.И., Астафурова Е.Г., Даниэль Е.Д и др. Связь аномального магнитного поля с вулканно-тектоническим режимом у осей срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Российский геофизический журнал. 2002. № 25-26. С. 38-47.
- Гуревич Н.И., Литвинов Э.М., Острой А.С., Степанова Т.В. Особенности образования 2-го слоя океанической коры и гидротермального сульфидообразования в условиях «быстрого» спрединга по результатам сопоставления геофизических полей и геохимии базальтов // Литосфера океанов: состав, строение, развитие, прогноз и оценка минеральных ресурсов. СПб: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 23-40.
- Гуревич Н.И., Машенков С.П. Сравнительная характеристика геофизических полей осевых зон низкоскоростных и высокоскоростных центров спрединга (на примере САХ и ВТП) // Российский геофизический журнал, 1998. № 11-12. С. 17-27.
- Красюкова С.М., Гаврюшова А.В. Особенности поля силы тяжести Тихого океана // Геолого-геофизические исследования в Тихом океане // Сборник научных трудов. ПГО «Севмргеология». Л.: 1985. С. 40-48.
- Макдональд К.С., Фокс П.Дж. Система срединно-океанических хребтов // В мире науки. 1990. № 8. С. 34-42.
- Сульфидное оруденение и металлоносные осадки океана / Под ред. И.С. Грамберга, А.И. Айнемера. СПб: Недра, 1992. 278 с.
- Appelgate B., Shor A.N. The northern Mid-Atlantic and Reykjanes Ridges: Spreading center morphology between 55°50'N and 60°00'N // J. Geophys. Res. 1994. V. 99, № B9. P. 17935-17956.
- Barth G.A., Mutter J.C., Madsen J.A. Upper-mantle seismic reflection beneath the east Pacific Rise // Geology. 1991. V. 19. № 10. P. 994-996.
- Bowin C., Warsi W., Milligan J. Free-Air Gravity Anomaly Atlas of the World. Scale 1:4 000 000, 86 Sheets.- Woods Hole Oceanographic Institution, Geological Society of America, Map and Chart Series, N MC-46, Boulder, USA, 1982.
- Chen Y.J., Sandwell D.T. Oceanic crustal thickness versus spreading rate // EOS Transaction, AGU. 1990. V. 71. № 43. P. 1573.
- Detrick R.S., Buhl P., Vera E, et al. Multi-channel seismic imaging of a crustal chamber along the East Pacific Rise // Nature. 1987. V. 326. № 6108. P. 35-41.
- Detrick R.S., Mutter J., Buhl P., Rim I.I. No evidence from multichannel reflection data for a crustal magma chamber in the MARK area on the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. V. 347. № 6288. P. 61-64.
- Detrick R.S., Needham H.D., Renard V. Gravity anomalies and crustal thickness variations along the Mid-Atlantic Ridge between 33° N and 40°N // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № B3. P. 3767-3787.
- German C.R., Briem J., Chin C, et al. Hydrothermal activity on the Reykjanes Ridge: the Steinahóll vent-field at 63°06'N // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 121. P. 647-654.
- Huang P.Y., Solomon S.C. Centered Depths of Mid-Ocean Ridge Earthquakes: Dependence on Spreading Rate // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 13445-13477.
- Kong L.S., Solomon S.C., Purdy G.M. Microearthquake Characteristics a Mid-Ocean Ridge Along -Axis High // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. № B2. P. 1659-1685.
- Lee S.-M., Searle R.C. Crustal magnetization of the Reykjanes Ridge and implications for its along-axis variability and the formation of axial volcanic ridges // J. Geophys. Res., 2000. V. 105. № B3. P. 5907-5930.
- Malinverno A. Transition between valley and high at the axis of mid-ocean Ridges // Geology. 1993. V. 21. № 7. P. 639-642.
- Morgan J.Ph., Chen Y.J. Dependence of ridge-axis morphology on magma supply and spreading rate // Nature. 1993. V. 364. P. 706-708.
- Parson L.M., Murton B.J., Booth D. et al. An echelon axial volcanic ridges at the Reykjanes Ridge: a life cycle of volcanism and tectonics // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. V. 117. P. 73-87.
- Peirce C., Gardiner A., Sinha M. Temporal and spatial cyclicity of accretion at slow-spreading ridge - evidence from the Reykjanes Ridge // Geophys. Journ. Int. 2005. V. 163. P. 56-78.
- Purdy G.M., Detrick R.S. Crustal structure of the MAR at 23°N from seismic refraction studies // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. № B3. P. 3739-3762.
- Purdy G.M., Sempere J.C., Lin J. et al. Bathymetry of the Mid-Atlantic Ridge, 24°-31°N: A Map Series // Marine Geophys. Res. 1990. V. 12. P. 247-252.
- Searle R.C., Keeton J.A., Owens R.B., et al. The

- Reykjanes Ridge: structure and tectonics of a hot-spot-influenced, slow-spreading ridge, from multibeam bathymetry, gravity and magnetic investigations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 160. P. 463-478.
- Sempere J.-C., Kristjansson L., Schouten H., et al.* A Detailed Magnetic Study of the Reykjanes Ridge Between 63°00' N and 63°40' N // *Marine Geophys. Res.* 1990. V. 12. P. 215-234.
- Sempere J.-C., Lin J., Brown H.S. et al.* Segmentation and morphotectonic variations along a slowspreading center: The Mid-Atlantic Ridge (24°N-30° 40' N) // *Mar. Geophys. Res.* 1993. V. 15. P. 153-200.
- Sinha M.C., Constable S. C., Peirce C, et al.* Magmatic processes at slow spreading ridge: implications of the RAMESSES experiment at 57°45' N on the Mid-Atlantic Ridge // *Geophys. Journ. Int.* 1998. V. 135. P. 731-745.
- Smallwood J.R., White R.S.* Crustal accretion at the Reykjanes Ridge, 61°-62°N // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B3. P. 5185-5201.
- Smallwood J.R., White R.S., Minshull T.A.* Sea-floor spreading in the presence of the Iceland plume: the structure of the Reykjanes Ridge at 61°40' N // *J. of Geol. Soc. London.* 1995. V. 152. P. 1023-1029.
- Smith D.K., Cann J.R.* The role of seamount volcanism in crustal construction at the MAR (24°-30°N) // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № B2. P. 1545-1658.
- Smith D.K., Humphris S.E., Bryan W.B.* A comparison of volcanic edifices at the Reykjanes Ridge and the Mid-Atlantic Ridge at 24°-30°N // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B11. P. 22485-22498.
- Vera E.E., Mutter J.C., Buhl. P, et al.* The structure of 0 to 0.2 m. y.-old Oceanic Crust at 9°N on the East Pacific Rise from Expanded Spread Profiles // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № B10. P. 15529-15556.
- Weir N.R.W., White R.S., Brandsdóttir B. et al.* Crustal structure of the northern Reykjanes Ridge and Reykjanes Peninsula, southwest Iceland // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B4. P. 6347-6368.
- White R.S., Bown J.W., Smallwood J.R.* The temperature of the Iceland plume and origin of outward-propagating V-shaped ridges // *J. of Geol. Soc.* 1995. V. 152 P. 1039-1045.

INFLUENCE OF THE ICELAND HOTSPOT ON THE AXIS OF THE REYKJANES RIDGE: PECULIAR PROPERTIES OF MORPHOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA

N.I. Gurevich¹, S.A. Merkuriev²

¹*SPb Laboratory of the Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, 190121*

²*Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radiowave Propagation of the Russian Academy of Sciences, SPb Filial, St. Petersburg, 199034*

The comparison of morphological and geophysical data of the Reykjanes Ridge axis with the data of the areas of the fast spreading East Pacific Rise (EPR) and the slow spreading Mid Atlantic Ridge (MAR) being far from hotspot has been fulfilled. The object of the comparison is determination the influence of the Iceland hotspot on the Reykjanes Ridge axial data. It has been revealed that distinctive features of the Reykjanes Ridge unusual to the EPR and MAR are: oblique spreading connected with the Ridge axis headed for the hotspot; monotonous increase of the crustal thickness accompanied by decrease of the mantle Bouguer anomaly and by a general shallowing of the seafloor towards the Iceland; local variations of the floor depth; absence of clear segmentation. Local changes of the crustal thickness and of the mantle Bouguer anomaly in the Reykjanes Ridge axis are as small as in the EPR axis but unlike to the MAR axis. Crustal magmatic chamber discovered at the southern Reykjanes Ridge that absent at the MAR.

Keywords: Reykjanes Ridge, hotspot, axis, morphological, geophysical data.