

Геодинамическое районирование литосферы Атлантического океана: методика применения кластерного анализа и зональность по геофизическим данным

Соколов С.Ю.¹, Соколов Н.С.², Дмитриев Л.В.³

1 – Геологический институт РАН

2 – Геологический факультет МГУ им. М.В.Ломоносова

3 – Институт геохимии и аналитической химии РАН им.В.И.Вернадского

Абстракт

По 10 геолого-геофизическим параметрам, имеющим геодинамический смысл, и отражающим прямо или косвенно геометрию внутренних границ литосферы Атлантики, распределение масс внутри нее и энерговыделение, методом кластерного анализа рассчитаны 15 устойчивых сочетаний параметров, области проявления которых интерпретируются как геодинамически отличающиеся районы. Получено районирование литосферы Атлантики, в котором предлагается новая сегментация зоны срединного хребта, представляющая собой чередование «холодных» и «горячих» блоков с дискретными условиями формирования базальтовых расплавов. Рассматриваются дополнительные, наложенные на стандартную океаническую литосферу, явления. Эти явления представлены псевдосимметричными относительно срединного хребта зонами проявления высокопродуктивного плюмового магматизма, распространенными шире, чем считалось ранее, и субширотными зонами, которые обладают некоторыми свойствами преддуговых зон.

1. Введение. Состояние проблемы и подход к решению задачи

Прогресс в накоплении геолого-геофизической информации о строении дна Атлантического океана (Рис.1.) привел к устойчивому выделению класса фактов, плохо объяснимых с точки зрения классической геодинамической модели океана. Такими фактами являются:

- конвергенция пассивных частей трансформных разломов к востоку от Срединно-Атлантического хребта (САХ), которая отчетливо проявлена по данным спутниковой альтиметрии (Sandwell, Smith, 1997);
- наличие субширотно ориентированных сейсмофокальных зон желоба Пуэрто Рико и моря Скоша;
- дискретность петрологических параметров базальтового магматизма вдоль оси САХ, представленных двумя принципиально разными базальтовыми ассоциациями - спрединговой и плюмовой, характеризующимися резко контрастным проявлением геодинамических процессов разного уровня, что фиксируется формированием специфических структур хребта, его сегментацией, и отражается на геофизических полях (Дмитриев и др., 1999);
- наличие косоориентированных по отношению к главным структурным элементам дна Атлантики разломных зон и приуроченных к ним внутриплитных землетрясений (Мазарович, Соколов, 2002);
- наличие анизотропии деформаций осадочного чехла котловин (Мазарович, Соколов, 2004) с максимальной интенсивностью деформаций, ориентированной субмеридионально.

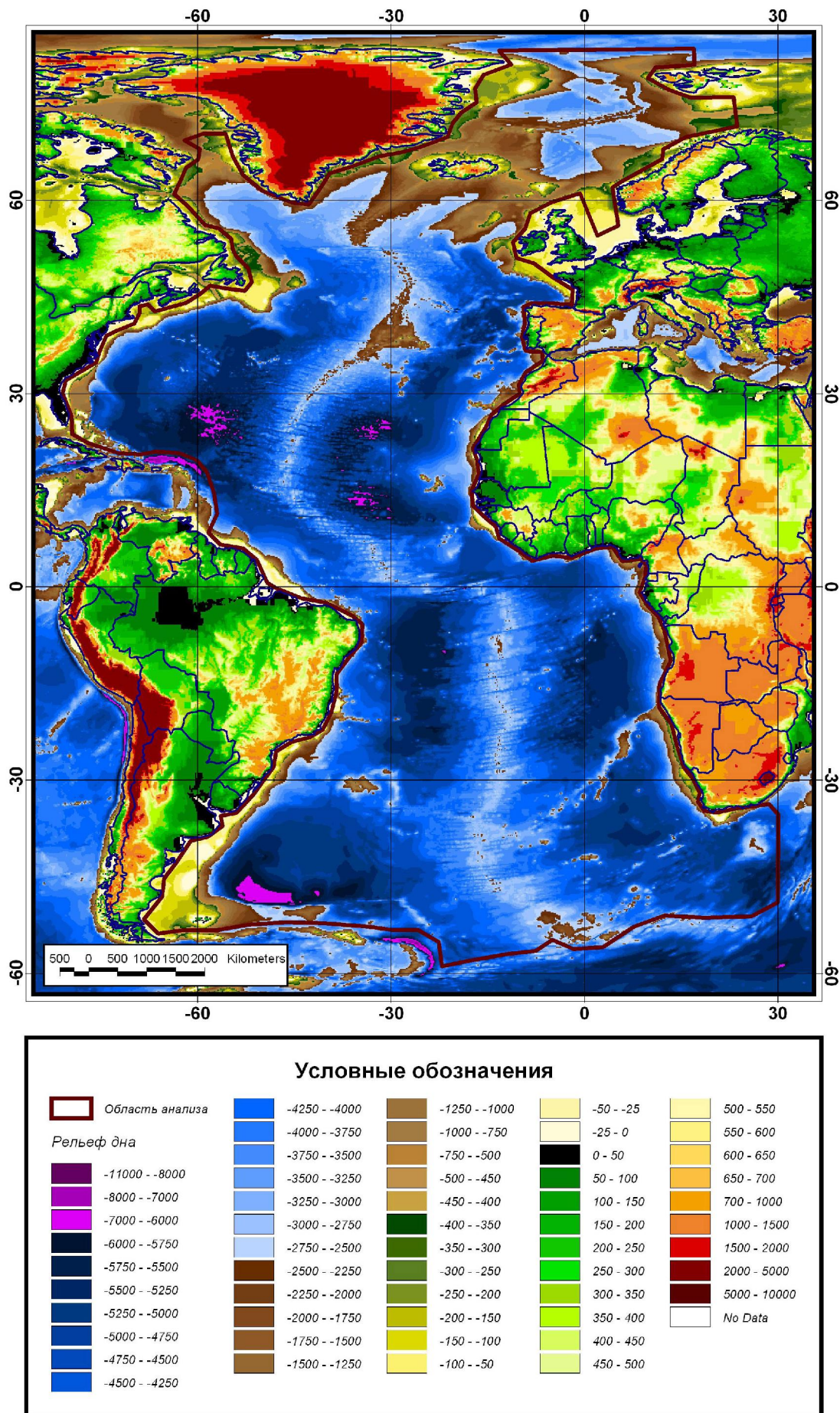


Рис.1. Рельеф дна Атлантического океана и прилегающей суши по данным (ЕГОР05, 1993).
Здесь и далее на рисунках выделена область, по которой производился анализ.

Данный список является далеко не полным, но уже из приведенных выше фактов следует, что накопился разрыв между фактами и рабочей геодинамической моделью их объясняющей. В основу последней заложена конвекция в мантии, при которой главными силами, ответственными за приповерхностную динамику масс литосферы являются: давление со стороны хребта (ridge push) при растяжении вдоль его оси, затягивание субдуцируемой плиты (slab pull) и драгирование литосферы астеносферным течением, являющимся следствием конвекции. **Отмеченные силы и механизм их энергообеспечения не объясняют возникновение вышеупомянутых и других фактов из-за дефицита в них горизонтальной компоненты движения, ориентированной неортогонально САХ, и из-за отсутствия увязки дискретного характера параметров магматических процессов вдоль САХ с представлением о существовании сплошного восходящего потока вещества вдоль дивергентной зоны конвективной ячейки.** Говоря проще, литосферные массы перемещаются по поверхности Земли не так, как им предписывается геодинамической моделью, а намного сложнее. Отметим, что дискретные условия формирования базальтовых магм также плохо сочетаются с представлениями о системе конвективных ячеек. Противоречие не может быть разрешено даже с помощью данных о возможной миграции атлантических суперплюмов в доль оси САХ в южном направлении (Dmitriev et al., 2001).

Поставленные вопросы не могут быть решены в рамках одной статьи. Авторы предлагают лишь обобщение новых фактических данных, равномерно покрывающих акваторию, и обновленную классификацию геодинамических обстановок Атлантики. Данное исследование возможно приблизит разрешение противоречия между теорией и фактами путем построения карт геодинамических обстановок и понимания физического смысла выявленных типов.

Таким образом, задачами статьи представляются:

- определение понятий «геодинамика» и «геодинамическая обстановка»;
- подбор геолого-геофизических параметров, адекватно и пространственно равномерно описывающих «геодинамические обстановки»;
- выбор методики расчетов для проведения типизации геодинамических обстановок;
- реализация вычислительного алгоритма и описание особенностей его работы;
- построение карты распределения геодинамических типов и первичной интерпретации физического и геодинамического смысла результатов.

2. Постановка и формализация задачи

2.1 Задача геодинамического районирования и ранние работы

Количественный подход к решению задач геодинамики может быть основан только на четком определении самого понятия «геодинамика». Сравнение представлений специалистов с диаметрально противоположными взглядами (Белоусов, 1975; Павленкова, 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1993) показало, что существует единый «стержень», основанный на определении дисциплины «динамика», который принят в физике. «Механикой называется наука о простейшей форме движения материи – механическом движении, которое состоит в изменении взаимного расположения тел или их частей в пространстве с течением времени. Телами называются макроскопические системы, состоящие из очень большого числа молекул и атомов, так что размеры этих систем во много раз больше межмолекулярных расстояний. В кинематике изучается механическое движение тел вне связи с определяющим его взаимодействием между телами. В динамике рассматривается влияние взаимодействия между телами на их механическое движение.» (Яворский, Детлаф, 1974, стр.13-14). Под взаимодействием понимается анализ сил и источников энергии. Таким образом под «геодинамикой» нами будет подразумеваться наука, которая изучает взаимодействие между геологическими объектами во времени. Важным для решения проблем геодинамики представляется выработка подходов к параметризации сложнейших свойств геологических тел для дальнейшего использования их в количественном анализе. Наиболее близкое к данному определению «геодинамики» можно найти в работе (Хаин, Ломизе, 1995, стр.5). Объекты, рассматриваемые в геодинамике, имеют слож-



ность неизмеримо более высокую, чем объекты в классической физике, что и делает данную дисциплину уникальной. Сложность объектов сильно влияет на наличие адекватных и эффективных количественных моделей, описывающих процессы геодинамики.

Из приведенного определения следует, что параметры, описывающие геодинамический объект, должны быть разделены на три главные группы:

1. Описание геометрии и физических свойства объекта.
2. Описание сил и энерговыделение в объекте.

3. Определение характеристики движения объектов, как результат действия сил на объект и энерговыделения в нем.

Таким образом, задачей геодинамического районирования представляется поиск различных устойчивых сочетаний параметров, описывающих геодинамический объект и анализ их распределения в пространстве

Первыми работами в области количественного подхода к решению задач геодинамики с использованием нескольких параметров являются работы (Рейснер, Рейснер, 1987, 1990). В них выполнен анализ эндогенных режимов для большей части Европы, Кавказа и Карпат. Расчеты осуществлялись с помощью алгоритмов кластерного анализа, являющегося одним из вариантов популярной в настоящее время многомерной статистической классификации объектов. Использование данного метода имеет ясный практический смысл, поскольку особенности человека не позволяют проводить надежную визуальную корреляцию параметров, когда их больше чем четыре. В упомянутых работах были выбраны следующие параметры свойств объекта: мощность и средняя скорость сейсмических волн земной коры, высота рельефа, глубина залегания консолидированного фундамента. Тепловой поток принимался как параметр, описывающий энерговыделение. Изостатические аномалии силы тяжести и скорость современных вертикальных движений описывали результирующее движение среды. Полный набор данных параметров был представлен для суши и разделен на средние значения в пределах ячеек 20'x30' дугowych минут, которые определяли устойчивые сочетания – кластеры геодинамических параметров. Последние позволили выявить новый тип эндогенного режима.

В статье (Йогансон, Болтышев, 2000) был проведен кластерный анализ западной Евразии. Существенным отличием этой работы от предыдущих является иллюстрация изменения кластерной классификации по мере увеличения числа классов и выявление устойчивых (гомогенных) областей. Это не приводит к дифференциации уже обособленного региона на более мелкие по площади подклассы. На качественном уровне вводилось понятия линейной и рассеянной гетерогенности территорий. Под первой подразумевалась раздробленность территории на контрастные классы, которые занимали по площади пространства существенно меньшие чем гомогенные области. Вместе с тем, это позволяло сохранить устойчивую мозаичную картину при увеличении классификационного числа. Под рассеянной гетерогенностью понималось «дробление» территории на мелкие и сравнимые с размером ячейки зоны с разным сочетанием основных параметров, хаотично покрывающие территорию. До этого этапа обработки, исследуемая площадь была однородна (линейно гетерогенна) на шагах с небольшим классификационным числом.

В настоящей работе строение Атлантического океана будет рассмотрено под углом зрения линейной гетерогенности. При этом, мы будем считать ситуацию оптимальной, когда количество классов, на которые допустимо делить изучаемую территорию (см. Раздел 5 настоящей статьи), не приводит к критическому дроблению выделенных устойчивых зон на более мелкие, размер которых сопоставим с размером ячейки. По нашему мнению рассеянная гетерогенность, упомянутая в (Йогансон, Болтышев, 2000), напрямую связана с разбросом используемых в анализе параметров, и ее количественной мерой является разброс значений этих параметров в пределах зоны того или иного кластера.

2.2 Подход к выбору параметров и координатного пространства

Выбираемые для анализа параметры должны иметь равномерную изученность в пределах исследуемой площади и, по возможности, одинаковую детальность. Равномерная изучен-

ность необходима для адекватной оценки различных частей территории, поскольку при наличии детальных врезок в общий набор данных с низкой плотностью, алгоритм начинает реагировать на эту разницу и это отражается на результатах классификации через детекцию ложных различий. Одинаковая детальность необходима для того, чтобы каждой ячейке, на которые разбита изучаемая территория, присвоить полный вектор параметров, участвующих в анализе. Отметим что в некоторых случаях приходится нарушать данное правило из-за жесткой необходимости включить параметр в вычисления. Таким параметром является тепловой поток. Его изученность очень неравномерна на территории Атлантики, поэтому перед использованием приходится закрывать пространства без промеров интерполяцией при расчете грида (значений параметра на регулярной сетке), после чего сглаживать высокочастотную компоненту грида до уровня других параметров.

Выбираемые параметры должны описывать три группы свойств, отмеченных в разделе 2.1. Параметры, описывающие структурные особенности литосферы (группа 1) подбираются легче всего (см. Раздел 3). Параметры, ответственные за описание энергоснабжения (группа 2), могут быть подобраны достаточно просто, не считая проблем с неравномерным покрытием промеров теплового потока.

Сложнее всего обстоит дело с описанием результирующего движения (группа 3). Для суши используются скорости вертикальных движений, получаемые путем повторных геодезических измерений и могут быть использованы данные GPS. Для океанского дна подобный вид измерений отсутствует и вряд ли появится как равномерная сетка наблюдений в ближайшем будущем. Поэтому для включения данных типа группы 3 в расчеты необходимо использовать так называемые «суррогаты» - параметры косвенно отражающие значения не измеряемых или частично измеряемых в океане величин, или являющиеся комбинацией многих эффектов, в том числе и тех, которые желательно обработать. В данной ситуации подобный подход является на наш взгляд единственным способом отразить нужную информацию в условиях неполноты данных.

Все используемые в данной работе параметры являются величинами, полученными в результате инструментальных измерений, отражающих исключительно современное состояние трех групп параметров. Палеогеодинамические реконструкции Атлантического океана всегда будут базироваться на неполной информации и содержать множество допущений относительно тех величин, значения которых остаются для нас закрытыми. В палеогеодинамике вес играет не собственно промер, а интерпретация геолого-геофизических данных, которые должны отражать палеосостояние литосферы. Результат будет заведомо спорен из-за неоднозначности интерпретации.

В данной работе исследуется только современное состояние литосферы. Кроме того, нами как параметр для расчетов не используется возраст океанской литосферы, восстановленный по данным магнитометрии (Mueller et al, 1993) ввиду того, что в наиболее сложных и важных для понимания геодинамики районах Атлантики (переход от северного сегмента к южному) положения линейных аномалий авторами не выделяются вообще, что следует из данных (Cande et al., 1993), по которым в основном была построена известная карта возрастов. Тем не менее карта имеет практически полное покрытие в Атлантике. Это означает, что все расчеты, которые мы будем производить с ней в наиболее важных районах, будут отражать тонкости интерполяционных алгоритмов а не значение параметра. Поэтому, данная информация о возрасте литосферы в лучшем случае может быть использована как координатный параметр для отображения результатов анализа наряду с собственно широтой и долготой.

Наиболее подходящим размером ячейки для данной работы, в пределах которого все используемые параметры имеют сходную детальность, на наш взгляд, является 1 дуговой градус. Другими словами, детальность всех параметров не хуже этого значения. Габариты этой ячейки соизмеримы со средней мощностью литосферы. Те параметры, детальность которых существенно лучше, приходится сглаживать до выбранного порога либо частотной фильтрацией, либо скользящим средним. Реальный размер площади, покрываемой выбранной ячейкой сокращается в высоких широтах, что означает меньшую статистическую значимость параметров в ее



пределах. Тем не менее, поскольку это относится ко всем параметрам одновременно, мы не стали переходить к расчетам в равноплощадном проекционном пространстве. Кроме того, среднее значение большинства параметров в пределах ячейки обосновано избыточно.

2.3 Подход к выбору методов обработки данных

Среди методов многомерной статистической классификации больших объемов данных различной природы особо выделяются три: дискриминантный, факторный и кластерный методы анализа. Все они успешно применяются к геолого-геофизическим данным и имеют различную специфику.

Дискриминантный анализ направлен на классификацию объектов по набору его параметров путем сравнения значений этих параметров с «обучающими» эталонами. Поскольку данный метод нуждается в наличии известных априори устойчивых типов, в нашем случае он не применим – до начала анализа мы не знаем, что найдем, или знаем весьма приблизительно.

Факторный анализ состоит в предположении, что имеющийся набор данных об объекте сформирован комбинацией влияния двух и более процессов, каждый из которых вносит определенный вклад в значения всех параметров. Другими словами, существуют независимые геодинамические явления, формирующие каждое по своему на принципах суперпозиции значения измерений, которые мы разделяем методами факторного анализа. В настоящий момент довольно трудно сформулировать модель существования двух или более процессов глобального уровня, вносящих статистически различимый вклад во все параметры, но не исключено, что это может быть сделано в будущем.

Кластерный анализ, направленный на выявление устойчивых сочетаний параметров, незаметных при визуальном анализе соответствующих карт, является наиболее подходящим в данной фазе исследований, что было показано в аналогичных работах по другим районам (см. 2.1). Переход к факторному анализу может быть осуществлен при появлении геодинамической модели с двумя (или более) сосуществующими механизмами, влияющими на тектоногенез поверхности.

3. Используемые данные

Геодинамическое районирование литосферы Атлантического океана охватывает глубоководные области, район САХ, пассивные континентальные окраины и шельфовые области (рис.1.). В анализ не включены дуговые и задуговые зоны Карибского моря и моря Скоша, поскольку они отличаются по геодинамике от обычных обстановок всей Атлантики. Таким образом из класса изучаемых явлений исключены коллизионные зоны. С севера изучаемый район ограничен 82 градусом, где происходит переход от зоны САХ к хребту Гаккеля. С юга – тройным сочленением Буве, южнее которого происходит резкая смена структурного рисунка большинства геофизических аномалий. Область анализа показана на рис.1. Приведем далее краткое описание выбранных нами параметров, значения которых в каждой одноградусной ячейке региона будут использоваться в качестве компонент многомерного вектора в статистической обработке.

3.1 Рельеф дна

Рельеф дна является первым и одним из самых главных параметров, описывающим кровлю земной коры и литосферы (См. Рис.1), и построен по данным (ЕТОРО5, 1993), которые были сглажены низкочастотной фильтрацией и пересчитаны на одноградусную ячейку. Он аккумулирует в своей форме влияния многих процессов: магматизма, деформаций дна, накопления осадков и т.д. По нашей классификации он относится к первой группе параметров, описывающих геометрию объекта и является прямым измерением необходимой характеристики. Кроме этого рельеф в количественно скрытой для нас форме отражает результат движения блоков

земной коры под воздействием подведенных к ним сил (параметр третьей группы). Высокоточные наблюдения за движением, аналогичные измерениям GPS на континентах для морского дна отсутствуют, но обрабатывая рельеф мы в косвенной, но недостаточной форме учитываем результаты этих движений.

3.2 Мощность осадочного чехла

Мощность осадочного чехла Атлантического океана и прилегающей суши построена по данным (Laske, Masters, 1997) и представлена на рис. 2. Авторы данного покрытия собрали сведения об осадочном чехле, усредняя значения его мощности на сетке 30 дуговых минут для введения поправок при построении томографических моделей. Эти данные были приведены к рабочей детальности настоящей работы. Учет мощности осадочного чехла важен по нескольким причинам. Главная из них состоит в том, что периферия океана, являющаяся зоной интенсивного отложения осадков, сносимых с континента, находится в состоянии нарушенного изостатического равновесия между блоками земной коры и вязким мантийным субстратом из-за увеличения нагрузки на последний. Это приводит к возникновению процессов, направленностью которых является восстановление равновесия путем ответных вертикальных перемещений, стремящихся вернуть среду в состояние равновесия и сгладить приобретенное возмущение. Другой причиной включения осадочного чехла в расчеты является то, что его подошва имеет существенный плотностной контраст с кристаллическим фундаментом и эту поверхность необходимо учитывать при описании свойств первой группы, ответственной за геометрию объекта – в данном случае стратифицированного сочетания земной коры и верхней мантии.

3.3 Томография по поверхностным волнам Лява

Данный параметр построен по данным (Larson et al., 1999) и представлен на рис.3. Он является «суррогатным» для описания геометрии объекта, поскольку отражает поведение некоторой эффективной подошвы литосферного слоя не в явном виде (прямые измерения глубины литосферы на всю акваторию Атлантики отсутствуют) а косвенно. Эта связь выражается в том, что фазовые скорости поверхностных волн – волн распространяющихся в некоем эффективном поверхностном слое – зависят от мощности этого слоя. Чем больше эта мощность, тем медленнее распространяются волны, и наоборот – ускоряются если меньше. Таким образом процент отклонения фазовой скорости от среднего значения показывает нам относительные вариации эффективного поверхностного слоя, пропорциональные искомому параметру – глубине подошвы литосферы. Для расчетов мы выбрали наиболее короткопериодную из опубликованных моделей – модель для волн с периодом 35 сек, при которой проникновение смещений вдоль фронта волны неглубоко и приблизительно соответствует литосферному слою. Волны с большими периодами вовлекают в волновое движение более глубокие слои. Хорошо видно (см. Рис.3), что континентальные области и области с пониженными скоростями в районе интенсивного магматизма прекрасно отделяются от океанических зон с маломощной и высокоскоростной литосферой. Также прекрасно видно, что горные сооружения, имеющие глубокие корни, обладают соответствующими минимумами, отражающими геометрию подошвы поверхностного слоя. По вышесказанному следует, что выбранный параметр подходит в качестве «суррогата» для описания геометрии подошвы литосферы. Но вместе с тем отметим, что на акватории Атлантики выделяется странная линейная аномальная зона, вытянутая по азимуту около 30 градусов и не ортогонально пересекающая САХ в районе экватора.

3.4 Аномалии Буге

Аномалии Буге рассчитаны авторами по данным EGM97 (Hwang et al., 1997) и данным рельефа (ЕТОРО5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3 и плотности суши 2.67 г/см^3 , при интегрировании с радиусом 166 км и представлены на рис.4. Матрица EGM97 в

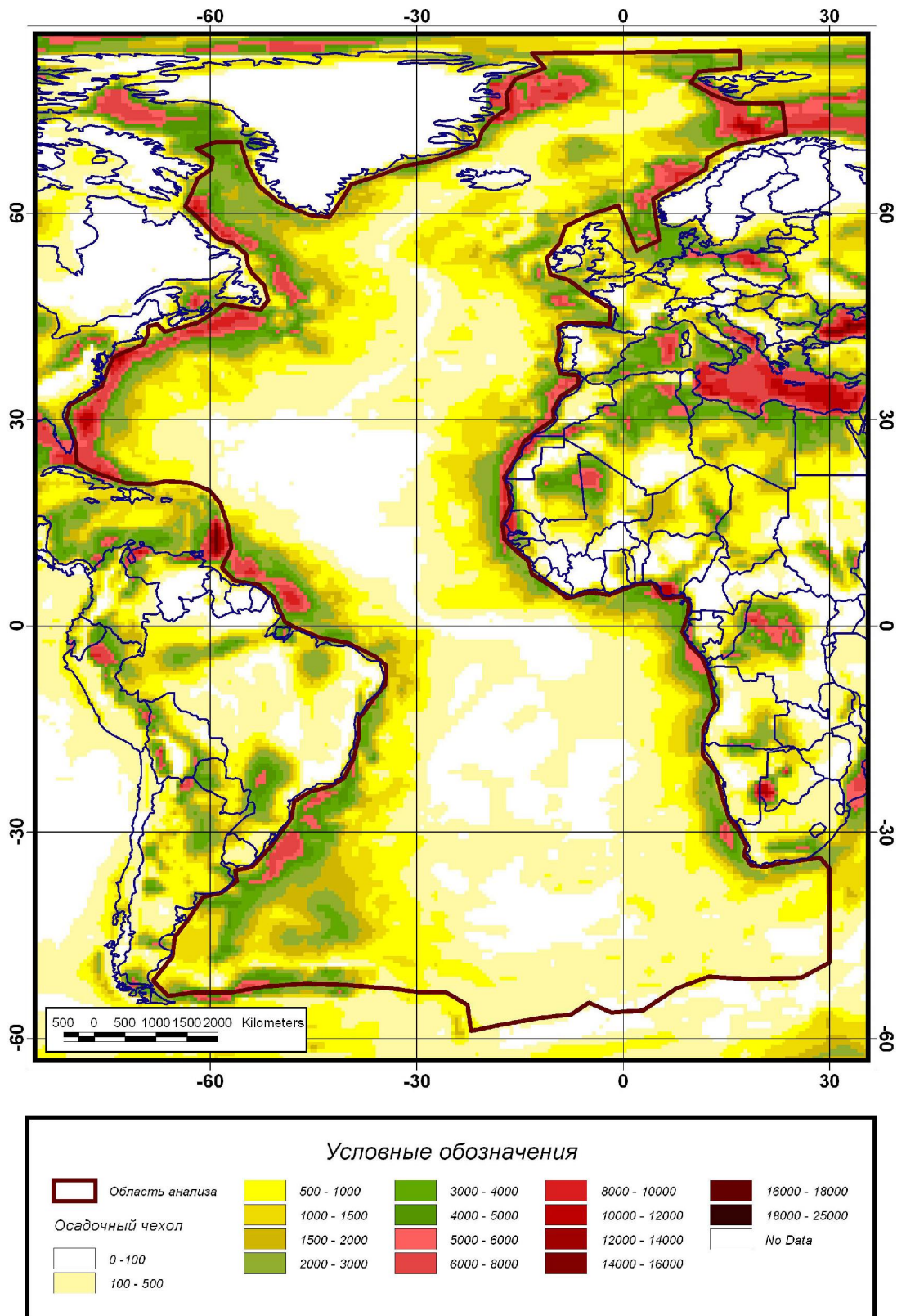


Рис.2. Мощность осадочного чехла Атлантического океана и прилегающей суши по данным (Laske, Masters, 1997).

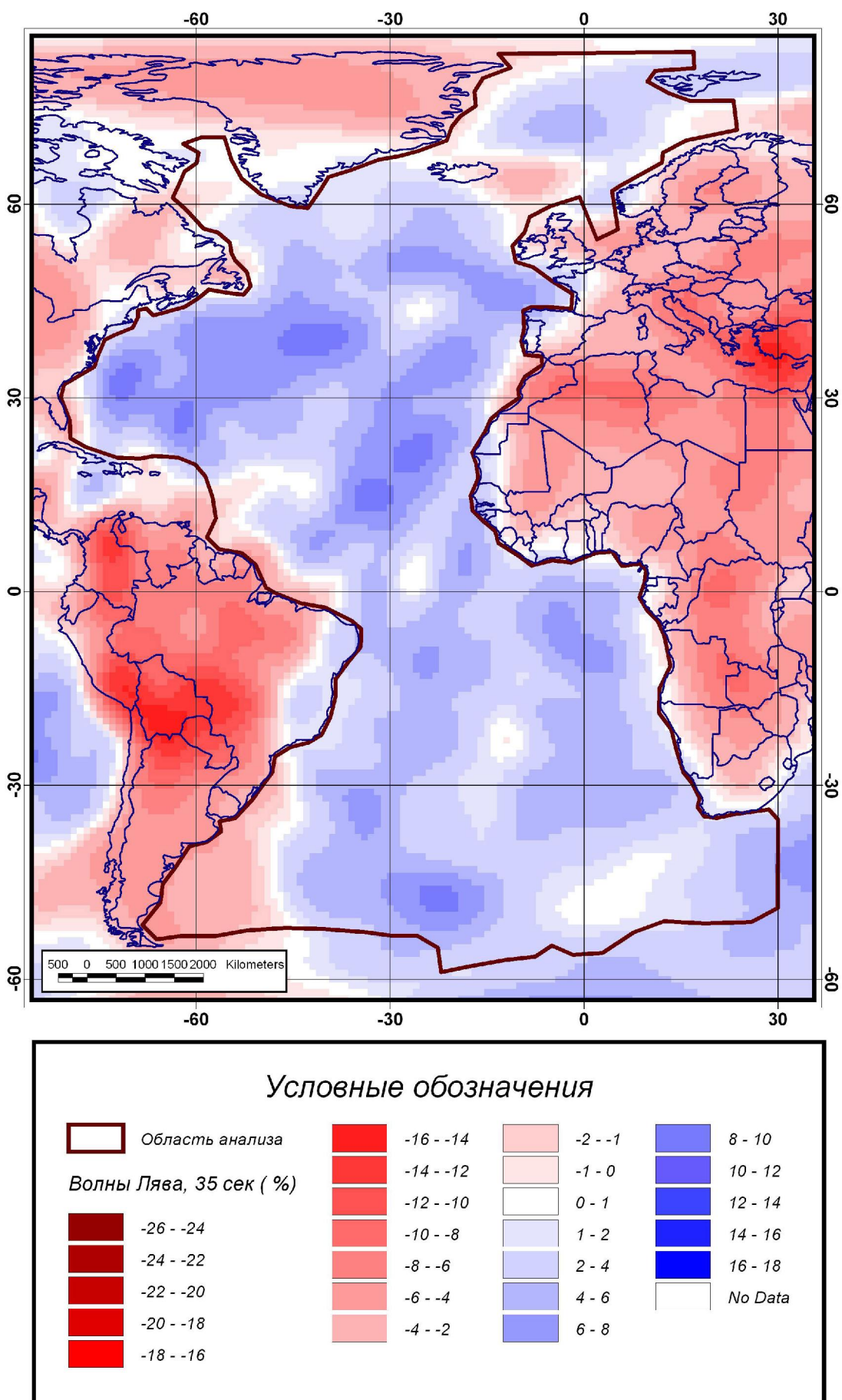


Рис.3. Томография по поверхностным волнам Лява (период 35 сек) по данным (Larson et al., 1999).



исходном виде представлена на 2-ух минутной сетке, поэтому перед расчетами она и матрица ЕТОРО5 были сглажены на сетку 10 минут, после чего результат был усреднен до ячейки в 1 дуговой градус. Гравитационные аномалии EGM97 являются значениями в свободном воздухе. Для акватории это означает, что около 80% варибельности аномального поля пропорционально наиболее контрастной плотностной границе – рельефу дна океана, который известен независимо по эхолотным промерам. Расчет аномалии Буге, суть которого состоит в «досыпании» в водный слой недостающих до среднего значения по земной коре масс, приводит к устранению из аномального поля влияния рельефа дна. После чего варибельность остаточного поля отражает, в основном, глубину плотностного контраста границы кора-мантия и латеральные плотностные неоднородности в коре и мантии. В случае глубоководных котловин они могут быть или незначительны или достаточно значимыми в районах, где происходит серпентинизация пород верхней мантии, но в отсутствии данных глубинной сейсморазведки надежно отличить их влияние от вариации глубины подошвы коры не представляется возможным. В тоже время, латеральные неоднородности в районе САХ могут быть велики, занимать протяженные зоны в сотни километров (например области Азорского и Исландского плюмов) и отражать прогретые зоны в местах, где в литосфере имеются магматические камеры и области с повышенной степенью частичного плавления. Такие зоны отличаются повышенной продуктивностью магматизма и, соответственно, увеличенной мощностью коры, которая будучи нагрузкой на вязком мантийном субстрате приводит к углублению границы Мохо. Вышесказанное означает, что в основном аномалии Буге пропорциональны глубине раздела кора-мантия, и чем меньше значение аномалии, тем глубже этот раздел залегает. Исключения, для которых целесообразно введение термальной коррекции в аномальное поле, нуждаются в учете информации по тепловому потоку или другому параметру, отражающему прогретое состояние, например томографии по поперечным волнам. Но, поскольку эти параметры независимо участвуют в нашем анализе (см. далее), расчет аномалий Буге с учетом термальной коррекции для геодинамического анализа нам представляется нецелесообразным. Таким образом аномалии Буге относятся к параметрам первой группы, описывающим геометрию литосферного слоя – внутреннюю границу, разделяющую «плотностные этажи» коры и верхней мантии, и структуру вариации масс вдоль литосферы. Отмеченные свойства в аномалии Буге существуют в виде комбинации вкладов, надежное разделение которых затруднительно. Аномалии Буге являются «суррогатным» параметром для описания геометрии и прямым для описания вариации масс.

3.5 Изостатические аномалии

Изостатические аномалии рассчитаны авторами по данным аномалии Буге и рельефу (ЕТОРО5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3 , плотности суши 2.67 г/см^3 и плотности мантии 3.3 г/см^3 при интегрировании с радиусом 166 км по модели Эйри и глубине поверхности приведения 33 км (рис.5). Из аномального поля были удалены длинноволновые компоненты свыше 900 км, поскольку они отражают подлитосферные неоднородности, и их эффект в изостазии маскирует процессы, происходящие в верхней оболочке Земли. После устранения варибельности аномального поля, связанной с верхней границей коровых масс и получения аномалий Буге, расчет изостатических аномалий устраняет гипотетическую варибельность поля связанную с вариацией рельефа компенсационной поверхности, происходящей из-за различной мощности блоков земной коры, «плавающих» по вязкой поверхности мантии. Мы исходим из того, что в случае изостатического равновесия положение компенсационной поверхности связано с рельефом простым соотношением:

$$H = T + h * (\sigma_k - \sigma_b) / (\sigma_m + \sigma_k)$$

Где H – глубина компенсационной поверхности, T – уровень приведения, σ_k – плотность коры, σ_b – плотность воды, σ_m – плотность мантии, и в соответствии с этим рассчитываем соответствующие поправки к аномалии Буге. Они устраняют влияние гипотетического рельефа полученной поверхности, также как ранее мы устраняли влияние рельефа дна. Остаточное поле представляет собой изостатические аномалии, которые в случае положительных значений по-

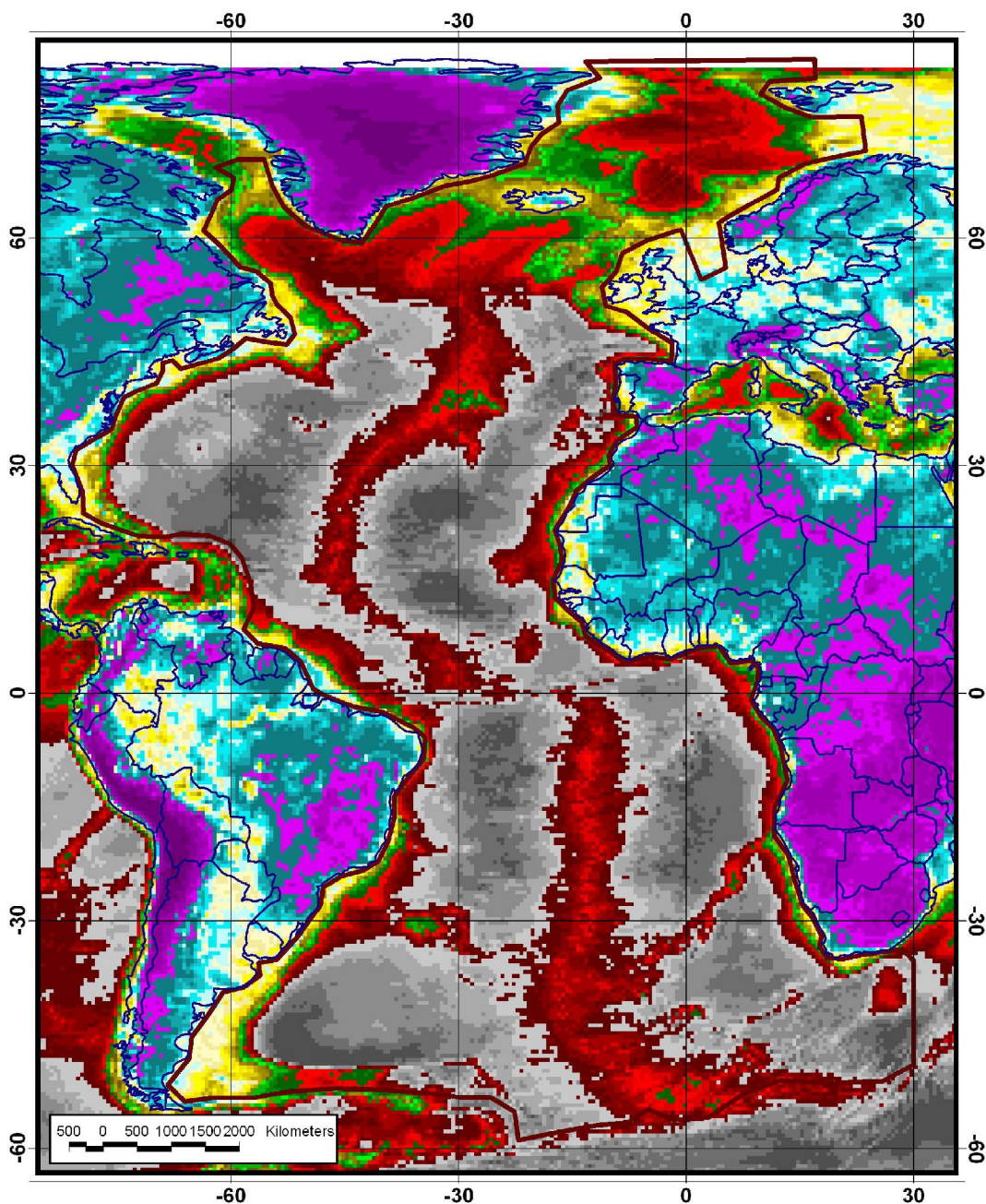


Рис.4. Аномалии Буге, рассчитанные авторами по гравитационным данным EGM97 (Hwang et al., 1997) и данным рельефа (ETOPO5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3 и плотности суши 2.67 г/см^3 , при интегрировании с радиусом 166 км.

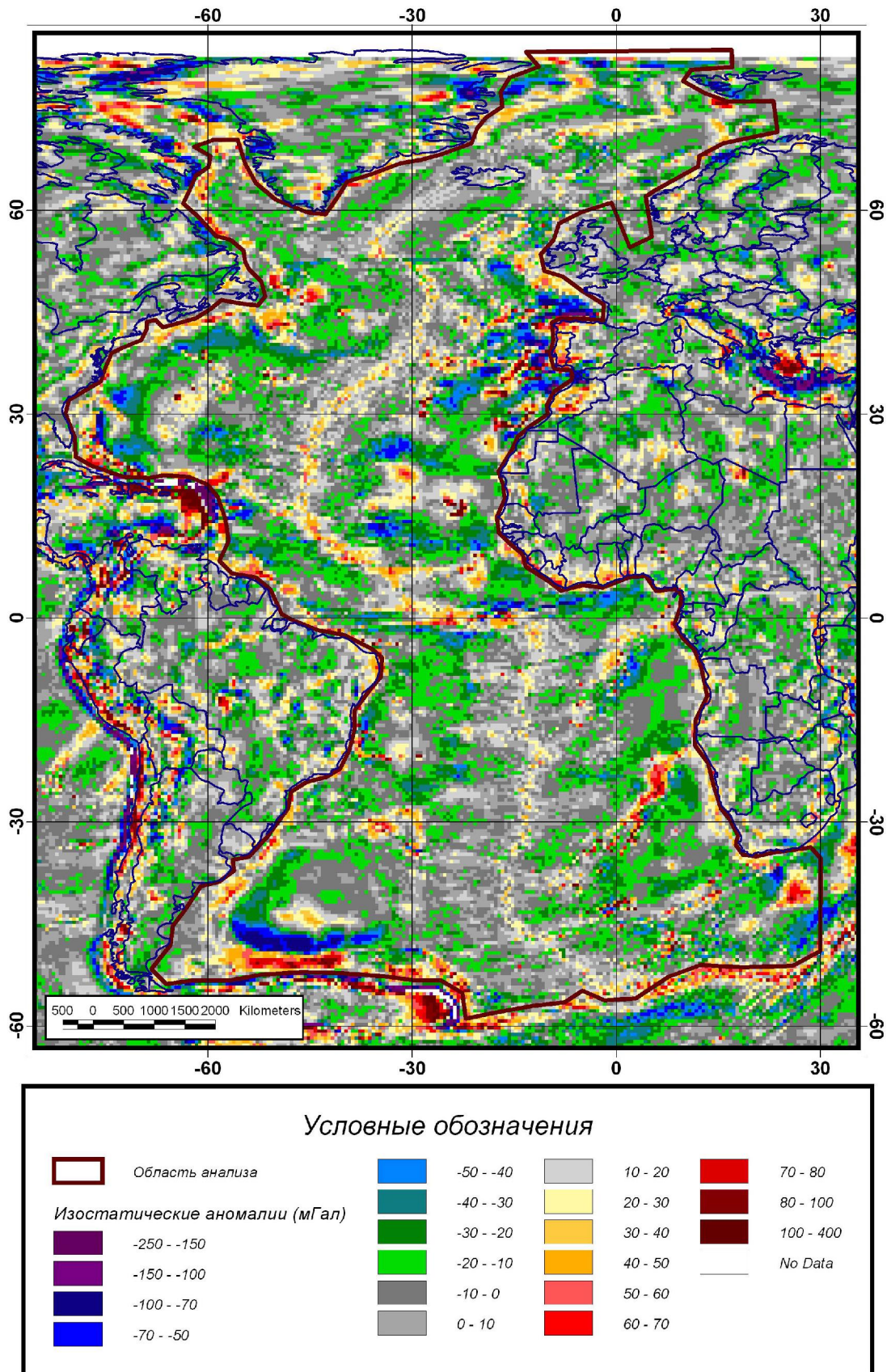


Рис.5. Изостатические аномалии, рассчитанные авторами по данным аномалии Буге и рельефу (ЕТОРО5, 1993) для средней плотности коры океана 2.8 г/см^3 , плотности суши 2.67 г/см^3 и плотности мантии 3.3 г/см^3 при интегрировании с радиусом 166 км по модели Эйри и глубине поверхности приведения 33 км. Из аномального поля были удалены длинноволновые компоненты свыше 900 км.

казывают наличие избытка масс над поверхностью компенсации, а отрицательные – недостаток масс. Избыток масс должен приводить к тому, что в данной точке блок коры будет испытывать опускание, а недостаток – подъем вместе с участком мантии. Но это справедливо только для случаев, когда действие, выведившее систему блоков коры из состояния изостатического равновесия закончено. Если действие (например надвиг) не закончено, то мы будем иметь и избыток масс (положительные изостатические аномалии) и положительные вертикальные движения коры. Поэтому интерпретация изостатических аномалий содержит неоднозначность, для разрешения которой необходима дополнительная информация и представление об общей тектонике региона. По геодинамическому смыслу этот параметр является прямым по описанию вариации плотностных свойств коры и интенсивности энерговыделения в коре и формированию напряжений (модуль градиента изостазии), связанных с переходом среды из возмущенного состояния в равновесное. Этот параметр также является «суррогатным» по описанию результирующего вертикального движения блоков коры под воздействием упомянутого энерговыделения. Указанные свойства отражены в поле изостатической аномалии в виде практически неразделимой комбинации.

3.6 Тепловой поток

Тепловой поток построен по данным (Pollack et al., 1991; Подгорных, Хуторской, 1997) и приведен на рис.6а. Данный параметр очень неравномерно изучен на акватории Атлантики, что видно из рис.6б, но поскольку он является совершенно необходимым для наших расчетов, приходится использовать его в таком виде, в котором он представлен на настоящий момент в публикациях. Для использования рассеянного и неравномерного облака значений в расчетах на каждой градусной ячейке региона был рассчитан грид с использованием методики «кригинг», после чего было проведено сглаживание его высокочастотной компоненты до уровня других параметров для минимизации влияния неравномерной плотности промеров. Полученная в результате этого карта (см. Рис.6а) имеет различную обеспеченность данными в полярных областях и котловинах. Кроме того есть области на САХ (район Азорского архипелага), где количество данных также небольшое. Но поскольку тепловой поток является прямым параметром второй группы, отражающей энерговыделение, без него вычисления выполняться не должны. Авторы осознают, что отмеченная неоднородность по изученности может привести к наличию надежной классификации по этому параметру в районах с плотной сетью наблюдений и, практически, к исчезновению влияния этого параметра на классификацию в районах с низкой плотностью промеров, а именно так будет последняя отражаться на результате. Но в данной ситуации это лучшее, чем мы располагаем. При накоплении суммарного количества промеров на территорию на 30-40% больше использованного, будет иметь смысл осуществить перерасчет классификации, но не ранее.

3.7 Томография по S-волнам

Томография по S-волнам построена по данным (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2001) и приведена на рис.7. Для изучения геодинамики литосферы выбран самый верхний срез модели NGRAND от 0 до 100 км, рассчитанной ее авторами для блоков $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ и представленной сферическими гармониками до 31 порядка. Матрица значений томографического среза была пересчитана на сетку $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Эти значения представляют собой отклонения скорости распространения поперечных волн от среднего значения в слое в процентах. Данный параметр чувствителен к зонам, находящимся в прогретом состоянии и обладающим повышенной степенью частичного плавления. Он прекрасно показывает наличие плюмовых образований, обычно сопровождающихся магматизмом, и зон срединных хребтов. Таким зонам соответствуют отрицательные значения данных томографии, достигающие в случае глубинных плюмов -3.5% и менее, поскольку прогретое и менее вязкое состояние среды вызывает уменьшение сейсмических скоростей.

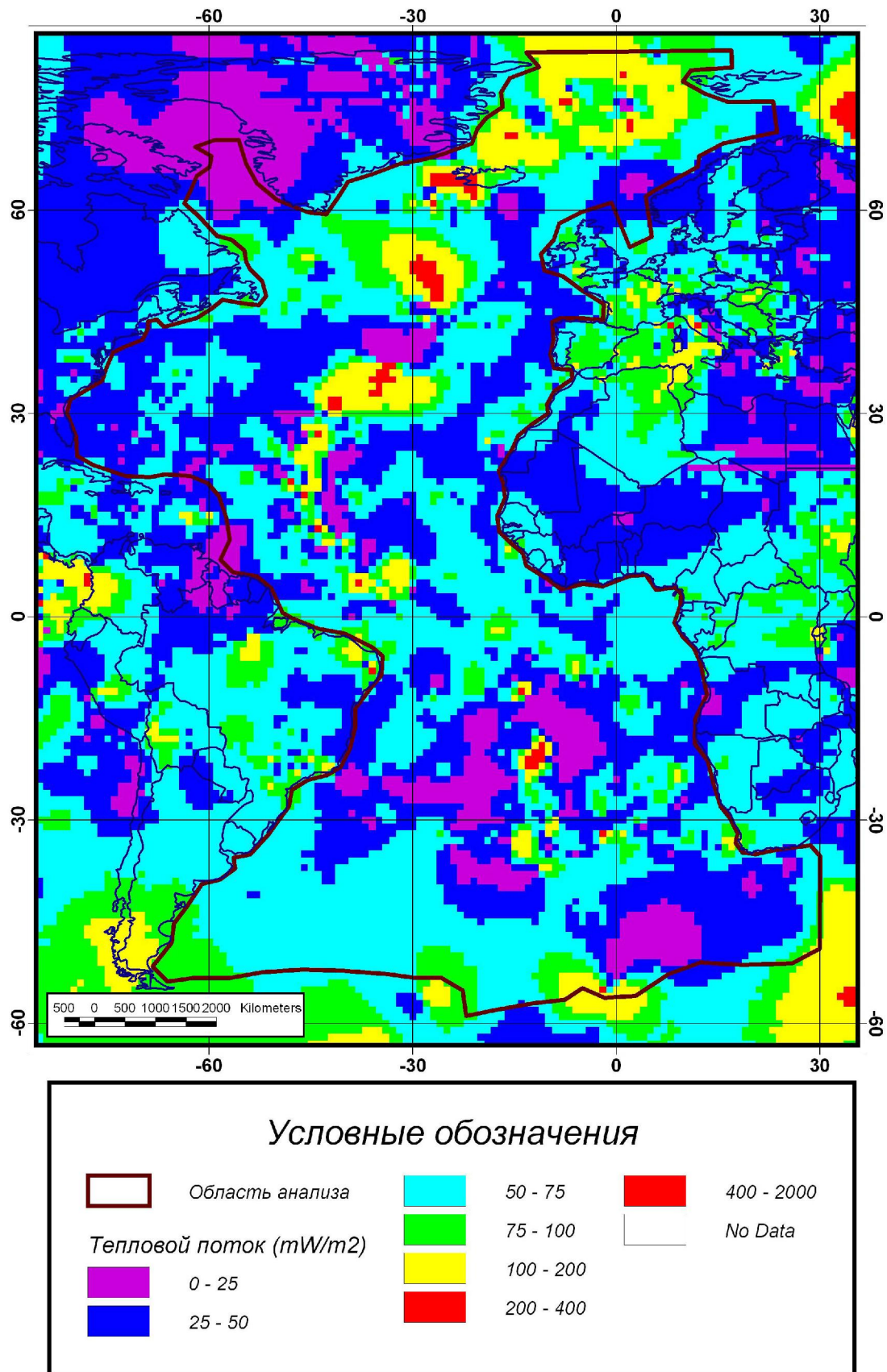


Рис.6. Карта теплового потока (а) и его изученность (б) по данным (Pollack et al., 1991; Подгорных, Хуторской, 1997).

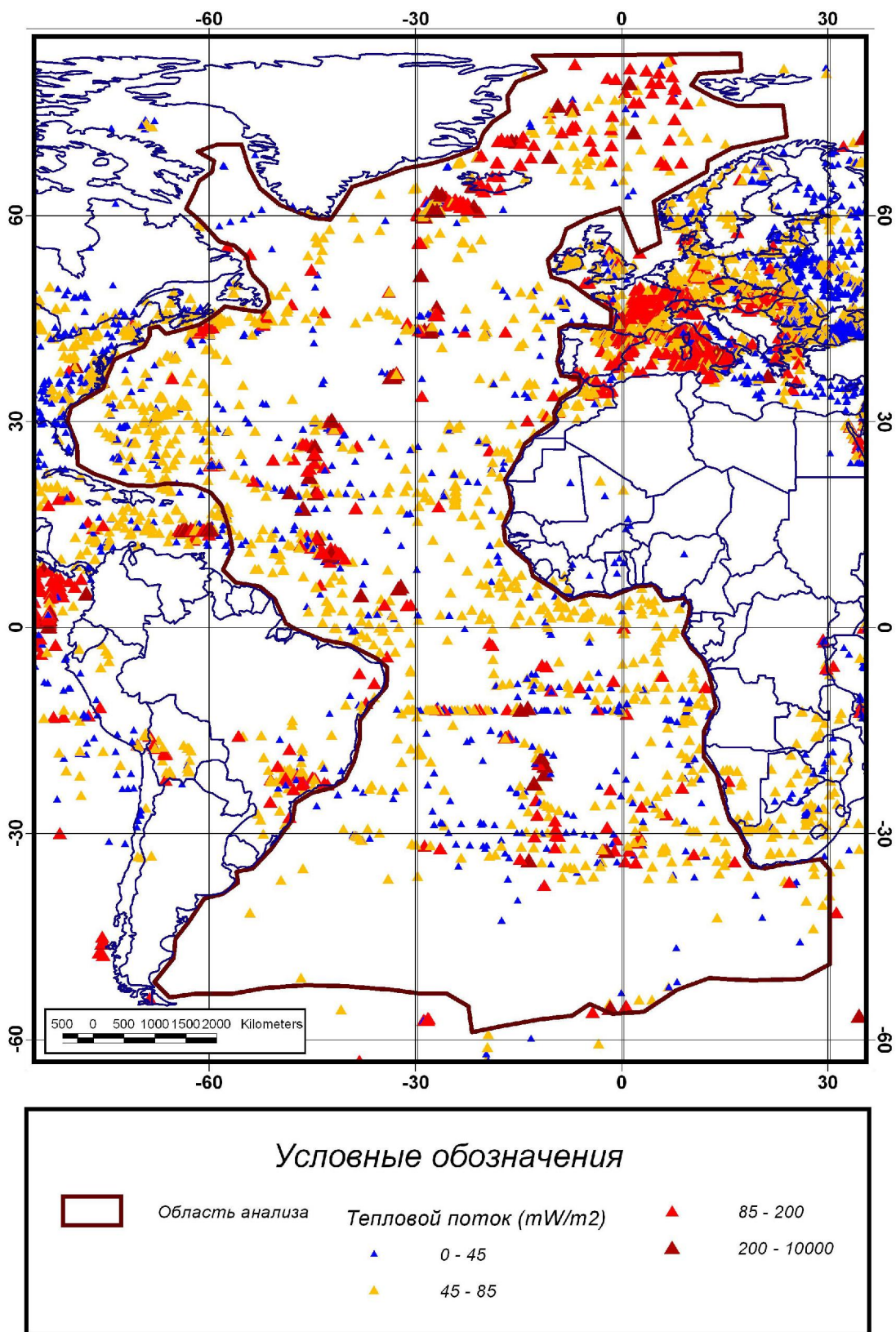


Рис.6. Окончание.

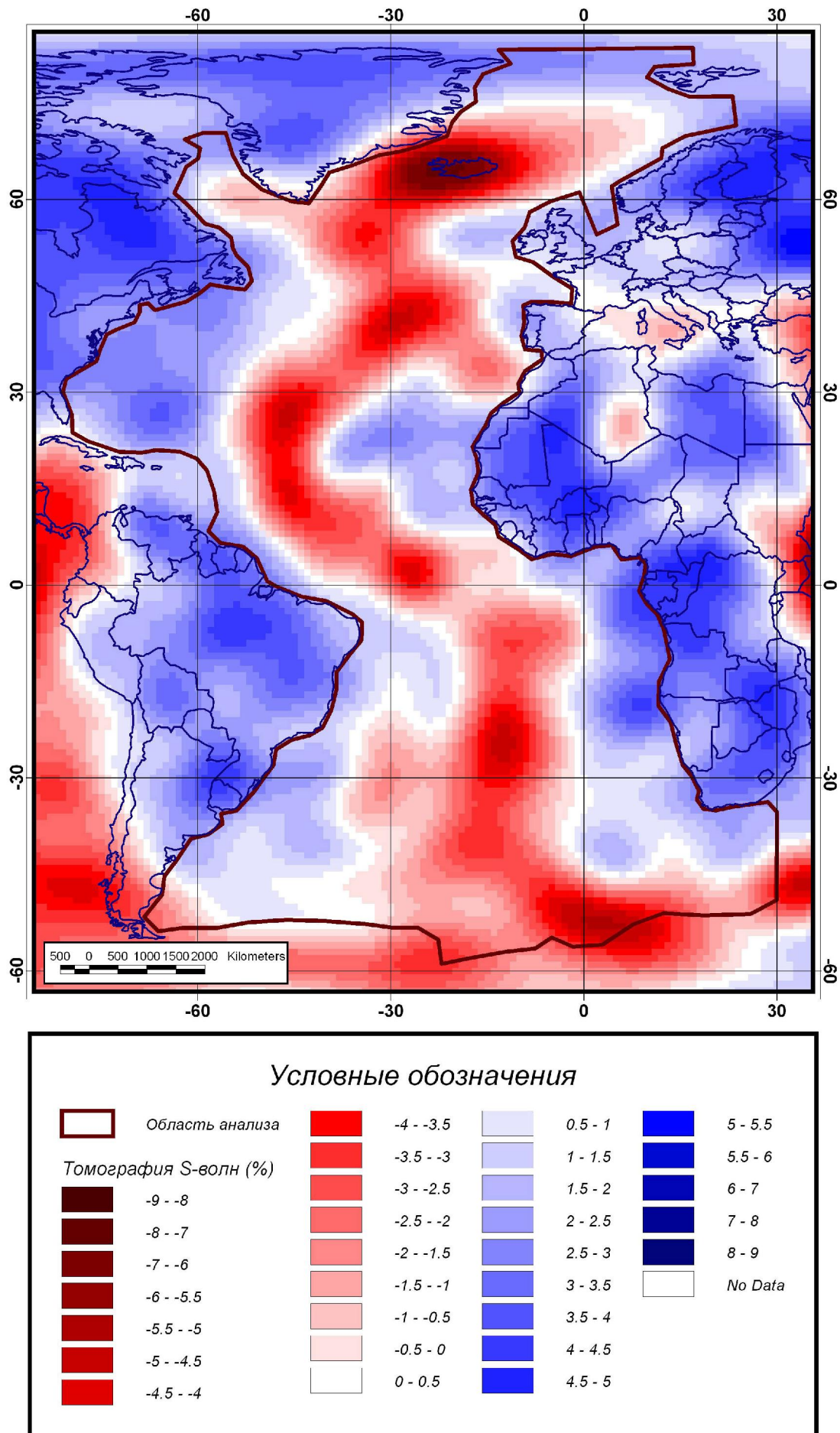


Рис.7. Томография по S-волнам для слоя от 0 до 100 км по данным (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2001).

Таким образом данный параметр представляет собой трудноразделимую комбинацию эффектов энерговыделения (прогретое состояние) и геометрии среды (зоны повышенной продуктивности магматизма и увеличенной мощности коры). Для обеих групп параметров он является «суррогатным», поскольку отражает групповые свойства не прямо, а косвенно.

3.8 Томография по Р-волнам

Томография по Р-волнам построена по данным (van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2001) и приведена на рис.8. Для изучения геодинамики литосферы выбран самый верхний срез модели НВЕ97р от 0 до 100 км, рассчитанной ее авторами для блоков $2^\circ \times 2^\circ$ и представленной сферическими гармониками до 31 порядка. Матрица значений томографического среза была пересчитана на сетку $1^\circ \times 1^\circ$. Также, как и в случае поперечных волн, продольные волны должны отражать термальное состояние недр и томография по ним должна быть сходна с томографией по поперечным волнам. Однако на практике это не так. По данным (Becker, Boschi, 2001) коррелируемость S- и Р- моделей возрастает к средней части мантии (более 1000 км), что демонстрирует сходство причин, формирующих вариабельность параметров. В верхней части мантии и на поверхности поведение S- и Р- моделей сильно отличается. Если картину по S-моделям объяснить непротиворечивым образом удастся, то распределение значений по Р-моделям нуждается в привлечении к рассмотрению других вариантов интерпретации источников вариаций скоростей. На наш взгляд таким источником может являться наличие напряженного состояния литосферы и (или) сопряженной с ней системы трещиноватости, вызывающей специфическую картину распределения максимумов и минимумов на карте (см. Рис.8). Хорошо видно, что минимумы этого параметра концентрируются вдоль коллизионных зон Земли, а максимумы расположены в тылу коллизионных зон. В этих зон существует крупномасштабная трещиноватость, расположение которой в плане не совпадает с направлением сил, формирующих коллизионные области. Возможно именно она является «тормозящим» фактором для продольных волн. Данный параметр отражает напряженное состояние среды и сопряженную с ней систему разломов, по которым происходит разгрузка напряжений. Таким образом он формирует комбинацию 2-ой и 3-ей групп параметров, поскольку показывает и энерговыделение в среде, и результат действия сил. По обеим категориям параметр является «суррогатным». Отсутствие устоявшейся региональной геодинамической интерпретации данного параметра делает его рассмотрение в контексте остальных параметров более интересным.

3.9 Плотность суммарного сейсмического момента

Данный параметр представляет собой расчет суммарной выделившейся энергии землетрясений. Расчеты проводились по выборке для всего мира (ANSS, 11 февраля 2004) для событий с магнитудой выше 4.5 для слоя от 0 до 100 км. Во время расчета использовался подход, приведенный в (Болдырев, 1998). Для каждой градусной ячейки проводилось суммирование выделившейся энергии попавших в нее событий по формуле:

$$M = (10^{(17.1 + 1.3 \cdot (\text{Mag} - 5))}) / 10^{+13} \quad [\text{J} \cdot 10^{+13}],$$

где M – суммарный момент, Mag – магнитуда в баллах по шкале Рихтера. После расчета суммарного момента, был проведен расчет плотности момента на км^2 с учетом изменения площади градусной ячейки к высоким широтам. Итоговая размерность величины отображенной на карте (см. Рис.9) – $[\text{J}/\text{км}^2] \cdot 10^{+13}$. Данный параметр имеет крайне неравномерное распределение на изучаемой площади. Кроме того, вдоль САХ выделяется не более 5% всей сейсмической энергии планеты. Поэтому вся основная вариабельность этого параметра сосредоточена вне нашего региона, в отличии от других параметров, которые в пределах региона демонстрируют значения, близкие к абсолютным минимумам и максимумам. Поскольку для выбранного порога по бальности нет ограничений на регистрацию сейсмических событий по дальности, можно считать, что весь регион равномерно покрыт значениями данного параметра, только на большей части площади он равен нулю. Плотность сейсмического момента является прямым параметром 2-ой группы, отражающей энерговыделение.

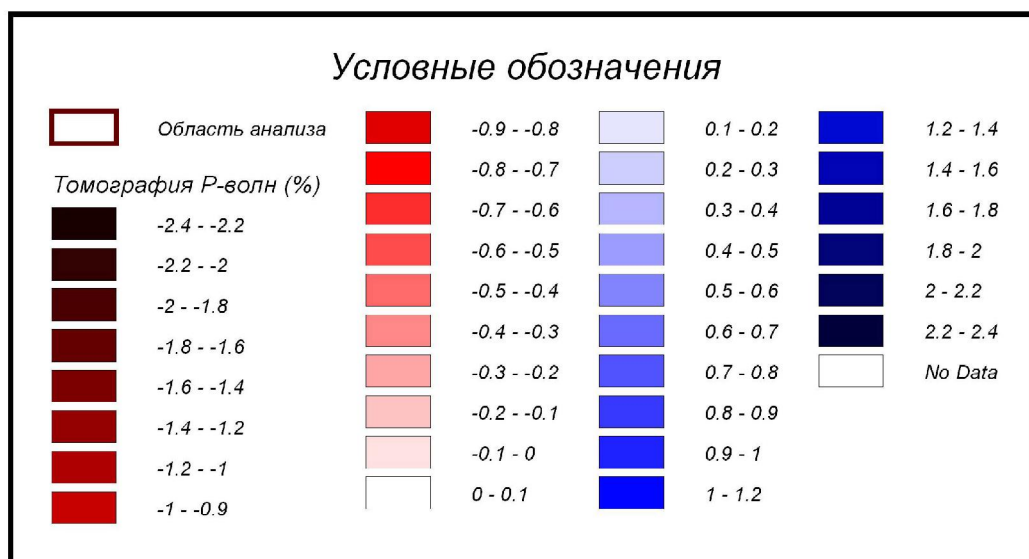
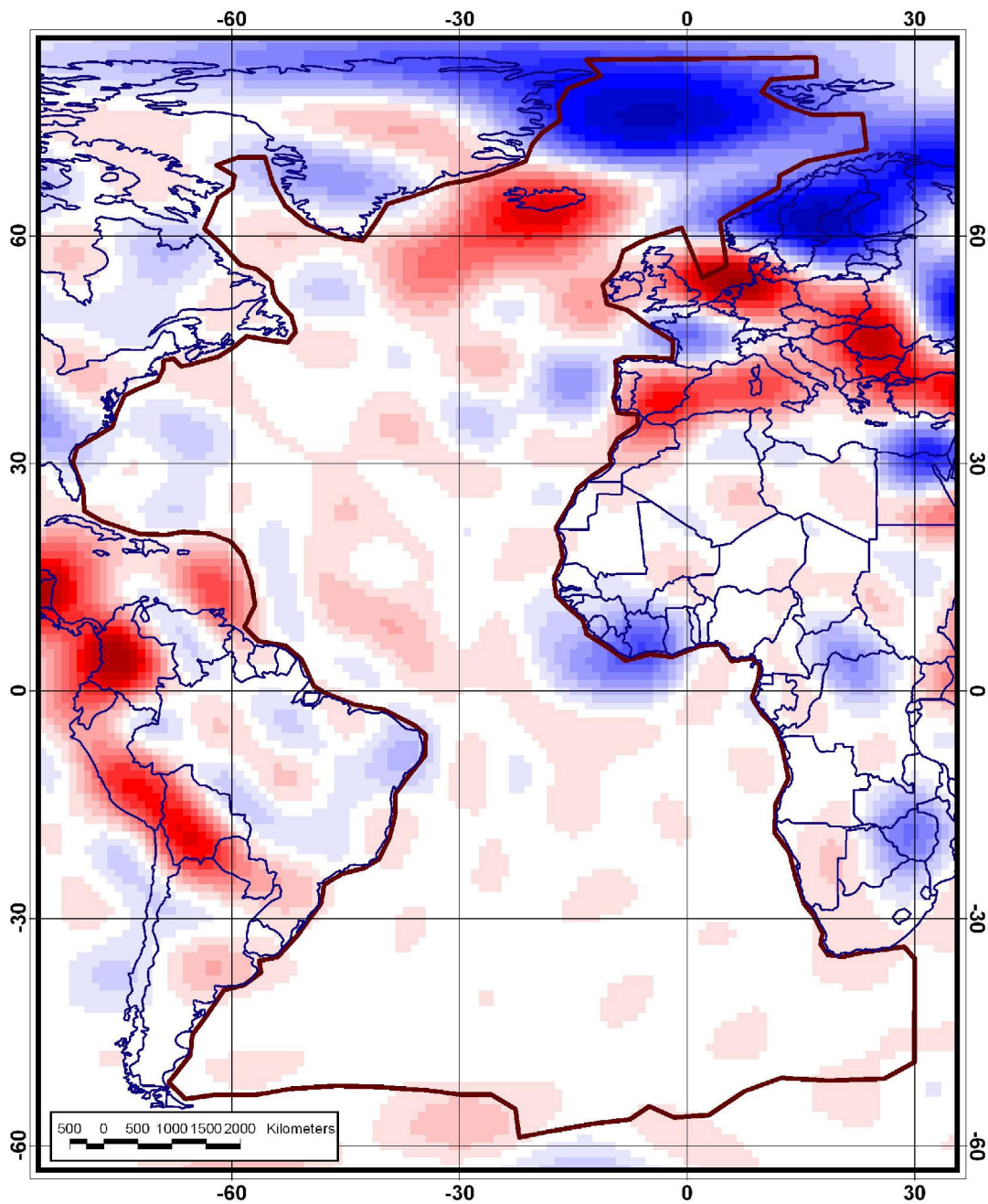


Рис.8. Томография по Р-волнам для слоя от 0 до 100 км по данным (van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2001).

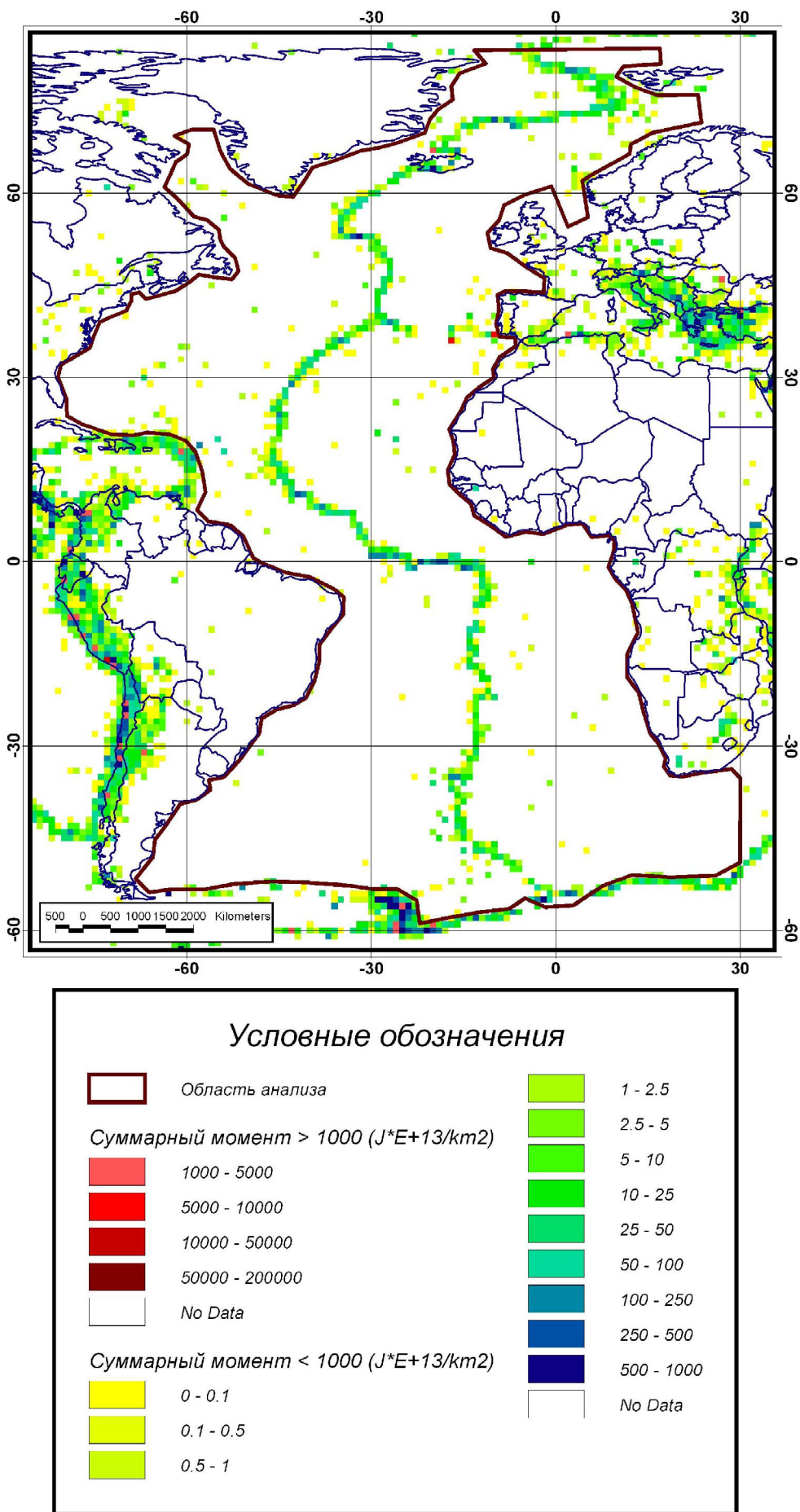


Рис.9. Плотность суммарного сейсмического момента $[J/km^2] \cdot 10^{+13}$ для событий в слое от 0 до 100 км по данным (ANSS Earthquake Composite Catalog. 2004. <http://quake.geo.berkeley.edu/anss/>, выборка 11.02.2004).

3.10 Литосферная компонента магнитного поля Земли

Данный параметр представлен результатами обработки материалов спутника CHAMP (Maus et al., 2002). Находясь на орбите высотой около 450 км и траекторией, покрывающей полюса Земли, этот спутник позволил выделить литосферную компоненту аномального магнитного поля для всей площади Земли. Авторами обработанных данных представлены карты аномалий полного вектора, вертикальной компоненты и модуля градиента полного вектора. Мы в данной работе используем последний параметр, карта которого для пересчета на высоту 100 км представлена на рис.10. Данная высота приблизительно равна толщине литосферы и обеспечивает соответствующий уровень осреднения. Модуль градиента полного вектора (или аналитический сигнал) обладает тем преимуществом, что в нем отсутствует знакопеременный характер поля, возникающий вследствие переменного направления намагничивающего поля, то есть фактора, не связанного со свойствами литосферы, и это обстоятельство сильно облегчает интерпретацию. Данный параметр пропорционален концентрации магнитоактивных минералов в литосфере и отражает факторы, формирующие вариабельность этой концентрации. Такими факторами могут быть положение глубины изотермы Кюри, наличие зон серпентинизации, зон интенсивного магматизма, отличающегося по составу от прилегающих территорий и т.д. Другими словами, данный параметр является «суррогатным» по свойствам 2-ой группы – энерговыделению, и отчасти, по свойствам 1-ой группы – геометрии глубинных границ.

4. Описание методики

4.1 Кластерный анализ (общие понятия)

Кластерный анализ – метод многомерной статистической классификации, основанный на выделении компактных групп измерений (устойчивых сочетаний параметров в многомерном пространстве) и определении геометрии этих групп для оценки расстояний между их центрами и определения предела, разделяющего пространство на принадлежность к той или иной группе. В результате применения анализа исходная совокупность точек в многомерном пространстве (по числу используемых для классификации параметров – в нашем случае 10-ти мерном) разделяется на кластеры или группы схожих между собой объектов. Под объектом понимается элементарная литосферная ячейка $1^\circ \times 1^\circ$, которой присвоены значения 10-ти параметров. Под кластером обычно понимают группу объектов (в нашем случае область литосферы), обладающую свойством плотности – компактного сосредоточения использованных параметров для некоторой области литосферы. При этом считается, что плотность объектов, или другими словами – сходство свойств внутри кластера выше, чем вне его. То есть кластер может быть описан некоторым центром, дисперсией (эффективным радиусом) в пределах своих очертаний, имеющих форму гиперболы, отделимостью от других кластеров. Конечно, данное определение метода не является строгим, но оно четко определяет его свойства и задачи, в большинстве своем интуитивно понятные.

В данной работе вычисления проводились в программной среде STATISTICA после загрузки в нее подготовленных данных. Это означает, что авторам не известны детали реализованных в программе алгоритмов. Известна только общая методика проведения классификации, регулируемая параметрами, вынесенными разработчиками в пользовательское меню. Главным параметром является количество кластеров N , на которые мы хотим разделить все множество объектов. Выбор оптимального числа кластеров будет обсужден позже в п.4.2.

Исходными данными для расчетов являются стандартизованные параметры (см. п.3) для каждой литосферной ячейки (см. п.6.1), представленные в виде таблицы, где столбцы являются значениями одного из 10 параметров для каждой из строк, которые соответствуют ячейкам. Далее в многомерном пространстве вычисляется матрица расстояний между каждой парой объектов и алгоритм при заданном числе желаемых кластеров N начинает делить все множе-

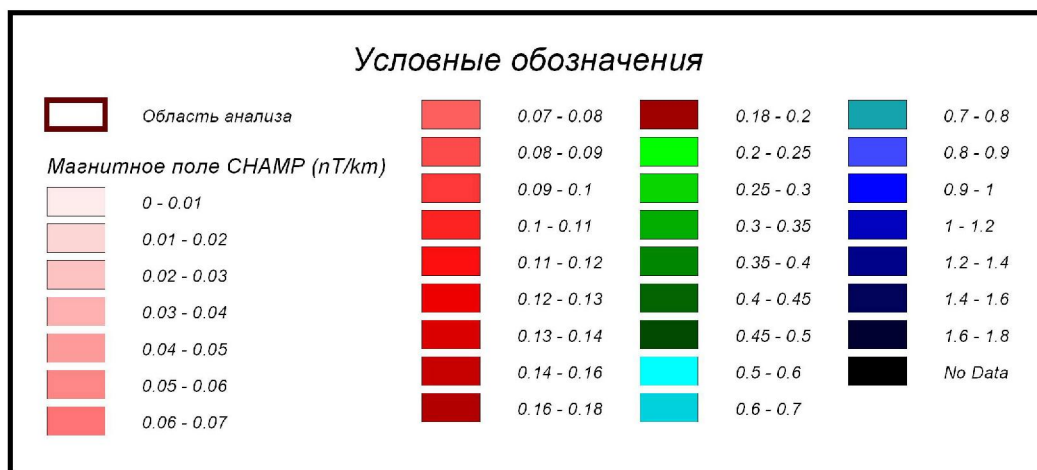
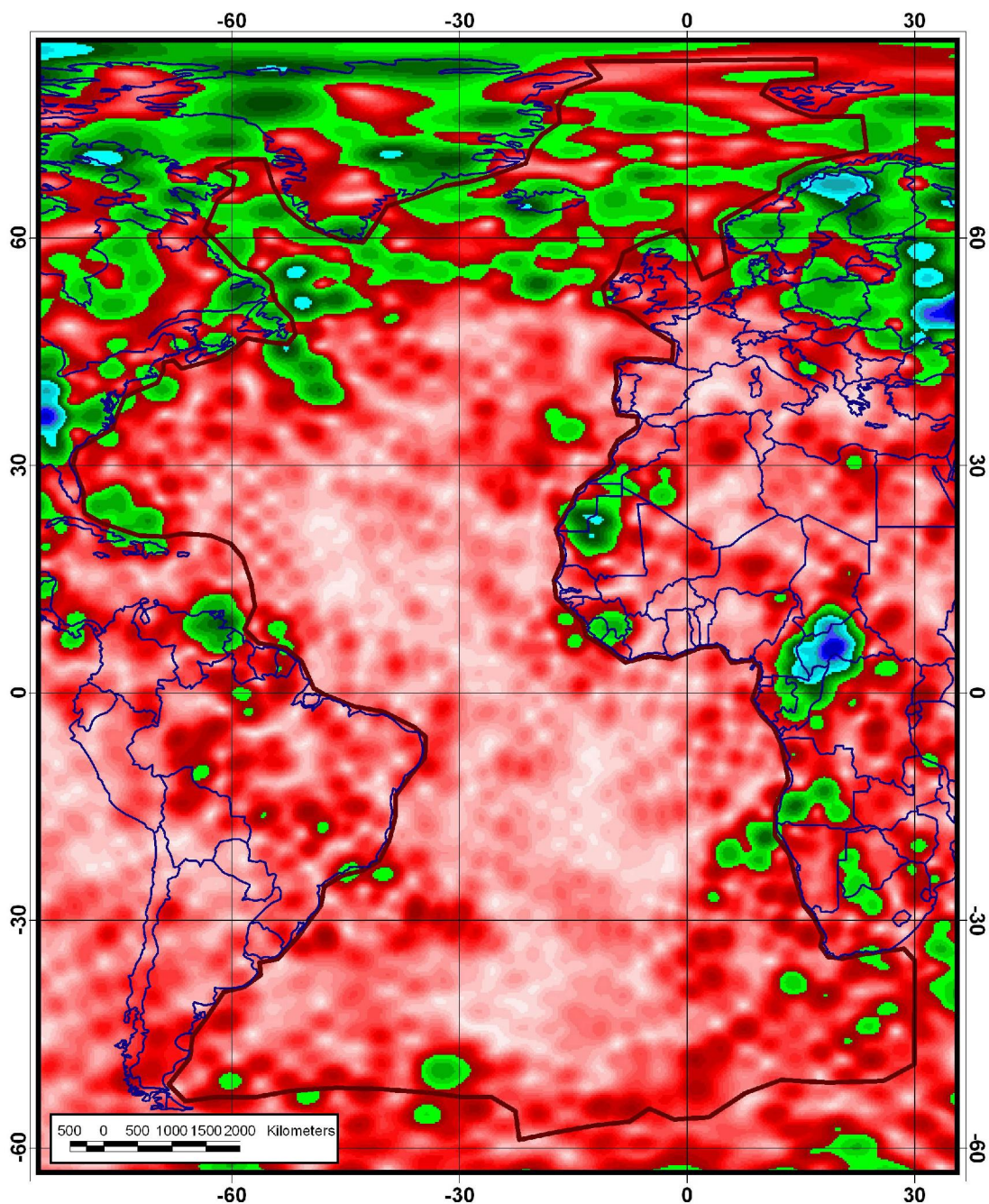


Рис.10. Модуль градиента полного вектора литосферной компоненты аномального магнитного поля по данным спутника CHAMP (Maus et al., 2002).



ство на это количество кластеров. Общий смысл процедуры выглядит так. Задавшись мерой (радиусом), заведомо превышающим все облако сосредоточения объектов так, что от каждого объекта можно этой мерой достать до любого другого, алгоритм начинает его уменьшать до тех пор пока из общего облака не начнут обособляться плотные группы, доступ из которых друг к другу при текущем значении меры уже невозможен. Способы определения плотности групп и расчета весов областей мы описывать не будем. Данная процедура также может быть осуществлена при обратном движении – от минимальной меры, равной самому малому расстоянию между объектами, в сторону ее увеличения до объединения объектов из исходного количества кластеров, равного количеству объектов, в группы общим числом N .

Описанное выше представляет собой общий смысл кластеризации по наиболее просто, с четким физическим обоснованием, методу k -средних (k -means clustering), реализованному в использованной программной среде STATISTICA и лучше всего подходящим для нашей задачи. В программе существует много вариантов параметров и нюансов алгоритмов кластеризации, описание которых несущественно для данной работы.

4.2 Подход к определению критериев достижения результата

Из краткого описания метода ясно, что нашей задачей является разбить все объекты на устойчивые и четко обособленные статистические группы числом N , по возможности большим, каждая из которых характеризуется определенным сочетанием всех параметров. Очевидно, что в первую очередь, будут выделяться группы, с ярко выраженными экстремумами по какому-либо из параметров. Только после появления групп, образованных за счет максимальных значений или значений занимающих главный диапазон варибельности каждого из параметров, начинается деление по менее выраженным вариациям. На этом этапе необходимо зафиксировать момент, когда прекратится принципиальное деление по статистически различным средним значениям в выделяемых областях и начнется деление «принудительное», т.е. выделение кластеров, отличающихся друг от друга на малую величину, соизмеримую с дисперсией или инструментальной погрешностью параметра в пределах обособленной зоны. Этот момент соответствует состоянию, когда процедура анализа заканчивает оценку линейной гетерогенности среды (см. п.2.1) и переходит к анализу рассеянной гетерогенности. В этом случае геодинамическая интерпретация отдельных кластеров на наш взгляд будет уже бессмысленна и анализ необходимо останавливать на текущем значении N , а разнообразие относящееся к виду рассеянной гетерогенности оценивать статистическими характеристиками типа моментов высоких порядков, единых для всей области. Критерием достижения результата будет также являться наличие физического обоснования и геологической сущности для различных параметров каждого кластера. Набор значений указанных характеристик по каждому параметру для каждого из кластеров и является решением поставленной задачи геодинамического районирования.

5. Алгоритм геодинамической классификации

Подготовка данных к кластерной классификации включает в себя создание идентичных по пространственной размерности матриц всех используемых параметров (см. п.3), стандартизацию их значений, необходимую для использования алгоритма, в котором будут рассчитываться расстояния (необходимая одинаковая размерность параметров), и загрузку данных в виде единой таблицы в рабочую программную среду.

Следующим шагом должно являться тестирование классификации на малых значениях N , где алгоритм должен шаг за шагом осуществлять первичную классификацию анализируемого пространства на кластеры с очевидной геологической интерпретацией. Если начать с $N=2$, алгоритм производит разделение анализируемой области на океаническую и континентальную (шельфовые области). На следующем шаге ($N=3$) происходит разделение океанической области на котловины и наиболее приподнятые участки САХ. На следующих шагах (до $N=5$) проис-

ходит последовательное обособление зоны САХ включая фланги и разделение его на «холодные» и «горячие» участки. На шаге $N > 5$ к тривиальным решениям начинают добавляться не вполне очевидные при визуальном анализе ситуации. Например, возникает дифференциация котловин, флангов САХ и переходных зон от континента к океану. На шагах от $N=8$ до $N=10$ начинают возникать фланговые зоны САХ, имеющие косую ориентацию и местами внедряющиеся глубоко в котловины, возникает обособление зоны САХ к северу от Исландии и начинают проявляться псевдосимметричные наложенные явления. На шагах от $N=11$ до $N=13$ происходит окончательная устойчивая дифференциация зоны САХ, большинства котловин и континентальных окраин на кластеры с четким физическим обоснованием для различающихся параметров. На шагах от $N=14$ до $N=15$ происходит окончательное выделение нетривиальных кластеров, наложенных на основные структурные элементы океана, с параметрами отличающимися друг от друга на величины, превышающие разброс параметров в пределах изолированных зон, принадлежащих к какому-либо кластеру.

Начиная с шагов $N > 15$ происходит резкое «рассыпание» самого обширного по площади кластера глубоководных котловин на мелкие, хаотично распределенные в пространстве, группы ячеек, отличающиеся друг от друга на величины соизмеримые со средней дисперсией параметров в стандартизованном пространстве. При расчете шагов с N от 16 до 100, обвальное увеличение числа кластеров для всех зон Атлантики, профили которых концентрируются в области нулевых разбросов и не отскакивают от нулевого значения на сколько-нибудь значимые величины, как в случае с $N=15$ (см. рис.11), указывает на то, что мы достигли физически обоснованного предела для кластерной классификации по имеющемуся набору данных, и дальнейшее увеличение N при асимптотическом его приближении к числу объектов (или к бесконечности – в зависимости от детальности разбиения анализируемой территории) не приведет к улучшению решения классификационной задачи.

6. Геодинамическая интерпретация результатов

6.1 Кластеры геофизических параметров

В результате расчетов по методике, описанной в п.4, по алгоритму выбора решения, описанному в п.5, по параметрам, описанным в п.3, получена модель статистической кластерной зональности Атлантики, состоящая из 15 устойчивых сочетаний использованных параметров, которые представлены в Таблице 1. Поскольку в основе методики лежит оценка расстояний в многомерном пространстве, расчеты проводились для стандартизованной формы параметров, состоящей в приведении их к виду с одинаковой размерностью с нулевым средним и единичным разбросом. Вопрос состоит в том, должны ли мы вычислять нормирующие статистические моменты только для региона исследований или для всей Земли в целом. Авторы остановились на последнем варианте, поскольку в противном случае будет затруднительно количественно сравнивать между собой результаты по разным регионам так как норма по всем параметрам от региона к региону будет разной. Все данные, использованные в настоящей работе, представлены матрицами на всю Землю, и стандартизация параметров проводилась для всего покрытия. Все параметры в исследованном регионе имеют экстремальные значения, близкие к абсолютным минимумам и максимумам, кроме суммарного сейсмического момента, средние значения которого по полученным кластерам на 4-5 порядков меньше максимальных, встречающихся в дуговых зонах Тихого океана, не попадающих в наш район. Тем не менее, и этот параметр был нормирован по общепланетарному значению, несмотря на то, что это привело к завышенным значениям отклонений этого параметра по кластерам в Атлантике (см. Таблицу 1). В данном случае информативными являются значения центра по данному параметру для полученных кластеров.

На рис. 11 представлены кластерные профили центральных значений параметров в безразмерных стандартизованных координатах по расчетным параметрам. По этим профилям видно, что в кластерных сочетаниях участвуют значения каждого из параметров, отражающие

Таблица 1.
Абсолютные значения центров кластеров и стандартные отклонения значений кластера в многомерном пространстве
используемых параметров

Кластер	Аномалия Буге (мГал)		Тепловой поток (mW/M ²)		Изостазия (мГал)		Томография по волнам Лява (%)		Томография по Р-волнам (%)		Сейсмический момент [J/км ² ·10 ⁺¹³]		Осадочный чехол (м)		Томография по S-волнам (%)		Рельеф (м)		Модуль градиента АМП (нТл/км)	
	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ	Центр	σ
No. 1	283	70	57	16	53	29	4.28	2.10	0.05	0.09	2.91	20.23	699	773	0.35	1.41	-3493	985	0.099	0.053
No. 2	323	36	67	12	-2	13	4.67	1.67	0.03	0.08	1.35	15.18	392	381	-1.18	0.93	-4336	541	0.068	0.039
No. 3	367	42	52	13	-41	18	4.10	2.70	0.10	0.15	0.05	0.69	788	733	0.47	1.20	-5190	534	0.082	0.045
No. 4	56	49	61	20	18	20	-0.35	2.58	0.04	0.19	0.86	17.18	2041	1164	1.13	1.31	-561	640	0.129	0.063
No. 5	210	73	222	36	13	18	3.67	2.11	-0.14	0.36	19.41	73.27	204	263	-3.62	1.83	-2457	1104	0.114	0.127
No. 6	363	32	50	11	-6	13	5.15	1.88	0.05	0.07	0.18	3.68	685	574	1.44	0.91	-5012	476	0.074	0.039
No. 7	264	39	43	19	8	14	2.51	1.39	0.00	0.07	6.26	27.79	153	174	-3.35	0.80	-3426	632	0.049	0.034
No. 8	152	75	74	28	3	14	1.29	1.98	-0.48	0.19	10.15	75.77	568	523	-3.90	1.51	-1643	1049	0.218	0.068
No. 9	261	66	51	14	-12	19	2.03	2.48	0.06	0.15	1.06	22.93	3273	1079	1.60	1.09	-3747	909	0.083	0.041
No. 10	255	56	130	24	7	16	3.73	1.85	-0.03	0.14	9.62	49.12	251	309	-2.78	1.10	-3226	850	0.071	0.047
No. 11	336	37	52	12	-6	12	3.77	1.82	0.03	0.06	0.04	0.44	203	287	-1.18	1.00	-4595	521	0.054	0.033
No. 12	229	89	54	21	-3	19	2.69	2.04	0.08	0.17	1.24	24.41	1780	1056	0.25	1.44	-2984	1250	0.272	0.074
No. 13	99	65	52	17	19	25	1.07	2.43	0.05	0.13	0.08	0.56	6491	1605	1.93	0.96	-1317	990	0.167	0.092
No. 14	202	56	108	33	-2	22	2.89	1.42	1.09	0.25	9.96	31.59	1084	865	0.59	1.31	-2349	782	0.168	0.072
No. 15	57	54	73	29	2	27	0.74	1.05	0.90	0.29	0.27	1.12	6040	1888	1.54	0.73	-542	518	0.198	0.058

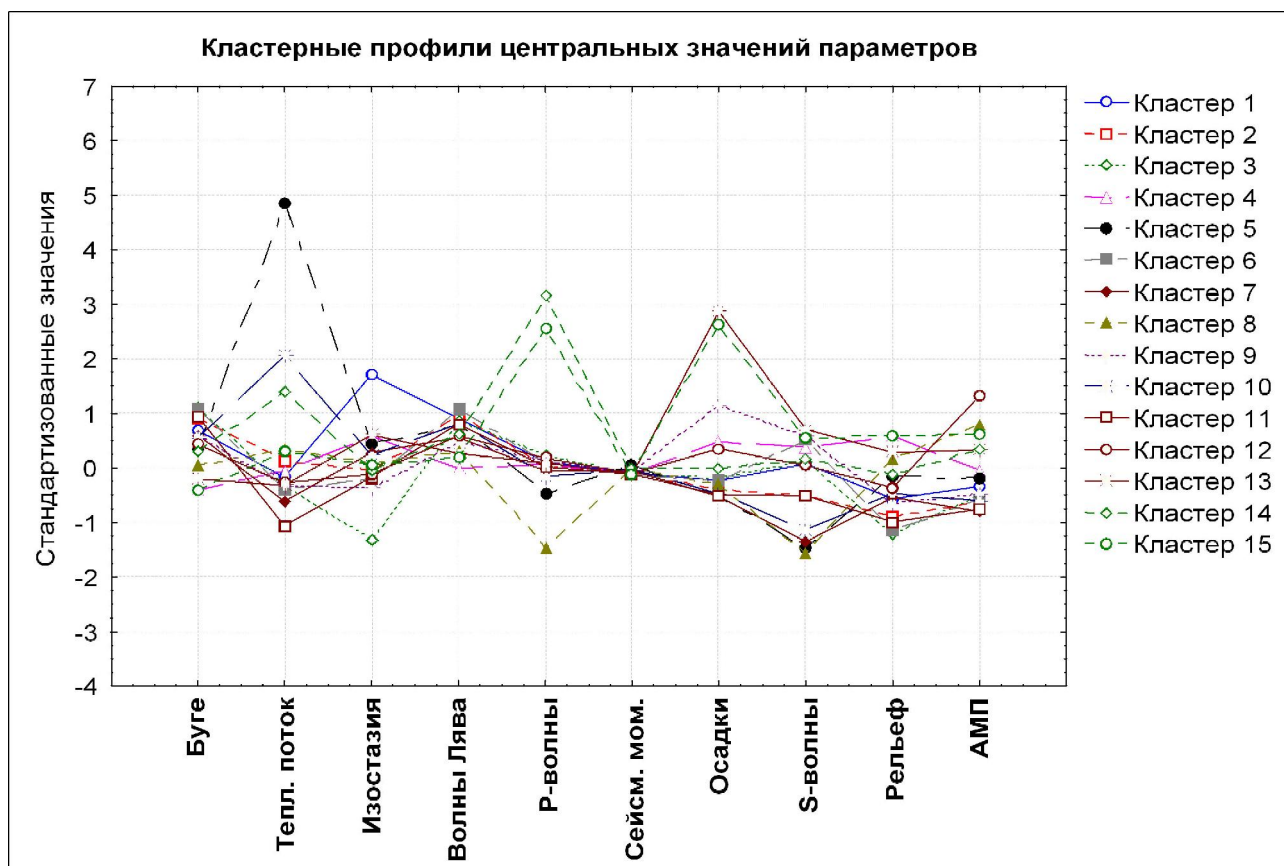


Рис.11. Кластерные профили центральных значений параметров в безразмерных стандартизованных координатах.

практически весь главный диапазон значений $\pm\sigma$, равное 1. Все главные значения параметров оказываются задействованными в том или ином устойчивом сочетании – кластере. Исключение составляют сейсмический момент по причине, указанной выше, и томография по волнам Лява, которая из-за того, что наш район занимает только океаническую область, представлена асимметрично только положительными значениями, а отрицательными, свойственными континентам, не представлена. Это происходит потому, что нормировка значений была проведена по значениям данного информационного покрытия для всей Земли.

Полученная зональность в распределении сочетаний параметров, выбранных для геодинамического анализа, в конце вычислительной части исследования отображается в виде карты. Каждой одноградусной ячейке присваивается соответствующий номер кластера в который она попадает по результатам вычислений и эта ячейка закрашивается уникальным для данного номера цветом. В результате этой процедуры получена карта геодинамического районирования литосферы Атлантического океана (см. Рис. 12), являющаяся вместе с Таблицей 1 основным результатом проведенного анализа. Значительная часть дальнейшего обсуждения будет ссылаться на эту карту.

15 устойчивых кластеров, полученных в результате геодинамического районирования литосферы Атлантики, могут быть условно поделены на 4 неравные группы в соответствии с основными структурными зонами океана:

- 1 группа срединного хребта (7 кластеров - 2, 5, 7, 10, 11, 8, 14);
- 2 группа глубоководных котловин (2 кластера – 6, 12);
- 3 группа континентальных окраин (4 кластера – 4, 9, 13, 15);
- 4 группа наложенных явлений (2 кластера –1, 3).

Подсчет площадей, занимаемых каждым из кластеров с учетом изменения размера градусной ячейки в высоких широтах, приведен в таблице 2.

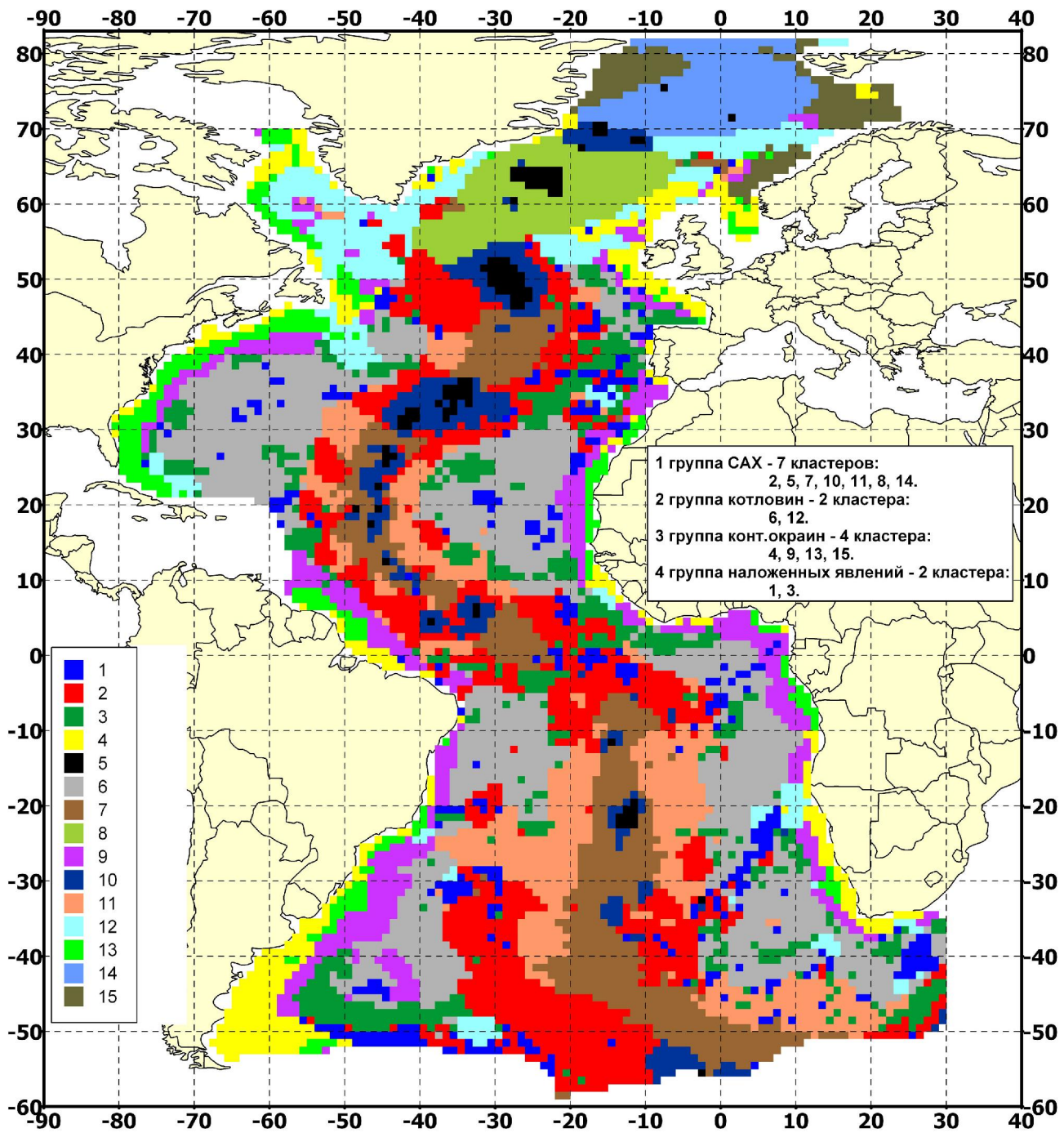


Рис.12. Геодинамическое районирование Атлантического океана по результатам кластерного анализа и группы кластеров по главным структурным зонам.

Таблица 2.

Площади, занимаемые кластерами.

Кластер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Млн км ²	3.64	11.64	6.25	3.67	0.89	16.06	7.25	1.71	5.49	2.82	7.91	3.14	2.79	0.84	0.57
%	4.9	15.6	8.4	4.9	1.2	21.5	9.7	2.3	7.3	3.8	10.6	4.2	3.7	1.1	0.8

Всего в пределах региона охарактеризовано 74.75 млн км². Наибольший объем занимает кластер 6 (группа котловин) – 16.06 млн км² (21.5%) – котловины с максимальными значениями глубины дна, мощности осадков, аномалий Буге, Лява, данных томографии по поперечным волнам. Минимальная площадь приходится на кластер 5 (группа хребта) – 0.89 млн км² (1.2%) – участки с повышенным тепловым потоком вдоль САХ; кластеры 14 – 0.84 млн км² (1.1%) и 15 – 0.57 млн км² (0.8%) – регион к северу от Исландии с наложенными на зону хребта повышенными экстремальными значениями данных томографии по продольным волнам.

Сравнение полученного районирования с сегментацией Атлантики, которая может быть осуществлена по каждому из использованных параметров в отдельности (см. п.3.1-3.10), показывает, что данное районирование не может быть получено путем классификации с использованием одного или немногих параметров. Тем не менее есть параметры, например рельеф дна или тепловой поток, влияние которых ощущается в большей степени чем других. Однако полученное устойчивое расчленение анализируемого пространства, которое не получается при визуальном анализе одного рельефа (по рельефу хребет имеет гораздо менее контрастное строение, чем в результате его статистического сопоставления с другими параметрами), возникает именно благодаря насыщению рельефа как геометрической характеристики другими характеристиками, связанными с энерговыделением и геометрией внутренних границ литосферы, что и создает основу для геодинамической классификации. Отметим также, что визуальная корреляция приводит к сопоставлению параметров по хорошо выделяющимся экстремальным значениям того или иного параметра, а численная корреляция позволяет сопоставлять различные фоновые (средние по отдельным районам) значения, которые практически незаметны при визуальном анализе, но весьма важны при получении характеристик больших площадей.

6.2 Описание и геодинамический смысл полученных групп

Перейдем к описанию и геодинамической интерпретации полученных групп кластеров. Предполагается, что физический смысл параметров изложен в п.3.

6.2.1 Группа срединного хребта

К данной группе относятся кластеры 2, 5, 7, 10, 11, 8 и 14 (см. рис. 12, Таблица 1). Для интерпретации этой группы совместно с данными петрологии приведем по (Дмитриев и др., 1999) корреляцию геофизических и петрологических параметров вдоль зоны САХ (см. рис.13). Значения дискриминанты $D1 > 255.5$ соответствует базальтам спрединговой ассоциации, $D1 < 255.5$ – плюмовой ассоциации базальтов по терминологии цитируемой работы. Мощность базальтовой коры является параметром, рассчитываемым по петрологическому параметру $Na8$, связанному с продуктивностью базальтового магматизма.

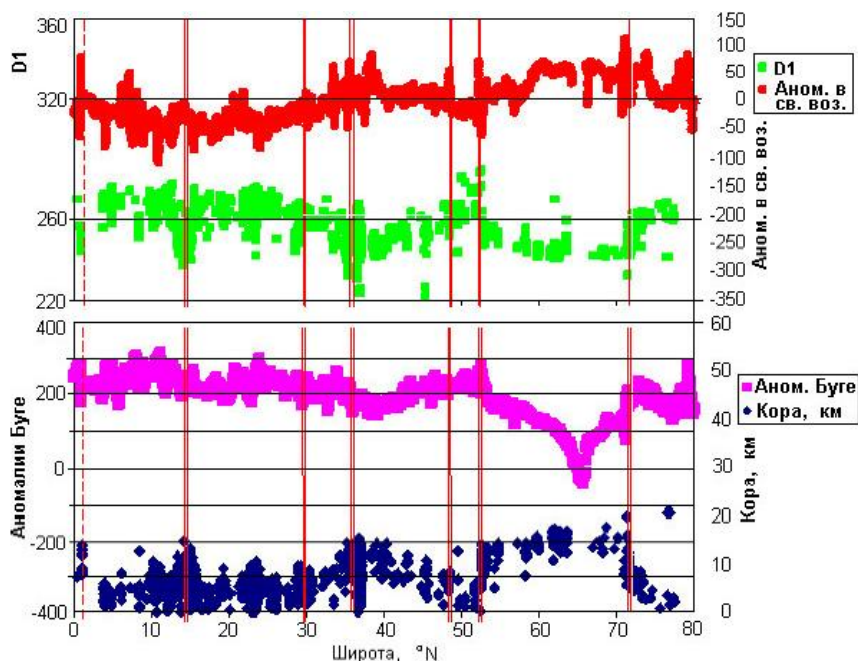


Рис.13. Корреляция геофизических и петрологических параметров вдоль осевой зоны САХ от экватора до 80°с. ш. (Дмитриев и др., 1999). (а) Аномалии силы тяжести (мГал) в свободном воздухе (Sandwell, Smith, 1997) и параметр D1; (б) Аномалия Буге (мГал) и мощность базальтовой коры (км) по параметру продуктивности магматизма $Na8$.



Кластер 5. Характерными деталями этого кластера являются максимальный тепловой поток, максимальный сейсмический момент, близкое к минимальному значение томографии по S-волнам, достаточно высокое положение рельефа. Кластер проявляется (см. рис. 12, Таблица 1) в районах суперпозиции глубинных плюмовых проявлений со структурами САХ (Исландия, регион Азорского архипелага, отдельные проявления к северу от разлома $15^{\circ}20'$, субширотное раздвоение в районе разломов Богданова и Сьерра-Леоне, район к югу от острова Вознесения, пересечение с продолжением Камерунской линии, Тристан-да-Кунья, тройное сочленение Буге). Именно в этих районах указанные выше параметры одновременно принимают значения, близкие к экстремальным: значения томографии менее -3.5% и повышенный тепловой поток показывают наличие обширных зон прогретой и частично расплавленной мантии; повышенная плотность сейсмического момента показывает наличие частых землетрясений, связанных с продвижением магмы; высокое среднее положение рельефа САХ (-2457 м) коррелируется вдоль САХ с пониженными значениями аномалии Буге, пропорциональной глубине мантии (или мощности коры), что также подтверждается высокими расчетными значениями мощности коры по параметру $Na8$ (см. рис.13) и наличием высокопродуктивных проявлений плюмового магматизма по параметру $D1$. Геодинамический смысл данного кластера состоит в наиболее продуктивном проявлении магматизма и энерговыделения с образованием мощной коры, сложенной базальтами, имеющими повышенные значения P-T условий и глубин, с которых идет подъем обогащенного мантийного вещества ($400-700$ км) и образования родоначальных расплавов ($50-100$ км при $1400^{\circ}C$) (Дмитриев, Соколов, 2003). Вследствие пониженной вязкости мантийного субстрата литосфера в области данного кластера находится в целом в состоянии изостатического равновесия. Таким образом, геофизические и петрологические параметры по данному кластеру в районе САХ образуют логически непротиворечивое и физически объяснимое сочетание.

Кластер 10. Характерными деталями этого кластера являются высокий тепловой поток, высокий сейсмический момент, низкое значение томографии по S-волнам и пониженное значение градиента магнитного поля. В целом кластер 10 является менее контрастным проявлением тех же параметров, что у кластера 5. Отличием является более глубокое положение рельефа и значение магнитного градиента, близкое к минимальному. Кластер проявляется (см. рис. 12, Таблица 1) в тех же районах, что и кластер 5, и в плане представляет собой «обрамление» для расположения экстремальных значений. Физический и геодинамический смысл характерных параметров кластера 10 тот же, что и у кластера 5. Низкое значение магнитного поля демонстрирует, скорее всего, невысокую концентрацию магнитовосприимчивого вещества в прогретой зоне и быстрое разрушение магнитных свойств при переходе от зон занятых кластером 5. Основные виды корреляции параметров кластера с данными петрологии (см. рис.13) сохраняются.

Кластер 7. Характерными деталями данного кластера являются минимальный тепловой поток, достаточно высокий сейсмический момент, низкое значение томографии по S-волнам и минимальное значение градиента магнитного поля. Кластер 7 в плане дополняет покрытие практически всего пространства вдоль САХ (см. рис. 12, Таблица 1), не занятого кластерами 5 и 10 (за исключением района к северу от Исландии, занятого кластерами 8 и 14). Минимальный тепловой поток в области САХ, не пересекающейся в плане с выходами глубинных плюмов на поверхности, вполне объясним. По данным (Подгорных, Хуторской, 1997) значения теплового потока на поверхности в целом отражают геодинамическое состояние недр в окрестности промера (кондуктивная составляющая, коррелирующаяся с данными томографии), но, в особенности вдоль САХ, имеются сильные вариации теплового потока связанные с неравномерной «конвективной» составляющей, величина которой связана с вымыванием тепла водой по сильной трещиноватости, имеющей место в окрестности хребта, а также выносом тепла при дегазации магматического субстрата (Летышков и др., 1997). Высокая сейсмическая активность существует вдоль всего САХ в связи с процессами образования молодой океанической коры путем аккреции продуктов магматизма, но на основной части САХ она имеет значение ниже чем в зонах, охарактеризованных кластерами 5 и 10. Сейсмические события в райо-

не кластера 7 происходят реже и имеют большую магнитуду (Дмитриев и др., 1999), но в целом плотность момента в области плюмовых проявлений все равно выше. Низкое значение томографии по S-волнам свойственно всей системе САХ в связи с подъемом мантии и образованием расплавов, но в области кластера 7 оно меньше чем при «плюмовых» кластерах. По данным (Дмитриев, Соколов, 2003) в этой области происходит проявление низкопродуктивного базальтового магматизма спрединговой ассоциации в результате адиабатического подъема деплетированной мантии с глубины менее 200 км и ее слабого частичного плавления на глубине 15-30 км при температуре порядка 1200°С. По классификации (Wilson, 1989) эти базальты относятся к NMORB. Слабое, а в данном случае, минимальное значение градиента магнитного поля является характерной чертой областей, прилегающих к САХ (см. рис.10). Это объясняется тем, что поле приведенное к высоте 100 км, отражает интегральную характеристику слоя, соизмеримого с высотой до источников поля. При этом высокочастотное пространственное магнитное поле будет сильно сглажено. Но главным фактором, объясняющим низкий уровень данного параметра является, скорее всего, низкая общая концентрация магнитного вещества в прогретой зоне с высокой степенью частичного плавления в верхней мантии.

Геодинамический смысл кластера 7 схож с кластерами 5 и 10: это энергонасыщенная среда, сопровождающаяся подъемом разогретого мантийного вещества и базальтовым магматизмом разной продуктивности, а также повышенной сейсмичностью, характерной вариацией аномалии Буге (см. рис. 4, 13) и томографией по S-волнам. Но существует принципиальное отличие, состоящее в том, условия формирования магм дискретны и сильно отличаются по Р-Т условиям. Причем пространственные переходы от одного типа к другому могут проходить вдоль САХ в пределах 70-100 км. На рис. 13 хорошо видна корреляция зон вдоль САХ со значениями $D1 > 255.5$ (спрединговая ассоциация базальтов) и геофизических характеристик, отражающих соответственно пониженную мощность коры, пониженное значение рельефа и повышенное значение аномалии Буге.

Кластеры 2 и 11. Данные кластеры представляют собой фланговое обрамление САХ и слабо отличаются друг от друга по тепловому потоку и сейсмическому моменту. Они представляют собой зону перехода от чисто хребтовых кластеров 5, 7 и 10 к кластерам океанического ложа, но наследующую некоторые черты кластеров САХ. В плане эти кластеры (см. рис. 12, Таблица 1) занимают полосу около 500 км с каждой стороны от САХ. В области экваториальной Атлантики они «пережимают» САХ, представленный кластерами с повышенным тепловым потоком, и формируют «холодный пояс экваториальной Атлантики» (Bonatti et al., 1993), который по всем прочим параметрам, входящим в анализ, приближается к промежуточному с котловинами типу. При этом все указанные в данной группе кластеры являются в общих чертах изостатически скомпенсированными. Кластеры 2 и 11 в южной Атлантике внедрены глубоко на территорию котловин и смыкаются с кластерами наложенных явлений (Мартин-Ваз, Риу-Гранди, хребет Китовый), о которых речь пойдет позже. С этими наложенными явлениями в большей степени смыкается кластер 2, имеющий более высокий тепловой поток, чем кластер 11. Кластер 2 также имеет более высокий чем кластер 11 (хотя и небольшой в абсолютном выражении) сейсмический момент, что говорит о том, что он покрывает зоны, где происходят внутриплитные землетрясения. Интересно отметить, что в целом зоны, покрытые кластером 2, имеют северо-западную ориентацию, что совпадает с описанными в литературе внутриплитными землетрясениями и разломами северо-западной ориентации (Мазарович, Соколов, 2002). Также отметим, что эти зоны ответвляются от САХ в тех местах, где проявлены плюмовые кластеры 5 и 10. Таким образом являясь результатом действия сил, суперпозиция которых приводит к появлению системы северо-западных сколов, эти кластеры проявляются начиная с ослабленных и энергетически активных зон плюмовых проявлений на САХ, и вовлекают фланги и часть котловин в сферу своего действия. Интересным является факт внедрения зон этих кластеров в котловину Лабрадор с северо-западной ориентацией.

По остальным параметрам кластеры 2 и 11 выражены следующим образом. Аномалии Буге приобретают значения, близкие к максимальным, встречающимся в котловинах. Томография по волнам Лява имеет стабильно высокие значения, характерные для океанических зон.



Томография по Р-волнам практически не имеет дифференцированности на большей части региона кроме северной его части. Осадочный чехол в обрамлении САХ (как и на самом САХ) минимален и составляет первые сотни метров. Томография по S-волнам имеет слабые отрицательные значения обрамления зоны САХ. Рельеф близок к средневзвешенному значению по океану. Градиент магнитного поля близок к минимуму.

Кластер 8. Данный кластер характерен самым низким для САХ значением аномалии Буге, тепловым потоком выше среднего, пониженным значением томографии по волнам Лява, что говорит о повышенном значении мощностей коры в данном районе. Кроме того, кластер представлен высоким сейсмическим моментом, минимальным значением томографии по S-волнам в пределах региона и повышенным рельефом. В плане данный кластер (см. рис. 12, Таблица 1) расположен в районе Исландии. Отмеченный набор характерных значений должен был бы отнести этот регион к кластеру типа 5 или 10, но он выделен в отдельный тип благодаря следующему. На этот регион наложена зона сильных отрицательных значений по томографии по Р-волнам, которая характерна для коллизионных областей Земли (см. рис.8). Кроме того, этот кластер имеет высокие значения градиента магнитного поля. Сравнение основных характеристик для района данного кластера с петрологическими параметрами вдоль САХ (см. рис.13) не оставляет сомнений в плюмовой природе кластера 8. Более того глубинный характер прогретой зоны в районе Исландского плюма давно известен и широко обсуждается в литературе. Принципиальная геодинамическая интерпретация этого района также не вызывает особых сомнений. Суперпозиция такого яркого плюмового явления, как район Исландии, выраженного в характерном экстремуме по томографии по S-волнам (см. рис.7), с не менее характерным экстремумом по томографии по Р-волнам (см. рис.8) является для Земли уникальным прецедентом. Из этой суперпозиции можно сделать два различных заключения. Первое состоит в том, что в силу яркости исландского плюмового явления, эта зона является единственным местом на поверхности Земли, где сильные минимумы по томографиям Р- и S-волн коррелируются и имеют одну и ту же термальную природу. Второе состоит в том, что природа у этих экстремумов все-таки разная, а это означает что Евразийская коллизионная зона, выделяемая по минимуму томографии Р-волн, своим протяженным фронтом захватывает и район Исландии. В пользу второй интерпретации говорит следующее. Сходный по контрастности в томографическом поле Азорский плюм ничего подобного не имеет и два указанных вида томографии там никак не коррелируют. Мощность коры в районе Исландии по данным ГСЗ достигает 30 км (Международный ..., 1990), и это магматическое образование уже достаточно велико по своей массе чтобы обеспечить значимый эффект в томографическом изображении при наличии поля сил, вызывающих коллизионное образование типа существующего в Евразии. Окончательный ответ на данный вопрос в настоящий момент авторы дать не берутся. Повышенное значение градиента магнитного поля в кластере 8 может быть объяснено следующим образом. Интегральный эффект поля на высоте 100 км не приводит к полному осреднению высокочастотной компоненты, поскольку в картине магнитных аномалий в районе Исландии прослеживается наличие обширных зон с однородным полем, лишенным линейных магнитных аномалий (Международный ..., 1990). Кроме того, в районе Исландии проявлен крайний глубинный тип базальтового магматизма ТОР-Fe (Дмитриев и др., 1999), что по-видимому повышает концентрацию магнитоактивного вещества несмотря на то, что прочие факторы в пределах данного кластера должны приводить к пониженному значению магнитного поля.

Кластер 14. Данный кластер характеризуется низким значением аномалии Буге, повышенным тепловым потоком, максимальным значением томографии Р-волн, большим сейсмическим моментом, увеличенным средним осадочным чехлом, положительным значением томографии S-волн и высоким значением градиента магнитного поля. В плане (см. рис. 12, Таблица 1) данный кластер распространен в северной части Атлантики к северу от 71 широты и в других местах не встречается. Его главной особенностью является максимальное значение томографии Р-волн, расположенное к северу от минимального значения этого параметра в кластере 8, также как и сочетание минимумов и максимумов Р-волн в пределах северной Европы (от Северного моря до Скандинавии, см. рис.8). Кроме того по томографии по S-волнам в дан-

ном регионе единая цепочка минимумов, соответствующая САХ, заменяется на положительные значения, свойственные холодным океаническим и континентальным областям. Даже в области холодного экваториального сегмента САХ картина по S-волнам не нарушалась подобным образом. Значения аномалии Буге в данном районе низкие, приближаются к континентальным и охватывают всю ширину северной Атлантики от Гренландии до Скандинавии без ярко выраженного минимума САХ (см. рис. 4). Повышенный тепловой поток и значительный сейсмический момент в районе свидетельствуют, тем не менее, об активной фазе рифтогенеза. Повышенные значения осадочного чехла говорят о близости и активности источников сноса осадочного материала. Большое значение градиента магнитного поля имеет характер, сходный со значениями и рисунку поля с прилегающей сушей. Данный набор значений основных параметров в районе кластера 14 говорит о его уникальности. Геодинамическая интерпретация этого района является вопросом весьма сложным, и одним из возможных его решений может быть предположение о первичной континентальной природе этого блока, который в настоящее время испытывает начальную фазу рифтогенеза.

6.2.2 Группа глубоководных котловин

К данной группе относятся кластеры 6 и 12 (см. рис. 12, Таблица 1). Интерпретация этих кластеров приведена ниже.

Кластер 6. Этот кластер характеризуется максимальным значением аномалии Буге, средним по Земле тепловым потоком, изостатической уравниственностью, максимальным значением по волнам Лява, минимальным сейсмическим моментом, осадочным чехлом около 700 метров, положительным значением томографии S-волн, максимально глубоким рельефом и небольшим градиентом магнитного поля. В плане (см. рис.12) кластер занимает площади котловин, выделяемых по глубоководному и практически плоскому рельефу, но в несколько сокращенном по сравнению с классическим представлением виде, поскольку в этот кластер не попадают области котловин затронутые хвостами кластеров флангов САХ и области продолжения континентального подножия, относимые к другому классу кластеров. Максимальные значения аномалии Буге являются индикатором холодного и плотного состояния литосферы, и вместе с минимальным значением сейсмического момента и средним значением теплового потока указывают на геодинамическое «состояние покоя», в котором пребывает большая часть этих областей. Максимальное значение по волнам Лява и положительные значения по S-волнам показывают, что эта область является типично океанической и не возбужденной подводом глубинной энергии по системе диапиров. Она занимает максимально глубокое положение по рельефу (в среднем -5012 м) и покрыта пелагическим осадочным чехлом со средней мощностью 685 метров. Нарушения «состояния покоя» этой области, связанные с вертикальными движениями изостатической природы, горизонтальными сдвиговыми движениями северо-западного направления, подводом энергии диапиров и прочими наложенными явлениями, формализуются в кластеры других типов.

Кластер 12. Данный кластер является модификацией кластера 6, представляющей собой переход от котловин к наложенным (см. п.6.2.4), либо к плюмовым явлениям в отсутствие кластеров 2 и 11. В плане (см. рис.12) кластер 12 практически всегда встречается в виде пары, расположенной симметрично САХ (см. также рис.10), что говорит об импульсном появлении данного участка литосферы в районе САХ и дальнейшем его разделении за счет спрединга. Он встречается в симметричных образованиях: плато Агульяс – район к северу от островов Южной Джорджии, хребет Китовый (северная часть) – возвышенность Риу-Гранди, районы к югу от плато Блейк и к югу от Гвинейского плато, районы хребта Ньюфаундленд и к югу от банки Жозефины, в районе котловины Лабрадор и южных отрогов плато Рокколл, Западного обрамления Гренландии и Норвежской котловины. Главной особенностью этих образований является повышенный градиент магнитного поля, достигающий уровня континентального поля и поля в районе Исландии (см. рис.10). Кроме указанных выше пар, попадающих в район изучения, имеются еще и пары, наложенные в основном на континент. Это может говорить об участии в



формировании литосферы магматизма со свойствами, близкими к исландскому, то есть глубинными железистыми разновидностями базальтов с формированием больших покрытий имеющих одинаковое направление намагниченности, и поэтому не осредненными при регистрации поля со спутника. Причем продукты глубинного плюмового магматизма, накладывались как на молодую океанскую литосферу так и на континентальную, подвергшуюся рифтингу. Не вся зона рифтинга «залечивалась» магматизмом такого типа. Подвод глубинных мантийных диапиров к поверхности являлся пространственно редким явлением также, как и в современную эпоху вдоль САХ мы наблюдаем базальты плюмовой ассоциации как эпизодическое явление, а базальты спрединговой ассоциации как повсеместное явление.

Другие параметры кластера 12 органично связаны с его изначальной магматической природой. Мы наблюдаем повышенное значение рельефа из-за продуктивности магматизма, повышенную по сравнению с котловинами сейсмичность из-за близости районов кластера 12 к активным наложенным явлениям, не очень высокие значения по волнам Лява, пониженные значения аномалии Буге и повышенные мощности осадочного чехла из-за расположения районов кластера 12 по периферии океана. Таким образом геодинамический смысл данного кластера состоит в том, что это следы воздействия палеоплюмов на литосферу Атлантики.

6.2.3 Группа континентальных окраин

К данной группе относятся кластеры 4, 9, 13 и 15 (см. рис. 12, Таблица 1). Интерпретация этих кластеров является наименее проблематичной.

Кластер 4. Данный кластер в плане (см. рис.12) расположен на континентальном шельфе наиболее близко к суше или к источнику поступления осадочного материала. Он характеризуется следующими особенностями. Аномалия Буге имеет значение 56 мГал, что свидетельствует о его континентальной природе, поскольку наиболее приемлемый уровень отсечения континента от океана по этой аномалии – 175 мГал. Значение по волнам Лява ниже нуля и положительные значения по S-волнам также говорят о континентальности. Тепловой поток близок к среднему значению. Изостатическая аномалия немного повышена, поскольку отражает навал осадков на коровый и мантийный субстрат, недостаточно скомпенсированный прогибанием. Средняя мощность осадочного чехла равна 2041 м при средней глубине дна 561 м. Значение градиента магнитного поля повышено, поскольку отражает влияние пород континентального фундамента. Геодинамический смысл данного кластера состоит в наличии процесса изостатического выравнивания геометрии корового блока на вязком мантийном субстрате после увеличения на него нагрузки осадочного материала.

Кластер 13. Данный кластер практически полностью наследует все свойства кластера 4 кроме рельефа и осадочного чехла. Осадочный чехол имеет максимальное среднее значение 6491 м при среднем значении рельефа –1317 м. Это означает, что кластер 13 занимает в плане (см. рис.12) положение на бровке шельфов и верхней части континентального склона, а процессы компенсационного прогибания привели на площади этого кластера к большему погружению субстрата при той же самой интенсивности изостатического процесса, что и на территории кластера 4.

Кластер 9. Данный кластер наследует особенности кластера 13 и расположен мористее кластеров соответственно 4 и 13. Его особенностью являются следующие значения основных параметров. Аномалия Буге имеет повышенное по сравнению с кластерами 4 и 13 значение – 261 мГал, а это означает, что осадочная нагрузка здесь уже налегает на периферийную океаническую кору, холодную и более плотную, чем континентальная. Последнее обстоятельство приводит к отсутствию процессов прогибания, выраженных в изостатической аномалии. Градиент магнитного поля также обладает свойствами, сходными с океаническими котловинами. Средняя мощность осадочного чехла равна 3273 м при среднем рельефе –3747 м. Это означает что данный кластер занимает в плане (см. рис.12) области континентального подножья и прилегающей к ней части котловин, засыпанной осадочным чехлом.

Кластер 15. Данный кластер схож по своей геодинамической природе с кластерами 4 и 13, но выделяется в отдельный тип по нижеследующим причинам. В плане (см. рис.12) он распространен только в северной части Атлантики по периферии также уникального кластера 14, свойства которого влияют на свойства кластера континентальной окраины с повышенным средним осадочным чехлом – 6040 м. Аномалия Буге имеет в кластере 15 явно континентальное значение – 57 мГал. Имеется повышенный над средним уровнем тепловой поток – 73 мВт/м². Отмечается наличие разнонаправленных значений изостатической аномалии в пределах площади кластера (см. рис.12), приводящие в целом по кластеру к нейтральному среднему значению. Сильная положительная аномалия значений томографии по Р-волнам также распространяется на ареал кластера 15. Среднее значение рельефа – 542 м. Отмечается повышенное значение градиента магнитного поля, свойственное северным кластерам в области Исландского плюма. Таким образом, геодинамический смысл данного кластера состоит в объединении свойств кластеров континентальной окраины со свойствами аномального северного блока, как субстрата для интенсивного осадочного процесса.

6.2.4 Группа наложенных явлений

К данной группе относятся кластеры 1 и 3 (см. рис. 12, Таблица 1). Интерпретация этих кластеров является наиболее нетривиальной.

Кластер 1. Данный кластер характерен пониженными по сравнению с котловинами значениями аномалии Буге, максимальными для Атлантики значениями изостатической аномалии и повышенным значением сейсмического момента. Остальные параметры имеют общие средние значения. В плане (см. рис.12) этот кластер распространен в виде ареалов, наложенных на котловины и фланговые зоны САХ. Изредка эти ареалы сгруппированы в обширные группы (хребет Китовый, Риу-Гранди, острова Зеленого Мыса, Камерунская линия), но практически во всех случаях они формируют псевдосимметричные относительно САХ пары, свидетельствующие о том, что они представляют собой следы одних и тех же плюмовых магматических импульсов, имевших место в районе САХ и разведенных впоследствии спредингом на противоположные стороны от дивергентной зоны океана. Собственно говоря, эти образования можно назвать макроскопическими «бычьими глазами» (bulls eyes) или считать их следами горячих точек (Courtillot et al., 2002), профункционировавшими некоторое время под системой САХ, чем по-видимому и вызвана их асимметрия по разные стороны океана. Зоны, занятые кластером 1, представляют собой вулканические постройки, многие из которых активны в современную эпоху. Магматизм этих построек обладает высокой продуктивностью и создает на пространстве ложа океана образования с избыточными массами над компенсационной поверхностью. Этим объясняется экстремальное положительное значение изостатической аномалии в районе вулканических построек. Этим же объясняется пониженные по сравнению с фоном котловин значения аномалии Буге. Повышенное значение сейсмического момента объясняется наличием современной активной вулканической деятельностью. Геодинамический смысл данного кластера таким образом интерпретируется аналогично кластерам 5 и 10 (и в какой-то степени 12) как подвод глубинного плюмового энерговыделения, но не совпадающий с системой САХ, имеющий тепловой поток чуть выше среднего значения по Земле и отличающийся по составу магм. По данным (Соболев, Никогосян, 1994; Соболев, 1997) родоначальные расплавы продуктов внутриплитного магматизма океанов образуются при подъеме мантии с глубины порядка 1000 км и ее плавлении на глубине 100-130 км и температуре 1400–1650° С.

Кластер 3. Данный кластер, распространенный в плане (см. рис.12) как в основном субширотное явление, наложенное на котловины и зону САХ, имеет две особенности, отличающие его от того кластерного пространства, на которое он наложен. Он обладает экстремальным максимальным значением аномалии Буге и экстремальным минимальным значением изостатической аномалии. Подобное сочетание указанных параметров на Земле существует только в преддуговых зонах, например Тихого океана, когда обширные надвиговые явления в области дуг приводят к формированию перед их фронтом зон с увеличенным недостатком масс при

увеличенной аномалии Буге. Отметим также, что этим аномальным субширотным зонам в районе 15° и 25° северной широты по данным (Силантьев, 2003) соответствуют продукты магматизма, не имеющие аналогов среди современного магматизма северного САХ. По оценкам автора данной работы продукты магматизма этих зон могут быть получены при наличии субконтинентального мантийного субстрата или в случае активного смешения продуктов плавления с веществом литосферы, как это происходит в зонах субдукции. Подобное совпадение геофизических и петрологических признаков указывающих на не совсем тривиальную для Атлантики обстановку, вряд ли является случайностью. Авторы настоящей работы считают необходимым позволить себе осторожное высказывание относительно возможной смены в современную эпоху направления вектора горизонтального движения в районе Атлантики с субширотного на субмеридиональное. В этом авторам также придает уверенность современные данные наблюдений GPS и VLBI на прилегающих континентах.

6.3 Сопоставление результатов с основными представлениями о геодинамике Атлантического океана

Как было отмечено во введении, накопление геолого-геофизической информации о строении дна Атлантического океана привело к устойчивому выделению класса фактов, плохо объяснимых с точки зрения классической геодинамической модели океана, основанной на взаимодействии формирующейся в дивергентной зоне литосферы с главными силами классической модели, ответственными за современную тектонику океана. Поскольку данная работа не преследует цель определения альтернативных механизмов, выше мы привели вариант систематизации геодинамических обстановок Атлантики с учетом новых данных, выполненный формально беспристрастно при помощи численных методов, и дали вариант геодинамической интерпретации полученных кластеров, следуя принципу «максимального правдоподобия в интерпретации фактов». При этом авторы не исключают возможности альтернативных интерпретаций.

Сразу оговорим то, что мы получили набор кластеров, который отражает геодинамические свойства основных структурных элементов океана, вполне объяснимых с точки зрения плитотектонической модели. Их описание дано в разделе 6.2 и является тривиальной частью результата исследований. Вместе с тем, мы получили ряд кластеров, объяснение которых вряд ли возможно без введения дополнительного геодинамического механизма в общую теорию, или без существенной модификации существующего механизма. Данная работа этому вопросу не посвящена и здесь этого сделано не будет. Мы сделаем лишь акцент на описании нетривиальных результатов кластерного анализа.

Наиболее интересным, на наш взгляд, результатом является неоднородность геодинамических условий вдоль простирания хребта, которая по разнообразию кластеров, выделенных в зоне САХ, не совпадает с разнообразием отображения хребта ни в каком из использованных параметров. Разнообразие кластеров представлено чередованием «горячих» и «холодных» блоков, особенно контрастно различающихся по тепловому потоку, суммарному выделившемуся сейсмическому моменту, гравитационной аномалии Буге, отражающей в данном контексте продуктивность магматизма и мощность коры, сформированной в рифтовой зоне, и топографии по S-волнам, отражающей степень частичного плавления мантии и наличие изолированных плюмов, уходящих глубоко в мантию (до 700 км). Выделенные зоны хорошо согласуются с литературными данными о вариации P-T условий формирования базальтов срединных хребтов и, соответственно, глубинах подъема магмы. Вариации условий формирования расплавов приводят к наличию на поверхности базальтов двух главных ассоциаций (Дмитриев и др., 2006): плюмовой – глубинной и высокопродуктивной, и спрединговой – малоглубинной и низкопродуктивной. Пространственное распределение этих ассоциаций показано на рис.14. Принимая во внимание дискретность условий формирования расплавов для этих ассоциаций (Дмитриев и др., 1999, 2003), и близкое пространственное расположение (70-100 км) их местопоявлений, мы вряд ли можем утверждать, что вдоль САХ мы имеем единый процесс подъема прогретого и частично расплавленного вещества но с разными P-T характеристиками вдоль дивергентной

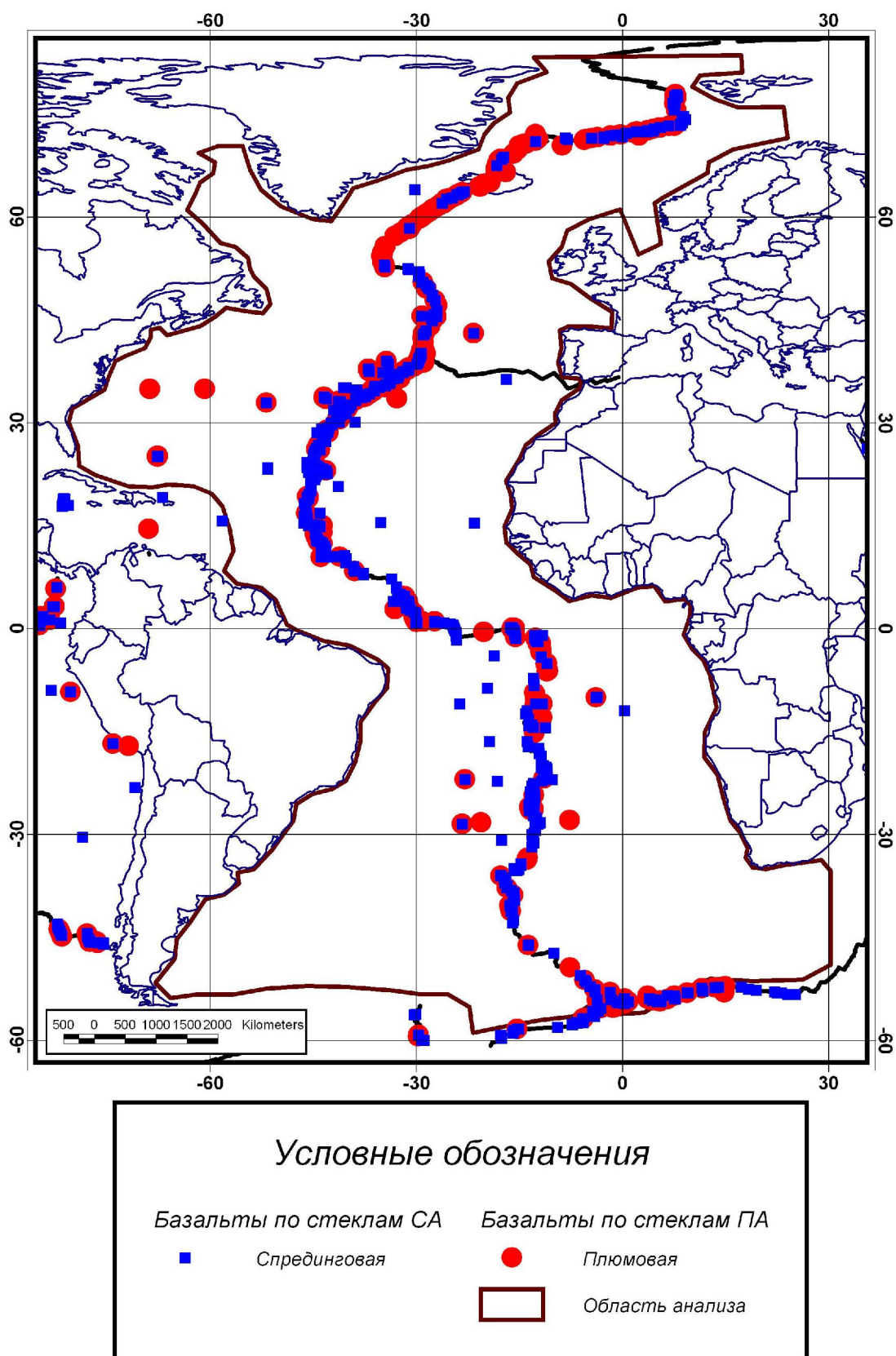


Рис.14. Пространственное распределение базальтов двух основных ассоциаций: плюмовой и спрединговой, рассчитанных по данным анализов закалочных стекол (Дмитриев и др., 2006).



зоны. Из анализа рис.14 видно что базальты спрединговой ассоциации существуют везде, а базальты плюмовой ассоциации наложены на спрединговые и выявлены на САХ только в случаях присутствия глубинных изолированных подводных каналов. Другими словами, мы имеем не один, а **два независимых процесса, наложенных друг на друга**, геодинамический эффект от которых должен рассматриваться отдельно, а в районах плюмовых проявлений необходимо рассчитывать их суперпозицию. Но для этого нам понадобится новая рабочая геодинамическая модель, основанная на двух механизмах, что выходит за рамки данной работы. Единственным дополнительным комментарием к данному выводу, может быть предположение о том, что подобное пространственное соотношение базальтовых ассоциаций и привязанных к ним геодинамических механизмов, по-видимому, сохранялось в неизменном виде в течении всего периода раскрытия Атлантики, что следует из анализа свойств кластера 12 (см. п.6.2.2), где мы сделали предположение о присутствии следов палеоплюмов.

Другим результатом, полученным по кластерной классификации геодинамики литосферы Атлантики, является выделение зон, косо ориентированных по отношению к главным структурным элементам (фланговые кластеры, п. 6.2.1). Наличие косо ориентированных зон неоднократно отмечалось также и по данным детальным геофизическим съемкам в Атлантике (Мазарович, Соколов, 2002). Наличие этих зон подтверждается и при макроскопическом описании геодинамических параметров литосферы, что говорит о фундаментальном характере причинно-следственных связей между параметрами на различных масштабных уровнях. Азимут косо ориентации – северо-западный – совпадает с ориентацией множества мелких форм, полученных в результате многолучевого картирования океанского дна, а также в результате картирования деформаций осадочного чехла сейсмопрофилированием. Основной геодинамический вывод из вышесказанного такой. В реальной тектоносфере присутствует система сил тангенциальная к поверхности Земли и неортогональная САХ, ответственная за данное явление. Рабочая геодинамическая концепция объяснения данному явлению не дает.

Нетривиальным результатом является сочетание параметров кластера 3 (см. п.6.2.4), свойственное преддуговым зонам. Субширотная ориентация зон этого кластера естественно предполагает наличие субмеридиональной компоненты движения, что никак не объясняется рабочей геодинамической моделью. Совпадение с необычными данными геохимии (Силантьев, 2003) вряд ли можно считать случайным. Кроме того, в районе проявления данного кластера около разлома $15^{\circ}20'$ и к востоку от САХ наблюдается так называемая зона конвергенции пассивных частей трансформных разломов, что также невозможно объяснить без субмеридиональной компоненты движения литосферных масс. В западной части Атлантики также имеется две зоны субдукции (желоб Пуэрто-Рико и северное обрамление моря Скоша) ориентация движения по которым также субмеридиональная, что даже делает второстепенным вопрос, происходит в этих районах надвиг или подвиг (субдукция). Данный кластер также образует широтную зону между 22° и 28° с.ш. в районе работ Канаро-Багамского геотраверса (Глубинное..., 1998), где, в особенности к востоку от САХ, отмечается наличие деформаций и наклонных рефлекторов в консолидированной коре, имеющих субмеридиональный азимут падения. В этой работе рассматривается несколько вариантов интерпретации этих рефлекторов от вещественного до тектонического, причем по соотношению структур коры и осадочного чехла делается вывод о том что возраст этих нарушений может быть от современного в районе САХ до мезозойского в Канарской котловине. Тем не менее, необходимо отметить совпадение выделенных нами по кластерному анализу зон с характерными свойствами преддуговых областей с одной стороны, и деформаций консолидированной коры на Канаро-Багамском геотраверсе, имеющих черты надвигов, с другой.

Еще одним признаком наличия субмеридиональной компоненты движения является анизотропия осадочного чехла котловин Атлантики (Мазарович, Соколов, 2004), представляющая собой наличие пликтивных деформаций, видных только на субмеридиональных сейсмопрофилях. Уверенность в существовании такого характера движения также вселяют данные наблюдений GPS и VLBI на прилегающих континентах. Вышеперечисленный набор фактов достаточно уверенно позволяет говорить о наличии явления, необъяснимого в рамках классической теории тектоники плит. Мы не будем в данной работе развивать представления о механиз-

ме, ответственном за их происхождение, но отметим, что классическая теория может быть применена в данном случае только если допустить что в современную эпоху началась революционная перестройка всех параметров движения.

Выводы

1. Районирование литосферы Атлантического океана методом кластерного анализа по 10 геолого-геофизическим параметрам, имеющим геодинамическую интерпретацию и характеризующим структуру литосферы и энергоснабжение в ней, классифицирует регион на 4 группы кластеров (всего 15 кластерных сочетаний параметров), которые не могут быть выделены визуально по какому-либо параметру в отдельности или в их ограниченной комбинации. Полученные группы обладают геологически обоснованными особенностями:

- 1 - группа САХ (7 кластеров - 2, 5, 7, 10, 11, 8, 14), показывающая существенную неоднородность геодинамических условий вдоль простирания хребта и его ближайших окрестностей;

- 2 - группа глубоководных котловин (2 кластера – 6, 12), показывающая характеристики абиссальных областей и некоторых переходных зон;

- 3 - группа континентальных окраин (4 кластера – 4, 9, 13, 15), показывающая дифференциацию литосферы в области пассивной окраины;

- 4 - группа наложенных явлений (2 кластера – 1, 3), характеризующая преимущественно субширотные зоны, пересекающие предыдущие три.

2. Неоднородность геодинамических условий вдоль простирания хребта представлена чередованием «горячих» и «холодных» блоков, особенно контрастно различающихся по тепловому потоку, суммарному выделившемуся сейсмическому моменту, гравитационной аномалии Буге, отражающей в данном контексте продуктивность магматизма, и томографии по поперечным волнам, отражающей степень частичного плавления мантии и наличие изолированных плюмов, уходящих глубоко в мантию (до 700 км). Выделенные зоны хорошо согласуются с литературными данными о дискретности Р-Т условий формирования базальтовых расплавов срединных хребтов, имеющей место на малых расстояниях. Это свидетельствует о факте суперпозиции двух независимых механизмов наращивания и дальнейшей динамики океанической коры в зоне САХ.

3. На фланговых частях САХ выделяются зоны кластеров, имеющие северо-западную ориентацию по отношению к основным структурным элементам Атлантики, пересекающие котловины, САХ, а также внедряющиеся на континентальные окраины.

4. Наложённые субширотные явления вне САХ представляют собой зоны, сформированные импульсами магматизма повышенной продуктивности (в ряде случаев активным в современную эпоху), аналогичные современным проявлениям плюмов под САХ, образовавшие из-за спрединга псевдосимметричные формы по обе стороны от хребта. Прослеживание следов этих явлений по геофизическим параметрам показывает, что в целом плотность подобных проявлений в литосфере Атлантики неизменна с момента ее раскрытия.

5. Другой тип субширотных наложенных явлений представлен зонами, в которых устойчивым является контрастное сочетание повышенных значений аномалии Буге и пониженных значений изостатической аномалии, подобное которому встречается в преддуговых областях Тихого океана. Данный кластерный тип коррелирует в пространстве с аномальной геохимией базальтов, конвергентными зонами пассивных частей трансформных разломов, анизотропией осадочного чехла котловин и ориентацией западно-атлантических зон субдукции.

Авторы глубоко признательны Мазаровичу А.О. и Силантьеву С.А. за вклад в обсуждение результатов работы и важные замечания, касающиеся структуры статьи. Мы также сохраним в нашей памяти энтузиазм, неугасимый научный задор и вдохновение, с которым Леонид Владимирович Дмитриев вовлекал коллег в разработку новых идей, основанных на междисциплинарном научном подходе к анализу геолого-геофизических данных о Земле. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 04-05-64905, руководителем которого являлся Дмитриев Л.В.



Литература

- Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.
- Болдырев С.А. Сейсмогеодинамика срединно-Атлантического хребта. М. 1998. 124 с.
- Глубинное строение и эволюция литосферы центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе). Под ред С.П.Мащенко и Ю.Е.Погребницкого. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1998. с.299.
- Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О'Хирн Т. Плюмовая и спрединговая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта. // Российский журнал наук о Земле. 1999. Ноябрь. Т.1. №6
- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю. Геодинамика трех контрастных типов магматизма океана и их отражение в данных сейсмотомографии // Петрология. 2003. том 11. № 6. с. 655-672.
- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Плечова А.А. Статистическая оценка вариаций состава и Р-Т условий эволюции базальтов срединно-океанических хребтов и их региональное распределение // Петрология. 2006. Том.14. №3. С.227-247.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Йогансон Л.И., Болтышев Г.Ю. О гетерогенности земной коры западной Евразии // Вестник ОГГГН РАН, № 4(14)'2000, с.1-13.
- Летышков Ф.А., Меньшагин Ю.В., Лаишевич В.В., Дорогокупец П.И. Сравнительная энергетическая характеристика флюидных и силикатных систем литосферы. // Петрология. 1997. № 6.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 3. С. 87 - 94.
- Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана / Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 221-250. (Тр.ГИН РАН. Вып. 565)
- Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана.// Ред. Удинцев Г.Б. МОК(ЮНЕСКО). Мингео СССР. АН СССР. ГУГК СССР. Москва. 1990. 158 с.
- Павленкова Н.И. Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии.//Строение и эволюция тектоносферы. М. ИФЗ АН СССР. 1987. с. 253-273.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д. Карта планетарного теплового потока. М 1:30000000. Объяснит. записка. М.-СПб.: 1997. - 55 с.
- Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. О методе выявления современных эндогенных режимов.//Строение и эволюция тектоносферы. М. ИФЗ АН СССР. 1987. с. 274-301
- Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Эндогенные режимы Европы //Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1990. с. 40-47
- Силантьев С.А. Вариации геохимических и изотопных характеристик реститовых перидотитов вдоль простирания Срединно-Атлантического хребта как отражение природы мантийных источников магматизма // Петрология. 2003. Т.11. №4. 339-362.
- Соболев А.В., Никогосян И.К. Петрология магматизма долгоживущих мантийных струй: Гавайские о-ва (Тихий океан) и о-в Реюньон (Индийский океан) // Петрология. 1994. Т. 2. № 2. С. 131-168.
- Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм: Автореф. дисс. доктор. геол.-мин. наук.М.: ГЕОХИ РАН, 1997. 227 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.
- Яворский Б.М., Детлаф А.А. Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М.: Наука, 1974. 944 с.
- ANSS Earthquake Composite Catalog. 2004. <http://quake.geo.berkeley.edu/anss/>, выборка 11.02.2004.
- Becker T.W., Boschi L. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. *Geochemistry Geophysics Geosystems* G³. Volume 3. January 10, 2002. Paper number 2001GC000168.
- Bonatti E., Seyer M., Sushevskaya N. M. A cold suboceanic mantle belt at the Earth's equator, *Science*, 261, 315-320, 1993.
- Cande S.C., LaBrecque J.L., Larson R.L., Pitman W.C. III, Golovchenko X., Haxby W.F. Magnetic Lineations of World's Ocean Basins (map), Amer. Ass. Petrol. Geol., Tulsa. OK. 1989. Digitized Set by G. Cole, 1993. Global Relief Data CD. NOAA Product # G01093-CDR-A0001

- Courtillot V., Davaille A., Besse J., Stock J.* Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle Earth and Planetary Science Letters 6470 (2002)1-14.
- Dmitriev L.V., Sokolov S.Yu., Sokolov N.S.* Migration of the Azores superplume: geophysical and petrologic evidence // Russian Journal of Earth Sciences. Vol. 3. # 6. December 2001. P. 395-404.
- ETOPO5 Set. Global Relief Data CD. 1993. NOAA Product # G01093-CDR-A0001.
- Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S.*, Global seismic Tomography: A snapshot of convection in the Earth, GSA Today, 7, 1 –7, 1997.
- van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R.*, Evidence of deep mantle circulation from global tomography, Nature, 386, 578 –584, 1997.
- Hwang C., Kao E.-C., Parsons B.* EGM97 - Joint Earth Geopotential Model. 1997. University of Oxford - Department of Earth Sciences. Geodesy and Geodynamics Group.
- Larson E., Ekstrom G., Tromp J.*, 1999, Seismology group, Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, <http://www.seismology.harvard.edu>
- Laske G., Masters G.* A Global Digital Map of Sediment Thickness. EOS Trans. AGU. 78. F483. 1997.
- Maus S., Rother M., Holme R., Luhr H., Olsen N., Haak V.* First scalar magnetic anomaly map from CHAMP satellite data indicates weak lithospheric field // GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 29, NO. 14, 10.1029/2001GL013685, 2002
- Mueller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y., Gahagan L.M., Sclater J.G.* Digital age map of the ocean floor. SIO Reference Series 93-30.
- Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* New Global Heat Flow Compilation. Univ. Of Michigan. Dep. Of Geol. Sciences. Ann Arbor. Michigan 48109-1063. USA. 1991.
- Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Marine Gravity Anomaly from Geosat and ERS-1 Satellite Altimetry. //J. geophys. Res. 1997. Vol. 102. N B5. p. 10039-10054. (<ftp://topex.ucsd.edu/pub/>)
- Wilson M.* Igneous Petrogenesis. London-Boston-Sidney-Wellington. Unwin Hyman Dostal, 1989. 463 p.
-
-