

А. М. КАРАСИК

АНОМАЛЬНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЕВРАЗИЙСКОГО БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

(Представлено академиком А. В. Сидоренко 30 XII 1971)

В последнее время усилилось изучение магнитного поля океанов, особенно срединно-океанических хребтов методом магнитных съемок. Одним из объектов систематических исследований является Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана, охватывающий недавно открытый подводный Срединно-Арктический хребет, или хребет Гаккеля (¹), и глубоководные котловины Нансена и Амундсена (см. рис. 1 в работе (¹)).

Аэромагнитная съемка модуля полного вектора геомагнитного поля проведена с помощью прибора АММ-13 и протонно-прецессионного магнитометра-приставки по специальной методике. Вариации геомагнитного поля учитывались по данным контрольных наблюдений на берегу и на дрейфующих льдах, а также с помощью местных опорных аэромагнитных сетей.

Результирующая точность съемки, учитывающая погрешность межмаршрутного интерполирования, составляет 30–45 γ, однако приращенности напряженности аномального поля по профилям известны с погрешностью не свыше 10 γ. Карта магнитных аномалий центральной части Евразийского бассейна (рис. 1) более точна, чем ранее опубликованные схематические карты этого района (¹, ²), составленные по данным маршрутных исследований (^{3–5}).

Анализ распределения магнитных аномалий Евразийского бассейна (⁶) и других океанических районов позволяет установить следующие общие черты структуры аномального магнитного поля мировой системы срединно-океанических поднятий (⁷).

1) Анизотропия площадного распределения аномалий, ориентировка которой строго подчинена простиранию оси срединного поднятия. В центральной части Евразийского бассейна линейные аномалии параллельны оси хребта Гаккеля не только на самом хребте, но и в глубоководных котловинах, т. е. при расстояниях до 350 км от оси хребта (рис. 1).

2) Знакопеременность аномалий, т. е. наличие чередующихся полос положительных и отрицательных аномальных приращений модуля полного вектора геомагнитного поля (рис. 2). И хотя знакопеременность предопределяется самим способом выделения аномального поля, расхождение между нормальным полем, которое отыскивается по материалам самой магнитной съемки, и мировыми картами нормального поля, которые составляются по независимым данным и на другую эпоху, не превосходит вековых вариаций и погрешности этих мировых карт. Анализ профилей аномального поля и сопоставление их с рельефом дна позволяет считать, что положительные и отрицательные аномалии являются равноправными, а их источники с одинаковой априорной вероятностью могут быть представлены прямо и обратно намагниченными телами.

3) Поперечные нарушения непрерывности аномалий, которые в плане представляют собой прямые или слабоизогнутые линии, ориентированные перпендикулярно оси срединного поднятия в месте пересечения с нею. До сих пор привлекали внимание в основном лишь те нарушения, которые выделяются по смещениям аномалий и рифтовой долины (порой весьма

значительным), характерным поперечным формам рельефа и повышенной сейсмичности⁽⁸⁾, рассматривая их как трансформные разломы типа хребет — хребет⁽⁹⁾. Обнаруженные на хребте Гаккеля (рис. 1) нарушения структуры поля, которые проявляются в виде замыкания аномальных контуров без их сколько-нибудь существенного смещения⁽⁷⁾, также можно считать зонами разломов. На Срединно-Атлантическом хребте близ 45° с.ш.⁽¹⁰⁾ и на хребте Гаккеля им соответствуют пары подводных вулканов, которые расположены по разные стороны рифтовой долины и местами обра-

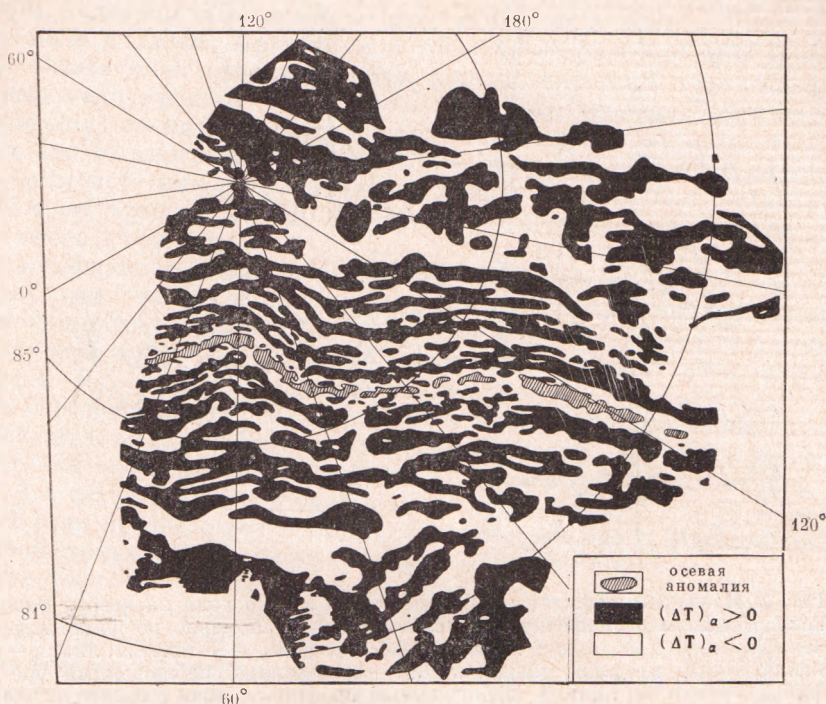


Рис. 1. Схематическая карта магнитных аномалий $(\Delta T)_\alpha$ центральной части Евразийского бассейна по (7)

зуют ее перемычки. Зоны разломов образуют границы между блоками океанической литосферы^(11, 12), размеры которых по простиранию оси хребта обуславливают степень анизотропии магнитных аномалий. Как и на Срединно-Атлантическом хребте вблизи 45° с.ш.⁽¹⁰⁾, на хребте Гаккеля среднее отношение длинной оси аномалии к ее ширине равно 4:1, что, возможно, отражает определенные реологические свойства литосферы в однотипных районах рифтовых срединных поднятий.

4) Отчетливая осяевая аномалия, приуроченная к оси срединного поднятия — имеющая положительный знак в высоких и средних широтах. Над рифтовыми долинами осяевая аномалия резко отличается от соседних своей повышенной интенсивностью (рис. 2), над срединными поднятиями, лишенными рифтовых долин, она не выделяется по интенсивности среди соседних и проявляется прежде всего как ось их симметрии (см. далее). Обнаружение осяевой аномалии позволило задолго до открытия хребта Гаккеля⁽¹⁾ предсказать положение его оси — рифтовой долины^(2, 3).

5) Зональность, выражающаяся в наличии аномальных зон, которые отличаются по интенсивности и коррелируемости аномалий, вытянуты по простиранию срединного поднятия, приурочены обычно к различным геоморфологическим провинциям и расположены приблизительно симметрично по отношению к оси поднятия. В Евразийском бассейне уверенно выделяется пять аномальных зон⁽⁶⁾.

6) Физическая симметрия, выражающаяся в наличии однотипных элементов аномального поля по разные стороны, но на приблизительно одинаковом расстоянии от оси срединного поднятия. Грубая симметрия аномального поля в Евразийском бассейне хорошо видна на карте (рис. 1); степень симметрии существенно повышается при некоторой корректуре горизонтального масштаба профилей (рис. 2). Этот признак резко ограничивает круг гипотез, с помощью которых можно объяснить структуру магнитных аномалий над срединно-океаническими поднятиями.

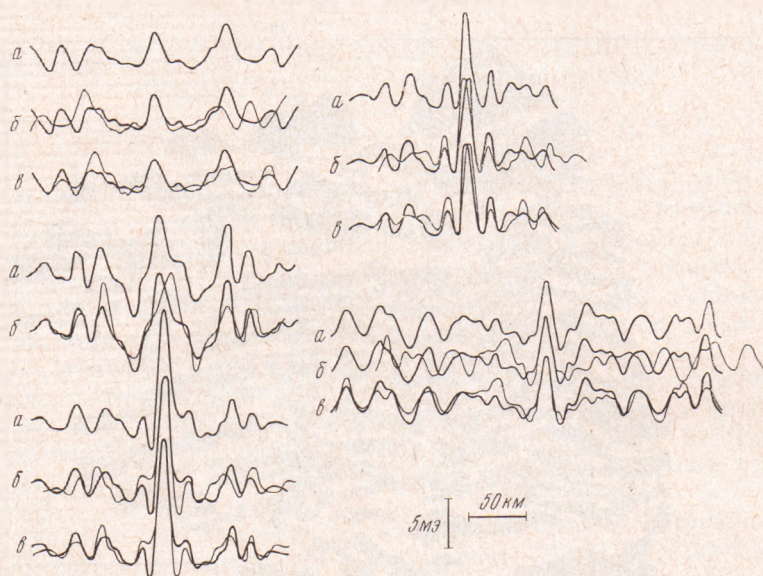


Рис. 2. Примеры профилей аномального магнитного поля на хребте Гаккеля. Профили распределены приблизительно равномерно по длине изученной части хребта. *a* — наблюдаемый профиль, *b* — толстая линия — наблюдаемый профиль, тонкая линия — обращенный наблюдаемый профиль; *в* — толстая линия — наблюдаемый профиль, тонкая линия — он же после некоторой корректуры горизонтального масштаба

7) Упорядоченность, состоящая в строго закономерном расположении характерных элементов аномального профиля относительно оси срединного поднятия. В осевой зоне распределение положительных и отрицательных аномалий совпадает с ритмом инверсий главного геомагнитного поля. При переходе от одного блока океанической литосферы к другому и даже от осевой зоны одного срединного поднятия к осевой зоне другого расстояния всех этих элементов от оси хребта изменяются практически одинаково. Вне осевой зоны отношение этих расстояний в пределах одного хребта также остается неизменным, но при сравнении различных хребтов может изменяться, плавно увеличиваясь или уменьшаясь по мере удаления от оси хребта⁽¹³⁾. Этот признак положен в основу корреляции магнитных аномалий над срединными поднятиями в глобальном масштабе⁽¹³⁾, хотя практически, из-за изменения конфигурации аномалий в зависимости от широты места и простиранья хребта, корреляция проводится в ряде случаев не по самим аномалиям, а по их расчетным источникам — моделям.

Таким образом, срединно-океаническим поднятиям, и в том числе хребту Гаккеля, свойственна однотипная, а в основных чертах и тождественная структура аномального магнитного поля, которая в отдельных районах может различаться по своим количественным характеристикам. Так, Евразийский бассейн отличается, например, от Южной Атлантики пониженной средней интенсивностью аномалий и сокращенным типичным профилем магнитных аномалий.

Структуру аномального поля срединно-океанических поднятий можно успешно объяснить гипотезой Вайна — Мэтьюза (¹⁴, ¹⁵), которая, будучи геофизическим следствием гипотезы разрастания океанического дна (sea-floor spreading) (¹⁶, ¹⁷), связывает возникновение аномалий с процессом намагничивания глубинного вещества базальтового состава, поступающего к поверхности на оси срединных поднятий, при различных полярностях геомагнитного поля и с последующим горизонтальным отодвижением источников с различным знаком намагниченности от оси срединного поднятия. Приложение этой гипотезы к объяснению аномального поля в Тихом, Индийском и Атлантическом океанах с использованием независимой палеомагнитной шкалы инверсий геомагнитного поля продемонстрировало универсальность предложенного механизма (¹⁵) и позволило оценить скорость разрастания и вероятный возраст океанического дна во многих районах Мирового океана (¹³). Подбор инверсионной модели источников аномалий для одного из типичных магнитных профилей через хребт Гаккеля дает среднюю скорость современного разрастания около 1,1 см/год.

По классификации Менарда (¹⁸) и Ван Андела и Боуэна (¹⁹) хребт Гаккеля следует отнести к категории медленно разрастающихся срединных поднятий, которые характеризуются расчлененным рельефом с отчетливой рифтовой долиной и большой мощностью «второго» слоя океанической коры.

Таким образом, анализ основных особенностей структуры аномального поля приводит к выводу о формировании Евразийского бассейна в процессе разрастания океанической литосферы. Этот вывод свидетельствует о важной — а в случае, если подтвердятся предположения (²⁰, ²¹, ²²), — определяющей роли процесса разрастания океанического дна в формировании современной структуры Северного Ледовитого океана.

История Евразийского бассейна представляется достаточно сложной, о чем может свидетельствовать зональность структуры аномального магнитного поля, по-видимому, отражающая многоэтапность развития бассейна. Для восстановления истории развития хребта Гаккеля и примыкающих котловин необходимо проанализировать структуру аномального поля Евразийского бассейна на основе протяженной шкалы инверсий геомагнитного поля, полученной в результате изучения магнитных аномалий Мирового океана (¹³), привлечь все имеющиеся геофизические и батиметрические данные по Евразийскому бассейну. Эти исследования проводятся в настоящее время.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики
Ленинград

Поступило
21 XII 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. И. Рассохо, Л. И. Сенчура и др., ДАН, 172, № 3 (1967). ² R. M. Demenitskaia, A. M. Karasik, In: Continental Margins and Island Arcs, Paper 66—15, 1966. ³ Р. М. Деменицкая и др., Проблемы Арктики и Антарктики, в. 11, Морской транспорт, 1962. ⁴ Р. М. Деменицкая и др., В сборн. Геология дна морей и океанов, «Наука», 1964. ⁵ Р. М. Деменицкая и др., В сборн. Методика, техника и результаты геофизической разведки, 1967. ⁶ А. М. Карасик, В сборн. Геофизические методы разведки в Арктике, в. 5, 1965. ⁷ А. М. Карасик, Геотектоника, в. 2 (1971). ⁸ Г. У. Менард, Геология дна Тихого океана, М., 1966. ⁹ J. T. Wilson, Nature, 207, № 4995 (1965). ¹⁰ B. Loncarevic et al., Canad. J. Earth Sci., 3, № 3 (1966). ¹¹ W. Y. Morgan, J. Geophys. Res., 73, № 8 (1968). ¹² X. Le Pichon, J. Geophys. Res., 73, № 8 (1968). ¹³ J. R. Heirtzler et al., J. Geophys. Res., 73, № 6 (1968). ¹⁴ F. Vine, D. Matthews, Nature, 196, № 4, 97 (1963). ¹⁵ F. Vine, Science, 154, № 3755 (1966). ¹⁶ H. H. Hess, Petrologic Studies. A Volume in Honour of Buddington, 1962. ¹⁷ R. S. Dietz, Nature, 190, № 4779 (1961). ¹⁸ H. W. Menard, Science, 157, № 791 (1967). ¹⁹ T. H. Van Andel, C. O. Bowin, J. Geophys. Res., 73, № 4 (1968). ²⁰ N. A. Ostenso, R. I. Wold, IAGA Bull., № 24, Paris (1967). ²¹ Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, В кн. Новейшие движения, вулканизм и землетрясения материков и дна океанов, «Наука», 1968. ²² Р. М. Деменицкая, А. М. Карасик, В кн. История Мирового океана, «Наука», 1971.