

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 [*Рассохо и др., 1967*], и глубоководные котловины Нансена и Амундсена (см. рис. 1 в работе [*Рассохо и др., 1967*]).

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. 1 000

Результирующая точность съемки, учитывающая погрешность межмаршрутного интерполирования, составляет 30-45 γ , однако приращения 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 [*Рассохо и др., 1967; Деменицкая & Карасик, 1966*], составленные по данным маршрутных исследований [*Деменицкая и др., 1962; 1964; 1967*].

Анализ распределения магнитных аномалий Евразийского бассейна [*Карасик, 1965*] и других океанических районов позволяет установить следующие общие черты структуры аномального магнитного поля мировой системы срединно-океанических поднятий [*Карасик, 1971*].

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 [Менард, 1966], рассматривая их как трансформные разломы типа хребет-хребет [Wilson, 1965]. Обнаруженные на хребте Гаккеля (рис. 1) нарушения структуры поля, которые проявляются в виде замыкания аномальных контуров без их сколько-нибудь существенного смещения [Карасик, 1971], также можно считать зонами разломов. На Срединно-Атлантическом хребте близ 45° с.ш. [Van Andel & Bowin, 1968] и на хребте Гаккеля им соответствуют пары подводных вулканов, которые расположены по разные стороны рифтовой долины и местами образуют ее перемычки. Зоны разломов образуют границы между блоками океанической литосферы [Morgan, 1968; Le Pichon, 1968], размеры которых по простиранию осп хребта обуславливают степень анизотропии магнитных аномалий. Как и на Срединно-Атлантическом хребте вблизи 45° с.ш. [Loncarevic et al., 1966], 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.

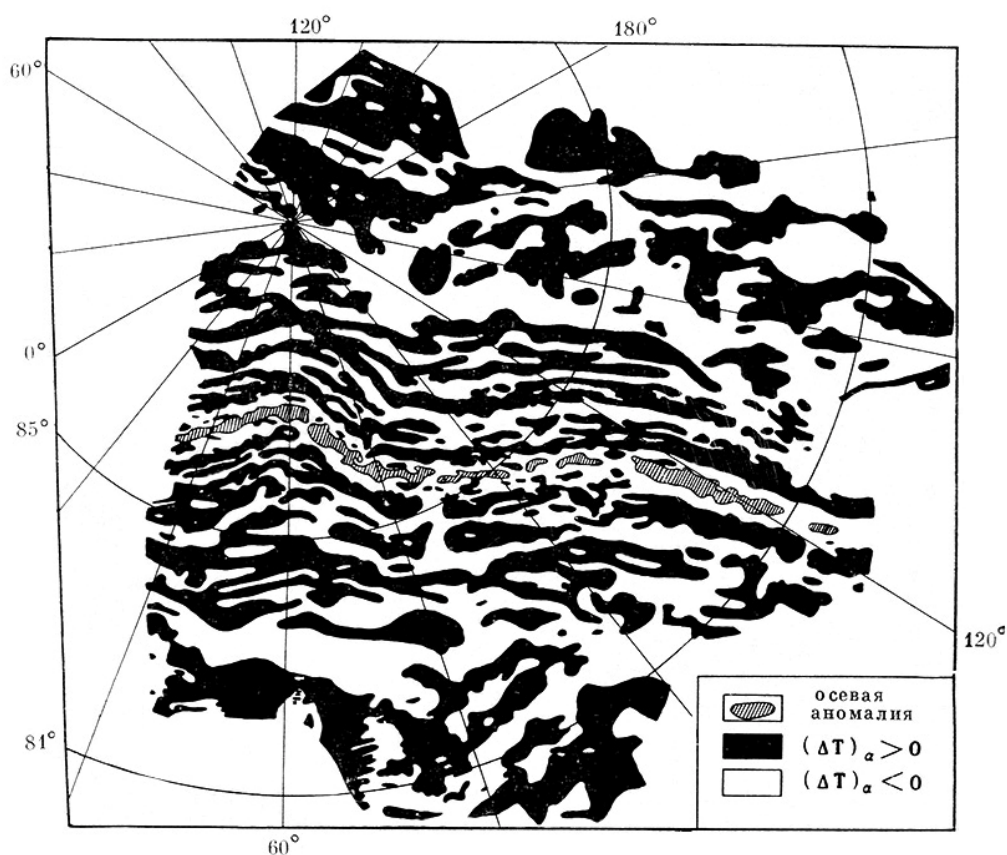


Рис. 1. Схематическая карта магнитных аномалий $(\Delta T)_\alpha$ центральной части Евразийского бассейна по (7)

4) Отчетливая осевая аномалия, приуроченная к оси срединного поднятия и имеющая положительный знак в высоких и средних широтах. Над рифтовыми долинами осевая 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 осевой аномалии позволило задолго до открытия хребта Гаккеля [Paccho u др., 1967] предсказать положение его оси - рифтовой долины [Demenitskaya & Karasik, 1966; Дементицкая и др., 1962].

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 [Карасик, 1965].

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.

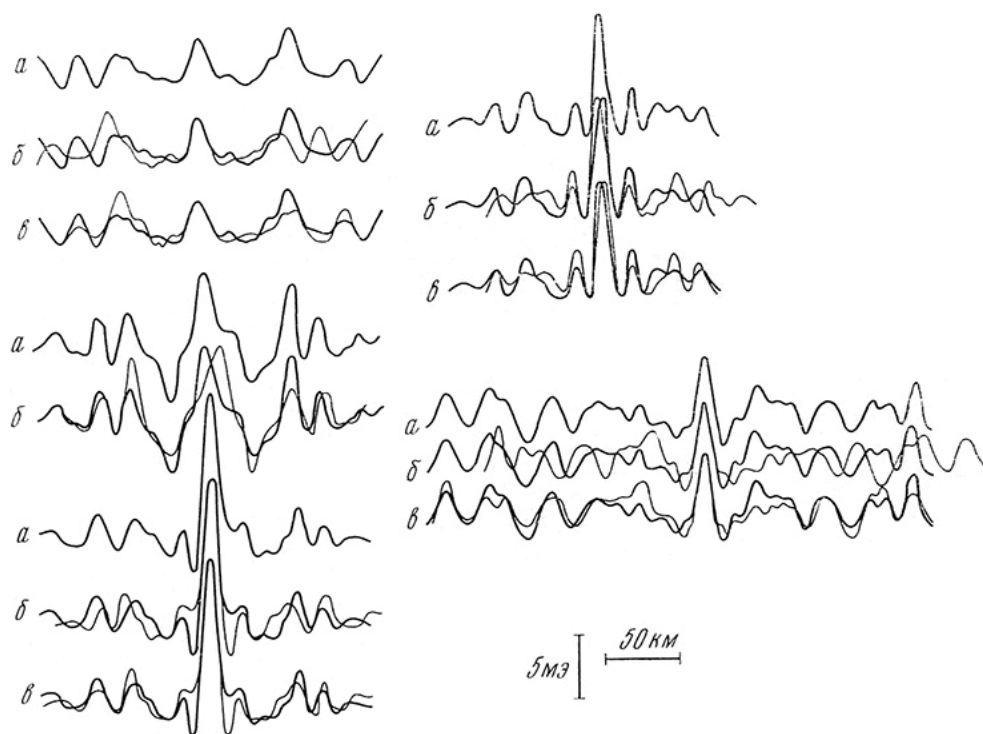


Рис. 2. Примеры профилей аномального магнитного поля на хребте Гаккеля. Профили распределены приблизительно равномерно по длине изученной части хребта. *a* — наблюдаемый профиль, *б* — толстая линия — наблюдаемый профиль, тонкая линия — обращенный наблюдаемый профиль; *в* — толстая линия — наблюдаемый 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 [Heirtzler et al., 1968]. Этот признак положен в основу корреляции магнитных аномалий над срединными поднятиями в глобальном масштабе [Heirtzler et al., 1968], 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 [*Vine & Matthews, 1963; Vine, 1966*], которая, будучи геофизическим следствием гипотезы разрастания океанического дна (sea-floor spreading) [*Hess, 1962; Dietz, 1961*], 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 [*Vine, 1966*] и позволило оценить скорость разрастания и вероятный возраст океанического дна во многих районах Мирового океана [*Heirtzler et al., 1968*]. Подбор инверсионной модели источников аномалий для одного из типичных магнитных профилей через хребет Гаккеля дает среднюю скорость современного разрастания около 1,1 см/год.

По классификации Менарда [*Menard, 1967*] и Ван Андела и Боуэна [*Van Andel & Bowin, 1968*] хребет 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 [*Ostenso & Wold, 1967; Деменицкая и Карасик, 1968; 1971*], - 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 [*Heirtzler et al., 1968*], привлечь все имеющиеся геофизические и батиметрические данные по Евразийскому бассейну. Эти исследования проводятся в настоящее время.

Научно-исследовательский институт
геологии Арктики, Ленинград

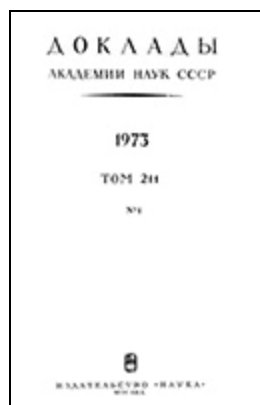
Поступило
21·XII·1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Рассохо А.И., Сенчура Л.И., Деменицкая Р.М., Карасик А.М., Киселев Ю.Г., Тимошенко Н.К. [Подводный срединный Арктический хребет и его место в системе хребтов Северного Ледовитого океана](#) // Доклады Академии наук СССР. 1967. Том 172. № 3. С. 659-662.
2. Denienitskaya R.M., Karasik A.M., In: Continental Margins and Island Arcs, Paper 66-15, 1966.
3. Деменицкая Р.М. и др., Итоги изучения земной коры в Центральной Арктике геофизическими методами // Проблемы Арктики и Антарктики. 1962. в. 11.

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

Ссылка на статью:



Карасик А.М. Аномальное магнитное поле Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // Доклады Академии наук СССР. 1973. Том 211, № 1. С. 86-89.